Actas de Trabajos Completos del E-ICES 12

12º Encuentro del Centro Internacional de Ciencias de la Tierra



14-17 de noviembre de 2017, Mendoza, Argentina







Actas de Trabajos Completos del E-ICES 12

12º Encuentro del Centro Internacional de Ciencias de la Tierra

14-17 de noviembre de 2017 Universidad Nacional de Cuyo Mendoza, Argentina



Actas de Trabajos Completos del E-ICES 12: Doceavo Encuentro del Centro Internacional de Ciencias de la Tierra (ICES); compilado por Dino Filipussi, María Florencia Lenzano, Paula Vildosa; editado por Martín Pedro Gómez; María Isabel López Pumarega; Luis Lenzano; prólogo de Martín Pedro Gómez - 1a ed. - Ciudad Autónoma de Buenos Aires: Comisión Nacional de Energía Atómica - CNEA, 2018.

Libro digital, PDF

Archivo Digital: descarga y online ISBN 978-987-1323-61-6

1. Ciencias de la Tierra. I. Filipussi, Dino, comp. II. Gómez, Martín Pedro, ed. III. López Pumarega, María Isabel, ed. IV. Lenzano, Luis, ed. V. Gómez, Martín Pedro, prologo.

CDD 550



E-ICES 12

12° Encuentro Internacional Ciencias de la Tierra Actas de Trabajos Completos

AUTORIDADES DEL PROYECTO ICES

CONSEJO DE REPRESENTANTES

Dr. Alfredo Boselli (CNEA)

Prof. Luis Lenzano (UNCUYO)

Dr. Cesar Belinco (CNEA)

Dr. Manuel Tovar (UNCUYO)

PRESIDENTE DEL CONSEJO DE REPRESENTANTES

Mag. Alberto Vich

DIRECTOR CIENTÍFICO

Dr. Martín Pedro Gómez

SECRETARIA EJECUTIVA

Dra. María Isabel López Pumarega

Impreso en Argentina - Printed in Argentina Hecho el depósito que marca la ley 11.723 ISBN 978-987-1323-61-6 © CNEA 2018

COMITÉ ORGANIZADOR

Dr. Martín Pedro Gómez (CNEA, UTN, UNSAM) Dr. Dino Filipussi (CNEA, UNSAM) Dr. Néstor Fuentes (CNEA, UNSAM) Lic. Mirian Rocío Neyra Astudillo (CNEA, UNSAM, UTN) Dra. María Isabel López Pumarega (CNEA) Tec. Nicolás Núñez (CNEA) Com. Maria Florencia Lenzano (ICES Regional Mendoza) Lic. Alberto Cesar Molina (ICES Regional Mendoza, FCPyS-UNCUYO) Lic. Andrea Blazsek (FCPyS-UNCUYO) Lic. Julieta Laura Vignale (FCPyS-UNCUYO) Arq. Paula Vildoza (ICES Regional Mendoza) Prof. Luis Eduardo Lenzano (ICES-UNCUYO-CONICET) Ing. Alberto Vich (ICES-CONICET-UNCUYO) Geog. Emilce Vaccarino (ICES Regional Mendoza, CONICET) Lic. Emilia Eliza Molina (FCPYS-UNCUYO-CONICET) Mag. Ing. Ana Rosa Castaño Gañán (ICES Malargüe) Lic. Gastón Burlot (FCEN-UNCUYO) Geol. Guillermo Rojas (CNEA) Tec. Cristina Marcela Servant (CNEA) Dra. Adalgisa Scotti (ICES-CNEA-UTN) Dra. Leticia Katzer (UNCUYO-CONICET)

COMITÉ CIENTÍFICO

Dr. Martín Pedro Gómez (CNEA, UTN, UNSAM) Dr. Dino Filipussi (CNEA, UNSAM) Dr. Néstor Fuentes (CNEA, UNSAM) Dra. María Isabel López Pumarega (CNEA) Ing. Alberto Vich (ICES, CONICET, UNCUYO) Dr. Víctor Duran (ICES, FCEN-UNCUYO, CONICET) Dr. Jorge Barón (ICES-UNCUYO) Geol. Guillermo Rojas (CNEA) Dr. Diego González (IMM, Bologna, Italia) Dr. Mariano Agusto (UBA-CONICET) Dr. Deyan Draganov (TU DELFT, Holanda) Dr. José Ruzzante (UTN, UNTREF, UNdeC) Dr. Linilson Padovese (USP, San Pablo, Brasil) Mgter. Claudia Alejandrina García (FCPyS-UNCUYO) Mgter. Silvia Mónica García (FCPyS-UNCUYO) Lic. Alberto Cesar Molina (ICES Regional Mendoza-FCPyS-UNCUYO) Natalia Edith Bruno (FCEN-UNCUYO) Damian Ignacio Berridy (FCEN-UNCUYO) Víctor Alberto Durán (FCEN-UNCUYO) Ofelia Beatriz Agoglia (FCEN-UNCUYO) Felipe Aguilera (DCG, Universidad Catolica del Norte, Antofagasta, Chile) Mariano Agusto (GESVA, FCEyN, UBA - CONICET) Gabriela Badi (SyM, UNLP) Dra. Adalgisa Scotti (ICES-CNEA-UTN)

PROLOGO

El Proyecto Centro Internacional para Estudios de la Tierra (o ICES según su acrónimo en inglés) se desarrolla en Argentina desde el año 2006, y luego ha sido enmarcado en un Convenio Bipartito entre la Universidad Nacional de Cuyo (UNCUYO) y la Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA) rubricado en 2008. De esta manera, se han constituido Regionales ICES en Buenos Aires, Mendoza, Malargüe y San Rafael en las cuales varios Grupos Asociados desarrollan tareas de investigación. A partir de este Proyecto, todos los años se realiza el Encuentro del Centro Internacional para Estudios de la Tierra, denominado E-ICES, el cual en esta oportunidad ha llegado a la doceava edición. Históricamente la mayoría de estas reuniones se han desarrollado en la ciudad de Malargüe, cuna del ICES, y en algunas oportunidades en Buenos Aires, y Mar del Plata.

Esta vez, el Encuentro se realizó en una de las "casas" del Proyecto ICES, es decir en el Centro Universitario de la Universidad Nacional de Cuyo, en la ciudad de Mendoza, Argentina. La exitosa organización de esta reunión fue múltiplemente dirigida y apoyada por el ICES Regional Mendoza, las Facultades de Ciencias Exactas y Naturales (FCEyN) y de Ciencias Políticas y Sociales (FCPyS) de la Universidad Nacional de Cuyo (UNCUYO), las Regionales San Rafael y Malargüe del ICES y la Regional Cuyo de la CNEA, quienes tuvieron una decisiva participación local. También participó activamente en la organización el ICES Regional Buenos Aires, que cuenta con extensa experiencia previa en esas tareas.

En esta ocasión, la idea central del Encuentro fue "Dialogo Ciencia y Sociedad". Importantes hechos distintivos de esta edición del E-ICES fueron las once Conferencias Plenarias, todas de altísimo impacto científico y social, así como los cinco Talleres realizados y un Documental presentado, que abarcaron temáticas muy relevantes y actuales. También fueron muchas y muy buenas las presentaciones orales, los posters, y los trabajos presentados en el Concurso Jóvenes Investigadores, que nuevamente contó con el apoyo de la Fundación Williams y de la Embajada de Italia en Argentina, a quienes el ICES les agradece el aporte del primer y segundo premio, respectivamente.

Todas las actividades mencionadas han recibido un número importante de participantes de diversos países e instituciones y nuevamente se ha verificado uno de los objetivos basales del ICES que es la amplia y dinámica interdisciplinariedad en los más variados temas relacionados con el Hombre, la Sociedad y la interacción de estos en los procesos culturales y naturales. Asimismo, se agradece a la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT), por el apoyo económico que se recibió para poder llevar a cabo el Encuentro a través del Subsidio para Reuniones Científicas RC 2017 - 0180, y a la UNCUYO y a la CNEA por el sustento permanente que permite la realización tanto de los Encuentros como de los Proyectos que desarrolla el ICES.

¡Cordiales saludos y gracias a todos los participantes y adherentes al E-ICES 12 por su valiosos aportes y el permanente acompañamiento!

Martín Pedro Gómez Director Científico del ICES

INDICE

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LAS CUENCAS CUYANA Y CACHEUTA: UN ENFOQUE A TRAVÉS DE DATOS DE S PARA EL ANÁLISIS TECTÓNICO DE LA ESTRUCTURACIÓN TRIÁSICA Y MIO-CUATERNARIA	JUBSUELO
Aguilar A., Gómez G., Barrionuevo M., Giambiagi L., Suriano J.	1
GRUPO DE INVESTIGACIÓN EN VOLCANISMO (GIV-UCN) DE LA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL NORTE, BÚSQUEDA DE LA INTEGRACIÓN MULTIDISCIPLINARIA	CHILE: EN
Aguilera F.	9
MAPEO DE LA PELIGROSIDAD SISMICA Y LA LICUACIÓN DE SUELOS EN EL OSASIS NORTE DE MENDOZA	
Bertran Rojo M., Moreiras S.M.	19
CAMBIO CLIMÁTICO, RIESGO Y VULNERABILIDAD MATERIAL DIDÁCTICO DE DIFUSIÓN LOCAL.	
Bilbao T., Sosa P., Thomas P., Vega L., Carmona F., Musso S., Osimani J., Férrer C., Mussetta P.	30
BANCO DE SEMILLAS, HERRAMIENTA PARA EVALUAR RESTAURACIÓN ECOLÓGICA EN EL CMFSR	
Castaño Gañán A.R., Alvarez G., Garcia V.	37
ANALISIS GEOMORFOLOGICO DEL VALLE DE LAS LAJAS- DEPTO. PACLÍN - CATAMARCA ARGENTINA	
Cedrón Robledo D., Niz A. E.	49
SENSOR DE GAS ÓPTICO DE ADSORCIÓN	
Checozzi F. R., Vorobioff J., Boggio N., Fasciszewski A., Rinaldi C.	60
RIESGO DE CRECIDA ABRUPTA POR ROTURA DE LAGOS DE ORIGEN GLACIAL EN LA CUENCA DEL RÍO PLON	10
Correas Gonzalez M., Moreiras S.M.	69
COMPARACIÓN DEL ÍNDICE DE VEGETACIÓN EN CIUDADES FORESTADAS CON ESCALAS TERRITORIALES SI	MILARES
Cuchietti C., Morales J., Arboit M.	81
EVALUACIÓN DEL RIESGO DE EROSIÓN HÍDRICA Y EL EFECTO DE LA COBERTURA VEGETAL EN LA CUENC TUNUYÁN SUPERIOR (MENDOZA)	A DEL RÍO
D'Amario Fernández M. J., Mastrantonio L.E., Portela J. A.	91
IDENTIFICACIÓN DE SERVICIOS AMBIENTALES DE LAS FORESTACIONES EN MAR DE LAS PAMPAS	
Denegri G.A., Gaspari F.J., Rodríguez Vagaría A.M, Mijailoff J., Mársico J. I., Acciaresi G.G.	102
RED DE SENSORES INALÁMBRICA APLICADA A ALERTAS Y PREDICCIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE I FORESTALES	VCENDIOS
Elgueta R. A., Méndez Garabetti M.	111
CARACTERIZACIÓN DE AEROSOLES ATMOSFÉRICOS CON INFLUENCIA EN GLACIARES DEL CERRO TRONAD	OR
Espada R., Gelman Constantin J., Rössler C., Dawidowski L., Gómez D.R.	120
PROTOCOLO DE EVALUACIÓN DE LOS PELIGROS ASOCIADOS A LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA MEDIANTE NUMÉRICOS	MODELOS
Esquivel A., Aguilera F.	130

NUEVAS EVIDENCIAS DE GLACIARES EN SURGE EN LOS ANDES CENTRALES DE ARGENTINA Y CHILE
Falaschi D., Bolch T., Lenzano M. G., Tadono T., Lenzano L. 142
DETERMINACIÓN MEDIANTE EMISIÓN ACÚSTICA DE LA CONECTIVIDAD ENTRE POROS Y SU DISTRIBUCIÓN EN ROCAS
Fuentes N. O., Filipussi D. A. 156
GESTIÓN DE RIESGO DE DESASTRE EN LA PROVINCIA DE CATAMARCA. UNA MIRADA DESDE LA COMUNICACIÓN GUBERNAMENTAL
Galeano G. 161
PERCEPCIÓN SOCIAL DEL RIESGO HÍDRICO. LOCALIDAD DE BALCOZNA
Galeano G. 167
IMPACTO DEL PLAN NACIONAL DE MANEJO DEL FUEGO EN BALCOZNA. APLICACIÓN DEL MÉTODO FORIN.
Galeano G. 177
DISEÑO DE PROTOCOLOS DE TRATABILIDAD DE SUELOS CONTAMINADOS
Gálvez J., Alonso Molina V., Cantero J., López A., Pineda I., Vardaro S. 191
FRECUENCIA NATURAL DE SITIOS CON NAPA FREÁTICA SUPERFICIAL
Giolo E., Calderón F., Frau C., Luján F., Panella S., Cueto A. 203
EVIDENCIA DE MINGLING EN EL SISTEMA MONOGENÉTICO DEL VOLCÁN TILOCALAR NORTE (REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE): ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO
González C., Ureta G., González R., Aguilera F., Menzies A. 211
DISTRIBUCIÓN DE ELEMENTOS QUÍMICOS EN FLUIDOS Y DEPÓSITOS FUMARÓLICOS DEL VOLCÁN GUALLATIRI Y LASTARRIA, NORTE DE CHILE
Inostroza M., Aguilera F., Menzies A. 222
DETECCIÓN DE LA PROCEDENCIA DE DESLIZAMIENTOS ANTIGUOS EN CORDILLERA DE SAN JUAN MEDIANTE IMÁGENES LANDSAT
Jeanneret P., Moreiras S.M. 234
DESLIZAMIENTOS EN EL FRENTE OROGÉNICO ACTIVO ANDINO. DISTRIBUCIÓN, CARACTERIZACIÓN Y ORIGEN
Junquera Torrado S., Moreiras S.M. 243
CARACTERIZACIÓN DE LAS VÍAS DE ASCENSO DE LOS FLUIDOS HIDROTERMALES EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO COPAHUE – CAVIAHUE MEDIANTE TÉCNICAS GEOQUÍMICAS Y ESTRUCTURALES
Lamberti M.C., Vigide N.C., Agusto M., Winocur D., Yagupsky D.L. 256
TENDENCIAS Y CAMBIOS ABRUPTOS DE CAUDALES ESTACIONALES EN CUENCAS DEL OESTE ARGENTINO ENTRE LOS 22°-52°S Y SU RELACIÓN CON FORZANTES CLIMÁTICOS
Lauro C., Vich A.I.J., Moreiras S.M., Otta S., Vaccarino E. 270
GEOMORFOLOGIA Y DINAMICA DEL RIO NEGRO, PATAGONIA ARGENTINA
Longo A.C, Perillo G.M.E., Moreiras S.M. 283
MULTI-DISCIPLINARY CONTRIBUTION TO METAL EXPLORATION IN THE JAURU TERRANE, SOUTHWEST AMAZON CRATON

Louro V. H. A., Mantovani M. S. M., Ribeiro V. B.

TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL HIELO Y SUPERFICIES DE FUSIÓN DEL CAMPO DE HIELO PATAGÓNICO SUR A PARTIR DE IMÁGENES MODIS

Lo Vecchio A., Lannutti E., Lenzano M. G., Lenzano L.	301
ANÁLISIS DE REDIMENSIÓN DE MAPAS EN UN SISTEMA DE PREDICCIÓN DE INCENDIOS	
Lucatelli J., Mendez Garabetti M., Bianchini G., Caymes Scutari P., Tardivo M.L.	317
GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO OLCA-PARUMA, NORTE DE CHILE	
Martínez S., Navas S., González C., Aguilera F.	327
HESSIM: EVALUACIÓN DE CALIDAD DE PREDICCIÓN APLICADA AL INCENDIO FORESTAL OCURRIDO EN QUEIRI PORTUGAL	GA
Méndez Garabetti M., Bianchini G., Caymes Scutari P., Tardivo M. L.	339
ZONIFICACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD A LA INUNDACION DEL NOROESTE BONAERENSE.	
Montealegre Medina F.A., Mazzucchelli M.G., Gaspari F.J.	349
ANÁLISIS DE LOS VALORES DIARIOS Y MENSUALES DE RADIACIÓN SOLAR GLOBAL OBTENIDOS POR PIRANÓGRAF Y PIRANÓMETROS EN LA CIUDAD DE BUENOS AIRES	os
Nollas F. M., Carbajal Benitez G.	359
ESTUDIO Y DESARROLLO DE PELÍCULAS DE NANOTUBOS DE TIO2 PARA SENSORES DE GAS	
Perillo P. M., Rodríguez D.F.	366
TRANSICIONES SOCIO-ENERGÉTICAS EN EL SECANO LAVALLINO. ADAPTACIÓN DE MODELOS DE BARRERAS IMPULSORES A PARTIR DE UN ENFOQUE ORIENTADO A ACTORES	SE
Poretti A. A., Calcagno D. L.	372
LA REDUCCIÓN DE LOS RIESGOS DE DESASTRES EN DESTINOS TURÍSTICOS COSTEROS DE LA PROVINCIA DE BUEN AIRES. ABORDAJE METODOLÓGICO	IOS
Puccio H., Grana N., Adaniya S., Marshall G.	380
MEDICIONES REMOTAS DE SO2 EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO PLANCHÓN-PETEROA, EMPLEANDO UN SISTEI DOAS PORTABLE	MA
Raponi M., García S., Gómez M.P., Agusto M.	391
MAGNETIC STUDY OF CU OCCURRENCES NEAR SALTO DO CÉU DYKES (MT, BRAZIL): NEW TARGETS F EXPLORATION?	OR
Ribeiro V. B., Mantovani M. S. M., Louro V. H. A.	404
DETERMINACIÓN DE COV´S EN EL AIRE DE LA CIUDAD DE CÓRDOBA, ARGENTINA.	
Rubio M., Sbarato R. D.	416
CARACTERIZACIÓN DE RIESGOS NATURALES EN EL PIEDEMONTE OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE SAN LUIS, A L 33º08´ S - 33º14´S	.OS
Sales D., Espinosa C., Tobarez M.A., Sales G., Cisnero H., Denaro J., Garro H., Chiarotto L., Villegas J.,	

Herrera Sánchez F.

LE		
35		
ES		
46		
55		
ANÁLISIS DE RENDIMIENTO PARA UN MÉTODO DE REDUCCIÓN DE INCERTIDUMBRE APLICADO A INCENDIOS FORESTALES		
64		
77		
89		
01		
07		

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LAS CUENCAS CUYANA Y CACHEUTA: UN ENFOQUE A TRAVÉS DE DATOS DE SUBSUELO PARA EL ANÁLISIS TECTÓNICO DE LA ESTRUCTURACIÓN TRIÁSICA Y MIO-CUATERNARIA

Andrea Aguilar¹, Gustavo Gomez², Barrionuevo Matías¹, Laura Giambiagi¹, Julieta Suriano³.

¹ IANIGLA, CCT Mendoza, CONICET ² Y.P.F, sede Regional Mendoza 3 IGEBA, Universidad de Buenos Aires, CONICET

e-mail:aaguilar@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN

La cuenca Cuyana es una de las cuencas sedimentarias triásicas más productivas de hidrocarburos de Argentina. Con un rumbo predominante NNO-SSE, la cuenca, y particularmente los depocentros Rivadavia, Las Hormigas y Tunuyán, son un ejemplo único de reactivación tectónica de depocentros de rift; proceso que contribuyó con el desarrollo de sistemas petroleros, vinculados genéticamente al empuje del frente andino (con influencia dinámica de la faja plegada y corrida de Aconcagua y de los bloques de basamento de la Cordillera Frontal) desde el Cretácico hasta el Presente. Dicha reactivación, se refleja en el estilo estructural contraccional que afecta no sólo los paquetes cenozoicos de sedimentos de la cuenca de antepaís (Fms. Divisadero Largo, Mariño, Tobas La Angostura, La Pilona y Mogotes), sino también en el arreglo estructural de los depocentros de rift. Se observa además una diferenciación de la reactivación de Norte a Sur de las estructuras en los depocentros, de su grado de inversión y de la componente de esfuerzo horizontal, lo que puede ser atribuido principalmente a la dinámica de subducción. En este trabajo se desarrolla un análisis, mediante la interpretación de datos de subsuelo, de los arreglos estructurales de las fallas que afectan los sedimentos triásicos y miocenos, y de la geometría de los estratos, cuya depositación y posterior deformación tuvo como principal control el régimen extensional responsable de la generación de la cuenca de rift triásica y los regímenes posteriores que tuvieron una influencia directa en la distribución de las estructuras.

Palabras clave: Reactivación tectónica, rift, sistemas petroleros.

INTRODUCCIÓN

En los Andes Centrales argentinos, entre los 30° y 36°S, la reactivación tectónica de las cuencas extensionales mesozoicas Cuyana y Neuquina ha sido asignada a estadíos compresivos durante el desarrollo de la orogenia andina (Lagarreta et al., 1993; Manceda y Figueroa, 1995; Uliana et al., 1995; Jordan et al., 2001; Giambiagi et al., 2003; Mescua y Giambiagi, 2012 y Mescua et al., 2014). Particularmente, las cuencas mesozoicas invertidas en el occidente de Argentina, son de gran importancia, ya que la componente tectónica ha jugado un rol fundamental en la maduración y generación de los sistemas petroleros (Zencich et al., 2008).

Uno de los sistemas de rift más importante desde una perspectiva petrolera, la cuenca Cuyana, se encuentra actualmente localizado en la zona de antepaís de los Andes Centrales, específicamente entre los 30 y 34° S (ver fig. 1). El relleno de esta cuenca posee pocos afloramientos, teniendo su máxima expresión y extensión en subsuelo, y se compone de diversos depocentros con un rumbo predominante NNO, rellenos con depósitos continentales sedimentarios característicos de un sistema extensional continental. Se encuentra bajo



Fig. 1: Ubicación del proyecto analizado sobre mapa estructural (modificado de Suriano et. al, 2017; Dellapé y Hegedus 1995).

aproximadamente 3000 m de depósitos sinorogénicos sedimentarios (Rolleri y Criado Roque, 1968) que conforman la cuenca de antepaís neógena de Cacheuta.

Los depocentros Tunuyán, Las Hormigas y Rivadavia (Rolleri y Fernández Garrasino, 1979; Kokogian y Mancilla, 1989), que conforman yacimientos productivos, han sido alimentados por fluidos oleogenéticos desde el depocentro Tupungato que rellena a su vez otros reservorios (Zencich et al., 2008).

Como hemos mencionado anteriormente, los depocentros de la Cuenca Cuyana y los dos ejes principales de subsidencia se relacionan directamente con las zonas donde los yacimientos se distribuyen. Éstos se encuentran en dos ejes estructurales productivos de anticlinales, el Eje Oriental y el Eje Occidental. A la zona ubicada entre las dos disposiciones lineales de estructuras se le llama "zona entre ejes". El eje Occidental posee los yacimientos Cacheuta, La Pilona, Estructura Intermedia, Refugio, Tupungato, Piedras Coloradas, Chañares Herrados y Puesto Pozo Cercado. El eje Oriental, donde se desarrolla este trabajo, posee los yacimientos Barrancas, La Ventana y Vizcacheras.

A pesar de que se vinculan las trampas y vías de alimentación a la inversión de las fallas extensionales (Dellapé y Hegedus, 1995), no se encuentra publicada evidencia concreta y objetiva en el eje oriental de la configuración de las fallas pre-andinas, su influencia en la formación y desarrollo del sistema petrolero, como así del grado de inversión de la cuenca. Sin embargo, Zencich et al. (2008), reconocen una importante red de fracturas subverticales de distinta magnitud, las cuales asigna posiblemente a reactivación de fallas profundas más antiguas, que proveerían una excelente vía de migración. Esto autores clasifican a las fallas

según las capas que se encuentran afectando: 1) Fallas profundas de rift que no sobrepasan los niveles pelíticos de la Formación Cacheuta; 2) Fallas subverticales profundas que afectan la casi totalidad de la columna triásica pero que no sobrepasan los niveles sello de la Formación Punta de las Bardas; 3) Fallas que afectan la totalidad de la columna sedimentaria, algunas incluso con fuerte expresión superficial. La componente de desplazamiento de rumbo por efecto de los esfuerzos compresivos andinos, provenientes del oeste, podría ser una de las principales causas de migración de hidrocarburos desde el oeste hacia los yacimientos ubicados al oriente.

En este trabajo se realiza un análisis mediante interpretación de líneas sísmicas de los depocentros Tunuyán, Las Hormigas y Rivadavia, de su estilo estructural y el grado de inversión del rift. Se analizan, además, las características geométricas de la cuenca, y su vinculación genética y dinámica al régimen compresivo andino.

MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

Paleogeográficamente, la cuenca Cuyana formó parte del margen sudoccidental de Pangea, en la etapa previa a la ruptura de Gondwana. Se ha propuesto que las debilidades corticales heredadas de eventos tectónicos paleozoicos han funcionado como fuertes controles en el estilo estructural de la cuenca y en su inversión tectónica (Ramos y Kay, 1991).

El área de estudio se encuentra ubicada en el frente de corrimiento Plio-Cuaternario de los Andes Centrales australes. Latitudinalmente, esta zona (ubicada entre los 32 y 34° S) se encuentra en un frente sísmicamente activo que exhibe una pronunciada segmentación de rumbo, coincidente con la segmentación del segmento de subducción subhorizontal Pampeano-Chileno (28-32° Lat S), y el segmento de subducción normal, ubicado a partir de los 34° S (García y Casa 2015). Este control tectónico a escala regional ejerce una influencia directa en la variación de estilos estructurales, tasa de acortamiento, ancho del frente orogénico y en la cantidad de levantamiento efectivo (Jordan et al., 1983; Ramos et al., 2002; Giambiagi et al., 2012).

A partir de aproximadamente los 34° S, la estructura a escala regional está controlada por una subducción normal con menor acortamiento horizontal (Ramos y Folguera, 2005). Entre estos dominios de gran escala se encuentra una zona transicional, ubicada entre los 32° 30' y 33° 30' S, donde se evidencia una inversión moderada de la cuenca Cuyana. En esta zona se observa también la finalización de Precordillera y Sierras Pampeanas, rasgo topográfico controlado principalmente por la mecánica de subducción horizontal.

La cuenca triásica posee depósitos sedimentarios siliciclásticos que alcanzan hasta 2700 metros de espesor (Kokogian et al., 1993), depositados sobre un basamento de rocas volcánicas y piroclásticas que conforman el Grupo Choiyoi (Rolleri y Criado Roque, 1968). El relleno de rift de la cuenca puede diferenciarse en depósitos de sinrift, generados durante la apertura mecánica, y sag relacionados al enfriamiento térmico de la cuenca. Los de sinrift están conformados por las Formaciones Río Mendoza (constituida por depósitos conglomerádicos proximales interpretados como depósitos de abanicos aluviales), Las Cabras (conformadas por depósitos volcániclásticos, lacustres y fluviales), Potrerillos (principalmente conformados por sedimentos de planicie aluvial), y finalmente, durante el clímax del rift, cuando la tasa de subsidencia era máxima, se generó el espacio de acomodación necesario para depositar las facies lacustres de la Formación Cacheuta. La etapa de sag se encuentra representada exclusivamente por la Formación Río Blanco, constituida por depósitos fluviales y deltaicos.



Fig. 2 Mapa isócrono de la Formación Punta de las Bardas sobre los yacimientos petroleros.

Un evento extensional de orden continental fue responsable de un vulcanismo básico asociado de edad jurásica - cretácica que instruye toda la columna sedimentaria y tapiza casi toda la extensión de la cuenca con depósitos de coladas basálticas (Formación Punta de las Bardas), y que constituyen el principal sello de la cuenca (Zencich et al., 2008).

En el Jurásico se reactiva la depositación de sedimentos rojos con la Formación Barrancas. El relleno está constituido principalmente por secuencias de abanicos fluviales y abanicos aluviales distales. Estos sedimentos constituyen el principal reservorio de la cuenca.

A finales del Cretácico e inicios del Paleógeno, comienza el hundimiento flexural de la corteza. A partir del inicio de la orogenia andina se desarrollan primeramente depósitos de *playa lake* y fluviales ubicados en la parte más distal del sistema de antepaís (Formación Divisadero Largo) (Zencih, 2008). En el Mioceno, se registra el arribo del frente del orógeno a la zona ocupada por la cuenca triásica, la subsidencia se acelera y por encima de una fuerte discordancia erosiva se preservan los depósitos sinorogénicos más proximales, apilados en varias secuencias controladas tectónicamente (Fms. Mariño, La Pilona, Tobas La Angostura y Mogotes). Las mismas están principalmente compuestas por sedimentos continentales silicoclásticos de origen fluvial, aluvial, eólico y de *playa lake* (Zencich et al., 2008).

METODOLOGÍA

Principalmente, debido a que la cuenca Cuyana tiene su mayor expresión en subsuelo, una de las mejores metodologías para analizar los depósitos primarios de rift, los estratos sinorogénicos y como las estructuras funcionan como controles primarios para el desarrollo de los sistemas petroleros, tanto productivos como de frontera, es el análisis de datos de subsuelo. Los datos tanto geofísicos como de abundantes perforaciones hacen que la cuenca

sea un excelente objeto de estudio para la clásica inversión de rift. Se interpretaron distintas líneas sísmicas de rumbos E-O, N-S y con rumbos arbitrarios oblicuos. Se efectuó la correlación entre los pases, profundidades, y a partir de un análisis integral de los datos de subsuelo, se generaron mapas isopáquicos y de depocentros.

El trabajo de superficie corresponde a la integración de todos los datos de mapeos publicados por otros autores (Giambiagi et al., 2015, Suriano et al., 2017) y la realización de un mapeo de detalle en zonas específicas.

RESULTADOS

En las líneas sísmicas se observan los reflectores sísmicos (a los que se les han atribuido cada una de las unidades triásicas), y las estructuras que afectan a cada una de ellas. Es posible definir estructuras invertidas en los depósitos del Triásico (ver figura 3), donde, a pesar de que se observa la estructura primaria de los depocentros y de la geometría de rift, las estructuras que originalmente constituían fallas normales, han sido invertidas, tomando como



Fig. 3: Línea sísmica con orientación N-S donde se han determinado, mendiante el pozo PB 145 que se encuentra al Norte, las Formaciones triásicas correspondientes al depocentro Tunuyán. A su vez, es posible observar la geometría en hemigraben, con fallas normales (líneas negras) que afectan el basamento, limitan el depocentro y determinan su dinámica depositacional. En azul, es posible observar fallas reactivadas, algunas condicionadas por debilidades previas, en amarillo las estructuras que afectan los niveles Neógenos y en verde, aquellas que se encuentran afectando a los niveles cuaternarios. El horizonte tomado como guía corresponde a la Formación Punta de las Bardas.

elemento para la inversión los planos de debilidad previos generados por distensión triásica.

En las secciones (ver figuras 3, 4 y 5), es posible observar un "punto nulo", por debajo del cual el traslape generado por la inversión no es evidente, ya que el rechazo de la falla es escaso; pero cuando se tiene en cuenta que la génesis primaria de las estructuras extensionales provocó un desplazamiento de varios metros, es posible concluir que el movimiento de los estratos ha sido mayor al que se observa.

Además, sobre las fallas normales que han sido invertidas, se han desarrollado pequeños anticlinales, por propagación de la deformación hacia la cobertura Neógena-Cuaternaria, producto de los esfuerzos compresivos Plio-Cuaternarios. Las fallas de sinrift que están levemente invertidas, y las fallas contraccionales en los niveles superiores, que se encuentran por encima de los depósitos de sag, poseen un desacople mecánico, y la deformación frágil se

encuentra particionada y bien diferenciada en ambos niveles (Zencich et al. 2008). Giambiagi



Fig. 4: Se observan, en la línea con orientación E-O, los depocentros triásicos de la etapa de sinrift inicial, limitados por fallas directas (en negro) y fallas producto de la dinámica compresiva en azul. En amarillo han sido interpretadas las fallas Neógenas, y en verde, aquellas pertenecientes al Cuaternario.

et al (2015), describieron además estructuras transcurrentes asociadas.

Hay además un desacople mecánico entre el nivel estructural afectado por fallas cuaternarias (en verde, Figuras 3 y 4) y las fallas inversas y de rumbo inferiores (en naranja, ver figuras 3 y 4). Asimismo, se observan gran cantidad de estructuras de alto ángulo, interpretadas como



Fig. 5: Se observa como la ubicación de las fallas directas, y la debilidad previa que generan, condiciona el desarrollo de fallas inversas posteriores al Triásico. El pozo ubicado al E de la sección, corresponde al sondeo PB a-226.

fallas transcurrentes.

CONCLUSIONES

Se concluye que la evolución cenozoica de la cuenca triásica Cuyana, ha sido condicionada por la dinámica Plio-Cuaternaria compresiva en el sector norte (depocentro Tupungato) y compresiva/transcurrente en el sector sur, donde juegan un rol fundamental las debilidades previas generadas por el campo de esfuerzos distensivos del rift.

La arquitectura de la cuenca, está controlada por su génesis, donde se observan geometrías típicas de depósitos de rift, con hemigrábenes y subdepocentros bien desarrollados, con

algunas fallas directas que limitan los primeros depósitos triásicos y que afectan el basamento, constituido por rocas permo-triásicas del Choiyoi y rocas paleozoicas inferiores. La gran cantidad de fallas de rumbo, indica la sensibilidad de las estructuras (y su orientación con respecto a los esfuerzos) al cambio en el estadío de los esfuerzos imperantes durante las etapas compresivas.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a Y.P.F., sede Regional Mendoza, Barrancas por la colaboración con datos de subsuelo y la autorización para su publicación.

REFERENCIAS

- Ahumada, E. A. and Costa C. H.: Antithetic linkage between oblique Quaternary thrusts at the Andean front, Argentine Precordillera, J. S. Am. Earth. Sci., 28, 207–216, doi:10.1016/j.jsames.2009.03.008, 2009.
- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., Araujo, M., and Triep, E.: Crustal deformation in the south central Andes backarc terranes as viewed from regional broadband seismica waveform modeling, Geophys. J. Int., 60, 580–598, 2005.
- Dellapé, D. and Hegedus, A.: Structural inversion and oil occurrence in the Cuyo basin of Argentina, in: Petroleum basins of South American, edited by: Tankard, A. J., Suárez, R. and Welsink, H. J., AAPG Memoir, 62, 359–367, 1995.
- García, V.H. y Casa, A., 2015. Quaternary tectonics and seismic potential of the Andean retrowedge at 33–34°S. Geological Society, London, Special Publications; doi 10.1144/SP399.11
- Giambiagi, L., Ramos, V. A., Godoy, E., Alvarez, P. P., and Orts, S.: Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33_ and 34_ South Latitude, Tectonics, 22, 1041, doi:10.1029/2001TC001354, 2003.
- Giambiagi L, Spagnotto S, Moreiras S.M., Gómez G., Stahlschmidt E. y Mescua J.: Threedimensional approach to understanding the relationship between the Plio–Quaternary stress
- field and tectonic inversion in the Triassic Cuyo Basin, Argentina, Solid Earth, 6, 1–17, 2015.
- Jordan, T. E., Burns, M., Veiga, R., Pángano, F., Copeland, P., Kelley, S., and Mpodozis, C.: Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes, Tectonics, 20, 308–324, 2001.
- Kokogian, D. A. and Mancilla, O. H.: Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca Cuyana, in: Cuencas Sedimentarias Argentinas, edited by: Chebli, G. and Spalletti, L., Universidad Nacional de Tucumán, Serie de correlación Geológica 6, 201, 169 pp., 1989.
- Kokogian, D. A., Fernández Seveso, F., and Mosquera, A.: Las secuencias edimentarias triásicas, in: Proceedings of the 12th Congreso Geol. Arg., Mendoza, Argentina, 65–78, 1993.
- Legarreta, L., Kokogian, D. A., and Dellapé, D.A.: Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: "Cuánto de inversión tectónica", Asoc. Geol. Argentina, Rev., 47, 83–86, 1992.
- Mescua, J. and Giambiagi, L.: Fault inversión vs. new thrust generation: a case study in the Malargüe fold-and-thrust belt, Andes of Argentina, J. Struct. Geol., 35, 51–63, 2012.
- Mescua, J., Giambiagi, L., Tassara, A., Gimenez, M., and Ramos, V. A.: Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35_S, Andes of Argentina, Geosphere, 10, 585–609, 2014.
- Ramos, V. A. and Kay, S.: Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina, Geol. S. Am. S., 265, 79–91, 1991.

Ramos, V. A., Cristallini, E., and Pérez, D.: The Pampean flat-slab of the Central Andes, J. S.

Am. Earth Sci., 15, 59–78, 2002.

- Ramos, V. A. and Folguera, A.: Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation, in: The Neuquén basin: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics, edited by: Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J. A., and Schwarz, E., 252, 15–35, J. Geol. Soc. London, Spec. Public., 2005.
- Rolleri, E. O. and Criado Roque, P.: La cuenca triásica del norte de Mendoza, in: Proceeedings of the 3nd Jornadas Geológicas Argentinas, Comodoro Rivadavia, Argentina, 1–76, 1968.
- Rolleri, E. D. and Fernández Garrasino, C.: Comarca septentrional de Mendoza, II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, 1, 771–809, 1979.
- Uliana, M., Arteaga, M., Legarreta, L., Cerdán, L., and Peroni, G.: Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina, in: Basin Inversion, edited by: Buchanan, J. G. and Buchanan, P. G., J. Geol. Soc. London, Spec. Public., 88, 211–233, 1995.
- Zencich, S., Villar, H. J., and Boggetti, D.: Sistema petrolero Cacheuta-Barrancas de la Cuenca Cuyana, provincial de Mendoza, Argentina, in: Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas, in: Proceedings of the 7th Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina, edited by: Cruz, C., Rodríguez, J., Hechen, J., and Villar, H. J., 109–134, 2008.

GRUPO DE INVESTIGACIÓN EN VOLCANISMO (GIV-UCN) DE LA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL NORTE, CHILE: EN BÚSQUEDA DE LA INTEGRACIÓN MULTIDISCIPLINARIA

Aguilera F.^{*a*}

^aDepartamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, CHILE

e-mail: <u>feaguilera@ucn.cl</u>

RESUMEN

En el margen oeste de Sudamérica existen diversas zonas volcánicas activas con un largo historial de actividad que han producido impactos en la población y la infraestructura (e.g. volcán Huaynaputina en 1600, Nevado del Ruiz en 1985, entre otras). A pesar que en la actualidad existen diversos observatorios volcanológicos en Colombia, Ecuador, Perú, Argentina y Chile, además de grupos de investigación tanto en países de Sudamérica como de otros continentes, los cuales han llevado a cabo un sinnúmero de trabajos para mejorar el entendimiento del volcanismo de la región, el conocimiento de este aún sigue siendo escaso. Un nuevo grupo de investigación que se ha formado en la Universidad Católica del Norte, Chile, corresponde al Grupo de Investigación en Volcanismo (GIV-UCN), un equipo de carácter multidisciplinario que se enfoca en el estudio de los fenómenos asociados al volcanismo a lo largo de Chile, con un fuerte foco en el norte de Chile. El equipo está integrado por casi una decena de investigadores, y más de una veintena de doctorandos y estudiantes de pregrado, los que trabajan en diversas disciplinas tales como geología, geofísica, química, computación y sistemas, periodismo y psicología. La investigación se desarrolla en una amplia gama de temáticas que incluyen la volcanología física, geoquímica de fluidos, geofísica volcánica, sensores remotos, petrología, geología estructural, peligros volcánicos, y trabajo con la comunidad y medios de comunicación (difusión científica, resiliencia y educación comunitaria). El grupo cuenta con diversos colaboradores nacionales e internacionales, los cuales apoyan el trabajo en terreno, análisis y procesamiento de datos, y preparación de nuevos investigadores. GIV-UCN está en constante búsqueda de la integración de distintas disciplinas proveniente desde distintos grupos de trabajo, con el objetivo de mejorar el conocimiento del volcanismo no sólo de las zonas volcánica activas en Chile, si no también en toda Sudamérica.

Palabras Clave: Volcanismo, Investigación, Multidisciplinario, Integración, Chile

INTRODUCCIÓN

El margen W de Sudamérica está caracterizado por la presencia de la cadena cordillerana de los Andes, la cual se extiende por más de 7.500 km de longitud. A lo largo de los Andes han sido identificadas 4 zonas volcánicas activas correspondientes a (Thorpe R.S. and Francis P.W., 1979): 1) Zona Volcánica Norte (ZVN), la cual se localiza entre los 5°N y 2°S, y cubre tanto Colombia como Ecuador; 2) Zona Volcánica Central (ZVC), se distribuye entre los 14°S y 27°S, incluyendo el S del Perú, W boliviano, NW de Argentina y N de Chile; 3) Zona Volcánica Sur (ZVS), desde los

33°S hasta 46°S, localizándose en la zona S de Chile y Argentina; 4) Zona Volcánica Austral (ZVA), la cual cubre la Patagonia chilena-argentina. La ZVN, ZVC y ZVS son consecuencia de la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana, mientras que la ZVA es producto de la subducción de la placa Antártica bajo la Sudamericana. Estas divisiones son el resultado de los cambios en los ángulos de subducción de la placa de Nazca, siendo parcialmente uniforme (~25°) bajo las zonas volcánicas activas y de bajo ángulo (5-10°) en zonas ausente de volcanismo (e.g. Engdahl et al, 1995, 1998; Pardo et al, 2002). La zona con ausencia de volcanismo entre la ZVS y ZVA es producida por la subducción de la dorsal de expansión activa de Chile (rise de Chile) que separa las placas de Nazca y Antártica (e.g. Cande S. and Leslie R.B. 1986; Hervé et al 2000).

Las cuatro zonas volcánicas activas de Sudamérica cuentan con una amplio número y variedad de volcanes activos y potencialmente activos: 1) ZVN presenta un total de 74 volcanes, 19 ubicados en Colombia (Méndez Fajury, 1989) y 55 en Ecuador (Hall, 1977; Barberi et al, 1988); 2) ZVC está constituida por 44 estratovolcanes, 18 centros o campos activos menores y 6 sistemas caldéricos (de Silva, S. and Francis, P.W. 1991); 3) ZVS cuanta con 60 estratovolcanes, 3 calderas y numerosos centros eruptivos menores (Stern, 2004); 4) en la ZVA han sido identificados 5 estratovolcanes y 1 complejo de flujos y lava domos (Stern, 2004).

De acuerdo a Tilling (2009), el subcontinente sudamericano es la guinta zona a nivel mundial, luego de Indonesia, Japón, EEUU y Rusia, que concentra la mayor cantidad de volcanes históricamente activos, con un total de 30 volcanes, mientras que alcanza el tercer lugar en el número de muertos, considerando un periodo que se inicia en el año 1600, alcanzando un total del 9,5% a nivel mundial, luego de Indonesia (60,9%) y el Caribe (11,6%). Diversas erupciones registradas en tiempos históricos a lo largo de las zonas volcánicas en los Andes han alcanzado grandes magnitudes, muchas de las cuales han generado graves efectos tanto en la infraestructura como en la población, además de cuantiosas pérdidas económicas. Algunos ejemplos notorios incluyen la erupción del volcán Huynaputina (Perú) entre el 19 de febrero y el 6 de Marzo del año 1600, la cual alcanzó un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 6 y un volumen total de magma entre 10,2 y 13,1 km³, mató aproximadamente unas 1.500 personas (Thouret et al 2002; Stern, 2004): la erupción del volcán Nevado del Ruiz el 13 de Noviembre de 1985, la cual produjo extensos lahares producto del derretimiento de nieve y hielo del glaciar localizados en su cima, mató a más de 23.000 personas, principalmente en la ciudad de Armero, localizada a 48 km al E del volcán (Williams, 1990); las erupciones de los volcanes Quizapu y Hudson en los años 1932 y 1991, las cuales emitieron volúmenes totales de magma de 9,5 y 4-7 km³ (Hildreth W. and Drake R.E., 1992; Scasso et al, 1994), las cuales produjeron graves daños en la infraestructura, ganadería, plantaciones y población tanto en Chile como en Argentina; la erupción del volcán Navidad (1988-1989), parásito del volcán Lonquimay, la cual duró 13 meses y produjo la muerte de aproximadamente 14.000 animales (Moreno H. and Gardeweg M., 1989); las erupciones del volcán Villarrica de los años 1948-49, 1963-64 y 1971-72 produjeron un total de más de 75 personas muertas (Lara L.E. and Clavero J., 2004); la erupción del volcán Chaitén 2008-2009, la cual emitió casi 2 km³ de magma, generó diversos lahares que sepultaron parcialmente la ciudad de Chaitén, desde la cual fueron desplazados más de 5.000 personas (Lara, 2009), mientras que en la parte sur del territorio argentino la

infraestructura fue fuertemente afectada. Las pérdidas totales producto de la erupción del volcán Chaitén bordearon casi los 50 millones de dólares (Tilling, 2009).

Tilling (2009) propuso una estrategia básica para la reducción del riesgo volcánico a lo largo de los Andes, basado principalmente en el conocimiento e infraestructura de vigilancia volcánica instalada en Sudamérica hasta el año 2008, el cual, a pesar de haber pasado 8 años de aquella evaluación y que diversos esfuerzos han sido materializados en mejorar las redes de vigilancia, las recomendaciones siguen actualmente vigentes, y es necesario mantenerlas en consideración. Estas recomendaciones incluyen:

1. Realización de estudios base (geológicos, geocronológicos, geofísicos, entre otros) para volcanes activos y potencialmente activos de la región, mediante los cuales puedan determinarse intervalos de recurrencia eruptiva y el pronostico a largo plazo de posibles nuevas erupciones.

2. Evaluación de los peligros volcánicos y generación de mapas de peligro y riesgo.

3. Inicio o expansión/modernización de los estudios de monitoreo volcánico en volcanes de alto riesgo.

4. Evaluación sistemática de los niveles de amenaza y el nivel de las capacidades de monitoreo necesarias para cada volcán, lo que permitirá generar un programa nacional de monitoreo volcánico.

5. El desarrollo y puesta en práctica de comunicación efectiva entre científicos, encargados de emergencias, medios de comunicación y la población, los cuales pueden ser llevados a cabo mediante la realización de talleres entre los distintos actores previamente indicados, sumando a autoridades civiles y líderes empresariales.

En Sudamérica, diversos esfuerzos han sido realizados para llevar a cabo las recomendaciones previamente descritas, tales como la creación de diversos observatorios volcanológicos en Colombia (Manizales, Pasto y Popayán), Red de Observatorios Vulcanológicos del Instituto Geofísico de Ecuador (ROVIG), Observatorio Volcánológico del INGEMMET en Perú (OVI) y el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur en Chile (OVDAS), a los que se suman la creación de los nuevos observatorios, tales como el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica, y los planes de creación de los futuros observatorios del Altiplano-Puna y Andes Australes, ambos en Chile. A lo anterior se suman los esfuerzos que están realizando universidades y centros de investigación, en los cuales partes de sus investigaciones apuntan al entendimiento de los procesos volcánicos en los Andes, siendo algunos ejemplos el Departamento de Geociencias, Universidad de los Andes (Colombia), Instituto Geofísico de la Universidad Nacional San Agustín (IG-UNSA), Arequipa, Perú, Grupo de Estudio y Seguimiento de Volcanes Activos (GESVA), Universidad de Buenos Aires, Argentina.

El presente trabajo tiene por objetivo presentar al Grupo de Investigación en Volcanismo de la Universidad Católica del Norte (GIV-UCN), como este grupo enfrenta la investigación volcanológica desde el punto de vista multidisciplinario, sumado las iniciativas de colaboración tanto nacional como internacional.

ANTECEDENTES HISTÓRICOS

El estudio del volcanismo en Chile en la Universidad Católica del Norte (UCN) se remite a la investigación desarrollada en el Departamento de Ciencias Geológicas, en la cual tiene sus primeros antecedentes a fines de la década del 70, con la estadía del Dr. Bernard Déruelle durante el desarrollo de su tesis doctoral (Déruelle, 1979), donde desarrolló estudios de geología y geoquímica de volcanes del norte y sur de Chile. Posteriormente, desde fines de los años 80, se iniciaron diversos esfuerzos en consolidar esta línea de investigación en dicho Departamento (e.g. Baeza L. and Espinoza S., 1989; Figueroa, 1992), los cuales se concretan luego de la erupción subpliniana de Abril de 1993 en el volcán Lascar, de la cual diversas contribuciones y publicaciones fueron realizadas (e.g. Figueroa et al, 1994; Gardeweg M. and Medina E., 1994; Déruelle et al, 1995; 1996).

Posteriormente, durante la primera mitad de la década del 2000 nuevos aportes comienzan a fortalecer la investigación volcanológica en la UCN (e.g. Medina, 2003; Aguilera, 2004; Maragaño, 2004), las cuales rápidamente crecen alcanzando más de decena de contribuciones (e.g. Aguilera et al, 2003; Tassi et al, 2004; Donoso et al, 2005). Sin embargo, es durante los siguientes 10 años (2006-2015) cuando esta investigación logra un mayor alcance e importancia, con casi una treintena de contribuciones (e.g. Mercado et al, 2009; Chocobar et al, 2015), más de una decena de tesis de pre y postgrado (e.g. Aguilera, 2008; Ahumada S. and Mercado J.L., 2010; Godoy, 2014) y casi una decena de artículos y capítulos de libro (e.g. Tassi et al, 2009; Aguilera, 2010; Tassi et al 2011; González et al, 2015; Rodríguez et al, 2015), las cuales han permitido consolidar tres áreas de investigación en volcanología, las que incluyen la geoquímica de fluidos, volcanología física y percepción remota.

SITUACIÓN ACTUAL Y EL GRUPO DE INVESTIGACIÓN EN VOLCANISMO

La consolidación de la investigación en volcanismo en la UCN comienza el año 2016, con la conformación de un grupo de trabajo más extenso en número de personas, incrementando el número de alumnos de pregrado, alumnos de doctorado e investigadores, y aumentando las áreas de trabajo, donde a las ya existentes geoquímica de fluidos, volcanología física y percepción remota, se suman las áreas de petrología, sismología, volcanismo monogenético, peligros volcánicos, plataformas V procesamiento automático. Diversas tesis, contribuciones y publicaciones han permitido incrementar el aporte al conocimiento del volcanismo principalmente de la ZVC, y en menor medida en volcanes de la ZVS (e.g. Aguilera et al, 2016a,b; Benavente et al, 2016; Esquivel A. and Aguilera F., 2016; Farías, 2016; Tassi et al 2016; Ávalos, 2017; Domínguez, 2017; González C. and Aguilera F., 2017; Inostroza et al, 2017; López et al, en prensa), donde una de las contribuciones más novedosas la constituye la plataforma de monitoreo volcánico a través de imágenes satelitales Landsat denominada Volcanic Anomalies Monitoring System (VOLCANOMS; Lavana et al, 2016), destinada a la identificación y seguimiento de anomalías termales en volcanes activos.

El Grupo de Investigación en Volcanismo de la Universidad Católica del Norte (GIV-UCN) nace como consecuencia de la consolidación tanto de la investigación por si misma, como de las áreas y equipo de trabajo. Los pilares en los que se sustenta el GIV son 1) *equipo de trabajo*, 2) *contribuciones* y *publicaciones* científicas, 3) *equipamiento*, *infraestructura* y *laboratorios* en la UCN, 4) *colaboraciones* con instituciones tanto nacionales como internacionales, 5) *proyectos de investigación* que permiten el financiamiento del mismo.

Desde el presente 2017, dos *proyectos de investigación* mayores permitirán incrementar y reforzar el equipamiento ya existente, mejorar la colaboración con instituciones internacionales, y por segunda vez aumentar los miembros del equipo de trabajo y las áreas de investigación. Estos corresponden al proyecto financiado por el gobierno regional de la Región de Antofagasta (Chile), proyecto FIC-R "Mitigación del riesgo asociado a procesos volcánicos en la Región de Antofagasta" y proyecto de la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT) atracción de capital humano avanzado del extranjero, modalidad estadías cortas (MEC) denominado "Fortalecimiento del área de volcanismo en el Departamento de Ciencias Geológicas". Estos proyectos han permitido generar una nueva estructura general del grupo, basadas en *áreas de investigación*, la cual es detallada a continuación:

1. Área de Geología: Incluye las subáreas de sismología, geoquímica de fluidos, volcanología física, percepción remota, petrología, volcanismo monogenético, peligros y riesgos volcánicos. Esta área y sus respectivas subáreas se encargan principalmente del monitoreo de volcanes activos mediante el uso de múltiples técnicas, estudios geológicos para la generación de líneas de base (e.g. mapas geológicos de volcanes activos, determinación de la composición de fase gaseosa en fumarolas activas), modelamiento y construcción de mapas de peligros y riesgos volcánicos.

2. Área de Computación y Sistemas: Incluye las subáreas de plataformas, procesamiento automático, análisis de datos y comunicación-mantenimiento. Estas se encargan del levantamiento y desarrollo de plataformas digitales para la visualización de datos (e.g. plataforma VOLCANOMS, http://volcano.ucn.cl), desarrollo de software, análisis de grandes volúmenes de datos (big data), automatización de procesos tales como adquisición y procesamiento de datos (e.g. clasificación automática de sismos), instalación y mantenimiento de sistemas de comunicación y equipos en terreno.

3. Área de Periodismo: Esta área cubre dos subáreas correspondiente a la comunicación efectiva, encargada de la difusión de los conceptos científicos de forma simple y entendible tanto a la comunidad como a las autoridades, y la subárea de difusión en plataformas digitales y redes sociales, esta se encarga de la actualización y difusión de las actividades del grupo a través de una página web oficial del GIV, educación comunitaria mediante videos educativos en un canal de YouTube del GIV y mediante diversas redes sociales, tales como Facebook, Twitter e Instagram.

4. Área de Psicología: Esta área se encarga del trabajo comunitario, específicamente en el entendimiento del comportamiento de la población cercana a centros volcánicos ante posibles eventos eruptivos, con el objetivo de lograr una comunidad resiliente. Esta área cobra mayor relevancia considerando las particularidades que presentan las comunidades indígenas del Altiplano-Puna, cuyo cosmovisión es distinta a las comunidades de carácter urbano, por lo que el trabajo con estos grupos es clave para la posterior generación, por ejemplo, de planes de evacuación.

5. Área relaciones GIV-Autoridades: Esta área se encarga de establecer lazos entre el GIV y las autoridades de carácter local, regional y nacional, con el objetivo que haya

una asimilación de las distintas estrategias propuestas por el GIV para mejorar los protocolos de modelamiento y generación de mapas de peligros y riesgos volcánicos, protocolos de emergencia y evacuación, entre otros.

Desde inicios del 2018, el GIV contará con un *equipo de trabajo* constituido por una base de 24 miembros entre investigadores, técnicos y alumnos de postgrado (maestría y doctorado), a los que deben sumarse los diversos estudiantes de pregrado que desarrollarán sus respectivas tesis en temas relacionados al quehacer del GIV. En complemento a las actividades del equipo de trabajo del GIV, este cuenta con una red de apoyo interna basado principalmente en la disponibilidad de diversos laboratorios, entre los que destacan laboratorios para la preparación de muestras, análisis químico y mineralógico de rocas y minerales, análisis espectral de rocas y minerales, SEM y QEMSCAN®, análisis de inclusiones fluidas, entre otros. También desde el año 2018 el GIV contará con un espacio propio, *infraestructura* clave para el desarrollo de sus actividades, y en el cual contará con una sala de control/monitoreo, desde donde se mantendrá un seguimiento constante de las mediciones en tiempo real de las diversas técnicas de vigilancia disponibles. Adicionalmente, para los próximos 4 años (periodo 2018-2021) el GIV contará con equipamiento de vanguardia tanto para la investigación como para la vigilancia volcánica, la cual cubrirá principalmente las áreas de sismología, geoquímica de fluidos, percepción remota, volcanismo monogenético y periodismo.

Una de las políticas consideradas clave en el GIV es mantener convenios de colaboración con diversas instituciones tanto nacionales como internacionales. Estos convenios apuntan a mejorar la preparación de los estudiantes de postgrado, mediante la realización de pasantías, visitas de investigadores tanto a las instituciones colaboradoras como visitas de dichos investigadores a Chile, con el objetivo de realizar trabajos en conjunto, especialmente en el campo, acceder a facilidades tanto de equipamiento como analíticas, entre otros. En efecto, el proyecto CONICYT-MEC "Fortalecimiento del área de volcanismo en el Departamento de Ciencias Geológicas", permitirá la visita del Dr. Karoly Nemeth (Massey University, Nueva Zelandia), especialista en volcanismo monogenético, a la UCN, donde podrá llevar a cabo trabajo de campo, realizar cursos cortos, guiar tesis de pre y postgrado, y adicionalmente, permitirá que un tesista de postgrado y dos de pregrado puedan realizar pasantías en la Massey University. Un caso particular corresponde el convenio de colaboración actualmente existente entre la UCN y el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), el cual promueve la creación conjunta de un observatorio volcanológico para el norte de Chile. Lo anterior constituye un esfuerzo conjunto para instalar capacidades de monitoreo e investigación, destinadas exclusivamente a entender y vigilar los volcanes de esta zona.

La estructura actual del GIV, sumado a las políticas de colaboración y de generación de conocimiento público a través de *publicaciones* científicas, informes técnicos, realización de ferias comunitarias y las políticas de trabajo directo con las autoridades respectivas, muestra el carácter multidisciplinar del grupo, el cual busca integrar distintas áreas de trabajo que sean complementarias y permitan enfrentar los fenómenos volcánicos desde distintas aristas, donde exista participación de científicos, técnicos, autoridades y comunidad en general. El GIV se crea con el objetivo de instalarse inicialmente como un referente regional y nacional en investigación volcanológica, para posteriormente volverse un referente a nivel internacional, en base a la política

permanente de colaboración científico-técnica, la cual incluye la transferencia de conocimiento, formación de capital humano, apoyo instrumental, entre otros.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al comité organizador del E-ICES 12 por la invitación a participar en el presente evento en la temática de volcanismo.

REFERENCIAS

- Aguilera, F. Monitoreo volcánico a través de sensores remotos: Aplicaciones al Volcán Lascar, Segunda Región de Antofagasta, Chile. *Tesis para título de Geólogo, Univ. Cat. Norte, Chile* (2004).
- Aguilera, F. Sobre el origen, naturaleza y evolución de los fluidos en volcanes, campos geotérmicos y fuentes termales de la Zona Volcánica Central (ZVC) en el norte de Chile (17°43'S 25°10'S). *Tesis de Doctorado, Univ. Cat. Norte, Chile* (2008).
- Aguilera, F. Sobre el origen, naturaleza y evolución de los fluidos en volcanes, campos geotérmicos y fuentes termales de la Zona Volcánica Central (ZVC) en el norte de Chile (17°43'S–25°10'S). Andros Imp. S.A., Santiago, 2010.
- Aguilera, F., Benavente, O., Gutierrez, F., Romero, J., Saltori, O., González, R., Agusto, M., Caselli, A. and Pizarro, M. Eruptive activity of Planchón-Peteroa volcano for period 2010-2011, Southern Andean Volcanic Zone, Chile. *Andean Geology* 42, 20-46 (2016a).
- Aguilera, F., Layana, S., González, C., Cortés, J. and Inostroza, M. Hydrothermal alteration, fumarolic deposits and fluids from Lastarria Volcanic Complex: A multidisciplinary study. *Andean Geology* 43, 166-196 (2016b).
- Aguilera, F., Martínez, C., Tassi, F., Viramonte, J., Medina, E., Vargas, H. and Soto, I. Actividad del Volcán Lascar en el periodo 2000 2002. *X Congreso Geológico Chileno* (2003).
- Ahumada S. and Mercado J.L. Evolución geológica y estructural del Complejo Volcánico Apacheta-Aguilucho (CVAA), Segunda Región, Chile. *Tesis para título de Geólogo, Univ. Cat. Norte, Chile* (2010).
- Ávalos, J. Evolución de la actividad eruptiva del volcán Copahue basado en el análisis de anomalías termales, mediante imágenes satelitales Landsat entre Julio del 2000 y Junio del 2016. *Tesis para título de Geólogo, Univ. Cat. Norte, Chile* (2017)
- Baeza L. and Espinoza S. Informe técnico preliminar sobre misión vuelo al volcán Lascar. *Inédito, Univ. Cat. Norte, Chile* (1989).
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Inocenti, F., Navarro, J.M., Santacroce, R. Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geol. Mag.* 125, 1-14 (1988).
- Benavente, O., Tassi, F., Reich, M., Aguilera, F., Capecchiacci, F., Gutierrez, F., Vaselli, O. and Rizzo, A. Chemical and isotopic features of cold and thermal fluids discharged in the Southern Volcanic Zone between 32.5°S and 36°S: Insights into the physical and chemical processes controlling fluid geochemistry in geothermal systems of Central Chile. *Chem Geol* 420, 97-113 (2016).
- Cande S. and Leslie R.B. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. J. *Geophys. Res.* 91, (B1), 471-496 (1986).
- Chocobar, J., Aguilera, F. and González, R. Monitoreo del volcán Villarrica mediante imágenes Landsat: Diferencias del volumen y flujo calórico en el lago de lava

posterior a los eventos eruptivos de los años 2000 y 2004. XIV Congreso Geológico Chileno (2015).

- de Silva S. and Francis, P.W. Volcanoes of the Central Andes. Springer-Verlag, Berlín, 1991.
- Déruelle, B. Petrologie d'un volcanisme de marge active; Atacama et Andes méridionales. *Tesis de Doctorado, Univ. Paris-Sud, Orsay, Francia* (1979).
- Déruelle, B., Medina, E., Figueroa, O., Maragaño, M. and Viramonte, J. The recent eruption of Lascar volcano (Atacama-Chile, April 1993): Petrological and volcanological relationships. *C R Acad Sci II* 321, 377-384 (1995).
- Déruelle, B., Figueroa, O., Medina, E., Viramonte, J. And Maragaño, M. Petrology of pumice of Paril 1993 eruption of Lascar (Atacama, Chile). *Terra Nova* 8, 191-199 (1996).
- Domínguez, C. Monitoreo satelital del comportamiento y evaluación de la anomalía termal del último periodo eruptivo del volcán Villarrica. *Tesis para título de Geólogo, Univ. Cat. Norte, Chile* (2017).
- Donoso, C., Aguilera, F. and Medina, E. Geology and petrology of Corona and Cerros de Saltar domes, and their relationship with Lascar Volcano system. *6th ISAG* (2005).
- Engdahl, E.R., van der Hilst, R.D. and Berrocal, J. Imaging of subducted lithosphere beneath South America. *Geophys. Res. Lett.* 22, 2317-2320 (1995).
- Engdahl, E.R., van der Hilst, R.D. and Buland, R. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth relocation. Bull. Seism. Soc. Am. 88, 722-743 (1998).
- Esquivel A. and Aguilera F. Lahar modelling for Isluga and Lascar volcano, northern Chile: Insights for hazard assessment. *Cities on Volcanoes 9* (2016).
- Farías, A. Estratigrafía y fisicoquímica de los depósitos de la Ignimbrite Río Frío, Región de Antofagasta, Chile. *Tesis para título de Geólogo, Univ. Cat. Norte, Chile* (2016).
- Figueroa, O., Medina, E., Déruelle, B., Maragaño, M. La erupción del 19-20 Abril de 1993 del volcán Lascar, II Región de Antofagasta: Correlaciones entre petrologíaa y volcanología. VII Congreso Geológico Chileno (1994).
- Figueroa, O. (1992) Descripción histórica de la actividad eruptiva de volcán Lascar, *Inédito, Univ. Cat. Norte, Chile* (1992).
- Gardeweg M. and Medina E. La erupción subpliniana del 19-20 de Abril de 1993 del volcán Lascar, N de Chile. *VII Congreso Geológico Chileno* (1994).
- Godoy, B. Evolución petrológica de la cadena volcánica San Pedro-Linzor (21°30'S-22°10'S), norte de Chile, y su relación con la geodinámica andina. *Tesis de Doctorado, Univ. Cat. Norte, Chile* (2014).
- González C. and Aguilera F. A preliminary assessment of volatiles control in the Central Andean Volcanic Zone, Northern Chile. *13th Gas Workshop* (2017).
- González, C., Inostroza, M., Aguilera, F., González, R., Viramonte, J. and Manzies, A. Heat and mass flux measurements using Landsat images during 2000-2004 period, Lascar volcano, northern Chile. J. Volc. Geotherm. Res. 301, 277-292 (2015).
- Hall, M. El volcanismo en el Ecuador. Inst. Panam. Geogr. Hist., Quito, 1977.
- Hervé, F., Demant, A., Ramos, V.A., Pankhurst, R.J. and Suárez, M. The Southern Andes. *International Geological Congress* (2000).
- Hildreth W. and Drake R.E. Volcan Quizapu, Chilean Andes. *Bull. Volc.* 54, 93-125 (1992).

- Inostroza, M., Aguilera, F. and Menzies, A. Chemistry and mineralogy of fumarolic deposits, case of Lastarria and Guallatiri volcanoes, northern Chile. *13th Gas Workshop* (2017).
- Lara L.E. and Clavero J. Villarrica volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 2004.

- Layana, S., Aguilera, F., Urrutia, D. and Salazar, P. VOLCANOMS, a low cost and automated volcanic monitoring system for Chilean volcanoes based on Landsat ETM+ and OLI satellite images. *Cities on Volcanoes 9* (2016).
- Lopez, T., Aguilera, F., Tassi, F., Maarten de Moore, J., Bobrowski, N., Aiuppa, A., Tamburello, G., Rizzo, A., Liuzzo, M., Viveiros, F., Cardellini, C., Silva, C., Fischer, T., Jean-Baptiste, P., Kazayaha, R., Hidalgo, S., Malowany, K., Lucic, G., Bagnato, E., Bergsson, B., Reath, K., Liotta, M., Carn, S. and Chiodini, G. New constraints on the magmatic-hydrothermal system and volatile budget of Lastarria Volcano, Chile: Integrated results from the 2014 IAVCEI CCVG 12th Volcanic Gas Workshop. *Geosphere* (en prensa).
- Maragaño, M. Geología, actividad eruptiva y riesgo volcánico del volcán Lascar, II Región de Antofagasta. *Tesis para título de Geólogo, Univ. Cat. Norte, Chile* (2004).
- Medina, E. Volcanismo y metalogénesis del complejo volcánico Poquis. *Tesis de Doctorado, Univ. Nac. Salta, Argentina* (2003).
- Méndez Fajury, R.A. Catálogo de volcanes activos de Colombia. Inst. Colombiano Geol. Min. 30, 1-75 (1989).
- Mercado, J., Ahumada, S., Aguilera, F., Medina, E., Renzulli, A. and Piscaglia, F. Geological and Structural Evolution of Apacheta-Aguilucho Volcanic Complex (AAVC), Northern Chile. *XII Congreso Geologico Chileno* (2009).
- Moreno H. and Gardeweg M. La erupción en el complejo volcánico Lonquimay (Diciembre 1988-), Andes del Sur. *Rev. Geol. Chile* 16, 93-117 (1989).
- Pardo, M., Comte, D. and Monfret, T. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. J. South Am. Earth Sci. 15, 11-22 (2002).
- Rodríguez, I., Roche, O., Moune, S., Aguilera, F., Campos, E. and Pizarro, M. Evolution of Irruputuncu volcano, Central Andes, northern Chile. J. South Am. Earth Sci. 63, 385-399 (2015).
- Scasso, R.A., Corbella, H., Tiberi, P. Sedimentological análisis of the tephra from the 12-15 August 1991 eruption of Hudson volcano. *Bull. Volc.* 56, 121-132 (1994).
- Stern, C. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev. Geol. Chile* 31, 161 206 (2004).
- Tassi, F., Aguilera, F., Vaselli, O., Darrah, T. and Medina, E. Gas discharges from four remote Volcanoes (Putana, Olca, Irruputuncu and Alitar) in northern Chile: A geochemical and isotopic survey. *Ann. Geophys.* 54, 121-136 (2011).
- Tassi, F., Aguilera, F., Benavente, O., Paonita, A., Chiodini, G., Caliro, S., Agusto, M., Gutierrez, F., Capaccioni, B., Vaselli, O., Caselli, A. and Saltori, O. Geochemistry of fumarolic fluids from Peteroa volcano (Argentina-Chile): Insights into compositional changes related to the fluid source region(s). *Chem. Geol.* 432, 41-53 (2016).

Lara, L.E. The 2008 eruption of Chaiten Volcano, Chile: A preliminary report. Andean

Geology 36, 125–129 (2009).

- Tassi, F., Viramonte, J., Vaselli, O., Poodts, M., Aguilera, F., Martínez, C., Rodríguez, L.A. and Watson, I.M. First geochemical data from fumarolic gases at Lascar volcano, Chile. *XXXII IGC Congress* (2004).
- Tassi, F., Aguilera, F., Vaselli, O., Medina, E., Tedesco, D., Delgado Huertas, A., Poreda, R. and Kojima, S. The magmatic – and hydrothermal – dominated fumarolic system at the Active Crater of Lascar volcano, northern Chile. *Bull. Volc.* 71, 171-183 (2009).
- Thorpe R.S. and Francis P.W. Variations in Andean andesite, composition and their petrogenetic significance. *Tectonophysics* 57, 53–70 (1979).
- Thouret, J-C., Juvigne, E., Gougaud, A., Boivin, P., Dávila, J. Reconstruction of the AD 1600 Huaynaputina eruption based on the correlation of geologic evidence with early Spanish chronicles. *J. Volc. Geotherm. Res.* 115, 529-570 (2002).
- Tilling, R. Volcanism and associated hazards: The Andean perspective. Adv. Geosci. 22, 125-137 (2009).

Williams, S. Nevado del Ruiz, Colombia. J. Volc. Geotherm. Res. 41(1990).

MAPEO DE LA PELIGROSIDAD SISMICA Y LA LICUACIÓN DE SUELOS EN EL OSASIS NORTE DE MENDOZA

Bertran Rojo M., ^a Moreiras S.^a

^a Geomorfología y Cuaternario, Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, CONICET Mendoza, ARGENTINA.

e-mail: marcbertranrojo@gmail.com

RESUMEN

La zona centro-oeste de Argentina en la que nos encontramos presenta una actividad sísmica histórica y reciente muy notable. Mendoza, junto a San Juan se encuentra en la zona de mayor actividad sísmica del país, y ha sido sacudida en numerosas ocasiones. Seguramente el más recordado es el seísmo de 1961, cuando el Gran Mendoza fue completamente destruido a causa de un terremoto de una magnitud de 7.2. Pese a este contexto, Mendoza no cuenta con una cartografía de la peligrosidad sísmica más detallada que la nacional y en la que además se incluyan los efectos secundarios producidos por los seísmos, como son principalmente, la licuación de suelos. Desde el punto de vista de la Geología de Terremotos, la peligrosidad sísmica se entiende como la probabilidad, o posibilidad, de que ocurra un terremoto de un tamaño dado en un determinado área o falla concreta. Sin este tipo de información es imposible desarrollar un ordenamiento territorial adecuado así como aplicar correctamente los códigos de construcción sismo-resistente que deben contemplarse para la construcción de infraestructuras en este sector. El objetivo de este trabajo es crear esta cartografía faltante. Sin embargo, el contexto de escasez datos disponibles, nos obliga a crear una metodología propia utilizando datos que en un principio no están creados con el fin de mapear la peligrosidad sísmica. De esta manera se presentaran los datos disponibles y se analizarán los primeros resultados obtenidos presentando los limites metodológicos y de interpretación que estos presentan.

Palabras claves: Peligrosidad sísmica, aceleración sísmica, SIG, licuación de suelos

INTRODUCCIÓN

El área centro oeste de Argentina es extensamente conocida como la más neotectónicamente activa del país (Moreiras et al. 2014; Moreiras and Páez 2015). En esta zona y en particular en la ciudad de Mendoza han sido reportados seísmos de gran magnitud desde 1575 (Morey 1938; Moreiras 2004; Perucca y Moreiras 2010). Esto se debe que esta zona esta situada en una área de subducción. Aquí de la placa de Nazca pasa por debajo de la placa Sudamericana lo que provocado el alzamiento de los Andes. Esta interacción provoca que en Mendoza, los sismos sean de intraplaca y superficiales (<30 km) asociados a esfuerzos compresivos. Cabe destacar el terremoto de 1861 que provocó el desplazamiento del centro histórico de la ciudad (Moretti 2010). Asimismo

el sismo de enero de 1985 provocó 6 muertos 260 heridos y 20.000 viviendas fueron total o parcialmente destruidas. Este episodio, provocó un cambio en la construcción sismoresistente. El código de construcción sismoresistente para la provincia fue editado justamente en 1987, pero siguen siendo poco aplicadas a escala local por las municipalidades.

El área de estudio "ver. Fig. 1" se delimita al norte con la provincia de San Juan al este con la provincia de San Luis, al sur con el río Tunuyán y al oeste con el final del piedemonte. Los criterios de esta zonificación han sido la búsqueda de una zona de dimensiones regionales, en la zona de Mendoza con mayor actividad sísmica y con cierta homogeneidad en términos geológicos (depósitos cuaternarios). Por esta razón se ha preferido en un primer momento dejar fuera del estudio la zona de precordillerana y cordillera.



Figura 1: Zona de estudio abarcando el oasis norte de Mendoza.

Pese a esta alta actividad sísmica no existe en la actualidad ninguna cartografía regional de la peligrosidad de la zona. Actualmente solamente existe la cartografía del INPRES (nacional) y también el INPRES realizó en 1995 una microzonificación del Gran Mendoza. Sin embargo desde el censo del 1991 hasta el del 2001 la población del Gran Mendoza ha aumentado en 20 años un 10% aproximadamente. Por esta razón y en previsión de una expansión que va a traspasar los límites del Gran Mendoza son necesarias síntesis cartográficas de la peligrosidad consiste en calcular las intensidad del movimiento en términos de aceleración, velocidad o desplazamiento debido al paso de las ondas sísmicas (Mayordomo 2006). Sin embargo es necesario complementar estos estudios con la evaluación efectos secundarios que las aceleraciones sobre el terreno pueden provocar.

En nuestro caso, son tres los efectos secundarios con registro geológico y geomorfológico provocados por los sismos (grietas en el terreno, movimientos de ladera o procesos de licuefacción de suelos). En nuestra zona de estudio no tenemos pendientes suficientemente importantes como para provocar movimientos de ladera aunque han sido documentado en la zona montañosa (Moreiras 2004; Moreiras and Páez, 2015). Así pues centraremos el análisis en el estudio de la licuefacción de suelos.

Procesos de licuación de suelos ya han sido identificados en San Juan y Mendoza siendo estos asociados a terremotos históricos (Moreiras 2004; Perucca and Moreiras 2006; Palacios et al. 2017). El daño que provocan los procesos de licuación de suelos (PLS) se debe a la pérdida total de la resistencia y capacidad de soporte de las estructuras sobre el suelo, pudiendo incluso verse afectadas aquellos edificios con fundaciones (Idriss and Boulanger 2008). Al perder capacidad de resistencia portante, los sólidos que se encuentran encima de estas superficies, se hunden dado que el suelo deja de comportarse como un sólido y se comporta como un líquido (ver. Fig. 2). Asimismo los daños pueden ir desde pequeños hundimientos y desplazamientos laterales hasta deslizamientos de grandes masas de suelos (no en nuestra zona). Además pueden causar grandes asentamientos o inclinaciones en fundaciones y estructuras de retención.



Figura 2: Efectos sobre un edificio y un automóvil de la licuación provocada por el terremoto de 1977 en el Caucete (provincia de San Juan).

Así pues, el objetivo de este trabajo es evaluar la peligrosidad sísmica regional e integrar los fenómenos de licuación. A continuación se explican los datos utilizados para este fin y la metodología creada.

DATOS Y MÉTODOS UTILIZADOS

En este apartado explicamos como se han creado la cartografía de la peligrosidad sísmica (A) y del mapa de licuación de suelos (B).

A) MAPA DE PELIGROSIDAD

Como ya se ha avanzado anteriormente, en ingeniería sísmica, evaluar la peligrosidad consiste en calcular las intensidad del movimiento en términos de aceleración, velocidad o desplazamiento debido al paso de las ondas sísmicas (Mayordomo 2006). Estas ondas sísmicas son producidas por el rompimiento parcial o total de una falla. Las fallas son zonas de ruptura en el terreno donde puede ser liberada la energía.

Para la creación de nuestra cartografía, queremos obtener las aceleraciones horizontales máximas posibles así que supondremos que cuando una falla rompe, lo hace de manera total. Dicho de otra manera es toda la longitud de la falla que rompe siendo así el máximo de energía posible liberada ya que la magnitud momento depende de la superficie de ruptura, y ésta suele estar relacionada con la longitud de la traza observada de la falla. Es decir, las grandes fallas son las que producen los grandes terremotos. Dado que es posible que haya fallas que no estén cartografiadas o algunas que no estén bien situadas, se integran también los sismos históricos. Así pues evaluaremos las aceleraciones máximas que podrían ser producidas por el rompimiento total de las fallas y las aceleraciones provocadas por los terremotos históricos.

a) Definición de fuentes sismogenéticas (fallas)

Las trazas de fallas cuaternarias utilizadas para este trabajo han sido obtenidas del SEGEMAR (Casa et al. 2011), pero en algunos casos éstas han sido modificadas en función de la bibliografía más actualizada (Moreiras et al. 2014; Devincenzi et al. 2015; Toural 2017). A partir de la capa vectorial de las fallas se ha calculado la longitud de las fallas activas para calcular la magnitud del sismo máximo esperado

b) Caracterización sísmica de las fuentes sismogenéticas

Para calcular la magnitud máxima provocada por una falla, es necesario un conocimiento exhaustivo de la falla y conocer valores como el área de ruptura o el deslizamiento, los cuales no disponemos para todo el área de estudio. Dado que solo disponemos de la longitud de la falla, ha sido utilizada la relación empírica de Wells y Coppersmith (1994) "ver. Ec. (1)". Ésta, proporciona el valor medio de lo observado, con independencia del tipo de falla, siendo válida para valores de (SRL) en el rango 1,3 - 432 km. Mw es la magnitud del terremoto provocado por la falla y (SRL) la longitud de ruptura observada superficial.

$$Mw = 5.08 + 1.16 \cdot \log SRL(1)$$

c) Sismos históricos

Los epicentros de los sismos ocurridos entre 1965 y 2016 dentro de la zona de estudio hasta 50 km de ella con una magnitud (Mw) superior a 4 también han sido incluidos en el análisis. Los datos han sido extraídos de la base de datos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

d) Propagación de la aceleración (fallas y sismos)

Con el objetivo de conocer las máximas aceleraciones posibles de nuestra zona de estudio, se ha utilizado una formulación empírica capaz de dar la aceleración horizontal del terreno (ac) [m/s2] en un lugar determinado. Para lograrlo, es necesario conocer la distancia a la fuente sismogenética (R) y la magnitud (M). Esta en función fue desarrollada por Donovan (Donovan 1973) "ver. Ec.(2)" y fue obtenida en Estados Unidos y referida a terreno firme para emplazamientos a más de 20 km de la falla sismogenética.

$$ac = \frac{10,8 \cdot e^{0,5M}}{(R+25)^{1,32}}(2)$$

Cabe destacar que R corresponde a la distancia al hipocentro pero como no esta disponible, este dato ha sido remplazado por la distancia al epicentro. Esto provoca un

error. Sin embargo la gran mayoría de fallas presentes en la zona son cuaternarias y de poca profundidad inferiores a los 30 km. Eso supone que el error es limitado y más aún a una escala regional. Esta misma fórmula ha sido aplicada para obtener las aceleraciones máximas provocadas por los seísmos históricos. Posteriormente se han combinado estas dos capas para obtener el mapa con las mayores aceleraciones posibles (g) que se presenta en los resultados.

B) MAPA DE LICUACIÓN DE SUELOS

Para realizar este tipo de cartografía es necesario conocer las aceleraciones máximas del suelo (que han sido calculadas anteriormente), la granulometría (a) y el nivel freático de los primeros metros (b). En el análisis, también ha sido incluido el área de influencia de licuación de todos los sismos (c) así como la licuación histórica observada (d) para validar la cartografía. A continuación se detalla el origen de esos datos y se explica como han sido utilizaos:

a) Granulometría

• Pozos

Para el análisis de la granulometría (tamaño del grano a distintas profundidades) los datos más fiables son los que provienen de los pozos realizados en el conjunto de la zona. La localización de los pozos esta digitalizada y georreferenciada en una capa de puntos. Los puntos, que corresponden a la localización de los pozos están asociados a unas planillas A3 en las cuales se describe con un perfil geológico los materiales encontrados durante las perforaciones, con una precisión métrica. La figura muestra el detalle del perfil de una de estas planillas utilizadas "ver Fig. 3". Como se puede ver, se



Figura 3 Ejemplo de un fragmento del perfil de un pozo extraído de la base de datos del Departamento General de Irrigación (DGI) realizado en 2003 en el departamento de Guaymallen.

especifica el tipo de material encontrado en el momento de la perforación. Con el objetivo de extrapolar si estos materiales son potencialmente licuables, se han analizado los 10 primeros metros y reclasificado, de manera a obtener si son materiales finos (100% licuables) como (limos; arenas; arcillas), finos con gruesos (50% licuables) como por ejemplo las siguientes descripciones (limo o arena con grava o canto rodado; arena, gravas, y canto rodado de variados tamaños; arena, tosca , algo de arcilla; conglomerado arenoso), o gruesos (no licuables) como (grava; canto rodado de distintos tamaños).

Estos datos presentan 3 inconvenientes fundamentales. En primer lugar el área donde se encuentran los pozos no supera el 10% de la superficie de nuestra zona de estudio. Dicho de otra manera, no se tiene un recubrimiento suficiente. El segundo inconveniente radica en que los pozos creados antes de las fechas de 2002 no son fiables ya que en muchos casos fueron copiados de los pozos más cercanos. Es posible encontrar perfiles idénticos de pozos situados a más de 10 kilómetros de distancia. Por último, estos datos están gestionados por el Departamento General de Irrigación (DGI), que están haciendo una labor de organización y digitalización, pero en la actualidad no todos ellos están disponibles en su base de. Así pues de los más de 1000 pozos creados a partir del 2002 solo un 45% han podido ser analizados.

• Cartografía del INTA

Otra forma de obtener datos de granulometría es a partir de los mapas del INTA. El Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria proporciona una cartografía digital de ámbito nacional con información de los suelos en superficie y un campo "textura subsuperficial". Este campo describe el subsuelo categorizado en 6 categorías que van de suelo franco limoso (el más fino) a (grava gruesa) el más grueso. Sin embargo, no se ofrece una una información detallada de la evolución de la granulometría metro a metro, pero cubre la totalidad de nuestra zona de estudio.

b) Nivel freático

• Red freatímetros

Actualmente, la información más detallada del nivel freático, también está gestionada por el DGI. Con el objetivo de disponer de registros permanentes del nivel freático, en 1983 el DGI construyó la red fréatimètrica (Maldonado et al. 2005). Esta consiste en la instalación de 448 tubos de PVC distanciados los unos de los otros de 2 a 2,5 km, georreferenciados y debidamente nivelados respecto al nivel del mar. Sin embargo la red de ratímetros ocupa 2381,69 km2, apenas un 11% de la zona de estudio.

• Mapa de suelos para estimar en nivel freático

El Instituto Geográfico Nacional pone a disposición una cartografía digitalizada de las coberteras del suelo. En nuestra zona de estudio, esta capa contiene 17 categorías diferentes que de manera indirecta dan una información sobre si el nivel freático esta muy profundo o superficial. Por ejemplo, sabemos que la categoría "Espejo de Agua" indica que la freática esta al nivel superior. O que "afloramiento rocoso" impide toda posibilidad de tener la freática alta. Cada categoría tiene una descripción en la que se especifica la relación de la cobertura con el agua. Por ejemplo la categoría baados esta descrita como "terreno anegado que contiene agua durante todo el año. Esta zona es de piso generalmente fangoso, pantanoso o cenagoso, cubierto de agua de poca profundidad, proveniente del desborde de un lago, rio, arroyo o por invasión de las aguas del mar." A partir de las descripciones se han ordenado las coberturas del suelo en función de si tienen la freática más o menos alta.

En los dos casos presentados (la granulometría y evaluación del nivel freático) se tienen datos con dos escalas spacio-temporales diferentes (local y regional). Para la combinación de capas final se ha utilizado la digitalización de la cartografía regional. Sin embargo, esta ha sido mejorada con las informaciones más precisas de ámbito local. Dicho de otra manera, los datos de ámbito local (pozos y red freatímetros) han sido de gran utilidad a la hora de interpretar ordenar y luego reclaclasificar el nivel freático y la granulometría.

c) Área influencia de licuación

Recientes estudios han formulado empíricamente la relación entre la magnitud de los seísmos y la distancia máxima de los fenómenos de licuación asociados (Wang et al. 2006) "ver Ec. (3)". R_{max} es el la distancia máxima (en metros) a la que se pueden encontrar fenómenos de licuación asociados a un seísmo de magnitud (M). Así pues, un seísmo de magnitud 5.3 puede provocar fenómenos de licuación a una distancia máxima de 85 km, mientras que podemos encontrar evidencias de licuación a más de 181 km provocadas por un seísmo de magnitud 7.

 $\log R_{\max} 2.05 \ (\pm 0.10) \ 0.45 \ M(\zeta)$

Utilizando la capa anteriormente presentada de los sismos históricos, se ha calculado la zona de influencia de todos los seísmos con magnitudes superiores a 5 Mw. Posteriormente superponiendo todas las áreas de influencia, se ha obtenido una capa que indica las zonas que han estado en el área de influencia de un sismo un mayor número de veces "ver Fig. 4".



Figura 4. Zonificación de las áreas que con mayor frecuencia se han encontrado dentro del área de influencia de licuación de un seísmo. Seísmos superiores a 5 Mw entre 1965 y 2016. Base de datos de los epicentros USGS.

1965 y 2016 dentro de la zona de estudio hasta 50 km de ella con una magnitud (Mw) superior a 4. Los datos han sido extraídos de la base de datos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

d) Licuación histórica observada

Otra información que se ha integrado à modo de validación ha sido la localización de los lugares donde ha habido anteriormente licuación (Perucca and Moreiras 2006). Esta información, ha sido utilizada para verificar el modelo y detectar fenómenos de licuación de suelos situados dentro de zonas categorizadas de posibilidad de licuación "baja".

La cartografía de la licuación de suelos, presentada à continuación en el apartado resultados, ha sido obtenida con las sucesivas reclasificaciones de las capas anteriores en relación a la susceptibilidad de licuación y la intersección de cada una de las capas. De esta manera, cada polígono resultante contiene informaciones de las aceleraciones máximas que puede recibir, del nivel freático, de la granulometría así como de las áreas de influencia de licuación. Se ha procedido al ordenamiento de todas las combinaciones

obtenidas para finalmente reclasificarlas en 4 en función de una susceptibilidad de licuación (muy alta, alta, moderada, baja).

RESULTADOS

A continuación van se presentan el mapas de aceleraciones y el mapa de susceptibilidad de licuación de suelos.

En este primer mapa se pueden observar las aceleraciones máximas posibles producidas por las fallas conocidas actualmente así como las aceleraciones de seísmos con magnitud Mw superior a 4 "ver.Fig 5". Los lineamientos transversales del este de Mendoza (Lavalle y La Paz) que son inducidos, al tener una longitud mayor provocan aceleraciones mayores. Capital, Godoy Cruz y las Heras, también se encuentran en una área con las mayores aceleraciones posibles superiores a 0.3g.



Figura 5 Mapa de aceleraciones sísmicas máximas (g) calculadas a partir de la longitud de las fallas activas y los seísmos (USGS).

A partir de este mapa y les capas mencionadas en el apartado anterior se ha realizado el siguiente mapa.
En este otro mapa se pueden observar las zonas en función de su susceptibilidad de licuación de suelos "ver Fig. 6". La mayor parte de la zona de estudio, esta sujeta a una elevada peligrosidad de licuación y esto coincide en la mayoría de los casos con los fenómenos de licuación observados en el pasado. Las partes en gris son aquellas de las que no disponemos de datos de la freática ya que la información en la capa de suelos aparece como "no especificado" aunque coinciden con la Precordillera.



Figura 6 Mapa de susceptibilidad de licuación de suelos.

CONCLUSIONES

Este trabajo ofrece una primera aproximación regional a la peligrosidad sísmica y a la susceptibilidad de licuación de suelos en el oasis norte de Mendoza. Las características geológicas, geomorfológicas así como factores humanos, como la irrigación, hacen que esta zona sea especialmente peligrosa. Las mayores aceleraciones serán próximas a las trazas de fallas cuaternarias identificadas, pero se desconoce si existen fallas ciegas sin expresión superficial que se hayan ignorado en el cálculo de aceleraciones.

Son pocos los datos disponibles para la creación de cartografías de la peligrosidad sísmica. En este contexto, como se demuestra en este trabajo, la interdisciplinaridad, puede ayudar a la utilización de datos creados con finalidades distintas a los que han sido creados originalmente. Esto obliga a la creación de nuevas metodologías adaptadas a estos datos, siendo imposible de utilizar metodologías más robustas ya que precisan de un conocimiento más exhaustivo del terreno, en una escala de trabajo en detalle con

mayor cantidad de datos geológicos y geotécnicos. En función de nuestros resultados a escala regional para el oasis norte, podemos considerar, que si bien se justifica el cálculo de la aceleración máxima de fallas, la formulación empírica de (Donovan 1973) no está estimada para el mismo tipo de suelo de nuestra zona de estudio. De esta manera, las aceleraciones serían mayores si se hubiera considerado este tipo de suelo que es más blando y menos cohesionado. Con aceleraciones mayores también la probabilidad de licuación hubiera sido más alta.

Aunque se ha avanzado mucho en el conocimiento de las fallas (Moreiras et al, 2014, Toural 2017), faltan conocer datos como máximas aceleraciones, existencia de fallamientos ciegos, tipo de suelos, saturación de suelos, granulometrías etc, que ayudarían a modelizar de manera más completa la peligrosidad sísmica. Asimismo las fallas no siguen trazados rectilíneos como las que aparecen al este de la zona de estudio. Estas enormes fallas están dibujadas de manera aproximada y no se sabe con certeza si son una sola o son sistemas de fallas distintas. Estos matices cambiarían sustancialmente los valores de aceleración que en esta zona parecen demasiado elevados.

Es necesario para una mayor precisión integrar los efectos sitio, como la amplificación de las ondas debido a sedimentos blandos muy presentes en la zona, o efectos de la orografía, a tener en cuenta en el caso de ampliar la zona de estudio hacia el oeste.

Esta proposición cartográfica es un primer paso, pero que seguirá evolucionando con el perfeccionamiento de los datos y la integración de nuevas y más avanzadas metodologías.

REFERENCIAS

Casa, A., M. Yamín, E. Wright, C. Costa, M. Coppolecchia, M. Cegarra, and F. Hongn. Deformaciones Cuaternarias de La República Argentina, Sistema de Información Geográfica. Instituto de Geología Y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, v2.0 En Formato DVD. SIG SEGEMAR: Http://sig.segemar.gov.ar. Buenos Aires: Instituto de Geología Y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Digital Publication 171 (2011)

Devincenzi, S.M., S. M. Moreiras, J. Chiesa, and D. Gómez. *Río Desaguadero: una propuesta como lugar de interés geológico (Argentina).* Revista de La Sociedad Geológica de España 28:1 (2015)

Donovan, N. C. A *Statistical Evaluation of Strong Motion* Data: Including the February 9, 1971 San Fernando Earthquake. Dames & Moore (1973)

Idriss, I. M., and Ross W. Boulanger. *Soil Liquefaction during Earthquakes*. Earthquake Engineering Research Institute (2008)

Maldonado, G. O., J. Morábito, E. Rearte, and L. Mastrantonio. *Salinidad Del Agua Freática En El área Regadía Del Río Mendoza*. Revista de La Facultad de Ciencias Agrarias 37 (2):51–64 (2005)

Mayordomo, J.G. Incorporación de Datos Y Criterios Geológicos en el Análisis de La Peligrosidad Sísmica En Regiones de Actividad Moderada: I. Definición y caracterización de fuentes fismogenéticas. http://rabida.uhu.es/dspace/handle/10272/8493 (2006) Moreiras, S.M. Zonificación de Peligrosidad Y de Riesgo de Procesos de Remoción En Masa En El Valle Del Río Mendoza. Provincia de Mendoza. Tesis doctoral (Inédito). Universidad Nacional San Juan: 274 p (2004)

Moreiras, S.M., L.B. Giambiagi, S. Spagnotto, S. Nacif, J. Mescua, and R. Toural. *El Frente Orogénico Activo de Ios Andes Centrales a La Latitud de La Ciudad de Mendoza* (32° 50'-33° S). Andean Geology 41 (2):342–61 (2014)

Moreiras, S.M, and M.S. Páez. *Historical Damage and Earthquake Environmental Effects Related to Shallow Intraplate Seismicity of Central Western Argentina.* Geological Society, London, Special Publications 399 (1):369–82 (2015)

Moretti, G. *Mendoza, La Ciudad Con Dos Centros Históricos*. Universidad de Mendoza. Instituto de Cultura Arquitectónica y Urbana. <u>http://www.cicopar.com.ar/ponencias/2.pdf</u>. (2010)

Morey, F. Los Temblores de Tierra: Mendoza Sísmica. Imp. d'Accurzio (1938)

Palacios, S. B., L. P. Perucca, A. Pantano, and G. Lara. *Propuesta Metodológica Para El Análisis de La Licuefacción de Suelos Asociada a Sismos Destrucutivos. Pre-Andes Centrales, Argentina (31° 30'S Y 68° 25'O).* Anuário Do Instituto de Geociências 40 (1):55–69 (2017)

Perucca, Laura P., and Stella M. Moreiras. *Liquefaction Phenomena Associated with Historical Earthquakes in San Juan and Mendoza Provinces, Argentina.* Quaternary International 158 (1):96–109 (2006)

Perucca, L. P., and S. M. Moreiras. *Seismic and Volcanic Hazards in Argentina*. Developments in Earth Surface Processes 13:267–300 (2010)

Toural Dapoza, R. Análisis neotectónico y caracterización de las fuentes sismogénicas del piedemonte mendocino $(32^{\circ}40' - 33^{\circ}S)$ y su peligrosidad asociada. Tesis doctoral (Inédito), Universidad Nacional de Río Negro, Argentina: 217p (2017)

Wang, C.Y., A. Wong, D.S. Dreger, and M. Manga. *Liquefaction Limit during Earthquakes and Underground Explosions: Implications on Ground-Motion Attenuation.* Bulletin of the Seismological Society of America 96 (1):355–63 (2006)

Wells, D. L., and K.J. Coppersmith. *New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement.* Bulletin of the Seismological Society of America 84 (4):974–1002 (1994)

CAMBIO CLIMÁTICO, RIESGO Y VULNERABILIDAD MATERIAL DIDÁCTICO DE DIFUSIÓN LOCAL.

Bilbao, T.^{*a*}, Sosa, P. ^{*a*}, Thomas, P. ^{*a*}, Vega, L. ^{*a*}, Carmona, F. ^{*a*}, Musso, S. ^{*b*}, Osimani, J. ^{*b*} Férrer, C. ^{*c*}, Mussetta, P. ^{*c*}

^a Instituto de Ciencias Ambientales, Secretaria de Desarrollo Institucional y Territorial, UNCuyo. ^b Facultad de Educación, UNCuyo. ^cINCIHUSA, CONICET, CCT Mendoza.

e-mail: <u>tania.ica@gmail.com</u>

RESUMEN

La provincia de Mendoza está experimentando cambios y variaciones asociadas al fenómeno del Cambio Climático. En este marco, la ocurrencia de eventos climáticos extremos, es cada vez más frecuente e impredecible. Los riesgos que estos representan a escala local, requieren de la generación de estrategias de adaptación a través de una modificación de hábitos para disminuir nuestra vulnerabilidad. El equipo del proyecto: "CUYÚN, Cambiá tus hábitos, no el Clima" elabora desde el año 2012, artículos didácticos destinados a una diversidad de lectores: infancias, familias y educadores, referidos a saberes vinculados con el Cambio Climático, contextualizados en el territorio de Mendoza. Este material elaborado en conjunto con organismos de la comunidad científica como el INCIHUSA, procura mediar conocimientos provenientes de múltiples dimensiones, a partir de información clara y alentadora promoviendo el cambio de hábitos y la generación de estrategias de adaptación a través del trabajo colaborativo como estrategia privilegiada de la educación ambiental. El material didáctico, de uso escolar, se difunde de forma semanal y masiva en un medio de comunicación local y a través de las redes sociales.

Palabras clave: Riesgos ambientales, vulnerabilidad, Cambio Climático, material didáctico, saberes escolares.

INTRODUCCIÓN

A nivel global, la ocurrencia de eventos climáticos extremos es cada vez más frecuente e impredecible (Dale et al., 2001; Adams et al., 2009). Históricamente la ocurrencia de eventos como aluviones y sismos han afectado a la Provincia de Mendoza, pero los cambios de estilo de vida y actividades económicas han generado cambios en la naturaleza y en los sistemas climáticos. Estos cambios han modificado el régimen de ocurrencia de estos eventos que nos ponen en peligro. En la Provincia de Mendoza, los cambios y variaciones en los eventos climáticos, asociados al fenómeno del Cambio Climático, son cada vez más frecuentes. Tanto como las consecuencias que estos eventos representan para la ciudadanía hacen necesaria la implementación de estrategias diversas, con miras a disminuir la vulnerabilidad de las poblaciones, entre ellas, la educación ambiental (Senge, 1998).

METODOLOGIA

Desde el 2012 el proyecto, "*CUYÚN, Cambiá tus hábitos, no el Clima*", elabora de manera continua material didáctico destinado a niños, niñas, familias y educadores, referido a temas vinculados con el Cambio Climático desde una perspectiva local y multidisciplinaria. Cuenta con varios artículos referidos a riesgos naturales en el contexto de Cambio Climático en la provincia de Mendoza, elaborados en diferentes años en colaboración con diversos actores. Los artículos didácticos son publicados en una revista infantil de un diario local, con una tirada semanal de 120.000 ejemplares en 4 provincias de Argentina.

El proceso de elaboración y diseño es realizado por un equipo de trabajo perteneciente al Instituto de Ciencias Ambientales de la Universidad Nacional de Cuyo y es revisado por la Facultad de Educación (Figura 1). El contenido de cada artículo se construye de forma colaborativa con unidades académicas, organismos de gestión pública, de ciencia y tecnología y organizaciones de la sociedad civil, abordando la temática desde diferentes enfoques, generando una red intersectorial de conocimiento y reflexión con el objetivo de crear un material que refleje miradas inter y multidisciplinarias de distintas problemáticas y su relación con el Cambio Climático.



Fig 1. Esquema de elaboración de artículos didácticos.

RESULTADOS

Este proyecto de elaboración y divulgación de material didáctico se encuentra en desarrollo. A través de 6 ciclos anuales elaborados desde el 2012 al 2017, se han realizado

14 artículos (Tabla 1) relacionados a los riesgos naturales. A través de diferentes enfoques y en articulación con el ICES, la Facultad de Filosofía y Letras de la UNCuyo y el INCIHUSA. A través de estos artículos fue posible la transmisión de ideas asociadas a los riegos ambientales originados por el agua, el aire, la tierra; también el mapeo de riesgos y la elaboración de planes de prevención.

Los artículos didácticos buscan transmitir un mensaje propositivo sobre la temática del Cambio Climático y sus problemáticas asociadas, combinando contenidos conceptuales en formato de texto, ilustración y actividades didácticas (Figura 2). Pretende mostrar una perspectiva local del Cambio Climático, evitar el abordaje catastrófico, y utilizar un enfoque propositivo y optimista. De este modo alentar a los niños, niñas y jóvenes a valorar el trabajo colaborativo, la promoción de actitudes y hábitos saludables, valores de equidad e igualdad, actitudes indagatorias y el espíritu crítico; y fortalecer la identidad local.

۸ÑO		TÍTULO DEL	TÍTULO DEL	CONTENIDOS
ANO	COLABORADORES	CAPÍTULO	ARTÍCULO	CONCEPTUALES
			Los cuatro elementos en interacción	Agua, aire, fuego, tierra Riesgos
2013	ICES	Riesgos Naturales	Elemento Tierra	Sismos Prevención
			Elemento Fuego	Incendios
			Elemento Agua	Inundaciones
			Elemento Aire	Vientos, tormentas,
				plagas
2014	Departamento de Geografía. Facultad de Filosofía y Letras.	Agua, territorio y cambio	Algo está cambiando	Agua como recurso vital. Estados del agua en la naturaleza. Abundancia: exceso y escasez.
	UNCuyo	climático.	escasea	zonas áridas: causas y consecuencias. Manejo adecuado e inadecuado de zonas áridas.
			Cuando el agua está en exceso	Inundaciones y aluviones: Causas. Desmonte. Modos de prevenir.
			Ciudadanos del agua	Derecho de acceso al agua. Responsabilidades para su cuidado. Ciudadanos del agua. Organización y

Tabla 1: Artículos relacionados con riesgos naturales por año y capítulo.

2015	INCIHUSA	Sociedades y cambio climático	Ordenando nuestro territorio Los eventos climáticos ¿Pueden ponernos en peligro? Más allá del clima, ¿Qué nos hace más o menos vulnerables? ¿Cómo nos adaptamos a los cambios en el clima? ¿Hacemos un plan de prevención?	participación social. Territorio. Ordenamiento territorial. Recurso hídrico. Zonificación según uso y aptitud. Vulnerabilidad- Adaptación- Acciones colectivas- Tecnologías adaptativas- Gobernanza Externalidades- Vulnerabilidad- Deforestación- Basura- Inundación- Riesgo- Peligro Adaptaciones- Mapeo de riesgo Responsabilidades de las Instituciones Públicas.
			¿Hacemos un plan de prevención?	Responsabilidades de las Instituciones Públicas. Participación. Planes de prevención comunitario
1				























Fig 2: Artículos relacionados con riesgos ambientales elaborados por el proyecto "Cuyún, cambia tus hábitos no el clima" desde 2012

REFLEXIONES FINALES

Es fundamental, en contextos de cambios ambientales y culturales, la incorporación de estas temáticas en los procesos de enseñanza y aprendizaje en ámbitos familiares y escolares, así como tender puentes entre sectores involucrados en la investigación y gestión de riesgos (Tobasura, 1997). El material utiliza un mensaje alentador, propositivo, informativo, simple y claro; es creado desde enfoques multidisciplinarios, trabajos cooperativos y utiliza lenguajes didácticos con un estilo propio de ilustración. De esta manera se procura acercar y articular, el conocimiento generado desde diferentes sectores de relevancia, sobre fenómenos naturales que pueden tener consecuencias negativas para la población en Mendoza. Con el objetivo de lograr la difusión de estrategias de cambio de hábitos para la disminución del impacto de estas problemáticas de forma masiva y continua en la comunidad. Esperando aportar a la educación de ciudadanos proactivos, comprometidos y responsables con la sociedad y con el entorno natural del que formamos parte, asimismo realizar un aporte a la reducción de la vulnerabilidad mediante la generación de conciencia ambiental.

REFERENCIAS

Adams, H. D., Guardiola-Claramonte, M., Barron-Gafford, G. A., Villegas, J. C., Breshears, D. D., Zou, C. B., y Huxman, T. E. Temperature sensitivity of drought-induced tree mortality portends increased regional die-off under global-change-type drought. Proceedings of the national academy of sciences, *106*(17): 7063-7066 (2009).

Dale V.H., Joyce L.A., McNulty S., Nielson R.P., Ayres M.P., Flannigan M.D., Hanson P.J., Irland L.C., Lugo A.E., Peterson C.J., Simberloff D., Swanson F.J., Stocks B.J., y Wotton B. M.Climate Change and Forest Disturbances. Vol. 51 No. 9 BioScience 723 (2001).

Tobasura I. y Sepúlveda L Proyectos Ambientales Escolares. Estrategias para la formación ambiental. Editorial Aula Abierta Magisterio. Bogota(1997)

BANCO DE SEMILLAS, HERRAMIENTA PARA EVALUAR RESTAURACIÓN ECOLÓGICA EN EL CMFSR

Castaño Gañán A. R.a, Alvarez G.^a y Garcia V.^b

^{*a}ICES, Regional Malargüe, CNEA, ARGENTINA* ^{*b*}Complejo Minero Fabril de San Rafael, ARGENTINA</sup>

e-mail:<u>aganan@cnea.gov.ar</u>

RESUMEN

En el presente trabajo se compara la emergencia de brotes del banco de semillas de muestras de suelo colectado en seis sitios (dos parcelas por sitio, cada una de $100m^2$, tres parcelas para el sitio dos (S2)), del Complejo Minero Fabril San Rafael (CMFSR). El banco de semillas se condicionó en abril y se mantuvo por 4 meses. En total emergieron más de 30 morfoespecies y persistiero 18 logrando identificar que Asteraceae es la familia con mayor número de especies (13), Poaceae presentó dos especies, Convolvuláceae, Cactáceae y Verbenácea presentaron una especie. Las medias de los brotes totales de cada parcela son significativamente diferentes (t=4.192, P (0.0012), al igual que las medias del índice de diversidad (Shannon-H, t=10, P (2.1448E-07)) por parcela. Es pertinente considerar que una restauración pasiva del sitio puede ser ecológicamente exitosa.

Palabras Clave: Banco de semillas, CMFSR, restauración, sucesión

INTRODUCCIÓN

El impacto en la cobertura vegetal nativa para llevar a cabo distintos tipos de emprendimientos mineros, ha transformado drásticamente la cobertura vegetal y con ella el paisaje. Muchas de estas áreas, al ser abandonadas, desarrollan procesos de sucesión vegetal que propician el establecimiento de una nueva comunidad vegetal que, en la mayoría de las ocasiones, es diferente a la que existía con anterioridad a la perturbación. Independiente de la causa que origina la pérdida de la vegetación, el proceso de regeneración natural se encuentra con una serie de barreras que alteran su dinámica. La celeridad de dicho proceso, se asocia con factores ecológicos y ambientales como carencia de nutrientes y de micorrizas en el suelo, compactación del suelo, competición con plantas invasoras, presencia de estaciones secas prolongada y bajos niveles de dispersión, así como una alta tasa de depredación de semillas y plántulas presentes en el suelo (Uhl *et al.*, 1988; Aide & Cavelier, 1994; Holl, 1999; Cubiña & Aide, 2001).

El banco de semillas es uno de los procesos ecológicos de mayor relevancia en la reaparición de la vegetación en un terreno determinado. Constituye el mecanismo más importante para la regeneración de la vegetación con especies pioneras, en terrenos

donde el uso del suelo no ha sido muy intenso (Garwood, 1989). Sin embargo, en áreas degradadas, la sola presencia del banco de semillas no es suficiente para la recuperación de la vegetación, en especial aquella de hábito arbóreo (Tekle & Bekele, 2000).

Los bancos de semillas en ambientes semiáridos generalmente están formados por cúmulos de semillas viables (Simpson *et al*, 1989) de plantas anuales y efímeras en su mayoría (Brown *et al* 1979, Thompson & Grime, 1979). El tipo de banco de semilla depende de cada especie y puede ser transitorio o persistente (Montenegro *et al*, 2006). El primero se caracteriza por tener semillas con durabilidad menor a un año (Thompson & Grime, 1979), un solo evento de germinación (Walck *et al*, 1996, Baskin & Baskin, 2001) y las semillas se encuentran depositadas en la superficie del suelo o sobre la vegetación (Thompson & Bakker 1997). El "banco de semillas" de tipo persistente posee semillas viables por muchos años e incluso siglos, (Thompson & Grime, 1979) con varios eventos de germinación (Walck *et al*, 1996, Baskin & Baskin, 2001) y las semillas se encuentran (Walck *et al*, 1996, Baskin & Baskin, 2001) y las semillas se encuentran (Walck *et al*, 1996, Baskin & Baskin, 2001) y las semillas se encuentran (Walck *et al*, 1996, Baskin & Baskin, 2001) y las semillas viables por muchos años e incluso siglos, (Thompson & Grime, 1979) con varios eventos de germinación (Walck *et al*, 1996, Baskin & Baskin, 2001) y las semillas se encuentran enterradas (Thompson *et al*, 1997; Milberg *et al*, 2000).

Es imprescindible valorar el banco de semillas presente en el sitio antes de cualquier programa de restauración; (Ellner & Schmida 1981). Además permite evaluar características como diversidad de semillas y densidad, para determinar la posible composición de la estructura vegetal con la que se regenerará el sitio.

La mayoría de las semillas se mueven sólo distancias cortas desde la planta madre durante la dispersión primaria (Willson, 1992), especialmente las más pesadas son poco afectadas por el viento, por ejemplo, las semillas de algunos arbustos en el Monte: *Condalia microphylla y Larrea spp.* (Marone *et al.*, 1998). En estos casos, la dispersión solamente pueden implicar a la gravedad y las semillas simplemente caen debajo de la copa del árbol o arbusto madre, donde son generalmente atrapados por la hojarasca (Marone *et al.*, 1998). En los ecosistemas áridos la velocidad del viento en espacios intermedios es más alta que en las copas de los arbustos, y los espacios intermedios sirven como vías de transporte de semillas (Soriano & Sala 1986; Chambers & MacMahon, 1994).

Los factores bióticos y abióticos que intervienen en las pérdidas del banco de semillas son germinación de las semillas (distribución de la germinación en el tiempo), germinación fallida (mortalidad pre-emergencia), ataque de patógenos (hongos y bacterias), senescencia, aplastamiento, incineración (debido a incendios), consumo por animales granívoros, enterramiento profundo (> 2cm. de profundidad) y, movimiento (dispersión secundaria) (Chambers & MacMahon, 1994; Marone *et al.*, 2000)

Los ecosistemas se recuperan por si solos cuando no existen o se eliminan tensionantes o barreras que impidan su regeneración, en un proceso conocido como restauración pasiva o sucesión natural. Es por esto que una de las primeras acciones para recuperar un ecosistema es retirar factores que impiden la expresión de mecanismos de regeneración natural.

Cuando los ecosistemas están muy degradados o destruidos, han perdido sus mecanismos de regeneración y en consecuencia es necesario asistirlos, en lo que se denomina restauración activa o asistida (sucesión dirigida o asistida). La restauración activa implica, que con intervención humana, se ayude el ecosistema para superar tensionantes que impiden la regeneración y garantizar el desarrollo de procesos de recuperación.

Las actividades desarrolladas por el Complejo Minero Fabril San Rafael (CMFSR), en el departamento de San Rafael, desde mediados de la década del 60 hasta 1995, período este en el que se explotó comercialmente el Yacimiento, han dejado fragmentada la vegetación, considerando esto un pasivo ambiental, por tal motivo el propósito de esta investigación es estimar la composición y abundancia de especies del banco de semillas del suelo y ver en este recurso una estrategia que puede ayudar en el proceso de restauración ecológica del CMFSR.

MÉTODOS O DESARROLLO EXPERIMENTAL

Área de Estudio

El Yacimiento uranífero de Sierra Pintada (Figura 1), ubicado al Sur Oeste de la Villa 25 de Mayo y a una distancia aproximada de 12 Km fue descubierto en 1968, a través de una prospección radiométrica aérea, en la que pudieron identificarse una serie de anomalías, corroborando posteriormente la presencia de Uranio en la zona. A partir de 1979 se pone en funcionamiento el Complejo Minero Fabril Sierra Pintada, el mayor depósito argentino de uranio hasta la actualidad. Sin embargo, en 1995 el Complejo fue cerrado como consecuencias de los cambios políticos y económicos que se estaban produciendo. El Complejo Minero de Sierra Pintada abarca una superficie de 2007 Ha. Dentro de la misma se realizaron todas las operaciones relacionadas a la obtención de Diuranato de Amonio como producto final. El proceso se inicia con la extracción del mineral, proceso este que es desarrollado a través de la metodología denominada "a cielo abierto". De esta manera, se realizaron tareas extractivas en diferentes sectores, los que reciben denominaciones especiales como "Cantera La Terraza", "Tigre III", "Tigre I", etc. Sobre el Yacimiento, pasa un cauce de escorrentía permanente, el Arroyo El Tigre. Este, es un pequeño tributario del Río Diamante. Su cuenca se ubica íntegramente en el Dpto. de San Rafael. Su desarrollo es de sentido SO-NE, y se extiende en el área denominada "Cuchillas de los Mesones" entre la Pampa del Diamante y el Río del mismo nombre. La altura máxima de la cuenca corresponde al C Alto con 1688 m.s.n.m. y la cota mínima corresponde al punto de descarga en el Río Diamante, con 870 m.s.n.m, con un caudal medio de 160 l/s.



Figura 1. Área de Estudio; CMFSR en la provincia de Mendoza y ésta en Suramérica sobre imagen satelital con los sitios de muestreo

La zona pertenece al denominado Bloque San Rafael, la constitución e historia geológica del Bloque de San Rafael es compleja. Particularmente para el área de Sierra Pintada, sobre un basamento de terrenos antiguos (Devónico y Carbonífero), afectado por un intenso tectonismo, se desarrolló en el Pérmico inferior una profusa actividad volcánica que derivo en la acumulación de una importante secuencia de rocas volcánicas y volcanoclástica interdigitadas, que conforman el Grupo Cochico (Mancilla y Dieguez, 2013). El ambiente es desértico, clima caluroso de sequía moderada y noches frías con precipitación media anual de 320 mm, temperaturas máximas en enero de 32 °C y mínimas de 1°C en el mes de julio. Presenta vegetación de Huayquerias (bad land) con comuniades saxícolas diversas de *Larrea cuneifolia y Zucagnia punctata*, de *Chuquiraga erinaceae*, de *Gochnata glutinosa*, etc y riparias en cursos temporarios con *Tessaria absinthioides* etc. Lugares de estepas arbustivas sobre suelos arenosos con *Senecio pampeanus* alternando con vegetación de médanos con *Larrea nítida* y vegetación saxícola sobre basaltos.

Metodología de Muestreo

La muestra de suelo consistió en una mezcla de cuatro a cinco porciones de suelo (submuestras) tomadas al azar en cada una de las 13 parcelas muestreadas de los 6 sitios, parcelas de 100m2. Fue necesario asegurarse que las herramientas estuvieran completamente limpias, libres de superficies oxidadas y que no contuvieran residuos de otros materiales. En cada sitio de muestreo se removían las plantas y hojarasca fresca de un área de 40 cm x 40 cm, y luego con la pala se tomaban aproximadamente 1000 g suelo y se depositaba en un balde plástico limpio. Se removían las piedras, raíces

gruesas, lombrices e insectos del suelo. Las porciones del suelo se desmenuzaban con la mano. Al final las cuatro o 5 submuestras se mezclaron en el balde para luego conformar una sola muestra de 1Kg y con esto hacer el banco de semillas. Cada muestra fue rotulada y puesta en bolsa de cierre hermético.

Luego el suelo fue tamizado en malla de 5 mm, para su posterior colocación de una capa de 2 cm en las bandejas de germinación, las cuales tuvieron un sustrato de 1 cm de arena lavada de río, esterilizada con hipoclorito de sodio. Para facilitar la germinación y se mantuvieron las bandejas con luz natural en el laboratorio de suelos del PRAMU-Malargüe, a temperatura ambiente durante los meses de abril a agosto, la humedad del suelo fue a capacidad de campo hasta la capa de arena, para que la muestra permaneciera húmeda. Se revisaron a intervalos de tres días para observar la germinación y crecimiento de las plántulas, se contaron y marcaron las plántulas germinadas, las plántulas fueron identificadas a nivel de familia y otras simplemente como morfoespecie. Adicionalmente se colocó una bandeja con arena estéril para hacer prueba de contaminación por semillas locales.

El establecimiento de las parcelas de muestreo se hizo de manera estratificada dependiendo de las condiciones ecológicas de cada una. Los primeros tres sitios y sus parcelas están ubicados a los largo del arroyo El Tigre; S1P1 y S1P2 antes de que el arroyo atraviese el CMFSR, S2P1, S2P2 y S2P3 ubicado en la parte media del arroyo en zona industrial del Complejo y S3P1 y S3P2 en zona ubicada pasando el área industrial del Complejo. Estas parcelas no presentan señales de intervención mecánica, los sitios S2P1 y S2P2 presentan impacto debido al mantenimiento de los caminos dentro del complejo. Las otras parcelas son S4P1 ubicada en antigua zona de lixiviación de mineral, revegetalizada de forma natural, con S4P2 con bajo impacto, S5P1 ubicado en Dique2 que está en proceso de estabilización, donde aún en la base del dique persisten metales, con S5P2 la cual presenta bajo impacto mecánico y S6P1 y S6P2 posible zona ACRE (Área de Cultivos Restringidos Especiales), alejada de la zona industrial del complejo, (Ver Fig. 1).

Entre los atributos que identifican el banco de semillas, están la densidad (número de semillas por metro cuadrado), la composición (a nivel taxonómico, longevidad, formas de vida) y la riqueza de especies (Chandrashekara & Ramakrishnan, 1993; Dupuy & Chazdon, 1998; Thompson, 2000).

En el presente proyecto se evaluó la abundancia del banco de semillas según el número de brotes en cada bandeja de germinación, riqueza (número de morfoespecies) y diversidad (índice de Shannon). Se empleó el índice de Shannon para estimar la diversidad y poder comparar la diversidad entre parcelas. Los datos obtenidos se analizaron mediante análisis de varianza, medias y medianas (p= 0.05) y comparaciones múltiples de ANOVA, Mann-Whitney para establecer si hay diferencias entre el número de morfoespecies de cada bandeja y las parcelas muestreadas.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Tabla 1 se resume los resultados para cada bandeja de germinación, se presenta el número de brotes, cantidad de familias, morfoespecies, las abundancias de semillas

germinadas en cada una de las parcelas muestreadas y el índice de Shannon para cada bandeja.

Tabla 1. Número de brotes, número de familias, morfoespecies, abundancia por parcela (100m²) y H índice de Shannon. (Pn) son morfoespecies de la misma familia, Poaceae (P1, P21), Asteraceae (P2, P4, P5, P9, P10, P15,P16, P17 P18, P19, P20 P23, P22), Cactaceae (P25), Verbenaceae (P26)) y Convolvulaceae (P24), *Para fines prácticos los brotes N.I, serán tomados como una morfoespecie, ya que no se lograron identificar diferencias morfológicas entre los brotes, al tamaño del brote ya que este perecía a los pocos días.

Sitio y Parcela	Núm., de Brotes	Nùm. de Familia	Familia	Morfoespecie (Riqueza)	*NI	Abundancia 100m ²	H′
S1P1	4	2	1P1, 1P2	3	2	6.666	1.04
S1P2	7	2	1P1,2P2	3	4	11.666	0.955
S2P1	6	1	1P2, 1P4	3	4	10.000	0.867
S2P2	9	1	1P5,2P2	3	6	15.000	0.848
S2P3	18	2	2P1, 4P2, 1P4.1P9,2P10	6	8	30.000	1.504
S3P1	22	2	6P1, 3P2	3	13	36.666	0.936
S3P2	7	1	2P15	2	5	11.666	0.598
S4P1	20	2	1P1,1P4,3P2,1P16	5	14	33.333	0.983
S4P2	24	2	8P1, 4P2, 2P10, 1P16, 1P17, 1P18	8	6	40.000	1.748
S5P1	52	2	3P1, 9P20,1P21, 25P22, P23	6	13	86.666	1.319
S5P2	33	3	5P2, 2P10, 1P19, 1P23, 3P24, 1P25	7	20	55.000	1.295
S6P1	4	1	1P26	2	3	6.666	0.562
S6P2	7	1	3P2	2	4	11.666	0.682
Total	213	5		$1\overline{8 \text{ spp} + \text{NI}}$	102		

Composición

Lo que hace referencia al nivel taxonómico en la composición del banco de semillas germinables tenemos un total de 19 morfoespecies, ver tabla 1. Las parcelas S3P2, S6P1 y S6P2, presentan el menor número de morfoespecies, ver figura 2. Estas tres parcelas además presentan los menores valores en el número de brotes. Un análisis de varianza para estas tres parcelas arrojó un F=0.6429 con un P=0.5857, a pesar de que el número de morfoespecies germinadas no pueden diferenciarse con respecto a las parcelas muestreadas representadas por las bandejas de germinación; no se puede afirmar la existencia de relación entre ellas y el número de morfoespecies, la falta de relación puede deberse a que los sitios de muestreo de estas tres parcelas en términos ecológicos se encuentran sin perturbación antrópica severa además están alejadas de la zona industrial del complejo. Los valores bajos del número de morfoespecies y número de brotes presentes en las bandejas pueden verse como un indicador de un estado sucesional avanzado de las parcelas. Los sitios con estado de sucesión avanzada, tienen bancos de semillas pequeños (en abundancia y composición) debido a que las semillas de especies tolerantes a la sombra (primarias, pioneras tardías) ingresan en una proporción menor y producen un banco de semillas compuesto por semillas de corta





Además se han utilizado en restauración ecológica mediante distintas técnicas, siendo de especial importancia los trabajos que emplean especies nativas.

Se ha evaluado su uso en fitorremediación, por ejemplo, se observó que especies de los géneros *Silybum* Adans., *Onopordum* L., *Cynara* L., *Scolymus* L. y *Crepis* L. colonizan espontáneamente suelos calcáreos contaminados con metales pesados en el sur de Italia (Perrino *et al.*, 2014).

Las gramíneas perennes son una de las formas vida vegetal dominante en ecosistemas áridos y semi-áridas del mundo y la reproducción sexual es una forma importante para la regeneración de la mayoría de sus poblaciones (Aguiar & Sala, 1999; Bisigato *et al.*, 2005).

Abundancia

La media del número de brotes total o la abundancia en cada una de las parcelas, son significativamente diferentes t= 4.192, P (0.0012), puede explicarse en miras de que los sitios son de ambientes contrastantes dentro del complejo, tanto por impacto antrópico como por condiciones ecológicas ya que hay sitios dentro de la zona industrial (S4P1, S4P2, S5P1, S5P2) y sitios alejados de esta (S1P1, S1P2, S2P1, S2P2, S2P3, S3P1, S3P2, S6P1 y S6P2). En términos de sucesión ecológica o procesos de revegetalización natural se identifican diferencias en cada uno de los sitios y el banco de semillas ha permitido observar lo contrastante de estos ambientes. Así los sitios con mayor grado de intervención presentan mayor número de brotes ya que las semillas de especies posiblemente pioneras encuentran condiciones libres de competencia para poder

germinar, como es el caso del sitio S5P1, es un sitio con pendiente 0, que ahora está siendo rellenado con escombros pero sirve de trampa de semillas que al tener la oportunidad de germinar lo hacen, este sitio esta aledaño al sitio S5P2 que tiene una elevada pendiente, por lo tanto a la vez se comporta como trampa para las semillas que provienen de S5P2. S5P2 Es un sitio en estado sucesional avanzado con especies arbustivas bien desarrolladas protegido del viento y con pendiente elevada, a pesar de que no se notó la germinación de semillas provenientes de arbustos, es de reconocer que estos generan las condiciones necesarias para el éxito germinativo de otras especies, así como lo especifica López P y Ortuño (2008) al mencionar que los arbustos desempeñan un papel importante en favorecer el aumento de la riqueza de especies herbáceas; dado que albergan varias especies de plantas que suelen estar ausentes en los sitios abiertos. Esto se debe a que los arbustos generan un microclima que permite el establecimiento de una determinada flora, así como nicho para dispersores de semillas.

La condición geomorfológica de los sitios de los cuales se tomaron las muestras de suelo es considerada importante para el banco de semillas, ya que según el grado de pendiente, material parental del suelo y su estado de meteorización, grado de cobertura vegetal y obviamente su estado sucesional harán que los sitios puedan actuar o no como trampa o reservorio de semillas de la vegetación es así cómo podemos explicar estos resultados aunque estas variables no fueron medidas en terreno.

Índice de Shannon H'

Se procedió al cálculo de un índice de diversidad. Para ello se utilizó el Índice de Shannon: $H'= -\Sigma$ s i=1 (pi) (log₂pi) 24 Donde: S= número de especies (riqueza de especies) Pi= proporción de individuos de la especies i respecto al total de individuos (es decir la abundancia relativa de la especie) i). De esta forma, el índice contempla la cantidad de especies presentes en el área de estudio (riqueza de especies), y la cantidad relativa de individuos de cada una de esas especies (abundancia) (Pla, 2006).



Figura 3. Índice de Shannon para cada bandeja de germinación, correspondiente a las 13 parcelas muestreadas.

Este índice nos manifiesta la diversidad del banco de semillas en las bandejas de germinación para cada parcela muestreada (ver figura 3), la bandeja con mayor diversidad (H=1.748) fue S4P2, seguida de las bandejas S2P3 (H=1.504), S5P1 (H=1.319) y S5P2 (H=1.295). Estas presentan el mayor número de morfoespecies (ver tabla 1). Esta cantidad de morfoespecies puede deberse a condiciones ecológicas de los sitios referidas a condiciones sucesionales, por ejemplo S4P2 y S2P3 son muestras tomadas de sitios con vegetación que presenta bajo impacto antrópico y la vegetación establecida se puede considerar con estado sucesional avanzado.

El índice de Shannon del banco de semillas fue de H=1,811, este valor de índice aunque se trata de banco de semillas es el relacionado (H<2) a los ambientes áridos y semiáridos, con su valor muy cercano a 2, este índice toma valores de 1-3, por tanto estos resultados sugieren una biodiversidad media propia de ambientes áridos a semiáridos ya que en las zonas áridas y semiáridas, debido a la escasez de agua, la vegetación no cubre totalmente el suelo sino que tiene una distribución discontinua en forma de parches vegetados en una matriz de suelo desnudo (Rábida, 2016).

Presencia de hongos y musgo en las bandejas de germinación

Las bandejas de germinación S3P1 y S6P2, presentaron cuerpos fructuosos de hongos, algo que sorprende básicamente en S6P2 ya que el suelo es arenoso y por precipitación es de esperarse que las esporas se laven y se pierdan o en general que la presencia de hongos sea casi nula. En S3P1 el suelo presenta poca intervención así como S6P2 y además hay vegetación arbórea de buen porte lo que corrobora las investigaciones de Sánchez-de Prager *et al.*, (2010), bajo condiciones naturales, la fracción mineral y la materia orgánica del suelo son las encargadas de proveer a las plantas de los nutrientes necesarios para su crecimiento. Los procesos son complejos y están mediados por múltiples factores bioedafoclimáticos que condicionan la disponibilidad de los elementos y la absorción por las raíces. La presencia de cuerpos fructuosos de hongos son la manifestación de micorrizas como mediadoras entre el suelo y las raíces de las plantas que las poseen, facilitando el uso eficiente de nutrientes que de otra manera serían objeto de pérdidas considerables, además intervienen de la nutrición, en la salud, productividad de los cultivos, en la conservación del suelo y del ambiente.

La presencia de musgo fue menos notable en las bandejas de los sitios S5P1, S6P1 y S6P2. La bandeja de germinación del sitio S5P1 contiene el mayor número de brotes (52) y S6P2 (7) y S6P1 (4) el menor, donde se podría considerar que su presencia no influye en el banco de semillas pero aun así las otras 10 bandejas sí presentaron musgo abundante, que cubría más del 70% de la superficie de la bandeja. Los musgos desempeñan funciones importantes en los ecosistemas, son fundamentales en el balance hídrico, pioneros en suelos inestables controlando la erosión y colonizando sitios alterados, sirven como hábitat y alimento para invertebrados, y también constituyen sitios propicios para la germinación de plantas vasculares (Rovere y Calabrece, 2011), según este concepto y el de otros investigadores es de resaltar que la presencia de musgo es favorable en el banco de semillas y es un factor que permitiría la restauración natural en los sitios muestreados y por ende la colonización en los sitio impactados como ocurre con S4P1 y S4P2, donde las muestras de suelo para el banco de semilla fue colectada en un sitio que en algún momento se usó para lixiviado de material pero la parcela dos del mismo sitio es una zona de ladera natural donde el sustrato es la roca

meteorizada de manera mecánica y esta adjunto a la parcela uno, de este sitio es probable que provenga parte de la vegetación que ha colonizado el suelo de la parcela uno.

En S5P1 la vegetación que ha crecido es la que se ha podido adaptar a pesar de que la parcela dos esta adjunta a la uno, con sustrato proveniente de la roca que se ha meteorizado en el lugar, y vegetación muy contrastante, el sustrato del fondo contiene valores considerables de metales pesados y es una zona que se está rellenando con escombros del complejo, tal vez esto es lo que hace que hayan pocos musgos en la bandeja de germinación además es material de relleno que posiblemente va con semillas de otras partes que logran germinar y se le suma a esto que las especies que colonizan difícilmente tienen vegetación competidora.

CONCLUSIONES

La bandeja de germinación correspondiente al sitio S5P1, parcela con alto impacto antrópico, presentó un banco de semillas con mayor abundancia y diversidad de especies con respecto a las otras 12 parcelas muestreadas, lo que manifiesta que es posible pensar en una restauración pasiva de los sitios más perturbados en el CMFSR, debido a que presenta un suelo receptor de germoplasma viable.

Debido a lo anterior es posible que zonas del complejo desprovistas de vegetación, llámense canteras, sean revegetalizadas con material proveniente de sitios aledaños, para evitar erosión eólica

Las bandejas que presentaron menor número de brotes corresponden a las parcelas S1P1, S6P1 S2P1, S3P2, S1P2 y S6P2 con un buen estado sucesional natural y estos sitos presentan menor impacto antrópico.

La vegetación nativa de pequeños árboles, a pesar de no haberse identificado exactamente en el banco de semillas, se puede ver favorecida para su establecimiento y desarrollo por las especies presentes en el banco de semillas, ya que estas generan las condiciones ecológicas necesarias para tal fin.

Es necesario ampliar el muestreo de suelo para banco de semillas en otra época del año ya que es posible que se hayan obviado semillas prevenientes de vegetación que semille durante finales del verano y el otoño.

Las parcelas de donde se tomaron las muestras de suelo requieren de un conteo total de vegetación en pie, ya que estas fueron muetreadas y contadas solamente por número de especies y es necesario poder correlacionar la vegetación proveedora de semillas.

REFERENCIAS

Aguiar, M.R. & Sala, O.E., 1999. Patch structure, dynamics and implications for the functioning of arid ecosystems. Trends in Ecology & Evolution, 14: 273-277.

Aide, T.M. & Cavelier, J., 1994. Barriers to lowland forest tropical restoration in the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. Rest. Ecol., 2: 219-229

Baskin, C. & Baskin. J. (2001). Seeds. Ecology, Biogeography and Evolution of Dormancy and Germination. Academic Press, Nueva York.

- Bisigato, A.J.; Bertiller, M.B.; Ares, J.O. & Pazos, G.E., 2005. Effect of grazing on plant patterns in arid ecosystems of Patagonian Monte. Ecography 28, 561–572.
- Brown, J.H., Reichman, O.J. y Davidson, D.W. (1979). Granivory in desert ecosystems. Annual Review of Ecology and Systematics. 10: 210-227.
- Chambers, J.C. & J.A. MacMahon, 1994. A day in the life of a seed: movements and fates of sedes and theirs implications for natural and management systems. Annual Review of Ecology and Systematics 25:263-292.
- Chandrashekara, U.M. & Ramakrishnan, P.S., 1993.- Germinable Soil Seed Bank Dynamics During the Gap Phase of a Humid Tropical Forest in the Western Ghats of Kerala, India. J. Trop. Ecol., 9 (4): 455-467.
- Cubiña, A. & Aide, T.M., 2001.- The effect of distance from forest edge on seed rain and soil seed bank in a tropical pasture. Biotropica, 33 (2): 260-267.
- Dupuy, J.M. & Chazdon, R.L., 1998.- Long-term effects or forest regrowth and selective logging on the seed bank of tropical forests in northeastern Costa Rica. Biotropica, 30 (2): 223-237

Ellner S. & Schmida, A. (1981). Why are adaptations for long-range seed dispersal rare

- in desert plants? Oecologia 51:133-144.
- Garwood, N.C., 1989.- Tropical soil seed banks: a review: 149-209 (en) LEEK, M.A.; Parker, V.T & Simpson, R.L. (eds.) Ecology of soil seed banks. Academic Press INC., San Diego, California
- Holl, K.D., 1999. Factors limiting tropical rain forest regeneration in abandoned pasture: seed rain, seed germination, microclimate, and soil. Biotropica, 31: 229-242.
- López Ramiro P, Ortuño Teresa. La influencia de los arbustos sobre la diversidad y abundancia de plantas herbáceas de la Prepuna a diferentes escalas espaciales. Ecol. Austral [Internet]. 2008 Abr [citado 2018 Mayo 31] ; 18(1): 119-131. Disponible en: <u>http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1667-782X2008000100009&lng=es.</u>
- Manzilla M.Y y S.R. Diequez 2013. Marone, L.; Horno, M.E. & González del Solar, R., 2000. Post-dispersal fate of seeds in the Monte desert of Argentina: patterns of germination in successive wet and dry years. J. Ecol. 88: 940–949Modelamiento geológico mediante "software" minero del sector Tigre I La Terraza: Distrito Uranífero Sierra Pintada, provincia de Mendoza. Comisión Nacionla de Energía Atómica (CNEA) Año XIII, Núm 51/52, Julio/Diciembre
- Marone, L., Rossi, B. E. & Lopez de Casenave, J. (1998) Granivore impact on soil-seed reserves in the Monte desert, Argentina. Functional Ecology 12: 640-645.
- Milberg, P., Andersson L. y Thompson, K. 2000. Largeseeded species are less dependent on light for germination than small-seeded ones. Seed Science Research 10:99-104.
- Montenegro, A. L., Ávila Parra Y., Mendivelso H.A. y Vargas O. (2006). Potencial del banco de semillas en la regeneración de la vegetación del humedal Jaboque, Bogotá, Colombia. Ecología. 28(2): 285-306.
- Perrino, E. V., G. Brunetti y K. Farrag (2014). Plant Communities in Multi-Metal Contaminated Soils: A Case Study in the National Park of Alta Murgia (Apulia Region - Southern Italy). *International Journal of Phytoremediation* 16: 871-888
- Pla, L., 2006. Biodiversidad: Inferencia basada en el índice de Shannon y la riqueza. Interciencia 31 (8). ISSN 0378-1844.

- Rovere, Adriana E, & Calabrese, Graciela M. (2011). Diversidad de musgos en ambientes degradados sujetos a restauración en el Parque Nacional Lago Puelo (Chubut, Argentina). Revista chilena de historia natural, 84(4), 571-580.
- Sánchez De Prager, M.; Posada, R.; Velásquez, D.; y Narváez, M. 2010. Metodologías básicas para el trabajo con micorriza arbuscular y hongos formadores de micorriza arbuscular. Universidad Nacional de Colombia sed Palmira. 139 p
- Simpson, R.L.; Leck, M.A. & Parker V.T., 1989.- Seed banks: General Concepts and methodological issues: 3-8 (en) Leck, M.A.; Parker, V. & Simpson R.L. (eds.) Ecology of soil seed banks. Academic Press INC., San Diego, California
- Soriano, A. & Sala, O.E., 1986. Emergence and survival of Bromus setifolius seedlings in different microsites of Patagonian arid steppe, Israel J. Bot. 35:91-100.
- Tekle, K. and T. Bekele, 2000. The role of soil seed banks in the rehabilitation of degraded hillslopes in Southern Wello, Ethiopia. Biotropica, 32: 23-32.
- Thompson, D. & Grime J.P. (1979). Seasonal variation in the seed banks of herbaceous species in ten contrasting habitats. Journal of Ecology 67: 893-921.
- Thompson, K., 2000. The functional ecology of seed banks: 215-235 (en) Fenner M. (ed.) Seeds: The ecology of regeneration in plant communities. 2nd edition. CAB International, Wallingford, UK.
- Thompson, K., Bakker J.P. & Bekker. R. M. 1997. The soil seed banks of North West Europe: methodology, density and longevity. Cambridge University Press, Cambridge.
- Uhl, C.; Buschbacher, R. & Serrao, E.A.S., 1988.- Abandoned pastures in eastern Amazonia. I. Patterns of plant succession. J. Ecol., 73: 663-681
- Walck, J.L., Baskin M., Baskin C.C. & Francis S.W. 1996.Sandstone rockhouses of the eastern United States, with particular reference to the ecology and evolution of the endemic plant taxa. Botanical Review 62: 311-362.
- Willson Mf (1992) The ecology of seed dispersal. En: Fenner M (ed) The ecology of regeneration in plant communities: 61-85. Cab International. Department of Biology, University of Southampton, Southampton, UK.

AGRADECIMIENTOS

Gerencia de Producción de Materias Primas, departamento coordinación Proyecto Centro De Estudios De La Tierra (ICES) Grupo De Ondas Elásticas, Personal De Taller y Mantenimiento CMFSR, en especial Raúl Balcazar, Matías Olatte, Romima Lara, M. Eugenia Molina, Pablo Zapata, Diego Gerardi y Mario Rumiz Y Al Personal PRAMU San Rafael Y Malargüe.

ANALISIS GEOMORFOLOGICO DEL VALLE DE LAS LAJAS- DEPTO. PACLÍN - CATAMARCA ARGENTINA

Cedrón Robledo D.^a, Niz A. E.^a

^aIMCoDeG, FTyCA, Universidad Nacional de Catamarca, ARGENTINA

e-mail: <u>danigcedron@gmail.com</u>

RESUMEN

La localidad de Las Lajas pertenece al departamento Paclín, en la Provincia de Catamarca, distante a 95 km. al norte de la ciudad de San Fernando del Valle de Catamarca. Las Lajas ha sido tradicionalmente un espacio rural, en el que su población se ha dedicado a la agricultura y la ganadería, actualmente se ha puesto énfasis en el turismo, principalmente en la temporada de verano. Esta localidad se ubica en el valle formado entre la Sierra del Potrerillo al este, Cerro Quico al norte y la Sierra de Los Pinos al oeste. En sus laderas se distribuyen fincas y campos de sembradío, la altitud disminuye paulatinamente de sur a norte, de 1250 m.s.n.m. a 1100 de 1250 m.s.n.m. El cauce principal que lo atraviesa es el río Balcozna, que, a la latitud de paraje el Boquerón, ingresa a territorio Tucumano. Su clima es Subtropical con estación seca o Tropical Serrano. En la presente investigación se llevó a cabo un estudio geomorfológico, considerando los procesos geomorfológicos dominantes, las geoformas de erosión y de acumulación resultantes, la evolución del paisaje en función de los agentes geológicos, para definir las condiciones generales de la cuenca, se vincula la evolución de los procesos geomorfológicos con las condiciones climáticas y la acción antrópica; asimismo se realiza el análisis de la metamorfosis fluvial del cauce, considerando la correlación multitemporal de imágenes satelitales correspondiente a los años, 2013, 2016 y 2017.

Palabras Clave: Geomorfología, clasificación, procesos geomorfológicos.

INTRODUCCIÓN

El Valle de Las Lajas se sitúa en la sección norte de la cuenca intramontana de Balcozna -Las Lajas, ubicada al norte del Dpto. Paclín, Catamarca, Argentina, pasando una pequeña porción de la misma por la provincia de Tucumán. Dista a 95 Km de la Capital provincial y a 33 km de la localidad de La Merced, cabecera departamental.

Partiendo desde San Fernando del Valle de Catamarca y hacia el norte, se accede por ruta nacional Nº 38 y luego se empalma con rumbo NNO, a la altura de localidad de La Merced con la ruta provincial Nº 9. Se continúa por esta ruta, se pasa por las localidades de El Rosario, La Higuera, se atraviesa la Villa de Balcozna y se llega a Las Lajas. Ver fig. 1



Fig. 1 Ubicación de la cuenca que contiene al Valle de Las Lajas y vías de acceso desde S. F. del .Valle de Catamarca

Las Lajas cuenta con una población de 181 habitantes (INDEC, 2008). Es un espacio rural, con actividades turísticas por lo que adquiere importancia en la temporada de veraneo, reflejada en la creciente urbanización.

MÉTODOLOGIA

Se elaboró un estudio geomorfológico, por medio del análisis y correlación multitemporal de imágenes satelitales correspondiente a los años 2013, 2016 y 2017.En principio se realizó la recopilación de información y antecedentes de la zona de estudio y delimitación de la cuenca. Luego se identificaron las características geomorfológicas, los procesos, su naturaleza, límites y sus relaciones con el medio. Se valoró la evolución del paisaje en función de los agentes geológicos, para definir las condiciones generales de la cuenca.

Se tuvo en cuenta el vínculo entre la evolución de los procesos geomorfológicos con las condiciones climáticas y la acción antrópica.

Mediante el análisis de sectores característicos se definió la evolución de los procesos de remoción en masa en una zona de vertientes de la Quebrada de los Arroyos, ubicado entre los puntos y 27°47'37.96"S - 65°45'11.83"O y 27°47'49.42"S 65°44'48.43"O

De igual modo la metamorfosis fluvial del cauce Rio Balcozna, en el área del Valle de las Lajas, en la confluencia del colector principal y el cauce proveniente de la Quebrada de Los Arroyos.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La zona de estudio se integra a la provincia geológica de Sierras Pampeanas; está marcado al este por las pendientes abruptas de las laderas occidentales del Cerro Quico y Sierras de los Potrerillos, mientras que hacia el oeste, pendientes más suavizadas en las laderas orientales de la Sierras de los Pinos. Ver fig. 2.



Fig. 2 Unidades orográficas y poblaciones cercanas.

Su relieve y altitud le otorgan características propias a su clima Subtropical con estación seca o Tropical serrano. Lo que se traduce como dos estaciones bien marcadas, una seca y otra húmeda durante los meses de Diciembre, Enero, Febrero y Marzo, donde ocurren precipitaciones convectivo-orográficas, lo cual genera a veces tormentas que pueden provocar crecidas extraordinarias y en consecuencia aumento del caudal, y reactivación de cauces intermitentes . En Enero Marzo y Abril del año 2015 sucedieron eventos de esta categoría, que supero en magnitud a crecidas importantes ocurridas en los años 1992 y 1997.

La Cuenca hidrológica es de forma alargada, en concordancia con lo descripto por Sosa Luna R. (2009) el clima, la topografía y la naturaleza de las rocas determinan una red hidrográfica de ríos relativamente cortos de frecuencia intermitente en sus tramos superiores pero que en sus tramos inferiores adoptan un carácter permanente.

El colector principal es el río Balcozna, que es la fuente de agua superficial más importante en la zona y actúa como eje del valle. Nace en el sector noroeste de la cuenca, resultado de la unión de numerosos cauces de menor caudal que bajan de la ladera de oriental de la Cumbre de Balcozna y la ladera occidental de la Cumbre de Los Pinos. El río sigue un eje aproximadamente norte, hasta su desembocadura en La Cocha-Tucumán. (Sosa Luna R., 2009)

Al ingresar en la Villa de Las Lajas recibe aportes de la ladera oriental de la Cumbre de los Pinos y de la ladera occidental de la Sierra de Los Potrerillos. Hacia el norte de la cuenca, el rio se encajona y antes entrar en la Quebrada del Boquerón, sus aguas colectan con el cauce proveniente de aguas de la Quebrada de Los Arroyos, que nace por la unión de las vertientes de la ladera de la Cumbre de los Pinos y las del Cerro Quico, para salir a la llanura tucumana. Ver fig. 3



Fig. 3 Cuenca Hidrográfica Balcozna - Las Lajas

Geología del área

La zona de estudio se encuentra emplazada en el ámbito de la provincia geológica de Sierra Pampeanas. Son Esquistos micáceos bandeados. Precámbrico – Paleozoico Inferior que constituyen el basamento cristalino (Gonzalez Bonorino F., 1950) estos, conforman el borde austral de la Cumbre de los Pinos, y el sector este de la cuenca en el bloque de la Sierra de Los Potrerillos. También reconoce y describe cuerpo granítico pos-tectónicos del Carbónico Medio-Superior en la Cumbre de Los Pinos. En la margen izquierda de la quebrada de Los Arroyos, adosados al pie de la Cumbre de Los Pinos y en la Quebrada del Boquerón se encuentran depósitos terciarios (Sosa Luna R. op.cit.) El valle se encuentra rellenado por sedimentos cuaternarios.

Condiciones generales de la cuenca

En la zona cumbral se observa una superficie aplanada, levemente ondulada, seguramente debido a la cobertura de material limoso. Sumado al clima y a la pendiente genera una superficie susceptible a los procesos de remoción, y erosión de diferentes tipos e intensidad.

Los procesos de remoción: se caracterizan por el movimiento del sedimento, debido a acción de la gravedad sobre una superficie inestable, influenciada por la fuerte escorrentía, se los distinguió por la cicatriz que deja el material o cobertura de suelo, sobre la base o plano de deslizamiento. Las cuales a fines de descripción y ejemplificación se los han clasificado como activas, inactivas y compuestos. Ver tabla I

Tipo	Ejemplo	Lugar de referencia	Características
Atcivos	ES m Inege 6: 2017/ Utgin	27°50'59.68"S 65°45'13.52"O Sierra de los Pinos	La carpeta o área de despegue de cobertura se ve, desprovista de vegetación, indicando su actividad actual. Bien marcada, en forma de U Con la lengua de arrastre del material siguiendo el cauce.
Inactivos	102 m Inage @ 201	27°48'13.85"S 65°45'25.48"O Quebrada de los Arroyos	Se distingue la diferencia de desnivel, tapizado por vegetación, lo cual fija el suelo. Y el cauce no está activo.
Compuestos		27°48'36.33"S 65°45'35.06"O Quebrada de los Arroyos	En la cabecera el proceso es inactivo sin embargo, la vega que se ha formado en el cauce indica que es factible de remoción ante un escurrimiento de mayor caudal potenciado por la elevada pendiente.

Tabla I - Clasificación de deslizamientos, con ejemplo fotográficos y ubicación de los mismos.

En la misma área, acompañando a estas geoformas, se distingue claramente la formación de un sistema de cárcavas, que labran el material limoso, siguiendo la pendiente máxima del terreno. Estas son geoformas producto de la erosión fluvial

retrocedente, en donde el agua de precipitaciones, se concentra y escurre como canal al mismo tiempo que erosiona en las cabeceras. El ancho y profundidad de las cárcavas indican la intensidad del escurrimiento superficial. Ver fig. 4



Fig.4 Sistema de cárcavas

Como evidencia de la vulnerabilidad de las laderas debido a la combinación de pendientes abruptas de las laderas cubiertas de sedimentos loesoides, se pueden observar deslizamientos lentos de tipo Pie de Bach, que se dibuja en el terreno como ondulaciones que cubren las serranías del valle, en sentido aproximadamente perpendicular a la línea de máxima pendiente. Ver fig. 5



Fig. 5 Pie de Bach y relación con la pendiente

Evolución de los procesos de remoción en masa:

Para este análisis se ha tomado una zona tipo de la cuenca, en la cual se realizó un análisis multitemporal, tomando para ello las imágenes de los años 2012- 2013-2016.Se diferencia la vegetación, por la notable reducción de esta, con el paso de los años. Los deslizamientos se ubican en las bajadas de mayor pendiente y se concentran en pequeños arroyos que descienden de las laderas.

A mediados del año 2013, la Quebrada muestra un drenaje representado por cauces intermitentes, con muy poca actividad en los colectores principales, con afluentes inactivos, recubiertos en general por vegetación de tipo arbustiva. Las laderas presentan evidencias de paleo-deslizamientos o deslizamientos inactivos, fijados por la vegetación. Ver fig.7



Fig. 4 vista de la Quebrada en el año 2013. Con cian se marcan los cauces intermitentes, con color naranja los deslizamientos inactivos y en rojo los compuestos.

Sin embargo al año 2016 se observa un drástico cambio en el relieve. Se muestra una socavación en los cauces. Claramente la vegetación que se situaba en la llanura de inundación fue removida, ensanchando el lecho mayor y generando que los afluentes pasaran de un régimen esporádico a permanente. A tal nivel de reactivar un paleomeandro. La actividad fluvial, tanto lineal como laminar, deja zonas susceptibles, a los procesos de remoción de materiales, de manera que algunos mutan de la condición de "inactivos a "compuestos" y otros de "compuestos" a "activos". Ver Fig.8



Fig. 5 Área de análisis, en el año 2016. Muestra la evolución de los deslizamientos, con naranja los inactivos, y con rojo los compuestos.

En el presente, la actividad hídrica ha perdido energía, vinculado con la disminución de caudal propia del invierno, por lo que aparentemente algunos cauces esporádicos no contienen agua, pero acorde a la tendencia marcada por el análisis anterior, indicaría, que en las precipitaciones de verano, se repita la tendencia de alta energía y marcada erosión. El cauce que alimenta al meandro sigue activo, este ha debilitado la zona baja del primer nivel de terraza generando la reactivación de un deslizamiento importante que ha proporcionado gran cantidad de sedimentos al curso de agua. Ver Fig. 9



Fig. 6 muestra el relieve actual del área, en el año 2017

Metamorfosis fluvial

El rio Balcozna, en el tramo seleccionado, tiene tres niveles de terrazas, y el cauce colector de la quebrada de los Arroyos muestra dos niveles de terrazas. Por limitaciones de escalas, solo se pueden mapear las mismas en los cauces más desarrollados. El primer nivel de terraza del margen izquierdo es utilizado para cultivos, mientras que los del margen derecho son los que han sido sometidos a una erosión retrocedente intensa.

En el año 2013, El tawelg se comporta como de diseño único y sinuoso. El lecho mayor es angosto, tapizado de vegetación, cubierto de material grueso, con la generación de un sistema de drenaje anastomosado, que da lugar a la formación de albardones.

En el año 2016 el lecho mayor se ha ensanchado, la acción fluvial ha sido intensa, evidenciado por el transporte de los materiales yacentes en el lecho, desapareciendo todo tipo de acumulación. El diseño de drenaje en el lecho menor, ha evolucionado de canal único a un drenaje anastomosado. El nivel de terraza 3 ha sido erosionado, y del segundo nivel de terraza solo quedan relictos en algunos sectores. En el lecho del rio predominan los más finos.

En el año 2017, el rio se muestra mas encausado, con los causes principales bien definidos, el cambio más relevante, respecto al año anterior, es la activación de zonas de deslizamientos en los márgenes de las terrazas superiores, que aportan sedimentos, a los mismos. Ver Fig. 10



lecho mayor llanura de inundacion albardones deslizamiento material depositado

Fig. 7. Análisis multitemporal que evidencia los cambios producidos en la confluencia de los ríos Balcozna y Los Arroyos en los años 2013, 2016,2017.

CONCLUSIONES

Los procesos que modelan el relieve del valle, son las de erosión fluvial y acumulación, que adquiere mayor intensidad en el periodo de entre noviembre y marzo, donde se concentran las precipitaciones. Otro parámetro a tener en cuenta, es el predominio de la cobertura loéssica sobre las sierras. Al ser el loess un material compuesto por partículas finas de cuarzo, feldespato, carbonato de calcio, materiales orgánicas y arcillosas, le otorga características de fácil disgregación y transporte. Además de ser tierras debilitadas por la intensa actividad agrícola y el sobrepastoreo. Es decir, procesos naturales, potenciados por la actividad antrópica, que ha crecido en los últimos años con la progresiva urbanización.

La ladera umbría del Cerro Quico, presenta depósitos de loes en las cumbres, sin embargo los procesos de remoción en masa, no dejan de ser abundantes, esto se explica, por sus laderas de mayor pendiente, la fuerza de desgaste aumenta con la pendiente, ya que al tratarse de movimientos gravitacionales, esta última tiene un rol importante.

Como lo muestra el análisis multitemporal en la confluencia de los ríos Balcozna y Los Arroyos, las últimas crecidas importantes, han producido la reactivación de cicatrices de deslizamientos que estaban inactivos, que han generado en sectores, desbordes de cauces torrentosos, y un aporte importante de material dendrítico al fondo de la cuenca lo que se traduce como un ensanchamiento de la planicie aluvial.

A su vez las laderas cargadas, con materiales de poca selección, (lo suficientemente densos como para conferirles un carácter de flujo) adquieren un poder de erosión mayor. Morfogénesis fluvial; en el año 2015, la localidad, tiene registro de una de las precipitaciones más importantes en los últimos diez años, autora de la crecida, que generó el cambio de mayor notoriedad en el tipo caudal y morfología del cauce del rio Balcozna, lo cual se demuestra en el análisis de los años 2013 a 2016.

La reactivación de cauces intermitentes de la quebrada de Los Arroyos, cuyo colector, en zonas bajas de la misma quebrada se encajona y merma su ancho, provocando que la colección con el río Balcozna sea de gran aporte.

REFERENCIAS

Gonzalez Bonorino, F. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 3: 81 110. (1950) Sosa Luna, R. De Geologia de la Cuenca de Balcozna. (2009)- Seminario.

SENSOR DE GAS ÓPTICO DE ADSORCIÓN

Checozzi F. R.^a, Vorobioff J.^{a,b}, Boggio N.^{a,c,d}, Fasciszewski A.^a y Rinaldi C.^{a,c,d}

^aCNEA, Av. Gral Paz 1499, San Martín, Bs.As. Arg. ^bUniversidad Tecnológica Nacional, Sarmiento 440, C.A.B.A., Arg. ^cCONICET, Godoy Cruz 2290, C.A.B.A., Arg. ^dUniversidad Nacional de San Martín, 25 de Mayo y Francia, San Martín, Bs.As. Arg.

e-mail: <u>federicochecozzi@cnea.gov.ar</u>

RESUMEN

Se desarrolló un sistema con el propósito de medir la composición de gases utilizando principios ópticos. Los posibles gases a analizar por este método son GHGs, VOCs, entre otros. Para ese propósito, se construyó un sensor mediante una película delgada fabricada con depósitos metálicos sobre un sustrato de vidrio. Se emplearon técnicas de microfabricación en la sala limpia de la CNEA (fotolitografía y sputtering). Este mismo fue montado en una cámara de diseño propio con fuente de iluminación y temperatura controlada, a la cual se inyectaron muestras generadas con un banco de gases. Sobre el sustrato de vidrio se posicionó una cámara fotográfica con el propósito de capturar posibles cambios en las propiedades del dispositivo. La adsorción de la muestra altera el espectro de absorción luminosa de la película. El patrón de píxeles, al iluminar la cámara con el sensor, contiene la información deseada. Para analizar las imágenes se utilizaron técnicas de procesamiento de imágenes y análisis de componentes principales (PCA) en ImageJ y MATLAB. Se implementó algoritmos específicos de PCA para trabajar con grandes cantidades de información. Se realizaron ensayos con mezclas de aire seco y húmedo, y aire seco y CO_2 al 1%, y se mejoraron las condiciones de ensayo (firmeza con la que se sujeta la cámara, aislamiento de fuentes de luz externas, sensores en mejor estado).

Palabras Clave: Sensor de Gas, Película Delgada, Procesamiento de Imágenes, Análisis de Componentes Principales

INTRODUCCIÓN

El monitoreo de compuestos orgánicos volátiles (VOCs) resulta necesario en el control ambiental, para medir la calidad del aire en ambientes interiores y exteriores, detección de contaminantes, para medir la calidad de alimentos y en sectores de salud. A su vez, para el cuidado del medio ambiente, resulta necesario medir los GHGs (Green House Gases): gases de efecto invernadero tales como CO, CH₄, CO₂, etc.

Para estas aplicaciones, las técnicas tradicionales como cromatografía de gases y espectroscopía de masas son confiables pero costosas y resultan muy laboriosas. Como tecnologías alternativas han surgido las narices electrónicas y fueron testigo de grandes avances en el desarrollo de análisis fiables, baratos y rápidos (A. D. Wilson y M. Baietto, 2009, F. Röck, N. Barsan, and U. Weimar 2008).

Se ha desarrollado un prototipo de nariz optoelectrónica basada en un sensor de gas óptico de adsorción con tecnología MEMS fabricado en las instalaciones de Sala Limpia del Centro Atómico Constituyentes. Este sensor consiste de una matriz de sensores activos que se modifican ante la presencia de distintos gases. Mediante un sistema de detección óptico (microscopio utilizado como cámara digital) se realizaron ensayos con mezclas de aire húmedo y seco, y CO₂. Basándose en el procesamiento de imágenes y el reconocimiento de patrones en las imágenes del sensor se busca discriminar diferentes composiciones de gases.

MÉTODOS O DESARROLLO EXPERIMENTAL

El sistema de medición (ver Fig.1 y Fig.2) consiste de una cámara plástica dónde se pueden inyectar las muestras de gas, en la que se monta un sensor de gas de fabricación propia, un difusor y un sensor de temperatura y humedad. Un banco de gases inyecta aire seco y húmedo así como también aire contaminado. El microscopio captura la interacción entre el sensor y el gas inyectado a la cámara. Como fuente de iluminación se utiliza un conjunto de LEDs blancos en combinación con el difusor para asegurar la uniformidad de la luz sobre el sensor. Un microcontrolador regula el nivel de iluminación y lee los valores de temperatura y humedad. Una computadora sirve de interfaz con el sistema.



Fig.1: diagrama en bloques del esquema simplificado del sistema de medición



Fig.2: Imagen izquierda (A) Banco de gases, (B) Controlador del banco de gases, (C) Computadora y sistema sensor (nariz optoelectrónica)

Imagen derecha: Imagen del sistema sensor ampliada (D) Microscopio empleado como cámara digital (E) Base antivibratoria, (F) Cámara del sensor de gas, (G) Electrónica asociada

Sensor de gas

El sensor consiste de películas delgadas metálicas depositadas sobre un sustrato de vidrio (ver Fig.3). Los gases analizados son adsorbidos mediante un mecanismo físico (interacciones tipo London) y químico, teniendo el efecto de cambiar el espectro de absorción lumínica de las películas. Esto resulta en un cambio de color e intensidad, el cual es detectable mediante técnicas de procesamiento digital de imágenes.



Fig.3: Sustrato de vidrio con depósitos metálicos
Para fabricar el sensor, se realizó una fotolitografía para generar una máscara con el patrón de las franjas, un depósito mediante un proceso de sputtering y finalmente se removió la máscara haciendo un lift off (ver Fig.4).



Fig.4: Proceso de depósito de una película metálica en un sustrato de vidrio

Cámara para inyección de gases

La cámara para inyectar gases fue fabricada empleando una impresora 3D. Se diseñaron los sólidos utilizados mediante SolidWorks (ver Fig. 5). Para evitar flujos turbulentos y tener un perfil de velocidad regularizado en la región donde están montados los sensores se consideraron dos parámetros de diseño: el número de Reynolds y la longitud de entrada.

La cámara posee una sección rectangular para fácil montaje del sensor de gas, una forma de embudo de sección cuadrada a la entrada y salida, aperturas para el montaje del sensor de gas y difusor, un agujero para insertar el sensor de temperatura y humedad, y varios agujeros para enrollar alambre de nicrom con el propósito de calefaccionar la cámara.

Hay una pieza complementaria (Ver Fig.5, imagen derecha) para fijar la cámara al circuito de la electrónica asociada (específicamente para alinear los LEDs con el difusor).

El volumen del interior de la cámara es de aproximadamente 50cm³.



Fig.5: Imagen izquierda: sólido de la cámara dibujado en SolidWorks Imagen derecha: pieza fabricada mediante la impresora 3D

Control de condiciones de iluminación y temperatura

Para propósitos de control e interacción con el sensor de temperatura, se utiliza un microcontrolador Arduino Uno.

Para controlar la iluminación, el microcontrolador alimenta LEDs blancos a través de una etapa amplificadora con un nivel de tensión ajustable (como alternativa al microcontrolador se utiliza una resistencia ajustable). Para la etapa amplificadora se emplea un amplificador operacional LM324. El espectro de los LEDs tiene un pico de longitud de onda ~ 580 nm (amarillo) y otro de 470 nm (azul).

La luz proveniente de los LEDs es filtrada por un difusor. El difusor transforma las fuentes de luz puntuales de cada diodo en una fuente difusa para asegurar cierta uniformidad de iluminación sobre el sensor de gas. El difusor fue fabricado empleando una arenadora para erosionar vidrio; las porosidades resultantes producen dispersión aleatoria de la salida de la luz.

Para medir la temperatura y humedad, se utiliza un sensor de tamaño reducido, marca Sensirion modelo SHT71, puesto en el interior de la cámara y controlado por el microcontrolador. Este último a su vez transmite la información obtenida cada vez que sea requerido por la interfaz gráfica en la computadora. La interfaz, desarrollada en MATLAB, es capaz de graficar la información medida así como también guardarla en un archivo de texto.

Captura de imágenes

Para capturar la interacción entre el sensor y el gas se utilizó un microscopio USB de 400x conectado a la PC, capaz de capturar imágenes 640x480 píxeles a color.

El microscopio y la cámara de sensores fueron montados en una base antivibratoria marca Ocean Optics, utilizando una pieza fabricada con una impresora 3D como adaptación.

Banco de gases

El banco de gases está compuesto por caudalímetros de flujo másico (MFC), electroválvulas, humidificador y un controlador que proporciona una mezcla de gases con caudal, humedad y concentraciones controladas. Se utilizan tubos de aire puro (99,999%) y tubos de CO₂ de Indura S.A. Argentina.

Protocolo de medición

Un experimento típico (Ver Tabla I) consiste en tomar grupos de fotos del sensor expuesto bajo las siguientes condiciones: en condiciones ambientales, tras exposición prolongada a aire seco bajo condiciones controladas para utilizar de referencia, tras la exposición a mezcla de gases específicos para entrenar un clasificador (grupos A y B) y finalmente, un grupo similar al anterior, pero utilizado para realizar pruebas con el clasificador (grupo L y M). Después de la captura de imágenes de entrenamiento se realiza una purga con aire seco para remover restos de las muestras previas.

El caudal de cada gas es seleccionado configurando el setpoint apropiado del caudalímetro. Este indica un porcentaje del caudal máximo de gas disponible (por ejemplo, el caudal máximo de aire húmedo es de 500cm³, seleccionar 20 como setpoint significa que se inyectan 100cm³).

Nombre	Set Point MFC 1 Aire húmedo [%]	Set Point MFC 2 Aire seco [%]	Set Point MFC 3 Aire contaminado [%]	Tiempo [min]
amb1-5	0	0	0	7
ref1-5	0	20	0	7
A1-5	10	10	0	7
B1-5	20	0	0	7
K1-5	0	20	0	25
L1-5	10	10	0	7
M1-5	20	0	0	7

Tabla I: Ensayo típico

Procesamiento de datos

Para el preprocesamiento de las imágenes adquiridas se utiliza el software ImageJ® (C. A. Schneider, W. S. Rasband and K.W. Eliceiri 2012).

Cada imagen obtenida se separa en tres imágenes (una para cada canal de color).

Se generan nuevas imágenes restando las imágenes del grupo de referencia (generada inyectando aire seco bajo condiciones controladas) a imágenes de los otros grupos. En algunos casos se realiza un filtrado. Los resultados se guardan en formato TIFF.

Se realiza la diferencia con imágenes de referencia porque se asume que la información de interés está contenida en la variación de los colores observados en la película delgada.

Posteriormente las imágenes obtenidas se procesan con algoritmos propios de reconocimiento de patrones realizados en MATLAB. Estos algoritmos comprimen las imágenes empleando el análisis de componentes principales (PCA), entrenan un clasificador y clasifican imágenes de muestra en base a las características extraídas.

El algoritmo de PCA tuvo que implementarse específicamente para esta aplicación en base al artículo de Turk y Pentland, 1991, debido a que el algoritmo de PCA provisto por MATLAB requiere demasiado uso de memoria para cantidades de datos grandes.

Las imágenes son almacenadas en memoria como vectores fila de 640x480x3 dimensiones en una matriz de datos, pero tras la aplicación del algoritmo se logra una importante reducción dimensional (necesitándose en el peor escenario tantas dimensiones como el número de imágenes empleado con el PCA, en general en el orden de decenas de dimensiones). Esto es logrado convirtiendo los vectores al espacio de componentes principales (se puede leer una descripción sencilla sobre los principios de PCA en el artículo de Lorente Giménez, 1998).

La clasificación se realiza mediante clasificadores lineales y cuadráticos provistos por MATLAB. Se utiliza para propósitos de entrenamiento las imágenes procesadas junto con la información de los grupos a los que pertenecen según la composición del gas inyectado. Una imagen de prueba es transformada al espacio de componentes principales y el clasificador estima a que grupo pertenece en base a esta representación.

Los resultados tanto del análisis por PCA como de la clasificación se grafican en dos dimensiones de forma que los ejes proyectan las dos componentes principales más significativas (esto es, las que representan la mayoría de la variación observada). Este tipo de gráfico forma diferentes clústeres para imágenes similares.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A continuación se muestran imágenes típicas obtenidas en los ensayos (ver Fig. 6 y Fig. 7)



Fig.6: Fotografía del sensor durante los ensayos



Fig.7: Imagen procesada, canal rojo

Los cambios en los bordes de la película delgada son más visibles que cualquier cambio en la superfice de la película (ver Fig.7). Esto implica que el PCA captura mejor las variaciones del sensor en los bordes de la película en lugar de la superficie, como se deseaba. Esto se debe al grosor de la película depositada que impide ver los efectos de absorción. En los casos en que se tuvo problemas con vibraciones, las imágenes clasificadas tienden a agruparse con los grupos que tienen las últimas imágenes tomadas (ver Fig.8).



Fig.8: Resultados de clasificación, la posición de las imágenes clasificadas son marcadas con cruces

Las condiciones de temperatura observadas en general fueron estables (alrededor de 25°C). Esta condición permite asegurar que los efectos térmicos propios de los procesos de adsorción/absorción son constantes en todas las mediciones.

La fuente de iluminación no es completamente uniforme, hay cierta irregularidad cerca de los bordes visibles del sustrato de vidrio (ver Fig.6), pero este efecto se cancela al procesar las imágenes digitalmente.

CONCLUSIONES

Se diseñó una nariz optoelectrónica basada en un sensor de gas óptico de adsorción, se implementó un protocolo de medición y se procesaron las imágenes obtenidas mediante técnicas de procesamiento de imágenes y estadísticas. Mediante esta técnica se espera discriminar diferentes gases ambientales.

Se presentaron resultados preliminares, posteriormente se realizarán mediciones con sensores realizados con óxidos metálicos para tener una interacción más favorable con los gases y condiciones mejor controladas (reducción de vibraciones, temperatura más estable, etc.).

REFERENCIAS

Lorente Giménez, Luis. Representación de caras mediante eigenfaces. "Buran" 11, p. 13-20. http://hdl.handle.net/2099/9853. ISSN2013-9713 (1998)

Turk M. and Pentland A.. Eigenfaces for recognition. J. Cognitive Neuroscience, (1991).

- Röck F., Barsan, N., and Weimar, U. Electronic Nose: Current Status and Future Trends. *Chemical Reviews*, 108, 705-725 (2008).
- Schneider, C. A., Rasband, W. S. and Eliceiri, K. W. (2012), NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis, *Nature methods* 9(7): 671-675, PMID 22930834 (on Google Scholar).
- Wilson A. D. and Baietto M. Applications and advances in electronic-nose technologies, *Sensors (Basel)*, vol. 9, 5099-148 (2009).

RIESGO DE CRECIDA ABRUPTA POR ROTURA DE LAGOS DE ORIGEN GLACIAL EN LA CUENCA DEL RÍO PLOMO

Correas Gonzalez M.^a; Moreiras S.^{a,b}

^aGeomorfología y Cuaternario – Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales – CONICET.

^b Departamento de Ingenieria Aplicada. Facultad de Cs. Agrarias. UNCuyo

e-mail: <u>m.correas@mendoza-conicet.gob.ar</u>

RESUMEN

El riesgo de inundación por rotura de represamientos de lagos de origen glacial (GLOF – *Glacial Lake Outburst Flood* en inglés) es uno de los procesos fluvio-gravitacionales más graves que afecta las regiones de alta montaña del mundo, principalmente en los períodos interglaciares. En el valle del río Mendoza, el glaciar de tipo *surge* Grande del Nevado del Plomo represó en al menos dos ocasiones al río El Plomo, generando un lago temporario de hasta $60 \times 10^6 \text{ m}^3$, que produjo 4 crecidas abruptas en el río Mendoza en los últimos 120 años. El objetivo de este trabajo es, por un lado, evaluar el peligro de GLOF (intensidad, frecuencia, alcance) en el valle del río Mendoza en el contexto del cambio climático y, por el otro, estimar la vulnerabilidad teniendo en cuenta los cambios producidos en la ocupación del suelo, para finalmente evaluar el riesgo de GLOF. Nuestros resultados permitieron caracterizar la peligrosidad, vulnerabilidad y el riesgo de GLOF en la cuenca del río Plomo y el valle del río Mendoza. Concluimos que el aumento del riesgo de GLOF en el valle del río Mendoza estaría vinculado a una mayor vulnerabilidad, asociada a los cambios de uso del suelo y de una mayor frecuentación turística, que a un incremento de la peligrosidad.

Palabras Clave: GLOF, crecida abrupta, riesgos naturales, río El Plomo, Andes Centrales.

INTRODUCCIÓN

El riesgo de crecida abrupta por rotura o desembalse de lagos de origen glacial (*Glacial Lake Outburst Flood*) es uno de los principales riesgos que afecta los valles de montañas englazadas del mundo (Clague et al., 2012; Evans y Clague, 1994; Iribarren et al., 2015). En este sentido, toda liberación repentina de agua proveniente de una lago de origen glacial, sin importar la causa desencadenante, es entendida como GLOF (Vilímek et al., 2014). En el contexto del aumento de las temperaturas globales, se espera una mayor retracción de los glaciares y un incremento de la fusión nival y, por lo tanto, de los caudales de los ríos de régimen glacionival. En consecuencia, se prevé una mayor probabilidad de formación de lagos proglaciares en regiones montañosas en descongelamiento (Emmer et al., 2014; Frey, et al., 2010).

Existen diferentes tipos de lagos glaciares según el elemento que genera el embalse. Estos lagos pueden ser represados por una morena frontal o lateral (Costa y Schuster, 1988; Korup y Tweed, 2007; Westoby et al., 2014); por un deslizamiento (Costa y Schuster, 1988; Korup y Tweed, 2007) o por una masa glaciar, por ejemplo, a través de un glaciar tipo *surge* o de avance extraordinario, como en el caso que nos concierne. (Helbling, 1935; Bruce et al., 1987; Clague y Mathews, 1973; Costa y Schuster, 1988; Dussaillant et al., 2010; Fernández et al., 1991).

Existen múltiples causas capaces de desencadenar la crecida abrupta, que pueden ser clasificadas en causas dinámicas asociadas a un mecanismo gatillador de la inundación (terremotos, deslizamientos que golpean el lago y producen una ola, etc.) o causas a largo tiempo, que no requieren la intervención de un proceso gatillador (degradación propia del paso del tiempo, presión hidrostática) (Emmer y Cochachin, 2013).

Por lo general, las inundaciones de origen glacial producen un aumento exponencial del caudal del río varias veces superior al producido por lluvias o fusión acelerada, seguido de un descenso gradual o abrupto del mismo hasta que se vacía el reservorio o se alcanzan los valores preexistentes (Haeberli, 1983). El caudal máximo es controlado por varios factores, entre ellos, el volumen del lago, el mecanismo de rotura del dique, la topografía aguas abajo y la disponibilidad de sedimentos. Sin embargo, las inundaciones abruptas por rotura mecánica y repentina de un dique de hielo son las más peligrosas ya que producen los caudales pico más extraordinarios (Clague et al., 2012).

Área de estudio

El río El Plomo, afluente del río Tupungato, se localiza en la Cordillera de Los Andes, al noroeste de la provincia de Mendoza, entre los 32° 57' y 33° 12' de latitud sur y los 69° 57' y 70° 06' de longitud oeste (ver Fig. 1). Tiene sus nacientes en las laderas del Cerro Nevado del Plomo (6.071 msnm) y del Cerro Juncal (5.965 m), su caudal promedio en verano es de 9,2 m³/s. (Estadística, 1981) y junto con el río Santa Clara y el Blanco conforman el río Tupungato (caudal promedio anual de 23,52 m³/s), que es el principal afluente del río Mendoza (caudal promedio anual de 45,89 m³/s) que abastece de agua dulce al Gran Mendoza (1 millón de habitantes) y el oasis norte.



Figura 1. Situación del área de estudio. La cuenca del río El Plomo está marcada con el recuadro rojo. La ciudad de Mendoza se encuentra 180 Km al este.

El interés por la cuenca del río El Plomo reside, por un lado, en que es la región englazada más extensa de los Andes Centrales (Espizúa y Bengochea, 1990), y por el otro, porque allí se localizan dos glaciares de tipo *surge* (Grande del Juncal y Grande del Nevado del Plomo) susceptibles de represar el río y generar lagos capaces de almacenar grandes volúmenes de agua (60 x 10⁶ m³) que pueden producir inundaciones abruptas. Unos 50 Km más al norte existe un tercer glaciar tipo *surge*, el Horcones Inferior emplazado en la ladera sur del C^o Aconcagua (6.969 msnm). La presencia de estos tres glaciares de avance extraordinario en la región, en la que existen numerosos glaciares, sugiere que debe haber ciertas características en la zona que provocarían estos flujos inusuales (Espizúa y Bengochea, 1990).

Un glaciar en *surge* es definido según Post (1969) como un tipo de glaciar que produce periódicamente (cada 15 a 100 años) avances extraordinarios repentinos y breves que generan una descarga de un reservorio de hielo a velocidades de 10 a 100 veces superiores a la velocidad normal de desplazamiento del glaciar en los períodos de entre *surge*.

En este trabajo, presentamos el caso del río El Plomo que fue represado en varias ocasiones por el glaciar en *surge* Grande del Nevado del Plomo y produjo 4 inundaciones abruptas en los últimos 120 años (10 de enero de 1934; 14 y 23 de febrero de 1985 y 15 de marzo de 1985) como consecuencia de la rotura del dique de hielo. (Bruce et al., 1987; Espizúa, 1986; Fernández et al., 1991; Helbling, 1935; King, 1935; Maza et al., 1997).

MÉTODOS

El análisis de sensores remotos así como también de modelos digitales de elevación (MDE) se convierte en una herramienta indispensable para a evaluación de los riegos naturales en zonas de alta montaña de difícil acceso, tal como sucede con el área de estudio de éste trabajo. En el presente estudio empleamos la imagen satelital Landsat 8 (sensor OLI) del 10 de marzo de 2015 así como también el mosaico de imágenes provistas en Google Earth para el análisis y la digitalización a escala 1:15.000 de las infraestructuras emplazadas en la margen del río consideradas como instalaciones críticas (rutas y puentes), la delimitación del lecho mayor del río y la localización de los centros poblados y de las superficies construidas.

El análisis de los parámetros morfométricos de la cuenca se realizó en base al modelo digital de terreno provisto por el IGN (MDE-Ar, resolución de 45 m por pixel). Dicho modelo cuenta con un nivel de precisión de +/- 15 m, con una desviación estándar de 3,45 m, siendo las diferencias más marcadas en la zona montañosa.

Por último, la revisión bibliográfica y de documentos históricos (archivo del diario Los Andes) permitió la caracterización de la peligrosidad, vulnerabilidad y del riesgo de GLOF en la cuenca del río Plomo y el valle del río Mendoza. A su vez, el análisis de las fuentes históricas permitió identificar los impactos y el alcance de las crecidas abruptas de 1934 y 1985.

Por medio del uso de Sistemas de Información Geográfica (ArcGis 10.3) se integró toda la información recabada y se elaboraron mapas de peligrosidad, vulnerabilidad y riesgo. El mapa de riesgo fue generado como una carta síntesis por superposición de variables (peligrosidad y vulnerabilidad) basado en la evaluación cualitativa de cada elemento detectado en el análisis de la amenaza y la vulnerabilidad. Esta última se abordó a través

del análisis retrospectivo (Leone y Vinet, 2006) basado en la retroalimentación que significa el estudio de los eventos históricos.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la cuenca del río El Plomo las crecidas abruptas o GLOF se han producido por la rotura de un lago glaciar represado por los avances extraordinarios del glaciar Grande del Nevado del Plomo (GNP de ahora en adelante). Dicho glaciar ha producido al menos cinco avances extraordinarios en los últimos 120 años y en tres de ellos represó al río El Plomo formando un lago temporario de hasta 60 x 10^6 m³ de volumen de agua (ver Tabla I). A su vez, estos lagos temporarios generaron cuatro crecidas abruptas: la primera y más catastrófica en 1934 con un caudal pico de 3000 m³s⁻¹, caudal dos órdenes de magnitud superior al normal (45,89 m³s⁻¹) y las otras tres se produjeron entre febrero y marzo de 1985 con caudales de 293 m³s⁻¹, 147 m³s⁻¹ y 155 m³s⁻¹ respectivamente.

Tabla I. Avances extraordinarios del glaciar Grande del Nevado del Plomo y GLOFs en la cuenca del río El Plomo, Mendoza. Período 1909 – 2007.

Fecha surge	Represó el río?	Produjo GLOF?	Fecha GLOF	Caudal pico
Anterior a 1909	S/d	S/d	S/d	S/d
Desde 1927 y 1934	Sí	Sí	10 ene 1934	3000 m ³ s ⁻¹ (+/- 300)
Algún momento entre 1963 y 1974	No	No	N/c	N/c
1984	Sí	Sí	14 feb 1985 22 feb 1985 13 mar 1985	$\begin{array}{c} 293 \ m^3 \ s^{\text{-1}} \\ 147 \ m^3 \ s^{\text{-1}} \\ 155 \ m^3 \ s^{\text{-1}} \end{array}$
2006	Parcialmente	No	N/c	N/c

Fuente: Elaborado por Mariana Correas Gonzalez sobre la de base de múltiples fuentes.

Una característica importante de los glaciares tipo *surge* es la recurrencia semicíclica con la que producen los avances extraordinarios, presentando períodos largos de quiescencia durante los cuales el movimiento del hielo es casi nulo, alternados con períodos cortos de aceleración extraordinaria en los que la velocidad del movimiento del hielo aumenta de manera abrupta y esa velocidad es sostenida durante cierto tiempo (Jiskoot, 1999). Ésta característica es significativa en el análisis de la peligrosidad no sólo porque denota la velocidad del proceso de avance del glaciar que podría bloquear el curso de un río y formar un lago, sino también porque existe una fuerte probabilidad de que allí donde se formó un lago alguna vez, pueda formarse otro en un futuro (Fernández et al., 1991, Dussaillant et al., 2010). En este sentido, el glaciar GNP ha presentado velocidades máximas de desplazamiento de hasta 34 m d¹ (Ferri Hidalgo et al., 2012) y ha bloqueado al río en 3 ocasiones.

Por otra parte, la altura de la lengua del glaciar se ha ido desplazando hacia cotas más altas a lo largo de los años, en concordancia con el retroceso glaciar generalizado que se observa en los glaciares de los Andes Centrales (Espizúa, 1986; Espizúa y Bengochea, 1990; Leiva, 2002) y del resto del mundo, (Bajracharya et al., 2007; Emmer et al., 2014; Frey et al., 2010; Harrison et al., 2006; Oerlemans, 2013). Este retroceso del glaciar implica que el mismo deba recorrer cada vez más distancias mayores durante los avances extraordinarios, reduciéndose así las posibilidades del mismo de represar el río El Plomo.

Para el GLOF de 1934 no existen mediciones realizadas *in situ* no sólo porque es muy difícil o casi imposible medir el caudal de salida de un evento de éste tipo sino también porque se desconocía la existencia del lago en la cuenca del Plomo. Sin embargo, diferentes autores (Helbling, 1935; King, 1935) coinciden en que el lago alcanzó dimensiones de 3 km x 1 Km de ancho x 75 m de profundidad y un volumen de 60 x 10^6 m³. Dichas estimaciones coinciden con las medidas realizadas por Bruce et al. (1987) para el lago formado en 1985.

Otro elemento importante a tener en cuenta en el análisis de peligrosidad de GLOF es la velocidad con la que se suceden los eventos. En el caso del Plomo, una vez que el glaciar GNP alcanzó Roca Pulida (afloramiento rocoso al fondo del valle), sólo debieron pasar 9 días para que se formara un lago de 1,65 km de largo por 600 m de ancho y de un volumen de 12.1 x 10^6 m³ detrás del dique de hielo. Luego, su volumen continuó aumentando a razón de 1,68 m por día según las medidas tomadas en el campo por Bruce et al. (1987), hasta alcanzar su máxima dimensión de 2,8 km de largo; 1,1 km de ancho y un volumen de 60 x 10^6 m³.



Figuras 2 y 3. A la izquierda, dique de hielo de 60 m de alto generado por el avance extraordinario del glaciar Grande del Nevado del Plomo en 1934. Puede verse la Roca Pulida en la margen derecha de la imagen. Fuente: King, W.D. (1935). A la derecha, dique de hielo formado por el glaciar en febrero de 1985. Vista hacia el sur, la Roca Pulida se ubica hacia la izquierda. El río El Plomo fluye por debajo del dique de hielo fracturado. Foto tomada por Haeberli, W. Fuente: Espizúa (2014).

En cuanto a las dimensiones de la crecida abrupta, Helbling (1935) estimó a partir de mediciones realizadas *in situ* en los meses posteriores a la crecida de 1935 que el caudal de salida en el lago debió haber sido de 500 m³ s⁻¹. Sin embargo, los registros tomados por la estación de aforo del río Mendoza emplazada en Cipoletti, Luján de Cuyo (170 Km aguas abajo del lago) indican que el caudal llegó a 3000 m³ s⁻¹ (+/- 300), razón por la cual es muy probable que Helbling haya subestimado el caudal de salida del lago.

Los daños producidos por el GLOF de 1934 fueron muy cuantiosos y se produjeron fundamentalmente en los sectores en los que el valle del río Mendoza se estrecha, lo que favorece la concentración de la energía y el incremento de altura de la onda de crecida. Según registros del diario local de la fecha, se estima que la crecida se desplazaba a 20 Km/h y que la ola tuvo una altura de 6 m, alcanzado los 12 m de alto en la zona de Cacheuta donde el valle se encajona. Es precisamente allí donde se produjeron los mayores daños: la destrucción de la central hidroeléctrica y del hotel de Cacheuta. En el sector entre Uspallata y Potrerillos se registró la rotura de 7 puentes y de 12 km de vías férreas. Por último, se registraron 20 víctimas fatales y daños por 6 millones de pesos agentinos. (Diario Los Andes, 1934).

Mapa de peligrosidad de GLOF

El mapa de peligrosidad de GLOF (Ver Fig. 4) presenta una zonificación del valle del río Mendoza frente a esta amenaza. Son identificadas 4 zonas con un nivel de peligro que varía de bajo a alto, según los criterios que son descritos en la Tabla III. Sin embargo, cabe destacar que en la actualidad no existe un lago temporario en la cuenca del Plomo. La Tabla III (ver a continuación) resume los criterios tomados en cuenta para la elaboración de la cartografía.



Figura 4. Mapa de peligrosidad de GLOF en la subcuenca del Plomo, afluente del Tupungato, Mendoza, Argentina. 2016.

Tabla III. Caracterización y evaluación de la peligrosidad del valle del río Mendoza frente a la amenaza de crecida abrupta de un lago glaciar temporario en el río El Plomo. Año 2016.

Nivel de peligrosidad	Descripción	Índice
Bajo	Zona localizada a más de 70 Km del lago temporario del Plomo donde el lecho mayor del río sobrepasa los 400 m de ancho favoreciendo la disipación de la energía de la crecida y la altura de la ola, con disponibilidad de material suelto susceptible de cargar la crecida con sedimentos.	1
Medio	Zona localizada a más de 100 Km del lago temporario del Plomo donde el lecho mayor del río mide menos de 400 m de ancho favoreciendo la concentración de la energía de la crecida y el incremento de la altura de la ola, con disponibilidad de material suelto susceptible de cargar la crecida con sedimentos.	2
Alto	Zona localizada a menos de 70 Km del lago temporario del Plomo donde el lecho mayor del río mide menos de 400 m de ancho favoreciendo la concentración de la energía de la crecida y el incremento de la altura de la ola, con disponibilidad de material suelto susceptible de cargar la crecida con sedimentos.	3
	Zona localizada a más de 100 Km del lago temporario del Plomo donde el fondo del valle es ocupado por el embalse Potrerillos (450 Hm ³) que podría sufrir una disfunción en la estabilidad del dique (posible efecto cadena).	3

Fuente: Elaboración propia.

Cabe destacar que con la construcción del complejo hidroeléctrico Potrerillos en 1999 (450 Hm³ de agua y una capacidad instalada de 520 GWh) se agrega un nuevo elemento de complejidad al análisis de la peligrosidad, puesto que si bien la construcción del dique debiera contribuir a minimizar el impacto de los GLOFs originados en la cuenca del río El Plomo (Salomón et al., 2008), la incorporación de un nuevo cuerpo de agua podría resultar en un incremento de la peligrosidad en el escenario de que el dique no resistiera el impacto de una crecida de grandes volúmenes.

Mapa de vulnerabilidad frente a los GLOFs

En los medios de alta montaña la ocupación del suelo está principalmente condicionada por la topografía, que limita el establecimiento de la población a los fondos de los valles, donde a su vez fluyen los ríos y arroyos. Esta característica favorece la concentración de la población y sus actividades, lo que puede generar altas densidades de población incluso con bajas cantidades de habitantes. Por otra parte, las montañas son áreas fuertemente frecuentadas por turistas y deportistas, tanto en invierno como en verano, lo que produce un aumento temporario de la densidad de población.

Para la elaboración del mapa de vulnerabilidad (Ver Fig. 5) se tuvieron en cuenta los siguientes elementos: localización y tamaño de los centros poblados, localización de instalaciones críticas tales como escuelas, centrales hidroeléctricas, trazado de rutas y puentes (viales y ferroviarios) y localización de infraestructuras turísticas.

En cuanto a los centros poblados localizados en el valle del río Mendoza, existen tres pequeñas villas de entre 150 y 800 habitantes (Punta de Vacas, Polvaredas y Cacheuta) y la ciudad de Uspallata que cuenta con más de 9500 habitantes (Censo Nacional de Población, 2010). Por otra parte, el desarrollo de actividades turísticas en la región exige considerar nuevos elementos en el análisis de la vulnerabilidad tales como complejos turísticos y de deportes de aventura que se emplazan en las riberas del río Mendoza.

Otro elemento importante a considerar en el análisis de la vulnerabilidad es la alta frecuentación de la ruta nacional Nº 7 que conecta Argentina con Chile y constituye el corredor bioceánico por el que circula alrededor del 65% del tráfico total terrestre entre

ambos países, con un promedio de 600 autos por día, que puede ascender a 2200 autos, 800 camiones y 60 buses por día durante la época estival (Aduana Chilena, 2016).

Tabla IV. Caracterización y evaluación de la vulnerabilidad del valle del río Mendoza frente al peligro de crecida abrupta de un lago glaciar temporario en el río El Plomo. Año 2016.

Nivel de vulnerabilidad	Descripción	Índice
Bajo	Zona sin hábitat o población expuesta, con baja frecuentación turística y de montañistas, con infraestructura de protección y sin registro de daños a causa de la crecida abrupta de 1934.	1
Medio	Zona con hábitat temporario (complejos turísticos) expuesto y fuerte frecuentación turística y de montañistas, con obras para la protección de la infraestructura y que fue afectada gravemente por la crecida de 1934.	2
Alto	Zona con fuerte exposición del hábitat permanente (800 habitantes) y temporario (complejos turísticos y hotel), con importante frecuentación turística y de montañistas; infraestructura de gran envergadura expuesta (dique Potrerillos) diseñada para resistir la amenaza, pero localizada en la zona más gravemente afectada por la crecida de 1934.	3

Fuente: Elaboración propia.



Figura 5. Mapa de vulnerabilidad frente al peligro de GLOF en la subcuenca del Plomo, afluente del Tupungato, Mendoza, Argentina. 2016

Por último, en cuanto al establecimiento de un sistema de alerta temprana, en la actualidad sólo existe el monitoreo del caudal del río Tupungato en la estación de aforo de Punta de Vacas (a 55km del lugar de formación del lago) y el control a través de sensores remotos. Cabe destacar que las crecidas de 1934 y 1985 fueron advertidas al detectar aumentos inusuales del caudal en dicha estación..

Mapa de riesgo de GLOF

El mapa de riesgo de GLOF es un mapa tipo síntesis resultado de la superposición de las variables peligrosidad y vulnerabilidad frente a las crecidas abruptas por desembalse de lagos glaciares. Sobre la base de una definición del riesgo como el producto entre la peligrosidad y la vulnerabilidad se calculó el riesgo empleando los índices de peligrosidad y vulnerabilidad especificados en las Tablas III y IV. La Tabla IV sintetiza los criterios tenidos en cuenta para la definición de los niveles de riesgo.

Tabla V. Caracterización y evaluación del riesgo de GLOF en el valle del río Mendoza producido por el desembalse de un lago glaciar temporario en el río El Plomo. Año 2016.

Nivel de riesgo	Descripción	Índice
Bajo	Zona localizada a más de 70 Km del lago temporario del Plomo donde el lecho del río sobrepasa los 400 m de ancho favoreciendo la disipación de la energía de la crecida y de la altura de la ola y sin elementos expuestos (ni población ni infraestructura).	1
Medio – Bajo	Zona localizada a menos de 70 Km del lago temporario del Plomo donde el lecho del río mide menos de 400 m de ancho favoreciendo la concentración de la energía de la crecida y de la altura de la ola y con una exposición mínima de elementos críticos dado que la población se emplaza sobre la terraza aluvial y las infraestructuras han sido debidamente calculadas.	2 y 3
Medio – Alto	Zona localizada a más de 100 Km del lago temporario del Plomo donde el lecho del río mide menos de 400 m de ancho favoreciendo la concentración de la energía de la crecida y de la altura de la ola y con una exposición considerable de elementos críticos como consecuencia de la intensa frecuentación turística y de la existencia de infraestructuras viales expuestas, en coincidencia con las zonas más afectadas por el GLOF de 1934.	4 a 6
Alto	Zona localizada a más de 100 Km del lago temporario del Plomo donde el valle del río es ocupado por un cuerpo de agua de 450 Hm ³ (embalse Potrerillos) que podría sufrir una disfunción en caso de GLOF; con una fuerte exposición como consecuencia del estrechamiento del valle y de la alta concentración de la población (800 habitantes) agravado por una intensa frecuentación turística y en coincidencia con la zona más gravemente afectada por el GLOF de 1934.	9

Fuente: Elaboración propia.

En el valle del río Tupungato y Mendoza y hasta la localidad de Cacheuta (a 150 Km del lago temporario) se identifican 4 zonas con niveles de riesgo diferenciado según el caso (riesgo bajo, riesgo medio-bajo, riesgo medio-alto y riesgo alto).

La zona con riesgo bajo corresponde al sector del valle del río Mendoza definido entre la localidad de Polvaredas y hasta el puente de Uspallata. Corresponde a una zona con baja exposición de la población o de infraestructuras. Se representa en color amarillo en el mapa.

La zona con riesgo medio-bajo se localiza inmediatamente aguas abajo del lago temporario del Plomo y se extiende hasta la localidad de Polvaredas. Corresponde a la zona más expuesta a la energía de la crecida, pero debido a la escasa exposición (montañistas ocasionales) se considera que el riesgo es moderado a bajo. Sse representa con color naranja claro en el mapa.

La zona con riesgo medio-alto corresponde al sector definido entre el puente de Uspallata y el embalse Potrerillos. Se considera que el riesgo aumenta teniendo en cuenta el estrechamiento del valle que favorece la concentración de la energía y el aumento de la altura de la ola así como también la concentración de daños producidos por el GLOF de 1934 en el sector. Se señala con color naranja oscuro en el mapa.

La zona con riesgo alto se localiza en el sector comprendido entre el embalse Potrerillos y la localidad de Cacheuta, fundamentalmente por el impacto que ocasionaría el aporte repentino de un volumen de agua equivalente al 13% de la capacidad total del embalse, sin tener en cuenta el impacto sedimentario que llegaría de un solo golpe. Así, el costo podría ser elevado, sobre todo para la población emplazada en Cacheuta, justo aguas abajo del embalse. Este sector coincide también con la zona más gravemente afectada por el GLOF de 1934.



Figura 6. Mapa de riesgo de GLOF en la subcuenca del Plomo, afluente del Tupungato, Mendoza. 2016.

El presente estudio aporta una síntesis sobre el riesgo de crecida abrupta existente en la cuenca del río El Plomo y en el valle del río Mendoza. Proponemos una posible zonificación del riesgo de inundación abrupta e identificamos los sectores susceptibles de ser afectados. En zonas de alta montaña difícilmente accesibles, la utilización de sensores remotos es una poderosa herramienta para la realización de estudios de riesgo. Sin embargo, constituye un primer paso para el desarrollo de la investigación que luego deberá ser complementada con estudios de campo. Por ello, este trabajo podría ser considerado como un ejercicio de reflexión sobre la complejidad del medio de alta montaña y los riesgos asociados a la vez que abre una puerta a seguir desarrollando esta línea de investigación, especialmente a través de la modelización y la simulación de la crecida abrupta o de sus posibles impactos sedimentarios en el embalse Potrerillos.

CONCLUSIONES

Las regiones de alta montaña son particularmente sensibles al cambio climático y los procesos y peligros asociados a altas tasas de ablación, retroceso glaciar acelerado y aumento del caudal de los ríos proglaciares. El valle del río Mendoza no es la excepción al retroceso glaciar generalizado que afecta a las montañas de la región y del mundo. Sin embargo, el riesgo de GLOF en este valle está asociado a la presencia de un glaciar de tipo surge capaz de represar al río el Plomo durante las fases de avance extraordinario.

Demostramos en este estudio que el nivel de riesgo de GLOF en el valle del río El Plomo y del río Mendoza varía de bajo a elevado y proponemos una zonificación. Constatamos que el nivel de riesgo no resulta de una agravación de la peligrosidad como consecuencia del cambio climático dado que en el corto plazo el retroceso glaciar limitaría la intensidad de los *surges* experimentados por el glaciar Grande del Nevado del Plomo como consecuencia de la elevación de su cota, y por lo tanto, de la susceptibilidad del glaciar de represar el río El Plomo. En cambio, en la zona de estudio el riesgo de GLOF está principalmente asociado a un aumento de la vulnerabilidad como consecuencia de cambios en la ocupación del suelo (construcción del dique Potrerillos) y de una frecuentación turística tendiente a crecer.

REFERENCIAS

- Aduana Chilena. Servicio Nacional de Aduanas Cuadros y Series Estadísticas. Recuperado 24 de mayo de 2016, a partir de http://www.aduana.cl/cuadros-y-series-estadisticas/aduana/2016-09-14/143317.html. (2016).
- Agua y Energía Eléctrica de la Nación. Estadística Hodrológica hasta 1980, Bs. As, Argentina. (1982)
- Bajracharya, S. R., Mool, P. K., & Shrestha, B. R. Impact of climate change on Himalayan glaciers and glacial lakes: case studies on GLOF and associated hazards in Nepal and Bhutan. ICIMOD. (2007)
- Bruce, R. H., Cabrera, G. A., Leiva, J. C., & Lenzano, L. E. The 1985 surge and ice dam of Glaciar Grande del Nevado del Plomo, Argentina. *Journal of Glaciology*, 33, 131–132. (1987).
- Clague, John J., & Mathews, W. H. Short Notes the Magnitude of JÖkulhlaups. *Journal of Glaciology*, 12(66), 501–504. (1973)
- Clague, John Joseph, Huggel, C., Korup, O., & McGuire, B. Climate change and hazardous processes in
- Costa, J. E., & Schuster, R. L. The formation and failure of natural dams. *Geological society of America bulletin*, 100(7), 1054–1068. (1988).
- Dussaillant, A., Benito, G., Buytaert, W., Carling, P., Meier, C., & Espinoza, F. Repeated glacial-lake outburst floods in Patagonia: an increasing hazard? *Natural hazards*, *54*(2), 469–481. (2010).
- Emmer, A., & Cochachin, A. The causes and mechanisms of moraine-dammed lake failures in the Cordillera Blanca, North American Cordillera, and Himalayas. AUC GEOGRAPHICA, 48(2), 5–15. (2013).

- Emmer, A., Vilímek, V., Klimeš, J., & Cochachin, A. Glacier retreat, lakes development and associated natural hazards in Cordilera Blanca, Peru. En *Landslides in cold regions in the context of climate change* (pp. 231–252). Springer. (2014).
- Espizúa, L. E. Fluctuations of the Rio del Plomo glaciers. Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography, 317–327. (1986)
- Espizúa, L. E., & Bengochea, J. D. Surge of Grande del Nevado Glacier (Mendoza, Argentina) in 1984: Its Evolution through Satellite Images. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 72(3/4), 255-259. https://doi.org/10.2307/521153. (1990).
- Evans, S. G., & Clague, J. J. Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology*, *10*(1-4), 107–128. (1994).
- Fernández, P. C., Fornero, L., Maza, J., & Yañez, H. Simulation of flood waves from outburst of glacierdammed lake. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117(1), 42–53. (1991).
- Ferri Hidalgo, L., Espizúa, L. E., & Pitte, P. Grande del nevado del Plomo glacier surge. En *Fluctuations* of glaciers 2005–2010. (Vol. X). WGMS. (2012).
- Frey, H., Haeberli, W., Linsbauer, A., Huggel, C., & Paul, F. A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(2), 339. (2010).
- Haeberli, W. Frequency and Characteristics of Glacier Floods in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, *4*, 85-90. https://doi.org/10.3189/S0260305500005280 (1983).
- Harrison, S., Glasser, N., Winchester, V., Haresign, E., Warren, C., & Jansson, K. A glacial lake outburst flood associated with recent mountain glacier retreat, Patagonian Andes. *The Holocene*, 16(4), 611– 620. (2006).
- Helbling, R. The origin of the Río Plomo ice-dam. The Geographical Journal, 85(1), 41-49. (1935).
- INDEC. Censo Nacional de Población Hogares y Vivienda Argentina. (2010).
- Iribarren Anacona, P., Mackintosh, A., & Norton, K. P. Hazardous processes and events from glacier and permafrost areas: lessons from the Chilean and Argentinean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(1), 2–21. (2015).
- Jiskoot, H. Characteristics of surge-type glaciers. Unpublished Ph D dissertation, University of Leeds, Leeds, UK. (1999).
- King, W. El aluvión del río Mendoza de enero de 1934. La ingenieria", Buenos Aires, Argentina, 309– 313. (1935).
- Korup, O., & Tweed, F. Ice, moraine, and landslide dams in mountainous terrain. *Quaternary Science Reviews*, 26(25), 3406–3422. (2007).
- Leiva, J. C. La situación actual de los glaciares andinos. IANIGLA, 30, 181-185. (2002).
- Leone, F., & Vinet, F. La vulnérabilité des sociétés et des territoires face aux menaces naturelles. En Analyses géographiques. Coll.«Géorisques (p. 71). Montpellier. (2006).
- Maza, J. A., Fornero, L., López, P. M., Vargas, A., Zuluaga, J. M., & Toledo, M. Simulación matemática de la fusión nival con distintos escenarios climáticos en la cuenca del rio Tupungato. *Informe Interno*, *PICT*, 97. (1997).
- Oerlemans, J.. Glacier Fluctuations and Climatic Change: Proceedings of the Symposium on Glacier Fluctuations and Climatic Change, held at Amsterdam, 1–5 June 1987. Springer Science & Business Media. (2013)
- Post, A. Distribution of surging glaciers in western North America. *Journal of Glaciology*, 8(53), 229–240. (1969).
- Salomón, M., Abraham, E., Sánchez, C. M., Rosell, M., Thomé, R., López, J., & Albrieu, H. Análisis de los impactos ambientales generados por las presas sobre los sistemas de riego. Cuenca del río Mendoza. En Workshop Internacional Tecnologías de Información y Comunicación (TIC) para la modernización de los sistemas de irrigación y valorización de los sistemas de riego ancestrales (11-14 Novembro 2008, Florianopolis, Brasil) (2008).
- Subsecretaría de Recursos Hídricos. Red Hidrológica Nacional República Argentina. Recuperado 23 de mayo de 2016, a partir de http://bdhi.hidricosargentina.gov.ar/
- Vilímek, V., Klimeš, J., Emmer, A., & Novotný, J. Natural hazards in the Cordillera Blanca of Peru during the time of global climate change. En *Landslide Science for a Safer Geoenvironment* (pp. 261– 266). Springer. (2014).
- Westoby, M. J., Glasser, N. F., Brasington, J., Hambrey, M. J., Quincey, D. J., & Reynolds, J. M. Modelling outburst floods from moraine-dammed glacial lakes. *Earth-Science Reviews*, 134, 137–159. (2014).

COMPARACIÓN DEL ÍNDICE DE VEGETACIÓN EN CIUDADES FORESTADAS CON ESCALAS TERRITORIALES SIMILARES

Cuchietti C.^{*a*}, Morales J.^{*a*} y Arboit M.^{*b*}

^aFacultad de Arquitectura, Urbanismo y Diseño, Universidad de Mendoza, ARGENTINA ^bInstituto de Ciencias Humanas, Sociales y Ambientales (INCIHUSA), ARGENTINA

e-mail: <u>ampecofer@gmail.com</u>

RESUMEN

La incorporación del verde en el diseño y planificación urbana, forma parte del patrimonio cultural y ambiental de las ciudades en estudio. Turín y Mendoza si bien conservan el principio de trazado romano en forma de damero, a partir de ejes ortogonales derivados de la centuriación, han incorporado en su morfología la forestación urbana como criterio de diseño ambiental y energéticamente sostenible. El trabajo analiza el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI) de estas dos ciudades, obtenido a través del procesamiento de imágenes satelitales del Landsat 8. El área metropolitana de cada ciudad forestada fue determinada por el perímetro de contaminación lumínica nocturna; siendo de 251,75km² en Mendoza y de 251,94km² en Turín, ciudades con escalas territoriales similares. Los resultados NDVI obtenidos permiten examinar el comportamiento estacional del ciclo vegetativo en el periodo 2014-2016 y relacionarlos a las principales variables climáticas (humedad, temperatura, precipitaciones). Se espera a futuro establecer lineamientos de diseño urbano que contemplen el índice de vegetación a fin de permitir dirigir el crecimiento de las ciudades en estudio hacia un desarrollo equilibrado, sustentable, integrador y socialmente equitativo.

Palabras Clave: Índice de Vegetación, Morfología Urbana, Sostenibilidad energético-ambiental.

INTRODUCCIÓN

La dimensión del análisis prevé estudios sobre la ciudad consolidada y la expansión de las zonas urbanas con una mirada centrada en la cultura, la comprensión adecuada de las prácticas culturales tradicionales y la mitigación de fenómenos naturales y del microclima urbano, a partir de la herencia cultural de la ciudad forestada. Esta herencia se toma como criterio de diseño ambiental y energéticamente sostenible, que mejora la calidad de vida y genera una cohesión social a partir de la identificación, sistematización y valorización de estos bienes culturales-ambientales.

Para llevar a cabo el análisis se han seleccionado ciudades, Mendoza, ver Fig. 1, y Turín, ver Fig. 2, que presentan características similares en el trazado urbano original, incorporación del verde como criterio de diseño ambiental y sostenible, escalas territoriales e índice poblacional.



En ambas ciudades se acentúa el deterioro ambiental y paisajístico. Aumentando la superficie impermeabilizada, deforestando, reemplazando zonas agrícolas y "pulmones verdes" en continuos edificados, y que a su vez ha sido excluyente en cuanto a la incorporación del verde en su trama urbana-paisajística, dejando de lado en su expansión, al trazado histórico y su planeamiento higienista original.



Se entiende que el arbolado público puede afectar de manera sensible a aspectos ambientales; su incorporación en áreas urbanas brinda cobertura y tamiza la incidencia solar sobre superficies impermeabilizadas, además produce una purificación en el aire reduciendo la contaminación por dióxido de carbono en la atmósfera, disminuyendo así su temperatura. Como consecuencia, genera un ambiente más confortable para el desarrollo de actividades humanas.

Historia:

La ciudad de Mendoza fue fundada por Pedro del Castillo en 1561, ver Fig. 3. Luego del terremoto de 1861, asumió lugar su segunda fundación, en donde se incorporó el arbolado en las calles y tuvo una planificación a partir de ejes ortogonales, con una extensión inicial de 8x8 manzanas iniciales, teniendo como elemento principal de la composición urbana una plaza de mayor jerarquía de 4 hectáreas en el núcleo de la ciudad, en la intersección de los dos ejes principales, y cuatro plazas de menor jerarquía equidistantes a esta, ver Fig. 4. Las 5 plazas tenían la característica de ser húmedas, con espejos de agua, cuya

función principal era humectar el aire seco y cargado de partículas de tierra propio de una zona semidesértica. El planteo higienista y moderno generó una nueva concepción de la ciudad que tuvo influencia en la conducta de su sociedad.



En el caso de Turín, a finales del siglo XVI y XVII se formaron las residencias suburbanas "de fin de semana". Donde se organizaron extensos bosques destinados a la recreación y el descanso de la familia real. En la segunda mitad del siglo XVII estos proyectos de arte jardín formales se remodelan varias veces para actualizar a los cánones estilísticos franceses, ver Fig. 5. En el siglo XVIII y tras restricciones urbanísticas, los jardines reales se forman en la periferia. A partir del siglo XIX y bajo el mando de Napoleón Bonaparte se abrió la ciudad al territorio y se centró en la implementación de paseos públicos y grandes plazas, con un sistema de avenidas que conforma el mayor patrimonio vegetal de la ciudad, ver Fig. 6.



ANTECEDENTES

En trabajos previos se realizó un análisis comparativo de las morfologías urbano-edilicias, considerando el verde como parte del diseño y la planificación urbana, en el patrimonio cultural-ambiental de las ciudades de: Mendoza (Argentina), La Plata (Argentina), Turín (Italia) y Santiago de Chile (Chile).

Se cuenta con los datos catastrales y censales, con un nivel de información general y detallada para las cuatro ciudades antes referidas. Las ciudades de Mendoza y Turín se mapearon dentro del proyecto REDES, con el INCIHUSA como unidad ejecutora y con la colaboración del Politécnico di Turín y la Universidad de Mendoza.

Para el estudio de las cuatro ciudades mencionadas, se han aplicado técnicas de procesamiento digital de imágenes satelitales en entorno GIS para el período 1986-2011. Se han obtenido resultados en el análisis de variabilidad multitemporal del Índice de Vegetación de Referencia Normalizada (NDVI) para dichas ciudades y se cuenta con el pre procesamiento de las imágenes satelitales. Debido a que las imágenes en este periodo fueron tomadas por el satélite Landsat 5, cuyo funcionamiento concluyó en el año 2011, se abordó el estudio en un periodo histórico reciente de 25 años.

Del trabajo realizado anteriormente se toman los datos de localización clima promedio, geografía, espacios verdes públicos, coordenadas, población, etc. de las ciudades de Mendoza y Turín.

La comparación de los resultados de los índices de vegetación NDVI proporcionó la fracción de la radiación fotosintéticamente activa interceptada por la vegetación para dicho periodo. En este sentido, se ha logrado identificar una tendencia que indica un cambio en el patrimonio ambiental, más allá de lo esperado por la variabilidad debida a la dinámica interna del sistema. En el presente trabajo se avanza sobre el análisis detallado de los últimos 5 años (2013-2017) a partir de imágenes Landsat 8. El año 2012 queda exento de ser tomado debido a que el satélite Landsat 8 entró en funcionamiento a partir del año 2013.

MÉTODOS O DESARROLLO EXPERIMENTAL

Área de análisis:

Para establecer el área metropolitana de ambas ciudades, se realizó un perímetro a partir de imágenes satelitales de contaminación lumínica nocturna (www.lightpollutionmap.info). Los límites del área urbana fueron determinados por valores de luminosidad mayores a 20, para ambos casos. Dando como resultado una superficie de análisis de 251.75km² en Mendoza y de 251.94km² en Turín, ver Fig. 7.

Ambas ciudades tienen características de urbanización similares. Turín es más compacta que Mendoza, y además posee mayor cantidad de núcleos urbanos menores en la periferia. En el estudio se consideró como objeto de análisis sólo la superficie de la mancha principal de ambas ciudades, ver Fig. 8.





Indicador: Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI).

Es un índice utilizado para estimar la cantidad, calidad y desarrollo de la vegetación con base a la medición, por medio de sensores remotos instalados comúnmente desde una plataforma espacial, de la intensidad de la radiación de ciertas bandas del espectro electromagnético que la vegetación emite o refleja (G. Senay, 2004).

En la década del 70' surge el concepto de NDVI a través del estudio de Compton Tucker en su publicación "Red and Photograghic Infrared Linear Combinations for Monitoring Vegetation", que describe modelos basados en relaciones matemáticas entre la luz roja y la luz infrarroja. Un árbol en óptimas condiciones emite gran cantidad de luz infrarroja, y baja luz roja; a medida que éste se degrada, comienza a disminuir significativamente la cantidad de luz infrarroja reflejada. Esto permite comprobar el estado de salud de la vegetación.

El NDVI se obtiene a partir del contraste entre la banda del rojo, la cual es absorbida en gran parte por el follaje, y la del infrarrojo cercano, que es reflectada en su mayoría, ver Ec. (1). Traduciendo la Ec. (1) para el satélite Landsat 8, como se muestra en la Ec. (2).

$$NDVI = (IRC - R) \div (IRC + R)$$
(1)

$$NDVI = (banda 5 - banda 4) \div (banda 5 + banda 4)$$
(2)

Los resultados del NDVI varían entre -1 y +1; donde valores altos revelan actividad fotosintética de la cubierta vegetal (fenología foliar) y una estrecha relación con la evapotranspiración (Tucker & Sellers, 1986), valores bajos indican situaciones de escasa o nula cubierta vegetal y baja actividad fotosintética y valores negativos de NDVI muestran rasgos del paisaje no vegetativos, tal como agua y/o nieve. Los rangos de los valores de NDVI se establecieron para todas las estaciones, a fin de ofrecer una visualización espacial de los tipos de coberturas en el ciclo vegetativo completo.

En el trabajo se realizó el procesamiento de imágenes satelitales del Índice de Vegetación de diferencia Normalizada NDVI, correspondientes al período de enero del 2014 hasta diciembre del 2016 en el caso de Turín y julio del 2013 a julio del 2016 en Mendoza; se tomaron periodos diferentes porque se consideró el ciclo vegetativo correspondiente para cada ciudad. Se utilizaron las imágenes provistas por el Landsat 8, con una resolución espacial de 30m x 30m. Se eligieron imágenes libres de nubosidad, obteniendo una visibilidad del 100%, sobre el área objeto de estudio, ver Fig. 9. Se utilizó el software Q.GIS versión 2.14.8-Essen para el procesamiento de las imágenes y corrección de errores (producto de la adquisición de dichas imágenes). Se analizaron los cambios de cobertura vegetal, calculando valores promedios mensuales de NDVI en ambos casos.



Se recopilaron los datos meteorológicos de las estaciones en aeropuerto de Mendoza y Caselle en Turín. Se tomaron, para todo el período del 2013-2016, las variables de humedad y temperatura media mensual y cantidad de precipitaciones en cada mes. Luego se elaboraron gráficos para determinar la evolución del ciclo vegetativo anual en el período analizado y cómo se relaciona éste a las diferentes variables climáticas.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Análisis temporal

Se presentan los gráficos temporales mensuales en un periodo de 3 años, relacionando el valor de NDVI promedio del área metropolitana con las variables de humedad y temperatura media mensual tomadas de las diferentes estaciones meteorológicas ya mencionadas.

• Mendoza:



Se aprecia que, en los tres ciclos vegetativos analizados, el valor medio de NDVI máximo en el área metropolitana de Mendoza fue de NDVI=0.36, correspondiente al mes de febrero del 2016, y el menor de NDVI=0.19, en Agosto del año 2013. Se observa un salto significativo en la humedad en mayo de 2016, donde se registró un 85% de humedad, ver Fig. 10.



La tendencia general de los valores de NDVI en el ciclo julio 2013 a junio 2016 fue levemente decreciente en el periodo estacional de invierno, con un 5% de disminución y levemente creciente con un 5.5% de aumento en el periodo estacional de verano, ver Fig.

10. Se observa que los valores más altos de NDVI en los tres ciclos vegetativos no coincidieron con los más altos de temperatura media mensual; se calcularon en los meses de Febrero/Marzo. Los valores mínimos de temperatura media mensual se encontraron en los meses de Junio/Julio donde se registraron valores entre 7.8°C y 10°C, ver Fig. 11.

• Turín:

El valor medio de NDVI máximo en el área metropolitana de Turín en los tres ciclos vegetativos procesados fue de NDVI=0.43, en el mes de junio del 2015 y el mínimo fue de NDVI=0.23, en el mes de febrero del mismo año. La humedad en todo el ciclo vegetativo oscila entre 61% y 81%, a excepción de los meses de noviembre y diciembre del 2014, donde alcanza una máxima de 89%, ver Fig. 12.



La tendencia general de los valores de NDVI en el ciclo enero 2014 a diciembre 2016 fue decreciente en el periodo estacional de invierno con un 16.6% de disminución y creciente en el periodo estacional de verano, en un 7%, ver Fig. 12.

Se observa que los valores de temperatura media mensual más altos registrados fueron de 24°C en Julio del 2016 y de 26.5°C en Julio del año anterior, con una disminución considerable del Índice de Vegetación NDVI. Los valores mínimos de temperatura media mensual se registraron en los meses de Diciembre/Enero donde se registraron valores de entre 3.7°C y 4.9°C, ver Fig. 13.

CONCLUSIONES

La tendencia general del Índice de Vegetación NDVI en el periodo 2013-2017 en ambas ciudades, se ha mostrado levemente ascendente en el periodo estacional de verano y descendente en el periodo estacional de invierno en los últimos 5 años analizados.



Fig. 13- Comparación entre Temperatura media mensual y NDVI promedio de la Ciudad de Turín El comportamiento del ciclo vegetativo disminuye los valores del Índice de Vegetación NDVI cuando la temperatura media mensual alcanza su valor máximo en el periodo estacional de verano.

El estudio del comportamiento del ciclo vegetativo en los cuatro periodos constituye una etapa de una investigación más amplia, para relacionar los índices de vegetación obtenidos, a través del procesamiento de imágenes satelitales, y los valores de las variables climáticas, es el comienzo de un estudio real que relaciona aspectos climáticos con la evolución de la vegetación en ciudades forestadas de trazado urbano ortogonal.

Estos resultados obtenidos alientan a realizar un análisis más profundo sobre la el Índice de vegetación en ciudades forestadas y su morfología urbana actual, incluyendo su diseño, ya que son factores que afectan tanto al desarrollo del verde como así también a su disposición.

REFERENCIAS

- Akbari, H. Shade trees reduce building energy use and CO2emissions from power plants. *Environ. Pollut* 116, S119–S126 (2002).
- Armson, D., Stringer, P., Ennos, A.R. The effect of tree shade and grass on surface and globe temperatures in an urban area. Urban Forest. Urban Greening 11, 245–255 (2012).
- Bernatzky, A. The contribution of trees and green spaces to a town climate. Energy Build (1982).
- Block, A.H., Livesley, S.J., Williams, N.S.G. Responding to the Urban HeatIsland: A Review of the Potential of Green Infrastructure. *Victorian Centre for Climate Change Adaptation Research Melbourne* (2012).
- Breheny, M. Centrist, Decentrists and Compromisers in The Compact City. *E & FN Spon*, London (1996).
- Chavez, Pat S. Jr. Image-Based Atmospheric Corrections– Revisited and Improved. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 62 9: 1025-1036 (1996).
- Givoni, B. Climate considerations in building and urban design. *John Wiley & Sons, Inc.*, USA. (1998).

- Gómez-Muñoz, V.M., Porta-Gándara, M.A., Fernández, J.L. Effect of tree shades in urban planning in hot-arid climatic regions. *Landsc. Urban Plann.* 94, 149–157 (2010).
- Heisler. Effects of individual trees on the solar radiation climate of small buildings. *Urban Ecology* Volume 9, Issues 3–4, 337-359. Special Issue Ecology of the Urban Forest II (1986).
- Loughner, C.P. Roles of urban tree canopy and buildings in urban heat island effects. J. Appl. Meteorol. *Climatol* 51, 1775–1793 (2012).
- Markham, B.L., Helder, D.L. Forty-year calibrated record of earth-reflected radiance from Landsat: a review. *Remote Sensing of Environment* 122, 30–40 (2012).
- Mascaró, L. Ambiencia urbana. European Comisión, Directorate-General XVII, Energiy. Faculdade de Arquitetura UFRGS. Sagra D.C. Luzzato Editores, Porto Alegre (1996).
- Masek, J.G., Vermote, E.F., Saleous, N.E., Wolfe, R., Hall, F.G., Huemmrich, K.F., Gao, F., Kutler, J., Lim, T.-K. A Landsat surface reflectance dataset for North America, 1990–2000. IEEE Geosci. *Remote Sens. Lett.* 3, 68–72 (2006).
- McPherson, E. G. Accounting for benefits and cost of urban greenspace. *Landscape and Urban Planning* (1992).
- Monteith, J.L. y Unsworth, M.H. Principles of Environmental Physics, 2da ed.Edward Arnold, Londres (1990).
- Nowak, D. J., Stevens, J. C., Sisinni, S. M. and Luley, C. J. Effects of urban tree management and species selection on atmospheric carbon dioxide. *Journal of Arboriculture* 28, 3, 113–122 (2002).
- Oke, T. R. The urban energy balance. Prog. Phys. Geogr. 12: 471-508 (1988).
- Owens S. Energy planning and urban form. London: Pion Ltd. (1986).
- Rowntree, R.A. Ecology of the urban forest Introduction to Part II. *Urban. Ecology*, 9: 229-243 (1986).
- Santamouris, M. Energy and Climate in the Urban Built Environment. James and James. London (2000).
- Simpson, J.R. Improved estimates of tree-shade effects on residential energy use. *Energy Build* 34, 1067–1076 (2002).
- Tooke, T.R., Coops, N.C., Voogt, J.A., Meitner, M.J. Tree structure influences on roof top-received solar radiation. *Landsc. Urban Plann.* 102, 73–81 (2011).
- Tucker, C.J.; Sellers, P. Satellite remote Sensing of primary production. *International Journal of Remote Sensing*, 7: 1395-1416 (1986).
- Zhang, H.K., Roy. D.P. Landsat 5 Thematic Mapper reflectance and NDVI 27-year time series inconsistencies due to satellite orbit change. *Remote Sensing of Environment* 186, 217–233 (2016).

EVALUACIÓN DEL RIESGO DE EROSIÓN HÍDRICA Y EL EFECTO DE LA COBERTURA VEGETAL EN LA CUENCA DEL RÍO TUNUYÁN SUPERIOR (MENDOZA)

D'Amario Fernández, M. J.^a, Mastrantonio, L. E.^a, Portela, J. A.^b

^a Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Cuyo, ARGENTINA ^b Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), ARGENTINA

e-mail: julietadamario@gmail.com

RESUMEN

El suelo realiza funciones ecosistémicas esenciales, y proporciona bienes y servicios ambientales. La erosión hídrica del mismo constituye uno de los fenómenos más importantes de degradación física; en la actualidad existen aproximadamente 60 millones de hectáreas erosionadas en Argentina.

El objetivo del este trabajo fue evaluar el riesgo de erosión hídrica y su distribución espacial, y el efecto de la cobertura vegetal en el proceso erosivo, en la cuenca hidrográfica del Río Tunuyán Superior (Mendoza), con el fin de proponer pautas de manejo. Para ello se aplicó el modelo RUSLE (Ecuación Universal Revisada de la Pérdida de Suelo) y se obtuvo que la mayor pérdida real de suelo fue de 110 Mg/ha.año y en caso de suelo desnudo la pérdida máxima corresponde a 350 Mg/ha.año. Las zonas de la cuenca donde se registra la mayor erosión hídrica corresponden a aquellas que presentan elevada pendiente.

A partir del cálculo de la función ecosistémica de Control de la Erosión, se acepta la hipótesis de que la cobertura vegetal afecta de forma diferenciada al proceso erosivo. Los mayores valores del control de la erosión coinciden con zonas de mayores pérdidas de suelo y corresponden a sitios donde la vegetación ejerce un papel fundamental en dicho proceso, es allí donde deben llevarse a cabo pautas manejo de para prevenir y/o mitigar la erosión hídrica.

Los resultados dan una visión a gran escala del problema de erosión hídrica en la cuenca de estudio que permite orientar la toma de decisiones políticas para la conservación y el manejo sustentable del suelo, en el marco de los servicios ecosistémicos (SE). Es importante mencionar que la evaluación de los SE constituye una herramienta para el ordenamiento territorial que permite la planificación de los usos de suelo.

Palabras claves: Erosión hídrica, cobertura vegetal, función ecosistémica.

INTRODUCCIÓN

El crecimiento poblacional y la mayor demanda de alimentos ponen en riesgo la conservación de los recursos naturales (Michelena, 2011).

El suelo realiza funciones ecosistémicas esenciales, y proporciona bienes y servicios ambientales tales como alimento, fibra, secuestro de carbono, regulación del agua y provisión de hábitat a seres vivos (Swinton et al., 2007 en De Vente et al., 2013). Se encuentra sometido a una creciente presión medioambiental, provocada principalmente por la actividad humana ligada a usos agrícolas, forestales, industriales y mineros, los que no siempre aplican las adecuadas medidas de conservación (Pizarro et al., 2009).

La erosión, entendida como el desgaste que se produce en la superficie del suelo por la acción de agentes externos (viento o agua) o por la fricción continua de otros cuerpos (Troeh et al., 1991 en Cisneros et al., 2012), es un proceso natural, sin embargo, debido al uso intensivo de las tierras agrícolas y a su manejo inadecuado, este proceso se está acelerando (FAO, 1990 en Yapur, 2010).

La erosión hídrica constituye uno de los fenómenos más importantes de degradación física del suelo; en la actualidad se estima que existen aproximadamente 60 millones de hectáreas erosionadas en Argentina.

Entre los factores que afectan la erosión del suelo en cuencas montañosas, la cobertura y la pendiente son los más importantes. La remoción de la vegetación puede incrementar en gran medida la escorrentía y la erosión del suelo, dando lugar a inundaciones y deslizamientos (Varis & Vakkilainen, 2001; Sidle et al., 2004 en Zhou et al., 2008). Cabe resaltar que la cobertura vegetal aporta servicios ecosistémicos (SE, aspectos del ecosistema utilizados activa o pasivamente para producir bienestar humano) de regulación y de soporte, ya que participa en la regulación de gases, de procesos climáticos locales y globales, del ciclo hidrológico y en el control de la erosión (Rótolo & Francis, 2008).

Los SE son cruciales en el desarrollo económico y el bienestar social (Costanza et al., 1997); no obstante, han sido ignorados a lo largo de los años y consecuentemente degradados (Kumar et al., 2013).

En la década del 90 se aplicaron políticas neoliberales en Argentina y el sector vitivinícola inició una fuerte reestructuración, orientada a la producción de vinos finos para exportación. El Valle de Uco, área de estudio del presente trabajo, se vio afectado por este proceso, lo que trajo aparejado consecuencias territoriales, sociales y ambientales (Furlani de Civit et al., 2001). Si bien los efectos asumen características espectaculares por sus dimensiones y tecnología, el balance de las consecuencias en el ambiente plantea muchos interrogantes debido a la degradación del medio natural (Furlani de Civit et al., 2004).

Con el presente trabajo se busca conocer el riesgo de erosión hídrica y el efecto de la vegetación en el proceso erosivo en la cuenca del río Tunuyán Superior, ubicada en la provincia de Mendoza. Se evaluó la función ecosistémica (FE) Control de la Erosión por parte de la cobertura vegetal.

La hipótesis es que la cobertura vegetal afecta de forma diferenciada al proceso erosivo según la distribución espacial de los factores intervinientes.

OBJETIVOS

El objetivo principal fue evaluar el riesgo de erosión hídrica y su distribución espacial, y el efecto de la cobertura vegetal en el proceso erosivo, en la cuenca hidrográfica del Río Tunuyán Superior, provincia de Mendoza, con el fin de proponer pautas de manejo.

Los objetivos específicos consisten en:

- Evaluar la variabilidad espacial del riesgo de erosión hídrica en la cuenca.
- Evaluar la importancia de la vegetación como función ecosistémica en el riesgo de erosión.

MATERIALES Y MÉTODOS

Para estimar la pérdida de suelo por erosión hídrica se utilizó la ecuación RUSLE, Ecuación Revisada de la Pérdida de Suelo, ver Ec. (1) (Renard et al., 1994).

$$\boldsymbol{A} = \boldsymbol{R} \times \boldsymbol{K} \times \boldsymbol{L} \times \boldsymbol{S} \times \boldsymbol{C} \times \boldsymbol{P} \qquad (1)$$

Donde:

A es el promedio anual de pérdida de suelo (Mg/ha.año)

R es el factor de erosividad de la lluvia (MJ.mm/ha.h.año)

K es el factor de erodabilidad del suelo (Mg.ha.h/MJ.mm.ha)

L es el factor de longitud de la pendiente (adimensional)

S es el factor de grado de la pendiente (adimensional)

C es el factor de cobertura vegetal (adimensional)

P es el factor de prácticas mecánicas de control de erosión (adimensional).

Se utilizaron los softwares de sistemas de información geográfica QGis (http://qgis.org/) y SAGA GIS (http://saga-gis.org) y de estadística Infostat (<u>http://www.infostat.com.ar/</u>). La imagen satelital utilizada fue extraída del Satélite LANDSAT 8, fecha de captura 5 de marzo de 2015 (Servicio Geológico de los Estados Unidos [USGS], 2015).

Factor de erosividad de la lluvia (R)

Los datos del factor R fueron extraídos del trabajo de Quiroz (2015), donde los valores fueron calculados en función de la energía cinética y la intensidad máxima de la lluvia.

A partir de la localización espacial de las estaciones meteorológicas Tunuyán, Agua Amarga, Vistaflores, La Consulta y Valle de Uco, se generaron mapas de precipitaciones medias mensuales, que mediante un modelo de regresión permitieron estimar el factor R para la cuenca de estudio.

Factor de erodabilidad (K)

Para el caso de estudio se utilizó la ecuación corregida del factor K (ver Ec. 2), propuesta por la Estación Experimental Agropecuaria de INTA Paraná para suelos con menos del 70% de limo (utilizando el Sistema Métrico Internacional).

$$100K = 0,1019*1,292*(2,1M^{1,14}*(10)^{-4}*(12-a)+3,25*(b-2)+2,5*(c-3))$$
(2)

Donde:

M es $(100 - cl)^*(si+vfs)$: cl= % de arcilla (<2 µm) si=% de limo americano (2-50 µm) vfs= % de arena muy fina (50-100 µm) a es el porcentaje de materia orgánica en el suelo b es la clase de estructura del suelo c es la clase de permeabilidad del perfil

Se recopiló información de suelos (granulometría, materia orgánica, profundidad) de una base de datos georreferenciados de 343 perfiles de suelos relevados en 2004-2005.

Debido a que no existían datos de la fracción granulométrica arena muy fina para ciertos sitios de la cuenca de estudio, se estableció una relación funcional entre ésta y las demás fracciones granulométrias a partir de un relevamiento de granulometría y arena muy fina (117 datos) en las zonas de Gualtallary y Altamira. Para ello se utilizó el software Infostat, con el que se realizó un análisis multivariado de árbol de regresión, donde la variable dependiente fue arena muy fina y las regresoras arcilla, limo americano y arena americana.

Luego, para estimar la superficie de interpolación de las variables arcilla, limo americano y arena muy fina se realizó un análisis geoestadístico en SAGA GIS, a partir de cual se obtuvo un grid para cada variable.

El parámetro **a**, debido a que existen escasos datos de la zona, toma un valor promedio igual a 0,7. El parámetro **b** toma el valor 4. El valor **c** se obtuvo a partir de una reclasificación de la textura realizada en el software SAGA GIS.

Factor topográfico (LS)

El factor LS es el producto de la longitud de la ladera (L) y el gradiente de la pendiente (S). Los datos fueron obtenidos a partir de un Modelo Digital de Elevación (MDE) extraído del sitio de la NASA, con una resolución de 30 m, utilizando análisis morfométrico (Pérez, 2014).

Factor de cobertura (C)

El Índice de Vegetación de Diferencia Normalizado (NDVI) es uno de los métodos más utilizados en la actualidad para estimar y realizar mapas el factor C y se relaciona directamente con dicho factor mediante un análisis de regresión (De Asis & Omasa, 2007). Se calculó utilizando la Ec. (3), donde B4 corresponde a la banda rojo y B5 a la banda infrarrojo cercano para imágenes tomadas del Satélite LANDSAT 8.

$$NDVI = \frac{B5 - B4}{B5 + B4} \qquad (3)$$

Utilizando la Ec. (4), se calculó el factor C (Smith et al., 2007).

$$C = 0.45 - 0.805 \times NDVI$$
 (4)

Factor de prácticas mecánicas de control de erosión (P)

En el caso de estudio, el factor P es igual a 1 debido a que no existen prácticas de control de la erosión.

Control de la Erosión

Para el cálculo de la función ecosistémica Control de la Erosión se utilizó el protocolo ECOSER, que consiste en un conjunto de procedimientos que permiten evaluar y mapear funciones y servicios ecosistémicos, y estimar la vulnerabilidad socio-ecológica frente a la pérdida de los mismos (Laterra et al., 2015).

Empleando la ecuación RUSLE, el modelo estima la capacidad de la vegetación de mantener el suelo en su lugar, a partir de la Ec. (5), donde *A máxima* es la pérdida de suelo en condiciones de suelo desnudo y *A real* es la pérdida de suelo teniendo en cuenta la cobertura actual (Barral, 2015).

Control de la erosión = Amáx - Areal (5)

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Factor de erosividad de la lluvia (R)

El factor R toma valores que oscilan entre 673 y 1058 MJ.mm/ha.h.año. Los tercios superior e inferior de la cuenca presentan valores altos de R (color rojo) y corresponden a sitios donde la lluvia es más erosiva; mientras que la zona centro posee valores bajos de R (color azul), es decir, que las precipitaciones son menos erosivas (ver Fig. 1).

En el norte de Argentina se han realizado estudios que determinan la erosión hídrica utilizando el modelo RUSLE, en el cual el factor R fue obtenido a partir del método de Arnouldus. Yapur (2010) en la cuenca del río Bermejo (Salta-Jujuy) halló valores del factor R que oscilan entre 848,80 y 210,79; y Ramírez (2010) en la cuenca del río Juramento (Salta) halló valores que varían entre 711,19 y 2,29.

Factor de erodabilidad (K)

Los valores del factor K para la cuenca de estudio oscilan entre 0,04 y 0,07 Mg.ha.h/MJ.mm.ha aproximadamente. Los valores altos de K (color rojo) se encuentran en la zona este y corresponden a suelos de textura fina que son más susceptibles a los procesos erosivos. En el sector oeste de la cuenca se observan valores bajos de K (color azul) que coinciden con altos porcentajes de arena, es decir, con suelos que ofrecen mayor resistencia al desprendimiento y son menos susceptibles a la erosión (ver Fig. 1).

En el suroeste bonaerense, Echeverría et al. (2006) obtuvieron un K de 0,06 en la localidad de Cabildo (piedemonte ondulado de la Sierra de la Ventana), un K de 0,05 en Bahía Blanca y de 0,04 en las pendientes que separan las planicies arenosas del SO de la provincia de Buenos Aires y SE de la provincia de La Pampa.

En la cuenca inferior del río Bermejo Salta-Jujuy, Yapur (2010) obtuvo valores del factor K que oscilan entre 0,1 y 0,5. En la cuenca del río Juramento ubicada en la provincia de Salta, Ramírez halló valores de K que oscilan entre 0,2 y 0,66.

Factor topográfico (LS)

Los valores del factor LS para la cuenca del río Tunuyán Superior oscilan entre 0 y 7. La mayor parte de la cuenca presenta valores bajos de LS (color azul); en la zona oeste existen zonas con valores más elevados debido a la alta pendiente (ver Fig. 1).

En Argentina, Yapur (2010) calculó un factor LS para la cuenca del río Bermejo (Salta-Jujuy) que varía de 0 a 88,13 y para la cuenca de río Juramento (Salta), Ramírez (2010) encontró que varía de 0 a 83,71. En comparación con el área de estudio, las cuencas mencionadas presentan mayores pendientes que determinan altos valores del factor LS.

Factor de cobertura (C)

Los valores del factor C que se encuentran más alejados de 1 corresponden a las zonas cultivadas de la cuenca (color verde) y aquellos cercanos a 1 representan las áreas de la cuenca con menor cobertura vegetal que corresponden mayormente a vegetación nativa (ver Fig. 1).

Ramírez (2010), en su estudio de la cuenca del río Juramento (Salta), obtuvo valores del factor C que varían entre 0,006 (región de las Yungas) y 0,8 (regiones del Monte, de la Puna y Altoandina). El valor mínimo de C obtenido en la cuenca de estudio, correspondiente a vegetación nativa, se encuentra relativamente cercano al valor obtenido en la cuenca del río Juramento para las regiones del Monte, de la Puna y Altoandina. En cuanto al menor valor obtenido por Ramírez, en la cuenca del Valle de Uco no existe cobertura tal por lo que se explica la gran diferencia entre los valores.

Pérdida de suelo real

En la Fig. 2 se observa la pérdida de suelo real por unidad de superficie medida en Mg/ha.año, calculada para la cuenca del río Tunuyán Superior. El color verde oscuro indica la menor pérdida de suelo (0 Mg/ha.año) y el color rojo la mayor pérdida de suelo (110 Mg/ha.año). Las zonas de la cuenca donde se registran las mayores pérdidas de suelo corresponden a aquellas que presentan valores elevados del factor LS, es decir, se deben principalmente a la pendiente del terreno.

En relación a los demás factores de la RUSLE, se observa lo siguiente:

- En las lomadas de El Jaboncillo y El Peral, ubicadas en la zona norte de la cuenca, el valor del factor R es medio-alto por lo que la elevada pérdida de suelo allí se debe a la pendiente y al efecto erosivo de las lluvias (ver Fig. 17-color violeta).
- En la formación Zampal Zampalito, ubicada en el centro-este de la cuenca, se observan elevados valores de pérdida de suelo en los cauces de los arroyos que se deben a la textura limosa, es decir, a la erodabilidad de suelo (factor K) en ese sitio (ver Fig. 17-color amarillo).

En Mendoza existe un único trabajo acerca de la pérdida de suelo por erosión hídrica realizado por Vich et al. (2010) en la Cuenca Aluvional Piloto del Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), ubicada al oeste de la ciudad de Mendoza. En los períodos 1986-87 y 1993-96 existen 206 registros para seis parcelas experimentales, en las cuales el 34% corresponde a una pérdida de suelo menor a 1.000 kg/ha, el 27% a una pérdida comprendida entre 1.000 y 2.000 kg/ha, y el 39% a una pérdida mayor a 2.000 kg/ha.



Figura 1: Mapas de los componentes de la ecuación RUSLE, factor R de erosividad de la lluvia (esquina superior izquierda), factor K de erodabilidad del suelo (esquina superior derecha), factor topográfico LS (esquina inferior izquierda) y factor C de cobertura vegetal (esquina inferior derecha), obtenidos para la cuenca hidrográfica del río Tunuyán Superior.

Pérdida de suelo máxima

En la Fig. 2 se muestran los valores de la pérdida máxima de suelo en la cuenca de estudio, es decir la pérdida de suelo considerando el factor C igual a 1. La mayor pérdida de suelo corresponde a 350 Mg/ha.año (color rojo) y la menor a 0 Mg/ha.año (color verde oscuro).

Comparando los valores obtenidos de pérdida de suelo real y pérdida de suelo máxima, se pone en evidencia la importancia de la cobertura vegetal en los procesos erosivos, ya que la misma reduce la erosión del suelo protegiendo al mismo del impacto de las gotas de lluvia, incrementando su grado de infiltración, reduciendo la escorrentía y mejorando sus propiedades físicas, químicas y biológicas.



Figura 2: Mapas de la pérdida de suelo real (izquierda) y de la pérdida máxima de suelo (derecha) medidas en Mg/ha.año obtenidos para la cuenca hidrográfica del río Tunuyán Superior.

Control de la erosión

La Fig. 3 muestra el mapa que representa la función ecosistémica Control de la Erosión. Se observa que el valor máximo es 229,23 (color rojo) y el valor mínimo 0,98 (color verde).

Los mayores valores del Control de la Erosión coinciden con las zonas de mayor susceptibilidad a la pérdida de suelo y corresponden a sitios de la cuenca donde la vegetación ejerce un papel fundamental en dicho proceso, es allí donde deben llevarse a cabo pautas de manejo para prevenir y/o mitigar la erosión hídrica.

Además, se calculó el Control de la Erosión relativo a la pérdida de suelo máxima (en porcentaje) a partir de la Ec. (6).

$$\frac{A \text{ máxima} - A \text{ real}}{A \text{ máxima}} \times 100 \quad (6)$$

Los resultados obtenidos oscilan entre 91,9% (color rojo) y 60,5% (color verde oscuro). Los mayores porcentajes se presentan en la zona centro y este de la cuenca, es decir, en
la zona bajo cultivo donde la erosión real es pequeña sin embargo, en caso de desmonte, se producirían enormes pérdidas de suelo provocando un gran desastre ambiental.



Figura 3: Mapas de la función ecosistémica Control de la Erosión (izquierda) y del Control de la Erosión relativo a la pérdida de suelo máxima (derecha) obtenidos para la cuenca hidrográfica del río Tunuyán Superior.

CONCLUSIONES

En la actualidad la cuenca del río Tunuyán Superior se encuentra bajo una gran presión antrópica, ya que se están llevando a cabo numerosos emprendimientos vitivinícolas, en su mayoría extranjeros; los cuales producen modificaciones en las propiedades del suelo, en la biodiversidad, en la dinámica natural del agua y en la economía regional.

Los resultados dan una visión a gran escala del problema de erosión hídrica en la cuenca de estudio que permite orientar la toma de decisiones políticas para la conservación y el manejo sustentable del recurso suelo, en el marco de los servicios ecosistémicos. Además permiten identificar áreas críticas que deben ser estudiadas en mayor profundidad para implementar medidas de mitigación específicas a menor escala.

El mayor riesgo de erosión hídrica se presenta al oeste de la misma y se debe principalmente al factor topográfico. Además existen otras zonas de la cuenca que presentan grandes pérdidas de suelo, y éstas se deben tanto a la pendiente como a la erodabilidad del suelo (formación Zampal-Zampalito) y a la erosividad de las tormentas (lomadas de El Jaboncillo y El Peral).

Los resultados de la función ecosistémica control de la erosión muestran que la cobertura vegetal juega un rol fundamental en el proceso erosivo, ya que actúa protegiendo los suelos del mismo; por lo que se acepta la hipótesis planteada: la cobertura vegetal afecta de forma diferenciada al proceso erosivo según la distribución

espacial de los factores intervinientes. Es por ello que resulta imprescindible preservar la vegetación nativa presente en la cuenca de estudio para evitar la pérdida de suelo ocasionada por el agua de las lluvias.

Finalmente es importante mencionar que la evaluación de los servicios ecosistémicos constituye una herramienta para el ordenamiento territorial que permite la planificación de los distintos usos de suelo.

REFERENCIAS

- Barral, M.P. Tutorial para el mapeo de funciones ecosistémicas y servicios ecosistémicos. Módulo 1 – Versión 2.0. EEA INTA Balcarce – Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de La Plata (2015).
- Cisneros, J. M. et al. Erosión hídrica, principios y técnicas de manejo. Córdoba, Argentina. Ed. UniRío (2012).
- Costanza, R. et al. The value of the world's ecosystem services and natural capital. Nature. Vol. 387, pp. 253-260 (1997).
- De Asis A. & Omasa K. Estimation of vegetation parameter for modeling soil erosion using linear Spectral Mixture Analysis of Landsat ETM data. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing. Vol. 62, pp. 309–324 (2007).
- De Vente, J. et al. Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: Where do we stand?. Earth Science Reviews. Vol. 127, pp. 16-29 (2013).
- Echeverría, N. et al. Erodabilidad de suelos del sur de la Región Semiárida Argentina. Departamento de Agronomía, Universidad Nacional del Sur. Ciencia del Suelo 24 (1) (2006).
- Furlani de Civit et al. Aclaraciones sobre áreas de influencia frente a efímeros territorios organizacionales. Ed. Ex Libris, Facultad de Filosofía y Letras, pp. 19-37. Mendoza, Argentina (2001).
- Furlani de Civit et al. Visión sobre cambios territoriales y sociales en Mendoza. Revista Theomai, N° 9. Universidad Nacional de Quilmes. ISSN: 1515-6443(2004). Recuperado de: <u>theomai@unq.edu.ar</u>
- Kumar, P. et al. Linking ecosystem services to strategic environmental assessment in development policies. Environmental Impact Assessment Review. N°40, pp. 75–81 (2013).
- Laterra, P. et al. ECOSER: protocolo colaborativo de evaluación y mapeo de servicios ecosistémicos y vulnerabilidad socio-ecológica para el ordenamiento territorial (2015). Recuperado de: <u>http://eco-ser.com.ar/</u>.
- Michelena, R. Degradación de tierras en Argentina, prevención y control. Academia Nacional de Agronomía y Veterinaria. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA). Buenos Aires, Argentina (2011).
- Pérez, M. Relación espacial de variables edáficas y geomorfológicas del Valle de Uco (Mendoza). Tesis de grado. Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Ciencias Agrarias. 95 pp (2014).

- Pizarro, R. et al. Propuesta de un modelo de estimación de erosión hídrica para la región de Coquimbo. PHI (Programa Hidrológico Internacional)-VII, Documento Técnico N°18. Chile (2009).
- Quiroz, J.E. Estimación del factor erosividad de las precipitaciones "R", en el oasis centro de Mendoza. Tesis de grado. Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Ciencias Agrarias (2015).
- Ramirez, L. Estimación de la Pérdida de Suelos por Erosión Hídrica en la Cuenca del Río Juramento-Salta. Tesis de grado en Ingeniería en Recursos Naturales y Medio Ambiente. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta. Salta, Argentina. 104 p (2010).
- Renard, K.G. & foster, G.R. RUSLE revisited: Status, questions, answers, and the future, Journal of Soil and Water Conservation. Vol. 49(3), pp 213–220 (1994).
- Rótolo, C. & Francis, C. Los servicios ecosistémicos en el "corazón" agrícola de Argentina. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), Estación Experimental Agropecuaria Oliveros. Argentina (2008).
- Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). (2015). Recuperado de: <u>https://earthexplorer.usgs.gov/</u>
- Smith, S. V. et al. Soil erosion and significance for carbon fluxes in a mountainous Mediterranean-climate watershed. Ecological Applications. Vol. 17, pp. 1379–1387 (2007). Recuperado de: <u>http://www.esapubs.org/archive/appl/A017/052/appendix-A.htm</u>
- Vich, A. I. et al. Evaluación y predicción de la erosión hídrica en regiones áridas de relieve acentuado del centro-oeste de Argentina. Multequina. Vol. 19, pp. 7-20 (2010).
- Yapur, S. et al. Determinación de la Erosión Hídrica Potencial de los Suelos de la Cuenca Inferior del Río Bermejo, Salta- Jujuy. Tesis de grado en Ingeniería en Recursos Naturales y Medio Ambiente. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta. Salta, Argentina. 224 p (2010).
- Zhou P. et al., Effect of vegetation cover on soil erosion in a mountainous watershed. Catena. Vol. 75, pp. 319-325 (2008).

IDENTIFICACIÓN DE SERVICIOS AMBIENTALES DE LAS FORESTACIONES EN MAR DE LAS PAMPAS

Denegri G.A.^{*a*}, Gaspari F.J.^{*b*}, Rodríguez Vagaría A.M^{*b*}, Mijailoff J^{*c*} Mársico J. I.^{*c*} y G. G. Acciaresi^{*d*}

^aCurso de Economía y Legislación Forestal. FCAF. Universidad Nacional de La Plata, ARGENTINA ^bCurso de Manejo de Cuencas Hidrográficas. FCAyF. Universidad Nacional de La Plata, ARGENTINA ^cAlumnos avanzados de Ingeniería Forestal. FCAyF. Universidad Nacional de La Plata, ARGENTINA ^dCurso de Introducción a la administración. FCAF. Universidad Nacional de La Plata, ARGENTINA

e-mail: fgaspari@agro.unlp.edu.ar

RESUMEN

Los procesos que ocurren en los ecosistemas suministran servicios gratuitos de los que los hombres dependen. El objetivo del trabajo fue identificar y estudiar los servicios ambientales de las plantaciones forestales ubicadas en la localidad de Mar de las Pampas-Villa Gesell. A fin de determinar los servicios ambientales (SA) a nivel local el proceso se inició con una revisión bibliográfica y posterior procesamiento e interpretación de imágenes satelitales, con una verificación a campo. Se realizó un muestreo en tres estratos a partir de las variables grado de utilidad y servicio, las especies arbóreas predominantes y la cercanía al centro comercial. Se describieron los SA detectados en función de 4 categorías a saber, servicios de provisión: "piñas" para artesanías y hongos; servicios de regulación como prevención de erosión, fijación de dunas, mejora de fertilidad, regulación del aire y del ciclo hídrico y moderación de la velocidad del viento; servicios de hábitat (la forestación aporta refugio y medio de subsistencia para muchas de las especies autóctonas) y servicios culturales. Éstos son los más importantes porque la forestación estuvo ligada a la creación de la localidad, existiendo una identificación profunda del conjunto de la población estable y turistas con ella. Se concluye que el reconocimiento de SA es una herramienta útil para la toma de decisiones en una planificación regional y por lo tanto su estudio debe ser abordado desde la perspectiva de la complejidad y a través del trabajo interdisciplinario.

Palabras Clave: Ecosistemas, Turismo, Arbolado Urbano.

INTRODUCCIÓN

Los procesos que ocurren en los ecosistemas suministran servicios gratuitos de los que los hombres dependen. Los servicios ambientales (SA) constituyen aquellos beneficios recibidos por los seres humanos de la comunidad, que se derivan directa o indirectamente de diferentes elementos de la naturaleza, comprendiendo entonces ecosistemas antropizados y silvestres, cuyos efectos en la calidad de vida son tanto tangibles como intangibles (Denegri y Gaspari, 2010). Otra definición indica que son aquellas funciones de los ecosistemas que generan beneficios y bienestar para las personas y la comunidad, considerando que ni se transforman ni se gastan en el proceso de utilización del consumidor, distinguiéndolo de los bienes ambientales, es decir aquellos productos de la naturaleza los cuales son directamente aprovechados y valorados por el hombre, tales como el agua, la madera, los productos forestales no madereros, la caza, entre otros (Hueting et al, 1998),

En un contexto donde el manejo y la conservación de los ecosistemas han pasado a ser temas presentes tanto en la agenda de la política internacional, como así también en el lenguaje y preocupación cotidiana de la sociedad, el entendimiento, relativamente reciente, de la validez del análisis de estos servicios o prestaciones del ecosistema a la sociedad generó que este enfoque de investigación se difunda rápidamente (Balvanera et al, 2011). Con su difusión también comenzó la búsqueda de metodologías que permitan integrar las propiedades propias de las ciencias naturales y las de las ciencias sociales.

Por otra parte, el turismo constituye una notable actividad económica para la Provincia de Buenos Aires, siendo la Costa Atlántica la más importante. Esta actividad económica es dependiente de los SA que brindan los agroecosistemas arbóreos, ya que la forestación en las dunas fue una de las primeras tareas realizadas para fijar los suelos arenosos, clasificados mayoritariamente como Entisoles y, en menor medida, como Molisoles (Aeroterra, 1995) y, a su vez, generar protección de los vientos salinos provenientes del mar. "La forestación, surgió desde el inicio como una forma de crear un ambiente más amigable para los turistas. Para ello, los dueños de los campos costeros aprovecharon las facilidades impositivas impulsadas por organizaciones gubernamentales (Ministerio de Asuntos Agrarios de la Provincia de Buenos Aires e Instituto Forestal Nacional). Las masas generadas sobre dunas colindantes al mar crearon un ámbito propicio que atrajo inversiones orientadas a proyectos urbanísticos y turísticos" (Orellano et al, 2003). La combinación de playas, dunas y plantaciones forestales fue un disparador para el desarrollo turístico y la fundación de poblados balnearios; esta realidad positiva convivió, en muchos casos, con la especulación inmobiliaria (Dadon, 2005).

Las forestaciones originales se caracterizaban por rodales monoespecíficos y mayoritariamente coetáneos, predominando los géneros *Pinus spp*, y, en menor medida, *Eucalyptus spp, Acacia spp, Cupresus* y *Populus* spp, conformado, además, por parches de distintas especies y densidades de plantación. Todas estas masas forestales constituyen en la actualidad un patrimonio forestal denominado bosques urbanos. Según Moll et al (1987) "el bosque urbano se compone de los árboles, arbustos y demás plantas que crecen en la propia comunidad y en sus alrededores".

Los bosques urbanos producen SA de fijación de dunas, generación de espacios de descanso y recreación, paisajes turísticos y calidad de vida, conformando un producto turístico de la costa atlántica bonaerense.

Los SA de origen forestal se clasifican, según de Groot, et al (2010) en:

- Provisión son recursos tangibles y finitos, que se contabilizan y consumen.

- Regulación hídrica: la provisión, purificación y conservación de agua lo cual conlleva a un aporte sostenido para satisfacer la demanda del sector residencial y los sectores productivos, garantizando su cantidad y calidad.

- Conservación del suelo: nutren, fijan y protegen los suelos de la erosión, de la desertificación, de la velocidad del viento y del agua. Esta capacidad es fundamental en la fijación y protección de las zonas costeras, propiciando la generación y conservación de suelos.

- Calidad de vida: además de los beneficios previamente citados, la presencia de árboles en zonas urbanas y periurbanas ayuda a regular la temperatura, como, por ejemplo, generando sombra en verano, mejorando la calidad del aire con la generación de oxígeno, absorción de metales pesados, disminuyendo los contaminantes atmosféricos, atemperando las inclemencias del viento, o ayudando a disminuir los niveles de ruido.

- Biodiversidad: los árboles son un elemento clave para brindar hábitat y refugio a la fauna y flora.

- Almacenamiento y secuestro de carbono: el aumento de carbono en la atmósfera contribuye a agravar los efectos del cambio climático. Los bosques son fundamentales para su remoción.

- Defensa de la identidad cultural: la identidad de un pueblo se construye en torno a los elementos que abundan en su ambiente y que representan el espíritu de sus habitantes. El bosque genera pertenencia y construcción de identidad comunitaria y se refleja en la idiosincrasia y vida cotidiana de sus pobladores, compartiendo el mismo con los visitantes.

- Espacios de descanso y recreación: las tendencias turísticas señalan un interés creciente por los destinos asociados a mayores niveles de conservación de la naturaleza.

Las plantaciones forestales contribuyen a la generación de "paisajes turísticos", tendencia creciente a nivel mundial y nivel local. Según Muñoz Pedreros (2004) se entiende como paisaje a un territorio heterogéneo compuesto por un conjunto de ecosistemas en interacción que se repiten de forma similar.

El hombre ha producido cambios importantes en el paisaje del litoral atlántico de la provincia de Buenos Aires durante los últimos 30 años, como consecuencia de un rápido incremento poblacional, acompañado por una deficiente planificación y falta de políticas de manejo adecuadas para las áreas costeras. La tenue sustentabilidad entre las actividades humanas y las características geomorfológicas del sistema costero, han intensificado la erosión en los centros urbanos de mayor desarrollo. En coincidencia con Marcomini y López (1995), se expresa que las actividades antrópicas que ejercen influencia en la erosión inducida sobre la playa son la extracción de arena de la playa y duna costera, la eliminación de la duna costera, el incremento en la escorrentía superficial por impermeabilización y la introducción de vías de drenaje artificiales.

Por ello, caracterizar y comprender el funcionamiento de los servicios ambientales que ofrecen las forestaciones es una variable importante para lograr una planificación a nivel territorial, que permita al hombre la optimización de los recursos naturales en la búsqueda del desarrollo equitativo de la sociedad, su economía y el medio ambiente.

El objetivo del trabajo fue identificar y estudiar los servicios ambientales de las plantaciones forestales ubicadas en la localidad de Mar de las Pampas, partido de Villa Gesell, Argentina.

MÉTODOLOGÍA

La localidad de Mar de las Pampas se encuentra en el extremo sur del Partido de Villa Gesell. En 1957 una firma de rematadores publicó un aviso sobre dos grandes lotes. Estos fueron adquiridos por los hermanos ingleses Zceltman, quienes decidieron fundar un lugar turístico que se diferenciara del resto de la costa atlántica argentina. Hasta la década de 1980 se trataba de un cuerpo medanoso cubierto de vegetación natural, pero con el objetivo de desarrollar una zona de turismo, emprendedores inmobiliarios

iniciaron trabajos de fijación de dunas mediante forestación, tomando como ejemplo las experiencias previas en áreas cercanas como Villa Gesell, Cariló y Pinamar. Como resultado de ello, Mar de las Pampas es actualmente uno de los casos más destacables de la transformación del territorio en la zona costera de la Provincia de Buenos Aires. La localidad se caracteriza por un fuerte protagonismo y participación de la comunidad local, la generación de movimientos económicos importantes que se desarrollan en poco tiempo y la presencia de áreas densas de forestación como elementos que permite en primer término el establecimiento de estos asentamientos urbanos, para luego convertirse en un agregado cultural de gran valor para la comunidad.

El clima, siguiendo la clasificación de Thornthwaite, el clima es húmedo, mesotermal frío, con moderada deficiencia de agua en verano, predominan días con sol radiante, temperaturas de valor medio de 22.4°C en enero y de 8.5°C en julio, con una media anual de 15.2°C. La precipitación media anual para la estación Villa Gesell fue 884 mm en el último decenio y las heladas se caracterizan por su variabilidad desde los primeros días de junio y finalizan en agosto.

La localidad se ubica en el flanco sur oriental de la Provincia Geológica denominada Cuenca del Salado (Bracaccini, 1972) que representa una enorme cubeta de deposición. La franja costera arenosa que se sitúa entre la secuencia continental del interior de la Provincia de Buenos Aires, y el área marina colindante, se distingue por haber sufrido la presencia de diversas oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario y el desarrollo de una barrera medanosa durante el Holoceno (Parker & Violante, 1989). Actualmente constituyen una formación de médanos uniforme que recorre el litoral marítimo, a lo largo de 180 kilómetros, desde el inicio del mar argentino en Punta Rasa y que culmina en la laguna, llamada albufera de Mar Chiquita (Orellano et al 2003) y ningún curso fluvial atraviesa la cadena de médanos que bordea la barrera oriental de la costa atlántica. Sus aguas quedan retenidas y contribuyen a formar bañados y lagunas.

La metodología aplicada fue establecida mediante un procesamiento de imágenes satelitales con Sistema de Información Geográfica con el cual se determinó la superficie forestada en la localidad, para luego identificar los servicios ambientales a nivel local. Se trabajó a partir de una revisión bibliográfica, análisis de imágenes satelitales y posterior verificación a campo. Se realizó un muestreo en tres estratos de la localidad elegido a partir de tres variables: uso del territorio (con cuatro categorías: residencial, público, comercial y alojamiento); las especies arbóreas que predominan y la cercanía al centro comercial. Se describió a los SA en función de cuatro categorías: servicios de provisión, servicios de regulación, servicios de hábitat y servicios culturales.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Mar de las Pampas y área de influencia posee una superficie forestal cubierta de 668,70 ha. Se identificaron tres parcelas modales de uso del territorio, representadas por reservas forestales según la denominación municipal: "Los Incas", "Querandíes" y "Lucero", que conforman espacios recreativos (Figura 1).



Figura 1. Ubicación de las parcelas modales en Mar de Las Pampas. Fuente: Elaboración propia a partir de *Map data* ©2015 Google.

La parcela de ''Los Incas'' es la más alejada a la costa, presenta poco tránsito de personas y vehicular, considerándola como la zona menos antropizada y de mejor estructura con respecto a su estado natural. Las especies forestales predominantes son *Pinus pinea, P. radiata y Acacia melanoxylon*, se encuentra a 800 m del centro comercial y es una zona exclusivamente residencial.

La "Querandíes" es de mayor superficie 10 ha, presenta áreas con pastizal natural y también se visualiza un dimorfismo morfológico demostrando una zona baja y una zona alta de dunas, siendo las especies arbóreas predominantes los *P. radiata, P. pinea, A. melanoxylon y Populus deltoides.* Se pueden encontrar senderos, con mayor tránsito peatonal. La distancia al centro comercial es de 325 m y está rodeada por una zona de mayor densidad urbana y de hospedajes residenciales.

Por último, "Lucero", tiene una superficie aproximada de 2 ha., existen *P. radiata* y *Eucalyptus globulus* encontrando manchones de conchilla en superficie. Se encuentra a 515 m del centro comercial y es una zona residencial.

En cada parcela se definieron los SA existentes, con las siguientes particularidades:

1- **SA relacionados a la provisión**. No son muy relevantes en esta localidad, las forestaciones no tienen finalidades productivas, no se extrae madera y hay escasa recolección de leña, no obstante, se puede encontrar productos forestales no madereros como "piñas" para artesanías y eventualmente hongos.

2- SA ciclo hidrológico. La forestación en Mar de las Pampas crea un mantillo forestal, el cual protege el suelo del impacto de las gotas de lluvia, adiciona materia orgánica al suelo mineral y mantiene altas tasas de infiltración y percolación en el suelo y subsuelo. Esto permite que el agua de lluvia penetre en el suelo mineral y se mueva tanto en forma lateral (flujo sub superficial) como vertical (percolación profunda). La percolación permite crear acuíferos y mantener el flujo base durante la estación seca. El acuífero funciona como un espacio tridimensional que almacena agua en forma dinámica, o sea gana y pierde agua en el tiempo. La capacidad de almacenar y transmitir agua del acuífero está en función del material geológico que lo conforma (Ej. Arcillas,

arenas, gravas, arenisca, etc.), de la topografía (depresiones / altos), de la densidad y de la viscosidad del agua. En general, los acuíferos formados por gravas y arenas son los más productivos en términos de rendimiento hídrico, como es el caso de estas parcelas.

3- SA relacionados a procesos de regulación. Pueden destacarse la prevención de la erosión y el aporte fundante de la forestación en la fijación de dunas, a través de un proceso que crea y a la vez permite mantener suelos fértiles. Existe una importancia significativa de los procesos de regulación del aire. También son destacables los efectos de la forestación en la moderación de la velocidad del viento, muy significativa en un ambiente costero, y el servicio de sombra, que regula las altas temperaturas que se producen sobre suelo arenoso.

En Mar de las Pampas se produjo un fenómeno geomorfológico interesante, contrario a lo que ocurre en la mayoría de las urbanizaciones de la costa atlántica norte de la provincia de Buenos Aires, que es el crecimiento en altura de la duna, su movimiento y cambio de la longitud de la playa. Año a año la duna crece entre 20 y 50cm debido a la retención de arena que genera el bosque urbano.

4- SA de provisión de hábitat para la preservación de la biodiversidad. No tiene mayor representación para el mantenimiento de biodiversidad genética, o que tengan alguna particularidad que derive en alguna preocupación de orden conservacionista. No obstante, en el contexto de un ecosistema natural reemplazado por una plantación forestal, a pesar de no ser el hábitat original de las especies, aporta refugio y medio de subsistencia para muchas de las especies de importancia en la zona. La fauna de Mar de las Pampas se halla representada mayoritariamente por tetrápodos, aves, seguida en menor proporción por mamíferos, reptiles y anfibios.

Los ambientes costeros de la Provincia proveen condiciones especiales para la existencia de algunas especies que no se encuentran en otros sitios. Se encuentran 45 especies de aves en el Partido de Villa Gesell, 43 de ellas nativas. Entre las aves deben tener mención especial el Ostrero común (*Haematopus ostralegus*) (Figura 2), que encuentra en estas latitudes su punto de distribución geográfica más septentrional; y el chorlito canela (*Tryngites subruficollis*), una especie que es considerada de interés para el Censo Neotropical de Aves Acuáticas (http://www.avesargentinas.org.ar/aves-acu%C3%A1ticas).

En cuanto a los anfibios y reptiles, solo existe como registro de estudio en ambientes dunícolas costeros el relevamiento realizado por Kacoliris (2006), de cuya lista de especies se destaca la lagartija de las dunas (*Liolaemus multimaculatu*), una lagartija de coloración rojiza, endémica de la zona y de condición vulnerable (Figura 3).



En relación a los mamíferos registrados se encuentran la comadreja overa (*Didelphys azarae*), el zorro (*Ducycion culpaeus smithers*), el cuis (*Cavia aperea pamparum*), el tuco tuco (*Ctenomys tabrum*), el coypo (*Myocastor coypus bonariensis*), el zorrino (*Conepatus casteneus*), el ratón pampeano (*Akodon azarae*) y la liebre (*Lepus europaeus*).

5- SA relativos al almacenamiento y secuestro de carbono. Se está trabajando en el inventario de carbono de la localidad. Existen renovales propios de una sucesión secundaria, asociable a un proceso de revegetación que sin la forestación no existiría.

6- SA culturales / identidad cultural. Para Mar de las Pampas son los más importantes. La forestación estuvo ligada a la creación de la localidad desde sus inicios. Esto deriva en un proceso de identificación profunda del conjunto de la población estable, como así también del cuerpo de turistas que se acercan seducidos por la presencia de un entorno verde. Por lo tanto, quedan definidas dos instancias claras de prestación social y cultural de la forestación en Mar de las Pampas, una relacionada a la valoración que tiene por parte de los habitantes de la localidad y la otra ligada al turismo. Para considerar la implicancia que tiene en esta última es importante definir al turismo como uno de los campos en los cuales se da el uso de recursos naturales con intencionalidades económica y social (Figura 4).

En los segmentos de turismo que involucran los recursos naturales como el ecoturismo y el turismo de naturaleza, los cuales buscan y utilizan espacios naturales que permiten el desarrollo de actividades de ocio en contacto con la naturaleza, los recursos naturales son tratados como "materia prima" transformada en producto de consumo para los turistas. El uso de esos recursos naturales también implica valores sociales además de los económicos.



El turismo como actividad económica utiliza recursos que son su "materia prima", pero a diferencia de los demás procesos productivos los "consume" en su propio lugar de origen y de forma normalmente intangible, sin que exista en principio agotamiento sino la permanencia de los recursos como bienes de mercado (Pires, 2003), como ser:

- Oportunidad para recreación y Turismo
- Expresiones de cultura, arte y diseño
- Experiencias espirituales
- Información para el desarrollo cognitivo

Un primer avance de este trabajo, en el plano económico, fue identificar una relación directa entre cobertura boscosa y valor que le otorga el turista a la localidad, a través de la cuantificación de la valuación de los alquileres temporales en época veraniega. A través de un modelo hedónico de regresión se estimó que los turistas están dispuestos a pagar \$23.000 más por arrendar -en la temporada estival completa- una propiedad ubicada bajo un bosque urbano de máxima cobertura, en comparación con otra propiedad situada en un área sin árboles (Denegri et al, 2018). De esta manera se refleja otro SA de la forestación indicando económicamente su importancia.

CONCLUSIONES

A partir del reconocimiento y posterior profundización de los estudios de los servicios ambientales de la forestación marpampeana (identificación, cuantificación y valorización), éstos permitirán actuar y recomendar acciones en la toma de decisiones en la planificación territorial, resaltando el rol de la dimensión ambiental forestal, y consecuentemente apoyar un turismo sustentable social, económico y ambiental. Esta inclusión deberá ser abordada desde la perspectiva de su creciente complejidad y a través del trabajo interdisciplinario, con la participación de los actores locales.

El crecimiento y contención de la duna costera paralela al mar y sus consecuencias deben ser analizados en el marco de un sistema dinámico, debido a que su potencial pérdida podría aumentar los procesos de erosión y consecuentemente provocarse una disminución de la playa disponible (esta hipótesis debería ser puesta a prueba mediante investigaciones a campo de mayor detalle que la sola evidencia empírica).

Con respecto a los servicios relacionados con la biodiversidad, se debería plantear un estudio de mayor profundidad para indagar sobre el impacto de las forestaciones sobre la fauna y flora autóctonas a lo largo de períodos que permitan captar mejor la interacción con las masas forestales implantadas, superando la fase inicial de avistaje y/o identificación.

Si bien aún no fue cuantificado, la existencia de carbono acumulado en el bosque urbano constituye un importante servicio, aunque está comprometido ante la falta de manejo silvícola de la forestación, considerando un riesgo muy alto de incendios, tal como sucede recurrentemente. La falta de manejo, además, genera riesgos de ataques de plagas y caídas de árboles o ramas, que no solo afectan al servicio ambiental, sino que también pone en riesgo vidas humanas y repercute negativamente en el turismo, principal fuente de ingreso de la localidad.

Tal como se infiere del empleo de la metodología de precios hedónicos, el valor turístico del bosque urbano en Mar de las Pampas es determinante de una diferencia en materia de ingresos a favor de la localidad, circunstancia asociada a que la mayoría de las construcciones están ubicadas bajo el estrato de mayor de cobertura de copas.

REFERENCIAS

Aeroterra, S. A. Atlas de suelos de la República Argentina. SAGyP-INTA, 1, 731. (1995).

Balvanera, P., Castillo, A., Chavero, E. L., Caballero, K., Quijas, S., Flores, A. & Maass, M. Marcos conceptuales interdisciplinarios para el estudio de los servicios ecosistémicos en América Latina. *El valor ecológico, social y económico de los servicios ecosistémicos. Conceptos, herramientas y estudio de casos.* Laterra, P., Jobbágy, E., & Paruelo, editores. Ediciones INTA, 39-67. Bs As Argentina (2011). Disponible en: https://ced.agro.uba.ar/ubatic/sites/default/files/files/libro_serv_ecosist/pdf/Capitulo_02.pdf (01/08/2017)

- Bracaccini, O. Cuenca del Salado, En *Geología Regional Argentina*. Ed. Leanza, A.F. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina. 407-417. (1972)
- Dadon, J. Historia ambiental y turismo en la costa bonaerense: De playas, vacaciones y ecología". Todo es Historia, 450, 54-62. Bs As, Argentina (2005). Disponible en: http://www.ecologiamarina.com.ar/down/hatcb.pdf (12/09/2016)
- de Groot, R.S., Fisher, B., Christie, M., Aronson, J., Braat, L., Haines-Young, R., Gowdy, J., Maltby, E., Neuville, A., Polasky, S., Portela, R., & I. Ring Integrating the ecological and economic dimensiones in biodiversity and ecosystem service valuation. Chapter 1 In: P. Kumar (ed.), *The Economics of Ecosystems and Biodiversity: Ecological and Economic Foundation*. Earthscan Ltd, London, United kingdom. (2010).
- Denegri, G. y Gaspari F. Lineamientos para la formulación de pagos por servicios ambientales. Estudio de caso: alta cuenca del río sauce grande. Argentina. Cuadernos Geográficos 46 93-110. Granda España (2010)
- Denegri G., Rodríguez Vagaria A., Mihailof J., Mársico J. y Acciaresi G. Bosques urbanos: su aporte al turismo en la costa atlántica norte de Argentina. Estudios y Perspectivas en Turismo. Bs As, Argentina. Aceptado para su publicación en 27(3) (2018)
- Hueting, R., Reijnders, L., de Boer, B., Lambooy, J., & Jansen, H. The concept of environmental function and its valuation. Ecological Economics, 25(1), 31-35. (1998)
- Marcomini, S. y López, R. A. Estrategias for the coastal management of Villa Gesell, Argentina. Proceedings of the Conference on Coastal Change'95, Bordomer 95, 819-831. París Francia (1995)
- Moll, G., Gangloff, D., Moll, G., & Gangloff, D. Silvicultura urbana en los Estados Unidos. Revista Unasylva 155 (39): 36, 45. (1987).
- Muñoz-Pedreros, A. La evaluación del paisaje: una herramienta de gestión ambiental. Revista chilena de historia natural, Santiago, Chile. 77(1), 139-156. (2004).
- Orellano, H., Isla, F. & Juárez, V. (2003) Implementación de un SIG en la evaluación de la aptitud para prácticas forestales en el litoral bonaerense. Boletim Paranaense de Geociências, 53, 27-34. Curitiba, Brasil (2003)
- Parker, G., y R. A. Violante Geología del Frente de costa y plataforma interior entre Pinamar y Mar de Ajó. Acta Oceanográfica Argentina 3 (1): 57-91. Buenos Aires, Argentina. 103:199. (1989).
- Pires, P. Interfaces ambientais do turismo. In: Trigo, L. G. G. (org.) Turismo: como aprender, como ensinar. Editora Senac, São Paulo, Brasil, 229-255 (2003)

RED DE SENSORES INALÁMBRICA APLICADA A ALERTAS Y PREDICCIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE INCENDIOS FORESTALES

Rodrigo Atilio Elgueta^a, Miguel Méndez-Garabetti^{a,b}

^aUniverisdad de Mendoza, Dirección de Posgrado, Facultad de Ingeniería, ARGENTINA ^bConsejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), ARGENTINA

e-mail: rodrigo.elgueta@um.edu.ar

RESUMEN

El seguimiento y prevención de catástrofes naturales es uno de los diversos campos de aplicación para las Redes de Sensores Inalámbricas. Los incendios forestales son parte de ellas generando grandes pérdidas y daños alrededor del mundo. En este contexto, el presente trabajo tiene como objetivo desarrollar y planificar el despliegue de una red de sensores inalámbrica para la cuantificación de ciertas variables ambientales que permitan detectar incendios. La misma estará constituida por elementos de muy bajo coste, en virtud de que se prevee su pérdida y trabajará con frecuencias y protocolos de red convencionales, conocidos y compatibles con cualquier equipo que sea capaz de operar con los estándares WiFi, permitiendo que la captura de los datos de la red, pueda realizarse "in situ" donde la misma esté desplegada mediante dispositivos convencionales. Además, se espera que las mismas puedan ser incorporadas como entradas en un sistema de predicción del comportamiento de incendios forestales que estará compuesto por el método conocido como ESS-IM (Sistema Estadístico Evolutivo con Modelo de Islas). Para ello, la presente, pretende además de hacer un seguimiento de incendios y nutrir de variables de entrada a modelos predictivos de comportamiento del fuego, convertirse en una herramienta significante para minimizar los daños causados por este tipo de fenómenos.

Palabras Clave: Red Inalámbrica, Sensores, Incendios Forestales.

INTRODUCCIÓN

Las causas que dan lugar a los incendios forestales pueden ser tanto de tipo estructural como inmediatas, dentro de estas últimas, las mismas pueden clasificarse en aquellas que derivan de comportamiento antrópico o de agentes naturales, siendo la primera, la que agrupa la mayor probabilidad de ocurrencias.

Cuando un incendio comienza, está en fase de iniciación, cuando el mismo se extiende por la vegetación cercana, se encuentra en fase de propagación y finalmente entra en la etapa de extinción, finalizando por causas naturales (lluvia o falta de vegetación) o por acción humana (labores de extinción).

Durante muchos años se ha trabajado en el desarrollo de diferentes herramientas para la prevención, detección y predicción de incendios forestales. Cada una de éstas corresponde a distintas fases del proceso de lucha contra incendios.

La prevención tiene como objetivo lograr que los incendios no alcancen a materializarse; la detección se concentra en determinar la ubicación de los focos de incendio antes de que éstos adquieran una magnitud tal que lleve a perder el control sobre ellos; y por último la predicción, que tiene dos acepciones: predicción de incendios forestales y predicción del comportamiento de incendios forestales. La primera de ellas intenta predecir la ocurrencia de incendios antes de que estos sucedan, mientras que la segunda, busca determinar el posible comportamiento de un incendio forestal una vez que éste ya se ha iniciado, permitiendo tomar decisiones acertadas en el plan de acción a tomar.

Uno de los retos más importantes que enfrenta un modelo de predicción de incendios forestales es el de disminuir los efectos de la incertidumbre i.e., intentar conocer con el mayor grado de precisión posible los valores de los parámetros de entrada que determinan el comportamiento del modelo.

Las implementaciones computacionales de dichos modelos suelen realizarse con simuladores de comportamiento de incendios. Éstos suelen requerir el uso de gran capacidad de cálculo, debido a que generalmente se realiza un gran número de simulaciones por cada incendio en consideración. Debido al tamaño del conjunto de datos y la complejidad de las operaciones que deben efectuarse sobre los mismos, puede requerirse la utilización de sistemas de alto rendimiento (HPC, High performance Computing) para resolver el problema en el menor tiempo posible.

Las redes de sensores inalámbricas, además de utilizarse como sistema de detección de incendios en tiempo real, pueden ser un complemento importante para reducir significativamente el tiempo de procesamiento necesario de los sistemas de predicción actuales. A fin de reducir la brecha de incertidumbre del modelo, podría alimentar al simulador con información real de un determinado parámetro, el cual, anteriormente era desconocido y calculado en base a estimaciones indirectas.

Las redes de sensores inalámbricas (WSN, Wireless Sensor Networks) también se encuadran dentro de la llamada "Inteligencia Ambiental" y se encuentra ligada a los últimos avances en computación ubicua y los nuevos conceptos de interacción inteligente entre usuario y máquina. Desde el punto de vista práctico, consiste en la creación de una serie de objetos de uso cotidiano con cualidades interactivas suaves y no invasivas, siendo su objetivo fundamental, dotar a objetos de capacidades de adquisición de información, procesamiento y comunicación para ofrecer nuevos servicios a los usuarios.

Por lo tanto, las WSN se basan en dispositivos de bajo coste y consumo llamados nodos (motes), capaces de obtener información de su entorno, procesarla localmente, y comunicarla a través de enlaces inalámbricos hasta un nodo central de coordinación.

Los nodos actúan como elementos de la infraestructura de comunicaciones al reenviar los mensajes transmitidos por nodos más lejanos hacia al centro de coordinación.

La red de sensores inalámbricos está formada por numerosos dispositivos distribuidos

espacialmente, que utilizan sensores para controlar diversas condiciones en distintos puntos, como temperatura, humedad y presión entre otras. Los dispositivos son unidades autónomas que constan de un microcontrolador, una fuente de energía, un radio-transceptor y un elemento sensor.

Las capacidades de autodiagnóstico, auto-configuración, auto-organización, autorestauración y reparación, son propiedades que se han desarrollado para este tipo de redes para solventar problemas que no eran posibles con otras tecnologías.

Se caracterizan por ser redes desatendidas, con alta probabilidad de fallo en cada componente, habitualmente construidas ad-hoc para resolver un problema muy concreto, es decir, para ejecutar una única aplicación.

Existen diversas áreas de aplicación para las WSN, entre las que se destacan: monitoreo de energía, condiciones estructurales, transporte, monitoreo industrial y monitoreo ambiental.

Enmarcado en esta última, el presente trabajo desarrolla un proyecto de utilización de una WSN con componentes de bajo costo para la detección de incendios forestales y su conexión con modelos de predicción para su prevención o seguimiento.

ESQUEMAS Y DESPLIEGUE

Hay dos alternativas posibles para la topología de red: plana y jerárquica. En la topología plana, los nodos del sensor se ejecutan de manera totalmente distribuida con las mismas responsabilidades. En una topología jerárquica agrupada, algunos nodos se designan como cabezales de clúster con más responsabilidad de controlar otros nodos miembros (ordinarios).

"Realizamos varias pruebas y observamos que el uso de una topología agrupada proporciona ventajas importantes para la detección de incendios de redes de sensores. Por lo tanto, proponemos una topología lógica agrupada para que la red controle adecuada y adaptativamente los nodos del sensor bajo diversas condiciones" (Yunus Emre Aslan et Al., 2012).

El presente trabajo, además de utilizar una topología agrupada, considera un diseño con patrones en disposición de cuadrícula regulares de igual distribución con consumo energético balanceado. Esto, se ha establecido de esta manera ya que además de facilitar la comunicación, proporcionaría la localización de los elementos, realizando una cuadrícula en el terreno evitando el uso de sensores GPS por nodo como el utilizado en publicaciones de modelado mediante múltiples envolventes.

De esta manera, cada sensor sería arrojado en un punto específico de marca GPS dentro de la cuadrícula y su ID estaría asociado a la misma, permitiendo establecer su ubicación (ver Fig. 1).



Fig. 1 Cuadrícula en terreno para detección de posicionamiento de sensores

EQUIPAMIENTO A UTILIZAR

Debido a la existencia de variables mínimas que deben ser monitoreadas, el trabajo de tesis, cuenta con sistema de adquisición de datos mediante la utilización de sensores específicos. Un ejemplo de ello, es el sensor DHT11, utilizado en el anteproyecto de tesis para obtener valores en tiempo real de temperatura y humedad de un lugar específico.

Asimismo, la existencia de Monóxido de Carbono, es el resultado de la combustión incompleta de materiales que contienen carbono, por lo que se puede concluir que si dicho gas está presente, existe un incendio en proceso, por lo que es de gran interés contar con sensores de monóxido de carbono, como el "MQ7" por ejemplo en virtud de que el proyecto de tesis pretende, a su vez, utilizar las mediciones de determinados valores de dicho gas en diferentes nodos para calcular la velocidad y dirección del viento.

Los sensores estarán conectados a un nodo o "mote" que tendrá interfaces de Entrada/Salida para sensores, memoria y un procesador. Si bien existe una diversidad de componentes de bajo coste y amplia aceptación, como el caso de Arduino, se optó por utilizar como mote el chip esp8266 integrando su capacidad de control y acceso de redes inalámbricas con su capacidad de procesamiento utilizando sus diferentes Entradas y Salidas. En este punto en particular, a los fines prácticos y de tamaño, se utilizó la placa WeMos D1 Mini (ver fig.2) que incorpora un ESP8266 y es compatible con el IDE Arduino, lo que permite su programación directa mediante la utilización de la librerías "ESP8266 core for Arduino" diseñadas por Ivan Grokhot.



Fig. 2: ESP 8266 - D1 WeMos mini

PROTOCOLOS Y PRIMITIVAS DE CONEXIÓN

Este punto se está estudiando cuidadosamente, ya que está en proceso de decisión basado en pruebas de laboratorio y costes, la utilización de diferentes tecnologías, entre ellas las más importantes son: IEEE 802.15.4, ZigBee eIEEE 802.11 b/g/n. Si bien ZigBee está basada en IEEE 802.15.4 y por lo tanto posee un bajo consumo, acepta topologías tipo mesh y es de fácil integración, aún es una tecnología de alto costo para aplicaciones como la del presente trabajo, por lo que se está investigando alternativas para la utilización de componentes con el estándar IEEE 802.11 b/g/n de bajo consumo.

Además de la disposición de cuadrícula vista anteriormente, la topología lógica a utilizar será mesh. Se espera que esta característica, posea ventajas para la detección de incendios debido a que, ante cambios de condiciones, reaccionaría ante amenazas de fuego y se regeneraría en forma automática, permitiendo ante la pérdida de cualquier nodo, continuar recibiendo datos de modo que la estructuración y administración de la red, sería autónomo. Es decir, contaría con una red ad-hoc, lo que significa que no se requiere planificación, controlador central o enrutador. Cualquier sistema de 1 o más nodos se autoorganizará en una malla completamente funcional, limitándose la misma por la cantidad de memoria que se asigne al búfer de sub-conexiones.

En el proyecto de Tesis, se está trabajando con una red Mesh basada en JSON para todos sus mensajes. Esto hace que el código y los mensajes sean legibles y fáciles de entender por y facilita la integración front-ends de javascript, aplicaciones web y otras aplicaciones que serían primordiales y necesarias para la alimentación de datos a los sistemas de predicción.

La red mesh utilizada en el proyecto de tesis, no usa las bibliotecas Arduino WiFi, por lo que no es una red de nodos TCP / IP. Sino que, cada uno de los nodos está identificado de forma única por su chipID de 32 bits que se recupera del esp8266 utilizando la llamada a system_get_chip_id () en el SDK. Por lo que cada esp8266 tendrá un número único. Los mensajes pueden transmitirse a todos los nodos de la malla, o enviarse específicamente a un nodo individual que se identifica con su chipID.

INTEGRACIÓN CON MÉTODO DE PREDICCIÓN

Respecto a la representación de datos y alarmas, si bien no es parte de este trabajo el desarrollo de los paneles de control, los parámetros censados podrían ser capturados por cualquier sistema de tiempo real o bien introducidos como entradas de parámetros reales a modelos de predicción de incendio, ya que las estaciones base serían capaces de reconocer y almacenar esos valores.

Asimismo, como se nombró en el punto anterior, al utilizar JSON, se facilitaría la integración sobre aplicaciones que alimenten a los sistemas de predicción.

INTEGRACIÓN IoT

Si bien la red Mesh entre los ESP8266, como se explicó anteriormente, no utiliza la pila de protocolos TCP/IP, es posible conectarse a cualquier nodo de la WSN mediante el

puerto serial y obtener el estado de los nodos o bien, desde cualquier dispositivo que permita conectarse a WIFI, capturar los datos en tiempo real mediante la utilización de Apps propietarias o gratuitas que permiten la integración con IoT, tales como Virtuino (ver Fig. 3).



Fig. 3: Parámetros medials mediante Vituino

RESULTADOS

Como objetivo de la WSN, se busca que sea auto regenerativa para que continúe funcionando ante el fallo de algún nodo, también se necesita que la misma posea la capacidad de adaptarse a ambientes hostiles y que a su vez permita optimizar los recursos y la vida útil de los sensores mediante la definición de una arquitectura y protocolo de comunicación que lo permitan.

Se han hecho pruebas de laboratorio en donde se observa el despliegue de WSN mediante dispositivos WeMos D1 Mini en forma satisfactoria y se han capturado los datos de los sensores de cada nodo, se ha comprobado la autoregeneración de la red Mesh y se ha probado que el tiempo de respuesta utilizando el método descripto vs TCP/IP mejora significativamente la pérdida de paquetes y agiliza la conexión (ver Fig. 4).

startHere:	Received	trom	534789	msa=Nodo:	529993	25.00%H: 32.00
startHere:	Received	from	534789	msa=Nodo:	534789	nan%H: nan
startHere:	Received	from	534789	msa=Nodo:	535864	25.00%H: 30.00
startHere:	Received	from	534789	msa=Nodo:	529993	25.00%H: 18.00
startHere:	Received	from	534789	msa=Nodo:	534789	nan%H: nan
startHere:	Received	from	534789	msa=Nodo:	534789	nan%H: nan
startHere:	New Conne	ectio	n, adop	t=1		
startHere:	Received	from	529993	msq=Nodo:	529993	25.00%H: 42.00
startHere:	Received	from	529993	msq=Nodo:	529993	25.00%H: 43.00
startHere:	Received	from	529993	msq=Nodo:	529993	25.00%H: 18.00
startHere:	Received	from	529993	msq=Nodo:	529993	25.00%H: 27.00
startHere:	New Conne	ectio	n, adop [.]	t=0		
startHere:	Received	from	529993	msg=Nodo:	529993	25.00%H: 27.00
startHere:	Received	from	534789	msg=Nodo:	534789	nan%H: nan
startHere:	Received	from	534789	msg=Nodo:	534789	nan%H: nan
startHere:	Received	from	529993	msg=Nodo:	529993	27.00%H: 28.00
startHere:	Received	from	534789	msg=Nodo:	534789	nan%H: nan
startHere:	Received	from	534789	msg=Nodo:	534789	nan%H: nan
startHere:	Received	from	529993	msg=Nodo:	529993	25.00%H: 28.00
startHere:	Received	from	529993	msg=Nodo:	529993	nan%H: nan
startHere:	Received	from	529993	msg=Nodo:	529993	32.00%H: 27.00
startHere:	Received	from	534789	msg=Nodo:	534789	nan%H: nan
startHere:	Received	from	529993	msg=Nodo:	529993	33.00%H: 26.00
startHere:	Received	from	534789	msg=Nodo:	534789	nan%H: nan
startHere:	Received	from	534789	msg=Nodo:	534789	nan%H: nan
startHere:	Received	from	534789	msg=Nodo:	534789	nan%H: nan
startHere:	Received	from	534789	msg=Nodo:	535864	25.00%H: 45.00
startHere:	Received	from	534789	msg=Nodo:	534789	nan%H: nan
startHere:	Received	from	534789	msg=Nodo:	535864	25.00%H: 42.00
startHere:	Received	from	534789	msg=Nodo:	535864	25.00%H: 18.00
startHere:	New Conne	ectio	n, adop [.]	t=1		
startHere:	Received	from	535864	msg=Nodo:	535864	24.00%H: 43.00
startHere:	Received	from	535864	msg=Nodo:	529993	33.00%H: 41.00
startHere:	Received	from	535864	msg=Nodo:	529993	24.00%H: 31.00
startHere:	Received	from	535864	msg=Nodo:	529993	25.00%H: 18.00
startHere:	Received	from	535864	msg=Nodo:	535864	24.00%H: 44.00
startHere:	Received	from	535864	msg=Nodo:	535864	24.00%H: 44.00
startHere:	Received	from	535864	msg=Nodo:	529993	23.00%H: 30.00
startHere:	Received	from	535864	msg=Nodo:	535864	24.00%H: 21.00
	Received	from	535864	msg=Nodo:	535864	29.00%H: 17.00
startHere:	Peceived	from	535864	msq=Nodo:	529993	25.00%H: 30.00

Fig. 4: Regeneración de Red Mesh capturada desde un nodo, claramente se observa cómo cambia automáticamente la topología al conectar y desconectar los "cluster head"

Además, se han hecho pruebas con resultados positivos capturando los datos censados desde los nodos mediante conexiones seriales a una PC y realizando capturas desde dispositivos móviles mediante WIFI utilizando "Virtuino" como App de captura e interfaz gráfica para el monitoreo de los parámetros censados.

CONCLUSIONES

Actualmente, el trabajo en desarrollo, parte desde el enfoque de integración de todos los dispositivos de red, control, energía, etc., que formarán un nodo, para la implementación de una WSN para recolectar datos de los sensores y diseñada para poder ser utilizada como entrada del método ESS-IM.

La incorporación de WSN para la lucha contra el fuego mediante la captura de parámetros medidos en tiempo real, podría detectar la ocurrencia de incendios forestales, colaborar en su prevención y alimentar modelos de predicción de su

comportamiento en función de las variables de entrada del método ESS-IM.

REFERENCIAS

- Comision Nacional Forestal. Guía práctica para comunicadores Incendios Forestales. San Juan de Ocatán. Guadalajara. México. (2010)
- E.A. Johnson, K. Miyanishi, ForestFires: Behavior and EcologicalEffects. AcademicPress. (2001)
- Fernandez Barcell Manuel. Wireless Sensor Network. Recuperado de: http://www.mfbarcell.es/conferencias/wsn.pdf (2015)
- Frausto, Juan Manuel y Landa, Rossana Incendios forestales. Definiendo el problema, ecología y manejo, participación social, fortalecimiento de capacidades. Educación y divulgación. Mundi Prensa. (2005)
- Garbarino Jimena. Tesis: Protocolos para redes de sensores inalámbricas. Facultad de Ingeniería. Universidad de Buenos Aires. (2011)
- J.D. Lowe. Wildland Firefighting Practices. Delmar Thomson Learning. (2000)
- Méndez-Garabetti Miguel, Tardivo María Laura, Bianchini Germán, y Caymes-Scutari Paola. Predicción del Comportamiento de Incendios Forestales mediante un Método de Reducción de Incertidumbre basado en HPC y Evolución Diferencial. presentación XVI Workshop de Investigadores en Ciencias de la Computación 2014. (2014)
- Méndez-Garabetti Miguel, Bianchini Germán, Caymes-Scutari Paola, y Tardivo María Laura (2016). Increase in the quality of the prediction of a computational wildfire behavior method throught heimprovement of the internal metaheuristic. Fire Safety Journal, 82, 49-62. (2016)
- Molina, DM; Grillo-Delgado, F; Garcia-Marco, D, (2006). Uso del fuego prescrito para la creación de rodales cortafuegos: estudio del caso "Las Mesas de Ana López", Vega de San Mateo, Gran Canaria, España. InvestAgrar: SistRecurFor 15(3), 271-276, Madrid (2006)
- Ni.com. Innovations National Instruments. [online] Available at: <u>http://www.ni.com/wsn/applications/esa</u> (2017).
- Pausas, J. G. 2012. Incendios forestales. Ed Catarata-CSIC (2012)
- P.N. Omni, ForestFires: A Reference Handbook. ContemporaryWorldIssues. (2005)
- Serna M Ángeles, Bermúdez Aurelio, y Casado Rafael (septiembre de 2012). Modelado de incendios forestales con WSNs mediante múltiples envolventes. En Manzoni (moderador). Jornadas de la Sociedad de Arquitectura y Tecnología de Computadores (SARTECO). Sesión 3C de las Jornadas SartecoElx, llevada a cabo en Elche, Valencia, España. (2012)
- Solobera Javier.. Libelium: Detecting Forest Firesusing Wireless Sensor Networks. Zaragoza,

España. Recuperado http://www.libelium.com/wireless_sensor_networks_to_detec_forest_fires/ (2010)

- Waqas Ali, Abdullah, y Ishfaq-ur-rashid. A Surveyon WSN-based Forest Fire Detection Techniques. International Journal of Scientific Research in Computer Science, Engineering and Information Technology. 1(1), 60-65. (2016)
- Yunus Emre Aslan, Ibrahim Korpeoglu, y Özgür Ulusoy (2012). A framework for use of wireless sensor networks in forestfire detection and monitoring. Computers, Environment and Urban Systems, 36 614–625. (2012)

CARACTERIZACIÓN DE AEROSOLES ATMOSFÉRICOS CON INFLUENCIA EN GLACIARES DEL CERRO TRONADOR

Espada, R.^{*a,b*}, Gelman Constantin, J.^{*a,c,d*}, Rössler, C.^{*a,d*} Dawidowski, L.^{*a,d*} y Gómez, D.R.^{*a*}

^a Gerencia Química, Comisión Nacional de Energía Atómica, ARGENTINA. ^b Cátedra de Física, Facultad de Agronomía, Universidad de Buenos Aires, ARGENTINA. ^c Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), ARGENTINA. ^d Instituto de Investigación e Ingeniería Ambiental ,Universidad Nacional de San Martín, ARGENTINA.

e-mail: ramiroespada@cnea.gov.ar

RESUMEN

La influencia del carbono negro (black carbon, BC) y del material particulado en su conjunto en el derretimiento de glaciares es un tema de gran interés en la actualidad debido a la incertidumbre asociada a la magnitud de tal efecto. Especialmente, hay insuficiente cantidad de mediciones experimentales de los distintos procesos físicos y químicos involucrados, lo que dificulta validar las metodologías de simulación del efecto. Con el objetivo de estudiar las fuentes de aerosoles que afectan a los glaciares del Cerro Tronador, se llevó a cabo un análisis combinado con información de sensores remotos y modelos de transporte. Se identificaron eventos de aerosoles (humo, cenizas volcánicas y polvo) por inspección individual de imágenes MODIS y focos de incendios (FIRMS), se evaluaron sus propiedades ópticas de aerosoles AOD e índice de Ångström de MODIS. Luego para evaluar el origen de los aerosoles y su contribución se realizó el análisis de cluster de retrotravectorias calculadas con el modelo de transporte HYSPLIT. Este estudio está asociado a dos campañas de campo al glaciar Alerce en el Cerro Tronador, donde se midió albedo in-situ y se tomaron testigos de hielo para determinar su contenido y composición de partículas. Este análisis permitió establecer las fuentes de aerosoles predominantes en la región que llegan al glaciar, estudiar su variabilidad temporal y establecer un patrón de sus propiedades ópticas. Se identificó que la principal contribución de aerosoles se debe a quema de biomasa proveniente del norte de Argentina y Chile de incendios forestales en la zona andinopatagónica, y de cenizas provenientes de erupciones volcánicas. Las muestras de hielo y nieve tomadas permitieron verificar un contenido importante de partículas, incluyendo una presencia marcada de cenizas volcánicas.

Palabras Clave: Black Carbon, Aerosoles, Glaciares, Albedo.

INTRODUCCIÓN

Los informes de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) destacan entre los componentes de los aerosoles atmosféricos el carbono negro (o BC, por su nombre en inglés, Black Carbon) (Myhre, et al., 2013). El BC es un material carbonoso emitido como consecuencia de la combustión incompleta. A diferencia de otros aerosoles (como los sulfatos y el carbono orgánico, también provenientes de la quema incompleta de biomasa), que principalmente dispersan la luz, el BC absorbe fuertemente la radiación solar en el rango visible de longitud de onda (Bond, et al., 2013), generando un calentamiento de la atmósfera. Pero además de este efecto directo, el BC tiene influencia en el clima a través de varios efectos indirectos, entre los que se destaca su incidencia en el derretimiento de los glaciares. Dicho efecto es un tema de gran interés en la actualidad, a pesar de que se discute su magnitud (Bond, et al., 2013). Especialmente, hay una insuficiente cantidad de mediciones experimentales de los distintos procesos físicos y químicos involucrados, lo que dificulta validar las metodologías de simulación del efecto (Flanner, et al., 2007).

El efecto del BC está siendo estudiado hace años en otras regiones de la criósfera como Los Alpes (Doherty, et al., 2010), el Ártico (Ming, et al., 2013) o el Himalaya (Ménégoz, et al., 2013), sin embargo la información acerca de su efecto sobre la criósfera andina todavía es muy limitada (Molina, et al., 2015). El incremento en el derretimiento de nieves estacionales o permanentes y glaciares podría incidir significativamente en los recursos hídricos y la agricultura de las regiones secas cercanas a la cordillera, especialmente para las poblaciones originarias que viven en comunidades de alta montaña y para los grandes centros urbanos a altitudes circundantes relativamente bajas.

El uso de información proveniente de sensores remotos ha sido de vital importancia para el entendimiento del sistema climático. En particular, constituye una herramienta de gran utilidad en el estudio de la dinámica de los aerosoles atmosféricos ya que nos permite cuantificar los distintos procesos en los cuales están involucrados y analizar su estado espacio-temporal (Yang et al.,2013). Debido a que el "aerosol optical depth" (AOD) y el exponente de Ångström (α) son dependientes de la longitud de onda resultan parámetros de utilidad para la caracterización de las propiedades ópticas de los aerosoles. Esto permite discriminar diferentes tipos de aerosoles tales como los producidos por quema de biomasa, cenizas volcánicas, fuentes urbanas/industriales, tormentas de polvo y aerosoles marinos (Holben et al., 2001).

Para obtener una imagen consistente del transporte de los aerosoles atmosféricos es necesario complementar la información satelital con resultados de modelos de transporte y datos de campo (Gassó, et al., 2010). En este trabajo se utilizó el modelo de transporte lagrangiano HYSPLIT ampliamente usado para el analisis de trayectoria de aerosoles en la atmósfera. El modelo HYSPLIT uiliza campos de información meteorológica del NCEP Global Data Assimilation Scheme (GDAS) de un 1x1 grado de resolución espacial entre otras.

El objetivo de este trabajo es detectar y caracterizar los aerosoles que afectan los glaciares del Cerro Tronador en cuanto a sus propiedades ópticas para poder determinar su origen y relacionarlos con el material reconocido en los testigos de hielo. Esto se sustenta en el uso combinado y complementario de datos satelitales (MODIS), modelos de transporte (HYSPLIT) y observaciones de superficie sobre testigos de hielo.

MÉTODOS

Para el estudio de los aerosoles que potencialmente pueden depositarse en los glaciares del Cerro Tronador, se utilizó distintas fuentes de información que incluye productos satelitales, modelos de simulación y datos recolectados in-situ.

Sitio de estudio

La zona de estudio se halla ubicada en el area del Cerro Tronador, ubicado en la zona sur de la cordillera de los andes, en la frontera entre Argentina (provincia de Río Negro) y Chile (Figura 1). En particular, las campañas a campo se realizaron en el glaciar "Los Alerces" durante los años 2016 y 2017 respectivamente.



Figura 1: Sitio de estudio.

El Cerro Tronador (3475 m a.s.l.; 41.15° S, 71.88° W) es un estratovolcán extinto ubicado en el norte de la Patagonia andina, en el límite entre Argentina y Chile. Del lado Argentino este cerro alberga a 4 glaciares principales (Frías, Alerce, Castaño Overa, Blanco y Manso). La altura de la línea de equilibrio (ELA) del Monte Tronador es de ~2000m a.s.n.m. y sus glaciares tienen una tasa de acumulación y ablación de 5 y -10 metros respectivamente (Ruiz, et al., 2015).

Este estudio contribuye a la comprensión de cuáles son los procesos involucrados en el balance energético (y por lo tanto de másico) de los glaciares de la región. Dado que los glaciares juegan un rol que no puede ignorarse en el sistema climático como sumidero de calor sensible y latente, y además como superficie reflectante de radiación solar es importante el estudio de cuáles son los factores principales que afectan su composición y estructura, y con ello sus propiedades radiativas. Entre los factores más importantes se encuentra la deposición de aerosoles atmosféricos sobre su superficie y su consecuente modificación del albedo de la superficie.

Datos de campaña

Se realizaron dos campañas de campo en abril de 2016 y en abril de 2017 en el Glaciar Alerce, Cerro Tronador, donde se tomaron muestras en las zonas de acumulación y de ablación del mismo. Se tomaron muestras de nieve superficial y subsuperficial usando palas de aluminio para la mayoría de las muestras. En la campaña de 2016 además se utilizó una perforadora manual para la extracción de un testigo de nieve/*firn*, en tramos de 1 m de largo y 10 cm de diámetro.

Las muestras fueron derretidas y filtradas en campo, y los filtros fueron analizados en laboratorio con diversas técnicas: gravimetría por microbalanza; microscopía óptica; microscopía electrónica de barrido (SEM). Otras técnicas están siendo puestas a punto o serán utilizadas en el corto plazo (reflectancia total; reflectancia espectral; fluorescencia de rayos X por reflectancia total TR-XRF; medición termo-óptica de carbono elemental y orgánico, con el OC/EC de Sunset Laboratories), para obtener mayor información sobre la composición del material recolectado.

Inspección de imágenes satelitales.

Con el fin de establecer el origen y tipo de aerosoles en la región de estudio se recopilaron imágenes color verdadero de 250 m de resolución espacial tomadas con el instrumento MODIS a bordo del las plataformas TERRA y AQUA del NASA EOS (Earth Observing System) en el período diciembre del 2013 a abril del 2017. (lance.modaps.eosdis.nasa.gov/realtime). En base a la inspección de estas imágenes se identificaron eventos productores de aerosoles atmosféricos de fechas especificas, y extensión espacial de las plumas generadas. A modo de ejemplo se presentan imagenes en las que se puede observar plumas producidas por una erupción volcánica (izquierda) y por incendios (derecha) respectivamente (**Figura 2**).



Figura 2: Eventos de ceniza (izquierda) y humo (derecha) detectados por imagenes MODIS (AQUA).

Focos de incendios

Para detectar focos de incendios en las cercanías al Cerro Tronador se utilizaron los datos del "Fire Information for Resource Management System" (FIRMS). Esta base de datos cuenta con información georeferenciada en formato vectorial de la presencia de focos de cada día en base a información brindada por imágenes MODIS (firms.modaps.eosdis.nasa.gov/). Los focos de fuegos de FIRMS permiten ubicar las regiones donde se produjo incendios, y también analizar patrones temporales y espaciales.

Propiedades ópticas de los aerosoles

Para caracterizar los aerosoles en la zona de estudio se analizaron algunas de las propiedades ópticas más relevantes: el espesor óptico de aerosoles (AOD) y exponente de Ångström (α) de MODIS de una serie temporal de 10 años (2007-2017) (giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/). El AOD brinda información de la atenuación/dispersión de la radiación debida a aerosoles, lo que está relacionado a la carga de aerosoles en la columna atmosférica. Por otro lado, el α es un parámetro utilizado para diferenciar el tamaño promedio de las partículas que componen el aerosol (Kaskaoutis et al., 2007). Se realizó el estudio de la evolución anual y estacional de los parámetros, una combinación de ellos y el análisis de casos particulares extremos para obtener mayor información acerca del aerosol que afecta el área de estudio.

Retrotrayectorias con HYSPLIT

Con el fin de identificar zonas de aporte potencial de aerosoles al área del Cerro Tronador, se realizó un análisis de cluster de retrotrayectorias con el modelo *"Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model"* (HYSPLIT) desarrollado por NOAA (Stein et al., 2015). Las retrotrayectorias se calcularon a tres alturas: 0, 50 y 500 m sobre el nivel del terreno, cada 6 horas (00, 06, 12 y 18 UTC) desde diciembre de 2013 a abril de 2017. La información meteorológica para alimentar al modelo fue la del Global Data Assimilation System (GDAS) del Air Resources Laboratory (ARL) perteneciente al NOAA, con una resolución espacial de 1 grado y una resolución temporal de 3 horas. En base a las retrotrayectorias obtenidas pudimos analizar la frecuencia con la que arriban al cerro, masas de aire de distintas regiones, y ver cuáles son las zonas emisoras más frecuentes.

RESULTADOS

Eventos volcánicos

En base a la inspección de las imágenes MODIS color verdadero se pudieron detectar fechas en las que tuvieron lugar erupciones volcánicas y determinar la región de afectada por cenizas. Entre las fechas más importantes se encuentran los días de octubre del 2011 durante una erupción secundaria del volcán Puyehue (entrado en erupción en junio). En algunos casos se detectó la llegada de cenizas a la región del cerro Tronador, tanto durante el periodo de erupción como en días posteriores por resuspensión de las cenizas. Otra fecha destacable de aporte de aerosoles al área de estudio fue el 22 de

abril del 2015, durante la erupción el volcán Calbuco (Chile). Sus cenizas se transportaron en la atmósfera a grandes distancias, pasando por el cerro Tronador.

Fuegos y humo

Del análisis de los focos de incendios de la base de datos FIRMS, se pudieron identificar regiones de mayor producción de humo. Se consideró una zona buffer con centro en el Cerro Tronador de un radio de 200 km aproximadamente como muestra la Figura 3. Principalmente se observó alta densidad de fuegos al sur del cerro, en territorio Argentino, y una segunda región al noroeste del cerro, en territorio Chileno (**Figura 3**). Mientras que los focos del sur fueron atribuidos principalmente a incendios forestales, las del lado Chileno son de otra naturaleza dado a que provienen de una región de alta actividad agrícola. Un menor número de focos se identificaron en las cercanías del río Limay al noroeste del cerro Tronador.



Figura 3: Focos de incendio alrededor del cerro tronador (2014-2017).

También se analizó la estacionalidad de los focos de incendio encontrándose que responden a un patrón anual, con mayores incendios durante fines del verano y principios de otoño (Figura 4).



Figura 4: Serie temporal del número de focos de incendio alrededor del Cerro Tronador (2014-2017).

Se identificó que este patrón se corresponde con los fuegos del lado Chileno (al noroeste del cerro tronador). El pico de focos en el año 2015 se encontró que está vinculado a los incendios forestales de una superficie de aproximadamente 42.000 hectáreas en Lago Puelo, Río Turbio, Epuyén y Cholila, ubicados en la provincia de Chubut durante ese verano.

Características ópticas de los aerosoles

El gráfico de AOD vs α (Figura 5) de la serie de datos del periodo 2007-2017 muestra que los valores de α se centran en 1.5, mientras que los de AOD son cercanos a 0.1. Estos valores son típicos de atmosferas con bajas cargas de aerosoles (Kaskaoutis et al., 2007; Toledano et al., 2007). Sin embargo hay un gran número de puntos que se alejan de los valores de atmósfera limpia, y que podrían estar vinculados a días en los cuales hubo ocurrencia de algún evento regional de aerosoles.

En particular, los valores anómalos estuvieron relacionados con eventos volcánicos en su mayoría, y sólo unos pocos coincidieron con días de eventos de humo. Esto es consistente con lo encontrado en la bibliografía ya que según las clasificaciones de aerosoles en base a AOD y α , los valores obtenidos para los días de eventos en las cercanías del Tronados corresponden a aerosoles continentales (Elias et al., 2006; Otero et al., 2006).



Análisis de masas de aire

Con los resultados del modelo HYSPLIT se identificaron las trayectorias de las masas de aire que llegan al cerro y que podrían ser fuente de aerosoles atmosféricos (Figura 6). Las masas de aire predominantes son las provenientes del oeste (~40% de las trayectorias) seguida por aportes del sudoeste (~30%). Esto destaca la susceptibilidad de los glaciares a la actividad volcánica de estas zonas. También se encontraron masas de aire que con menor frecuencia provienienen del noroeste (~15%) y del este (~15%). Esto indicaría que estas masas serían capaces de transportar el humo producido de incendios al norte en el lado Chileno que se producen con regularidad. De la misma forma que se han producido incendios en la región de La Pampa al noreste del cerro y que podrían afectar a la zona de estudio.



Figura 6: Cluster de retrotrayectorias (20014-2017).

Muestras de nieve/firn/hielo

Las muestras que fueron tomadas en campo contienen las partículas depositadas en la superficie del glaciar (por deposición húmeda o seca) en el periodo de 2014 a abril de 2017. El análisis preliminar (estratigrafía, microscopía ótpica y SEM) indica que las muestras presentan un aporte importante de cenizas volcánicas correspondientes a la erupción del volcán Calbuco de abril de 2015 tanto en las muestras correspondientes a nieve o *firn* de esa fecha como a fechas posteriores (seguramente debido a resuspensiones locales de ceniza, aunque no hayan sido detectadas en las imágenes remotas). Ambas microscopías permiten apreciar que hay también proporciones

variables de otros componentes, en especial fragmentos correspondientes a polvo mineral.

La microscopía electrónica de barrido (SEM) evidenció además la presencia de aglomerados de partículas de Black Carbon algunas de las muestras extraidas a campo. Es preciso aún un análisis más completo por SEM (junto con otras técnicas que permiten cuantificar el contenido de BC) para poder determinar la importancia de los depósitos de BC en el Glaciar Alerce y su relación con los eventos de humo observados con las herramientas remotas mencionadas.

CONCLUSIONES

En este trabajo se estudió el origen de los aerosoles que tienen influencia sobre el área del Cerro Tronador. Mediante un análisis combinado de información satelital y análisis de *cluster* de trayectorias se identificaron los principales eventos generadores de aerosoles predominantes en la región que pueden afectar al glaciar Alerce. Se estudió su variabilidad temporal y se estableció un patrón de sus propiedades ópticas.

La principal contribución de aerosoles se debe a humo proveniente del norte de Argentina y Chile de incendios forestales en la zona andino-patagónica, y de cenizas provenientes de erupciones volcánicas.

Los muestras de nieve y firn muestran señales de abundante material piroclástico e incluso de particulas de BC. Estos resultados son consistentes con los resultados obtenidos mediante sensores remotos y modelos de transporte que podrían explicar el origen del BC en el glaciar.

El siguiente paso a dar en nuestra investigación es cuantificar la abundancia de BC en las muestras para comenzar a estimar el efecto de este aerosol en el albedo del glaciar Alerce.

REFERENCIAS

- Bond, T. C. et al. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment. J. Geophys. Res. Atmos. 118, 5380–5552 (2013).
- Doherty, S. J., Warren, S. G., Grenfell, T. C., Clarke, A. D. & Brandt, R. E. Lightabsorbing impurities in Arctic snow. Atmos. Chem. Phys. 10, 11647–11680 (2010).
- Elias, T., Silva, A., Belo, N., Pereira, S., Formenti, P., Helas, G., and Wagner, F. (2006). Aerosol extinction in a remote continental region of the Iberian Peninsula during summer. J. Geophys. Res., 111(D14204):1–20. doi:10.1029/2005JD006610.
- Flanner, M. G., Zender, C. S., Randerson, J. T. & Rasch, P. J. Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. J. Geophys. Res. Atmos. 112, D11202 (2007).
- Gassó S., Stein A., Marino F., Castellano E., Udisti R., and Ceratto J. "A combined observational and modeling approach to study modern dust transport from the Patagonia desert to East Antarctica". Atmospheric. Chemistry and. Physics. doi:10.5194/acp-10-8287 (2010).
- Kaskaoutis, D., Kambezidis, H., Hatzianastassiou, N., Kosmopoulos, P., and Badarinath, K. (2007). Aerosol climatology: on the discrimination of aerosol types over four Aeronet sites. Atmos. Chem. Phys. Discuss., 7:6357–6411.

- Myhre, G. et al. in Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (eds. Stocker, T. F. et al.) 659–740 (Cambridge University Press, 2013). doi:10.1017/ CBO9781107415324.018
- Ming, J., Xiao, C., Du, Z. & Yang, X. An overview of black carbon deposition in High Asia glaciers and its impacts on radiation balance. Adv. Water Resour. 55, 80–87 (2013).
- Ménégoz, M. et al. Snow cover sensitivity to black carbon deposition in the Himalayas: from atmospheric and ice core measurements to regional climate simulations. Atmos. Chem. Phys. 14, 4237–4249 (2014).
- Molina, L. T. et al. Pollution and its impacts on the South American Cryosphere (PISAC). Earth's Futur. (2015). doi:10.1002/2015EF000311.
- Otero, L., Ristori, P., Holben, B., and Quel, E. (2006). Espesor óptico de aerosoles durante el año 2002 para diez estaciones pertenecientes a la red AERONET NASA. Opt. Pura Apl., 39(4):355–364.
- Petzold, A. et al. Recommendations for reporting black carbon measurements. Atmos. Chem. Phys. 13, 8365–8379 (2013).
- Pirazzini, R. Surface albedo measurements over Antarctic sites in summer. J. Geophys. Res. D Atmos. 109, D20118 (2004).
- Painter, T. H. et al. End of the Little Ice Age in the Alps forced by industrial black carbon. Proc. Natl. Acad. Sci. 110, 15216–15221 (2013).
- Ruiz, L. Berthier E., Masiokas M., Pitte P., Villalba R.. "First surface velocity maps for glaciers of Monte Tronador, North Patagonian Andes, derived from sequential Pléiades satellite images". Journal of Glaciology, Vol. 61, No. 229. doi: 10.3189/2015JoG14J134 (2015).
- Stein, A.F., Draxler, R.R, Rolph, G.D., Stunder, B.J.B., Cohen, M.D., and Ngan, F., (2015). NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system, Bull. Amer. Meteor. Soc., 96, 2059-2077.
- Toledano, C., Cachorro, V., Berjón, A., de Frutos, A., Sorribas, M., de la Morena, B., and Goloub, P. (2007a). Aerosol optical depth and Ångström exponent climatology at El Arenosillo AERONET site (Huelva, Spain). Q.J.R. Meteorol. Soc, 133:795– 807. doi:10.1002/qj.54.
- Xie, Yong. "Detection of smoke and dust aerosols using multi-sensor satellite remote sensing measurements" (2009).
- Yang, J., Gong, P., Fu, R., Zhang, M., Chen, J., Liang, S., Xu, B. & Shi, J. "The role of satellite remote sensing in climate change studies. Nature Clim. Change" (2013).

PROTOCOLO DE EVALUACIÓN DE LOS PELIGROS ASOCIADOS A LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA MEDIANTE MODELOS NUMÉRICOS

Esquivel, A.^{*a,b*}, Aguilera, F.^{*a,b*}

^aDepartamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, CHILE ^bCentro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales (CIGIDEN), CONICYT-FONDAP 15110017, CHILE

e-mail: <u>aec005@ucn.cl</u>

RESUMEN

Una de las principales tareas de la volcanología moderna es mejorar la evaluación de los peligros volcánicos mediante metodologías objetivas, replicables y representativas, optimizando el análisis multi-peligro de los procesos derivados de erupciones volcánicas. El documento visual que integra y sintetiza el grado de probabilidad de que algún proceso volcánico (lahares, flujos piroclásticos, caída de tefra, etc.) afecte un lugar concreto en un intervalo de tiempo determinado es el mapa de peligro. Para poder desarrollarlo y que a su vez sea aplicable a cualquier centro eruptivo, se propone un protocolo computacional basado en enfoques probabilísticos y ejecutados en modelos de simulación numérica, de libre acceso, flexible en recursos de sistema y que combinan escenarios eruptivos junto a su recurrencia esperada. Con los software/modulos Ash3D, LaharZ, Q-lavHA, Titan2D y Ballistic, se evaluaron los peligros asociados a la actividades de los volcanes Lascar e Isluga, norte de Chile, donde cuatro escenarios eruptivos fueron considerados (altura columna eruptiva, duración de la erupción y volumen eruptado): a) 5 km, 2 horas y 0.001 km³; b) 10 km, 4 horas, 0,01 km³; c) 25 km, 8 horas, 0,1 km³; d) 35 km, 12 horas, 1 km³. En los resultados se observa que las áreas que pueden ser afectadas, dependiendo de la magnitud de la erupción, pueden ir de decenas a miles de kilómetro cuadrados, ejemplificado en la dispersión de tefra que tradicionalmente con la dirección del viento hacia el este y sureste propaga la pluma eruptiva tanto en territorio chileno como argentino, afectando principalmente rutas aéreas. Los flujos laháricos con el mayor volumen propuesto alcanzan 10 km aproximadamente, los flujos piroclásticos un radio de 5 km alrededor de ambos volcanes, coladas de lava con alcances entre 3 y 6 km, mientras que los proyectiles balísticos 3 km de distancia desde los respectivos cráteres activos.

Palabras Clave: Peligros volcánicos, Modelos numéricos, Protocolos, Mapas de peligro.

INTRODUCCIÓN

Evaluar y cuantificar los peligros de los sistemas volcánicos activos es uno de los desafíos prioritarios en la vulcanología actual, debido a su importante implicancia socioeconómica. Generalmente, esta evaluación se realiza al peligro considerado la mayor amenaza tanto para las personas como área afectada, sin embargo, el enfoque a un solo fenómeno simplifica y desestima la variedad de procesos que típicamente desencadena una erupción volcánica, siendo más integro un planteamiento multi-peligro del volcán estudiado.

En los últimos años, el desarrollo y perfeccionamiento del modelamiento de procesos volcánicos se ha convertido en una útil herramienta para la evaluación de estos fenómenos, obteniendo mapas de peligros volcánicos a partir de la simulaciones numéricas de posibles escenarios eruptivos que contribuyen a la definición y gestión de planes de emergencia orientados a la mitigación del impacto por erupciones volcánicas, así como también planificación territorial. Estos mapas asociados a la actividad volcánica están destinados también para la divulgación en la población local del área afectada, así como potenciales turistas. Además, la evaluación debe ser desarrollada necesariamente en base al conocimiento de la historia eruptiva pasada del volcán, considerando el crecimiento y desarrollo de la población en las áreas volcánicas activas. Los volcanes Láscar e Isluga se encuentran localizados en el segmento volcánico conocido como Zona Volcánica Central (ZVC) que corresponde a la zona de convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana entre los 16-28° S (de Silva y Francis, 1991), en el cual además existen 31 volcanes activos en territorio chileno (Lara et al, 2011).

El volcán Láscar se ubica en los 23°22'S y 67°44'W en la Segunda Región de Antofagasta a 17 km al E de la localidad de Talabre (60 habitantes aproximadamente), a 24 km al NNE de Cámar (60 habitantes aproximadamente), a 30 km al NE de Socaire (140 habitantes aproximadamente), a 34 km al SE de Toconao (630 habitantes aproximadamente) y a unos 70 km al SE de San Pedro de Atacama (2000 habitantes aproximadamente). Es un estratovolcán compuesto con actividad desde unos 240 ka, presenta una altura de 5592 m s.n.m. y en la cima se identifican cinco cráteres alineados en dirección ENE-WSW con una extensión total de 3 km aproximadamente, se disponen de forma anidada y el central y más profundo de estos cráteres es el que actualmente se encuentra activo (Aguilera et al, 2006). El cráter activo muestra permanente actividad fumarólica, formando generalmente una columna eruptiva de baja altura, la cual es interrumpida de forma esporádica por explosiones menores (Gardeweg et al, 2011). El volcán Láscar es actualmente el volcán más activo de la ZVC (Stern, 2004), con más de 30 eventos eruptivos de diferente magnitud desde el siglo XIX (Petit-Breuilh, 2004).

Localizado en la Primera Región de Tarapacá a los 19°09'S y 68°50'W, el volcán Isluga es definido por Cascante, 2015 como un complejo volcánico elongado en dirección E-W, que se encuentra emplazado en el extremo occidental de la cadena volcánica orientada en dirección W-E formada por los volcanes Cabaray, Cibaray, Tata Sabaya y Saxani. El volcán Isluga alcanza los 5550 m s.n.m., se encuentra a 9 km al NW de Enquelga (128 habitantes aproximadamente) y a 24 km al NW del poblado de Colchane (720 habitantes aproximadamente). Isluga está formado por 3 cráteres alineados en dirección E-W, incluido el cráter activo de unos 400 m de diámetro, donde su última actividad conocida fue en 1960 (Cascante, 2015).

MÉTODOS

Se define peligro como la probabilidad de que ocurra un proceso o evento en un área en particular con una intensidad y tiempo definido (Lara et al, 2011). Dentro de las características con respecto a los peligros volcánicos se encuentra la diversidad de procesos que se derivan de una erupción volcánica, cada uno con una metodología diferente que establece el área susceptible a distintos niveles de peligro, para poder

finalmente integrar y visualizar los diferentes procesos volcánicos (proyectiles balísticos, flujos de lava, lahares, flujos piroclásticos, dispersión y caída de tefra) respecto a escenarios prestablecidos. En estos procesos existen diferencias en torno a la magnitud, recurrencia e intensidad de estos (Tilling, 1989), además de la caracterización y dependencia que tienen por separado de ciertas características de un volcán (e.g. pendiente de las laderas, viscosidad del magma; Mossoux et al., 2016), su actividad eruptiva (e.g. altura de la columna eruptiva; Schwaiger et al, 2012) y las condiciones atmosféricas (e.g. velocidad y dirección del viento; Bertin, 2017). En respuesta a esta necesidad de unificar los parámetros requeridos es donde surge la aplicación de un protocolo de modelos numéricos que permite evaluar y comparar entre distintos volcanes los resultados obtenidos, pero siempre con el constante criterio geológico necesario para contrastar estos con la evidencia y registros del volcán en estudio. Con el propósito de parametrizar contextos eruptivos (Newhall y Self, 1982) para el volcán Lascar e Isluga, cuantificar la peligrosidad volcánica de estos, y posteriormente poder comparar los resultados obtenidos, se proponen cuatro escenarios eruptivos que se describen a continuación. Los softwares que se emplearon para simular y evaluar cada proceso, se describen posteriormente.

ESCENARIOS

La definición y caracterización de los escenarios eruptivos se desarrolló en base a criterios de primer orden que evalúan una erupción volcánica (Siebert et al, 2010): i) Índice de Explosividad Volcánica (IEV), es una escala numérica que varía entre 0 y 8, la cual mide la explosividad relativa de erupciones históricas (Newhall y Self, 1982), y de esta escala se desprende los restantes valores a considerar en los escenarios eruptivos; ii) volumen de tefra eruptado en km³; iii) altura de la columna eruptiva en km sobre el cráter; iv) la duración de la fase eruptiva principal. La definición de estos cuatro escenarios fueron propuestos buscando abarcar desde una erupción moderada del tipo vulcaniana hasta una erupción de magnitud mayor del tipo pliniana, derivado del concepto que un episodio eruptivo depende de la relación de magnitud y frecuencia de la erupción (Lara et al, 2011).

Escenario 1: Definido con un IEV 2, la altura de la columna eruptiva de 5 km sobre el cráter, se considera un volumen total de material eruptado de 0,001 km³ y una duración de erupción de 2 horas.

Escenario 2: Determinado con un IEV 3, la columna eruptiva presenta una elevación de 10 km sobre el centro eruptivo, un volumen de tefra total de 0,01 km³ y duración de 4 horas de la erupción.

Escenario 3: Caracterizado por un IEV 4, con una altura de la columna eruptiva de 25 km desde el cráter, volumen de material erupcionado total de 0,1 km³ y una duración de la actividad eruptiva principal de 8 horas.

Escenario 4: Definido como el peor escenario de los cuatro propuesto, con un IEV 5, presenta una altura de 35 km de columna eruptiva sobre el cráter, volumen de tefra eruptada de 1 km³ y fase eruptiva principal con duración de 12 horas.

SOFTWARES

ASH3D

Modelo de volumen finito Euleriano 3-D que predice el movimiento y dispersión de la concentración de cenizas volcánicas transportadas por el aire y la deposición de tefra

durante erupciones volcánicas. El programa fue desarrollado por el Servicio Geológico de Estados Unidos y sus fundamentos son descritos en detalle por Schwaiger et al, 2012. Las variables que ingresa el usuario son el nombre del volcán que entrega la ubicación de este, la fecha, hora y duración de la erupción, la altura de la pluma, volumen eruptado como roca densa equivalente (RDE) del magma y la duración de la simulación. Los archivos resultantes que entrega el modelo se encuentran la carga, concentración y altura de la nube de cenizas, espesor de los depósitos, tiempo de arribo de la nube y el deposito luego de la erupción, así como los aeropuertos afectados.

Los parámetros eruptivos utilizados en el modelo Ash3D corresponden a los cuatro escenarios presentados en la sección anterior. La selección de las fechas en las cuales se simularon las erupciones explosivas se basa en la modelación de direcciones de viento "no tradicionales" características en el fenómeno conocido como invierno altiplánico, se consideran días correspondientes al año 2015 en los meses que se caracteriza este fenómeno con direcciones SW, W y NW. Para el volcán Isluga se consideraron los días 31 de Enero, 4 de Febrero y 14 de Febrero. En el volcán Láscar se simuló en los días 21 de Enero, 9 de Marzo y 20 de Marzo.

LAHARZ

Modelo computacional semi-empírico desarrollado por el Servicio Geológico de Estados Unidos, descrito en profundidad por Schilling, 2014 y que permite delinear posibles zonas de inundación producto de flujos laháricos a través de una combinación de análisis dimensional y estadístico. Con esta combinación determina en función del volumen del lahar (V), las áreas de inundación transversal (A) y planimétrica (B) en donde considerando un volumen constante se delimita el área de inundación producto de los flujos laháricos (Iverson et al, 1998). Entre los parámetros de entrada para el programa se encuentra el modelo de elevación digital (DEM), el volumen del lahar, las coordenadas del inicio de descarga y el valor de la pendiente (H/L).

Para la obtención de los volúmenes de agua potenciales de producir cada evento lahárico, se consideró el menor y el mayor volumen de agua de lluvia en dos meses diferentes para un año estándar en cada volcán, correspondiendo para el Isluga en el mes de Febrero a 121 mm y en Junio a 0,5 mm, mientras que para el Láscar se produjo en Febrero 46 mm y el mínimo fue en Noviembre con 0,8 mm. En el desarrollo de los volúmenes de depósitos de caída, el área de cada drenaje es multiplicado por los espesores de depósito de caída resultantes de la simulación de Ash3D en la zona correspondiente a la ubicación del drenaje individual, dicho procedimiento se lleva a cabo para el escenario 1 y 4, siendo equivalentes a erupciones explosivas de volumen bajo y alto, respectivamente. Una vez obtenido el volumen de agua y el volumen de depósitos de caída es posible calcular el volumen total del lahar, considerando como un flujo de detritos con una proporción de volumen de sólidos de 60% y volumen de agua disponible de 40%.

Q-LAVHA

Complemento que simula la probabilidad de inundación de flujos de lava canalizada a partir de una o varias chimeneas eruptivas distribuidas regularmente en un modelo de elevación digital (DEM) y sus principios son explicados por Mossoux et al, 2016. La longitud terminal del flujo de lava, puede determinarse en base a 3 opciones que entrega el modelo: 1) un valor de longitud fija, que se puede estimar estudiando la longitud máxima alcanzada por los flujos de lava históricos del volcán modelado, 2) una función

de probabilidad de longitud siguiendo una distribución normal de su densidad y 3) modelo basado en las propiedades termo-reológicas del flujo de lava producto de su enfriamiento (FLOWGO). Los parámetros de entrada que requiere son el DEM, las coordenadas de la chimenea eruptiva o fisura origen de la colada, factores correctivos topográficos, umbral de probabilidad y cantidad de iteraciones. Los parámetros de simulación introducidos para ambos volcanes fueron: factores correctivos Hc y Hp, el primero que representa el espesor de la lava se ingresó 30 m tomado como referencia la erupción del Puyehue-Cordón Caulle del año 2011 (Bertin et al, 2012) caracterizado con un VEI 5 y el segundo término simula la capacidad del flujo de lava para rellenar depresiones continuando con su flujo, con un valor de 35 m. El emplazamiento de la lava se controla mediante la tasa de efusión, la cual se usó también como referencia la erupción del Puyehue-Cordón Caulle, ingresando un valor de 80 m³/s; la viscosidad inicial de lava se consideró para una composición andesítica promedio de 1000 Pascal*segundo; la fracción inicial de masa de fenocristales de 0,3 y una proporción del canal (ancho/profundidad) de 1.

TITAN2D

Programa desarrollado por el Grupo Geofísico de Flujo de Masas de la Universidad Estatal de Nueva York en Buffalo, USA y descrito en profundidad sus características por Patra et al, 2005 y Pitman et al, 2003. Simula flujos granulares tales como avalanchas de detritos, flujos piroclásticos y deslizamiento de tierra sobre un DEM. Combina simulaciones numéricas de un flujo con datos de un DEM sobre una interfaz de un GIS, basándose en un modelo de aguas someras para flujos granulares incompresibles tipo Coulomb y se puede ejecutar de forma online en la plataforma Vhub (https://vhub.org/tools/titan2d). Los parámetros que se ingresan en la interfaz son el DEM, las dimensiones de una pila inicial de material o una fuente de flujo que proporciona masa a lo largo de un periodo de tiempo y área a una tasa definida, incluyendo la forma, dirección, altura, volumen, posición y velocidad inicial; ángulo de fricción interna de la pila granular y basal; tiempo límite de simulación. Lo que se obtiene como resultado final son la distribución, altura del material depositado sobre el terreno, velocidades del flujo y alcance.

Mediante las simulación numérica que proporciona Titan2D se modela como flujo piroclástico al producido por el colapso de la columna eruptiva generada en cada escenario propuesto, por lo que la velocidad inicial fue considerada 0. Definido como un paraboloide, los parámetros de simulación para la pila corresponde a los volúmenes establecidos para los escenarios 1, 2, 3 y 4.

BALLISTIC

Modelo numérico tridimensional para la dinámica de los proyectiles balísticos volcánicos, considerándolas partículas elipsoidales. Este programa y sus fundamentos son detallados por Bertin, 2017, y considera un campo de viento horizontal, fuerza de masa virtual y fuerza de arrastre sujeta al coeficiente de arrastre. Los parámetros que influencian la trayectoria balística de forma fundamental y en primer orden son el ángulo de expulsión y velocidad de lanzamiento del proyectil. Luego, la densidad y el radio menor del proyectil para dejar como características de tercer orden el radio intermedio y mayor del elipsoide. Se consideran las condiciones atmosféricas como velocidad y azimut del viento. El modelo la distancia recorrida por el proyectil, velocidad de llegada, tiempo y el ángulo de impacto. Para los cuatro escenarios
eruptivos se establecieron los siguientes parámetros aleatorios: la densidad del bloque con un rango entre 1420 y 2540 kg/m³, ángulo de lanzamiento entre 40 y 50°, azimut de lanzamiento considerando todas las direcciones posibles entre 0 y 360°, la velocidad del viento al momento que afecta la trayectoria entre 0 y 30 m/s y la dirección del viento entre 0 y 360°. Las dimensiones del bloque se agruparon en valores para dos escenarios, se considera como un elipsoide con longitudes semiaxiales d, e y f, para los escenarios 1 y 2 se establecieron "d" con un valor entre 0,3 y 0,5 m, "e" entre 0,2 y 0,3 m y "f" entre 0,1 y 0,2 m. Para los escenarios 3 y 4 los valores de "d" van desde 0,5 hasta 1 m, "e" entre 0,3 y 0,5 m, y "f" entre 0,2 y 0,3 m. Se asignó un rango de valores para velocidad de lanzamiento en cada escenario de acuerdo a la magnitud eruptiva, el escenario 1 corresponde a un rango entre 0 y 80 m/s, el escenario 2 valores de 80-120 m/s, el escenario 3 de 120 a 170 m/s y el escenario 4 entre 170 y 200 m/s.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se describen a continuación los detalles de los mapas resultantes que representan la extensión o área probable que puede ser afectada por los principales peligros de procesos volcánicos, los cuales fueron analizados individualmente, y que se podrían producir en eventos futuros en los volcanes Láscar e Isluga, considerando cuatro zonas de peligro basado en una secuencia de color rojo-amarillo.

Estos mapas detallan la peligrosidad relacionada a la magnitud de un proceso particular, por lo que la extensión de cada uno de estos mapas depende de los límites máximos que alcanzaron las áreas afectadas en cada proceso volcánico por separado. Por lo tanto, en mapas a pequeña escala se pueden observar peligros de proyectiles balísticos y flujos (flujos piroclásticos, flujos de lava y lahares) relativamente locales, mientras que el peligro más generalizado de caída de ceniza es presentado en mapas a escala regional.

PROYECTILES BALÍSTICOS

El alcance de los proyectiles balísticos en el volcán Isluga (ver Fig. 1a) para cada escenario eruptivo se detalla a continuación: i) Escenario 1, la distancia va desde 400 m alrededor del cráter y 800 m al SW de este; ii) la zona de peligro en el escenario 2 tiene desde 600 m hacia el E y hasta 1,3 km en general el resto del área; iii) en el escenario 3 alcanza 1,7 km hacia el E y 2,6 km al SW; iv) escenario 4, el área afectada se estrecha en el flanco oriental del volcán donde se presenta la altitud más alta de la topografía circundante llegando a los 2,7 km desde el cráter, y se expande hacia el NW y SW hasta los 3,5 km de distancia, impactando a aproximadamente 5 km con respecto a la localidad de Enquelga.

En el volcán Lascar (ver Fig. 1b) se visualiza con el escenario 1 que la zona de peligro se restringe al cráter principal. En el escenario 2, el área se limita en general al cráter principal exceptuando hacia el N en donde llega a 1 km de distancia. En la zona de peligro del escenario 3, la forma irregular se define a 1,8 km hacia el SW no pudiendo sobrepasar el cráter occidental y hasta 2,5 km al NW. El escenario 4 se caracteriza por una longitud desde 3,2 km hacia el E y 4 km al flanco occidental y NW donde se encuentran las altitudes más bajas en la topografía próxima al volcán, impactando la mesada Casas Fieras y llegando a unos 4 km del caserío de Tumbres.



Figura 1. Mapas de peligro para proyectiles balísticos a escala 1:75.000. a) Volcán Isluga, b) Volcán Láscar.

FLUJO DE LAVA

Los alcances de los flujos de lava en el volcán Isluga (ver Fig. 2a) para los escenarios 1 y 2 corresponde a los límites del cráter, no desbordando por los flancos del volcán. En el escenario 3 el flujo se direcciona hacia el N a 600 m y al S hasta los 1,2 km. En el escenario 4 la distancia del flujo llega a 2,5 km por el flanco N y NW, y a 2,8 km por la pendiente S.

El área de peligro de flujos de lava para el volcán Lascar (ver Fig. 2b) corresponde solo al cráter principal para los escenario 1, 2 y 3. Mientras que en el escenario 4 la longitud del flujo llega hasta los 2,5 km por el flanco N del volcán. Ningún poblado o caserío cercano a ambos volcanes en estudio se verían afectados por flujos de lava, al igual que los caminos secundarios que conectan estas localidades.



Figura 2. Mapas de peligro para flujos de lava a escala 1:50.000. a) Volcán Isluga, b) Volcán Láscar.

LAHARES

El alcance de los eventos laháricos en el escenario 1 con un mínimo de lluvias llega a 6 km de distancia desde el cráter para el volcán Isluga (ver Fig. 3a) y una trayectoria de 5,3 km para el volcán Láscar (ver Fig. 3b), restringiéndose sólo a los flancos de los volcanes y no afectando caseríos, ni caminos.

En el escenario 1 con precipitaciones máximas la distancia alcanzada por lahares en el volcán Isluga (ver Fig. 3a) llegaría a 7,9 km, afectando zonas a 3 km de distancia del poblado de Enquelga y para el volcán Láscar (ver Fig. 3b) alcanzaría una distancia de 6,6 km desde el cráter, impactando en la mesada Romero y a 3.5 km de distancia de la localidad de Tumbres, no llegaría a caminos secundarios en ambos volcanes.

Para el escenario 4 del volcán Isluga con valores mínimos y máximos de lluvias (ver Fig. 3a) la distancia máxima es de 10,8 km desde el cráter. Los lahares tendrían impacto en las cercanías del caserío de Payacollo, la laguna Arabilla, a 1,2 km del caserío Arabilla, el caserío Chapicollo, vías de comunicación como el que conecta Enquelga y el poblado de Isluga y alcanzando una distancia de 600 m con respecto a la localidad de Enquelga. En el escenario 4 con mínimas y máximas precipitaciones para el volcán Láscar (ver Fig. 3b) los lahares alcanzarían hasta 12 km, los cuales podrían afectar caminos secundarios y la localidad de Tumbres, llegarían a una distancia de 9 km con respecto al poblado de Talabre.



Figura 3. Mapas de peligro para flujos de lahares a escala 1:100.000. a) Volcán Isluga, b) Volcán Láscar.

FLUJOS PIROCLÁSTICOS

Los diferentes alcances de los flujos piroclásticos corresponde a los siguientes para el volcán Isluga (ver Fig. 4a): i) Escenario 1, sólo se restringe al radio del cráter, con unos 200 a 300 m de diámetro; ii) escenario 2, el flujo se distribuye principalmente hacia el W y S de los flancos del volcán hasta 1,5 km de distancia; iii) una trayectoria de 2,5 hasta 3,2 km es la que alcanza el flujo en el escenario 3, en las direcciones N, W y S, debido a los altos topográficos presentes al E del cráter, el flujo llega a 1,3 km en esta última dirección; iv) escenario 4, el flujo impacta entre 4,6 a 4,8 km desde el cráter en las direcciones N, W y E, mientras que hacia el S logra su máximo alcance a 5,7 km a aproximadamente 3 km del poblado de Enquelga. En el volcán Láscar (ver Fig. 4b) la distribución del alcance del flujo en el escenario 1 se limita al cráter principal. Contexto similar en el escenario 2 salvo en el flanco N, donde desbordaría el cráter alcanzando hasta 2 km de distancia. En el escenario 3 la distribución es principalmente hacia el N y S del edificio volcánico, con distancias de 3,1 y 2,5 km respectivamente. Por último, en el escenario 4 la travectoria del flujo piroclástico alcanzaría 3,5 km hacia el E debido a la barrera topográfica que significa el flanco occidental del volcán Aguas Calientes, hacia el S llegaría a los 4 km, al W hasta los 4,5 km a través de la mesada Romero y hacia el N llega a su máximo alcance con 5,7 km, llegando a la mesada Casas Fieras y a una distancia de 2,8 km con respecto a la localidad de Tumbres.



Figura 4. Mapas de peligro para flujos piroclásticos a escala 1:75.000. a) Volcán Isluga, b) Volcán Láscar.

CAÍDA DE CENIZA

En los mapas de caída de ceniza (ver Fig. 5), los diferentes colores de rojo, naranja y amarillo muestran las áreas que pueden ser afectadas por caída de ceniza con espesores de 10 cm, 1 cm y 1 mm, respectivamente. En estas simulaciones, la extensión en un radio máximo de peligro alrededor de los cráteres activos corresponden en el escenario 1 de 18 a 40 km (ver Figs. 5a y 5c) y para el escenario 4 entre 440 y 610 km (ver Figs. 5b y 5d) para ambos volcanes. Los resultados muestran que a pesar de que las plumas eruptivas presentan cambios en la dirección de propagación, en pocos casos regresan a las direcciones E y SE. Las ciudades situadas a más de 150 km de distancia de los cráteres activos, tales como Iquique, Pozo Almonte, Pica y Antofagasta aparecen afectadas por depósitos de caída de tefra de hasta 1 mm. En consecuencia, las erupciones en concordancia con las direcciones de los vientos "no tradicionales", podrían afectar considerablemente tanto a las ciudades más pobladas (ciudades normalmente costeras) en el norte de Chile, como aeropuertos y rutas de vuelos locales.



Figura 5. Mapas de peligro para caída de ceniza. a) Escenario 1 en volcán Isluga a escala 1:500.000, b) Escenario 4 en volcán Isluga a escala 1:4.000.000, c) Escenario 1 en volcán Láscar a escala 1:500.000, d) Escenario 4 en volcán Láscar a escala 1:4.000.000.

CONCLUSIONES

El área que puede ser afectada de forma directa por cualquier tipo de actividad volcánica en el volcán Isluga alcanzaría una distancia de hasta 6 km alrededor del cráter con una probabilidad muy baja de ocurrencia, unos 3 km con probabilidad baja y 1,3 km con probabilidad moderada. Los peligros distales que corresponde a lahares con probabilidad de ocurrencia moderada alcanzarían hasta 11 km desde el cráter, afectando caminos secundarios y las proximidades de localidades como Payacollo, Arabilla, Chapicollo y Enquelga, el cual presenta 128 habitantes según el censo del Instituto Nacional de Estadística (INE) del año 2002. En el volcán Láscar, el área de peligros

volcánicos alcanzaría una distancia de hasta 5,8 km alrededor del cráter con probabilidad muy baja, hasta 3,1 km con probabilidad baja y 2 km con una probabilidad moderada. Los lahares con probabilidad de ocurrencia moderada, alcanzarían hasta 12 km desde el cráter, afectando caminos secundarios y la localidad de Tumbres. Las ciudades Iquique, Pozo Almonte, Pica y Antofagasta que representan gran parte de la densidad de población en las regiones donde se encuentran los volcanes en estudio serían afectadas por depósitos de caída de tefra de hasta 1 mm en periodo estival.

REFERENCIAS

- Aguilera, F., Viramonte, J., Medina, E., Guzmán, K., Becchio, R., Delgado, H., Arnosio, M. 2006. Recent eruptive activity from Lascar Volcano (2006). XI Congreso Geológico Chileno, Actas, 393-396. Antofagasta.
- Bertin, D. 2017. 3- D ballistic transport of ellipsoidal volcanic projectiles considering horizontal wind field and variable shape- dependent drag coefficients. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Vol. 122, 1126-1151.
- Bertin, D., Amigo, A., Lara, L. E., Orozco, G., Silva, C. 2012. Erupción del Cordón Caulle 2011–2012: Evolución fase efusiva. En XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 539-541
- Cascante, M. 2015. Evolución geológica y magmática del volcán Isluga, 19° S, región de Tarapacá, Chile. Tesis de magíster en ciencias, mención geología. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, 197p.
- Gardeweg, M., Amigo, A., Matthews, S., Sparks, R., Clavero, J. 2011. Geología del volcán Lascar, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 131, 43 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- Lara, L., Orozco, G., Amigo, A., Silva, C. 2011. Peligros Volcánicos de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental, Vol. 13, 34.
- Mossoux, S., Saey, M., Bartolini, S., Poppe, S., Canters, F., Kervyn, M. 2016. Q-LAVHA: A flexible GIS plugin to simulate lava flows. Computers & Geosciences, Vol. 97, 98-109.
- Newhall, C., Self, S. 1982. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Vol. 87, 1231-1238.
- Patra, A., Bauer, A., Nichita, C., Pitman, E., Sheridan, M., Bursik, M., ... & Renschler, C. 2005. Parallel adaptive numerical simulation of dry avalanches over natural terrain. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 139, 1-21.
- Petit-Breuilh, M. 2004. La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (siglos XVI al XX). Servicio de Publicaciones del Exmo. Cabildo Insular de Lanzarote-Casa de los volcanes.
- Pitman, E., Nichita, C., Patra, A., Bauer, A., Sheridan, M., Bursik, M. 2003. Computing granular avalanches and landslides. Physics of fluids, Vol. 15, 3638-3646.
- Schilling, S. 2014. Laharz_py: GIS tools for automated mapping of lahar inundation hazard zones. US Geological Survey.
- Schwaiger, H., Denlinger, R., Mastin, L. 2012. Ash3d: A finite- volume, conservative numerical model for ash transport and tephra deposition. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 117.
- Siebert, L., Simkin, T., Kimberly, P. 2010. Volcanoes of the world, third edn. Smithsonian Institution.
- Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, Vol. 31, 161-206.
- Tilling, R. 1989. Volcanic hazards and their mitigation: progress and problems. *Reviews of Geophysics*, Vol. 27, 237-269.

NUEVAS EVIDENCIAS DE GLACIARES EN SURGE EN LOS ANDES CENTRALES DE ARGENTINA Y CHILE

Falaschi D.^a, Bolch T.^b, Lenzano M. G.^a, Tadono T.^c y Lenzano L.^a

^aInstituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA) CONICET CCT-Mendoza, ARGENTINA ^bGeography Department, University of Zurich, SUIZA ^cEarth Observation Research Center (EORC), JAPÓN

e-mail:<u>dfalaschi@mendoza-conicet.gov.ar</u>

RESUMEN

En contraste con los clusters de grandes glaciares de tipo surge ampliamente conocidos en varias regiones montañosas en todo el mundo, la presencia de glaciares en surge en los Andes argentino-chilenos ha sido mayormente vista como marginal. En este trabajo, basado en el análisis de imágenes satelitales de media y alta resolución (Landsat, Quickbird, Ikonos), fotografías aéreas y mapas topográficos antiguos, se han identificado 22 glaciares de tipo surge. A su vez, cuatro de ellos fueron clasificados como de tipo surge confirmado, siete como de tipo probable surge y otros once como de tipo posible surge. El balance de masa geodésico de doce de estos glaciares para el período 2000-2011, el cual abarca los últimos eventos de surge detectados, mostró mayormente patrones moderadamente positivos o negativos (-0,48 – 0,3 m a.e. a^{-1}). Adicionalmente, se calcularon velocidades de superficie máximas de 6,3 m d^{-1} y 3,5 m d^{-1} para los glaciares Piuquenes y Noreste del Cerro Alto respectivamente, durante los dos últimos eventos de surge identificados. De acuerdo a la cronología de los eventos de surge en estos dos glaciares sugiere un ciclo de surge de ~10 y ~20 años de duración para los mismos.

Palabras Clave: surge glaciar, velocidad de superficie, balance de masa glaciar, Andes Centrales

INTRODUCCIÓN

Los denominados glaciares de tipo surge son glaciares que experimentan cambios repentinos entre fases de flujo rápido y lento de manera cíclica (escalas de pocos años a algunas décadas), que usualmente se manifiesta como avances notables de sus frentes. El período de flujo lento se denomina fase de quiescencia, a contraposición de la fase activa durante el pico de velocidades y avance. Durante un surge, el hielo es transferido desde la zona más alta del glaciar (zona de reservoprio) a la zona más baja (zona de recepción).

A pesar de que los glaciares de tipo surge representan una cantidad menor del total de glaciares en el mundo, han sido identificados en diversas regiones montañosas como Alaska, el ártico canadiense, Groenlandia, el Karakorum y Pamir, entre otros (Sevestre and Benn, 2015). Los glaciares de tipo surge frecuentemente se disponen en grupos o clusters (Benn and Evans, 2010) y son particularmente relevantes debido a que pueden representar amenazas para los asentamientos e infraestructura humana a través de la rotura de lagos endicados por hielo, o movimientos de terreno causados (Kääb et al, 2005a). De hecho, dos glaciares de tipo surge en los Andes Centrales han interferido

severamente con actividades humanas en el pasado reciente (King, 1934, Bruce et al, 1987).

En 1935, un aluvión se desplazó por el valle del río Mendoza como consecuencia de la rotura del dique de hielo que se había formado entre 1912 y 1927 tras el surge del Glaciar Grande del Nevado del Plomo (Espizúa, 1986), destruyendo obras de infraestructura como la central hidroeléctrica Cacheuta (King, 1934; 1935). En el macizo del Cerro Aconcagua, el glaciar Horcones Inferior hizo surge al menos en dos ocasiones en las últimas cuatro décadas. En el episodio de 1984-1990, el glaciar Horcones se aceleró hasta 9 m d⁻¹ (Lenzano et al, 2011), mientras que en el evento de 2002-2005 las velocidades se incrementaron hasta 14 m d⁻¹ (Pitte et al, 2016). Durante este último surge, el avance repentino del glaciar Horcones forzó la relocalización del campamento semipermanente Confluencia, en ruta hacia Plaza de Mulas (Pitte et al, 2016). De esto se desprende que el monitoreo de glaciares de tipo surge es de particular importancia (Kääb et al, 2005b), y con la cantidad creciente de imágenes satelitales y Modelos Digitales de Elevación (MDE), cada vez más glaciares de tipo surge son identificados en le mundo (Mukherjee et al, 2017).

Además de los surges de los glaciares Horcones y Plomo, se ha sugerido la posibilidad de eventos de surge para otros glaciares en los Andes Centrales: Colina, Juncal Sur, río Museo (Helbling, 1935), Universidad (Liboutry, 1958), Cachapoal (Plagemann, 1887; Rothlisberger, 1986), Piuquenes (Lliboutry, 1999), Este del Cerro Marmolejo, Noreste del Cerro Alto, Polleras y Nieves Negras (Lliboutry, 1999). En este trabajo revisamos el comportamiento reciente de aquellos glaciares para los cuales información fragmentaria sugiere un comportamiento de tipo surge, pero que no ha sido exhaustivamente explorado, y presentamos asimismo nuevas evidencias de otros glaciares con características de tipo surge. Debido a la coincidencia temporal de los últimos dos episodios de surge registrados en los glaciares Plomo y Horcones, examinamos el comportamiento de los glaciares de la región durante el período 2000-2012, el cual captura completamente el pico y fase de agotamiento de los surges de los glaciares Horcones y Plomo.

El objetivo principal de este trabajo es el de generar el inventario más completo y actualizado de glaciares de tipo surge de los Andes Centrales de Argentina y Chile (ver Fig. 1), incluyendo información glaciológica y morfológica específica (pendiente, orientación, altura máxima y mínima, longitud área, cubierta detrítica). Utilizando la técnica de diferenciación de MDEs se obtuvieron los cambios de elevación para el período 2000-2012 para poder recocer las transferencias de masa de hielo y avances de los frentes glaciares. Utilizando imágenes satelitales Landsat, fotografías aéreas y mapas topográficos antiguos, se rastrearon evidencias adicionales de glaciares en surge durante el siglo XX. Finalmente, se provee una cuantificación de los cambios de elevación y masa para 12 glaciares para el período 2000-2012, y una primera estimación de velocidades para los surges de los glaciares Piuquenes y Noreste del Cerro Alto.

MÉTODOS

Datos

Se utilizaron imágenes de los sensores Landsat MSS y TM (1976-2011), imágenes desclasificadas Corona KH4-A (1967), fotografías aéreas (1962 y 1974), e imágenes satelitales de lata resolución disponibles en Google Earth para identificar y delinear los



Figura 1. Ubicación del área de estudio y de los glaciares de tipo surge mencionados en el texto.

contornos de los glaciares de tipo surge. La información más antigua fué provista por un mapa topográfico levantado entre 1909-2012 por el Dr. Robert Helbling (Helbling, 1919; Schellenberger, 2014). Por otra parte, se utilizaron imágenes adicionales Landsat

TM para determinar velocidades superficiales durante las fases activas de los surges de los glaciares Piuquenes y Noreste del Cerro Alto a mediados de 1980 y 2000 Para determinar los cambios de elevación y masa en los glaciares en surge durante el período 2000-2012 mediante el método de diferenciación de MDEs, se utilizó el Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) y un MDE elaborado a partir de imágenes ALOS Panchromatic Remote-sensing Instruments for Stereo Mapping (PRISM). El primero de ellos es un MDE generado mediante la técnica de Radar de Apertura Síntética (SAR) en banda C, y fue adquirido durante el mes de febrero del año 2000. El modelo ALOS PRISM fue derivado a partir de imágenes satelitales ópticas con fechas de adquisición en los meses de marzo y abril de 2011 mediante la técnica fotogramétrica. Ambos MDE fueron remuestreados a resoluciones espaciales equivalentes (30 m) y por su fecha de adquisición deberían reflejar en muy buena medida las condiciones de los glaciares a finales del período de ablación, por lo cual se asume que están libres de nieve estacional.

Identificación de glaciares tipo surge y mapeo de hielo

En primer lugar se listaron los posibles candidatos de glaciares tipo surge en base a investigaciones previas; la lista fue completada a partir de la interpretación de las imágenes satelitales y las grillas de diferencia de altura de los MDEs. Entre las evidencias morfológicas que denotan eventos de tipo surge se encuentran: fuerte avance de los frentes de los glaciares pendiente abajo, importante transferencia de masa de hielo desde la zona de reservorio a la zona de recepción, superficie glaciar fuertemente agrietada, morenas medias contorsionadas, una aceleración del flujo glaciar (10-100 veces el flujo normal) entre otras (Copland et al, 2003; Mukherjee et al, 2017). La presencia de estos rasgos fue tabulada siguiendo la clasificación de glaciares de tipo surge de Sevestre and Benn (2015). Se llevó a cabo un test t de student para comparar las características topográficas de los glaciares de tipo surge respecto de los glaciares "convencionales". Los parámetros topográficos de estos últimos fueron obtenidos de los públicos del Inventario Nacional de Glaciares Argentina datos de (www.glaciaresargentinos.gob.ar).

Para la delineación de hielo descubierto en las imágenes Landsat se implementó el cociente de bandas TM3/TM5 y un umbral de DN>2 (Bolch et al, 2010). Solamente las áreas de hielo cubierto por detrito fueron obtenidas a partir de lo0s contornos del Inventario Nacional de Glaciares. Se asumió que la incertidumbre en el mapeo de hielo cubierto en imágenes Landsat equivale al tamaño de medio píxel (15 m), por lo que se esperó un error del 5% en el área glaciar identificada (Bolch et al, 2010)

Coregistro de MDEs y cálculo del balance de masa geodésico

Se utilizó el procedimiento de Berthier et al. (2007), para eliminar los desplazamientos horizontales y verticales entre los modelos SRTM y PRISM, moviendo iterativamente ambos MDEs hasta que se alcanzó el mínimo de desvío estándar en las elevaciones sobre terreno estable.

Se calcularon los cambios de elevación (dh/dt) entre febrero de 2000 (t_0) y marzo-abril de 2011 (t_1) para doce glaciares: Horcones Inferior, Este del Cerro Marmolejo, Oeste del Cerro Alto, Tunuyan (compuesto por los tributarios Noreste del Cerro Alto y Piuquenes), Colina, Colina Sur, Juncal Sur, Tupungato, Cachapoal, Loma Larga, Barroso y Sierra Bella) sustrayendo el MDE PRISM al SRTM.

Grandes vacíos de datos en el modelo PRISM (debidos a la falta de correlación entre pares estereoscópicos en zonas con poco contraste como las zonas de acumulación de los glaciares) impidieron determinar en algunos casos los cambios de elevación, como por ejemplo en los glaciares Plomo y Excelsior, o en la zona de acumulación del glaciar Grande del Juncal, por ejemplo.

Para convertir los valores de cambio de elevación a magnitudes de balance de masa geodésico, el área glaciar y el cambio de elevación dh/dt son utilizados para calcular el cambio volumétrico (km³) para cada glaciar. De esta manera, el balance de masa geodésico (m a.e.) es calculado asumiendo un factor de conversión de densidad del firn de $850 \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ (Huss, 2013).

Velocidad de la superficie glaciar

Además de investigar los cambios de elevación en el glaciar Tunuyán como un todo, se midieron las velocidades superficiales de los glaciares tributarios Piuquenes y Noreste del Cerro Alto durante el pico de la fase activa de los surges de mediados de los años 2000 y 1980 (solamente Noreste del Cerro Alto). Las velocidades fueron calculadas utilizando la aplicación CIAS (Kääb and Vollmer, 2000), el cual determina velocidades de desplazamiento a partir de la correlación a nivel sub-pixel de imágenes satelitales Las magnitudes de los desplazamientos son determinadas comparando las coordenadas de un bloque o grupo de píxeles en la imagen inicial que muestra la mayor correlación con aquellas del bloque de la imagen final. Los vectores de desplazamientos en crudo fueron filtrados utilizando un umbral de correlación de 0,6 (Wilson et al, 2016a), mientras que valores anormalmente altos o bajos fueron manualmente sustraídos. Los valores de desplazamiento se dividieron por la cantidad de días intervinientes entre imágenes y se produjeron los mapas de velocidad.

RESULTADOS

Cambios de longitud

Todos los glaciares investigados mostraron avances significativos, con tasas de avance diversas, durante el período de estudio 2000-2011 (Tabla I). El glaciar Horcones inferior fue, de manera esperada, el glaciar con el avance más prominente durante el último evento de surge, probablemente debido a que fluye por un valle particularmente estrecho..Su frente avanzó 2,3 km (~27,7 %) entre 2002-2005, es decir 760 m por año. En el glaciar del Nevado del Plomo se identificó, además de los surges de 1984 y 2004-2007, un tercer episodio de surge en el período 1962-1974. Durante este evento, el glaciar no alcanzó el fondo del valle y la Piedra Pulida (Espizúa, 1987), pero aún así registró un avance de ~1 km.

En términos de avance relativo, el glaciar Horcones solo es sobrepasado por el glaciar Colina (53%), pero durante un período considerablemente más prolongado (1967-2013). Se registró un salto abrupto de ~1,6 km en la posición del frente de este glaciar, lo cual implica una tasa de avance de 33 m a⁻¹. También relevante es la propagación de la onda del surge de 1,7 km (62 m a⁻¹) del glaciar Cachapoal durante 1986 y 2013.



Figura 2. Fluctuaciones de los frentes glaciarios en el glaciar Grande del Juncal (A), Cachapoal (B), Colina (C) y Este del Cerro Marmolejo (D).

El glaciar Este del Cerro Marmolejo tuvo un primer evento de surge durante 1962-1976 (Fig. 2D), produciendo un avance de ~1 km. En un segundo evento (2004-2011) el hielo inactivo que se encuentra por debajo del glaciar tuvo un retroceso de ~130 m pero la parte active del glaciar claramente avanzó y ganó elevación (ver Fig. 3f).

En los inicios del siglo XX, el glaciar Grande del Juncal era parte de un glaciar mayor que incluía también a las lenguas de los glaciares Alto, Bajo del Plomo y Juncal Oriental (Espizúa, 1987), como se puede apreciar en el mapa original de Helbling y la posición en la figura 3a). Seguidamente, la lengua del glaciar Juncal se separó ye hizo un surge en algún momento entre 1934 y 1955 (Espizúa, 1987). El glaciar avanzó ~860 m entre 1962 y 1974, pero solo ganó ~225 m durante el último episodio de surge en 2004-2011.

El glaciar Nieves Negras en el Cerro Marmolejo, tuvo un avance de ~390 m entre 1976 y 1992 (~24 m a⁻¹), pero no registró avances posteriores. Avances mayores al 10% de la longitud original se registraron también en los glaciares Colina Sur (16 %) y Sierra Bella (25 %), en tanto que avances menores ocurrieron en el glaciar Barroso (6,8%), Loma Larga (2,8%) y Oeste del Cerro Alto (2,3 %) (Tabla I).

Cambios de elevación y masa

En este pequeño cluster de glaciares de tipo surge de los Andes Centrales, encontramos que todos los glaciares (a excepción del glaciar Cachapoal) han tenido balances de masa levemente positivos o negativos para el período 2000-2011. (Tabla I). Cinco glaciares han tenido balances de masa positivos, otros cinco de ellos han tenido balances negativos, y en los restantes dos glaciares el balance de masa ha sido próximo a cero.

El glaciar Cachapoal tuvo una ganancia de elevación promedio de 1.01 ± 0.31 m a⁻¹ y un balance de masa de 0,85 $\pm 0,35$ m a.e. a⁻¹. El avance y engrosamiento del glaciar Cachapoal son tales que compensas el adelgazamiento notable de la lengua inactiva que se encuentra por debajo (ver Fig. 2B y 3E). Un esquema similar se puede observar también en los glaciares Colina Sur, Loma Larga y Barroso. Para estos glaciares, el cambio de elevación h sido próximo a cero o levemente positivo (Colina Sur: -0,03 $\pm 0,22$ m a⁻¹, Loma Larga: -0,11 $\pm 0,27$ m a⁻¹, Barroso: 0,31 $\pm 0,27$ m a⁻¹; ver Fig. 3).

Se identificaron episodios de surge en el glaciar Grande del Juncal y Colina tan temprano como 1962 y 1967, respectivamente. Ambos glaciares han tenido cambios levemente positivos de elevación $0,24 \pm 0,32$ m a⁻¹ y $0,22 \pm 0,21$ m a⁻¹ (ver Fig. 3f y 3a). Desde 2013 y 2011, los glaciares Colina y Grande del Juncal han permanecido en estado de equilibrio.

El cambio de elevación para el glaciar Tunuyan mostró una pérdida de -0.30 ± 0.33 m a⁻¹. La mayor parte de esta pérdida se registra en las zonas de reservorio, como también en las porciones entre los tributarios Noreste del Cerro Alto y Piuquenes, en le tributario norte, y en la porción terminal del glaciar (ver Fig. 3c).

De los tres glaciares tributarios que componen el glaciar Tupungato, los dos tributarios con cubiertas detríticas mostraron avances sobre el glaciar principal, con aumentos de 23 m y 12 m respectivamente. Si bien la posición del frente del glaciar ha permanecido invariada, el glaciar ha experimentado un cambio de elevación promedio de -0,33 ±0,39 m a⁻¹ y un balance de masa de -0,28 ±0,45 m a.e. a⁻¹.



Figura 3. Ejemplos de cambio de elevación para doce glaciares A1: Colina Sur; A2: Colina; B: Horcones Inferior; C1: río Museo; C2: Noreste del Cerro Alto; C3: Piuquenes; D: Loma Larga; E: Cachapoal; F1: Este del Cerro Marmolejo; F2: Grande del Juncal; G: Tupungato; H: Barroso. White areas represent no data values.

glaciar	Ubicación	Área	Largo (km)	Período	Tasa de	Pendiente	Elevación	dh/dt	Balance de	Índice	Características morfológicas de
		(km²)		de avance	avance (m a ⁻¹)	media (°)	minima (m)	(m a ⁻¹)	masa (m a.e. a ⁻¹)	Surge	surge
Barroso	34.30 S 70.00 W (Arg.)	$\begin{array}{c} A_{2000} \\ = 8.12 \\ A_{2011} \\ = 8.12 \end{array}$	$\begin{array}{c} L_{1986}\!\!=\!\!4428 \\ L_{2015}\!\!=\!\!4731 \\ 6.8\% \end{array}$	1986- 2015	10	19.7	Me ₂₀₀₀ =2963 Me ₂₀₁₁ =2963	0.31 ±0.27	0.26 ±0.31	3	ganancia de volumen en el área de ablación, signos de dinámica pasada
Colina	33.97 S 69.84 W (Arg.)	$\begin{array}{c} A_{2000} \\ = 2.42 \\ A_{2011} \\ = 2.52 \end{array}$	L ₁₉₆₇ =2888 L ₂₀₁₃ = 4425 53.2%	1967- 2013	33	18.8	Me ₂₀₀₀ =3619 Me ₂₀₁₁ =3464	0.22 ±0.21	0.19 ±0.24	2	ganancia de volumen en el área de ablación, superficie fuertemente agrietada,
Colina Sur	33.98 S 69.86 W (Arg.)	$\begin{array}{c} A_{2000} \\ = 7.71 \\ A_{2011} \\ = 7.71 \end{array}$	$\begin{array}{c} L_{1986} = 6019 \\ L_{2013} = 6979 \\ 16\% \end{array}$	>1986	19	15.2	Me ₂₀₀₀ =3297 Me ₂₀₁₁ =3297	-0.03 ±0.22	-0.02 ±0.25	3	ganancia de volumen en el area de ablación, signos de dinámica pasada, potholes
Cachapoal	34.31 S 70.03 W (Chile)	$\begin{array}{c} A_{2000} \\ = 15.02 \\ A_{2011} \\ = 15.02 \end{array}$	L ₁₉₈₆ =7766 L ₂₀₁₃ =8748 12.6%	1986- 2013	62	20	Me ₂₀₀₀ =2523 Me ₂₀₁₁ =2523	1.01 ±0.31	0.85 ±0.35	2	ganancia de volumen en el area de ablación, signos de dinámica pasada, potholes
Loma Larga	33.70 S 70.02 W (Chile)	$\begin{array}{l} A_{2000} = \\ 9.76 \\ A_{2011} \\ = 9.76 \end{array}$	$\begin{array}{c} L_{2000}{=}6241 \\ L_{2011}{=}6417 \\ 2.8\% \end{array}$	>2004	16	25.1	Me ₂₀₀₀ =3245 Me ₂₀₁₁ =3245	-0.11 ±0.27	-0.09 ±0.31	3	ganancia de volumen en el área de ablación, signos de dinámica pasada, potholes,
Este del Cerro Marmolejo	33.73 S 69.85 W (Arg.)	$\begin{array}{c} A_{2000} \\ = 14.69 \\ A_{2011} \\ = 14.56 \end{array}$	L ₂₀₀₀ =10254 L ₂₀₁₁ =10128 -1.2%	2004- 2007	42	21.8	Me ₂₀₀₀ =3386 Me ₂₀₁₁ =3378	~0 ±0.32	~0 ±0.37	2	ganancia de volumen en el área de ablación, morenas medias contorsionadas, superficie fuertemente agrietada
			$\begin{array}{c} L_{1962} = 10130 \\ L_{1976} = 11127 \\ 9.8\% \end{array}$	1962- 1976	71						
Horcones Inferior	32.67 S 70.00 W (Arg.)	$ \begin{array}{r} A_{2000} = \\ 8.19 \\ A_{2011} \\ = 10.08 \end{array} $	L ₂₀₀₀ =8255 L ₂₀₁₁ =10545 27.7%	2002- 2005	1030	18.7	Me ₂₀₀₀ =3742 Me ₂₀₁₁ =3521	-0.56 ±0.33	-0.48 ±0.38	1	ganancia de volumen en el área de ablación, , superficie fuertemente agrietada, potholes, avance repentino
Grande del Juncal	33.05 S 70.08 W (Arg.)	$\begin{array}{r} A_{2000} \\ = 10.21 \\ A_{2011} \\ = 10.31 \end{array}$	L ₂₀₀₀ =8073 L ₂₀₁₁ =8297 2.8%	2004-2011	32	25.3	Me ₂₀₀₀ = Me 2011=3581	0.24 ±0.32	0.2±0.37	2	ganancia de volumen en el área de ablación, , superficie fuertemente agrietada,
			$L_{1962}=7764$	1962-	74						

Tabla III. Características de los glaciares de tipo surge identificados en los Andes Centarles. * no calculado

			L ₁₉₇₄ =8622 11%	1974							
Oeste del Cerro Alto	33.45 S 69.82 W (Chile)	$\begin{array}{c} A_{2000} = \\ 3.07 \\ A_{2011} \\ = 3.13 \end{array}$	$\begin{array}{c} L_{2000}{=}3890 \\ L_{2011}{=}3980 \\ 2.3\% \end{array}$	2007- 2012	56	30.4	Me ₂₀₀₀ =4099 Me ₂₀₁₁ =4004	-0.19 ±0.25	-0.16 ±0.29	3	ganancia de volumen en el área de ablación,
Sierra Bella	33.28 S 69.84 W (Chile)	$\begin{array}{c} A_{2000} \\ = 2.36 \\ A_{2011} \\ = 2.45 \end{array}$	$\begin{array}{c} L_{2000}{=}3080\\ L_{2011}{=}3864\\ 25.4\% \end{array}$	1986- 2012	23	25	Me ₂₀₀₀ =3774 Me ₂₀₁₁ =3654	0.35 ±0.25	0.3 ±0.29	3	ganancia de volumen en el área de ablación, signos de dinámica pasada
Tunuyan	33.46 S 69.74 W (Arg.)	$\begin{array}{c} A_{2000} \\ = 61.59 \\ A_{2011} \\ = 61.59 \end{array}$	L ₂₀₀₀ =20094 L ₂₀₁₁ =20094	2003- 2007	-	17.8	Me ₂₀₀₀ =3414 Me ₂₀₁₁ =3414	-0.3 ±0.33	-0.25 ±0.38	1	ganancia de volumen en el área de ablación, superficie fuertemente agrietada, morenas medias contorsionadas, potholes
Tupungato	33.37 S 69.75 W (Arg.)	$\begin{array}{r} A_{2000} \\ = 26.83 \\ A_{2011} \\ = 26.83 \end{array}$	L ₂₀₀₀ =11730 L ₂₀₁₁ =11730	2000- 2012	-	17.1	Me ₂₀₀₀ =3920 Me ₂₀₁₁ =3920	-0.33 ±0.39	-0.28 ±0.45	3	ganancia de volumen en el área de ablación, superficie fuertemente agrietada
Excelsior	33.06 S 69.56 W (Arg.)	$\overline{A_{2000}} = 5.85 \\ A_{2011} \\ = 5.99$	L ₂₀₀₀ =* L ₂₀₁₁ =5511	2000- 2007	*	15.7	Me ₂₀₀₀ =4434 Me ₂₀₁₁ =4401	*	*	3	ganancia de volumen en el área de ablación, push moraines

Velocidades de superficie durante los surges de los glaciares Piuquenes y Noreste del Cerro Alto

El surge más reciente del glaciar Piuquenes comenzó previo al verano de 2004. En ese momento, la onda del surge se encontraba aún en la zona de reservorio, y el glaciar fluía a una velocidad de 0,5 m d⁻¹ con una máxima de 3,5 ±1,1 m d⁻¹ hacia el frente (ver Fig. 4). Hacia el verano de 2005, la onda del surge ya había alcanzado el final del valle transversal, uniéndose al valle principal y con una velocidad de 1,3 ±1,9 (máx 6,3 ±1,9) m d⁻¹.

A diferencia del glaciar Piuquenes, el glaciar Noreste del Cerro Alto tuvo un surge a mediados de 1980. Si bien el inicio del surge no pudo ser capturado ante la falta de imágenes Landsat previas a 1985, la onda del surge puede verse ya en el cuerpo principal del glaciar Tunuyán en abril de 1986, fluyendo a una velocidad de 0,9 ±1,1 (máx 3,8 ±1,1) m d⁻¹ (ver Fig. 4). Posteriormente el glaciar desacelero y entró en su fase quiescente en el verano de 1987. En el surge más reciente, el glaciar Noreste del Cerro Alto fluía a una velocidad de 0,7 ±1,2 (máx 3,5 ±1,2) m d⁻¹ en 2004, y a similar velocidad en 2005. La fase activa del surge continuo durante 2006, alcanzando velocidades de 1,0 ±3,8 (máx 3,5 ±3,8) m d⁻¹, y entrando en su fase quiescente en 2007.



Figura 4. Velocidades de superficie para los galciares Noreste del Cerro Alto y Piuquenes.

DISCUSIÓN

Balance de masa glaciar y velocidades de superficie

Los resultados obtenidos del balance de masa glaciar se corroboran con las investigaciones de Oerlemans and van Pelt (2015), quienes sugirieron que el balance de masa neto de un glaciar en surge puede ser levemente positive o negativo, y que un evento de surge no tiene un efecto dramático en el balance de masa a largo plazo. Más aún, la señal de débil adelgazamiento o engrosamiento es en ocasiones menor a la propia incertidumbre de la estimación, lo cual ilustra significativamente las limitaciones de MDEs de mediana resolución en la determinación de balances de masa geodésicos donde la señal de cambio de elevación no es fuerte.

Una segunda salvedad respecto de los valores hallados de cambio de elevación se relaciona a la presencia de cuerpos de hielo inactivo por debajo de las lenguas activas de algunos glaciares. Es decir, el balance de masa de las lenguas activas de los glaciares Loma Larga, Cachapoal, Tunuyan, Colina Sur y Barroso son más positivos que nuestra consideración global, que incluye las porciones inactivas de hielo. Para ilustrar este fenómeno, comparamos los cambios de elevación y balance de mesa de las lenguas activas vs. lenguas completas (hielo activo + inactivo): Cachapoal (1,01 a 1,45 ±0,31 m a⁻¹ y 0,85 a 1,23 ±0,26 m a.e. a⁻¹); Morado (-0,11 a -0,03 ±0,23 m a⁻¹ y -0,09 a 0,02 ±0,31 m a.e. a⁻¹); Colina Sur (-0,03 a 0,12 ±0,22 m a⁻¹ y -0,02 a 0,1 ±0,25 m a.e. a⁻¹); Barroso (0,31 a 0,69 ±0,27 m a⁻¹ y 0,26 a 0,59 ±0,31 m a⁻¹).

El cambio de elevación del glaciar Horcones Inferior fue de -0,56 m yr⁻¹, y un balance de masa de -0,48 \pm 0,36 m a.e. La zona reservorio adelgazó 21,8 m, mientras que la zona de recepción se engrosó unos 6,48 m en promedio. Pitte et al (2016), encontraron un adelgazamiento de -43 \pm 6 m y un engrosamiento de 30 \pm 6 m (Marzo 2003-Abril 2004, respectivamente. estas diferencias surgen probablemente de los diferentes períodos analizados y de los procesos posteriores al evento de surge. Cuando el flujo glaciar disminuyó tras el surge, la parte superior del glaciar se engrosó a medida que se fueron produciendo nuevas precipitaciones. Por el contrario, la parte más baja del glaciar, pasó a ocupar posiciones topográficas más bajas, donde las temperaturas eran mayores y el hielo.

Comparado con las velocidades de superficie registradas en el glaciar Horcones Inferior durante el surge 2002-2005 (máximos de 14 m d⁻¹, Pitte et al, 2016), los glaciares Piuquenes y Noreste del Cerro alto han mostrado velocidades máximas menores (6,3 \pm 1,9 m d⁻¹). Parecería además que el surge de mediados de 2000 del Piuquenes y Noreste del Cerro Alto tuvieron una duración similar pero estuvieron temporalmente desplazados un año aproximadamente respecto del glaciar Horcones.

Las mayores velocidades registradas en el glaciar Horcones podrían deberse a las particularidades del terreno circundante. Para transferir y acomodar un volumen dado de hielo en un valle estrecho como el del Horcones son necesarias mayores velocidades de flujo, en comparación con los glaciares Piuquenes y Noreste del Cerro Alto.

Timing y duración de los eventos de surge

Ante la falta de un conocimiento preciso del timing de muchos de los episodios de surge mencionados en estudios previos, es difícil determinar de manera satisfactoria los tiempos y duración de los eventos de surge.

Puede asumirse que el glaciar Piuquenes hizo surge a mediados de 1990 y 2000, mientras que el Noreste del Cerro Alto lo hizo a mediados de 1940 1980 y 2000. DE esta manera puede argumentarse que los glaciares Noreste del Cerro Alto y Piuquenes tienen ciclos de surge de ~10 y ~20 de duración, respectivamente. Estos ciclos de surge de corta duración también fueron para el glaciar Medvezhiy en el Pamir (Osipova, 2015). Asimismo, la fase active de estos glaciares es relativamente corta (2-3 alos), y similar en duración al último surge del glaciar Horcones (Pitte et al, 2016).

En comparación con los surges del Noreste del Cerro Alto y Piuquenes, los últimos dos surges del Nevado del Plomo han tenido lugar en períodos considerablemente mas cortos. El surge de 1984 se había completado en menos de un año, mientras que el avance mayor del último surge reprodujo entre febrero de 2006 y septiembre de 2007 (Pitte et al, 2016). Considerando también el catastrófico surge de 1934, aquí se hipotiza una duración de ~20-30 años del ciclo de surge para el glaciar del Nevado del Plomo.

CONCLUSIONES

El presente estudio constituye el inventario de glaciares de tipo surge en los Andes más completo y actualizado hasta la fecha. En este estudio se identificaron 22 glaciares de tipo surge en los Andes Centrales de Argentina y Chile, de los cuales únicamente dos contaban con surges bien documentados, trece tenían pocas evidencias escritas, y en otros siete se identificaron características de surge por primera vez. A su vez, cuatro de estos glaciares fueron clasificados como de tipo surge confirmado, siete como de surge probable y once como de surge posible.

A excepción de los glaciares tributarios del Tupungato y Tunuyan, todos los demás glaciares tuvieron avances significativos de sus frentes en le período 2000-2011. Comparados con otros glaciares de tipo surge en otras regiones del mundo, sin embargo, los glaciares de tipo surge de los Andes muestran velocidades de superficie menores y avances de menor magnitud. A su vez, se detectaron tasas de avance diversas, así como duraciones variables de las fases activas y de quiescencia. La duración de los ciclos completos de surge se estimaron en 10 a 30 años para seis glaciares, en tanto que los restantes glaciares probablemente tienen fases de quiescencia más prolongadas.

REFERENCIAS

- Benn, D. I., and Evans, D. J. A. Glaciers and glaciation. 2nd edition. Hodder Education, 2010
- Berthier, E., Arnaud, Y., Rajesh, K., Sarfaraz, A., Wagnon, P., and Chevallier, P. Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing of Environment* 108 (3), 327–338 (2007)
- Bolch, T., Menounos, B., and Wheate, R.. Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985–2005. *Remote Sensing of Environment* 114, 127–137 (2010)
- Bruce, R.H., Cabrera, G. A., Leiva, J. C., and Lenzano, L. E. The 1985 surge and ice dam of Glacier Grande del Nevado del Plomo, Argentina. *Journal of Glaciology* 33(113), 131–132 (1987)
- Condom T, Coudrain A, Sicart JE, Théry S. 2007. Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10°N–55°S). Global and Planetary Change 59: 189–202.
- Copland, L., Sharp, M. J., Dowdeswell, J. A. The distribution and flow characteristics of surgetype glaciers in the Canadian High Arctic. *Annals of Glaciology* 36(1), 73–81 (2003)
- Espizua, L. E. Fluctuations of the Rio del Plomo Glaciers. *Geografiska Annaler* 68A (4), 317-327 (1986)

- Espizua, L. E. Fluctuaciones de los glaciares del río del Plomo, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (1-2), 112-121 (1987)
- Espizua, L. E., and Bengochea, J. D. Surge of Grande del Nevado Glacier (Mendoza, Argentina) in 1984: Its evolution through satellite images. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 72 (3/4), 255-259 (1990)
- Gardelle, J., Berthier, E., Arnaud, Y., and Kääb A. Regionwide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011. *The Cryosphere* 7, 1263–1286 (2013)
- Garreaud RD. 2009. The Andes climate and weather. Advances in Geosciences 7: 1-9.
- Helbling, R. Beiträge zur Topographischen Erschliessung der Cordilleras de los Andes zwischen Aconcagua und Tupungato. XXIII. Jahresbericht des Akademischen Alpenclub Zürich 1918, 1919
- Helbling, R. 1935. The Origin of the Rio Plomo Ice-Dam. *The Geographical Journal* 85 (1), 41-49 (1935)
- Huss, M. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *The Cryosphere* 7, 877–887 (2013)
- Kääb, A., and Volmer, M. Surface geometry, thickness changes and flow fields on creeping mountain permafrost: automatic extraction by digital image analysis. *Permafrost and Periglacial Processes* 11 (4), 315–326 (2000)
- Kääb, A., Huggel, C., Fischer, L., Guex, S., Paul, F., Roer, I., Salzmann, N., Schlaefli, S., Schmutz, K., Schneider, D., Strozzi, T., and Weidmann, Y. Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5, 527–554 (2005a)
- Kääb, A., Reynolds, J. M., and Haeberli, W. Glacier and Permafrost Hazards in High Mountains. In Global Change and Mountain Regions. Volume 23 of the series Advances in Global Change Research. Huber UM, Bugmann HKM, Reasoner MA (eds). Springer: Netherlands, 2005b
- King, W. D. V. O. The Mendoza River flood of 10–11 January 1934-Argentina. *The Geographical Journal* 84 (4), 321-326 (1934)
- King, W. D. V. O. A Further Report on the Plomo Valley Ice-Dam, Argentina. *The Geographical Journal* 86 (5), 441-444 (1935)
- Lenzano, M. G., Leiva, J. C., Trombotto, D., and Lenzano, L. Satellite images and geodetic measurements applied to the monitoring of the Horcones Inferior glacier, Mendoza, Argentina. *Geoacta* 36(1), 13 25 (2011)
- Lliboutry, L. Glaciers of Chile and Argentina. In Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. South America, vol. 1386-I. Williams RS, Ferrigno JG (eds). USGS: Denver, Colorado, 1999
- Mukherjee, K., Bolch, T., Goerlich, F., Kutuzov, S., Osmonov, A., Pieczonka, T., and Shesterova, I. Surge-type glaciers in the Tien Shan (Central Asia). *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 49(1), (2017)
- Nogami M. 1972. The snow line and climate during the last glacial period in the Andes mountains. The Quaternary Research (Japan) 11: 71–80.
- Pitte, P., Berthier, E., Masiokas, M. H., Cabot, V., Ruiz, L., Ferri Hidalgo, L., Gargantini, H., and Zalazar, L. Geometric evolution of the Horcones Inferior Glacier (Mt. Aconcagua, Central Andes) during the 2002-2006 surge. *Journal of Geophysical Research. Earth Surface* 121, (2016)

Plagemann, A. Das andine Stromgebiet des Cachapoal. Petermanns Geogr. Mitteilungen., 1887

- Rothlisberger, F. 10.000 Jahre Gletschergeshichte de Erde: ein Vergleich zwischen Nord und Sudhemisphäre Glacier fluctuations, Sauerlander, 1986
- Sagredo EA, Lowell TV. 2012. Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. Global and Planetary Change 86–87: 101–109. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2012.02.010
- Schellenberger, A. Robert Helbling Pionier der Stereophotogrammetrie in den argentinischen Anden und in der Schweiz. *Cartographica Helvetica* 49, 15-26 (2014)

- Sevestre, H., and Benn, D. I. Climatic and geometric controls on the global distribution of surge-type glaciers: implications for a unifying model of surging. *Journal of Glaciology* 61 (228), 646-662 (2015)
- Wilson, R., Mernild, S. H., Malmros, J. K., Bravo, C., and Carrión, D. Surface velocity fluctuations for Glaciar Universidad, central Chile, between 1967 and 2015. *Journal of Glaciology* 62 (235), (2016)

DETERMINACIÓN MEDIANTE EMISIÓN ACÚSTICA DE LA CONECTIVIDAD ENTRE POROS Y SU DISTRIBUCIÓN EN ROCAS

Fuentes N. O.^{ab}, Filipussi D. A.^{ac}

^aComisión Nacional de Energía Atómica, Gerencia Desarrollo Tecnológico y Proyectos Especiales,

Departamento ICES - CAC, ARGENTINA

^bUniversidad Nacional de San Martín - Institutode Tecnología"Prof. Jorge A. Sabato", ARGENTINA

^cUniversidad Nacional de San Martín - Escuela de Ciencia y Tecnología, ARGENTINA

e-mail: <u>fuentes@cnea.org.ar</u>

RESUMEN

En este trabajo se presenta una técnica no destructiva basada en mediciones de emisiones acústicas (AE) para determinar la conectividad entre poros en rocas. La conectividad entre poros nos da una medida del porcentaje de poros que están conectados con la superficie libre de las muestras. Los ensavos se realizaron utilizando un equipo de EA AMSY-6 Vallen, con dos sensores AE VS45-H de 20-450 kHz. Ambos sensores requerían un amplificador de 34 dB. La disposición experimental consiste en un sensor que emite impulsos a una frecuencia de 1 Hz y el otro que recibe la señal emitida para determinar el tiempo de llegada de la señal. En todos los casos, se contaron no menos de 15 pulsos para cada medición. El equipo AE fue configurado para medir los tiempos de emisión y recepción de la señal. El umbral de detección de eventos AE se fijó en 40 dB. Todas las muestras estudiadas fueron probetas de forma cilíndrica y las velocidades de la onda se determinaron a lo largo de nueve líneas paralelas al eje de cada probeta. Para determinar la conectividad entre los poros se midieron las velocidades de propagación de ultrasonido entre los puntos extremos de cada línea de medición en formaciones rocosas conteniendo agua en sus poros y se utilizó la medida de la distribución de porosidad de un trabajo previo realizado en roca seca. El método empleado en este trabajo puede ser utilizado para caracterizar formaciones rocosas con depósitos subterráneos de agua, gas y petróleo.

Palabras clave: Emisión acústica; Porosidad; Conectividad de poros.

INTRODUCCIÓN

La técnica de emisión acústica permite determinar la porosidad de un material rocoso a partir de los valores medidos de la velocidad de onda de compresión del sonido v_p , que se propaga a través de él. Básicamente, la porosidad se determina sabiendo que la velocidad del sonido de la onda en un material poroso es diferente de la de un material no poroso homogéneo, como consecuencia de la atenuación de la onda de sonido cuando viaja a través de diferentes medios. Puede verificarse que la relación existente entre la velocidad global en un material poroso con la velocidad de la onda a través de la matriz material v_m , y la velocidad de la onda que atraviesa el poro v_f (Wyllie M. R. J. et al., 1956). A partir de estos valores de velocidad, es posible determinar la porosidad del material. La velocidad de propagación de la onda a través del material v_p , se calcula midiendo el tiempo de llegada de un pulso de onda ultrasónica entre dos puntos finales de una línea de longitud conocida en la muestra a estudiar. La técnica de medición de pulsos de ondas sonoras para determinar las velocidades de las ondas fue

implementada por Hughes y sus colaboradores (Hughes, Pondrom y Mims, 1949, Hughes y Jones, 1950, Hughes y Cross, 1951, Wyllie MRJ et al., 1956). Estos investigadores han estudiado en detalle la influencia de factores como la presión, la temperatura, la porosidad y la saturación en varias muestras de diferentes tipos de rocas. En sus trabajos, determinaron un único valor de porosidad promedio. En el presente estudio la velocidad del sonido se determina a partir de muestras cilíndricas en diferentes direcciones paralelas al eje del cilindro, lo que permite obtener una distribución espacial de la porosidad y la conectividad. En un trabajo previo (Filipussi D. A. y Fuentes N. O., 2017) se trabajó con probetas secas, es decir todos sus poros llenos de aire y se calculó la distribución de porosidad ϕ , donde la longitud de los poros vale $l_f = \phi l$, siendo l la longitud total de la muestra. Usaremos esa información para determinar la conectividad de los poros. En el caso de probetas húmedas, hay que tener presente que los poros pueden presentar o no, salida a la superficie de la muestra. La conectividad se define entonces como la relación entre el volumen ocupado por el agua (poros con salida a la superficie de la probeta) y el volumen ocupado por todos los poros de la muestra con agua y con aire,

$$C = \frac{V_{agua}}{V_f}$$

donde $V_f = V_{agua} + V_{aire}$

Teniendo en cuenta que todas las mediciones se realizaron a lo largo de las líneas entre las superficies finales de las muestras de rocas cilíndricas,

$$V_f = l_f A_f$$
 , $V_{agua} = l_{agua} A_{agua}$, $V_{aire} = l_{aire} A_{aire}$

donde l_f es el camino recorrido por la onda dentro del poro de la muestra, $l_f = l_{agua} + l_{aire}$ y A_f , A_{agua} , A_{aire} , son las áreas correspondientes. Como las mediciones se realizaron en los extremos de una línea, se puede considerar que

$$A_f = A_{agua} = A_{aire}$$

Entonces, la conectividad entre los poros de la roca se puede calcular como la relación entre longitudes:

$$C = \frac{l_{agua}}{l_f} \tag{1}$$

Usando (1) las relaciones entre las velocidades de las ondas de sonido y las respectivas trayectorias que atraviesan la matriz y los poros, y los tiempos correspondientes:

$$\begin{array}{ll} l = v_p t & ; & l_m = v_m t_m & ; \ l_{agua} = v_{agua} t_{agua} & ; l_{aire} = v_{aire} t_{aire} & ; \\ t = t_m + t_{agua} + t_{aire} & ; & l = l_m + l_f & ; \end{array}$$

se puede encontrar una nueva expresión de la conectividad en función de las velocidades y la porosidad calculada inicialmente:

$$C(\%) = 100 \frac{v_{agua} v_{aire}(\frac{\phi}{v_{aire}} + \frac{1-\phi}{v_m} - \frac{1}{v_p})}{\phi(v_{agua} - v_{aire})}$$
(2)

De (2) todos los valores de conectividad se calcularon para las muestras de formación de basalto húmedas, determinando la distribución de la conectividad de las diferentes regiones de la formación rocosa en estudio.

PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

El estudio de la distribución de la conectividad de diferentes muestras de roca basáltica se realizó utilizando el equipo AE del sistema Vallen AMSY-6 (Fig. 1), con dos sensores de banda ancha VS45-H de 20-450 kHz. Ambos sensores requieren un amplificador de 34 dB. La disposición experimental consiste en un sensor que emite pulsos a una frecuencia de 1 Hz y otro que recibe la señal emitida para determinar el tiempo de llegada de la onda acústica (Fig. 1). En todos los casos, se registraron no menos de 15 pulsos para cada medición. El equipo AE se configuró para medir los tiempos de transmisión y recepción de la señal y el umbral de detección de eventos AE se estableció en 40 dB. Todas las muestras estudiadas fueron piezas de roca cilíndricas y las velocidades se determinaron a lo largo de nueve líneas paralelas al eje cilíndrico (Fig. 2), con ocho líneas que son externas y una corresponde al eje del mismo.

En consecuencia, v_p se calcula a partir del tiempo de llegada registrado y la conectividad asociada a cada línea viene determinada por la expresión (2), donde el valor v_{agua} y v_{aire} dentro de los poros se tomó en función de la velocidad de la onda en el agua y en el aire en condiciones normales de presión y temperatura $v_{agua} = 1450 \ ms^{-1}$ y $v_{aire} = 340 \ ms^{-1}$; y el valor adoptado para v_m fue $v_m = 5500 \ ms^{-1}$, correspondiente a los valores de basalto dados en la Tabla 11.1, p. 335 en Schön J.H.



Figura 1. Arreglo experimental

RESULTADOS

La serie de muestras estudiadas se midió a una temperatura de 20 ° C y una humedad ambiente del 50% para roca seca. Los resultados obtenidos de las muestras correspondientes a la misma región de la formación de basalto han dado consistentemente valores de porosidad similares. Mientras que las muestras de diferentes regiones (Fig. 2) mostraron una clara diferencia entre los valores de porosidad y su distribución.



Figura 2. Muestras correspondientes a diferentes porosidades.

Si las líneas en los lados laterales de las muestras se enumeran del 1 al 8 y se toman como la línea 9 a la distancia entre dos puntos en el eje, se puede trazar la variación de conectividad para cada una de las piezas estudiadas.



Figura 3. Gráfico de la conectividad correspondiente a distintas regiones de basalto.

A partir de los valores medidos de las velocidades entre los puntos extremos de cada línea de medición, se determinan las variaciones de porosidad con las rocas secas. Procediendo de la misma forma con las probetas que contienen agua en sus poros se mide la nueva velocidad v_p y se determina la conectividad existente para cada formación rocosa analizada (Fig. 3).

CONCLUSIONES

Se demostró en el presente trabajo que midiendo los tiempos de llegada de las ondas acústicas, se pueden calcular los valores de las velocidades de ondas de compresión v_p , entre dos puntos a diferentes longitudes de separación. A partir de estos valores, se determinan las variaciones de porosidad y la conectividad. La característica sobresaliente de la técnica utilizada en este trabajo es que puede detectar

la distribución de la porosidad y conectividad en todas las muestras de rocas estudiadas, en lugar de dar un valor promedio único como lo hicieron otros investigadores.

REFERENCIAS

- Filipussi, D. A. and Fuentes, N. O., Acoustic emission determination of rock porosity distribution, *Acts E-GLEA9* 2017, p. 000-000.
- Hughes, D. S. and Cross, J. H., Elastic wave velocities in rock at high pressures and temperatures, *Geophysics* 1951, v. 16, p. 577-593.
- Hughes, D. S. and Jones, H. J., Variation of elastic moduli of igneous rocks with pressure and temperature, *Bulletin of the Geological Society of America* 1950, v. 61, p. 843-856.
- Hughes, D.S., Pondrom, W.L., and Mims, R.L., Transmission of elastic pulses in metal rods, *Physical Review* 1949, v. 75, p. 1552-1556.
- Schön J.H., *Physical Properties of Rocks. A Workbook.* Handbook of Petroleum Exploration and Production, 8. Series Editor John Cubitt, Elsevier, 2011.
- Wyllie M.R.J., Gregory A.R. and Gardner L.W., Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media, *Geophysics* 1956; Vol. XXI, No. 1: 41-70.

GESTIÓN DE RIESGO DE DESASTRE EN LA PROVINCIA DE CATAMARCA. UNA MIRADA DESDE LA COMUNICACIÓN GUBERNAMENTAL

Gretel Galeano^a

^aLicenciada en Comunicación Social. Diplomada en Comunicación y Gestión de Riesgos de Desastres. Curso de posgrado en Políticas Públicas. Maestrando en Gestión Política. Docente de materias de Gestión de Riesgos I y Gestión de Riesgos II de la Tecnicatura Universitaria en Gestión de Riesgos, Higiene y Seguridad del Trabajo de la Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas – Universidad Nacional de Catamarca

e-mail: gretelgaleano@gmail.com

RESUMEN

En las últimas décadas la ocurrencia de fenómenos de la naturaleza (terremotos, tsunamis, huracanes, inundaciones y huaicos) ha incrementado su frecuencia. Los mismos han provocado en menor o mayor medida impacto en las poblaciones afectadas. Lo que antiguamente generaba apenas una atención acotada sólo a las grandes catástrofes que solían azotar a un sitio de la región, se ha convertido en una preocupación casi permanente de parte de los distintos actores sociales, ya sean éstos agencias internacionales, organismos de gobierno, organizaciones populares o investigadores [Medio Ambiente y Urbanización. Desastres y Vulnerabilidad en América Latina. Instituto Internacional de Medio Ambiente y Desarrollo (IIED). Herzer, Hilda María. Pág. 1. 1990]. Este trabajo toma como objeto de estudio el alud registrado el 23 de enero de 2014 en la villa veraniega de El Rodeo en la provincia de Catamarca, donde un fuerte temporal asoló el territorio provincial afectando a dos localidades cercanas al cordón montañoso de El Ambato: Siján y El Rodeo. El saldo: pérdidas de vidas humanas, daños materiales y un alto en la actividad económica local. ¿Cómo se gestionó la política gubernamental en el municipio de El Rodeo en el alud?, ¿de qué manera se trabajó localmente la gestión del riesgo de desastre?, ¿cuál fue la política gubernamental y su interacción con otros tipos de comunicación del gobierno municipal frente al alud? Son los interrogantes que guían este trabajo. Este proyecto de investigación pretende ser una humilde contribución más para la consolidación de una cultura donde prevalezca la inclusión de la gestión del riesgo de desastre en la inversión pública y donde prime la información como derecho que tiene una persona de saber qué riesgos y amenazas lo rodean. Esto sería un verdadero aporte para modificar o mejorar el modo en cómo se gestionan los riesgos de desastres en la provincia de Catamarca.

Palabras Clave: Gestión de riesgo de desastres, políticas públicas, comunicación social del riesgo

INTRODUCCIÓN

Desde épocas remotas el hombre buscó preferentemente su hábitat cerca del agua. Allí encontró uno de los elementos esenciales para su vida y sus fines. También dispuso de tierras fértiles de fácil laboreo, y de medios de comunicación y transporte a través de los cursos y cuerpos de agua. La disponibilidad de tierras y la adaptación a las situaciones que imponían los fenómenos hídricos, permitieron a los asentamientos humanos ubicarse en zonas relativamente seguras. Esto es lo que puede observarse en los cascos urbanos originales, cuya dimensión poblacional permitía

desarrollar las actividades con suficiente tranquilidad, aun en caso de crecientes importantes. A medida que los asentamientos urbanos y rurales incrementaron su desarrollo, extendían la ocupación de tierras, entre ellas las áreas inundables. En las zonas urbanas o alrededor de un núcleo productivo, las tierras bajas sometidas a inundaciones, por ello de menor valor, fueron ocupadas por los sectores de menores ingresos: aquellos que por su condición económica se vieron obligados a aceptar el riesgo como única oportunidad de subsistencia. Este crecimiento en forma desordenada y con mínima capacidad de adaptación fue exponiéndose a mayores conflictos por la construcción de obras y otros factores antrópicos que acentuaron el riesgo de inundación. (Consejo Federal de Inversiones, Estudio sobre Línea de Rivera Informe Final, Cano Guillermo J., Capítulo II Problemas Identificados. Diagnóstico, pág. 11 y 12, 1988).

Hace 53 años, un 13 de marzo de 1964 en el departamento Capayán Catamarca, el Río San Jerónimo avanzó arrastrando a su paso casas y autos de la localidad capayense, cobrándose la vida de seis vidas, entre niños, jóvenes y una anciana. El desborde del río provocó graves inundaciones en Chumbicha, e hizo necesaria la intervención de 580 efectivos del Regimiento, quienes colaboraron con los pobladores damnificados (Efemérides Catamarqueñas, Gallo Carlos, pág. 33).

El 3 de diciembre de 1987, un colectivo de la ya desaparecida empresa Bosio se dirigía a la ciudad de Andalgalá, provincia de Catamarca. En su recorrido se registró una tormenta con lluvia, granizo y un fuerte viento, a mitad de la Quebrada de La Cébila y según el relato de un sobreviviente una ola de aproximadamente 20 metros de altura de agua y barro arrasó con todo lo que encontraba a su paso. El alud se cobra 18 vidas. En ese tiempo la Cébila, se cruzaba por quebradas de la montaña que eran cauces de ríos.

Luego de varios días con temperaturas de 45 grados y una sensación térmica de 49 grados, el 23 de enero de 2014 una tormenta de gran intensidad desencadenó la crecida del río Ambato, con un caudal instantáneo de aproximadamente 100 m3/s (medido aguas arriba del camping) que llegó a El Rodeo, a las 22:30 hs. a El Rodeo y a Siján. Las localidades señaladas anteriormente se encuentran al pie de la sierra de Ambato. La localidad de El Rodeo está ubicada sobre el lado oriental, mientras que Siján lo está sobre el lado occidental. Cuando se producen precipitaciones de gran intensidad en la cuenca alta, existe una alta tendencia a la generación de crecientes repentinas de gran magnitud, las cuales arrastran gran cantidad de sedimentos y material rocoso, constituyendo un riesgo para los asentamientos urbanos (Estudio Hidrológico En Cuencas De Los Departamentos Ambato Y Pomán En La Provincia De Catamarca. Autor: Decouvette, Esteban Alejandro. Año 2015). El saldo de este alud: pérdidas de vidas humanas, daños materiales y un alto en la actividad económica local. En la localidad de Siján, en el departamento Pomán el alud afectó viviendas y una escuela, mientras que en El Rodeo arrasó con familias enteras que se encontraban en el camping municipal y otras personas que fueron tomadas por sorpresa cuando circulaban en sus vehículos cerca del Puente del Mástil.

Los desastres colocan a la sociedad ante un escenario desconocido y plagado por la incertidumbre. Catamarca no queda exenta de esta situación. Como ejemplo de ello se puede mencionar los aludes registrados en diferentes años y en distintos puntos de la provincia, por lo que se quiso tomar como muestra referencial para esta investigación el aluvión de 2014 donde la comunidad de El Rodeo se vio afectada en pérdida de vidas humanas y materiales.

Frente a la magnitud del aluvión surge como interrogante conocer cómo se gestionó la comunicación gubernamental en el municipio de El Rodeo en el aluvión?. Indudablemente, para responder la misma, es necesario reflexionar sobre otros interrogantes tales como: ¿de qué manera abordó el gobierno municipal los riesgos de desastres?, ¿cómo gestionó el gobierno municipal el aluvión?,¿cuál es la política pública de comunicación que implementó el gobierno municipal frente al desastre?.

En este contexto, el foco del trabajo se centraliza en el Estado: qué hace, cómo reacciona, qué y cómo comunica a través de sus instituciones en el desastre. Estos tópicos: Gestión de Riesgos de Desastres y Comunicación Gubernamental dirigen el proceso de exploración descriptivo en el aluvión ocurrido el 23 de enero de 2014 en la villa veraniega de El Rodeo del departamento Ambato.

ANTECEDENTES DEL PROBLEMA

ÁREA DE ESTUDIO



La provincia de Catamarca integra la región del Noroeste Argentino, limitando al norte con la provincia de Salta, al este con Tucumán y Santiago del Estero, al sudeste con Córdoba, al sur con La Rioja y al oeste con Chile. La superficie provincial es de 103.754 Km2. Presenta en general un clima continental, templado y seco. Su territorio se caracteriza por la gran complejidad física ya que se encuentra ocupado en un 80% por montañas. Estos cordones montañosos, con rumbo NO-SO, definen valles y quebradas que se suceden conformando un sistema de valles interconectados entre sí, con sus mayores alturas ubicadas hacia el Oeste (hasta los 6700 msnm).

La provincia de Catamarca está expuesta a amenazas naturales como las hidrometeorológicas (crecidas, aludes, tormentas, sequías) y las geológicas/geomorfológicas (sismos, deslizamientos, erosión eólica y erosión hídrica). En cuanto a las crecidas, aludes y tormentas, el departamento Ambato presenta una alta probabilidad de ocurrencia, las amenazas son de gran magnitud y corta duración (Informe de Avance Provincia de Catamarca. Programa Nacional de Prevención, Reducción de Riesgos y Desastres y Desarrollo Territorial (PNUD-ARG-05/020) Pág. 9, 29, 30. noviembre 2007).

La Villa El Rodeo está situada en el vértice SO de la jurisdicción política del departamento Ambato en un ambiente geográfico de sierras y valles intermontanos. El punto de referencia urbano conocido como plazoleta El Mástil, está ubicado sobre la Ruta Provincial Nº 4. La zona urbana de El Rodeo está asentada sobre sedimentos de origen fluvial que conforman el cono de deyección elaborado principalmente por el río Ambato y secundariamente por el río Los Nogales que se une a aquel por la margen izquierda a la salida del valle aluvial. (**Urbanización En Áreas Con Riesgo Hídrico En La Villa El Rodeo, Departamento Ambato – Catamarca.** Segura Luis Alberto. Pág. 1. Año 2016.)

Durante el proceso de revisión bibliográfica se detectó que la información histórica del área de estudio no se encuentra fácilmente, ya sea por inexistencia o falta de sistematización de la misma lo que hace que el acceso a la misma sea difícil. Sin embargo, durante el proceso de búsqueda de antecedentes, se encontró una nota periodística del diario impreso La Unión con fecha 29 de enero de 1990, que expresa "Serios daños provocó la crecida del río Ambato y reflejaba una cronología de los lamentables hechos sucedidos en que afectó seriamente el camping municipal, casas, puentes colgantes, vehículos, pero por fortuna ninguna muerte". Al respecto, información proporcionada por habitantes de El Rodeo, indica que en ese año se registró una creciente importante y destructora pasó por el cauce del Río Ambato ocasionando grandes daños distintos sectores de la villa.



Siguiendo en la búsqueda de antecedentes de cobertura periodística respecto a eventos adversos de gran magnitud acaecidos en la localidad de estudio, el diario local El Ancasti, publica una recopilación de datos relacionados a crecidas en el año 1.990 y 2.014 de El Rodeo. A continuación, se proporciona un extracto del informe periodístico: "Crecida 1.990 Título: "Horas dramáticas vivió El Rodeo" Fecha: 29 de enero de 1.990, pág. 8.:

-"[...] el río Ambato desbordó de su cauce natural provocando cuantiosos daños materiales, sin registrarse por suerte víctimas fatales ni heridos de consideración",

- [...]"La gran masa de agua, piedras y lodo, desplazándose a gran velocidad, arrasó con todo lo que encontraba a su paso, sufriéndose los mayores daños en el sector del balneario municipal"

- [...]"También la conocida y ya tradicional hostería Villafáñez sufrió el embate de las aguas, consignando la pérdida total de su mobiliario"

- [...]"La magnitud de los daños pudo observarse claramente en la estructura de dos de los puentes colgantes de la villa, inutilizados por la fuerza del fenómeno meteorológico."

^{- [...]&}quot;Los lugareños se refirieron al fenómeno afirmando que «hace como cuarenta años que no se producía una creciente del tal intensidad», y llamaba su atención «la cantidad de lodo que arrastró el aluvión»."

Al final de este artículo, se hace referencia a una crecida que se produjo en Siján a la misma hora (23.30hs aproximadamente), donde solo hubo daños menores.

OBJETIVOS

GENERAL

Describir cómo se gestionó la política pública de comunicación en el municipio de El Rodeo en el alud ocurrido el 23 de enero de 2014

ESPECÍFICOS

- 1. Conocer cómo gestionó el gobierno municipal el alud de El Rodeo
- 2. Describir qué tipo de comunicación implementó el gobierno municipal frente al alud.

METODOLOGÍA

Para abordar los interrogantes planteados, se aplicará una metodología cuantitativa con un modelo de investigación exploratorio y descriptivo. Luego de la búsqueda de antecedentes bibliográficos, se realizarán entrevistas en profundidad a referentes locales que hayan estado involucrados en el alud, referentes científicos y técnicos, como así también referentes políticos y de medios de comunicación. Se analizará las encuestas realizadas en 6 trabajos de investigación realizados en la localidad afectada durante el año 2015 en los meses de mayo, junio y julio.

REFERENCIAS

La comunicación política. Dominique Wolton

Políticas Públicas y democracia. David Arellano Gault y Felipe Blanco.

Diseño de una Política Pública para la prevención de desastres. Mario Garza Salinas.

Comunicando el Desastre Gloria Bratschi. Año 1995

Construcción del riesgo, desastre y gestión ambiental urbana. (Perspectivas en debate) Hilda María Herzer. Instituto de Investigaciones Gino Germani. Facultad de Ciencias Sociales Universidad de Buenos Aires. Año 1998.

Políticas Públicas para la reducción de la Vulnerabilidad frente a los desastres naturales y socionaturales. Jorge Enrique Vargas. Año 2002.

Técnicas para investigar y formular proyectos de investigación. Volumen I y II. José A. Yuni y Claudio A. Urbano. Mayo 2003, Editorial Brujas.

Decálogo de la comunicación de los riesgos naturales en el arco mediático occidental. Diez ítems. Foro Internacional De Comunicadores RINAMED Barcelona, 28, 29 Y 30 De Octubre De 2004.

Marco de Acción de Hyogo para 2005-2015. Aumento de la Resiliencia de las Naciones y las Comunidades ante los Desastres. Extracto del Informe de la Conferencia Mundial sobre la Reducción de los Desastres. EIRD (A/CONF. 206/6). Año 2005.

Vientos, terremotos, tsunamis y otras catástrofes naturales. Historia y casos latinoamericanos. Margarita Gascón. Año 2005 Editorial Biblos.

La construcción del consenso. Gestión de la comunicación gubernamental. Luciano Elizalde, Damián Fernández Pedemonte, Mario Riorda. Año 2006 La Crujía Ediciones.

La gestión del riesgo en la prevención de emergencias por catástrofes ambientales. Observatorio de Políticas Públicas. Coordinación General del Cuerpo de Administradores Gubernamentales de la Jefatura de Gabinete de Ministros. Año 2007.

Terminología sobre Reducción del Riesgo de Desastres. 2009 UNISDR

Incorporando la gestión del riesgo de desastres en la inversión pública. Lineamientos y estrategias para la formulación y evaluación de proyectos. Proyecto apoyo a la prevención de desastres en la Comunidad Andina – PREDECAN. Lima Perú. Año 2009.

Incorporando la GDR a la Inversión Pública. Lineamientos y Estrategias para la Formulación y Evaluación de Proyectos. Proyecto Apoyo a la Prevención de Desastres en la Comunidad Andina – PREDECAN. Año 2009.

Vulnerabilidad, gestión del riesgo y desarrollo. Silvia E. Fontana.

La gestión del disenso. La comunicación gubernamental en problemas. Luciano Elizalde, Damián Fernández Pedemonte, Mario Riorda (Eds). Año 2011 La Crujía Ediciones. Estudio Hidrológico En Cuencas De Los Departamentos Ambato Y Pomán En La Provincia De Catamarca. Autor: Decouvette, Esteban Alejandro. Año 2015 Comunicando el Riesgo Silvia Fontana. Año 2016

Urbanización En Áreas Con Riesgo Hídrico En La Villa El Rodeo, Departamento Ambato – Catamarca. Segura Luis Alberto. Año 2016.

Informe de Avance Provincia de Catamarca. Programa Nacional de Prevención, Reducción de Riesgos y Desastres y Desarrollo Territorial – PNUD Argentina -05/020

http://www.lavoz.com.ar/sucesos/el-temporal-provoco-un-desastre-en-catamarca

http://www.elesquiu.com/sociedad/2014/1/25/rodeo-sijan-fueron-arrasados-aludes-tras-tragico-temporal-136637.html

http://www.catamarcactual.com.ar/informacion-general/2014/1/24/alud-arraso-sijan-85.html

http://www.lagaceta.com.ar/nota/581968/sociedad/construcciones-mal-hechas-causaron-tragicoalud-rodeo.html

http://cazatormentasdecatamarca.blogspot.com.ar/2014/02/tormenta-severa-y-alud-en-el-rodeo-y.html

http://www.elesquiudense.com.ar/notas.php?id_nota=65937

http://www.elancasti.com.ar/info-gral/2014/2/2/omisiones-oficiales-frente-peligrosas-crecidas-223383.html

http://www.launiondigital.com.ar/noticias/117761-rodeo-y-sijan-hace-24-anos-fueron-afectados-por-un-alud

PERCEPCIÓN SOCIAL DEL RIESGO HÍDRICO. LOCALIDAD DE BALCOZNA

Gretel Galeano^a

^a Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional de Catamarca, Argentina.

e-mail: gretelgaleano@gmail.com

Romina Elizabeth Bueno, Adrián Alfredo Escotorin, Yesica Yohana Flores, Fabiana Gisele Godoy, Germán Alejandro Ibáñez, Rocío Macarena Moya ^b

^b Alumnos de la Cátedra de Gestión de Riesgos II de la Tecnicatura Universitaria en Gestión de Riesgos, Higiene y Seguridad del Trabajo de la Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas

RESUMEN

El impacto de los desastres, ocasionados por la dinámica de la naturaleza o por la acción del hombre, ha generado gran cantidad de víctimas, daños y pérdidas económicas que afectan la calidad de vida de las poblaciones. Actualmente, conceptos como los de gestión del riesgo o cambio climático atraviesan las investigaciones científicas que se plantean con mayor frecuencia por qué a pesar de los avances en materia tecnológica y de desarrollo, aún los fenómenos naturales generan millones de pérdidas humanas, materiales y económicas. El área de estudio de este trabajo, es la villa veraniega llamada Balcozna ubicada en el departamento Paclín de la provincia de Catamarca. Esta selección, se fundamenta en los factores geográficos y climáticos, y los antecedentes de desastres vinculados al riesgo hídrico. Además, se tuvo en cuenta las crecidas del Río Balcozna, particularmente la registrada a mediados del mes de abril de 2015, que afectó especialmente al sur de la provincia de Tucumán y a los departamentos Paclín, Ambato, Santa Rosa, El Alto y FME" [Diario El Ancasti]. Además de las referencias bibliográficas, se realizaron encuestas a un porcentaje representativo de la población estudiada, a los fines de obtener un panorama de la percepción social del riesgo. El trabajo de campo buscó indagar el conocimiento que los habitantes poseen sobre el riego de desastre y analizar la manera en que influyen los distintos factores asociados a la percepción en el comportamiento de los habitantes de la localidad. Es valioso conocer las consecuencias del riesgo hídrico, y necesario profundizar en la percepción que las personas tienen respecto a este riesgo. Además de hacer una descripción de la percepción social del riesgo hídrico, se puede concluir en la necesidad de brindar herramientas que sensibilicen y fortalezcan las capacidades de respuesta ante los mismos.

Palabras Clave: Gestión de riesgo de desastres, percepción social, riesgo hídrico

INTRODUCCIÓN

Cotidianamente, se habla de los desastres de las inundaciones que periódicamente se producen por la crecida de los ríos y arroyos que surcan el lugar, así como el riesgo al que está sometida la población y a la asistencia ante las emergencias prestada por el Estado.

En el Marco de Acción de Hyogo (MAH) -el primer instrumento más importante para la implementación de la reducción del riesgo de desastres que adoptaron los Estados de las Naciones unidas- se fija como objetivo general "Aumentar la resiliencia de las naciones y las comunidades ante los desastres para el año 2015, reduciendo considerablemente las pérdidas ocasionadas por desastres, tanto en términos de vidas humanas como en bienes sociales, económicos y

ambientales." Reforzando estos objetivos, en marzo de 2015 se realiza el Marco de Acción de Sendai (MAS), trasladando el foco de atención desde "la gestión de desastres" hacia "la gestión de riesgo". Tomando como aporte fundamental del MAS la búsqueda de la reducción sustancial del riesgo de desastre y las pérdidas ocasionadas para lograr prevenir los nuevos riesgos y reducir los existentes aumentando la respuesta y la recuperación (resiliencia).

Con esta premisa y con la creencia de que el "riesgo de desastres" implica la probabilidad de daños socioeconómicos ante la ocurrencia de un evento físico ya sea de carácter natural o antrópico, se encamina este trabajo sobre la percepción social del riesgo hídrico que poseen los habitantes en la localidad de Balcozna.

El concepto de percepción en términos generales se puede definir según la Real Academia Española como el conocimiento o la idea que se tiene de algo, este término asociado a la noción de riesgo cobra gran importancia en estudios de riesgos de desastres ya que entendemos que es resultado de modos de pensar y actuar que adopta una sociedad. Así, la percepción de riesgo puede ser entendida como una interpretación del contexto basada en experiencias y/o creencias subjetivas (Rohrmann, 2005). En lo referente a la noción de riesgo, la autora Silvia Fontana conceptualiza al riesgo como la probabilidad de ocurrencia de un desastre. Para que exista un riesgo, debe haber tanto elementos detonadores (sean de origen natural o antrópico) como una población vulnerable a sus impactos. [Vulnerabilidad, gestión del riesgo y desarrollo].

ÁREA DE ESTUDIO

La Villa Balcozna, (también conocida como Balcozna o Balcosna), es una localidad del interior de la provincia de Catamarca ubicada a 90 kilómetros de la capital provincial, San Fernando del Valle de Catamarca, y una de las poblaciones más importantes del departamento Paclín después de la ciudad cabecera departamental, La Merced. Cuenta con 210 habitantes (INDEC, 2010), lo que representa una disminución del 23,35% frente a los 274 del censo anterior. "ver figura 1".



Figura 1. Fuente: Imagen Google Maps.

Balcozna es tradicionalmente un espacio rural, y como tal, su población se ha dedicado a la realización de actividades propias del campo. La agricultura y la ganadería llevada a cabo por pequeños productores es la característica principal de este espacio de la provincia de Catamarca. Como característica importante, la villa veraniega, está emplazada costeando el Río Balcozna, el cual es alimentado por otros ríos de zonas aledañas con un gran caudal "ver figura 2". Además, el clima favorece la presencia de intensas lluvias y tormentas en la época estival, aumentando con ello el riesgo de crecidas, esta situación no es percibida como riesgo por una gran parte de los residentes del lugar; es por eso que el presente trabajo se enfoca en la percepción social vinculada al riesgo de crecidas, ya que el papel de los individuos es fundamental en la gestión del riesgo, tal como se expresa el capítulo cuatro de la Investigación Forense de Desastres, el riesgo es una construcción social. La magnitud de las pérdidas y los daños pueden en gran parte ser explicados por las acciones y decisiones humanas cuando se enfrentan a eventos físicos, incluyendo la opción de ignorarlos o descartar su significado (FORIN versión español- 2016 pág.36)



Figura 2. Fuente: Imagen Google Maps.

MÉTODOS O DESARROLLO EXPERIMENTAL

PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN

¿Qué relación existe entre la percepción social del riesgo y el comportamiento de los habitantes de la comunidad de Balcozna?

OBJETIVO GENERAL

Determinar la percepción de riesgo de la población de Balcozna respecto al riesgo hídrico.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- 1. Indagar el conocimiento que poseen acerca de la noción de riesgo de desastre en la comunidad de Balcozna.
- 2. Analizar la manera en que influyen los distintos factores asociados a la percepción (edad, nivel de educación, situación socioeconómica, etc.) en el comportamiento de las personas de Balcozna.

MARCO TEÓRICO

En el presente trabajo se desarrollan distintos conceptos que se consideran importantes para responder la pregunta de investigación. Se definen los conceptos de riesgo, amenaza, vulnerabilidad y percepción de riesgo, que luego se trasladará al escenario de la problemática asociada a las crecidas.

En este contexto se realizó una revisión de los antecedentes de eventos que afectaron a la comunidad de Balcozna. Según fuentes periodísticas una gran crecida del Río Balcozna tuvo lugar durante la madrugada del domingo 12 de abril de 2015 provocando un desastre que afectó las localidades de Balcozna, Balcozna de Afuera y Las Lajas, ubicadas al norte del departamento Paclín. Según esta información no se trató de una crecida común y corriente, sino de la más importante que afectó a estos pueblos de la cual se tenga memoria en la historia reciente, superando en magnitud a las recordadas crecidas del año 1992 y 1997 o incluso a las dos crecidas importantes que ya habían ocurrido en el año 2015, en enero y marzo respectivamente.

Siguiendo el texto "informativo todo comenzó aproximadamente a las 23:00 horas del sábado 11, cuando las primeras celdas convectivas se comenzaron a gestar sobre la zona norte del

departamento Paclín, sobre el área donde se sitúa la cuenca hidrográfica del Río Balcozna. Esta cuenca abarca la vertiente oriental de la Sierra de Balcozna, ambas vertientes de la Sierra de Los Pinos y la vertiente occidental de la Sierra del Potrerillo. Comprendidos dentro del área de tal cuenca se erigen los pueblos de Balcozna de Afuera, Los Cordero, la Villa de Balcozna y Las Lajas. Con el pasar de las horas y ante la permanencia de las tormentas sobre esa área, cuyas precipitaciones no disminuían, sino que mantenían su intensidad, la gran cantidad de arroyos que descienden a través de las quebradas y que forman parte de la cuenca del Río Balcozna fueron aportando su gran caudal crecido al río principal que atraviesa las poblaciones anteriormente mencionadas" (Diario el Ancasti, 2015).

El impacto causado por este fenómeno hidrometeorológico no tuvo como consecuencia pérdidas de vidas humanas, pero ocasionó grandes pérdidas materiales privadas y públicas, dejando parte de la comunidad de los pueblos afectados en una situación lamentable. Un desastre es una situación de daño grave que altera la estabilidad y las condiciones de vida de un ecosistema dada ante la presencia de una energía o fuerza potencialmente peligrosa (Políticas públicas para la reducción de la vulnerabilidad frente a los desastres naturales y socio naturales –Vargas, José Enrique 2002:13). En relación a esto Allan Lavell sostiene que *"los desastres son resultado de riesgos no manejados"* (...) *los desastres ocurren cuando no se conoce o no se actúa adecuadamente frente a los riesgos a los q estamos expuestos"* (CEPAL, 2005:9). Así el riesgo puede ser entendido como *"una condición latente o potencial y su nivel o grado depende de la intensidad probable del evento desencadenante y de los niveles de vulnerabilidad existentes"* (Herzer y otros, 2002:5).

Se entiende por evento desencadenante a amenaza, que es un acontecimiento físico, natural o causado por la acción humana que puede potencialmente ocasionar un desastre.

Por su parte el concepto de vulnerabilidad puede definirse como la probabilidad de que una comunidad expuesta a una amenaza natural puede sufrir daños humanos o materiales (CEPAL 2015:14)

Los riesgos por lo general son vistos por mayoría de las personas como algo objetivo y cuantificable. Su estimación se centra en el cálculo del daño probable o estimado y número de víctimas que se puedan presentar en un territorio determinado, producto de un desastre que se manifiesta bajo ciertas condiciones de exposición social, económica, ambiental, política o institucional, entre otras. (Manual de GRD para comunicadores sociales, 2011:17)

El concepto de crecida de un río, también llamada popularmente riada, es un proceso natural, sin periodicidad y de grandes consecuencias ambientales, constituido por un incremento importante y repentino de caudal en un sistema fluvial. Lleva consigo un ascenso del nivel de la corriente, que puede desbordar el cauce menor para ocupar progresivamente el cauce mayor, hasta alcanzar un máximo o punta de caudal o caudal-punta y descender a continuación (OLLERO, 1996). Son situaciones de estrés hídrico, sucesos hidrogeomorfológicos muy concentrados localmente, bien generalizados a nivel de cuenca, en los que el incremento de caudal supone un incremento de los flujos de energía (inputs y outputs) a través del sistema, que necesita estos procesos extremos para su propio equilibrio dinámico (GARZÓN, 1987). Esta sobreexcitación del comportamiento hidrológico genera consecuencias ambientales muy diferentes a las de los procesos de escorrentía normal, ya que se superan umbrales de resistencia en el sistema fluvial y se aceleran los procesos de erosión, transporte y sedimentación en la evolución ambiental de la cuenca.

En las inundaciones se ha expuesto que estas responden a un riesgo global al cual un gran porcentaje de la población mundial está expuesta y probablemente, más cerca que nunca, está muy relacionada con las acciones y decisiones humanas (Renn, 1998). En cuanto a esto, Rovira (1986) sostiene que un aspecto importante de esta problemática resulta ser, la percepción que el grupo humano tiene del evento y las acciones que se toman frente a ellas. Esto está influido tanto por la cultura como la experiencia de cada individuo.

Para Capel (1973), la percepción humana tiene un papel decisivo en la formación de una imagen del medio real, la cual fluye directamente sobre su comportamiento y, por lo tanto, en su relación con la naturaleza. En psicología, el término percepción es ante todo una actividad del sujeto, quien no es un mero recipiente pasivo de la estimulación del medio (García-Albea, 1999). De acuerdo
con Sjoberg y Drottz (1994), la percepción de riesgo, es un tema de investigación en que actualmente se evidencia una gran actividad. Estos autores sostienen que los riesgos son esquemas teóricos estimados o construidos según los diversos contextos. Con esto, se subraya la idea que los juicios sobre el riesgo están relacionados con estructuras personales, cognoscitivas, emocionales y de motivación como con los ambientes sociales, culturales y políticos lo que resulta relevante para la gestión local del riesgo. Sostienen, además, que la percepción de riesgo se basa en experiencias subjetivas y juicios intuitivos.

Por su parte, Rorhman (2008) se refiere a la percepción de riesgo como los juicios y evaluaciones que realizan las personas sobre los peligros a lo que se encuentran o se podrían encontrar expuestas ellas mismas, sus bienes o sus entornos, los riesgos implican la posibilidad de un daño o pérdida física, social y/o financiera. Es decir, interpretaciones del mundo basadas en experiencias y/o creencias, que están incorporadas en las normas, los sistemas de valores y la idiosincrasia cultural de las sociedades

La percepción de riesgo puede ser diferente entre una persona y otra. Cada cultura tiene sus propias concepciones y percepciones sobre la naturaleza y sus territorios. Mucha gente vive en una zona de riesgo desconociendo las condiciones de peligro a la que está expuesta, o por el contrario teniendo conocimiento del mismo, convive con el riesgo, asumiéndolo como algo cotidiano y familiar sin esperar que se pueda manifestar un desastre. Por lo general esta percepción está condicionada por la lejanía en el tiempo y la magnitud del último acontecimiento catastrófico que han experimentado. Por ejemplo, en una investigación sobre la Gestión de Riesgo por Inundación en la ciudad de Santo Domingo provincia de Heredia, Costa Rica se analizó la identificación del riesgo, mediante entrevistas y encuestas, lo cual se concluyó que el 55,1% de los entrevistados percibían la amenaza de inundación; consideraban que en los próximos años es muy probable que una inundación impacte en sus domicilios. (Análisis de GR de inundación en la ciudad de Santo Domingo **

Apenas sucede la catástrofe la población afectada muestra hipersensibilidad y la define como el mayor desastre que se recuerda, pero a medida que se aleja en el tiempo se va olvidando su gravedad. Esta pérdida de memoria histórica va acompañada de otra grave percepción: la falsa sensación de seguridad, la excesiva confianza que tienen las poblaciones en obras públicas (embalses, derivaciones, etc.) y el progreso técnico en general, cuya eficacia es a veces exagerada. La consecuencia de esta falsa seguridad es que los asentamientos se instalan en lugares cada vez más arriesgados, y en consecuencia, las inversiones públicas y las pérdidas se acrecientan. Este círculo vicioso se rompe cuando los fenómenos naturales desbordan las previsiones.

METODOLOGÍA

Partiendo de la investigación y de los objetivos planteados, se procedió a analizar la percepción del riesgo hídrico de la población expuesta a esta amenaza socio natural.

En una primera instancia se realizó un análisis bibliográfico y documental, para garantizar el conocimiento de antecedentes identificando la información que permitiera el acercamiento a la temática que aquí se propone y su vinculación con las distintas variables.

Por otra parte, se efectuó un relevamiento de campo, de manera que se pudieran reconocer en profundidad las características físicas del lugar y los aspectos sociales de la comunidad relevantes para el estudio.

Se adoptó una herramienta cuantitativa basada en una encuesta, que se realizó a un sector significativo de la población. En este caso de estudio, con una localidad de 210 habitantes (INDEC,2010), la muestra comprende el 33% de la población y el rango etario fue de 15 a 84 años. Finalmente, se evaluaron los factores asociados a la percepción y al comportamiento de las personas y su opinión sobre el riesgo hídrico, a partir de la percepción y valoración social de varios aspectos frente al riesgo hídrico.

CAPÍTULO I: RIESGO DE DESASTRES

Aun antes de la aparición del hombre sobre la tierra, el entorno físico mantenía un equilibrio: el agua que llovía en las zonas montañosas bajaba por los cauces e inundaba las zonas bajas para luego volver a su estado inicial. Posteriormente a la aparición del hombre se desarrollaron asentamientos humanos en las zonas aledañas a los cuerpos de agua trayendo consigo, cuando se desbordaba la corriente, problemas de inundaciones y erosión, problemas que modifica la respuesta hidrológica de las cuencas, incrementando la ocurrencia y la magnitud de las crecidas. Las crecidas son los desastres, con mayor repercusión socio-económica después de las seguías, tanto a escala mundial como lo que se refiere a nuestro país. Basta recordar, en ese sentido las consecuencias de las riadas que en las últimas décadas han afectado a países como Filipinas, China, Venezuela, EEUU, etc., entre el año 1987 y el 2002 (mapa de peligrosidad por avenidas e inundaciones, 2008. Pág. 3). En Argentina en el año 2003, la ciudad de Santa Fe sufrió una devastadora inundación por la crecida del Río Salado, fenómeno que se repitió cuatro años después. Como consecuencia de dicha inundación, los datos publicados por la CEPAL, demuestran la gran pérdida económica sufrida por la provincia de Santa, en gastos de emergencia tuvieron lugar \$5.955.025 [evaluación del impacto de las inundaciones y desbordamiento del río salado en la provincia de santa fe año 2003]. Un suceso similar a esto ocurrió en la provincia de Catamarca, donde se registró un intenso temporal que devastó durante las últimas horas del sábado 11 de abril del 2015, a la localidad de Balcozna departamento Paclín. En esa oportunidad, el agua arrasó con todo a su paso, inundó casas y arrastró automóviles. Debido a la crecida de ríos, muchos vecinos debieron autoevacuarse. Además, fueron afectados los servicios de agua, energía eléctrica, la señal de telefonía. El crecimiento del cauce de este río invadió la calle principal en la villa de Balcozna arrastrando piedras y sedimentos, lo que produjo la destrucción de gran parte de la calzada, además, el agua con barro arrastró dos vehículos e ingreso en al menos ocho viviendas con casi un metro de altura. También la fuerza del agua se llevó una pasarela, badenes y arrasó completamente con un parador municipal ubicado en cercanías al río. En la escuela también ingresó gran parte del barro, y el agua destruyó una pared del hospital (diario El Ancasti, lunes 13 de abril del 2015) Haciendo hincapié en los desastres ocurridos, se plantean distintos aspectos del riesgo de desastre. Cuando se habla de riesgo se alude "a un proceso de múltiples determinaciones". Así, en el libro de terminología sobre reducción de riesgo de desastres publicado por la Estrategia Internacional para la reducción de Desastres de Las Naciones Unidas (UNISDR) se conceptualiza al riesgo como la combinación de la probabilidad de que se produzca un evento y sus consecuencias negativas [UNISDR 2009: 29]. Para el experto Natenzon, "el riesgo es una categoría social y su construcción involucra la manera de organización de la sociedad, por lo que la noción de riesgo se relaciona con la probabilidad de resultados imprevistos o consecuencias poco anticipables, que se derivan de decisiones, omisiones o acciones de grupos sociales." [Natenzon 1995]. "Para que exista un riesgo, debe haber tanto elementos detonadores (sean de origen natural, socio natural o antrópicos) como una población vulnerable a sus impactos" [HERZER y otros 2002:5]. En otras palabras, el riesgo se construye a partir de dos elementos: la amenaza (elemento detonador, energía o fuerza potencialmente peligrosa), ya sea de origen natural o socio- natural y la vulnerabilidad, que es la probabilidad que una población expuesta a ciertas amenazas pueda sufrir daños. Así como existen múltiples determinaciones alrededor del término de riesgo también este ha sido abordado desde distintas perspectivas teóricas tal como lo hace la autora Silvia Fontana en su libro "vulnerabilidad, gestión del riesgo y desarrollo", en donde se menciona tres enfoques. Uno de ellos es el enfoque objetivista en el cual los eventos se pueden cuantificar, medir y predecir objetivamente y de manera unidimensional con métodos apropiados. En contraposición al enfoque anterior existe el constructivista que considera al riesgo como una construcción social, dado que los individuos responden de acuerdo a su percepción cultural del riesgo. Por último, se considera al enfoque holístico y multidisciplinar, que considera tanto las características geofísicas y estructurales, así como las variables económicas, sociales, políticas y culturales para la toma de decisiones en un área geográfica. El riesgo de desastre surge cuando las amenazas/peligros

interactúan con factores de vulnerabilidad físicos, sociales, económicos y ambientales. [Marco de acción de Hyogo 2005: 2] Un desastre es una situación de daño grave que altera la estabilidad y las condiciones de vida en un ecosistema (o sea, de una comunidad de seres vivos). Los riesgos de desastre se clasifican en naturales, socio- naturales y antrópicos. De todos ellos, los fenómenos de origen hidrometeorológico constituyen la mayoría de los desastres. Pese a que se van comprendiendo y reconociendo cada vez más la importancia de la reducción de riesgos de desastres y a que han aumentado los medios de respuesta, los desastres y en particular la gestión y reducción de riesgos siguen representando un desafío mundial. [Marco de Acción de Hyogo 2005:2]

La comunidad de Balcozna, de acuerdo a sus características climáticas y geofísicas se encuentra propensa a sufrir distintos riesgos de desastres tales como incendios forestales, sismos, aludes, sequías, tormentas e inundaciones. Uno de los objetivos de este trabajo es indagar el conocimiento que poseen los habitantes de Balcozna de la noción de riesgo de desastre, ya que tal como se dijo anteriormente el riesgo depende, entre otros factores, de las decisiones y acciones de un grupo social. También el conocimiento que se tenga del riesgo es importante ya que esto es un determinante de la vulnerabilidad. De acuerdo a la información recolectada en la localidad antes mencionada se pudo observar que 73,23% si considera al rio de Balcozna como una amenaza, en tanto que otro 26,77% no lo ve como amenaza. Por último en relación a la prevención de los desastres, un 54,93 % considera que si se pueden prevenir mientras que un 45,07 % sostienen que no.

En conclusión, se pudo evidenciar que no reciben capacitación sobre cómo actuar en caso de desastres, ya que cuando se los consulta sobre el tema, más del 91,54% responde negativamente mientras que el 8,48 % afirma que sí. Pero a pesar de ello, gran parte de la comunidad posee conocimiento intuitivo de los riesgos que deriva del hecho de ser oriundo de la zona. Por lo tanto, el conocimiento que poseen es resultado de las experiencias y vivencias de eventos similares ocurridos en el lugar. Sin embargo, es necesario que se les brinde preparación de personal idóneo en la temática y que los mismos incluyan la participación de la comunidad, ya sea a través de charlas en establecimientos educativos para lograr concientización desde edades tempranas.

CAPÍTULO II INFLUENCIA DE LA PERCEPCIÓN EN EL COMPORTAMIENTO DE LOS HABITANTES DE BALCOZNA

La relación hombre-medio es fundamental para la supervivencia de la especie humana ha conllevado a que nos asentemos, y organicemos el territorio a partir de unos patrones culturales, históricos, económicos y políticos, pero olvidamos (en algunos casos) el espacio geográfico; más aún no percibimos que muchas de sus potencialidades pueden ser un riesgo, por ejemplo, un río y su relación con las crecidas. Cuando el poblador desconoce las dinámicas físicas de un río su percepción frente al riesgo de una posible inundación es baja, sobre todo si no ha ocurrido una inundación reciente lo que generaría un aumento de la percepción del riesgo que tenga el poblador. En este sentido los procesos de asentamiento y adaptación primaria al medio social y ambiental en la mayoría de los casos se hacen sin el reconocimiento previo de las amenazas naturales a que el poblador se expondría limitando la capacidad de respuesta ante la presencia de un evento amenazador (La percepción del riesgo en los procesos de urbanización del territorio [1], Alexandra Vallejo, Jorge Andrés Vélezo, revista Entorno Geográfico de la Universidad del Valle Colombia).

Dicho esto, se plantea que la mayoría de las personas no han tenido la experiencia de hallarse ante una situación de peligro inminente y cuando esto ocurre algunas personas toman decisiones que incrementan el peligro para ellas y también para los demás. Así, los comportamientos que se producen van desde una actitud de calma hasta un verdadero pánico. Parece un hecho constatado en la historia de los grandes siniestros que el miedo a morir ha causado muchas más víctimas que el siniestro mismo. Se afirma por ejemplo que, en caso de catástrofe de regulares proporciones, sea cual sea su naturaleza -incendio, explosión o inundación-, el pánico ocasiona más daños y víctimas que la catástrofe en sí (NTP 390: La conducta humana ante situaciones de emergencia: análisis de proceso en la conducta individual, Manuel Fidalgo Vega,1999).

Haciendo hincapié en el riesgo hídrico, Renn establece que Las inundaciones responden a un riesgo global al cual un gran porcentaje de la población mundial está expuesta y probablemente más cerca que nunca, está muy relacionada con las acciones y decisiones humanas (Renn, 1998). En cuanto a esto, (Rovira 1986) sostiene que un aspecto importante de esta problemática resulta ser la percepción que el grupo humano tiene del evento y las acciones que se toman frente a ella, esto está influido tanto por la cultura como la experiencia de cada individuo; por lo tanto, no se puede suponer que la percepción de un riesgo sea considerada de igual manera en todas partes del mundo, ni tampoco por todos los peligros, ni por todas las personas (Bohulm, 1998).

Otro aspecto que se tuvo en cuenta es la noción sobre la percepción del riesgo hídrico, que está forjada por los juicios intuitivos que individuos o grupos de individuos hacen al respecto, utilizando para ello información limitada o incierta. Por lo tanto, estas nociones varían en la sociedad de acuerdo a diversos factores como serían sus distintos niveles de conocimiento sobre el peligro (experiencias vividas en relación a anteriores episodios de inundación, nivel de educación, sexo, etc.) respecto al riesgo, entre muchos otros.

Otra perspectiva asociada a la percepción es el comportamiento de los individuos respecto a los riesgos a los que están expuestos. En suma, el comportamiento es en gran medida un reflejo de la forma en que se reacciona ante los estímulos del mundo externo, esos estímulos están conformados por la información que reciben, el tipo de educación, las experiencias vividas, etc.

Para analizar cómo los factores asociados a la percepción en el comportamiento de las personas de Balcozna, se realizaron encuestas a los habitantes del lugar. De las cuales, Seis han sido las preguntas de encuestas utilizadas en este estudio para determinar dicho análisis.

Con respecto a la franja etaria, queda al descubierto que el 69% de la población representa a una comunidad joven entre 13 y 46 años. Al respecto se considera que la edad puede condicionar la percepción social del riesgo hídrico, por su relación con las experiencias de desastres vividos.

Otro aspecto que se tuvo en cuenta es el nivel educativo de la población, del cual el 50 % tienen estudios secundarios completos, un 32 % completaron el nivel primario, un 16% tienen terciario y un 2 % carece de escolarización.

Para determinar la percepción de riesgos de desastres que posee la población estudiada, se indagó sobre si creen que los desastres se pueden prevenir, un 55% respondió positivamente mientras que el 45% considera que los desastres por inundaciones no se pueden prevenir.

Al mismo tiempo, al consultar sobre si tenían conocimiento acerca de lo que es un sistema de alerta temprana, un 77% desconoce este sistema y el 23% restante si tiene noción del mismo.

De la sistematización antes detallada se deduce que las experiencias vivenciales son un factor determinante en la percepción social del riesgo hídrico.

RESULTADO Y DISCUSION

Un gran porcentaje de la población mundial se encuentra expuesta al riesgo hídrico, es por eso que en el presente trabajo se enfoca en la percepción social del riesgo, ya que el riesgo es una construcción social y la magnitud de las perdidas y los daños pueden en gran parte, ser explicados por las acciones y decisiones humanas cuando se enfrentan a eventos físicos, incluyendo la opción de ignorarlos o descartar su significado, tal como se expresa en el capítulo cuatro de la Investigación Forense de Desastres. (FORIN versión español- 2016 pag.36). A través de la percepción, el ser humano actúa sobre el medio de una manera u otra, es por eso que se pretende responder al interrogante del trabajo de investigación: "cuál es la relación que existe entre la percepción social del riesgo y el comportamiento de los habitantes de la comunidad de Balcozna." Es importante destacar que se tomó a la localidad de Balcozna por varias razones, principalmente se tuvieron en cuenta los antecedentes que arriban en el lugar, se tomó como referencia una crecida que se produjo en el lugar, sumado a los antecedentes de desastres vinculados al riesgo hídrico, también los factores climáticos y geográficos, todo esto fundamenta la selección del área a estudiar. Si bien es trascendental conocer las consecuencias que produce el riesgo hídrico, es vital profundizar en la percepción que las personas tienen respecto a este riesgo, y por lo tanto la relación que existe con el comportamiento.

Con respecto a los factores que se tuvieron en cuenta para la selección del área de estudio, surgieron supuestos, con los cuales se abordó el análisis, es decir, que la comunidad tenia escasa percepción del riesgo, o poco conocimiento de los riesgos a los que están expuestos, pero a la hora del relevamiento de campo los resultados fueron diferentes a los supuestos que se plantearon al principio, a grandes rasgos se pudo plasmar con ayuda de encuestas, que la percepción de dicha localidad es notoria, y se llegó a determinar que el comportamiento es resultado de la percepción, siendo esta difícil de determinar, puesto a que no son constantes y son independientes de cada persona.

CONCLUSION

Históricamente las comunidades tienden a asentarse y organizarse al margen de los ríos por una cuestión estratégica, siguiendo patrones culturales, económicos y políticos. Muchas veces no se percibe las potencialidades del espacio geográfico que pueden representar un riesgo, como es el caso del río Balcozna que se encuentra atravesando a la comunidad.

En este trabajo se procura establecer la relación que existe entre percepción social de riesgo y el comportamiento de las habitantes. Como se mencionó anteriormente, el comportamiento es el resultado de la percepción, siendo ésta difícil de determinar, puesto que no es constantes e independiente de cada persona. Es por eso que se plantea que, a partir de la percepción, el ser humano actúa sobre el medio de una forma u otra.

La noción sobre la percepción social del riesgo hídrico está forjada por los juicios intuitivos que individuos o grupos de individuos hacen al respecto, utilizando para ello información limitada o incierta. Por lo tanto, estas nociones varían en la sociedad de acuerdo a diversos factores como serían sus distintos niveles de conocimiento sobre el peligro (experiencias vividas en relación a anteriores episodios de crecidas, nivel de educación, sexo, edad, etc.) respecto al riesgo, entre muchos otros. [Edelenbos y Klijin, 2005; Slovic, 1987; Tábara, 2010]

Antes de analizar los factores mencionados, cabe destacar que la expectativa inicial de este trabajo fue que los pobladores tenían escasa percepción de riesgo, pero en el relevamiento de campo se observó una realidad distinta a la esperada que está plasmada en la sistematización de las encuestas.

Con respecto a la recolección de datos, se ha utilizado para ello una metodología cuantitativa cuya herramienta de investigación es la encuesta.

Del procesamiento de datos, surge que 69 % la franja etaria de la población es entre 13 y 46 años, se considera la edad como relevante ya que, la percepción es construcción individual de cada persona, por lo tanto, varía en individuos de edades distintas debido a que es un proceso que se nutre de las experiencias vividas y con la información adquirida a lo largo de su vida.

También se considera el nivel educativo de la población, del cual el 98 % posee escolarización, de este, el mayor porcentaje accedió al nivel secundario. Sin embargo, en el sistema educativo se evidencia la carencia de conocimientos relacionados a gestión de riesgo de desastres. Es decir, sus conocimientos y vivencias en cuanto a desastre, vienen forjadas por un conocimiento informal, proporcionada por creencias y vivencias ajenas, como la que puede aportar la población longeva a las actuales generaciones, siendo esta, información incierta o reducida.

Otro de los factores es el nivel socioeconómico, gran parte de la comunidad posee un trabajo estable pero aun así se observa en la comunidad falta de inversión en seguridad de infraestructuras,

sistemas de prevención y acceso a la información, restándole lo atractivo que esta villa turística tenía en épocas anteriores, la que se vio muy castigada por las crecidas.

En relación a esto, se indagó sobre la amenaza hídrica presente, un 73% de la población percibe al río como un peligro latente. Los mismos aseguran que no se encuentran preparados para afrontar un evento adverso de igual magnitud. Complementado a los demás factores, se determinó que el 77% de los encuestados no conoce el sistema de alerta temprana, dejando en evidencia sus conocimientos mínimos en cuanto a la prevención que esta herramienta proporciona, potenciando así la creencia de que la información que poseen es reducida, debido al limitado acceso a los medios de comunicación.

En este sentido, cuando el poblador desconoce las dinámicas físicas de un río, su percepción frente al riesgo de una posible crecida es baja, sobre todo si no ha ocurrido una crecida reciente. [la percepción del riesgo en los procesos de urbanización del territorio. Alexandra Vallejo, Jorge Andrés Vélez: 2009]Esta teoría se pone en manifiesto en el área de estudio, ya que la población en las preguntas de encuestas reconoce al río como una posible amenaza, debido al hecho ocurrido recientemente en el año 2015, por lo que se infiere que en este momento su percepción es notoria. Sin embargo, cabe mencionar que dicha percepción no se mantiene constante ya que la misma disminuye a medida que los eventos son más alejados en el tiempo, en este caso es alta y debe ser reforzada con información y capacitación para generar concientización y cultura de prevención.

REFERENCIAS

- Anuario de investigación. Evaluación de la percepción de riesgo en diferentes grupos sociales –vol. 19 N°2- Ciudad Autónoma de Buenos Aires (2012)
- Capel, H. percepción del medio y comportamiento geográfico, 58. (1973)
- Cepal,9 (2005)
- Cepal,14 (2015)
- Diario El Ancasti (2015)
- Estrategia internacional para la reducción de desastres de las Naciones Unidas,29 (2009)
- Fidalgo Vega, M. NTP 390: la conducta humana ante situaciones de emergencia. Análisis de proceso en la conducta individual.(1999)
- Fontana, SE. Vulnerabilidad, gestión de riesgo y desarrollo,
- Herzer, HM. Construcción del riesgo, desastre y gestión ambiental urbana. (perspectivas en debate) (1998)
- Investigación Forense de desastres –FORIN versión español (Smith, Oliver- Ayala Alcántara, Irasema- Burton Ian- Lavell, Allan- 2016-)
- Manual para la GRD para comunicadores sociales,17 (2011)
- Marco de Acción de Hyogo- estrategia internacional para la reducción de desastres EIRD, 1-2(2005)
- Mukulic, I M and Cassullo, G. Aportes de la evaluación psicológica a la psicología ambiental. Estudio de la percepción. (2011)
- Ollero Ojeda, A. Crecidas e inundaciones como riesgo hidrológico- universidad del país vasco.
- Revista de estudios sociales en prevención de desastres en América Latina. Desastres y sociedad (1996)
- Vallejo, A and Velezo, A. la percepción del riesgo en los procesos de urbanización del territorio, revista entorno geográfico de la universidad del valle de Colombia.
- Vargas, JE. Políticas públicas para la reducción de la vulnerabilidad frente a los desastres naturales y socionaturales,13. (2002)

IMPACTO DEL PLAN NACIONAL DE MANEJO DEL FUEGO EN BALCOZNA. APLICACIÓN DEL MÉTODO FORIN.

Gretel Galeano^a

Galván, Juan Carlos; García, Gustavo Ariel; Mirabal, María Ruth; Palacio, Federico; Picón, Carlos Eduardo; Ríos Plaza, Manuel Alejandro; Vaca, Lourdes Agustina; Vázquez, Flavia; Vergara, Cristian Gonzalo^b

^aLicenciada en Comunicación Social. Diplomada en Comunicación y Gestión de Riesgos de Desastres. Curso de posgrado en Políticas Públicas. Maestrando en Gestión Política. Docente de materias de Gestión de Riesgos I y Gestión de Riesgos II de la Tecnicatura Universitaria en Gestión de Riesgos, Higiene y Seguridad del Trabajo de la Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas – Universidad Nacional de Catamarca

e-mail: gretelgaleano@gmail.com

^bAlumnos de la Cátedra de Gestión de Riesgos II de la Tecnicatura Universitaria en Gestión de Riesgos, Higiene y Seguridad del Trabajo de la Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas

RESUMEN

En el año 1996, el gobierno nacional argentino creó el Plan Nacional de Manejo de Fuego (PNMF) como respuesta al incremento de los incendios forestales en todo el territorio del país. Este plan tiene como prioridad definir recursos, jurisdicciones y responsabilidades que afectan a la preparación para el combate y supresión de los incendios forestales, involucrando en estas tareas a las diferentes autoridades jurisdiccionales y de áreas relacionadas a la temática. A principios del año 2008 la provincia de Catamarca implementó el PNMF a raíz del incremento de los incendios. Esta serie de acontecimientos socio-naturales materializó el poder destructivo de eventos que dañan y evidencian los recursos disponibles en la provincia, afectando tanto ciclos naturales como la dinámica estructural de los ecosistemas reduciendo su calidad y productividad. La investigación se sitúa en la localidad de Balcozna, ubicada en el Departamento Paclín, al norte de la Ciudad de San Fernando del Valle de Catamarca, debido a su alto riesgo de incendios forestales como consecuencia de un ambiente genéricamente conocido como "área seca", una corta estación de lluvias y fuertes vientos (o zonda) característicos de la Provincia. Como se mencionó, estos ecosistemas a pesar de su fragilidad, son relativamente seguros y estables, pero el uso indebido o abusivo por parte del hombre genera importantes procesos que ponen en riesgo la localidad. Dichos procesos, anteceden el origen de una cadena de eventos sistemáticos que vulneran las condiciones de seguridad, creando una brecha de pérdidas entre prevención y respuesta inmediata. La problemática de los desastres debe ser un componente intrínseco de los esquemas de desarrollo sostenible. Desde esta perspectiva, el proceso de investigación del trabajo induce a un punto de observación, reflexiones teóricas, conceptuales y empíricas que a través de las herramientas prácticas de recolección de datos describen el impacto real de la implementación del Plan Nacional Manejo del Fuego en la localidad de Balcozna. Finalmente, se implementó el Método denominado Meta análisis que es uno de los enfoques planteados por las Investigaciones Forenses de los Desastres (FORIN).

Palabras Clave: Gestión de riesgo de desastres, incendios forestales, plan manejo del fuego.

INTRODUCCIÓN

Durante la última década, una serie de acontecimientos socio-naturales ocurridos en Catamarca materializó el poder destructivo de eventos que dañan y evidencian los recursos disponibles en la provincia, afectando ciclos naturales y dinámica estructural de los ecosistemas reduciendo calidad y productividad. Este trabajo de investigación se sitúa en la localidad de Balcozna.

Balcozna se encuentra en el Departamento Paclín, al norte de San Fernando del Valle de Catamarca, Argentina. Con un ambiente genéricamente conocido como "áreas secas", una corta estación de lluvias y fuertes vientos (o zonda) característicos de la Provincia.

A pesar de la fragilidad de estos ecosistemas, son relativamente seguros y estables, pero el uso indebido o abusivo por parte del hombre genera importantes procesos que ponen en riesgo la localidad. Dichos procesos, anteceden el origen de una cadena de eventos sistemáticos que vulneran las condiciones de seguridad, creando una brecha de pérdidas entre prevención y respuesta inmediata.

La metodología utilizada en este trabajo permite inferir en los conocimientos (a nivel social e institucional) del daño y/ó pérdidas causadas por el fuego puesto que no se dimensiona la amenaza real que representa, por ejemplo, un incendio forestal.

Por lo tanto, las respuestas ante cualquier riesgo potencial deben estar basadas en metodologías y herramientas específicas organizadas, coordinadas y planificadas estratégicamente para llevar a su nivel más neutral cualquier amenaza. Estas respuestas deben ser preventivas y eficaces, al igual que el proceso de comunicación y el respectivo flujo de información.

Asimismo, la problemática de los desastres debe ser un componente intrínseco de los esquemas de desarrollo sostenible. Desde esta perspectiva, el proceso de investigación del trabajo induce a un punto de observación, reflexiones teóricas, conceptuales y empíricas que a través de las herramientas prácticas de recolección de datos describen el impacto real de la implementación del Plan Nacional Manejo del Fuego en la localidad de Balcozna.

OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

• Describir el Impacto del Plan Nacional de Manejo del Fuego en Balcozna Dpto. Paclín.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Describir el conocimiento de la población acerca de incendios forestales.
- Conocer cómo se aplica el Plan Nacional de Manejo del Fuego a nivel municipal.

ÁREA DE ESTUDIO

CATAMARCA¹



Ubicada en el hemisferio sur del Continente Americano, al noroeste de la República Argentina, presenta las siguientes características geografías:

<u>Superficie:</u> 102602 <u>km²</u> <u>Cantidad de Departamentos:</u> 16 <u>Cantidad de Municipios:</u> 36 <u>Capital:</u> San Fernando del Valle de Catamarca. Fuente: http://www.enmanosdenadie.com.ar/tag/catamarca/

Demografía

¹ https://es.wikipedia.org/wiki/Provincia_de_Catamarca.

Tabla 1: Provincia de Catamarca. Población total y variación intercensal absoluta y relativa por departamentos.

Años 2001-2010

Desertemente	Poblaciór	ı	Mania aifa a baabuta	
Departamento	2001	2010	Variación absoluta	variación relativa (%)
Total	334.568	367.828	33.260	9,9
Ambato	4.525	4.463	-62	-1,4
Ancasti	3.082	2.917	-165	-5,4
Andalgalá	17.102	18.132	1.030	6,0
Antofagasta de la Sierra	1.282	1.436	154	12,0
Belén	25.475	27.843	2.368	9,3
Capayán	14.137	16.085	1.948	13,8
Capital	141.260	159.703	18.443	13,1
El Alto	3.400	3.570	170	5,0
Fray Mamerto Esquiú	10.658	11.896	1.238	11,6
La Paz	21.061	22.638	1.577	7,5
Paclín	4.290	4.185	-105	-2,4
Pomán	9.543	10.776	1.233	12,9
Santa María	22.127	22.548	421	1,9
Santa Rosa	10.349	12.034	1.685	16,3
Tinogasta	22.570	22.360	-210	-0,9
Valle Viejo	23.707	27.242	3.535	14,9

Nota: la población total incluye a las personas viviendo en situación de calle.

Fuente: INDEC. Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas 2001 y 2010.

<u>Relieve:</u> Figura 1: Relieves de Catamarca



De los 102602 km², el 70 por ciento de su superficie está cubierto por relieve montañoso. El factor orográfico es el condicionante del ambiente en general, es este el que marca las distribuciones de las precipitaciones y su relación sistémica con la localización tanto de la flora, como también de la fauna. El relieve se corresponde o adquiere una característica propia según el estilo geomorfológico - estructural y morfológico.

Fuente: http://geografiadecatamarca.blogspot.com.ar/

Clima:

Catamarca presenta tipos correspondientes a las categorías:

- Climas áridos del tipo Tropical Serrano
- Climas áridos del Andino Puneño
- Árido de Sierras y Bolsones

Vegetación:

En general la vegetación corresponde al desierto y semi-desierto, según la zona. En cercanías de ríos y arroyos puede observarse un cambio en la flora. La provincia, se caracteriza por tener representado su territorio por eco-regiones debido a las variaciones topográficas: Puna, Altoandina, Prepuna, monte, chaco serrano, chaco árido, chaco semiárido, yungas y pastizales.

BALCOZNA



Perteneciente al departamento Paclín, está ubicada a 90 Km. al norte de San Fernando del Valle de Catamarca, en un paraje estratégico natural en confluencia con la Ruta Nacional N° 38, del corredor nacional del norte de nuestro País.

Figura 2: Dpto. Paclín-Catamarca Fuente: https://es.wikipedia.org/wiki/Provincia_de_Catamarca

Aquí la variación topográfica determina eco-región o región natural conocida como: <u>Eco-región de Balcozna: Chaco Serrano:</u> Ubicado en las laderas orientales de las sierras pampeanas. El sector serrano de la eco-región



Figura 4: Villa de Balcozna-Dpto. Paclín. Fuente: Google Earth

Chaqueña comprende sectores de los sistemas montañosos de las sierras de capillita (Dpto. Andalgalá, Sierra de los Varelas y de Colpe, Dpto. Ambato, Sierras de Balcozna, (Ambato y Paclín) Sierras de Gracian (Dpto. Ambato, Paclín y FME), Sierras del Ambato, (Dpto. Ambato y Capayán), Sierra de los Angeles (Dpto. Capayán y Capital) sierra de los colorados (Capital Y Ambato), Sierras de Fariñango (Dpto. Capital, Valle Viejo y Fray ME y Sierras de Ancasti (Dpto. Ancasti Y el Alto). También incluye numerosos valles y planicies intermontanas, como por ejemplo el campo del Pucará (Dpto., Andalgalá), Los Valles de los Ríos Los Puestos (Dpto. Ambato, Paclín (Dpto. Paclín) del Valle (Dpto. Ambato, F.M. E. y Valle Viejo).

Las principales problemáticas que presenta la región están relacionadas con el estado de conservación de la biodiversidad (el sobrepastoreo que afecta áreas productivas y urbanas), el estado de la conservación del suelo, la disponibilidad de agua para el consumo y la producción y mantenimiento de los sistemas naturales.

La disponibilidad hídrica es escasa en general, situación que se agrava por el uso inadecuado del recurso, comprometiendo los requerimientos de consumo y las actividades productivas con las que tiene directa relación.

El daño más evidente en la biodiversidad se observa en mayor grado en el chaco semiárido, donde se han perdido las especies nativas o se presentan como remanentes del monte nativo. Las áreas afectadas por incendio forestales afectan varios sectores montañosos del chaco serrano.

MARCO TEORICO

Cuando el suelo alcanza un nivel de sustento natural, está en equilibrio con sus factores ambientales, desarrolla condiciones apropiadas para una buena producción de biomasa. Si este equilibrio se rompe, ya sea por acciones antrópicas directas o indirectas, se originan alteraciones en el ecosistema, donde el sistema suelo no es lo suficientemente resistente para soportar tal

perturbación. La evolución natural del suelo se detiene y adquieren mayor atención una importante serie de procesos que conducen a la degradación de la calidad del suelo.

"La estabilidad de los ecosistemas depende entonces de su capacidad para resistir, adaptarse o evolucionar con los fenómenos naturales. El clima es uno de los factores más influyentes a corto y mediano plazo por sus efectos en la temperatura, la estacionalidad y las lluvias. También tiene alta influencia los incendios, inundaciones y deslizamientos de tierra, que en ocasiones son desastrosos para algunos ecosistemas". (Jorge Enrique Vargas, 2002).

Además, las actividades humanas configuran, modifican o transforman la tierra, el aire, el agua, flora y fauna. El producto de dichos procesos es un nuevo entorno construido, un ambiente "natural" nuevo que combina lo social con lo natural bajo patrones de alta centralidad y densidad: un medio ambiente urbano.

Consecuentemente, la amplia falta de control y normativas referentes al cuidado y uso responsable de los recursos (por las razones que sea), hacen aparecer más y novedosos factores de *riesgo*, que desafían las premisas, el estado de conocimiento y las medidas de seguridad ya existentes.

El concepto de riesgo, en su definición más sencilla, hace referencia a la probabilidad de que a una población (personas, estructuras físicas, sistemas productivos, etc.), o segmento de la misma, le ocurra algo nocivo o dañino².

Si existe el riesgo, existe la amenaza (o peligro) como así también una población vulnerable a sus impactos, siendo "vulnerabilidad" la propensión de sufrir daños. Entonces, el riesgo en consecuencia, es una condición de estado latente o potencial, y su grado depende de la intensidad probable de la amenaza y los niveles de vulnerabilidad existentes. Desde esta perspectiva, la vulnerabilidad es una manifestación del desequilibrio o desajuste, en igual medida, entre estructura social, el medio físico-constructivo y entorno natural.

"Entre los temas o enfoques de análisis de menor dedicación, tanto conceptual como empírica, se halla el de la relación entre la llamada *Degradación Ambiental y la creación de condiciones de riesgo*; y eventual desastre en el ámbito urbano; o, dicho en otros términos, la relación entre la degradación del medio ambiente urbano (y urbano-regional) y la construcción social de las condiciones de riesgo"³.

A partir de la clasificación de Cosio en 2003, se pueden reconocer 3 tipos de amenazas según su origen:

✤ <u>Naturales</u>:

Tienen su origen en los procesos de transformación y la dinámica natural de la tierra. Entre ellas se encuentran:

- *Geológicas*: sismos, erupciones volcánicas, maremotos, deslizamientos, derrumbes, erosión, etc.
- *Hidrometeorológicas*: huracanes, tormentas tropicales, tormentas eléctricas, sequías, fenómeno de El Niño, temperaturas extremas, inundaciones.
- Socio-Naturales:

Se expresan a través de fenómenos que parecen ser de la naturaleza, pero en su ocurrencia o intensidad interviene la acción humana. Resultados de la interacción entre sistemas humanos con ecosistemas naturales o paisajes rurales transformados.

Antrópicas:

Ocasionados directamente por la acción del hombre:

• *Tecnológicas*: explosiones, incendios, accidentes de tránsito o aéreos en zonas urbanas, fugas radiológicas, contaminación del aire, agua o suelo, etc.

² Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina.

³ Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina.

• Sociales: conflictos y disturbios sociales, guerras, etc.

Entonces, considerando amenazas de origen natural y antrópico asociadas al subsistema natural, se elaboró una descripción de los fenómenos adversos que afectan a la provincia. Teniendo en cuenta parámetros topográficos y dinámica poblacional con el entorno.

TIPOS DE AMENZAS	CLASIFICACION	
	Crecidas	
A	Sequias	
Amenazas murometeorologicas	Tormentas	
	Aludes	
	Sismos	
Amenazas geológicas y	Deslizamientos	
geomorfológicas	Erosión eólica	
	Erosión hídrica	
	Incendios civiles	
	Accidente de tránsito	
A menazas tecnológicas	Accidente de tránsito de sustancias	
Amenazas tecnologicas	peligrosas	
	Explosiones	
	Contaminación	
	Perdida de la biodiversidad	
Degradación ambiental	Colmatación de diques	
	Desertificación	
	Incendios forestales	

TIPOS Y CLASIFICACIÓN DE AMENAZAS EN CATAMARCA

Tabla 3: Tipos y clasificación de Amenazas en Catamarca

Fuente: Elaboración propia con datos de bibliografía consultada⁴.

Debe tenerse en cuenta que cualquier cambio que se realiza en un sistema de manera directa o indirecta, produce la modificación de cada componente del mismo para perpetuar su existencia y funcionalidad por medio de la adaptación. La estructura pierde equilibrio y estabilidad, originando nuevas condiciones de riesgo y vulnerabilidad. Razón por la cual es necesario considerar los factores de vulnerabilidad dentro de la planificación estratégica en la Gestión de Riesgo orientadas a la prevención.

FACTORES DE VULNERABILIDAD

	iniciaomada		
FACTORES	FACTORES	FACTORES	FACTORES
AMBIENTALES	ECONOMICOS	FISICOS	SOCIALES
Relacionados con	Mala utilización de	Ubicación física y	Hacen referencia a
la forma de cómo	los recursos	ocupación del	un conjunto de
una comunidad	disponibles. Pobreza	territorio, Calidades	relaciones,
explota los	y marginalidad.	y condiciones	comportamientos,
elementos de su	Condiciones de	técnicas de los	creencias, formas de
entorno,	subdesarrollo que	bienes expuestos.	organización y

Tabla 4: Factores de vulnerabilidad

⁴ "El Riesgo de desastre en la planificación del territorio" - Programa Nacional de prevención y reducción del riesgo de desastre y desarrollo territorial (PNUD-Arg-05/020) primer avance.

debilitándose a sí	impiden inversión en	manera de actuar
misma y	gestión de riesgo.	individual y
debilitando a los		colectiva de las
ecosistemas en su		personas que las
capacidad para		ubica en condiciones
absorber sin		de mayor o menor
traumatismos los		exposición
fenómenos de la		-
naturaleza		

Fuente: Elaboración propia con datos de bibliografía consultada.⁵

Tal forma de concebir estas problemáticas, sirve para situar al hombre y sus acciones como componentes intrínsecos del ambiente y no disociarlo o separarlo, tratándolo como un elemento externo perturbador. No obstante, la construcción del riesgo implica como proceso, la observación, el estudio, y evaluación del impacto de lo social sobre lo social, del impacto del ser humano sobre lo natural, y el efecto de la naturaleza transformada sobre la sociedad.

INCENDIOS FORESTALES.

Los incendios forestales marcan un punto de inflexión en la construcción del riesgo desde que el hombre comenzó a utilizar el fuego como herramienta complementaria para sobrevivir.

Dicho de otra manera, Incendio Forestal; "es **fuego** que se propaga libremente por la vegetación, sin estar sujeto a control humano, con efectos no deseados para la misma"⁶.

El fuego en torno a la vida del hombre ha sido de gran relevancia en el proceso evolutivo en el transcurso del tiempo.

A modo de síntesis conceptual, se puede definir *fuego* como un fenómeno Físico–Químico caracterizado por desprendimiento de luz y calor. Elemento que modifica la estructura y funcionamiento de un ecosistema.

Con respecto a Catamarca, se distinguen índices de amenaza de degradación ambiental a causa de los incendios forestales en el siguiente mapa:



Figura 6: Mapa de amenaza de Degradación ambiental. Incendios Forestales. Catamarca

⁵ Silvia E. Fontana ''vulnerabilidad, gestión del riesgo y desarrollo''

⁶ Nieva, Nadia Yanina. Vega, Luis Manuel. Departamento de Geografía - Facultad de Humanidades. Unca. Secretaria del agua y del ambiente. Subsecretaria del ambiente. Dirección de recursos naturales.

Fuente: Atlas Catamarca

Ya que en muchos casos el fuego se usa como factor para acelerar el rebrote de la superficie, esto sólo sucede cuando el fuego es controlado y existen condiciones de humedad tanto de suelo como de vegetación.

Dado que se trata de un elemento potencialmente peligroso, es necesario considerar el comportamiento (del fuego) en un incendio, se debe tener en cuenta que depende de factores como, topografía, climatología y disponibilidad de combustible. De los cuales, los combustibles pueden ser alterados o manejados por el hombre, no así los factores topográficos, que son inmutables, ni los factores de clima que son cambiantes.

TENDENCIA GENERAL DEL COMPORTAMIENTO DEL FUEGO EN CATAMARCA.

"En la provincia de Catamarca existe una tendencia general del comportamiento si consideramos la topografía basada en un relieve irregular, y en la acción de los locales (Brisa de Valle y Montaña)"⁷.



Figura 7: Comportamiento del Fuego

Fuente: Nieva, Nadia Yanina. Vega, Luis Manuel. "Implicancias y consideraciones acerca de los incendios forestales en la provincia de Catamarca. República Argentina"

El viento aporta oxígeno extra a la combustión, acelera el traslado y propagación del fuego, apoderándose de la columna de humo, evidenciando la dirección del mismo, e indicando las posibles trayectorias que tomará la cabeza del incendio.

En la provincia la intensificación de los vientos se manifiesta en agosto, con predominio del cuadrante Noroeste. El período de riesgo de incendio más alto va desde Julio a diciembre. Además, en estos meses es cuando se genera "Ambiente de Zonda", común en las Provincias cordilleranas de Mendoza, San Juan, La Rioja y Catamarca.

CAUSAS DE LOS INCENDIOS

En cuanto a los motivos por los cuales se inician los incendios son diversos, por ejemplo, la caída de un rayo en épocas de tormentas eléctricas, la radiación solar y los cambios climáticos que originan periodos prolongados de verano acompañados de altas temperaturas; o por causas antrópicas.

⁷ Nieva, Nadia Yanina. Vega, Luis Manuel. "Implicancias y consideraciones acerca de los incendios forestales en la provincia de Catamarca. Republica Argentina".

En nuestra provincia se tiene en cuenta:

- Quema de pastizales secos para acelerar el rebrote, como practica ganadera.
- Al quemar la basura, rastrojos y restos de desmonte.
- Al quemar monte "sucio" para eliminar plagas (garrapatas, ratas, etc.)
- Limpieza de cunetas (fuego usado para desmalezamiento).
- Un fuego mal apagado (al comer un asado, calentar agua para el mate), después de un día de campo, etc.
- Descuido, al tirar una colilla de cigarrillo encendida, desde el auto.
- Hacer fuego para provocar humo, al sacar una colmena de un árbol.
- Fogatas mal apagadas por cazadores y pescadores.

Debido a éstas causas que aumentan el riesgo de daño ocasionados por el fuego, sumado a ello el incremento de incendios en toda la provincia, se determinó las áreas críticas afectadas por la problemática de los Incendios forestales⁸.

3.1.5 Áreas Críticas:

- Cumbres y Faldeos de la Sierra de Ancasti o El Alto. (Dpto. Ancati, El Alto, Valle Viejo)
- Cumbre de la Sierra de los Angeles-Cerro Crestón (Capayán, Capital)
- Faldeos de la Sierra del Ambato-Manchao (Capayán, Ambato)
- Cumbres de la Sierra de Gracián-Lampazo (Fray Mamerto Esquiú, Ambato y Paclín)
- Faldeos Occidentales de la Sierra de Ambato-Manchao (Pomán)
- Cumbre de El Rodeo (Ambato)
- Cumbre de Humaya (Ambato)
- Cumbres de la Sierra de Los Varela (Ambato)
- Faldeos occidentales de la Sierra de los Narvaéz- Las Chacritas (Ambato).
- Cumbre de la Sierra de Guayamba-Potrerillo (Paclín)
- Faldeos del Nevado del Aconquija (Andalgalá)

PROBLEMÁTICA EN BALCOZNA-DPTO. PACLÍN

Figura 11: Incendios-Paclín.

Fuente: Brigada contra Incendios Forestales Catamarca



Durante los últimos 8 años en departamento el Paclín se han producido vastos incendios ocasionados (en su mayoría) intencionalmente. algunos como consecuencia de un rozado o quema de pajonal para acelerar el rebrote, como una práctica ganadera. otros por las altas

⁸ Salinas, R. 2.000, en "Implicancias y consideraciones acerca de los incendios forestales en la provincia de Catamarca. Republica Argentina" de NIEVA, Nadia Yanina y VEGA, Luis Manuel

temperaturas alcanzadas en las estaciones de calor, también en épocas de seguias provocadas por bajas temperaturas después de ocasionales nevadas.

Para una mejor comprensión a continuación se anexa los incendios forestales y el año de desarrollo en Paclín.

CRONOLOGÍA DE INCENDIOS FORESTALES EN PACLÍN (2009-2016)⁴

Considerando la información brindada por la Brigada contra Incendios Forestales Catamarca se puede inferir la siguiente cronología de incendios registrados en Balcozna y sus alrededores, conformes al departamento Paclín.



Grafico 1: Cronología de Incendios forestales en Paclín-Catamarca.

En lo referente a la vegetación afectada por los incendios forestales durante el mismo lapso de tiempo, se describe:

Grafico 2: Vegetación afectada. Dpto. Paclín (2009-2016)



Fuente: Elaboración propia consultada a información de Brigada contra Incendios Forestales Catamarca. (Ver anexo D)

"Los brigadistas de la provincia se manejan con el Índice de Peligrosidad, un sistema canadiense que el Plan Nacional de Manejo del Fuego está estudiando hace más de 15 años para llevarla a cabo en el país. Dicho sistema sirve para efectuar planes de prevención y supresión; para definir estrategias-tácticas en el combate y determinar la seguridad del combatiente y el ciudadano"⁹.

Por otra parte, información brindada acerca de los incendios desarrollados en 2009, permite a continuación describir cartográficamente algunas zonas afectadas por el fuego en la parte

de

(Ver

D).

B.N

⁹ El Ancasti Digital, Viernes, 14/08/2009.

periférica de Balcozna y un foco de potencial riego de propagación desarrollado en las cercanías. Si bien no fueron los únicos incendios que se registraron ese año, se consideran los desarrollados a menor distancia del lugar de estudio debido a la amenaza que representa el fuego¹⁰.

4.1.2 Zonas afectadas por el fuego en Balcozna.

<u>Referencias</u> A: Incendio desarrollado en: Latitud: 27° 50′ 48" S Longitud: 65° 47′ 37" O

B: Incendio desarrollado en: Latitud: 28° 01´ 19" S Longitud: 65° 41´ 22" O

Figura 12: Zonas de Incendios en Balcozna y cercanías en 2009 Fuente: Google Maps. Elaboración propia a datos consultados¹¹.

En lo referente a las pérdidas de recursos florísticos, producto de los incendios en 2009 (Figura 12) representan un total de **10,095 has.**

Grafico 3: Vegetación afectada en 2009.



Fuente: Elaboración propia con información consultada¹².

En efecto, las superficies quemadas se pueden "recuperar", dicha recuperación se ve condicionada por el régimen y tipo de precipitaciones del lugar.

El pastizal consumido rápidamente por el ganado condiciona la superficie ya que pierde permeabilidad y capacidad de drenaje por la falta de vegetación generando consecuentemente riesgos potenciales de inundación, deslizamientos y la degradación del suelo por erosión o daño ecológico.

¹⁰ Información brindada por Nieva, Nadia Yanina desde Secretaria de Ambiente de la provincia.

¹¹ Información brindada por Nieva, Nadia Yanina desde Secretaria de Ambiente de la provincia.

¹² Información brindada por Nieva, Nadia Yanina desde Secretaria de Ambiente de la provincia.

Dicho de otra manera, la pérdida del soporte y fuente de nutrientes de la vegetación y la fauna.

Figura 13: Incendio de superficie. Balcozna (2009)



Fuente: Lic. Galeano, Gretel

CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta los resultados de las encuestas (ver anexo F), se puede expresar que la mayor cantidad de la población encuestada. el tipo de incendio que conocen son los forestales (82%) ya que el mismo es el que se desarrolla con mayor frecuencia, mientras tanto en menor porcentaje (14%) se encuentran los incendios domésticos y el 4% de la población desconoce de la ocurrencia de estos eventos.

Por otra parte, la población indica que los incendios se producen reiteradas veces en las estaciones de verano, debido a las altas temperaturas o por negligencia de las personas que habitan el lugar como también por turistas ya que en estas épocas la localidad es una zona veraniega; y en el invierno, a causa de que la vegetación se torna seca y es propensa al desarrollo de focos de incendio. Asimismo recuerdan que en los últimos años se produjeron varios incendios tanto en su localidad como en alrededores dejando innumerables pérdidas; mientras que un grupo reducido de personas no recuerdan ningún incendio.

Los habitantes reconocen que el riesgo de incendios forestales está presente, debido a las características topográficas, las condiciones climatológicas y las diversificaciones florísticas que posee gran parte de la región haciéndola propensa a estas situaciones. Sumado a ello los antecedentes históricos que presentan la localidad, o los alrededores de la misma, que han quedado grabados en la memoria de los pobladores debido a la magnitud de los mismos.

Sin embargo, gran parte de la población demuestra no conocer metodologías de prevención o poseen conocimientos erróneos de cómo prevenir o evitar la ocurrencia de los mismos, poniendo de esta manera a la población en un alto nivel de vulnerabilidad. Esto se relaciona a la carencia de información que la población tiene acerca de estos eventos, observando que la comunidad afectada por los incendios (civiles, forestales o forestales de interfaz) no presentan medidas de prevención alguna para afrontar y/o comprender los riesgos a los cuales están expuestos. El cual si no existen o no se aplican medias de reducción de este tipo de riesgo, no se podrá disminuir la probabilidad de que esto se transforme en un desastre.

REFERENCIAS

- Gobierno de la Provincia de Córdoba. Plan Provincial de Manejo del Fuego. (2010) Disertante: Roberto Astrada Coordinador Área de Prevención
- Herzer, Hilda María. 'Los desastres no son tan naturales como parecen'
- Informe de avance Provincia de Catamarca. Programa nacional prevención, reducción de riesgos y desastres y desarrollo territorial (PNUD-ARG-05/020)
- Investigación Forense de Desastres Un marco conceptual y guía para la investigación. *Anthony Oliver-Smith, Irasema Alcántara-Ayala, Ian Burton y Allan M. Lavell*
- Las estrategias locales de comunicación de las ciudades serranas de la provincia de Córdoba. Maurizi Valeria y Cabás Pablo Ariel. (2010)
- Ley nro. 26815 Ley de presupuestos mínimos de manejo del fuego.
- Jorge Enrique Vargas "Políticas públicas para la reducción de la vulnerabilidad frente a los desastres naturales y socio-naturales"
- Manual de Combate de Incendios Forestales y Manejo de Fuego (Nivel Inicial). Fabio A. Moscovich, Felipe Ivandic y Luis C. Besold
- Manual del combatiente de incendios forestales. Plan nacional del manejo del fuego. Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable. Jefatura de Gabinete de Ministros. (2006)
- Nieva, Nadia Yanina. Vega, Luis Manuel. Departamento de Geografía Facultad de Humanidades. Unca. Secretaria del agua y del ambiente. Subsecretaria del ambiente. Dirección de recursos naturales.
- Plan de Protección Contra Incendios Forestales para la comuna de Maullín, Provincia de Llanquihue, Región de Los Lagos. Alex Eduardo Acuña Vargas (2008)
- Plan Nacional de Manejo del Fuego. 1998. Manual del combatiente de Incendios Forestales. Secretaria de Recursos Naturales y Desarrollo Sustentable. Argentina
- Silvia E. Fontana ''vulnerabilidad, gestión del riesgo y desarrollo''
- <u>www.estadistica.gob.ar/index.php/el-territorio-de-catamarca/geografia/datos-geograficos</u>
- <u>http://geografiadecatamarca.blogspot.com.ar/</u>
- <u>http://www.agenciacna.com/2/nota_1.php?noticia_id=26723</u>

DISEÑO DE PROTOCOLOS DE TRATABILIDAD DE SUELOS CONTAMINADOS

Gálvez J.; Alonso Molina, V.; Cantero, J.; López, A.; Pineda, I.; Vardaro, S.

Bioprocesos, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Cuyo, ARGENTINA

e-mail:jgalvez@uncu.edu.ar

RESUMEN

Los procesos de tratamiento de suelos contaminados muchas veces no son efectivos debido a la presencia de compuestos que dificultan o interfieren en el desarrollo del proceso de descontaminación y en parte se debe a que han sido poco estudiados por que no están definidos como contaminantes en la legislación de aplicación vigente. Esta última particularidad hace que solo se enfoquen los tratamientos en base a los contaminantes solicitados o exigidos por la legislación. Tampoco en el diseño de los procesos, se tiene en cuenta el efecto de la matriz del suelo sobre la retención o disponibilidad del o los contaminantes, la cual puede modificarse u optimizarse mediante una etapa previa al proceso de tratamiento que debe ser investigada en el laboratorio y ajustada posteriormente a escala de campo. En este trabajo se analizan una serie etapas que incluyen caracterización del sitio, del contaminante, y posteriormente ensayos de laboratorio orientados a la selección del método de tratamiento de suelos contaminados con hidrocarburos en base a la caracterización del contaminante, tipo de suelo, condiciones ambientales y disponibilidad de insumos, recursos y tecnologías disponibles en la región. Los ensayos de laboratorio considerados son segregación física y tratamiento biológico en fase lodo. La selección de estos ensayos se debe a la implicancia en el éxito de la implementación en campo. El tratamiento en fase lodo en laboratorio disminuye las restricciones de transferencia de materia y permite un desarrollo rápido de la flora microbiana. De esta forma se analiza en un tiempo corto la presencia de fracciones recalcitrantes o de interferencias en el proceso propias del suelo, de las condiciones ambientales y disponibilidad de nutrientes para el desarrollo biológico. Los resultados obtenidos en esta etapa permiten optimizar la técnica biológica o la continuación del estudio de técnicas químicas y físicas para degradar el hidrocarburo.

Palabras Clave: Suelos, Hidrocarburos, Caracterización, Procesos, Tratabilidad.

INTRODUCCIÓN

El tratamiento de suelos contaminados involucra el control de un gran número de variables operativas que no siempre están controladas o bien comprendidas. La práctica usual es aplicar un método sin optimizar el proceso o verificar que dicho proceso pueda ser llevado a cabo con el suelo empetrolado presente. Esta situación genera procesos largos de tratamiento que a veces fracasan. Los procesos de tratamiento de suelos pueden ser biológicos, físicos o químicos, tales como biorremediación, lavado de suelos, desorción térmica o uso de oxidantes.

Se han desarrollado protocolos de biodegradabilidad para aplicarlos directamente al contaminante orgánico. (Vazquez-Rodriguez, et al, 2004). Estos protocolos no tienen en

cuenta la interacción del contaminante con el suelo y la microflora específica del mismo. Además no contemplan técnicas alternativas a la biodegradación o la suma de ambas.

Para definir un protocolo de degradabilidad se hace necesario analizar los distintos parámetros que pueden afectar el proceso y verificarlos en escala laboratorio reproduciendo las condiciones del proceso a escala industrial o simulando las mismas. Este proceso requiere una validación de las técnicas de laboratorio que permita establecer el protocolo con rigurosidad y repetitibilidad.

En este trabajo se analiza la metodología que permita definir la influencia de la matriz de suelo, contaminantes presentes, interferencias posibles aplicadas al tratamiento de suelo y procedimientos de optimización del proceso. En una primera etapa se aplica esta metodología a la caracterización de suelos y estudio de un proceso de biorremediación, con el objetivo de desarrollar ensayos de laboratorio que se incorporen al protocolo. En una segunda etapa se estudiarán procesos alternativos a la biorremediación.

Proceso de saneamiento de suelos

Las etapas de un proceso de saneamiento de suelo son:

<u>Caracterización del sitio</u>: Consiste en definir la extensión de la zona afectada y profundidad, concentración de contaminantes, posible influencia sobre los sitios aledaños, capacidad de migración, riesgo para la salud

<u>Etapas de pretratamiento:</u> Las etapas de pretratamiento tienen como objetivo acondicionar el suelo para llevar a cabo más rápidamente el tratamiento o reducir el volumen de suelo a tratar. Por ejemplo en la contaminación con productos orgánicos, dado que es un proceso en donde el contaminante se ubica en la superficie de la partícula, se segregan las porciones de suelo con diámetros mayores a 75 mm, lo que lleva a una reducción del volumen a tratar del orden del 30 %. Los pretratamientos más utilizados son: Separación física por segregado, Separación física a través de tensioactivos, Separación física por densidad y Separación física centrífuga.

Tecnologías de tratamiento

Los procesos de tratamiento de suelos contaminados pueden ser biológicos, físicos o químicos. Entre los procesos biológicos se encuentra biodegradación por landfarming, biopilas, compostaje y biorreactores (LaGrega 1995).

Biodegradación o Biorremediación

Mediante el proceso conocido como biodegradación, los microorganismos transforman los compuestos orgánicos, la mayoría de las veces en productos menos tóxicos que los compuestos originales. La biodegradación puede ser 'primaria' y conducir a simples alteraciones estructurales del compuesto, o bien implicar su conversión a productos inorgánicos de bajo peso molecular y constituyentes celulares, en cuyo caso se denomina 'biodegradación última' o 'mineralización'

Compuesto orgánico + $O_2 \xrightarrow{microorganismos} CO_2 + H_2O + sales + biomasa$ (OCDE, 1992)

Los procesos de biorremediación han sido exitosamente aplicados en limpieza de suelos y en la actualidad se cuenta con diversas tecnologías. La biorremediación es considerada como la más deseable aproximación a la remediación de suelos

contaminados en contraste a alternativas mucho más costosas y de menor aceptación pública tales como la incineración. Las técnicas de biorremediación correctamente aplicadas son aceptables desde el punto de vista ecológico. La bioremediación implica el uso de microorganismos autóctonos o alóctonos para degradar contaminantes del suelo. Los tratamientos biológicos de degradación en suelo pueden ser eficientes y económicos si las condiciones de biodegradación son optimizadas. El proceso de degradación requiere control de variables operacionales tales como humedad, oxígeno y nutrientes que aportan Nitrógeno, Fósforo y Potasio.

Entre las técnicas de biorremediación, encontramos el landfarming, las biopilas, compostaje y tratamiento en reactores (Eiermann, 1993, Fahnestock et al, 1998, Cookson 1995, Ercoli et al 2000, Ercoli et al 2001, Ercoli et al 2003, Gálvez et al, 2005; Saner et al, 1996; Truax et al, 1995; Geerdink, 1995).

Los procesos de tratamiento fisicoquímicos pueden ser entre otros:

Desorción térmica (EPA 542-F-01-003S): La desorción térmica elimina las sustancias químicas dañinas del suelo y otros materiales, como lodo y sedimentos, utilizando calor para transformar dichas sustancias químicas en gases.

Incineración (EPA 542-F-01-018S): La incineración es el proceso por el cual se queman materiales peligrosos a fin de destruir contaminantes nocivos. La incineración también reduce la cantidad de material que se necesita eliminar en un vertedero controlado. Si bien la incineración destruye una variedad de contaminantes tales como bifenilos policlorados, solventes y plaguicidas, no destruye metales. El suelo o la ceniza remanente después de la incineración se puede eliminar en un vertedero o enterrar en el sitio. La cantidad de material que requiere eliminación es muy inferior a la cantidad inicial de material contaminado.

En la incineración, debido a las temperaturas alcanzadas; se produce la destrucción total de todo tipo de materia orgánica y el suelo debe ser acondicionado antes de su disposición final. Además se producen modificaciones en la estructura cristalina de las partículas, transformándose en partículas muy pequeñas que son arrastradas fácilmente por el viento.

Lavado de suelo (EPA 542-F-01-008S): El lavado de suelo consiste en separar y limpiar aquella parte que está más contaminada. Esto reduce la cantidad de suelo que requiere una limpieza más profunda. El lavado del suelo por si solo puede ser insuficiente para limpiar completamente el suelo contaminado. Por lo tanto, la mayoría de las veces esta técnica se utiliza junto con otros métodos que completan la limpieza.

La mayor ventaja del lavado del suelo es que reduce la cantidad de suelo que requiere una limpieza más profunda. Esta reducción disminuye los costos de limpieza y los costos de desecho de materiales contaminados. El lavado del suelo puede eliminar diversos tipos de contaminación. También es útil cuando el suelo está muy contaminado, pero puede no ser efectivo en cuanto a costos en los casos de escasa contaminación. Tampoco resulta efectivo con relación al costo si se utiliza para suelos que contienen grandes cantidades de limo o arcilla.

Solidificación – Estabilización (EPA 542-F-01-024S): La se refiere a un grupo de métodos de limpieza que evitan o reducen la liberación de químicos nocivos del suelo o

lodo contaminado. En general, estos métodos no destruyen los químicos, sino que protegen la salud humana y el medio ambiente al impedir que los químicos se desprendan hacia el medio ambiente. La solidificación es un proceso que liga el suelo o lodo contaminado para llevarlo a un estado sólido. La estabilización, por su parte, modifica los químicos para tornarlos menos nocivos o volátiles. A menudo se usan estos dos métodos en forma conjunta a fin de prevenir el contacto de químicos nocivos con personas o el medio ambiente.

Oxidación química (EPA 542-F-01-007S): Reducción/oxidación química convierte los contaminantes peligrosos en compuestos no peligrosos o menos tóxicos que son más estables, menos móviles o inertes. Los agentes oxidantes más utilizados son el peróxido de hidrógeno, ozono, permanganato de potasio, hipoclorito, cloro y dióxido de cloro. Las reacciones de oxidación y reducción se producen en parejas, constituyendo una reacción redox global. Los residuos actúan como agentes reductores. Los agentes oxidantes son no específicos y reaccionarán con cualquier agente reductor presente en la corriente residual. Por lo tanto, cuando otros compuestos orgánicos diferentes al de interés están en bajas concentraciones, estos procesos son los más económicos.

El saneamiento de residuos orgánicos a través de la oxidación química implica transformar las moléculas orgánicas presentes en los mismos mediante la adición de un agente oxidante. El producto de la oxidación será dióxido de carbono y agua o un producto intermedio que puede ser menos tóxico que el original. Es menos eficiente para compuestos orgánicos y cuando hay altas concentraciones de contaminante por el volumen de agente oxidante utilizado.

Selección de la metodología factible

En vista de la diversidad de los procesos para tratar el suelo contaminado, es necesario hacer una selección cuidadosa desde el punto de vista técnico y desde el punto de vista económico.

Debido a que hay una variabilidad alta en la interacción del suelo con los contaminantes no siempre se puede definir en base a un análisis químico y físico químico la mejor técnica de tratamiento.

Para llevar a cabo la selección de la tecnología de tratamiento de suelos, o combinación más adecuada de las mismas, se deben realizar ensayos de tratabilidad para evaluar resultados de eficiencia y poder tomar decisiones en base a un criterio técnico o técnicoeconómico de acuerdo lo amerite el caso bajo estudio. Estos ensayos son básicos para asegurar un rendimiento técnico económico aceptable a largo plazo.

No existe una metodología aplicable en el país excepto para ciertos efluentes y hay diseños para tratamientos biológicos. Por ello se hace necesario desarrollar un protocolo de tratabilidad de suelos.

Ensayo de biodegradabilidad

La biodegradabilidad es un parámetro determinante en el comportamiento ambiental de las sustancias químicas y una propiedad deseable de los productos que se liberan en grandes cantidades al medio natural, tales como detergentes, pesticidas, materiales de embalaje, etc

La biodegradabilidad ha sido definida como la capacidad intrínseca de una sustancia a ser transformada en una estructura química más simple por vía microbiana (Ottenbrite y lbertsson, 1992). Para su evaluación se han diseñado una serie de pruebas, las cuales

buscan cuantificar el grado de persistencia de estructuras químicas en ambientes naturales o industriales. Algunas de estas pruebas han sido normalizadas para garantizar que sus resultados son confiables y válidos independientemente del laboratorio en el que sean obtenidos.

En el esquema establecido por el Programa de Evaluación de Productos Químicos de la OCDE, la biodegradabilidad de una sustancia se determina utilizando tres niveles sucesivos de ensayo: las pruebas de biodegradabilidad inmediata, de biodegradabilidad intrínseca y de simulación (OCDE, 1992).

Inicialmente se lleva a cabo una prueba de biodegradabilidad inmediata, con la finalidad de clasificar las moléculas en la categoría 'fácilmente biodegradable' con medios analíticos simples. Las condiciones experimentales de las pruebas inmediatas restringen al máximo las posibilidades de que la biodegradación suceda, razón por la cual se considera que un resultado positivo indica la biodegradabilidad de la sustancia en la mayoría de los medios naturales y de los sistemas de tratamiento (Nyholm, 1991).

Si el resultado de la prueba de biodegradabilidad inmediata es negativo, se procede a realizar una prueba intrínseca. Estas pruebas utilizan condiciones experimentales más favorables a la degradación, por lo que un resultado positivo implica que la sustancia es 'intrínsecamente biodegradable' bajo las condiciones empleadas, aunque no necesariamente en el medio natural. Por otra parte, un resultado negativo indica muy probablemente la persistencia ambiental de la sustancia. Finalmente, si la sustancia mostró una biodegradabilidad mediocre en una prueba intrínseca, se llevan a cabo pruebas de simulación. Tales pruebas tienen como objetivo estudiar su comportamiento en sistemas de tratamiento o medios naturales relevantes, para lo cual debe contarse con un cierto conocimiento de la distribución de la sustancia en los diferentes compartimientos ambientales (agua, suelos, etc.). Si el resultado de la prueba de simulación pertinente es a su vez negativo, se presume que la sustancia persiste en el ambiente y que puede considerársele sujeta a restricciones en cuanto a su esquema de producción o comercialización; así mismo, suele exigirse la búsqueda de compuestos sustitutos para un cierto uso (Kaiser, 1998, Vazquez-Rodriguez, 2004

Materiales y Métodos

Para definir el proceso de tratamiento de suelos se tomaron tres suelos para su caracterización y posterior ensayo de biodegradabilidad. La selección de estos ensayos se debe a la implicancia en el éxito de la implementación en campo. El tratamiento en fase lodo en laboratorio disminuye las restricciones de transferencia de materia y permite un desarrollo rápido de la flora microbiana.

Caracterización inicial de los suelos

- Hidrocarburos totales de petróleo: EPA 418.1. Esta técnica permite detectar hidrocarburos hasta compuestos de 65 o más átomos de carbono, pero no puede identificar componentes.
- Hidrocarburos cromatografiables: TNRCC 1006: determina las fracciones GRO-DRO-RO. Permite cuantificar e identificar compuestos hasta 35 átomos de carbono. Discrimina entre alifáticos y no alifáticos, y por grupos de compuestos.
- Metales pesados: se analizaron Arsénico, Bario, Cadmio, Cinc, Cobre, Cromo, Mercurio, Níquel, Plata, Plomo, Selenio por EPA SW 846 serie 7000
- Microorganismos Aerobios Degradadores de Hidrocarburos: Método modificado para suelos contaminados con Hidrocarburos. Methods of soil analysis-Part2-

Chemical and Microbiological Properties. Second Edition. American Society of Agronomy, Inc.1982.

- PH: en suelos y residuos: Método EPA SW 9045C
- Textura: IRAM 10509:1982
- Conductividad de suelos: USDA, Guía para la Evaluación de la Calidad y Salud del Suelo. 1999

Ensayo rápido de biodegradabilidad

Para comparar las respuestas del tratamiento biológico con la incorporación de diversos aditivos se diseñaron ensayos rápidos de biodegradabilidad. Los mismos se basan en suspensiones de suelo en medio líquido con la adición de distintos aditivos y combinaciones de estos. Los mismos se incuban en erlenmeyers agitados en condiciones ambientales óptimas (temperatura 25 °C, agitación 200 rpm) durante 21 días. (M. Viñas Canales, 2005). Se analizó el contenido de hidrocarburos totales del petróleo por espectrofotometría infrarroja (EPA 418.1 modificada) del lodo presente al inicio y al finalizar cada ensayo determinando la cantidad absoluta de hidrocarburo en cada caso.

Se utilizó una masa de 12,5 g por Erlenmeyer de suelo y 50 ml de medio de cultivo. Se definieron dos medios de cultivo y tres pH de trabajo (pH del suelo, pH 7 y pH 5). También se realizó un ensayo para cada suelo acidificando el medio a pH 2 para determinar las pérdidas abióticas. La descripción de los ensayos se indica en la tabla 1 y la composición del medio de cultivo 1 se indica en la tabla 2. Los compuestos del medio de cultivo 2 se incorporaron en base al aporte de cada uno y de la concentración de hidrocarburo para mantener la relación Hidrocarburo: Nitrógeno: Fósforo: Potasio en 100:10:1:0.33. Se utilizaron Nitrato de Amonio, Difosfato de Amonio y Nitrato de Potasio, todos ellos grado fertilizante.

Ensayos	Composición
Suelo 1-1	12,5 gr. Suelo contaminado 1, medio de cultivo 1, pH 7
Suelo 1-2	12,5 gr. Suelo contaminado 1, medio de cultivo 1, pH suelo afectado
Suelo 1-3	12,5 gr. Suelo contaminado 1, medio de cultivo 1, pH 5
Suelo 1-4	12,5 gr. Suelo contaminado 1, medio de cultivo 2, pH suelo afectado
Suelo 2-1	12,5 gr. Suelo contaminado 2, medio de cultivo 1, pH 7
Suelo 2-2	12,5 gr. Suelo contaminado 2, medio de cultivo 1, pH suelo afectado
Suelo 2-3	12,5 gr. Suelo contaminado 2, medio de cultivo 1, pH 5
Suelo 2-4	12,5 gr. Suelo contaminado 2, medio de cultivo 2, pH suelo afectado
Suelo 3-1	12,5 gr. Suelo contaminado 3, medio de cultivo 1, pH 7
Suelo 3-2	12,5 gr. Suelo contaminado 3, medio de cultivo 1, pH suelo afectado
Suelo 3-3	12,5 gr. Suelo contaminado 3, medio de cultivo 1, pH 5
Suelo 3-4	12,5 gr. Suelo contaminado 3, medio de cultivo 2, pH suelo afectado

Tabla Nº 1 Descripción de los ensayos rápidos de biodegradabilidad

Macronutrientes		Micronutrientes		
Na Cl	5,0 g/l	FeSO ₄ .7 H ₂ O 275 mg/l		
Mg SO ₄	0,2 g/l	ZnSO ₄ .7 H ₂ O	550 mg/l	
NH ₄ PO ₄ H ₂	1,0 g/l	CaCl ₂ .2 H ₂ O	110 mg/l	
K ₂ PO ₄ H	1,0 g/l	MnCl ₂ .4 H ₂ O	275 mg/l	
(NH4)2 SO4	3,0 g/l	CuSO ₄ .5 H ₂ O	110 mg/l	
Extracto de levadura	1,0 g/l	CoSO ₄ .7 H ₂ O	110 mg/l	
Micronutrientes	10 ml/l	KCl	2750 mg/l	
		NaCl	2750 L	

Tabla 2. Composición medio de cultivo 1

Resultados

Los resultados de la caracterización inicial se indican en las tablas 3, 4 y 5.

Parámatros (mg/kg)		Muestra			
	r ar ametros (mg/kg)		Suelo 2	Suelo 3	
Hidroca	rburos parafínicos totales	76580	68390	27800	
SOS	Benceno	ND	ND	ND	
náti	Aromáticos de C7 a C8	<20	ND	ND	
Aroi	Aromáticos de C9 a C10	38	20	25	
ros /	Aromáticos de C11 a C12	57	80	45	
rbu	Aromáticos de C13 a C16	995	1571	1029	
roca	Aromáticos de C17 a C21	2072	2537	1108	
Hid	Aromáticos de C22 a C35	1992	1589	489	
SO	ALIFÁTICOS hasta C6	10	6	ND	
látic	Alifáticos de C7 a C8	61	<20	ND	
Ali	Alifáticos de C9 a C10	91	48	32	
uros	Alifáticos de C11 a C12	445	667	439	
drocarb	Alifáticos de C13 a C16	7944	11912	7844	
	Alifáticos de C17 a C21	21018	20125	8291	
H	Alifáticos de C22 a C35	14956	12029	3913	
TNRCC 1006 Alifáticos + Aromáticos		49699	50634	23215	

Tabla 3. Caracterización de hidrocarburos no regulados por la Ley Nacional 24051

Parámetros (mg/kg)		Muestras			Niveles guía
		Suelo 1	Suelo 2	Suelo 3	Ley 24051 (Uso Industrial)
	Benceno	0,2	0,1	<0,05	5
EX	Tolueno	2,6	0,7	<0,1	30
BT	Etilbenceno	1,7	0,4	0,1	50
	Xilenos	7,0	2,6	1,1	50
	Naftaleno	ND	ND	ND	50
	Fenantreno	9,6	10	5,2	50
	Pireno	ND	ND	ND	100
P's	Benzo antraceno (a)	ND	ND	ND	10
[HA]	Benzo Fluoranteno (b)	ND	ND	ND	10
	Benzo Fluoranteno (k)	ND	ND	ND	10
	Benzo (a) pireno	ND	ND	ND	10
	Indeno Pireno (1,2,3,dc)	ND	ND	ND	10
	Arsénico	12	15	ND	50
	Bario	1405	1317	181	2000
	Cadmio	ND	ND	ND	20
SO	Cinc	77	97	32	1500
sad	Cobre	49	39	<20	500
e pe	Cromo	<20	<20	<20	800
etale	Mercurio	ND	ND	ND	20
Me	Niquel	ND	ND	ND	500
	Plata	ND	ND	ND	40
	Plomo	<100	<100	ND	1000
	Selenio	ND	ND	ND	10

Tabla 4. Caracterización de hidrocarburos y metales por la Ley Nacional 24051

ND: no detecta

Dovémetres	Muestras			
Farametros	Suelo 1	Suelo 2	Suelo 3	
PH	7,9	7,9	8,0	
Conductividad (mS/cm)	17,6	>20	11,8	
Microorganismos heterótrofos totales (UFC/g)	$<30 \text{ x } 10^4$	<30 x 10 ⁴	80 x 10 ⁴	
Microorganismos aerobios degradadores de hidrocarburos (UFC/g)	<30 x 10 ⁴	<30 x 10 ⁴	<30 x 10 ⁴	

Tabla 5. Parámetros fisicoquímicos del suelo de interés

Discusión de la caracterización

Dado que la concentración de hidrocarburos aromáticos, poliaromáticos y metales pesados no superan las regulaciones establecidas por el Decreto Reglamentario de la Ley Nacional 24051, este análisis se centrará en los hidrocarburos y los parámetros fisicoquímicos del suelo.

Para los suelos 1 y 2 la concentración de hidrocarburos parafínicos totales supera el 5 % recomendado como límite superior para el tratamiento a corto plazo por métodos biológicos. Las concentraciones de hidrocarburo varían entre 6,2 y 7,3 %.

Cuando se analiza la distribución por cadenas alifáticas y aromáticas por cromatografía (TNRCC1006) la concentración de hidrocarburos registrada es menor del orden de 5 %. La concentración de hidrocarburo varía entre 4,7 y 5,1 %.

Estas dos técnicas analíticas indican que habría una proporción de compuestos recalcitrantes del orden de 1,7 a 2,3 %. Estos compuestos no determinables por cromatografía pueden ser parcialmente degradables por efectos fisicoquímicos y/o biológicos (Gálvez et al, 2016).

Si se analizan los compuestos cromatografiables se encuentra que la proporción de compuestos fácilmente degradables varía entre 66 % y 72 % dependiendo de la biopila. La fracción degradable a largo plazo es del orden de 28 % a 34 %. En este caso supera el límite establecido del 1 % (10000 mg/kg en suelo) para un tratamiento a corto plazo .

En el suelo 3 la concentración de hidrocarburos parafínicos totales es del orden del 3 %, la misma está dentro de los parámetros recomendados para el tratamiento a corto plazo por métodos biológicos. La caracterización por cadenas alifáticas y aromáticas la concentración registrada es del orden de 2,3 %. Estas dos técnicas analíticas indican que habría una proporción de compuestos recalcitrantes del orden de 0,7 %. Estos compuestos no determinables por cromatografía pueden ser parcialmente degradables por efectos fisicoquímicos y/o biológicos (Gálvez et al, 2016).

Si se analizan los compuestos cromatografiables se encuentra que la proporción de compuestos fácilmente degradables varía entre 77 % y 81 % dependiendo de la biopila. La fracción degradable a largo plazo es del orden de 19 % a 23 %. En este caso no supera el límite establecido del 1 % (10000 mg/kg en suelo) para un tratamiento a corto plazo.

En los tres suelos el pH indica que es moderadamente alcalino, lo cual es aceptable para llevar a cabo un tratamiento biológico.

La conductividad de los suelo indica que los mismo son fuertemente salinos, lo que dificulta la degradación del hidrocarburo a corto plazo (Ercoli et al, 2005)

La concentración de microorganismos degradadores de hidrocarburo se encuentra por debajo del límite recomendado para iniciar el tratamiento sin producir bioaumentación. Esta situación se puede deber a la alta salinidad, falta de humedad del suelo o de nutrientes específicos.

Resultados del ensayo de biodegradabilidad

Los resultados se indican en la tabla 6.

Ensayo	Hidrocarburo inicial	Hidrocarburo final	Degradación %
	(mg)	(mg)	70
Suelo 1-1	896,25	393,5	56,09
suelo 1-2	896,25	376,5	57,99
Suelo 1-3	896,25	460	48,68
suelo 1-4	896,25	363	59,50
Suelo 2-1	817,5	325,5	60,18
Suelo 2-2	817,5	333	59,27
Suelo 2-3	817,5	322	60,61
Suelo 2-4	817,5	326,5	60,06
suelo 3-1	347,5	113	63,84
suelo 3-2	347,5	94,5	70,26
suelo 3-3	347,5	121	62,7
Suelo 4-1	347,5	132	62,01
suelo 4-2	347,5	94,5	70,26
suelo 4-3	347,5	121	65,18
suelo 4-4	347,5	90,3	74,00

Tabla 6. Resultados del ensayo de biodegradabilidad

Estos resultados indican que los hidrocarburos son degradables en su mayor proporción. Si se analiza la influencia de los medios de cultivo, no hay diferencias apreciables entre un medio sintético (medio 1) y un medio comercial (medio 2). El pH más adecuado sería el pH del suelo, lo que implica evitar el uso de mejoradores de suelo o ácidos para modificar este parámetro, con el consiguiente ahorro de costos.

La fracción remanente de hidrocarburos se puede deber a la baja biodegradabilidad de las fracciones más pesadas o recalcitrantes o a la biodisponibilidad de las mismas, ya que pueden ser retenidas dentro de los poros de las partículas de suelo dificultando su salida (Bosma et al).

Conclusiones

En base a los ensayos realizados se puede concluir:

1- La modificación del pH del suelo no proporciona ninguna mejora, ya que no permite el desarrollo de la biomasa adaptada al contaminante. En el caso del

suelo 1 es inhibitorio, mientras que en los suelos 2 y 3 no se observan diferencias notables.

- 2- El uso de nutrientes diseñado para medios sintéticos no aporta mejora significativas al proceso llevado a cabo con nutrientes genéricos (fertilizantes). Esto se debería a la presencia de estos nutrientes en el suelo.
- 3- Si bien los niveles de degradación en 21 días oscilan alrededor del 60 % para los suelos 1 y 2, y hasta del 70 % en el suelo 3, se deben tener en cuenta la concentración inicial de hidrocarburo para verificar si se pueden alcanzar los límites de limpieza. En el caso del suelo 1 y 2 no se llegaría a la meta de limpieza de 10000 mg/kg de hidrocarburos en suelo. Esta situación se puede ver modificada por la legislación de aplicación en cada región.
- 4- Debido a estos resultados se debería continuar el estudio de degradabilidad mediante técnicas que permitan tratar la fracción más pesada de hidrocarburos y la fracción recalcitrante. Se pueden considerar el uso de agentes oxidantes como el reactivo de Fenton.
- 5- Como mejora de la biorremediación se propone incorporar un surfactante al medio de cultivo para mejorar la biodisponibilidad de las fracciones fuertemente retenidas por el suelo.

REFERENCIAS

- Cookson , J. T. Jr. Bioremediation Engineering Design and application. Mc Graw Hill, Inc. cap 8 pp 305-358, 1995.
- Eiermann, D.R.: "EBIOX Bioremediation of Contaminated Soil Material Using Vacuum Heap Technologies". Contaminated Soil 93. Arent, F. Annokkée, G. J.; Bosman
- Bosma, T.N.P.; Middeldorp, P.J.M.; Schraa, G.; Zehnder, A. Mass Transfer Limitation of Biotransformation: Quantifying Bioavailability. Environ. Sci. Technol., 31, 248 252. 1997.
- Ercoli, E.; Gálvez, J.; Di Paola, M.; Cantero, J.; Videla, S.; Medaura, M.; Bauzá, J. ANALISIS Y EVALUACION DE PARAMETROS CRITICOS EN BIODEGRADACION DE HIDROCARBUROS EN SUELO. Congreso Producción 2000. III Workshop Latinoamericano sobre aplicaciones de la Ciencia en la Ingeniería de Petróleo. Puerto Iguazú. Argentina. 2000.
- Ercoli* E.; Gálvez*, J.; Calleja•, C.; Calvo•, V.; Cantero*, J.; Videla*, S.; Medaura*, M.C.; DiPaola*, M. Extensive Evaluation of Aerated Accumulation Technique for Soil Treatment Copyright 2001, SPE 69445. SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference. Buenos Aires, Argentina, 25–28 March 2001.
- Ercoli, Eduardo; Cecilia Calleja; Silvina Videla-; Oscar Segura; José Gálvez; Cecilia López; José Cantero; Guillermo Tettamanti; Cecilia Medaura; Mariela DiPaola; Sergio Vardaro; Roberto Caso. TECHNOLOGY EVALUATION REPORT FOR BIOREMEDIATION IN *REPSOL YPF*, NEUQUÉN, ARGENTINA. 2nd International Conference of Petroleum Biotechnology. Mexico DF. Formato CD. 7 de Noviembre de 2003. ISBN 968-489-018-4
- Ercoli, Eduardo; Gálvez, José. Estudio sobre la influencia de la conductividad del suelo en procesos de biorremediación. INGEPET 2005. Lima. Perú.
- Fahnestock, F.M.; Kratzke, R.J.; Wickramanayake, G.B.; Major, W.R.. *Biopils Design, Operation and Maintenance andbook of Treating Hydrocarbon-Contaminated Soils,* Battelle Press, Columbus.Richland. USA. 1998
- Gálvez, José; Cantero, José; Videla, Silvina and Ercoli, Eduardo. Clean up practical

limits on full scale bioremediation processes for hydrocarbon contaminated soils. The Twentieth International Conference on Solid Waste Technology and Management, Chester, PA U.S.A. April 3-6, 2005

- Gálvez, José A.; Cantero, José A.; López, Andrea C.; Vardaro, Sergio, A. Estudio de la biodegradabilidad de las fracciones recalcitrantes de hidrocarburo. E-ICES 11. Malargüe, Mendoza, Argentina. 2016.
- Geerdink, M.J.; Kinetics of the microbial degradation of oil in soil slurry reactors. Ph D Thesis. Technische Universiteit Delft; The Netherlands. 1995.
- *EPA Guía del ciudadano para la desorción térmica*. EPA 542-F-01-003S. (Diciembre 2001).
- EPA Guía del ciudadano sobre incineración. EPA 542-F-01-018S. (Enero 2003).
- *EPA Guía para el ciudadano sobre lavado del suelo*. EPA 542-F-01-008S. (Septiembre 2002).
- *EPA Guía para el ciudadano sobre Solidificación/Estabilización*. EPA 542-F-01-024S. (Enero 2003)
- *EPA Guía para el ciudadano sobre Métodos para Eliminar la Contaminación*. EPA 542-F-01-007S. (Septiembre 2002).
- *EPA Guía del ciudadano: La extracción de vapores del suelo y la aspersión de aire.* EPA 542-F-96-024. (Abril 1996)
- *EPA Guía para el ciudadano sobre la excavación de suelo contaminado*. EPA 542-f-12-007S (Septiembre 2012)
- LaGrega, M. D.; P. L. Buckingham, J. C. Evans: "Gestión de residuos tóxicos, Cap.10, Mc. Graw Hill", Madrid, 1996.
- OCDE. Guidelines for the testing chemicals, March 2016.
- Saner M., D. Bollier, K. Schneider, R. Bachofen: "Mass transfer improvement of contaminants and nutrients in soil in a new type of closed soil bioreactor". Journal of Biotechnology; 48; 25-35, 1996.
- Truax et al, Waste Management, Vol 15, Nos 5/6, pp 351-357, 1995.
- von Fahnestock, F.M.; Wickramanayake, G.B.; Kratzke, R.J.; Major, W.R.; Biopile Desing, Operation and Maintenance Handbook for Treating Hydrocarbon-Contaminated Soils., Battelle Press, Ohio, USA, 1998.
- Vázquez-Rodriguez, Gabriela A; Rosa Icela Beltrán-Hernández. Pruebas normalizadas para la evaluación de la biodegradabilidad de sustancias químicas. Una Revisión. (Octubre 2004), Interciencia Vol.29 Nº10.

FRECUENCIA NATURAL DE SITIOS CON NAPA FREÁTICA SUPERFICIAL

E. Giolo, F. Calderón, C. Frau, F. Luján, S. Panella y A. Cueto

CeReDeTeC, Facultad Regional Mendoza, Universidad Tecnológica Nacional, ARGENTINA

e-mail: <u>cdfrau@frm.utn.edu.ar</u>

RESUMEN

La evaluación de las acciones sísmicas que deben aplicarse a una estructura para su diseño sismorresistente incluye, entre otros aspectos, la clasificación del sitio de acuerdo a distintas categorías que establecen los reglamentos. Esta clasificación tiene como objetivo identificar si el sitio en cuestión estará expuesto a fenómenos de amplificación dinámica cuando sobrevenga un sismo en la zona.

Generalmente la clasificación se realiza en función de parámetros geotécnicos del subsuelo como por ejemplo la velocidad de la onda de corte en la masa del suelo o el número de golpes del ensayo de penetración normal (SPT). Un camino alternativo es determinar la frecuencia o período fundamental de la masa de suelo presente en el sitio. Para ello la técnica del cociente espectral H/V basado en la medición de vibraciones ambientales ha mostrado ser un método sencillo y eficaz. En este trabajo se presenta la determinación de frecuencias naturales de suelo para el caso particular de sitios con presencia de napa freática superficial ubicados al este de la Ciudad de Mendoza. El trabajo muestra los criterios de clasificación de sitios de las recientes normas de diseño sísmico argentinas, la metodología para la determinación de las frecuencias naturales de un sitio determinado y los resultados encontrados en los puntos seleccionados que se comparan con otras determinaciones en sitios sin la presencia de agua superficial. Se concluye que la técnica resulta adecuada para el fin propuesto al capturar las diferencias que presentan sitios con características diferentes.

Palabras Clave: Zonificación Sísmica, Clasificación de sitios, Periodo del suelo, Napa Freática.

INTRODUCCIÓN

La geología local es un parámetro importante para evaluar la sismicidad del lugar, debido a su influencia en el tipo de respuesta de sitio. Los daños causados por terremotos recientes demuestran la importancia que tiene el estudio de los efectos de sitio, ya que los daños en las construcciones suelen relacionarse con amplificaciones de las ondas sísmicas según las condiciones geológicas presentes en el lugar. En terrenos blandos, los efectos de sitio producen graves daños, por esta razón resulta importante evaluar el comportamiento de los suelos donde se conocen ciertas características geotécnicas de los mismos, como ser la presencia de napas freáticas superficiales, y estudiando esos puntos, poder determinar dónde las señales sísmicas pueden ser problemáticas.

La respuesta sísmica local de un sitio hace referencia a la influencia de una masa relativamente superficial sobre las ondas de cuerpo viajando en sentido vertical. En virtud de esto, han sido utilizados distintos esquemas de clasificación para representar las condiciones locales de cada sitio. Entre las más relevantes se encuentran: a) Datos geotécnicos (Seed and Idriss, 1982; Rodríguez-Marek et al., 2001); b) Geología de superficie (1998; Stewart et al., 2003c) y c) La velocidad media de la onda de corte en primeros 30 m de profundidad (Borcherdt, 1994; Dobry et al., 2000).

Los reglamentos de diseño sismorresistente necesitan considerar la influencia del suelo sobre el efecto sísmico en la construcción. En los reglamentos anteriores, esa influencia se relacionaba con la capacidad portante del suelo para el diseño de las fundaciones. Sin embargo, distintas investigaciones han demostrado que la respuesta sísmica de una estructura se relaciona con una

masa más importante de suelo y no con un parámetro geotécnico de un estrato determinado. Por esta razón se ha abandonado la expresión "clasificación del suelo" contenida en las versiones anteriores por "Clasificación del sitio" para caracterizar los espectros de diseño para los nuevos reglamentos (INPRES CIRSCOC, 2013-C). De los tres tipos de clasificación citados, el de la velocidad de la onda de corte es el que ha resultado más conveniente y de uso generalizado en la mayoría de los códigos de diseño sísmico. Por lo tanto resulta de interés investigar procedimientos alternativos que permitan su determinación directa o indirecta de manera de facilitar la obtención de este parámetro de forma confiable y con un bajo costo.

En el presente trabajo se determina el período fundamental del suelo y su relación con la presencia de napas freáticas superficiales en el Este de la ciudad de Mendoza, para ello se aplica el Método de Nakamura o relación espectral H/V. La elección de esta técnica se debe a la facilidad de realización y a su bajo coste. Esta técnica supone que la componente vertical no se amplifica al atravesar el estrato de suelo, por lo que se considera que el cociente entre la componente horizontal y vertical permiten estimar el efecto de sitio del lugar.

Las mediciones se realizaron en 9 puntos donde se conoce la geología local y se sabe de la existencia de napas freáticas superficiales, los resultados obtenidos son comparados con otros sitios sin presencia de agua superficial, contribuyendo con los estudios de micro zonificación existentes.

DESARROLLO EXPERIMENTAL

Se ha visto en diferentes estudios que los efectos de los sismos sobre las estructuras varían de manera considerable. Esto también ocurre en los diferentes estratos del suelo, por lo que también es importante el estudio de las características dinámicas de la superficie del mismo.

Los microtremores, también conocidos como ruido ambiental, han sido utilizados desde 1910 y continúa incrementando su uso en estudios dinámicos de suelos y estructuras. Este tipo de vibraciones puede ser originado por fuentes naturales, caracterizados por periodos largos (también llamados microsismos) y compuestos principalmente por ondas Rayleigh, o artificiales que presentan periodos cortos (conocidos como microtremores) y están compuestos por ondas S y Rayleigh.

La técnica del cociente espectral horizontal/vertical (H/V) busca evaluar el efecto del sitio relacionando las componentes horizontal y vertical del movimiento, por lo que podemos estimar la frecuencia fundamental del suelo a partir de mediciones de vibración ambiental. Esta técnica fue desarrollada por Nakamura (1989) y supone que los microtremores consisten de muchos tipos de ondas, ondas de tipo superficiales (Rayleigh) y ondas de cuerpo (P y S) que se propagan en una capa blanda de sedimento la cual yace sobre un basamento rocoso y que tanto la componente horizontal del movimiento como la vertical tienen el mismo efecto. Si una fuente superficial genera ondas de cuerpo en un medio formado por una capa blanda sobre una capa de roca con una gran diferencia de impedancia, estas ondas se propagan siguiendo un patrón complejo, que depende de la fuente originaria y de su emplazamiento. Debido a las reflexiones que ocurren entre el suelo y la roca, parte de las ondas P y S se mueven desde el basamento hacia la superficie libre. Nakamura (2000) expresó que el movimiento horizontal (Hf) y vertical (Vf) del suelo en la superficie libre puede ser interpretado como la suma de las ondas de cuerpo que viajan desde el basamento rocoso sumada la contribución de las ondas superficiales. El efecto de las ondas Rayleigh se puede estimar en función de la función de transferencia T (ω). Otras técnicas han sido estudiadas para evaluar el efecto de sitio (Calderón, F. et al. 2017)

Las componentes Hf (ω) y Vf (ω) son respectivamente las transformadas de Fourier de las series de tiempo del movimiento horizontal y vertical en la superficie respectivamente considerando, en ambos casos, la contribución de los dos tipos de onda (de cuerpo y superficiales). Los espectros Hf (ω) y Vf (ω) no son útiles para identificar las frecuencias naturales del depósito porque también contienen las frecuencias dominantes de las fuentes que generaron las ondas. Al

cociente entre Hf (ω) y Vf (ω), Nakamura lo llamó QTS por las siglas en inglés de Quasi Transfer Spectrum (cuasi-espectro de transferencia).



Figura 1: Estructura geológica típica de un basamento sedimentario (Ritta R.et al. 2012)

En su artículo, Nakamura, Y. 2000, consideró que Hb (ω) y Vb (ω) son iguales a los espectros en un afloramiento rocoso, a los que llama Hr (ω) y Vr (ω) (ver Fig. 1). Esto puede considerarse como una aproximación ya que si bien los picos entre estos valores coinciden, las magnitudes no. Si se tienen los espectros de amplitud en la capa rocosa, es decir Hb y Vb, se podrían realizar los cocientes entre las componentes horizontales y verticales entre el estrato superficial y el basamento rocoso, obteniendo funciones de transferencia, ver Ec. (1), Th (ω) y Tv (ω) que permitirían eliminar el efecto de la fuente y obtener las frecuencias naturales de los suelos, si el valor de Tv (ω) es cercano a 1, entonces el efecto de las ondas Rayleigh es cercano a cero.

$$T_V(\omega) = \frac{V_{f(\omega)}}{V_b(\omega)} \qquad T_h(\omega) = \frac{H_{f(\omega)}}{H_b(\omega)} \qquad (1)$$

En muchas ocasiones es difícil poseer los valores de las componentes de movimiento en el basamento rocoso H_b y V_b, por lo que Nakamura propone la utilización de una función de frecuencia modificada $T_m(\omega)$, la cual relaciona las funciones de transferencia $T_h(\omega)$ y T_v(ω):

$$T_m(\omega) = \frac{T_{h(\omega)}}{T_V(\omega)} = \frac{H_{f(\omega)}/H_b(\omega)}{V_{f(\omega)}/V_b(\omega)}$$
(2)

Si se considera que para un amplio rango de frecuencias, donde existe un substrato firme, la relación entre $H_b(\omega)$ y $V_b(\omega)$ es aproximadamente igual a uno, entonces el cociente será:

$$T_m(\omega) = \frac{T_{h(\omega)}}{T_V(\omega)} = \frac{H_{f(\omega)}}{V_{f(\omega)}}$$
(3)

Puede ser demostrado tanto teórica como empíricamente que, independientemente del tipo de ondas y de su importancia relativa en los registros de los movimientos superficiales $H_f(\omega)$ y $V_f(\omega)$, la relación entre éstos, es decir el cociente H/V, presenta un pico en concordancia con la frecuencia fundamental del depósito de suelo ω_0 asociada a las vibraciones horizontales (Ritta R., Suárez L., Pando M. 2012).

Mediciones

Para las mediciones se utilizaron acelerómetros modelo Basalt (ver Fig. 2) de la compañía Kinemetrics. Este instrumento ofrece una gran cantidad de datos en tiempo real y sólo se necesita un navegador web para tener un muestreo simultáneo de todos los canales o para modificar los parámetros de funcionamiento, como ser el tiempo de grabación del registro. Poseen un sensor triaxial interno de fuerza balanceada (EpiSensor Force Balance) por lo que son capaces de registrar en las tres componentes (dos horizontales perpendiculares entre sí y la otra vertical), además cuenta con un sistema GPS (Sistema de Posicionamiento Global) que permite

obtener la posición del sitio donde se efectuó la medición y la sincronización horaria. Para los trabajos de campo se utilizaron, además del acelerómetro, una batería de 12 Volt y una computadora personal.



Figura 2: Acelerómetro utilizado para las mediciones.

Para este trabajo se tuvieron en cuenta una serie de puntos distribuidos en la zona de Los Corralitos, en el departamento de Guaymallén, en la Ciudad de Mendoza (ver Fig.3), la misma se encuentra aproximadamente a 10 km al N-W de la Ciudad de Mendoza. La zona se caracteriza por la presencia de napa freática superficial; la misma oscila estacionalmente entre una cota de - 0.50 y -1.50 m respecto de la superficie libre del suelo. Se conoce que toda la zona que rodea al área de medición se encuentra en esta condición. Los estratos superficiales se caracterizan por sedimentos finos de tipo limo. Desde el punto de vista urbanístico se puede mencionar que la zona, tradicionalmente de carácter agrícola, presenta un creciente desarrollo urbano.

Para la evaluación del sitio se tomaron entre dos y tres registros en un total de 9 puntos en la zona estudiada.



Figura 3: Demarcación del área de estudio y puntos elegidos para la realización de mediciones

El acelerómetro fue colocado directamente sobre el suelo. Las perturbaciones debido a vibraciones transitorias fueron importantes en algunos puntos, debido al constante paso de transeúntes, automóviles y ómnibus. Estas perturbaciones se tuvieron en cuenta al momento de procesar los registros para el análisis y eliminación de ruidos transitorios. Para las mediciones se utilizó una tasa de muestreo de 200 muestras por segundo (mps) con un tiempo de duración de 10 minutos (600 segundos) por cada registro. La Figura 4 presenta un ejemplo de una de estas mediciones analizadas y procesadas con el programa Geopsy, una interfaz gráfica que permite organizar, ver y procesar señales geofísicas, este programa está diseñado principalmente para la sismología y prospección sísmica.


Figura 4: Resultado del procesamiento de la medición obtenida en el punto 04.

Nuevos esquemas de clasificación de sitios

Existe una relación entre la Vs y el periodo o frecuencia del suelo ya que la velocidad de onda de corte (Vs) representa en cierta medida la rigidez del estrato que atraviesa, por lo que suelos más rígidos tendrán velocidades mayores que el suelo menos rígido. Adicionalmente la profundidad (H) del estrato no da una idea de la masa involucrada por lo que esta relación es:

$$f = \frac{Vs}{4H}$$

(4)

Por lo que es posible relacionar la Vs30 con el valor de la frecuencia en el sitio bajo estudio. Ghofrani y Atkinson (2014) realizaron una investigación con dos bases de datos de registros sísmicos, una de Estados Unidos y otra de Japón. Estas relaciones fueron valoradas en 11 sitios del Gran Mendoza (Giolo, E. et al., 2017) donde se evaluaron el periodo del sitio y se realizaron correlaciones con la Vs30. Ellos concluyeron que la técnica H/V ofrece al menos tanta información del sitio como la Vs30 y que dicha técnica es de un valor más descriptivo que la Vs30 para los sitios de suelos profundos (frec.<1 Hz). Dicho trabajo presenta dos ecuaciones una para cada base de datos.

$$log(Vs30) = 2.35 + 0.38 log(f_{peak})$$
(5)
$$log(Vs30) = 2.56 + 0.20 log(f_{peak})$$
(6)

La Figura 5 presenta las ecuaciones 5 y 6 con una separación de los sitios y los límites establecidos por la Vs30. Para la ecuación 5 (base de datos de Japón) el Sitio SE abarca las frecuencias menores a 0.54 Hz, el Sitio SD entre 0.54 Hz y 3.47 Hz, el tipo Sitio SC frecuencias entre 3.47 Hz y 24.9 Hz y el Sitio SB frecuencias mayores a 24.9 Hz. Luego para la ecuación 6 (base de datos de EE. UU.) el Sitio SE abarca las frecuencias menores a 0.03 Hz, el Sitio SD entre 0.03 Hz y 1 Hz, el Sitio SC frecuencias entre 1 Hz y 40.3 Hz y el Sitio SB frecuencias mayores a 40.3 Hz. Los sitios SA tienen frecuencias muy altas (más de 150 Hz) por lo que normalmente se los clasifica como espectro plano y no por una frecuencia ya que no son suelo propiamente dicho sino roca. Estos resultados se presentan en la Tabla 2. Otros investigadores han propuesto límites similares para la clasificación de sitios. Pitilakis et al (2013) proponen una clasificación que tiene en cuenta el periodo del suelo.



Figura 5: Relaciones Vs30 vs. Frecuencia fundamental del sitio.

RESULTADOS

Con los datos obtenidos de mediciones de vibración ambiental de nueve puntos en el área de estudio, se determinó la frecuencia fundamental del suelo utilizando el método de Nakamura. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla I. Como puede apreciarse la frecuencia natural del sitio oscila aproximadamente entre 1.0 y 3.5 Hz, esto es, períodos comprendidos entre 0.3 y 1.0 s. Estos valores se corresponden con sitios de baja rigidez en coincidencia con la evidencia geológica de la zona.

	Coord	lenadas	Periodo	Frequencia		
Punto	Latitud Longitud Sur Oeste		[s]	[Hz]	Amplitud	
01	32°54'30"	68°44'1,36"	0,34	2,98	1,41	
02	32°54'38"	68°43'24"	0,36	2,74	1,31	
03	32°54'47,3"	68°42'20"	0,29	3,43	1,29	
04	32°53'45,9"	68°43'42"	0,35	2,83	1,45	
05	32°53'54,6"	68°42'58"	0,47	2,13	1,82	
06	32°54'17,4"	68°41'56"	0,38	2,63	1,29	
07	32°53'4"	68°43'28,9"	0,47	2,14	1,11	
08	32°53'15,7"	68°42'41,7"	0,86	1,16	1,50	
09	32°53'43,5"	68°41'30"	0,33	3,03	1,40	

Tabla Nº I: resultados obtenidos en los 9 puntos analizados.

La Figura 6 muestra un eje Norte-Sur al oeste de la ciudad de Mendoza en correspondencia con la calle Perú. En la parte inferior se indican las frecuencias naturales f_0 de los puntos auscultados (Giolo, E. et al. 2015). Como se puede apreciar, los puntos del eje estudiado se corresponden con una zona mucho más próxima al pedemonte, caracterizado por estratos más rígidos y con ausencia de agua superficial.



Figura 6: Variación de las frecuencias naturales sobre un eje Norte-Sur

Las frecuencias así determinadas se utilizaron para calcular la Vs30 (estimada) a través de la ecuación 5. Estos valores de Vs30 dan como resultado un Sitio C.

La Tabla II, muestra los valores de Vs30 (estimada) para ambos casos y la clasificación de suelo resultante: A-B-C, D ó E. Se observa la diferencia de un sitio próximo al pedemonte respecto del sitio de estratos finos saturados.

	Eje Pedemor	nte	Sı	ielos finos saturados			
fo	Vs30	Sitio	fo	Sitio			
	(estimada)			(estimada)			
4,90	410	С	2,98	339	D		
8,70	508	С	2,74	328	D		
7,60	484	С	3,43	368	С		
6,60	458	С	2,83	332	D		
5,20	420	С	2,13	298	D		
5,80	437	С	2,63	323	D		
4,80	406	С	2,14	299	D		
4,00	379	С	1,16	237	D		
4,20	386	C	3,03	341	D		
3,80	372	C	-	-	-		
4,00	379	С	-	-	-		

Tabla Nº II: Valores de Vs30 estimada y clasificación de sitio.

CONCLUSIONES

Para el análisis de resultados consideramos los antecedentes recogidos y las mediciones realizadas en el área. En los puntos estudiados las frecuencias naturales de suelo encontradas presentan variaciones que van desde 1 hz a 3.5 hz, desde el punto de vista del diseño sismorresistente de estructuras este tipo de suelos son considerados intermedios, esto también se ve influenciado por la presencia de napas freáticas superficiales existentes en la zona de estudio. La misma presenta un marcado contraste con las obtenidas en un eje norte sur al oeste de la Ciudad de Mendoza más próximo a la zona pedemontana.

Se concluye que la metodología de clasificación de sitios a través de su frecuencia natural obtenida mediante el cociente espectral H/V (o método Nakamura) se muestra capaz de capturar los distintos escenarios confirmando su eficiencia para este fin.

Así mismo si consideramos la relación entre la Vs30 y la frecuencia fundamental del suelo, observada en la figura 5 (ecuación 5), podría decirse que para las frecuencias obtenidas en el área

de estudio nos encontramos con suelos Tipo D, en tanto que en el eje al oeste de la ciudad de Mendoza se presenta como sitio tipo C.

REFERENCIAS

- Borcherdt, R. D. (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification), *Earthquake Spectra*, 10, 617-653.
- Calderon, F. A., Giolo, E. G., Frau, C. D., Guevara, M. G. J., Rodriguez, H. Tornello, M., Lujan, F. and Gallucci, R. 2017. Seismic Microzonation and Site Effects Detection Through Microtremors Measures: A Review. *Chapter 9 in Handbook of Research on Trends and Digital Advances in Engineering Geology Edited by Nurcihan Ceryan.* pp 326 349. DOI: 10.4018/978-1-5225-2709-1.ch009.
- Dobry, R., R. D. Borcherd, C. B. Crouse, I. M. Idriss, W. B. Joyner, G. R. Martín, M. S. Power, E. E. Rinne and R. B. Seed. (2000). New site coefficients and site classifications system used in recent building seismic code provisions, *Earthquake Spectra*, 16, 41-67.
- Ghofrani, H., Atkinson, G. M. (2014). Site condition evaluation using horizontal-to-vertical response spectral ratios of earthquakes in the NGA-West 2 and Japanese databases. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 67, 30–43.
- Giolo, E., Guevara Rengel, M., Luján, F., Gallucci, R., Tornello, M., Frau, C. (2015). Frecuencias naturales de suelos en un eje norte-sur del Gran Mendoza. *ENIDI 2015*.
- Giolo, E., Calderon, F., Frau, C. y Tornello M. (2017). Clasificación de Sitio para diseño de estructuras sismorresistentes. *ENIDI 2017* (en prensa).
- Nakamura Y. (1989). A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, Vol 30, pp 25-33.
- Nakamura, Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, Proceedings of the *12th World Conference on Earthquake Engineering*, Auckland, New Zealand, paper 2656, 2000.
- Rodríguez-Marek, A., J. D. Bray and N. A. Abrahamson. (2001). An empirical geotechnical seismic site response procedure, *Earthquake Spectra*, 17, 65-87.
- Seed, H. B. and I. M. Idriss. (1982). Ground motions and soil liquefaction during earthquakes, Monograph Series, 5, *Earthquake Engineering Research Institute*.
- SESAME. (2004). European Research Project Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations. Measurements, processing and interpretation, December 2004.
- Stewart, J. P., A.H. Liu and Y. Choi. (2003c). Amplification factors for spectral acceleration in tectonically active regions, Bull. Seism. Soc. Am.,93, 332-352.
- Pitilakis, K., Riga, E., Anastasiadis, A. (2013). New code site classification, amplification factors and normalized response spectra based on a worldwide ground-motion database. *Bulletin of Earthquake Engineering*, Vol. 11 pp. 925–966.
- Ghofrani, H. and Atkinson, G. M. (2014). Site condition evaluation using horizontal-to-vertical response spectral ratios of earthquakes in the NGA-West 2 and Japanese databases. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 67 pp. 30–43.

Anil K. Chopra. Dynamics of Structures. Theory and application to earthquake engineering. INPRES - CIRSOC 103 – 1992, 2013

Manual de Uso de programa Geopsy, 2014. http://www.geopsy.org/documentation/geopsy/

Ritta R., Suárez L., Pando M. (2012). Determinación del periodo fundamental del suelo usando vibración ambiental y el cociente espectral Horizontal/Vertical. *Asociación Argentina de Mecánica Computacional* Vol. XXXI, 1399-1419.

EVIDENCIA DE MINGLING EN EL SISTEMA MONOGENÉTICO DEL VOLCÁN TILOCALAR NORTE (REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE): ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO

González, C.^a, Ureta, G.^a, González R.^b, Aguilera F.^b y Menzies, A.^b

^aPrograma de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, CHILE

^bDepartamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, CHILE

e-mail: cristobal.gonzalez@alumnos.ucn.cl

RESUMEN

La tectónica juega un rol importante en el desarrollo del volcanismo en arcos volcánicos asociados a zonas de subducción. En ambiente compresional, el almacenaje y migración del magma ocurre principalmente a través de fallas inversas, cuyo reservorios están alojados en los rellanos de las fallas, las que están interconectadas por estructuras de ramplas o en la región central de un pliegue. Este fenómeno ha sido estudiado en el sector SE del Salar de Atacama (norte de Chile), reconociéndose actividad eruptiva tanto efusiva como explosiva asociada a un ambiente tectónico del tipo compresional. Particularmente, 300 m al SW del centro de emisión del volcán Tilocalar Norte, se observa la presencia de un pequeño centro eruptivo elongado tipo domo de dimensiones 35,3 m de largo, 24,8 m de diámetro y 9 m de alto, con un volumen de 3.016 m³, denominado Domo Tilocalar Norte (23° 57' 9,40"S - 68° 06' 32,53"W; 2.988 m s.n.m.). En el sitio se reconoce la interacción de dos magmas de distinta composición, los cuales afloran como un pequeño domo elongado en el flanco oriental del ridge de Tilocalar. La lava de composición andesítica es poco vesiculada, matriz afanítica, la cual está relaciona a los productos efusivos del sistema monogenético Tilocalar Norte. Por otra parte, la roca de composición riolítica, presenta una matriz afanítica de color gris, con abundantes cristales de cuarzo, feldespato y biotita, los cuales han sido parcialmente incorporados en la lava máfica afanítica. Adicionalmente, la roca félsica presenta de moderada a alta vesicularidad, principalmente hacia la interface de ambos productos.

Palabras Clave: Petrografía, Geoquímica, Volcanología Física, Zona Volcánica Central, Volcán Tilocalar Norte.

INTRODUCCIÓN

En los Andes es reconocida la actividad volcánica asociada a ambientes tectónicos compresionales (e.g. Allmendinger et al., 1997), donde numerosos sistemas volcánicos en el norte de Chile se desarrollan cercanos a sistemas de fallas inversas (e.g. Taapaca, Chile; Clavero et al., 2004; Socompa, Chile-Argentina; van Wyk de Vries et al., 2001). En estos ambientes, según Tibaldi (2008), el mecanismo propuesto para el ascenso del magma a la superficie está asociado a la migración del magma a lo largo de fallas inversas, el cual es canalizado a lo largo de una zona de falla ramificada normal (*normal splay fault zone*) que intersecta al volcán. Trabajos de Tibaldi et al. (2009) en las cuencas del Salar de Atacama (Chile) y Uyuni (Bolivia), relacionan a lo menos cuatro fases de deformación E-W desde el Mioceno al Cuaternario, principalmente de tipo

compresional y la última extensional, las cuales han interactuado con la extrusión de enormes flujos ignimbríticos, ocurrencia de edificios volcánicos en las charnelas de los *ridges* anticlinales y la relación espacial de centros monogenéticos y clúster de conos volcánicos con zonas de fallas de inversas (González et al., 2009).

Al sur del Salar de Atacama (24°S) la deformación compresional controla la morfología del sector con numerosos *ridges* de rumbo N-S, escarpes de fallas inversas y dos centros monogenéticos de composición andesítica a andesítica-basáltica de edad Pleistocena denominados volcanes de Tilocalar (González-Ferrán, 1995), los cuales presentan una cercana relación espacio-temporal con el desarrollo de los *ridges* (Kuhn, 2002). González et al. (2009) han interpretado que el almacenamiento y migración del magma en estos sistemas ocurre a través de fallas inversas, donde el reservorio de magma está probablemente alojado en los rellanos de fallas inversas, los cuales están interconectados por estructuras de rampla o en las regiones centrales de un pliegue.

En la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC; Stern, 2004), se ha registrado la ocurrencia de interacción de magmas químicamente distintos en los productos emitidos a lo largo del arco, lo que ha permitido la evolución magmática de estos sistemas (e.g. volcán Ollagüe y Láscar; Feelley and Davidson, 1994; Matthews et al., 1999, respectivamente). Estos procesos de hibridación de magma ocurren mediante un proceso denominado *mingling*, el cual corresponde a un proceso de dispersión física sin intercambio químico de uno o más magmas al interior del magma hospedante, o por medio de un segundo proceso llamado *mixing*, en el que aparte de una dispersión física existe un intercambio químico entre estos magmas (e.g. Flinders and Clemens, 1996; Perugini and Poli, 2012).



Figura 1. Mapa de localización del Domo Tilocalar Norte en la Zona Volcánica Central. Imagen modificada de Hart and Miller (2006) y Lin et al. (2016).

El objetivo del presente trabajo es determinar la presencia de mingling en sistemas volcánicos monogenéticos en ambientes compresionales del norte de Chile, evaluando el caso particular de un pequeño domo satélite del sistema del volcán Tilocalar Norte. El estudio se realizó mediante el análisis petrográfico y petrológico de muestras obtenidas durante la campaña de terreno de Marzo de 2017. Los análisis geoquímicos se realizaron en muestras del Domo Tilocalar Norte, volcán de Tilocalar Norte e Ignimbrita Tucúcaro. Además, se recopilaron datos geoquímicos publicados e inéditos

de los volcanes de Tilocalar e Ignimbrita Tucúcaro. Los datos geoquímicos fueron obtenidos mediante Fluorescencia de Rayos X (XRF), los cuales fueron realizados en los laboratorios del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad Católica del Norte, y posteriormente graficados en el software de código libre GCDkit 4.1 (Janoušek et al., 2006).

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio está ubicada al SE del Salar de Atacama (ver. Fig. 1) y se caracteriza por la deformación compresional de los flujos ignimbríticos Plioceno-Pleistoceno, los cuales forman ridges de rumbo N-S (González et al., 2009) que son parte de un cinturón plegado y corrido de piel delgada con vergencia al E (Kuhn, 2002). Según Ramírez and Gardeweg (1982), Gardeweg and Ramirez (1982) y Niemeyer (2013), el basamento del área está conformado por rocas graníticas ordovícicas (Monzogranito Tambillo) y sedimentos continentales escasamente litificados de la Formación Tambores (Eoceno-Oligoceno), las cuales son cubiertas en discordancia angular por tobas dacíticas de la Ignimbrita Tucúcaro (Plioceno). Los volcanes de Tilocalar se desarrollan sobre los *Ridges* de Tilomonte, los cuales consisten en dos escarpes de pliegue formados por el plegamiento asimétrico de la Ignimbrita Tucúcaro (González et al., 2009). Los centros eruptivos de los volcanes Tilocalar corresponden a dos pequeños volcanes de composición andesítica a andesita basáltica con edades K-Ar < 1 Ma (Gardeweg and Ramírez, 1982), denominados volcán Tilocalar Norte y Sur, este último con edades de 730±50 ka y 460±50 ka (U/Th en roca total; González et al., 2009). El volcán Tilocalar Norte está constituido por tres coladas de lavas andesítica con alto contenido de K, las cuales alcanzan una extensión máxima de 3,8 km de longitud hacia el norte del centro de emisión. El volcán Tilocalar Sur está constituido por cuatro coladas de lava de composición andesítica a andesita basáltica sobreyacentes a un depósito piroclásticos de escorias del mismo centro eruptivo (Niemeyer, 2013).



Figura 2. Fotografías del área de estudio. a) Vista hacia el sur desde la cima del volcán Tilocalar Norte, en color el DTN. b) Vista hacia el oeste del DTN. c) y d) Fotografías de los productos eruptivos del DTN, se observa mingling, magma félsico de color gris claro y máfico de color gris oscuro.

A unos 300 m al SW del centro de emisión del volcán Tilocalar Norte y emplazado en la Ignimbrita Tucúcaro, se observa la presencia de un pequeño centro eruptivo elongado tipo domo (ver Fig. 2a y b), cuyas dimensiones son 35,3 m de largo, 24,8 m de diámetro y 9 m de alto, con un volumen estimado de 3.016 m³ (Ureta et al., 2017) denominado Domo Tilocalar Norte (DTN; 23° 57' 9,40"S - 68° 06' 32,53"W; 2.988 m s.n.m.). En superficie, el DTN está cubierto por bloques de lava los cuales presentan en su interior la interacción de dos tipos de lava distintos, una máfica de color gris oscuro y otra félsica de color gris claro (ver Fig. 2c y d).

ANÁLISIS PETROGRÁFICO

Acorde con lo descrito por Gardeweg and Ramírez (1982) y Niemeyer (2013), las lavas del volcán Tilocalar Norte están conformados por andesitas de piroxeno, mientras que, los depósitos efusivos y explosivos del volcán Tilocalar Sur son de composición andesítica de piroxeno junto con andesitas basálticas de clinopiroxeno y olivino. En ambos volcanes los productos corresponden macroscópicamente a rocas afíricas de color gris oscuro a negro, con lavas que presentan una escasa vesicularidad (10%), mientras que, los piroclastos presentan una alta vesicularidad (50%).

Los productos del Domo Tilocalar Norte presentan dos tipos de lavas, una máfica y otra félsica, distinguibles tanto a escala mesoscópica como a nivel microscópico. A nivel mesoscópico, la lava máfica es de textura afanítica de color gris oscuro y escasamente vesiculada (10-15%). Por otra parte, la roca félsica presenta una matriz afanítica de color gris claro con abundantes fenocristales cristales de cuarzo y plagioclasa, con moderada a alta vesicularidad (40-60%) la cual aumenta hacia la interface de ambos productos y están orientadas oblicuas al contacto.



Figura 3. Imágenes obtenidas mediante microscopio de luz transmitida con nicoles cruzado (1) y con nicoles paralelos (2). a) Lava máfica, presencia de textura pilotaxítica, fenocristal de plagioclasa de la lava félsica en el magma máfico. b) Lava máfica, presencia de textura pilotaxítica, fenocristales de olivino, escasa vesicularidad. c) Mingling, fenocristal de plagioclasa fragmentado y embahiado en la lava félsica. d) Lava félsica, fenocristales de plagioclasa zonada en una matriz vítrea con textura felsofídica y abundantes vesículas.

A nivel microscópico, se observa que las lavas máficas presentan una matriz microcristalina, hipocristalina, vitrofídica con cristales de olivino, piroxeno y

plagioclasa hipidiomórficos, la matriz es vítrea y presenta textura pilotaxítica con microlitos de plagioclasa, piroxeno y olivino (50%; 10-80 um de longitud), los cuales se orientan paralelos a la interface con el material félsico. Los fenocristales corresponden a olivino (3%; ~0,1 mm de longitud), piroxeno con moderada alteración a epidota (8%; ~0,25 mm de longitud), plagioclasa alterada a sericita (12%; ~0,15 mm de longitud), minerales opacos (5%; ~0,1 mm de longitud) y matriz vítrea con alteración a arcilla (12%) con moderada vesicularidad (10%; ver Fig. 3a, b y c). El material félsico presenta una matriz microcristalina, hipocristalina, vitrofídica con cristales hipidiomórficos de plagioclasa, los cuales están maclados y zonados. Estas lavas presenta una alta vesicularidad (40%) y la matriz presenta textura felsofídica (microlitos de cuarzo ± feldespato-K; 25%; 10-60 µm de longitud). Los fenocristales corresponden a plagioclasa con bordes embahiados (15%; 0,25-2 mm de longitud) con cristales de apatito alojado en su interior, cuarzo (5%; 0,2 mm de longitud) y minerales opacos (3%; ~0,1 mm de longitud), todos en una matriz vítrea alterada a arcilla (15%) (Ver Fig. 3 c y d). En la interface de contacto entre los distintos fundidos se observa la presencia de fenocristales de plagioclasa fragmentado provenientes del fundido félsico, los cuales ingresa en la lava máfica (ver Fig. 3c).

ANÁLISIS GEOQUÍMICO

Se realizaron análisis en las muestras del Domo Tilocalar Norte, volcán de Tilocalar Norte e Ignimbrita Tucúcaro (ver Tabla 1 y Fig. 4). Adicionalmente, se recopilaron datos geoquímicos publicados por Gardeweg and Ramírez (1982) y de trabajos inéditos (Ortega, 2008; Hoffmann, 2011) de los volcanes de Tilocalar e Ignimbrita Tucúcaro.



Figura 4. Diagramas de clasificación geoquímica. a) TAS. b) AFM. c) K₂O vs SiO₂. d) A/NK vs A/CNK. Los círculos rellenos verdes corresponden al volcán Tilocalar Sur, los azules corresponden al volcán

Tilocalar Norte y los magenta corresponden a la Ignimbrita Tucúcaro, el cuadrado relleno rojo corresponde a lava máfica y el triángulos relleno rojo corresponde a lava félsica del Domo Tilocalar Norte.

Muestra		TCN-10	TCN-12	TCN-3	TCN-15b
Latitud		-23,952574	-23,952574	-23,950397	-23,952814
Longitud	1	-68,109071	-68,109071	-68,107464	-68,108944
Altitud		2.988 m s.n.m.	2.988 m s.n.m.	3.023 m s.n.m.	2.985 m s.n.m.
Tipo de		Lava máfica gris	Lava fálsica aris clara	Lava máfica gris	Toba vitro-cristalina
muestra		oscura	Lava leisica giis ciara	oscura a negra	pardo rosada
Unidad		DomoTilocalar Norte	Domo Tilocalar Norte	VolcánTilocalar Norte	Ignimbrita Tucúcaro
Edad		Pleistoceno	Pleistoceno	Pleistoceno	Plioceno
Datación	1	< 1 Ma	< 1 Ma	< 1 Ma	3,2±0,3 Ma
Método datación	de	K-Ar en roca total?	K-Ar en roca total?	K-Ar en roca total?	K-Ar en biotita
Reference	ria	Ramírez and	Ramírez and	Ramírez and	Ramírez and
datación		Gardeweg, 1982	Gardeweg, 1982	Gardeweg, 1982	Gardeweg, 1982
SiO ₂	%	63,89	74,65	62,61	76,31
TiO ₂	%	0,84	0,34	0,88	0,31
Al ₂ O ₃	%	14,44	11,22	14,73	10,68
Fe ₂ O ₃	%	4,35	1,59	4,99	1,57
MnO	%	0,06	0,05	0,07	0,02
MgO	%	1,32	0,29	1,85	0,39
CaO	%	5,26	1,58	5,7	1,07
Na ₂ O	%	4,13	3,64	4,13	3,84
K ₂ O	K₂O % 2,9		5,03	2,67	5,05
P2O5	%	0,33	0,09	0,25	0,01
H ₂ O-	%	0,09	0,09	0,06	0,08
LOI	DI % 2,03		1,35	1,78	0,54
Total	%	97,52	98,48	97,88	99,25
S	ppm	1888	598	1267	529
V	ppm	142	59	156	54
Cr	ppm	39	0	89	1
Co	ppm	12	10	14	11
Cu	ppm	35	32	59	7
Zn	ppm	81	37	81	22
Rb	ppm	71	178	62	191
Sr	ppm	869	167	887	170
Y	ppm	9	30	/ 272	29
Zr	ppm	280	243	272	228
IND	ppm	28	34	U 10	54
5C	ppm	1/		19	0
Pb	ppm	19	33	14	42

Tabla 1. Tabla de datos geoquímicos obtenidos mediante fluorescencia de rayos X.

Los productos volcánicos de los volcanes de Tilocalar corresponde a la serie magmática calcoalcalina de medio a alto K metaluminoso, asociada a andesitas y traquiandesitas en el volcán Tilocalar Sur (55,29-62,25% en peso de SiO₂) y andesitas, traquiandesitas y dacitas en el volcán Tilocalar Norte (59,8-63,26% en peso de SiO₂). La Ignimbrita Tucúcaro corresponde a la serie magmática calcoalcalina de alto K metaluminoso, siendo estas tobas e composición riolítica (72,63-76,31% en peso de SiO₂). El producto eruptivo del Domo Tilocalar Norte presenta dos composiciones químicas claramente diferenciadas, por una parte, los productos máficos se asocian a un magma de serie calcoalcalina de alto K metaluminoso, correspondiente a dacita (63,89% en peso de SiO₂), mientras que la porción félsica se relaciona a la serie calcoalcalina de alto K

metaluminoso, asociada a riolita (74,65% en peso de SiO₂), similar a la Ignimbrita Tucúcaro.

Los diagramas Harker muestran que los óxidos mayores de Fe_2O_3 , MgO, Al₂O₃, CaO, TiO₂ y P₂O₅ (ver Fig. 5), presentan un comportamiento relativamente compatible para todo el set de datos, mientras que el K₂O presenta un comportamiento incompatible para todo el set de datos. El Na₂O en los productos máficos no presenta una tendencia definida, pero en los productos félsicos presenta un comportamiento relativamente compatible con el aumento de la sílice. Los diagramas Harker de los elementos menores de V, Cr, Cu, Zn y Sr (ver Fig. 6), presenta un comportamiento compatible para todo el set de datos, mientras que el Sr e Y presenta un comportamiento incompatible para todo el set de muestras.

Las muestra de los volcanes de Tilocalar y el producto máfico del DTN presentan altas razones de Sr/Y (125-59), asociado a altas concentraciones de Sr (839-1.390 ppm de Sr) y bajas de Y (7-17 ppm de Y). En cambio, el producto félsico del DTN e Ignimbrita Tucúcaro presentan bajas razones de Sr/Y (~5,6), asociado a bajas concentraciones de Sr (141-176 ppm de Sr) y relativamente altas de Y (26,4-32,9 ppm de Y; ver Fig. 7).

Las rocas del DTN en el diagrama multielemental normalizado al N-MORB (ver Fig. 8), presentan enriquecimiento selectivo en especies móviles como Rb, K y Pb. En cambio, están empobrecidas en especies menos móviles como P, Sr, Ti y Y.



Actas del E-ICES 12 ISBN 978-987-1323-61-6



Figura 5. Diagramas de Harker de elementos mayores. Simbología como en la Figura 4. Los óxidos están en concentraciones de % en peso.

Figura 6. Diagramas de Harker de elementos trazas. Simbología como en la Figura 4. Las concentraciones de los elementos trazas están en ppm.



Spider plot - NMORB (Sun and McDonough 1989)

Actas del E-ICES 12 ISBN 978-987-1323-61-6

como en la Figura 4. **DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN**

Figura 7. Diagrama Sr/Y vs Sr. Simbología Figura 8. Diagrama multielemental normalizado al N-MORB. Simbología como en la Figura 4.

Los set de datos muestran que las lavas máficas del DTN están asociadas geoquímica y petrológicamente a los producto efusivos del sistema del volcán Tilocalar Norte, mientras que el material félsico está relacionado químicamente a la Ignimbrita Tucúcaro. Según los diagramas Harker, la evolución del magma máfico del sistema volcánico Tilocalar ha sido controlado, en parte, por procesos de cristalización fraccionada de plagioclasa (comportamiento compatible del CaO y Sr), olivino (comportamiento compatible del MgO, Fe₂O₃ y Ni), piroxeno (comportamiento compatible del CaO, MgO, MnO, Fe₂O₃ y Cr), titanomagnetita e ilmenita (comportamiento compatible del TiO₂ y V), apatito (comportamiento compatible del P₂O₅ con el aumento del SiO₂) y zircón (leve disminución del Zr con el aumento del SiO₂ en las muestras menos diferenciadas). Adicionalmente, el Y presenta un comportamiento compatible, lo que podría indicar fraccionamiento de granate (rocas menos diferenciadas) o anfíbol (rocas más diferenciada). Las altas razones de Sr/Y, los bajos contenidos de Y, el fuerte enriquecimiento en elementos incompatibles (típico patrón de arcos volcánicos calcoalcalinos) y el empobrecimiento de MREE y HREE, indican que el magma ha fraccionado granate ± anfíbol en su origen. Estas características geoquímicas se han asociado a fundidos adakíticos (Figueroa et al., 2009), pero las condiciones del ambiente no son favorables para su formación (e.g. edad de la placa subductada, y contexto geodinámico favorable; Kay and Kay, 2002), este fenómeno ha sido estudiado en el volcán Licancabur (Figueroa et al., 2009) y más cercano aún, en los conos del campo de lavas del Negro de Aras (30 km al sur del área de estudio; Hoffmann, 2011; Hoffmann et al., 2012), por lo que se asume que estas características geoquímicas están asociadas a la fusión parcial de la base de la corteza continental inferior de composición máfica, a profundidades >70 km.

Por otra parte, los productos félsicos del DTN presentan afinidad geoquímica con la Ignimbrita Tucúcaro. De acuerdo a los diagramas Harker, el magma ha sido controlado, en parte, por la cristalización fraccionada de plagioclasa (comportamiento compatible del CaO y Al₂O₃, levemente compatible del Na₂O y Sr) y cristalización de feldespato-K (comportamiento incompatible del K₂O y Rb) y cuarzo (aumento del sílice). Las bajas razones de Sr/Y, bajos contenidos de Sr, relativamente altos de Y, el fuerte enriquecimiento en elementos incompatibles (típico patrón de arcos volcánicos calcoalcalinos), el enriquecimiento en LREE, poco empobrecimiento en HREE y la marcada anomalía negativa de Eu (diagramas REE de la Ignimbrita Tucúcaro; ver Fig. 9), indican que en el origen ha ocurrido fraccionamiento de plagioclasa a bajas presiones (Kay et al., 2010). Lo anterior sugiere que el origen de la porción félsica del DTN es somero y probablemente asociado al de la Ignimbrita Tucúcaro.

Con respecto a la petrografía, la textura pilotaxítica de la lava máfica del DTN junto con la presencia de fenocristales de plagioclasa y porciones del magma félsico en la interface, indicarían el ingreso de un flujo del magma máfico que interactuó con el magma félsico. Adicionalmente, la abundante de presencia de microlitos en el material máfico y la abundante presencia de vesículas en la lava félsica con orientación oblicua al contacto, indicarían un rápido enfriamiento acompañado por una temprana desgasificación del magma máfico (McPhie et al., 1993).

La presencia de mingling en el DTN significa que estos fundidos interactuaron cuando el magma máfico de origen profundo ascendió a niveles someros de la corteza,

interactuando con una porción aún fundida de la Ignimbrita Tucúcaro, posiblemente atrapada en los rellanos de fallas inversas. La interacción de estos fundidos de similar viscosidad, pero de diferentes temperaturas, favoreció la temprana desgasificación del fundido máfico, aumentando la vesicularidad en el fundido félsico previo a la extrusión del domo.



Figura 9. Diagrama REE normalizado al Condrito. Los datos fueron extraídos de Ortega (2008) y Hoffmann (2011). Los cuadrado verdes corresponden al volcán Tilocalar Sur. los azules corresponden al volcán Tilocalar Norte y los magenta corresponden a la Ignimbrita Tucúcaro.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnología a través del programa de Becas de Doctorado Nacional (CONICYT-PCHA/Doctorado Nacional/2016-21160176 para CG y CONICYT-PCHA/Doctorado Nacional/2016-21161286 para GU). Agradecemos a Diego James, Jorge García y Fernándo Álvarez (Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte) por su asistencia en terreno, preparación de láminas delgadas y análisis de laboratorio, respectivamente.

REFERENCIAS

- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M. and Isacks, B.L. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annu. Rev. Earth. Pl. Sc.* 25(1), 139-174 (1997).
- Clavero, J. E., Sparks, R. S. J., Pringle, M. S., Polanco, E. and Gardeweg, M.C. Evolution and volcanic hazards of Taapaca volcanic complex, Central Andes of northern Chile. J. Geol. Soc. 161(4), 603-618 (2004).
- Feeley, T.C. and Davidson, J.P. Petrology of Calc-Alkaline Lavas at Volcán Ollagüe and the Origin of Compositional Diversity at Central Andean Stratovolcanoes. J. Petrol. 35(5), 1295-1340 (1994).
- Figueroa, O., Déruelle, B. and Demaiffe, D. Genesis of adakite-like lavas of Licancabur volcano (Chile—Bolivia, Central Andes). C. R. Geosci. 341(4), 310-318 (2009).
- Flinders, J. and Clemens, J.D. Non-linear dynamics, chaos, complexity and enclaves in granitoid magmas. *Geol. S. Am. S.* 315, 217-223 (1996).
- Gardeweg, M. and Ramírez, C. F. Geología de los volcanes del Callejón de Tilocalar, Cordillera de los Andes-Antofagasta. *In*: III Congreso Geológico Chileno, A111–A123 (1982).

- González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E.E. and Shyu, J. B. H. Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23°S–24°S). *Tectonics*, 28(6) (2009).
- González-Ferrán, O. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar, 1995.
- Hart, D. and Miller, D.J. Analysis and correlation of volcanic ash in marine sediments from the Peru margin, Ocean Drilling Program Leg 201: explosive volcanic cycles of the northcentral Andes. *In:* Jørgensen, B.B., D'Hondt, S.L. and Miller, D.J. (Eds.) *Proc. ODP Sci. Results*. 201, 1–43 (2006).
- Hoffmann, C. Petrografía y geoquímica de los conos del campo de lavas Negros de Aras (23°57'-24°26' Lat. S. y 67°57'-68°42' Long. O.) al norte del volcán Socompa, II región de Antofagasta, Chile. Undergraduate Thesis, Universidad de Concepción, 2011.
- Hoffmann, C., Figueroa, O., Honthaas, C. and Déruelle, B. Las adakitas del campo de lavas Negros de Aras: Petrografías y Geoquímica. *In*: XIII Congreso Geológico Chileno, 327-329, 2012.
- Janoušek, V., Farrow, C.M. and Erban, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). J. Petrol. 47(6):1255-1259 (2006).
- Kay, S.M., Coira, B.L., Caffe, P.J. and Chen, C.H. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites. J. Volcanol Geoth. Res. 198(1), 81-111 (2010).
- Kay, R.W. and Kay, S.M. Andean adakites: three ways to make them. *Acta Petrol. Sin.* 18(3), 303-311 (2002).
- Kuhn, D. Fold and thrust belt structures and strike- slip faulting at the SE margin of the Salar de Atacama basin, Chilean Andes. *Tectonics*. 21(4) (2002).
- Lin, Y.S., Chuang, Y.R., Shyu, J.B.H., González, G., Shen, C.C., Lo, C.H. and Liou, Y.H. Structural characteristics of an active fold-and-thrust system in the southeastern Atacama Basin, northern Chile. *Tectonophysics*. 685, 44-59 (2016).
- Matthews, S.J., Sparks, R.S.J. and Gardeweg, M.C. The Piedras Grandes–Soncor eruptions, Lascar volcano, Chile; evolution of a zoned magma chamber in the central Andean upper crust. *J. Petrol.* 40(12), 1891-1919 (1999).
- McPhie, J., Doyle, M. and Allen, R. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 1993.
- Niemeyer, H. *Geología del área Cerro Lila-Peine, Región de Antofagasta*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica, 147, 2013.
- Ortega, V. Estudio petrográfico y petrológico de las rocas de los volcanes Láscar, Tilocalar Norte y Tilocalar Sur. Undergraduate Thesis, Universidad Católica del Norte, 2008
- Perugini, D. and Poli, G. The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: analogies and differences. *Lithos.* 153, 261-277 (2012).
- Ramírez, C.F. and Gardeweg, M.P. *Hoja Toconao: Región de Antofagasta*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 54, 1982.
- Stern, C.R. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev. Geol. Chile*. 31(2), 161-206 (2004).
- Tibaldi, A. Contractional tectonics and magma paths in volcanoes. J. Volcanol Geoth. Res. 176(2), 291-301 (2008).
- Tibaldi, A., Corazzato, C. and Rovida, A. Miocene–Quaternary structural evolution of the Uyuni–Atacama region, Andes of Chile and Bolivia. *Tectonophysics*. 471(1), 114-135 (2009).
- Ureta, G., Del Río, I. and Aguilera, F. Uso de Drone para el cálculo de volúmenes eruptivos en centros monogenéticos. *Este Congreso*, (2017).
- Van Wyk De Vries, B., Self, S., Francis, P.W., and Keszthelyi, L. A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. J. Volcanol. Geotherm. Res. 105(3), 225-247 (2001).

DISTRIBUCIÓN DE ELEMENTOS QUÍMICOS EN FLUIDOS Y DEPÓSITOS FUMARÓLICOS DEL VOLCÁN GUALLATIRI Y LASTARRIA, NORTE DE CHILE

Inostroza M.^a, Aguilera F.^b, Menzies A.^b

^aPrograma de Doctorado en Ciencias, mención Geología, Univerisdad Católica del Norte, Antofagasta, Chile ^bDepartamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

e-mail:manuel.inostroza@alumnos.ucn.cl

RESUMEN

Una amplia variedad de elementos químicos son movilizados en la fase fluida de sistemas volcánicos activos. En su ascenso, estos pueden precipitar en los conductos de desgasificación, precipitar al llegar a superficie dando lugar a la formación de sublimados e incrustaciones, o son liberados a la atmósfera en la fase gaseosa. A pesar de que la geoquímica de los fluidos en sistemas volcánicos activos del norte de Chile ha sido extensamente estudiada, hay escasa información sobre la composición química y mineralogía de los depósitos fumarólicos, desconociéndose adicionalmente la distribución de los elementos químicos en los productos derivados de estos fluidos en superficie. Se analizó la composición química y mineralogía de depósitos fumarólicos (fase sólida) y se comparó con la composición química de los fluidos (fase gaseosa) con la finalidad de establecer la distribución de los elementos químicos en la fase sólida y fluida relacionada a los volcanes Guallatiri y Lastarria, norte de Chile. Resultados preliminares indican que el elemento más común en depósitos fumarólicos es el azufre, aunque altas concentraciones de As, Si, Ca y B también han sido encontradas en estos depósitos, y adicionalmente en muestras de gas condensado. Lo anterior evidencia que los fluidos son capaces de movilizar elementos de origen magmático (e.g. As y B) y otros removidos desde la roca de caja (e.g. Si y Ca). Las asociaciones minerales encontradas en sublimados e incrustaciones están agrupadas en 6 familias: i) sulfatos (yeso, anhidrita y baritina); ii) sulfuros (pirita, galena y oropimente); iii) silicatos (cristobalita y cuarzo); iv) óxidos (magnetita); v) hidróxidos (sassolita); v vi) elementos nativos (azufre). Este trabajo es una de las primeras aproximaciones en detalle acerca de la composición química y mineralogía de depósitos fumarólicos, implementando nuevas técnicas que ayudarán a entender el comportamiento de los elementos químicos bajo condiciones extremas.

Palabras Clave: Lastarria, Guallatiri, Depósitos fumarólicos, Arsénico, Azufre

INTRODUCCIÓN

El entendimiento acerca de la circulación de los fluidos en sistemas volcánicos activos es de gran ayuda en la determinación del origen de estos fluidos, procesos que ocurren en su ascenso y distribución de los elementos y compuestos químicos en superficie. La distribución de elementos químicos en los distintos productos derivados de fluidos volcánicos ha sido foco de estudio durante las últimas décadas. Estos productos son capturados directamente desde la fase fluida (gas en trampa alcalina de Giggenbach y gas condensados; Giggenbach W. F. 1975; Vaselli et al, 2006) y fase sólida asociada a

depósitos fumarólicos (sublimados, incrustaciones y roca huésped; LeGuern F. and Bernard A. 1982; Symonds et al, 1987). Estos estudios en sistemas volcánicos activos se han enfocado en caracterizar de manera independiente la geoquímica de los fluidos y la composición química-mineralógica de los depósitos fumarólicos, siendo escasos los trabajos que se han preocupado de establecer la relación entre la fase fluida y sólida (e.g. Taran et al, 2001; Africano et al, 2002; Zelenski et al, 2013; Aguilera et al, 2016). De acuerdo a trabajos recientes, las asociaciones minerales y las zonaciones presentes en los depósitos fumarólicos son indicativas de la composición, temperatura, presión y fugacidad de oxígeno de los fluidos que las generaron (Hanson et al, 2008). Adicionalmente, el grado de erosión de la roca huésped, velocidad del gas, composición de la roca huésped y la composición y estado de desgasificación del magma son factores que determinan las asociaciones minerales (Symonds et al, 1992; Hanson et al, 2008).

En este trabajo se documenta la composición química y mineralógica de los depósitos fumarólicos de baja, media y alta temperatura (hasta 408°C) de los volcanes Guallatiri y Lastarria, los cuales posteriormente son comparados con la composición química y temperatura de las emisiones fumarólicas.

MARCO GEOLÓGICO Y ACTIVIDAD ACTUAL

Los volcanes Guallatiri y Lastarria pertenecen a la Zona Volcánica Central (ZVC), ubicándose en la parte central y sur de esta respectivamente (ver Fig 1). Son considerados dos de los volcanes más activos del norte de Chile, con persistente actividad fumarólica fisural cerca de sus cimas y flancos.

El volcán Guallatiri (18°25'S, 69°05W; 6.071 m s.n.m) es un estratovolcán localizado en el extremo sur de la cadena volcánica Nevados de Quimsachata, el cual aloja un glaciar permanente que cubre la parte superior del edificio volcánico (por sobre ~5.550 m s.n.m). Guallatiri está construido sobre rocas sedimentarias y volcánicas del Oligoceno superior y Pleistoceno, (García et al, 2004; Watts et al, 2014). El volcán Guallatiri ha sido construido en siete etapas (Sepúlveda et al, 2017), las primeras asociadas a coladas de lava de composición traquiandesítica y las últimas lava-domos de composición andesítica-dacítica, todos de edad Oligocena a Pleistocena.

El volcán Lastarria (25°10'S, 68°31'W; 5.697 m s.n.m) es un estratovolcán compuesto que pertenece al Complejo Volcánico Lastarria (CVL), juntos a los volcanes Espolón y Negriales (Naranjo J.A., 2010). Adicionalmente, pertenece al área Lastarria-Cordón del Azufre ("Lazufre"; Pritchard M.E. and Simons M., 2002). Lastarria corresponde a un edificio individual con cinco cráteres semi-anidados en su cima. Está construido sobre un basamento compuesto por rocas volcánicas del Mioceno Superior al Pleistoceno Superior, de composición andesítica-dacítica (Naranjo J.A. and Cornejo P., 1992; Naranjo J.A., 2010). La evolución del volcán Lastarria ha sido dividida en diez etapas (Naranjo J.A., 2010) que corresponden a flujos de lava de hasta 6 km de longitud, localizados en los flancos N, W y NW del Lastarria, colapso en el flanco SE del volcán, el cual generó dos avalanchas de 7,5 km de longitud, flujos piroclásticos que se extienden por los flancos N y NW de Lastarria, lava domos (coulées) y flujos de lava en bloque, y finalmente, flujos piroclásticos de menor volumen y extensión (hasta 1,4 km de longitud) que se propagan hacia el norte. Todos los productos emitidos desde el

volcán Lastarria tienen un rango composicional que varía desde andesitas a dacitas (Naranjo J.A., 2010).



Figura 1. Mapa de ubicación de los volcanes Guallatiri y Lastarria. A) Mapa general de América del Sur con las Zonas Volcánicas Activas; b) Mapa de la Zona Volcánica Central y sus principales volcanes activos y potencialmente activos.

Respecto a su actividad eruptiva, solo el Guallatiri presenta registro de erupciones durante el siglo pasado, aunque estas fueron de tipo freáticas de baja intensidad. A pesar que ambos volcanes no presentan registros de actividad eruptiva significativa en tiempos históricos, estos presentan diversos campos fumarólicos tanto en sus cimas como en sus flancos, donde la actividad fumarólica es de muy alta intensidad. Una particularidad en el caso del volcán Lastarria, es que este presenta extensas coladas de azufre de hasta 350 m de largo, las cuales están directamente asociada a la actividad en los campos fumarólicos (Naranjo J.A., 1985; 1988).

GEOQUÍMICA DE FLUIDOS

El volcán Guallatiri presenta emisiones fumarólicas con temperaturas que varían entre 83,2°C y 220°C. De acuerdo a las mediciones remotas realizadas mediante equipo DOAS, las concentraciones de SO₂ BrO alcanzan valores de $3x10^{17}$ moléc/cm² y 10^{13} moléc/cm², respectivamente (Gliss et al, 2015), con una razón BrO/SO₂ de $3x10^{-5}$ moléc/cm², valor comparable con otros sistemas volcánicos en América (e.g. volcanes Popocatépelt y Masaya; Bobrowski N. and Platt U., 2007).

De acuerdo a Aguilera et al (2012), el volcán Lastarria presenta dos tipos de emisiones fumarólicas: i) Baja temperatura (entre 80 y 96°C), con altas concentraciones de H₂S, y bajas concentraciones de HF y HCl, relacionadas principalmente a fluidos de origen hidrotermal; ii) Media-alta temperatura (desde 120 a 408°C), con altas concentraciones de SO₂, HF y HCl, relacionados a una fase vapor súpercalentada con fuerte influencia

de fluidos de origen magmático. Análisis químicos de gas condensado desde emisiones fumarólicas, indican un enriquecimiento en diversos elementos tales I, Br, B, Cl, S, Sb, As, Se y Tl (Aguilera et al, 2016), los cuales están asociados principalmente a aportes provenienente directamente desde el magma. Mediciones remotas mediante DOAS indican que las densidades de las columnas de gas alcanzan el valor de 10¹⁸ moléc/cm² (Dinger et al, 2015).

MÉTODOLOGÍA

La composición química de los depósitos fumarólicos fue determinada mediante el equipo de Micro-Fluorescencia de Rayos X (Micro-FRX) M4-Tornado (Bruker®), en el Laboratorio de Fluorescencia y Difracción de Rayos X, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte. Este equipo tiene la capacidad de realizar análisis cualitativos y semi-cuantitativos de los elementos de la tabla periódica con número atómico superior a 10. Las muestras fueron cortadas e introducidas al equipo para realizar análisis lineales, de área y puntuales. Los análisis fueron realizados con un voltaje de 50 kV, una intensidad de 100 μ A y un tiempo de integración de 30 s. La cámara de medición fue evacuada con una bomba de vacío, para luego comenzar las mediciones con rayos a través de tubos de Rh.

La mineralogía de depósitos fumarólicos fue analizada por medio del difractómetro D8 Advance (Bruker®), Laboratorio de Difracción de Rayos X, Unidad de equipamiento Científico Maini, Universidad Católica del Norte. Las muestras fueron pulverizadas con un mortero de ágata, luego puestas en el tamiz #200, para finalmente ser montadas en un portamuestra plástico. Las muestras fueron analizadas con un ángulo de 2 θ entre 3 y 70° en distancias de 0,02°.

RESULTADOS

Se analizaron un total de 24 muestras relacionadas a depósitos fumarólicos activos y roca de caja alterada. Estas fueron sometidas a análisis químicos (Micro-FRX) y mineralógicos (DRX), tal como se detalla en la Tabla I. Del total de estas muestras, 19 fueran sometidas a 39 análisis puntuales en el equipo de Micro-FRX, donde estos puntos de análisis fueron seleccionados según su variedad en colores y texturas, con la finalidad de encontrar una amplia variedad de elementos químicos. Además, 20 muestras fueron sometidas a 25 análisis de DRX.

Muestra	Micro- FRX	DRX	Muestra	Micro- FRX	DRX	Muestra	Micro- FRX	DRX
LAST_R1	•	•	LAST_R9	•	•	LAST_R23	•	
LAST_R2	•	•	LAST_R10		•	LAST_R24		•
LAST_R3	•	•	LAST_R15	•	•	LAST_R25		•
LAST_R4	•	•	LAST_R16	•		GUA_R01	•	•
LAST_R5	•	•	LAST_R17	•	•	GUA_R02	•	•
LAST_R6	•	•	LAST_R19	•		GUA_R03	•	•
LAST_R7	•	•	LAST_R20	•	•	GUA_R04		•
LAST_R8	•		LAST_R22	•	•	GUA_R05		•

Tabla I. Muestras analizadas y los métodos utilizados para determinar su composición química y mineralogía. LAST: volcán Lastarria; GUA: volcán Guallatiri; Micro-FRX: análisis de Micro-Fluorescencia de Rayos X; DRX: Análisis de Difracción de Rayos X.

Geoquímica de depósitos fumarólicos

A través de los análisis químicos se encontraron 31 elementos químicos, donde los más comunes son S, As, Fe y Ti (en orden de mayor a menor abundancia). Otros elementos comunes detectados son Cu, Si, Ca, Zn, Sr, Ni y K, los cuales se encuentran en concentraciones medias a bajas (ver Fig 2). Otros elementos como Br, Co, Ga, Pb, Se y Tl se han encontrado en al menos 8 análisis.



Figura 2. Frecuencia de aparición de elementos químicos en sublimados e incrustaciones de los volcanes Guallatiri y Lastarria. El total de muestras analizadas es n=39

Elementos alcalinos y alcalino térreos

Los elementos encontrados en las muestras analizadas que pertenecen a esta familia son Na, Mg, K, Ca, Rb, Sr, Ba. Los más comunes son Ca, Sr y K, los cuales aparecen en más de la mitad de las muestras analizadas, aunque en bajas concentraciones. Una de las muestras analizadas (LAST_R6) alcanzó 44,9% en peso para Ca, mientras que el resto de los alcalinos y alcalino térreos no superan el 10% en peso. Estos elementos son removidos desde la roca huésped bajo dos circunstancias, la primera bajo altas temperaturas (e.g. Na y Ba; Zelenski et al, 2013), y la segunda debido a la producción desproporcionada de ácido sulfúrico al momento de la condensación de la fase gaseosa cerca de la superficie (e.g. Kusakabe M. and Komoda Y., 1992). En el caso del volcán Lastarria, estos elementos pueden alcanzar concentraciones importantes (caso del Ca y K) mientras los elementos Na, Mg, Rb, Sr y Ba se mantienen en bajas concentraciones. Respecto al volcán Guallatiri, las muestras analizadas presentan muy bajas concentraciones de elementos alcalinos y alcalino térreos, siendo el Mg el único que alcanza valores de 1,14% en peso, mientras que los elementos restantes presentan porcentajes un orden de magnitud menor.

Elementos siderófilos

Estos elementos son Fe, Mo, Ni, Co y Mn, los cuales se encuentran en concentraciones inferiores a 0,46% en peso a excepción del Fe, que alcanza concentraciones de hasta 26% en peso (muestra LAST_R8). En sistemas volcánicos de alta temperatura, estos elementos son transportados por la fase gaseosa y depositados en superficie al disminuir la temperatura (Zelenski et al 2013). Las especies minerales ligadas a este grupo son la magnetita y pirita, cuya formación depende de la temperatura y el estado de oxidación de los gases (e.g. LeGuern and Bernard 1982; Africano et al, 2002). En el caso del volcán Lastarria, los elementos Fe, Mo, Ni, Co y Mn fueron encontrados en la mayoría

de las muestras. En el caso del volcán Guallatiri, sólo los elementos Fe, Ni y Co fueron detectados, aunque en bajas concentraciones (<2,26% en peso).

Elementos calcófilos

Los elementos de este grupo son aquellos que tienden a formar compuestos químicos con el azufre, razón por la cual son los más importantes debido a la gran disponibilidad de azufre en los depósitos fumarólicos. Se encontraron doce de estos elementos, los cuales corresponden a Te, S, Cd, Tl, Se, As, Pb, Sb, Zn, Ge, Cu y Ga. El elemento más común y abundante es el azufre, el cual aparece en todas las muestras analizadas hasta con un 99,97% en peso. El segundo elemento importante es el arsénico, el cual alcanza valores de hasta un 44,2% en peso en diversas muestras. Otros elementos tales como Cu, Sb y Zn pueden ser considerados como comunes en depósitos fumarólicos, pero se encuentran en bajas concentraciones (e.g. Africano et al, 2002; Yudovskaya et al, 2006). Los depósitos fumarólicos del Lastarria y Guallatiri contienen altas concentraciones de azufre, pero se aprecian diferencias en los elementos que están junto a este elemento. En el caso del Lastarria, las muestras indican elevados contenidos de arsénico junto al azufre, además de concentraciones menores de Pb, Se, Te y Tl. Para el volcán Guallatiri, el análisis de las muestras sólo indica concentraciones menores de arsénico y cobre, además de concentraciones muy bajas de talio y zinc.

Otros elementos químicos

El grupo "otros elementos químicos" incluye a los metales del bloque p, metaloides, no metales, metales de transición y halógenos tales como Al, Si, Cl, Br, Ti, Zr y Te. En términos generales, estos elementos son comunes y se encuentran en porcentajes variados, siendo el Si el más abundante y común. Otros elementos comunes son Ti, Al, Zr y Br, aunque se encuentran en concentraciones inferiores al Si. Te y Cl no son elementos comunes y sus concentraciones se encuentran bajo 1,3% en peso (muestra LAST_R8). En los depósitos fumarólicos del volcán Lastarria se encuentra la totalidad de estos elementos, mientras que en el Guallatiri sólo se presentan algunos elementos (Si, Ti y Br). Al, Cl, Zr y Te no fueron detectados en Guallatiri.

El análisis de la roca huésped localizada en el flanco de uno de los depósitos fumarólicos del volcán Lastarria (e.g. muestra LAST_R14) evidencia la acción de los fluidos sobre esta. Análisis puntuales sobre las plagioclasas desde el borde externo

expuesto a la superficie hacia el interior de la muestra (ver Fig 3), indican que las plagioclasas del borde presentan altos porcentajes de azufre, decreciendo progresivamente hacia el centro. Este mismo comportamiento se puede apreciar tanto con el Br como con el As, aunque los porcentajes en peso son dos a tres órdenes de magnitud menor.





Figura 3. Análisis puntual del mineral plagioclasa en la roca huésped. 3A) gráfico que indica el comportamiento de los elementos bromo, arsénico y azufre en distintas plagioclasas desde el borde de la roca al centro de esta. 3B) imagen de referencia.

Mineralogía de depósitos fumarólicos

La mineralogía de depósitos fumarólicos se ha obtenido a través de muestras de sublimados e incrustaciones, además del análisis detallado de la roca huésped circundante a estos depósitos (Tabla II). Las muestras obtenidas presentan colores desde amarillo pálido a rojo oscuro, y en algunos casos hasta gris oscuro, donde la distribución de colores está controlada por la temperatura de las emisiones gaseosas, predominando tonalidades amarillas y blancas en emisiones de baja temperatura (<~100°C) y tonalidades anaranjadas y rojizas en emisiones de media temperatura (entre ~100 y ~220°C). En emisiones de mayor temperatura (>~220°C) los depósitos fumarólicos alcanzan colores rojo oscuro y en casos extremos gris (Naranjo 1985, 1988). Los análisis mineralógicos han demostrado la presencia once minerales asociados a seis familias minerales, las cuales corresponden a: i) sulfatos, ii) sulfuros, iii) silicatos, iv) óxidos, v) boratos y vi) elementos nativos.

Sulfatos

Los minerales encontrados en sublimados e incrustaciones pertenecientes a la familia de los sulfatos son yeso (CaSO₄*2H₂O), anhidrita (CaSO₄) y baritina (BaSO₄). El yeso y la anhidrita son minerales comunes en el grupo de los sulfatos, que ya han sido encontrados en sublimados e incrustaciones volcánicas (e.g. Taran et al, 2001; Zaitzev and Keller 2006). La formación de estos ocurre bajo condiciones oxidantes y bajas temperaturas (Vanko and Bach 2005), debido a la sublimación de gases volcánicos a medida que disminuye la temperatura de estos fluidos, los cuales posteriormente se deshidratan formando yeso (Keith et al, 1981; Africano and Bernard 2000). La formación de estos minerales está además influenciada por las condiciones de salinidad y la actividad del agua presente en el sistema (Vanko and Bach 2005; Ossorio et al, 2014). Baritina es otro mineral típicamente encontrado en depósitos fumarólicos (e.g. Africano F. y Bernard A., 2000; Zimbelman et al, 2005), tanto en sublimados como alrededor de las emisiones gaseosas. La baritina se forma debido a reacciones de la roca de caja y gas condensado con pH inicial ~1, y temperaturas ~95°C (Africano and Bernard 2000), aunque otras teorías indican que la baritina precipita debido a la mezcla de fluidos salinos enriquecidos en sales sulfatadas con aguas diluidas probablemente de origen meteórico (Holland and Malinin 1979; Zimbelman et al, 2005).

Sulfuros

Los minerales pertenecientes a la familia de los sulfuros que fueron encontrados corresponden a oropimente (As₂S₃), pirita (FeS₂) y galena (PbS). Pirita es el mineral más común en depósitos fumarólicos, siendo encontrado en distintos regímenes tectónicos (e.g. Symonds et al, 1987; Africano et al, 2002; Rye et al, 2003; Scher et al, 2013). Se forma debido a la interacción de H₂S proveniente de los gases magmáticos

con Fe presente en la roca huésped o la fase gaseosa. Posteriormente, cuando la pirita es expuesta a la superficie, se oxida para dar lugar a la formación de alunita, kaolinita, hematita, jarosita y/o goetita (Zimbelman et al, 2005). Galena y oropimente son minerales menos comunes, aunque también han sido encontrado en algunos sublimados e incrustaciones (e.g. Palache et al, 1951; Symonds et al, 1987; Garavelli et al, 1997). Usualmente la galena se forma bajo condiciones reducidas y altas temperaturas (entre 350 y 400°C), mientras que a temperaturas inferiores se forma el compuesto PbCl₂ (cotunnita). Del mismo modo, el oropimente puede formarse bajo condiciones reducidas y bajas temperaturas (hasta 150°C) en sistemas hidrotermales, aunque a temperaturas por sobre 200°C, requiere de concentraciones anormalmente altas de As y S para su formación (Pokrovski et al, 1996).

Silicatos

Los minerales pertenecientes a la familia de los silicatos que fueron encontrados en las muestras analizadas corresponden a cuarzo y su polimorfo cristobalita (SiO₂). Cristobalita es un mineral común en incrustaciones y sublimados, siendo predominante bajo condiciones de alta temperatura (e.g. LeGuern F. and Bernard A., 1982; Taran et al, 2000; Zimbelman et al, 2005), mientras que cuarzo no es un mineral común en depósitos fumarólicos, y general, representa a fragmentos de la roca huesped presentes en estos depósitos. La cristobalita está asociada a la presencia de fluidos ácidos a temperaturas variables entre 100 y 170°C, en zonas donde predomina la alteración hidrotermal sulfatada ácida (Reyes 1990). Sin embargo, cristobalita también puede estar asociada a emisiones gaseosas de alta temperatura (>500°C), tal como las observadas en los volcanes Merapi y Usu, localizados en Indonesia y Japón respectivamente (LeGuern F. and Bernard A., 1982; Africano F. y Bernard A., 2000).

Óxidos

Magnetita (Fe₃O₄) es el único mineral encontrado que pertenece a la familia de los óxidos. Es un mineral común en depósitos fumarólicos asociados a emisiones de alta temperatura (>500°C; e.g. LeGuern F. and Bernard A., 1982; Africano et al, 2002; Hanson et al, 2008). Se forma bajo condiciones reducidas, asociado a magmas básicos de tipo basáltico-andesítico, tal como en el caso de los volcanes Kudryavy y Erta Ale en Rusia y Etiopía respectivamente (Yudovskaya et al, 2006; Zelensky et al, 2013).

Boratos

Se encontró el mineral sassolita (B(OH)₃) en las muestras analizadas, el cual pertenece a la familia de los boratos. Este mineral se encuentra en sublimados naturales, depositado directamente desde la fase gaseosa alrededor de emisiones de media-baja temperatura (entre ~100 y ~200°C; e.g. Kanzaki et al, 1979; Garavelli A., 1994). También ha sido encontrado alrededor de manantiales calientes y como precipitado al interior de los pozos geotérmicos en sistemas geotermales (e.g. Taguchi et al, 1981).

Minerales nativos

El mineral azufre (S⁰) fue encontrado en gran parte de las muestras analizadas. Este mineral es sin duda el más común en depósitos fumarólicos, formándose a temperaturas inferiores a 350° C (Mizutani Y. and Sugiura T., 1966). En los casos de estudio aquí presentados, el azufre es el mineral más común, estándo presente en 20 de las 25

muestras analizadas, y encontrándose como la única fase mineral en 14 de las muestras relacionadas a depósitos fumarólicos (Tabla II).

Mineral	Anhidrita	Baritina	Cristobalita	Galena	Yeso	Magnetita	Orpimente	Pirita	Cuarzo	Sassolita	Azufre
Fórmula	CaSO ₄	$BaSO_4$	SiO_2	PbS	CaSO ₄ ·2 H ₂ O	Fe ₃ O ₄	As_2S_3	FeS ₂	SiO_2	B(OH) ₃	s
GUA_R01										•	•
GUA_R02											٠
GUA_R03											•
GUA_R04-AMAR											•
GUA_R04-OSCURO											•
GUA_R05											•
LAST_R1										٠	
LAST_R2-AM.PALIDO											•
LAST_R2-AMARILLO											•
LAST_R3											•
LAST_R3-NARANJO											•
LAST_R4-ROJIZO			•						•		•
LAST_R4-VERDE		•	•								•
LAST_R5-MORADO			٠			•	•				
LAST_R5-ROJO			•						٠		•
LAST_R6	•				•						
LAST_R7-BLANCO			•						٠		•
LAST_R9											•
LAST_R10											•
LAST_R15			•	٠				•	•		
LAST_R17			•								•
LAST_R20											•
LAST_R22					•						
LAST_R24											•
LAST_R25-OSCURO											•
Repeticiones	1	1	7	1	2	1	1	1	4	2	20

Tabla II. Especies minerales asociadas a depósitos fumarólicos en los sistemas volcánicos Guallatiri (GUA) y Lastarria (LAST). Se incluye la cantidad de ocurrencias minerales de todas las muestras.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los depósitos fumarólicos asociados a emisiones fumarólicas de baja temperatura se caracterizan por presentar principalmente minerales del grupo de los sulfatos, y mayor abundancia de elementos alcalinos y alcalino térreos (Na, K, Mg, Ca), lo que es consistente con las distintas muestras obtenidas en la periferia de los campos fumarólicos, donde las temperaturas de las emisiones decrecen prograsivamente. Esta familia de minerales es formada debido a la oxidación de la fase gaseosa y disminución de la temperatura en superficie. Por otra parte, las emisiones de mayor temperatura se caracterizan por una amplia variedad de elementos del grupo de los siderófilos, calcófilos, metales del bloque p, metaloides y no metales asociados a minerales de la familia de los sulfuros, boratos, silicatos y óxidos. Los sulfuros y los óxidos, son las familias de minerales más comunes, y se forman bajo condiciones reducidas a levemente oxidantes, a altas temperaturas, siendo acompañados comúnmente por cristobalita (Papike et al, 1991). Otro mineral comúnmente encontrado en emisiones de alta temperatura corresponde al borato sassolita, el cual se dispone mayoritariamente sobre los depósitos de azufre nativo. Este nuevo mineral se suma a los encontrados por Aguilera et al, 2016, los cuales corresponden a bloedita (sulfato), alunita (sulfato hidratado), hidrohalita (haluro) y fairchildita (carbonato).

En ambos volcanes el azufre es predominante, tanto como elemento y como mineral. El S es transportado como compuesto químico en la fase gaseosa en forma de SO₂ o H₂S. En el caso del volcán Lastarria, se observa que el elemento azufre se encuentra en todos los depósitos fumarólicos, ya sea formando minerales (e.g. pirita, azufre nativo, yeso) o incrustado en la roca huesped (en minerales y/o matriz). Las variaciones en el tipo de mineral y porcentajes de azufre en las rocas dependen de la temperatura, presión, estado de oxidación y composición de los fluidos (e.g. Hanson et al 2008). A altas temperaturas (>~250°C) el azufre precipita formando sublimados naturales de minerales sulfurados (e.g. LeGuern F. and Bernard A., 1982; Taran et al, 2001), mientras que a temperaturas inferiores (<100°C) se forman sublimados e incrustaciones de minerales del grupo de los sulfatos.

Los depósitos fumarólicos en ambos sistemas presentan una amplia gama de colores, variando desde amarillo, anaranjado, gris verdoso, pardo rojizo hasta gris. Los análisis químico y mineralógico indican que los depósitos amarillos son dominados principalmente por S, representado por la ocurrencia de azufre nativo, depósitos anaranjados y pardo rojizos se deben a elevadas concentraciones de arsénico en las muestras (e.g. presencia de oropimente), depósitos de color pardo-verdoso se deben a la presencia de hierro, y las porciones de color gris se asocian a la fuerte presencia de galena.

La temperatura de los fluidos es el primer indicador acerca del origen de los fluidos en un sistema volcánico. Las emisiones de alta temperatura son capaces de transportar una mayor cantidad y variedad de elementos químicos (Williams et al, 2002; Zelenski et al, 2013), lo que se ve reflejado en las muestras de gas condensado y depósitos fumarólicos en el caso del Lastarria. En cambio, las emisiones de menor temperatura (<100°C), tienen una capacidad limitada de transporte de elementos químicos debido a la fuerte interacción fluido-roca-agua, donde sólo aquellos de mayor volatilidad escapan en la fase gaseosa mientras el resto precipita en los conductos volcánicos.

REFERENCIAS

- Africano, F., Van Rompaey, G., Bernard, A., and Le Guern, F. Deposition of trace elements from high temperature gases of Satsuma-Iwojima volcano. *Earth Planets Space* 54(3), 275-286 (2002).
- Africano, F., and Bernard A. Acid alteration in the fumarolic environment of Usu volcano, Hokkaido, Japan. J Volcanol Geoth Res 97(1), 475-495 (2000).
- Aguilera, F., Tassi, F., Darrah, T., Moune, S., and Vaselli, O. Geochemical model of a magmatic–hydrothermal system at the Lastarria volcano, northern Chile." *B Volcanol* 74(1), 119-134 (2012).
- Aguilera, F., Layana, S., Rodríguez-Díaz, A., González, C., Cortés, J., and Inostroza, M. Hydrothermal alteration, fumarolic deposits and fluids from Lastarria Volcanic Complex: A multidisciplinary study. *Andean Geol* 43(2), 166-196 (2016).
- Bobrowski, N., and Platt, U. SO2/BrO ratios studied in five volcanic plumes. *J Volcanol Geoth Res* 166(3), 147-160 (2007).
- Dinger, F., Osorio, M., Gliß, J., Lübcke, P., Bobrowski, N., Platt, U., Frins E., and Wagner, T. Measurement of SO2 and BrO at Lastarria, Lascar, and Salar de Atacama. In: EGU General Assembly Conference Abstracts (2015)
- Garavelli, A. Mineralogia e geochimica di fasi vulcaniche condensate. I sublimati dell'isola di Vulcano tra il 1990 ed il 1993. Univ. degli Studi di Bari, Bari, 1994.

- García, M., Gardeweg, M., Clavero, J., Hérail, G. *Carta Geológica de Chile: Hoja Arica*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 2004.
- Giggenbach, W. F. "A simple method for the collection and analysis of volcanic gas samples." Bulletin of Volcanology 39.1 (1975): 132-145.
- Gliss, J., Stebel, K., and Thomas, H. SO2-flux measurements and BrO/SO2 ratios at Guallatiri volcano, Altiplano, northern Chile. In: EGU General Assembly Conference Abstracts (2015).
- Hanson, S., Falster, A., and Simmons, W. Mineralogy of Fumarole Deposits: At Sunset Crater Volcano National Monument Northern Arizona. *Rocks & Minerals* 83(6), 534-546 (2008).
- Kanzaki, T., Yoshida, M., Nomura, M., Kakihana, H., and Ozawa, T. Boron isotopic composition of fumarolic condensates and sassolites from Satsuma Iwo-jima, Japan. *Geochim Cosmochim Ac* 43(11), 1859-1863 (1979).
- Keith, T. E., Casadevall, T. J., Johnston, D. A. Fumarole encrustations: occurrence, mineralogy, and chemistry. In: Lipman P.W., and Mullineaux (Eds). The 1980 eruptions of Mount St. Helens, 239-250 (1981)
- Kusakabe, M., and Komoda, Y. Sulfur Isotopic Effects in the Disproportionation Reaction of Sulfur Dioxide at Hydrothermal Temperatures. In: Japan-US Seminar on Magmatic Contributions to Hydrothermal Systems, 1992.
- Le Guern, F., and Bernard, A. A new method for sampling and analyzing volcanic sublimates application to Merapi volcano, Java. *J Volcanol Geoth Res* 12(1-2), 133-146 (1982).
- Mizutani, Y., and Sugiura, T. The chemical equilibrium of the 2H2S+ SO2= 3S+ 2H2O reaction in solfataras of the Nasudake Volcano. *B Chem Soc Jpn* 39(11), 2411-2414 (1966).
- Naranjo, J. A. Sulphur flows at Lastarria volcano in the North Chilean Andes. Nature 313(6005), 778-780 (1985)
- Naranjo, J. A. Coladas de azufre de los volcanes Lastarria y Bayo en el norte de Chile: reología, génesis e importancia en geología planetaria. *Andean Geol* 15(1), 3-12 (1988).
- Naranjo, J. A. *Geología del Complejo Volcánico Lastarria, Región de Antofagasta*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 2010.
- Papike, J. J., Keith, T. E., Spilde, M. N., Shearer, C. K., Galbreath, K. C., and Laul, J. C. Major and trace element mass flux in fumarolic deposits, Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska: Rhyolite- rich protolith. Geophys Res Lett 18(8), 1545-1548 (1991)
- Pokrovski, G., Gout, R., Schott, J., Zotov, A., and Harrichoury, J. C. Thermodynamic properties and stoichiometry of As (III) hydroxide complexes at hydrothermal conditions. *Geochim Cosmochim Ac* 60(5), 737-749 (1996).
- Pritchard, M., and Simons, M. A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature* 418(6894), 167 (2002).
- Reyes, A. G. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *J Volcanol Geoth Res* 43(1-4), 279-309 (1990).
- Scher, S., Williams-Jones, A. E., and Williams-Jones, G. Fumarolic activity, acid-sulfate alteration, and high sulfidation epithermal precious metal mineralization in the crater of Kawah Ijen Volcano, Java, Indonesia. *Econ Geol* 108(5), 1099-1118 (2013).
- Sepúlveda, J., Inostroza, M., Aguilera, F. *Evolución geológica del sistema volcánico Guallatiri, región de Arica y Parinacota, norte de Chile*. In: 12° Encuentro del Centro Internacional de Ciencias de la Tierra, Mendoza, 2017.
- Symonds, R. B., Reed, M. H., and Rose, W. I. Origin, speciation, and fluxes of trace-element gases at Augustine volcano, Alaska: Insights into magma degassing and fumarolic processes. *Geochim Cosmochim Ac* 56(2), 633-657 (1992).
- Symonds, R. B., Rose, W. I., Reed, M. H., Lichte, F. E., and Finnegan, D. L. Volatilization, transport and sublimation of metallic and non-metallic elements in high temperature gases at Merapi Volcano, Indonesia. *Geochim Cosmochim Ac* 51(8), 2083-2101 (1987).
- Taguchi, S., Parmentier, P. P., and Yamasaki, T. Sassolite sublimated in a steam well at the Yunotani geothermal field, Aso Caldera, Kyushu. *Mineralogical Journal* 10(7), 338-343 (1981).

- Taran, Y. A., Bernard, A., Gavilanes, J. C., and Africano, F. Native gold in mineral precipitates from high-temperature volcanic gases of Colima volcano, Mexico. *Appl Geochem* 15(3), 337-346 (2000).
- Taran, Y. A., Bernard, A., Gavilanes, J. C., Lunezheva, E., Cortes, A., and Armienta, M. A. Chemistry and mineralogy of high-temperature gas discharges from Colima volcano, Mexico. Implications for magmatic gas-atmosphere interaction. J Volcanol Geoth Res 108(1), 245-264 (2001).
- Vanko, D. A., and Bach, W. Heating and freezing experiments on aqueous fluid inclusions in anhydrite: Recognition and effects of stretching and the low-temperature formation of gypsum. *Chem Geol* 223(1), 35-45 (2005).
- Vaselli, O., Tassi, F., Montegrossi, G., Capaccioni, B., and Giannini, L. Sampling and analysis of volcanic gases. *Acta Vulcanologica* 18(1/2), 67 (2006).
- Watts, R. B., Clavero J., and Sparks, R. S. The origin and emplacement of Domo Tinto, Guallatiri volcano, Northern Chile. *Andean Geol* 41 (2014).
- Williams-Jones, A. E., Migdisov, A. A., Archibald, S. M., and Xiao, Z. Vapor-transport of ore metals. Water–Rock Interaction, Ore Deposits, and Environmental Geochemistry 279-306 (2002).
- Yudovskaya, M. A., Distler, V. V., Chaplygin, I. V., Mokhov, A. V., Trubkin, N. V., and Gorbacheva, S. A. Gaseous transport and deposition of gold in magmatic fluid: evidence from the active Kudryavy volcano, Kurile Islands. *Miner Deposita* 40(8), 828 (2006).
- Zaitsev, A. N., and Keller, J. Mineralogical and chemical transformation of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites, Tanzania. *Lithos* 91(1), 191-207 (2006).
- Zelenski, M. E., Fischer, T. P., de Moor, J. M., Marty, B., Zimmermann, L., Ayalew, D., Nekrasov A. N., and Karandashev, V. K. Trace elements in the gas emissions from the Erta Ale volcano, Afar, Ethiopia. *Chem Geol* 357, 95-116 (2013).
- Zimbelman, D. R., Rye, R. O., and Breit, G. N. Origin of secondary sulfate minerals on active andesitic stratovolcanoes. *Chem Geol* 215(1), 37-60 (2005).

DETECCIÓN DE LA PROCEDENCIA DE DESLIZAMIENTOS ANTIGUOS EN CORDILLERA DE SAN JUAN MEDIANTE IMÁGENES LANDSAT

Jeanneret P.^a y Moreiras S.M.^{a,b}

^aDepartamento de Geomorfología y Cuaternario, IANIGLA, CONICET Mendoza, Argentina ^bFacultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Cuyo

e-mail: pjeanneret@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN

El estudio de represamientos naturales en los Andes Centrales cobra vital importancia para las poblaciones que se encuentran agua abajo por el peligro inmediato que conlleva su repentina descarga. Sin embargo, estos diques naturales suelen encontrarse en áreas remotas de la Cordillera Andina por lo que el peligro inmediato disminuye pero no así los flujos de detritos producto de la descarga que pueden viajar considerables distancias. Los consecuentes 'aluviones' afectan la calidad del agua para poblados que dependen exclusivamente del agua de rio para subsistir, por el clima árido de la región. La zona de estudio se emplaza en Cordillera Frontal de la provincia de San Juan, a la altura de la ciudad de Barreal, concentrándose en una represa natural (Laguna Blanca) sobre un afluente del rio Blanco, donde no se reconoce el origen de estos depósitos. Al ser una zona accesible sólo durante el verano y únicamente a los sectores Sur y Oeste de la cuenca, la fotointerpretación y la utilización de sensores remotos son las únicas herramientas disponibles para su estudio. En este trabajo se utilizaron escenas del sensor Landsat 5 con imágenes multiespectrales TM de Marzo de 1990, la única imagen sin cobertura nívea disponible de la zona. Se realizaron diferentes combinaciones de bandas con el fin de determinar la litología del represamiento, detectar la proveniencia del depósito y estimar el volumen movilizado, detectando más de un evento en el mismo depósito que obstruye el valle que no podían ser identificados con imágenes en color real (QuickBird para Google Earth y fotografías aéreas).

Palabras clave: represamientos naturales, sensores remotos, deslizamientos, peligrosidad

INTRODUCCIÓN

El uso de sensores remotos para estudio de procesos de remoción en masa se centra en la detección y clasificación de estos eventos, el monitoreo de su actividad y la predicción de posibles futuras ocurrencias (Mantonavi et al, 1996). Con respecto a los deslizamientos, los trabajos suelen concentrarse en una combinación de fotogrametría tanto de imágenes aéreas (Gili J.A. y Corominas J., 1992; Brunsden et al, 1975; Kaab A. 2000) como satelitales multi-banda (Nikolakopoulos et al, 2005; Cheng et al, 2004; Paolini et al, 2002), ambas multi-temporales, de eventos históricos que fueron registrados por estos sensores, calculando el desplazamiento horizontal y vertical junto con Modelos Digitales de Elevación (MDE). Para mapear correctamente estos eventos históricos se deben reconocer cambios en la morfología del paisaje, además de definir la cicatriz y cambios en la cobertura vegetal, en la humedad del suelo y/o el drenaje.

Sin embargo, para depósitos antiguos donde no hay imágenes previas al evento, los sensores remotos pueden ser utilizados únicamente para su detección y clasificación, restringiendo así su aplicación. Aun así, en zonas cordilleranas donde la litología es compleja, la clasificación según combinación de bandas en imágenes satelitales

multibanda también lo es, por la falta de homogeneidad litológica en los depósitos. Por lo tanto, el mapeo automatizado de estas geoformas utilizando técnicas de clasificación en el marco del Software ENVI no es aconsejable.

En este trabajo se utilizaron combinaciones de bandas de imágenes multiespectrales TM del sensor Landsat 5, las cuales registran la energía reflectada de la superficie terrestre a diferentes longitudes de onda (μ m) del espectro electromagnético. Con estas se pretendió detectar la procedencia de los depósitos que represaron la Laguna Blanca, emplazado en Cordillera Frontal de San Juan. Este dique natural fue reconocido mediante imágenes QuickBird para Google Earth, fotografías aéreas del Instituto Geográfico Militar y posteriormente fue confirmado mediante viajes a terreno (Jeanneret et al, 2017), sin embargo la procedencia de estos depósitos se mantuvo como una incógnita por la complejidad del mismo y la falta de una cicatriz definida en ambas laderas.

Área de estudio. La zona a analizar abarca 65km^2 en Cordillera Frontal de San Juan, entre las coordenadas $31^{\circ}52'$ y $31^{\circ}55'40''$ latitud Sur y 70° y $69^{\circ}54'$ longitud Oeste (ver Fig. 1). En estas coordenadas se incluye un dique natural que interrumpe la circulación del Arroyo Laguna Blanca, producto de uno o varios colapsos. Este depósito tiene un espesor medio de 180m, desnivel que también se observa entre la laguna aguas arriba y el manantial de agua que surge por debajo y le da continuidad al arroyo, para luego descargar sus aguas en el Rio Blanco.



Figura 1. Ubicación geográfica del área donde se emplaza la zona de estudio (recuadro en rojo), con los principales ríos y cerros.

Geología. La zona está caracterizada por un arco de sedimentitas y vulcanitas Mz y Cz deformadas que cubren al basamento permotriásico del Grupo Choiyoi, el cual involucra una estructuración de piel gruesa (Jordan et al., 1996; Ramos et al., 1996).

Particularmente en el área a analizar (ver Fig. 2), afloran intrusivos indiferenciados asignadas al Pm-Tr en contacto con vulcanitas del Grupo Choiyoi, ambas involucradas en el colapso. Hacia el flanco Norte, se reconocen estos afloramientos cubiertos por depósitos de colapso colgados. Estas litologías se continúan hacia el Norte en los afloramientos de la ladera Noreste del Rio Blanco.



Figura 2. Mapa geológico en base a autores previamente enumerados e interpretaciones propias.

METODOLOGÍA

Pre-procesamiento de datos. Las imágenes TM (Thematic Mapper) del Sensor Landsat 5 adquiridas en Marzo de 1990, fueron descargadas desde la página del Global Land Cover Facility como Path 233 y Row 82 con longitudes de onda especificadas en la Tabla I. En este sector andino las imágenes disponibles son limitadas y la escena obtenida era la única con la mínima cobertura nívea. Estas imágenes se usaron para contrastar con las QuickBird para Google Earth, utilizadas para la identificación preliminar del evento.

Las imágenes ya se encuentran ortorectificadas, por lo tanto sólo se aseguró que se encuentren en la proyección UTM 19 S y no se combinó con ninguna otra imagen para no alterar el valor del DN (digital number) de cada pixel.

'abla I. Longitudes de onda de las bandas utilizadas en la imagen descarga	ıda.
--	------

Bandas	TM-1	TM-2	TM-3	TM-4	TM-5	TM-7
Longitudes	0,44-0,52	0,52-0,6	0,63-	0,76-0,90	1,55-1,75	2,08-
de onda (µm)			0,69			2,35

Procesamiento. Se realizaron combinaciones de bandas utilizando el Software ENVI 5.0 con licencia proporcionada por el Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires, donde se buscó resaltar las diferentes litologías mapeadas y así determinar la procedencia de los materiales que conforman al depósito, tanto el que represó el arroyo como así también el material colgado en el flanco Norte. Se realizó una Clasificación no supervisada con el método de K-Means y por último, una imagen en 3D mediante el uso de un Modelo de Elevación Digital también extraído de la página del Global Land Cover Facility con una resolución espacial por pixel de 30m x 30m.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Fig. 3B se puede observar que utilizando las bandas de la porción visible del espectro electromagnético (RGB: 3;2;1), no se reconocen diferencias litológicas en los depósitos que conforman el deslizamiento, siendo equiparable a las imágenes de Google Earth (ver Fig. 3A), por la cantidad de información que brindan. Aquí sólo se puede reconocer un límite bien marcado en los depósitos colgados en el flanco Norte, distinguiéndose una predominancia de vulcanitas oscuras hacia el Este y de los granitoides indiferenciados al Oeste. Sin embargo, estos depósitos parecen similares a los encontrados sobre el Rio Blanco a unos 3km aguas arriba de la desembocadura del Arrovo Laguna Blanca. En el flanco Noreste del Rio Blanco, se observan un deslizamiento que baja desde un valle amplio afectado no sólo por procesos glaciares antiguos sino también por procesos periglaciares o criogénicos actuales. Como el acceso a este valle es inviable y la naturaleza del depósito es compleja, no se puede corroborar la litología de los mismos ni contrastarlos con los encontrados en la Laguna Blanca. Para tal fin se realizó una combinación de bandas en Falso Color (7;4;1) utilizando la banda 7 ubicada en el espectro del Infrarojo Medio, para distinguir diferencias en la litología y geomorfología. En la Fig. 4 se muestra el resultado de esta combinación, el cual resalta el cambio litológico de los depósitos colgados, reconocido previamente en la Fig. 3. Sin embargo, se observa claramente que ambas litologías coinciden con las encontradas en la pared Sur del valle, donde un mismo evento involucró tanto al Granitoide indiferenciado (pardos violáceo en la escena de Falso Color) como a las vulcanitas del Grupo Choivoi (verde oscuro) que cubren al anterior. Por el contrario, no se reconoce ninguna similitud con las litologías encontradas al Noreste del Rio Blanco.

Para evitar subjetividades con respecto a los colores en la escena de la Fig. 4, se realizó una Clasificación no supervisada, método de K-Means con un máximo de 5 clases, representado en la Fig. 5. Aquí se pueden reconocer 2 tendencias en la clasificación coincidentes con la litología mapeada; el afloramiento granítico posee colores cian y amarillo y las vulcanitas aparecen en rojo, verde y azul. Las diferentes clasificaciones para una misma litología se interpretaron como diferencias en la reflectividad y posterior registro de los sensores, por las diferentes orientaciones de las laderas resultado del relieve escabroso. Estas 2 tendencias se registran también en los depósitos de colapso: (1) puntualmente en el represamiento se reconocen ambas litologías, acorde a lo observado en campo por Jeanneret et al. (2017) respondiendo a dos eventos diferentes, donde las vulcanitas se apoyan sobre el material granítico y; (2) en los depósitos colgados de la ladera Sur también se reconocen las dos litologías observadas en Color Real, sin embargo con una clara procedencia de la ladera Sur, correspondiente a un solo evento, el más antiguo, que arrastró ambos materiales y represó el arroyo en una primera instancia



:1°54.000'S

70°0.000′O

69°57.000′O



Figura 3. Imágenes en color real donde se observan los depósitos que represan la Laguna Blanca; (A) Imagen de Google Earth remarcando los depósitos colgados con dos tendencias litológicas y; (B) Imagen procesada mediante el Software ENVI con una combinación de bandas en RGB:321.

70°0.000′O

69°57.000′O



Figura 4. Combinación de bandas en RGB:741 donde se remarcan ambos deslizamientos.

CONCLUSIONES

Se reconocen finalmente dos eventos, el primero y más extenso, que ocupó un área aproximada de 8km², donde el flaco Sur de la cuenca colapsó con dirección hacia el NorNoreste dejando una cicatriz probable de 5 km de longitud. Sin embargo, como no se pudo reconocer el origen, se asume que los afloramientos rocosos fueron afectados por una intensa actividad criogénica, evidenciado por procesos de reptación de laderas, que evitó la preservación de la línea de corte. El evento, al desplazar tanto material con un desnivel de hasta 1000m en la vertical, sobrepasó los afloramientos en el flanco Norte dejando los depósitos colgados y represando el arroyo, tal como se observó en imágenes satelitales y corroboró en campo. La propia erosión fluvial y los procesos gravitacionales producto del desnivel de más de 1000m entre la laguna y la desembocadura del arroyo al Rio Blanco, contribuyeron a la movilización del depósito, quedando preservados únicamente los relictos colgados (ver Fig. 6). No se guarda ninguna similitud con las litologías encontradas más al Norte, por lo tanto se descarta la teoría de un posible deslizamiento complejo proveniente del Noreste.



Figura 5. Clasificación no supervisada utilizando el método de K-Means.

Por último, un evento más reciente y pequeño (0,1km²), que involucró el material del mismo relicto colgado, colapsó también sobre el deslizamiento anterior.

Como consideraciones finales, el método de clasificación con Software ENVI es utilizado para mapear diferencias litológicas en áreas extensas previas a la corroboración en campo. En Cordillera Andina el método es más complejo y arroja resultados dispares, por la misma complejidad de la geología y el relieve escabroso. Sin embargo, resulta útil para detectar zonas de alteración hidrotermal. Para el uso de detección de procesos de remoción en masa, la clasificación automatizada no es aconsejable, por la falta de homogeneidad de los mismos y se restringe el uso de sensores remotos con imágenes multibanda a eventos registrados por imágenes sucesivas (pre y post colapso). Pero para eventos antiguos que ya fueron reconocidos y corroborados en campo, resulta una herramienta útil para entender el mecanismo de ruptura y desplazamiento.



Figura 6. Vista en 3D utilizando un DEM con la escena en RGB:741 sobrepuesta. Aquí se observa la laguna natural (A), el primer evento con el material colgado (B) y probable cicatriz (C) y el segundo evento más pequeño sobrepuesto al anterior (D).

Agradecimientos. Se agradece al Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires y en particular al Dr. Daniel Pérez por la ayuda y soporte en el uso del Sofware ENVI, el cual fue indispensable para la realización de este trabajo.

REFERENCIAS

Brunsden, D., Doornkamp, J. C., Fookes, P. G., Jones, D. K. C., and Kelly, J. M. H. Large scale geomorphological mapping and highway engineering design. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 8(3) (1975).

Cheng, K. S., Wei, C., and Chang, S. C. Locating landslides using multi-temporal satellite images. *Advances in Space Research*, *33*(3), 296-301 (2004).

- Gili, J. A., y Corominas, J. Aplicación de técnicas fotogramétricas y topográficas en la auscultación de algunos deslizamientos. In *III Simposio Nacional Taludes y Laderas Inestables, La Coruña* (Vol. 3, pp. 941-952) (1992).
- Jeanneret, P., Moreiras, S.M., Orgeira, M.J. y Korup, O. Nuevos aportes de la evolución geomorfológica de la Cuenca de Arroyo Laguna Blanca, Cerro Mercedario, San Juan. Actas XX Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica 15, 62-64 (2017).
- Jordan, T. E., Tamm, V., Figueroa, G., Flemings, P. B., Richards, D., Tabbutt, K., and Cheatham, T. Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina. *Andean Geology*, 23(1), 43-79 (1996).
- Kaab, A. Photogrammetry for early recognition of high mountain hazards: new techniques and applications. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25(9), 765-770 (2000).
- Mantovani, F., Soeters, R., & Van Westen, C. J. Remote sensing techniques for landslide studies and hazard zonation in Europe. *Geomorphology*, 15(3-4), 213-225 (1996).
- Nikolakopoulos, K. G., Vaiopoulos, D. A., Skianis, G. A., Sarantinos, P., & Tsitsikas, A. Combined use of remote sensing, GIS and GPS data for landslide mapping. In *Geoscience* and Remote Sensing Symposium, 2005. IGARSS'05. Proceedings. 2005 IEEE International (Vol. 7, pp. 5196-5199). IEEE (2005).
- Paolini, L., Sobrino, J. A., & Jiménez-Muñoz, J. C. Detección de deslizamientos de ladera mediante imágenes Landsat TM: El impacto de estos disturbios sobre los bosques subtropicales del noroeste de Argentina. *Revista de Teledetección*, 18, 21-27 (2002).
- Ramos, V. A., Cegarra, M., and Cristallini, E. Cenozoic tectonics of the High Andes of westcentral Argentina (30–36 S latitude). *Tectonophysics*, 259(1), 185-200 (1996).
DESLIZAMIENTOS EN EL FRENTE OROGÉNICO ACTIVO ANDINO. DISTRIBUCIÓN, CARACTERIZACIÓN Y ORIGEN

Junquera Torrado S.^{*a*}, Moreiras S.^{*a,b*}

^aCONICET-IANIGLA-CCT Mendoza, ARGENTINA ^bFacultad de Ciencias Agrarias. Universidad Nacional de Cuyo. Mendoza, ARGENTINA

e-mail:<u>sjunquera@mendoza-conicet.gob.ar</u>

RESUMEN

Siendo uno de los principales efectos medioambientales provocados por terremotos, los procesos de remoción en masa y su distribución pueden revelar la actividad neotectónica de una región determinada. Con tal objetivo, se ha llevado a cabo un inventario de deslizamientos a lo largo de la Precordillera (31°- 33°S) siendo ésta la región sísmicamente más activa de Argentina. La mayor deformación cuaternaria se encuentra concentrada en esta parte centro-occidental del país asociada a fallas activas conectadas con una intensa actividad sísmica superficial (< 35 km de profundidad). Durante los últimos 150 años, la región ha sufrido al menos seis terremotos de magnitud superior a $Ms \ge 7.0$. El objetivo principal de esta investigación es analizar la distribución de los deslizamientos a lo largo del frente orogénico activo andino y caracterizar el comportamiento de dichos colapsos. Los parámetros morfológicos de estos deslizamientos (tipo, tamaño, grado de actividad, entre otros) fueron analizados. De acuerdo a los resultados obtenidos, los colapsos coinciden con las trazas de las principales fallas activas cuaternarias de esta región. No obstante, los deslizamientos se encuentran agrupados siendo su densidad mayor en el centro del área de estudio. Además, el grado de actividad de tales deslizamientos es más alto en esta zona central, decreciendo gradualmente hacia el norte y el sur. Se propone que la subducción de la dorsal de Juan Fernández es probablemente la causante del alto índice de deformación en esta región coincidiendo con la alta sismicidad histórica y la distribución de los deslizamientos.

Palabras Clave: Precordillera, Argentina, deslizamientos, fallas activas, dorsal Juan Fernández

INTRODUCCIÓN

La distribución de deslizamientos a lo largo de frentes tectónicos activos no es un nuevo descubrimiento entre paleosismólogos y geomorfólogos (Keefer D.K. 1987, 1994, 2000; Jibson R.W. and Keefer D.K., 1993; Jibson R.W. 1996; Jibson et al, 2006). Esto también ha sido observado a lo largo de los principales cordones montañosos de Los Andes (Abele G. 1984; Hermanns R.L. and Strecker M.R. 1999; Fauqué et al, 2000, 2006; Moreiras S.M. 2006a; Perucca L.P. and Esper Angillieri M.Y., 2008; Antinao J.L and Gosse J., 2009; Moreiras S.M. and Sepúlveda S.A., 2009; Moreiras S.M. and Coronato A., 2010; Esper Angillieri M.Y. 2011, 2015; Esper Angillieri M.Y. and Perucca L.P., 2013; Esper Angillieri et al, 2014, entre otros). Sin embargo, la correlación entre paleo-deslizamientos y las características del frente activo ha sido más difícil de lograr por el hecho de que todos los tipos de deslizamientos originados por sismo pueden también ocurrir bajo condiciones no sísmicas (Keefer D.K. 1984, 1987; Jibson R.W. 1996).

De esta manera, el origen sísmico es propuesto como causante de los principales deslizamientos en Los Andes dada la proximidad de los colapsos a trazas de fallas activas. Esto está basado en la relación estadística existente entre la distribución de deslizamientos con la distribución espacial de fallas activas y la actividad sísmica superficial de la corteza (Antinao J.L and Gosse J., 2009).

Sin embargo, la actividad cuaternaria de fallas regionales ha sido escasamente probada debido a la falta de estudios sismotectónicos y paleosismológicos (Moreiras S.M. and Sepúlveda S.A., 2015) además de, la baja frecuencia de sismos corticales de gran magnitud en la región durante el último siglo (Siame et al, 2002; Alvarado P. and Beck S. 2006; Schmidt et al, 2011; Salomon et al, 2013; Moreiras S.M. and Páez M.S. 2015). Los estudios centrados en este campo son relativamente recientes en Argentina. La sismicidad en la Precordillera es extendida hasta el Holoceno (Perucca L.P. and Moreiras S.M., 2008) debido a la preservación de sismitas en paleolagos formados por el represamiento del río Acequión a causa de dos avalanchas de roca (provincia de San Juan, 32° 07' 31''S - 68° 50' 41''O). Varias avalanchas de roca agrupadas en el extremo norte del Cordón del Plata (Cordillera Frontal), vinculadas con evidencias de actividad cuaternaria del sistema de fallas de La Carrera, prueban que paleosismos de M>6 acontecieron al menos hasta el Pleistoceno final (Moreiras S.M. 2006a; Moreiras et al, 2015). En este trabajo, la actividad neotectónica y la distribución espacial de los deslizamientos es estudiada con el objetivo de entender su relación en el frente orogénico activo de Los Andes.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está situada en la región centro-oeste de Argentina entre el noroeste de la provincia de Mendoza y la parte central de la provincia de San Juan (ver Fig.1). Corresponde a la unidad morfoestructural de Precordillera entre las latitudes 31°S y 33°S cubriendo un área de aproximadamente 13.600 km². En esta región las cotas altimétricas de montaña varían entre los 2000 y los 4000 m sobre el nivel del mar. La cota más alta corresponde al cerro Pircas (4380m) en la Sierra del Tontal.

Climáticamente, la región está localizada en el triángulo árido de Sudamérica y está catalogada como BWk según la clasificación climática de Köppen-Geiger (Peel et al, 2007). Según esta clasificación, corresponde a un clima árido y semiárido donde la temperatura media anual está por debajo de los 18°C y la precipitación total anual muestra índices por debajo de los valores de evaporación. Durante estación estival, de diciembre a marzo, tiene lugar la mayor descarga de precipitación media en forma de tormentas de verano.



Figura 1. Mapa de localización del área de estudio mostrando las principales fallas activas cuaternarias, la ubicación de los deslizamientos y las unidades morfotectónicas (modificado de Junquera Torrado et al, 2017).

-69°0′

MARCO GEOLÓGICO

Entre las latitudes 31°S-33°S la Precordillera está limitada por la Cordillera Frontal hacia el oeste y por las Sierras Pampeanas hacia el este. Hacia el sur desaparece siendo reemplazada por la cuenca triásica de rift cuyana. En cambio, hacia el norte la Precordillera continúa hasta la Puna, en el altiplano, a la latitud aproximada de 28°S.

La Precordillera constituye una faja plegada y corrida de orientación norte-sur (Jordan et al, 1993). La Precordillera es dividida en cuatro sectores: Oriental, Central, Occidental y Sur (Cortés et al, 2005) (ver Fig.1). Sus diferencias están basadas en la composición estratigráfica y la naturaleza estructural. Estratigráficamente, la Precordillera Central y Oriental se componen de una gruesa secuencia de rocas silúricas, devónicas y carboníferas que cubren calizas de plataforma cámbricas. La Precordillera Occidental está principalmente compuesta por sedimentos de fondo oceánico cámbricos y ordovícicos intercalados con rocas básicas y basálticas. La Precordillera Sur está formada por rocas carbonáticas-siliciclásticas cámbrico-ordovícicas y rocas metamórficas devónicas las cuales subyacen, por disconformidad, bajo rocas volcánicas pérmico-triásicas. Estructuralmente, la Precordillera Oriental se caracteriza por una vergencia hacia el oeste mientras que, la Precordillera Sur muestran una vergencia hacia el este. Las estructuras de la Precordillera Sur muestran una vergencia hacia el este. Las estructuras de la Precordillera Sur muestran una vergencia hacia el ociental y una vergencia hacia el oeste en su parte occidental (Giambiagi et al, 2010).

La mayor deformación tectónica cuaternaria en Argentina se concentra en la región de tras-arco de Los Andes, particularmente en el margen oriental de la Precordillera (Bastías 1985;Cortés et al, 2014; Costa et al, 2000, 2006, 2014, 2015; Siame at al, 2002, 2005, 2006; Ahumada E. and Costa C. 2009; Ahumada E. 2010; Schidmt et al, 2011; Salomon et al, 2013; Perucca L.P. and Vargas N. 2014). Este hecho es atribuido a la horizontalización de la placa de Nazca ocasionada por la subducción oblicua de la dorsal de Juan Fernández por debajo de la placa Sudamericana (Barazangi M. and Isacks B.L., 1976; Cahill T. and Isacks B.L., 1992; Anderson et al, 2007). Este efecto genera una actividad sísmica superficial (<35 km de profundidad) (Smalley et al, 1993; Alvarado et al, 2009) relacionada con fallas cuaternarias. Es por esto que esta región, la más peligrosa sísmicamente en el país, ha registrado la mayor y más significante sismicidad histórica e instrumental (ver Fig.1). El mayor sismo histórico de Argentina, con epicentro en el norte de la provincia de San Juan (Ms: 7.5), ocurrió en esta región (Moreiras S.M. and Páez M.S. 2015). Así pues, la deformación cuaternaria conocida en Argentina está concentrada dentro de este sector donde numerosas rupturas superficiales fueron descritas durante los eventos sísmicos históricos tales como el sismo de La Laja en 1944 (Ms: 7.4) y el sismo de Caucete en 1977 (Ms: 7.4) (Perucca L.P and Moreiras S.M. 2006). Cortés et al, (2005, 2014) describió una estructura oblicua denominada cinturón Barreal-Las Peñas definiendo la Precordillera Sur como una unidad morfotectónica principal sísmicamente activa donde diversos sismos destructivos fueron registrados (ver Fig.1). Estos sismos históricos fueron el de Mendoza en 1861 (Ms: 7.2), Uspallata 1903 (Ms: 6.3) y el de Panquehua (Ms: 6.5).

METODOLOGÍA

En primera instancia, se recopiló información geológica a partir de las cartas geológicas publicadas por el SEGEMAR (Servicio Geológico y Minero de Argentina) de escala 1:100.000 (Yalguaraz 3369-3, Uspallata 3369-9, Potrerillos 3369-15) y 1:250.000 (Cerro Aconcagua 3369-I, Mendoza 3369-II, San Juan 3369-IV). Para la región de Calingasta y Barreal (provincia de San Juan) se utilizó la información geológica de Quartino et al, 1971 debido a la carencia de una carta geológica publicada por parte del SEGEMAR. Con el objetivo de evaluar la relación entre la distribución de los deslizamientos y la actividad neotectónica en el área de estudio, diversa información sobre fallas regionales cuaternarias fue recopilada de diversos trabajos previos (Costa et al, 2000; Casa et al, 2014, principalmente).

Un inventario de deslizamientos fue llevado a cabo a partir de imágenes extraídas de Google EarthTM para una mejor identificación (ver Fig.1). Dentro del inventario no fueron considerados las caídas de roca debido a que son procesos muy comunes y ampliamente dispersos en la extensa área de estudio (13.600 km²). Las remociones de tipo *flow* son comunes en los valles de baja altitud concentrados en abanicos aluviales y principalmente originados por intentas tormentas de verano (Moreiras S.M. 2005, 2006b; Esper Angillieri M.Y. 2007) por lo que

también fueron descartadas del inventario. Los perímetros de los deslizamientos identificados fueron digitalizados manualmente a través del software libre QGIS para poder analizarlos. Los datos de elevación utilizados fueron extraídos a partir de los modelos digitales de elevación de ASTER Global Digital Elevation Model V002 (USGS 2015) de 30m de resolución. Dentro del inventario, fueron incluidos todos aquellos deslizamientos identificados previamente en diversos trabajos (Fauqué et al, 2006, 2008; Perucca L.P. and Moreiras S.M. 2008; Pantano A.V. 2014; Esper Angillieri M.Y. and Perucca L.P. 2013; Esper Angillieri M.Y. 2015). En la medida de lo posible, debido a la dificultad de acceso al área de estudio, se llevaron a cabo campañas de campo, para examinar algunos de los deslizamientos identificados. Los principales parámetros de los deslizamientos fueron estimados basados en aquellos propuestos por Cruden D.M. and Varnes D.J. (1996) así como la altura de la cicatriz, pendiente y orientación respecto al norte. El área total incluye el área de ruptura y el área del depósito.

Los deslizamientos identificados fueron clasificados de acuerdo al tipo de movimiento (Varnes D.J. 1978), profundidad de deformación (superficial o profundo) y grado de actividad (Crozier M.J. 1984) considerando tres categorías: activo, inactivo y *dormant*. Un deslizamiento activo muestra una cicatriz principal bien preservada o, sus reactivaciones son visibles. Un deslizamiento inactivo posee una cicatriz principal erosionada, difícil de delimitar en algunos casos, y no muestra ninguna evidencia de actividad. Un deslizamiento es clasificado como *dormant* cuando posee reactivaciones relictas que son visibles. El número de reactivaciones para cada deslizamiento fue considerado de acuerdo al grado de actividad.

A partir de un análisis visual, y en base a la concentración espacial, se diferenciaron 8 grupos de concentración de deslizamientos con el objetivo de poder analizarlos de manera grupal (ver Fig.1). Las áreas fueron determinadas y delimitadas a partir de la herramienta ofrecida por el software libre SAGA denominada 'Análisis espacial de patrones de puntos'. Esta herramienta crea el rectángulo de área más pequeña posible englobando todos los puntos seleccionados (deslizamientos).

INVENTARIO DE DESLIZAMIENTOS

Un total de 346 deslizamientos fueron identificados en el área de estudio: 174 rockslides, 76 debris slides, 73 debris-rock slides y 23 eventos complejos en los que están incluidas las avalanchas de roca. La litología principal, donde más del 80% de los deslizamientos fueron originados, está compuesta por rocas sedimentarias y detríticas tales como areniscas, pelitas, grauvacas y pizarras y, en menor medida, rocas metamórficas y volcánicas tales como andesitas, filitas, esquistos, tobas y brechas volcánicas.

Respecto al área, 197 deslizamientos son menores de 0,25 km² lo cual representa un 57% del total. Para áreas comprendidas entre 0,25 y 1 km² se contabilizan 115 deslizamientos. Los 34 deslizamientos restantes poseen un área mayor a 1 km² llegando a alcanzar los 7,6 km².

El rango de pendiente más común, donde 224 deslizamientos fueron originados, se encuentra entre los 40° y 50° . Solo un deslizamiento se identificó en una pendiente mayor de 60° .

Respecto a la topografía, la altura mínima y máxima en la zona de estudio son 889 y 4380 msnm respectivamente. El rango de altura donde los deslizamientos fueron originados es bastante amplio, estando la mayoría concentrados entre los 2000 y 3500m sobre el nivel del mar. El más común, donde 126 deslizamientos fueron contabilizados, se sitúa entre 2500-3000m. Solamente 7 deslizamientos fueron originados en alturas superiores a los 4000m.

La orientación de los deslizamientos muestra un remarcable resultado. Un porcentaje alto de deslizamientos (75%) se encuentra orientado NE-SE. El 25% restante está ampliamente distribuido en otras orientaciones excepto hacia el norte (ver Fig.2).

GRADO DE ACTIVIDAD

Analizando el grado de actividad de los deslizamientos identificados se observa que un 31% es activo y un 16% de tipo *dormant*. Sin embargo, muchos de ellos han sido reactivados mostrando

múltiples movimientos. La mayor parte de ellos muestran movimiento retrógrado. El aspecto general, la preservación de las geoformas primarias y el grado de degradación de distintivos de los deslizamientos sugieren que la edad inicial de estos eventos podría extenderse hasta una edad pleistocena. La falta de barniz de roca desarrollado en la parte superior de bloques provenientes de estos eventos, que en algunos casos puede llegar a alcanzar hasta los 6m de tamaño, podría avalar esta presunción. Además, el grado de actividad de los deslizamientos decrece gradualmente hacia el norte y sur desde el centro del área de estudio.

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS DESLIZAMIENTOS

A partir de un análisis visual se observa que los deslizamientos se encuentran concentrados en diferentes sectores dentro de la zona de estudio (ver Fig.1). En todos los grupos se observa que el eje longitudinal principal de los deslizamientos se encuentra dispuesto aproximadamente perpendicular a la dirección de las principales fallas activas cuaternarias circundantes a cada grupo. El área comprendida entre los 8 grupos identificados abarca un total de 3643 km² y un total de área deslizada de 172 km². Es importante remarcar que de los 346 deslizamientos, 12 de ellos quedaron fuera de cualquier concentración sin formar parte de alguno de los grupos mencionados (ver Fig.1). Por eso no han sido tenidos en cuenta en ningún gráfico. Se analizaron las principales características de cada grupo (ver Tabla I, Fig.2).

Tabla I. Principales características de los grupos identificados. U: ubicación. A_G : área del grupo. N: número de deslizamientos. A_L : área deslizada. F: fallas activas circundantes al grupo. El número entre paréntesis indica la situación de la falla en la Fig.1. T: tipo predominante de deslizamiento. L: litología principal de colapso.

Grupo	1	2	3	4	5	6	7	8
U	Precordillera	Cordón de	Sierra del	Sierra de	Sierra del	Sierra del	Sierra de La	Sierra del
	sur	Santa Clara	Tontal Sur	Las	Tontal	Tontal	Dehesa	Tigre
Ac	1644	132	194	95	1038	136	329	74
N	55	26	23	27	101	21	70	11
AL	11.2	4.2	10.7	8.2	98.2	12.8	17.8	6.8
A_{I}/A_{G}	0.68	3.2	5.5	8.6	9.5	9.4	5.4	9.1
(%)								
$\frac{N/A_G}{(km^2)}$	0.03	0.2	0.1	0.3	0.1	0.2	0.2	0.1
F	Cerro de La Cal (41) Cerro de La Gloria (42) Divisadero Largo (43) Melocotón (44) Pizarro (45) Sistema La Carrera (48a,b,c)	Villicum- Zonda-Pedernal (10) Jarillal-Ansilta (23) Acequión-Los Colorados (34) Agua del Jagüel-Peñasco (35) Alojamiento- San Bartolo (37) Cerro Manantial (38) Las Higueras (39) Las Peñas (40)	Jarillal- Ansilta (23) La Horqueta (24) Los Sombreros (25)	Los Sombreros (25) Maradona- Acequión (26) Las Osamentas (33)	Cerro Zonda Norte (14) Cerro Zonda Sur (15) El Alcázar (18) Cepeda- Ciénaga del Medio (19) Tontal (22) Jarillal- Ansilta (23) La Horqueta (24) Los Sombreros (25) Maradona- Acequión (26) Papagayos (27)	El Carrizal (17) Tontal (22)	San Juan (5) La Cantera (6) Sierra de La Cantera (7) La Dehesa (8) Sistema Blanquitos (9a,b)	El Tigre (4) Cántaro de Oro (3)
Т	Rockslide	Rockslide	Debris-rock slide Rockslide	Rockslide	Rockslide	Rockslide Debris slide	Rockslide	Debris slide
L	Areniscas y pelitas	Conglomerados, pizarras, grauvacas y areniscas	Areniscas, pelitas y filitas	Grauvacas y pizarras	Grauvacas, pizarras, areniscas, pelitas y filitas	Pelitas y filitas	Grauvacas, pizarras y calizas	Areniscas, pelitas y filitas

Figura 2. Representación del número de deslizamientos por grupo en relación a los diversos parámetros calculados. A: grado de actividad. B: rango de pendiente. C: orientación, donde G significa grupo. D: rango de altura.



DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

Los deslizamientos provocados por sismo en sistemas montañosos son comunes alrededor del Cinturón Sísmico Circumpacífico (Abele G. 1984; Korup et al, 2007; Sepúlveda S.A. and Petley D.N. 2015). Sin embargo, escasos trabajos bien documentados sobre deslizamientos inducidos por sismo han sido realizados en la región sísmica más peligrosa de Argentina.

Un extenso inventario de deslizamientos ha sido llevado a cabo para la Precordillera Argentina entre las latitudes (31°S-33°S) donde el 80% de la deformación cuaternaria de Argentina está concentrada (Costa et al, 2000) (ver Fig.1). Las condiciones climáticas regionales, secas y áridas, ayudan a la mejor conservación de las principales características de los deslizamientos facilitando la elaboración del inventario. Se distinguieron 346 deslizamientos de los cuales muy pocos fueron previamente reconocidos (Fauqué et al, 2006, 2008; Perucca L.P. and Moreiras S.M. 2008; Pantano A.V. 2014; Esper Angillieri M.Y. and Perucca L.P. 2013; Esper Angillieri M.Y. 2015). El área predominante de los deslizamientos es menor a 1 km² pero llegan a alcanzar grandes tamaños (7.6 km²) especialmente en el grupo 5. La disposición del eje longitudinal principal de los deslizamientos, aproximadamente perpendicular a la dirección de las principales

fallas activas cuaternarias circundantes a cada grupo, podría indicar que la distribución de aquellos puede estar controlada por dichas fallas apoyando un probable mecanismo sísmico como detonante en esta región sísmicamente activa de Argentina (Crozier et al, 1995).

Densmore A.L. and Hovius N. (2000) demostraron que los deslizamientos provocados por intensas lluvias se originan mayoritariamente cerca de la base de las laderas. Por el contrario, los deslizameintos originados por sismo tienden a formarse a lo largo de toda la pendiente como un proceso natural que devuelve la estabilidad a la ladera. La mayoria de los deslizamientos identificados en la Precordillera se ubican en la mitada superior de la ladera, cerca o en la propia cresta, lo cual puede ser indicativo de un efecto de amplificación topográfica, típico de deslizameintos originados por sismo (Meunier et al, 2008; Sepúlveda et al, 2005a,b).

El factor sísmico como origen es coherente también respecto al tipo de deslizamiento identificado en el área de estudio. El total del inventario está compuesto por rockslides (50%), debris slides (22%9, debris-rock slides (21%) y deslizamientos complejos (7%). Según Keefer D.K. (1984) los deslizamientos inducidos por sismo más comunes están encabezados por rockslide y rock-debris slide. Así pues, la proporción de tipos de deslizamiento presente en el área de estudio concuerda bien con el presentado por Keefer D.K. (1984).

Las pendientes formadas por rocas sedimentarias y detríticas tales como areniscas, pelitas, grauvacas, filitas y pizarras de las formaciones Punta Negra y Cortaderas, Peñasco y Alojamiento son las más susceptibles al colapso. En general, el macizo rocoso en el cual están presentes estas litologías presenta una estructura de bloques irregulares a normales, cúbicos y angulares afectados por 4 o más familias de discontinuidades. Además, todos los diversos macizos rocosos, en los cuales están situados los deslizamientos, forman parte del bloque colgante de los numerosos corrimientos presentes en la Precordillera y que determinan su característica naturaleza estructural. Esto podría explicar el grado de fracturación presente y la probabilidad del colapso.

A pesar de que la distribución espacial de los deslizamientos coincide con trazas de fallas cuaternarias activas, los resultados muestran que los deslizamientos no están distribuidos aleatoriamente en la zona de estudio. Al menos 8 grupos fueron distinguidos, en base a su concentración, a lo largo de la región de la Precordillera (31-33°S). Sin embargo, la densidad de deslizamientos está concentrada en la parte central de la zona de estudio coincidiendo con las cotas altimétricas más altas de la Precordillera Central y Occidental justificando una aceleración más alta como consecuencia del efecto topográfico. Además, el índice de actividad es claramente evidente en la zona central del área de estudio donde los grupos 3 y 4 son identificados. El grado de actividad decrece gradualmente hacia el norte y el sur a partir de esta zona central.

El área más afectada en la Precordillera coincide con el alineamiento de la dorsal de Juan Fernández asociada con una gran deformación regional y probablemente vinculada con la actividad neotectónica y la gran sismicidad (ver Fig.3). Este hecho podría explicar la concentración de grandes deslizamientos en este área. En particular, un detonante sísmico es postulado para estos deslizamientos los cuales parecen haber sido reactivados en numerosas ocasiones evidenciando actividad paleosísmica. Figura 3. Sentido de subducción de la dorsal de Juan Fernández bajo la placa de Sudamérica coincidiendo con la zona de mayor actividad y concentración de deslizamientos en el áera de estudio.



Aunque la distribución espacial de los deslizamientos podría estar claramente condicionada por la litología, la elevación y las pendientes más pronunciadas, el análisis de estos parámetros no es suficiente para explicar la concentración de los deslizamientos en el área de estudio.

REFERENCIAS

- Abele, G. Derrumbes de montaña y morenas en los Andes chilenos. *Revista de Geografía Norte Grande* 11, 17–30 (1984).
- Ahumada, E. and Costa, C. Antithetic linkage between oblique Quaternary thrusts at the Andean front, Argentine Precordillera. *Journ. South Am. Earth Sci.* (2009).
- Ahumada, E. Neotectónica del frente orogénico andino entre los 32°08'S 32°19'S, provincias de Mendoza y San Juan. PhD Thesis, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Luis. (2010).
- Alvarado, P. and Beck, S. Source Characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1944 (Mw 7.0) and 11 June 1952 (Mw 6.8). *Earth and Planetary Science Letters* 243, 615-631 (2006).
- Alvarado, P., Pardo, M., Gilbert, H., Miranda, S., Anderson, M., Saez. M. and Beck, S. L. Flatslab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas region of Argentina. In: Kay S, Ramos VA, Dickinson W (eds) MWR204: backbone of the Americas: shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 261–278 (2009).
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G. and Beck, S. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca plate, central Chile and Argentina. *Geophys J Int* 171(1), 419–434 (2007).
- Antinao, J. L. and Gosse, J. Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32–34.5 S): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. *Geomorphology* 104, 117–133 (2009).
- Barazangi, M. and Isacks, B. L. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4, 686–692 (1976).

Bastías, H. Fallamiento Cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera: San Juan, Argentina. PhD Thesis, Universidad Nacional de San Juan. 147 p. (1985).

- Cahill, T. and Isacks, B. L. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *J Geophys Res* 97(B12), 17503–17529 (1992).
- Casa, A., Yamin, M., Wright, E., Costa, C., Coppolecchia, M., Cegarra, M. and Hongn, F. (eds) Deformaciones Cuaternarias de la República Argentina, Sistema de Información Geográfica.

Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, v2.0 en formato DVD. (2014) SIG SEGEMAR: http://sig.segemar.gov.ar. Accesed 24 Oct 2017.

- Cortés, J. M., Yamín, M. and Pasini, M. La Precordillera Sur, provincias de Mendoza y San Juan. 16° Congreso Geológico Argentino. Actas 1, 395–402. La Plata. (2005).
- Cortés, J. M., Terrizzano, C., Pasini, M.M., Yamin, M. G. and Casa, A. Quaternary tectonics along oblique deformation zones in the Central Andean retrowedge between 31°30' S and 35°S. In: Sepúlveda S, Giambiagi L, Moreiras S, Pinto L, Tunik M, Hoke G, Farías M (Eds.), *Geodynamic processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geol. Soc. Special Publ. 399 (2014).
- Costa, C., Machette, M., Dart, R., Bastías, H., Paredes, J., Perucca, L., Tello, G. and Haller, K. Map and database of quaternary faults and folds in Argentina: U.S. Geological Survey Open-File Report (00-0108) (2000).
- Costa, C. H., Audemard, F. H. R., Becerra, M. F. A., Lavenu, A., Machette, M.N. and París, G. An overview of the main quaternary deformation of South America. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (4), 461–479 (2006).
- Costa, C., Ahumada, E., Gardini, C., Vazquez, F. and Diederix, H. Quaternary shortening at the orogenic front of the Central Andes of Argentina (32°15′–32°40′S): A field survey of the Las Peñas thrust. In: Sepúlveda S, Giambiagi L, Moreiras S, Pinto L, Tunik M, Hoke G, Farías M (Eds.), *Geodynamic processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geol. Soc. Special Publ. 399 (2014).
- Costa, C., Ahumada, E., Vázquez, F. and Kröhling, D. Holocene shortening rates of an Andeanfront thrust, Southern Precordillera, Argentina. Tectonophysics 664, 191-201 (2015).
- Crozier, M. J. Field assessment of slope instability. In: Brunsden, D. and Prior, D. B. (eds) *Slope instability*. London, Wiley, 103–42 (1984).
- Crozier, M.J., Deimel, M. S. and Simon, J. S. Investigation of earthquake triggering for deepseated landslides, Taranaki, New Zealand. *Quaternary International*, 25, 65-73 (1995).
- Cruden, D. M. and Varnes, D. J. Landslide types and processes, *Landslides Investigation and Mitigation*. Turner, A. K. and Schuster, R. L., 36–75, Natl. Acad. Press, Washington, D. C. (1996).
- Densmore, A. L. and Hovius, N. Topographic fingerprints of bedrock landslides. *Geology*, 28, 371-374 (2000).
- Esper Angillieri, M. Y. El aluvión del 13 de febrero de 1944 en la Quebrada del Carrizal, Departamento Iglesia, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62, 283 288 (2007).
- Esper Angillieri, M. Y. Inventario de Procesos de Remoción en masa en un sector del Departamento Iglesia, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68(2), 225–232 (2011).
- Esper Angillieri, M. Y. and Perucca, L. P. Mass movement in Cordón de las Osamentas, de La Flecha river basin, San Juan, Argentina. *Quatern Int* 301, 150–157 (2013).
- Esper Angillieri, M. Y., Perucca, L. P., Rothis, M., Tapia, C. and Vargas, N. Morphometric characterization and seismogenic sources relationships of a large scale rockslide. *Quatern Int* 352, 92–99 (2014).
- Esper Angillieri, M. Y. Application of logistic regression and frequency ratio in the spatial distribution of debris-rockslides: Precordillera of San Juan, Argentina. *Quatern Int* 355, 202–208 (2015).
- Fauqué, L., Cortés, J. M., Folguera, A. and Etcheverría, M. Avalanchas de rocas asociadas a neotectónica en el valle del río Mendoza, al sur de Uspallata. *Revista Asociación Geológica Argentina* 55(4), 419–423 (2000).
- Fauqué, L., Anselmi, G., Cegarra, M., Gaido, F., Yamín. M. and Wilson, C. Deformación y movimientos de ladera en el área del proyecto de embalse Caracoles. San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Chileno. Actas v.2, 35-38. Geología Aplicada. Antofagasta. (2006).

- Fauqué, L., Cegarra, M., Wilson, C., Yamín, M., Gaido, F. and Anselmi, G. Procesos geodinámicos en el área del proyecto hidroeléctrico Los Caracoles, San Juan, Argentina. *Actas del XVII Congreso Geológico Argentino*. Tomo I, p.272-273. Octubre 2008, Jujuy. (2008)
- Giambiagi, L., Mescua, J., Folguera, A. and Martínez, A. Estructuras y cinemática de las deformaciones pre-andinas del sector sur de la Precordillera, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (1), 5-20 (2010).
- Hermanns, R. L. and Strecker, M. R. Structural and lithological controls on large Quaternary rock avalanches (sturzstroms) in arid northwestern Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 111(6), 934–948. (1999).
- Jibson, R. W. and Keefer, D. K. Analysis of the seismic origin of landslides—examples from the New Madrid seismic zone. *Geol Soc Am Bull* 105, 421–436 (1993).
- Jibson, R. W. Use of landslides for paleoseismic analysis. Eng Geol 43(4), 291-323 (1996).
- Jibson, R. W., Harp, E. L., Schulz, W. and Keefer, D. K. Large rock avalanches triggered by the M 7.9 Denali Fault, Alaska, earthquake of 3 November 2002. *Eng Geol* 83(1–3), 144–160 (2006).
- Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Damanti, J. F. and Drake, R. E. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30–31°S, Andes Mountains. *J Geol* 101, 135–156 (1993).
- Junquera Torrado, S., Moreiras, S. M. and Sepúlveda S. A. Huge slope collapses flashing the Andean active orogenic front (Argentinian Precordillera 31-33° S). In: Matjaz Mikos, Vít Vilímek, Kyoji Sassa, Yueping Yin (Eds), Advancing Culture of Living with Landslides, Springer Nature 5, 535-541 (2017).
- Keefer, D. K. Landslides caused by earthquakes. Bull. Geol. Soc. Am. 95, 406-421. (1984).
- Keefer, D. K. Landslides as indicators of prehistoric earthquakes. *Directions in paleoseismology*. U.S. Geol Surv Open File Rep 87–673, 178–180 (1987).
- Keefer, D. K. The importance of earthquake-induced landslides to long term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions. *Geology* 10, 265–284 (1994).
- Keefer, D. K. Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution: the 1989 Loma Prieta, California event. *Eng Geol* 58, 213–249 (2000).
- Korup, O., Clague, J. J., Hermanns. R. L., Hewitt, K., Strom, A. L. and Weidinger, J.T. Giant landslides, topography, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters*, 261 (3-4) 578-589 (2007).
- Meunier, P., Hovius, N. and Haines, A. J. Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(3-4), 221-232 (2008).
- Moreiras, S. M. Climatic effect of ENSO associated with landslide occurrence in the Central Andes, Mendoza province, Argentina. *Landslides*, (1), 53-59 (2005).
- Moreiras, S. M. Chronology of a Pleistocene rock avalanche probable linked to neotectonic, Cordón del Plata (Central Andes), Mendoza—Argentina. *Quat Int* 148(1), 138–148 (2006a).
- Moreiras, S. M. Frequency of debris flows and rockfall along the Mendoza river valley (Central Andes), Argentina: associated risk and future scenario. *Quaternary International* 158 (2006b).
- Moreiras, S. M. and Sepúlveda, S. A. Large paleolandslides in the Central Andes (32–33°S): new challenges. In: Proceedings *XII Congreso Geológico Chileno*, Santiago, S3, 022 (2009).
- Moreiras, S. M. and Coronato, A. Landslide processes in Argentina. Natural hazards and Human-Exacerbated Disasters in Latin-America. *Geomorphol: Dev Earth Surf Process* 301–331 (2010).
- Moreiras, S. M. and Páez, M. S. Historical damages and secondary effects related to intraplate shallow seismicity of Central Western Argentina. Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina. *Geological Society of London* 399, 369-382 (2015).

- Moreiras, S. M., Hermanns, R. L. and Fauqué, L. Cosmogenic dating of rock avalanches constraining Quaternary stratigraphy and regional neotectonics in the Argentine Central Andes (32° S). *Quat Sci Rev* 112(15), 45–58 (2015).
- Moreiras, S. M. and Sepúlveda, S. A. Megalandslides in the Andes of Central Chile and Argentina (32°–34°S) and potential hazards. Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina. *Geol Soci London* 399, 329–344 (2015).
- Pantano Zuñiga, A. V. Geomorfología, neotectónica y la peligrosidad geológica en la cuenca del Río Acequión, provincia de San Juan, Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales e I. M.L. Universidad Nacional de Tucumán (2014).
- Peel, M. C., Finlayson, B. L. and McMahon, T. A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1633-1644 (2007).
- Perucca, L. P. and Moreiras, S. M. Indicative structures of paleo-seismicity in the Acequión region, San Juan province, Argentina. *Geodinamica Acta* 21(3), 93–105 (2008).
- Perucca, L. P. and Esper Angillieri, M. Y. La avalancha de rocas Las Majaditas. Caracterización geométrica y posible relación con eventos paleosísmicos. Precordillera de San Juan, Argentina. *Revista Española de la Sociedad Geológica de España* 21(1–2), 35–47 (2008).
- Perucca, L. P. and Vargas, N. Neotectónica de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 66 (2), 291–304 (2014).
- Quartino, B. J., Zardini, R. A. and Amos, A. J. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta (provincia de San Juan). *Asociación Geológica Argentina*, Monografía 1, Buenos Aires, (1971).
- Salomon, E., Schmidt, R., Hetzel, F., Mingorance, F. and Hampel, A. Repeated folding during late Holocene earthquakes on the La Cal thrust fault near Mendoza city (Argentina), *Bulletin of the Seismological Society of America* 103 (2), 936-949 (2013).
- Schmidt, S., Hetzel, F., Mingorance, F. and Ramos, V. Coseismic displacements and Holocene slip rates for two active thrust faults at the mountain front of the Andean Precordillera (33°S), *Tectonics* 30, TC5011 (2011).
- Sepúlveda, S. A., Murphy, W., Jibson, R. W. and Petley, D. N. Seismically induced rock slope failures resulting from topographic amplification of strong ground conditions: The case of Pacoima Canyon, California. *Engineering Geology* 80, 336–348 (2005a).
- Sepúlveda, S. A., Murphy, W. and Petley, D. N. Topographic controls on coseismic rock slides during the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Quarterly Journal of Engineering Geology & Hydrogeology* 38, 189–196 (2005b).
- Sepúlveda, S. A. and Petley, D.N. Regional trends and controlling factors of fatal landslides in Latin America and the Caribbean. *Natural Hazards and Earth System Sciences* (15), 1821-1833 (2015).
- Siame, L. L., Bellier, O., Sébrier, M., Bourlès, D. L., Leturmy, P., Perez, M. and Araujo. M. Seismic hazard reappraisal from combined structural geology, geomorphology and cosmic ray exposure dating analyses: the Eastern Precordillera thrust system (NW-Argentina): *Geophysical Journal International* 150, 241-260 (2002).
- Siame, L. L., Bellier, O., Sébrier, M. and Araujo, M. Deformation partitioning in flat subduction setting: Case of the Andean foreland of western Argentina (28°S-33°S), *Tectonics* 24(5) (2005).
- Siame, L. L., Bellier, O. and Sébrier, M. Active Tectonics in the Argentine Precordillera and Western Sierras Pampeanas: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61, 604-619 (2006).
- Smalley, R. F. Jr., Pujol, J., Regnier, M., Chiu, J. M., Chatelain, J. L., Isacks, B. L., Araujo, M. and Puebla, N. Basement seismicity beneath the Andean. Precordillera thin skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behavior. Tectonics 12, 63–76 (1993).
- USGS. ASTER Global Digital Elevation Map V2. https://gdex.cr.usgs.gov/gdex/ [Requiere registro Último acceso: 15/03/2017].

Varnes, D. J. Slope movement types and processes. In: Schuster RL, Krizek RJ (eds) *Special Report 176: Landslides: Analysis and control. Transportation and Road Research Board*, National Academy of Science, Washington DC, 11–33 (1978).

CARACTERIZACIÓN DE LAS VÍAS DE ASCENSO DE LOS FLUIDOS HIDROTERMALES EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO COPAHUE – CAVIAHUE MEDIANTE TÉCNICAS GEOQUÍMICAS Y ESTRUCTURALES

Lamberti, M.C.^a, Vigide, N.C.^{a,b}, Agusto, M.^a, Winocur, D.^c, Yagupsky, D.L.^b

^aGrupo de Estudio y Seguimiento de Volcanes Activos, IDEAN, (UBA-CONICET) ^bLaboratorio de Modelado Geológico, IDEAN, (UBA-CONICET) ^cLaboratorio de Tectonica Andina - IDEAN - (UBA-CONICET)

e-mail:mclamberti@gl.fcen.uba.ar; mariaclaralamberti@gmail.com

RESUMEN

Se llevó a cabo un estudio detallado de la desgasificación difusa de dióxido de carbono en conjunto con un análisis estructural, para caracterizar el control sobre el ascenso de los fluidos de origen profundo en las áreas termales del Complejo Volcánico Copahue – Caviahue. Se adquirieron 1.820 mediciones de flujo difuso de CO_2 y de temperatura del suelo, y se midieron indicadores cinemáticos en 31 planos de falla presentes en el área de estudio. Los resultados indican que los sitios termales de este complejo liberan aproximadamente 160 toneladas por día de CO2 difuso de origen profundo. Los sitios termales Copahue, Las Máquinas y Las Maquinitas exhiben conspicuas estructuras que estarían controlando la desgasificación difusa. Estas estructuras tienen un rumbo preferencial NE - SO. A partir del análisis de indicadores cinemáticos, se definió la presencia de un sistema de fallas normales con dirección NE - SO, y de un sistema subordinado de fallas de rumbo sinestral, con dirección NO – SE. Este estudio permite inferir que las EDD se corresponden mayormente con fallas de cinemática normal. Por otro lado, a partir del mapeo de las emisiones de gas difuso, se determinó que el CO_2 se libera en las terminaciones de dichas estructuras y no sobre las escarpas, hecho que sugiere que estos sectores presentarían mayor deformación y fracturación y, como consiguiente, una mayor permeabilidad, que facilitaría la surgencia de los fluidos termales.

Palabras Clave: CO2 difuso, arquitectura estructural, áreas termales, Copahue-Caviahue.

INTRODUCCIÓN

Los volcanes activos y las áreas geotermales aledañas emiten grandes cantidades de gases a la atmósfera a través de manifestaciones termales, tales como plumas cratéricas o fumarolas. Asimismo, estudios realizados desde los años 70 han dado a conocer que importantes emisiones de gases volcánicos o hidrotermales pueden también ser liberados a través de una manifestación prácticamente imperceptible: la desgasificación difusa. Éste es un proceso de emisión de gases que se da lugar a través de las superficies de los suelos y de fuentes termales. Las especies gaseosas emitidas a través de este tipo

de manifestación son normalmente inertes. Entre estas especies se pueden encontrar el 222 Rn, el He, el H₂S y el H₂, pero debido a su alta concentración en gases volcánicos e hidrotermales, la principal especie emitida de manera difusa es el dióxido de carbono, CO₂ (Allard et al, 1991; Chiodini et al, 1998).

Por otro lado, la presencia de manifestaciones fluidas dentro de áreas geotermales suele estar controlada por estructuras geológicas (Cardellini et al, 2003). Diversos autores han determinado recientemente que las zonas de relevo entre fallas normales no sólo establecen conductos de comunicación lateral a través de los cuales puede ocurrir la migración de estos fluidos, sino que además presentan zonas de ruptura anómalamente amplias y bien desarrolladas, que constituyen vías de ascenso verticales para los fluidos (Faulds et al, 2013; Fossen y Rotevatn, 2016).

Pocos trabajos han vinculado el aspecto estructural de las zonas geotermales con la ocurrencia de manifestaciones fluidas de manera detallada. En particular, la desgasificación difusa de CO_2 constituye una emisión gaseosa ideal para estudiar este vínculo, ya que el CO_2 se libera a lo largo de las denominadas estructuras de desgasificación difusa (en lo sucesivo, EDD, Chiodini et al, 2001), las cuales suelen estar controladas por el campo de esfuerzos local. Por lo tanto, la disposición espacial de las EDD aporta información acerca de los sectores de la corteza más superficial que constituyen vías preferenciales para la migración de fluidos geotermales.

El objetivo de este trabajo es estudiar en conjunto las EDD con las estructuras observadas en superficie, a fin de caracterizar preliminarmente la arquitectura estructural que permite el ascenso de los fluidos de origen profundo dando lugar a las diversas manifestaciones termales encontradas en el Complejo Volcánico Copahue – Caviahue.

El Complejo Volcánico Copahue – Caviahue (en lo sucesivo, CVCC; 38°S-71°O) se encuentra localizado en la provincia de Neuquén sobre el segmento denominado Zona Volcánica Sur de la Cordillera de los Andes (Stern, 2004). Este complejo consiste en un sistema volcánico – hidrotermal, cuya actividad actual está comprendida dentro de la caldera de Caviahue. Las manifestaciones en superficie del CVCC comprenden al edificio del volcán Copahue (37,9°S – 71,2°O, 2977 m s.n.m.), emplazado en el margen suroeste de la caldera, y cinco áreas geotermales situadas al noreste de este volcán. De estas áreas, cuatro se sitúan en territorio argentino, llamadas Anfiteatro, Copahue, Las Máquinas y Las Maquinitas (ver Fig. 1). Presentan diversos tipos de manifestaciones termales, tales como fumarolas (con temperaturas de hasta 130°C), *bubbling, boiling* y *mud pools* (con temperaturas de hasta 96°C), y a partir del año 2014, se reveló que además estos sitios liberan importantes cantidades de CO₂ a través de la desgasificación difusa (Chiodini et al, 2015) (ver Fig. 2).

Diversos trabajos han ofrecido modelos conceptuales del CVCC basados en la geoquímica de las descargas fluidas del sistema (Agusto et al, 2013 y sus referencias) y tantos otros han estudiado este mismo ambiente desde el punto de vista estructural, de manera local (Melnick et al, 2006; Roulleau et al., 2017; Vigide et al, 2017) y regional (Cembrano y Lara, 2009).



-7917000

Figura 1. A. Ubicación del Complejo Volcánico Copahue – Caviahue dentro de la Zona Volcánica Sur, y ubicación de la zona de áreas termales dentro de la caldera de Caviahue. B. Locación de las áreas termales estudiadas a detalle. Imágenes de Google Earth.

MÉTODOS

El relevamiento de la desgasificación difusa se llevó a cabo a partir de la medición de datos de flujo de CO₂, (ϕ CO₂) con el método dinámico de la cámara de acumulación. Este método consiste en medir la variación temporal de la concentración de CO₂, C_{CO2}, sobre la interfase suelo – aire, dentro de una cámara cilíndrica con un lado abierto hacia el suelo (Chiodini et al, 1998). El estudio fue realizado con un medidor de flujo portátil West Systems, que cuenta con un sensor infrarrojo para la medición de C_{CO2} de marca Li-Cor, LI-820. Por cada medición de ϕ CO₂, se tomó una medición de temperatura del suelo, enterrando una termocupla unos 10 centímetros aproximadamente (ver Fig. 3).



Figura 2. Fotografías de las cuatro áreas termales muestreadas a detalle en territorio argentino: **A**, Anfiteatro; **B**, Las Máquinas; **C**: Las Maquinitas y **D**: Copahue.



Figura 3. Metodología de medición de flujo de dióxido de carbono difuso en suelos. Cada medición se compone de una muestra de flujo tomada con la cámara de acumulación, y de una medición de temperatura del suelo, adquirida con una termocupla a aproximadamente diez centímetros de profundidad.

1.820 mediciones de flujo de CO_2 fueron adquiridas durante meses de verano del 2014, 2015 y 2016, con el objetivo de obtener un mapa general de un área de un kilómetro cuadrado aproximadamente, situada dentro de la Caldera de Caviahue, que comprende a todos los sitios termales del CVCC en territorio argentino. Posteriormente, se realizaron relevamientos de detalle en los sitios de Copahue, Las Máquinas, Las Maquinitas y Anfiteatro.

Los datos fueron procesados utilizando el método gráfico estadístico de Sinclair (1974) y simulaciones secuenciales gaussianas.

El método gráfico estadístico se basa en la partición del diagrama de probabilidad acumulada del conjunto de datos, es decir, se busca fraccionar una distribución estadística compleja, resultante del solapamiento de poblaciones log-normales, en poblaciones individuales. La aplicación de metodología se llevó a cabo con el objetivo de discriminar poblaciones estadísticas y de reconocer la componente hidrotermal del CO_2 dentro de la muestra total. Las poblaciones con mayores valores medios se interpretan como poblaciones de origen endógeno, mientras que las poblaciones con menores medias se interpretan como poblaciones de CO_2 de base, de origen biogénico.

La segunda metodología se aplicó con el fin de realizar mapas de flujo de CO_2 y de temperatura, definir estructuras de desgasificación difusa y cuantificar la emisión total diaria de este gas en la atmósfera (Cardellini et al, 2003).

Por otro lado, el estudio estructural fue realizado a partir de la medición de dirección y sentido de movimiento de fallas a partir de surcos de fricción y de estrías, según el criterio de campo de Petit (1987) (ver Fig. 4). Se analizaron 19 datos de falla en el sitio de Copahue, y 15 en el sitio Las Maquinitas. Los valores de rumbo, inclinación y cinemática de las estructuras fueron analizados estadísticamente mediante el programa FaultKin, aplicando el método de análisis cinemático de Marret y Allmendinger (1990).



Figura 4. Medición de la disposición espacial de fallas y de su sentido de movimiento, según criterio de Petit (1987), en los sitios de Copahue y Las Maquinitas. La flecha azul indica el sentido de movimiento del bloque colgante.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A partir del mapa general realizado en el área se observaron cuatro zonas con flujos de CO_2 difuso anómalamente altos en los sitios Copahue, Las Máquinas y las denominadas Maquinitas I y Maquinitas II. Los valores de flujo se expresan en gramos/m²/día. Los resultados permiten estimar para el área general una emisión de 208,5 ± 11,6 toneladas de CO_2 por día. La Fig. 5 muestra el mapa general desgasificación difusa de CO_2 .

La desgasificación se da a través de morfologías lineales, que se corresponden en superficie con escarpas de fallas bien desarrolladas, lo que indica un claro control estructural en la liberación de gases.

Se generaron mapas de detalle de flujo de CO_2 difuso y de temperatura del suelo, y se aplicó el método gráfico estadístico en los cuatro sitios termales individualmente: en Anfiteatro, Copahue, Las Maquinitas y Las Máquinas: ver Fig. 6, 7, 8 y 9 respectivamente.

En la Fig. 6A y 6B, se observan los mapas de detalle de flujo de CO_2 y de temperatura del suelo del sitio Anfiteatro. Asimismo, a partir de la aplicación del método gráfico estadístico, se observa en la Fig. 6C el gráfico de probabilidad con las cuatro poblaciones log-normales interpretadas a partir de la distribución de la muestra total de Anfiteatro. Se interpreta que una fuente biogénica, de base, da lugar a tres poblaciones log-normales de flujo de CO_2 . Estas tres poblaciones constituyen el 97% de la muestra. Sólo una población log-normal (3%) se interpreta como una población de origen endógeno, volcánico – hidrotermal. La pequeña proporción de esta población, el hecho de que los escasos valores altos de flujo fueron tomados en sectores cercanos a las fumarolas presentes en este sitio y el hecho de que no se observan claras EDD en los mapas, indican que esta población refleja un flujo de CO_2 proveniente de las emisiones puntuales. No se detectó desgasificación difusa del suelo en el sitio Anfiteatro.



Figura 5. Mapa de flujo de CO₂ difuso del área total. Se observan los sitios con valores de flujo anómalamente altos en rojo, en Copahue, Las Maquinitas I y II y Las Máquinas.

La tabla I detalla la emisión diaria de CO_2 de cada área individualmente, calculada a partir de la simulación secuencial gaussiana. Para el caso de Anfiteatro, se observa que se emiten $24 \pm 2,45$ tn/día de CO_2 a la atmósfera.

Distinto es el caso para los sitios Copahue, Las Maquinitas I y II y Las Máquinas. Observando los mapas de flujo de CO_2 difuso y de temperatura de las Fig. 7A y B, 8A y B y 9A y B, correspondientes a los tres mencionados sitios, se observan claras EDD, con una dirección predominante NE – SO.



Figura 6. A. Mapa de flujo de CO₂ difuso, y, **B**, de temperatura del sitio Anfiteatro. **C**. Gráfico de probabilidad con las poblaciones log-normales discriminadas, con el valor logarítmico de la media, de la desviación estándar, la proporción y con su interpretación.

La Fig. 7C exhibe la solución de la partición de la distribución de la muestra de datos de flujo de CO_2 del sitio Copahue en tres poblaciones log-normales. De acuerdo a los valores medios de cada población, se interpretó que una fuente endógena, volcánica – hidrotermal, alimenta a dos poblaciones, y sólo una tercera representa una población de base, de origen biogénico. Las poblaciones volcánicas – hidrotermales constituyen el 92% de la muestra, es decir que, en el caso de este sitio, la mayor parte del gas liberado hacia la atmósfera a través de la desgasificación difusa de suelos es de origen profundo.

El pueblo de Copahue emite $100 \pm 5,42$ tn/día de CO₂ a la atmósfera, de los cuales 90 tn, provienen de una fuente volcánica – hidrotermal.

Si se plotea en el gráfico de probabilidad a la data del sitio Las Maquinitas I, se observa una recta (ver Fig. 8C). Es por este motivo, y por la ausencia absoluta de vegetación en el área mapeada, que se interpreta que el CO_2 difuso medido en esta área es de origen puramente endógeno. Las Maquinitas II, en cambio, exhibe una curva con dos puntos de inflexión al plotear la data en el gráfico de probabilidad, por lo que se interpretan tres poblaciones, que, por sus valores medios, al igual que Copahue, se interpretan como dos poblaciones endógenas (45%) y una de base (55%) (ver Fig. 8D).



Figura 7. **A**. Mapa de flujo de CO₂ difuso, y, **B**, de temperatura del sitio de Copahue. **C**. Gráfico de probabilidad con las poblaciones log-normales discriminadas, con el valor logarítmico de la media, de la desviación estándar, la proporción y con su interpretación.

Las Maquinitas I y II liberan 5,01 \pm 0,81 y 8,30 \pm 1,56 tn/día de CO2 a la atmósfera respectivamente.

Finalmente, los datos de CO_2 difuso del sitio Las Máquinas estarían constituidos por cuatro poblaciones log-normales: dos endógenas (14%), y dos de base (86%). La dirección de las EDD de este sitio es ligeramente diferente a la de las EDD de Copahue y Las Maquinitas I y II, siendo aparentemente más predominante una dirección NO – SE.

Las Máquinas libera $42,70 \pm 4,33$ tn/día de CO₂ a la atmósfera.

Como se observa en las Fig. 7 y 8, las áreas de Copahue y Las Maquinitas exhiben conspicuas EDD, que presentan un rumbo predominante NE – SO.

Por otro lado, el estudio estructural realizado por Vigide et al (2017) permitió caracterizar al sistema de fallas NE – SO como un sistema de cinemática normal (ver Fig. 10), y a un sistema sinestral subordinado, de rumbo NO – SE.



Figura 8. A. Mapa de flujo de CO₂ difuso, y, B, de temperatura de los sitios Las Maquinitas I y II. C. Gráfico de probabilidad con las poblaciones log-normales discriminadas del sitio Las Maquinitas I. D. Gráfico de probabilidad con las poblaciones log-normales discriminadas del sitio Las Maquinitas II.
Ambos gráficos exhiben el valor logarítmico de la media, de la desviación estándar, la proporción de cada población discriminada y con su interpretación.

Sitio	Emisión total de CO2 difuso (tn/día)	Emisión de CO2 difuso de origen profundo (tn/día)
Las Máquinas	42,70 ± 4,33	36,8
Las Maquinitas I	$5,01 \pm 0,81$	5
Las Maquinitas II	8,30 ± 1,56	8,3
Anfiteatro	$24,00 \pm 2,45$	21,7
Copahue	$100,00 \pm 5,42$	90,8

Tabla I. Detalle de la emisión diaria de CO_2 difuso de cada área termal muestreada, calculadas a partir de la simulación secuencial gaussiana (Chiodini et al, 2015; Lamberti et al, 2017).

TOTAL	180	162,6



Figura 9. **A**. Mapa de flujo de CO₂ difuso, y, **B**, de temperatura del sitio de Las Máquinas. **C**. Gráfico de probabilidad con las poblaciones log-normales discriminadas, con el valor logarítmico de la media, de la desviación estándar, la proporción y con su interpretación.

Soluciones de planos de falla para:



Figura 10. Soluciones de planos de falla, obtenidas a partir del análisis cinemático de datos de fallas, según Marrett y Allmendinger (1990) para los sitios de Copahue y de Las Maquinitas. Se plotearon los ejes de presión (puntos azules) y de tensión (puntos rojos) para cada falla. Se obtuvieron los ejes promedio de presión (cuadrado azul), de tensión (cuadrado rojo); y eje intermedio (cuadrado negro).

La evaluación conjunta de las anomalías de flujo de CO_2 difuso con el estudio estructural realizado permite inferir que las EDD se corresponden con fallas de dirección NE – SO,–y cinemática normal. Además, se encuentran emisiones de CO_2 difuso en las terminaciones superficiales de las fallas, y no sobre las escarpas de las mismas (ver Fig. 11), hecho que sugiere que estas regiones constituirían sectores con mayor permeabilidad, que facilitarían la surgencia de los fluidos termales.

Faulds et al (2013), tras evaluar un inventario de más de 400 sistemas geotermales, arriban a la conclusión de que las zonas de relevo en áreas de tectónica local extensional constituyen el ambiente estructural más favorable para el emplazamiento de zonas termales. Las zonas de relevo son zonas de transferencia de desplazamiento entre segmentos de fallas normales. Estas zonas concentran daño estructural, lo que resulta en una mayor densidad de fracturas que favorecen el flujo de fluidos meteóricos y geotermales (Faulds et al, 2013; Fossen y Rotevatn, 2016).

Particularmente el sector norte del área de estudio, las emisiones difusas de CO_2 de Copahue y Las Maquinitas I y II, parecerían responder a este tipo de arreglo estructural. Las conspicuas escarpas de falla (fácilmente observables en imágenes satelitales y en el campo) no concentran este tipo de emisión (ver Fig. 5), mientras que, entre terminaciones de segmentos de falla se generan depresiones topográficas con diversas manifestaciones termales: no sólo CO_2 difuso, sino también todas las demás manifestaciones antes mencionadas (fumarolas, *bubbling pools*, etc.).



Figura 11. Localización de las áreas de desgasificación difusa anómala de CO₂ dentro del contexto estructural local. Se observa que las EDD no se encuentran sobre las escarpas de las fallas normales presentes en el área (ver Fig. 5), sino entre terminaciones de segmentos de fallas.

Por último, si bien en la zona del sitio Las Máquinas no se observan escarpas de falla, las EDD reveladas a partir de la generación del mapa de la desgasificación difusa de CO_2 exhiben una dirección predominante NO – SE, coincidente con la dirección del sistema sinestral subordinado definido por Vigide et al 2017. Se podría inferir que las estructuras que abren paso a los fluidos de origen profundo en este sitio termal se corresponden con las zonas de transferencia entre segmentos de fallas normales, como sí sería el caso en los sitios Copahue, Las Maquinitas I y II.

CONCLUSIONES

El CVCC libera diariamente más de 160 toneladas de CO₂ difuso de origen profundo a partir de sus cuatro sitios termales en territorio argentino: los sitios Anfiteatro, Copahue, Las Maquinitas I y II y Las Máquinas. Las muestras de flujo CO₂ difuso se caracterizan por estar compuestas por diversas poblaciones estadísticas, que reflejan las diversas fuentes de CO₂ que alimentan las emisiones en superficie. Las muestras de los sitios Copahue, Las Maquinitas I y II y Las Máquinas están compuestas por dos poblaciones de origen volcánico - hidrotermal, y entre una o dos poblaciones de base, de origen biogénico. El sitio Anfiteatro, en cambio, se caracteriza por una única población endógena y tres poblaciones de base.

Las estructuras de desgasificación difusa presentes en los sitios de Copahue y Las Maquinitas I y II constituyen morfologías lineales con dirección NE – SO aproximadamente, y se corresponden en superficie con planos de fallas bien desarrollados. Las estructuras de desgasificación difusa presentes en Las Máquinas también constituyen morfologías lineales, con una dirección predominante NO – SE.

La combinación de los estudios geoquímicos y estructurales aquí presentados permite proponer que la liberación de los fluidos geotermales del CVCC tiene un claro control estructural y que, además, en concordancia con un gran número de casos expuestos en la bibliografía, el ascenso de estos fluidos en los sitios de Copahue y Las Maquinitas I y II se abre paso a través de zonas de relevo de fallas de dirección NE – SO y cinemática normal. El análisis estructural permitió también reconocer un segundo sistema de fallas, un sistema sinestral subordinado, de rumbo NO – SE, que podría estar ejerciendo un control estructural sobre la liberación de los fluidos de origen profundo en el sitio de Las Máquinas.

REFERENCIAS

- Agusto, M., Tassi, F., Caselli, A., Vaselli, O., Rouwet, D., Capaccioni, B., Caliro, S., Chiodini, G., Darrah, T. Gas geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir in the Copahue–Caviahue Volcanic Complex (Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 257, 44 56 (2013).
- Allard, P., Carbonnelle, J., Dajlevic, D., Le Bronec, J., Morel, P., Robe, M.C., Maurenas, J.M., Faivre-Pierret, R., Martins, D., Sabroux, J.C., Zettwoog, P. Eruptive and diffuse emissions of CO2 from Mount Etna. *Nature* 351, 387 – 391 (1991).
- Cardellini, C., Chiodini, G., Frondini, F. Application of stochastic simulation to CO2 flux from soil: Mapping and quantification of gas release. *Journal of Geophysical Research* 108, 1 13 (2003).
- Cembrano, J., Lara, L. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471, 96 113 (2009).
- Chiodini, G., Cardellini, C., Lamberti, M.C., Agusto, M., Caselli, A., Liccioli, C., Tamburello, G., Tassi, F., Vaselli, O., Caliro, S. Carbon dioxide diffuse emission and thermal energy release from hydrothermal systems at Copahue Caviahue Volcanic Complex (Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 304, 294 303 (2015).
- Chiodini, G., Cioni, R., Guidi, M., Marini, L., Raco, B. Soil CO2 measurements in volcanic and geothermal areas. *Applied Geochemistry*, 13, 543–552 (1998).
- Chiodini, G., Frondini, F., Cardellini, C., Granieri D., Marini L., Ventura G. CO₂ degassing and energy release at Solfatara volcano, Campi Flegrei, Italy. *Journal of Geophysiscal Research* 106 (B8), 16213 16221 (2001).
- Faulds, J., Hinz, N., Dering, G., Siler, D. The hybrid model The most accommodating structural setting for geothermal power generation in the Great Basin, Western USA. GRC Transactions, 37, 3 – 10 (2013).
- Fossen, H., Rotevatn, A. Fault linkage and relay structures in extensional settings A review. *Earth-Science Reviews* 154, 14 28 (2016).
- Lamberti, M.C., Chiodini, G., Cardellini, C., Agusto, M., Caselli, A. Desgasificación difusa de dióxido de carbono en el Complejo Volcánico Copahue – Caviahue. XX Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Argentina. Actas (2017).
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12, 973 986 (1990).
- Melnick, D., Folguera, A., Ramos, V.A., Structural control on arc volcanism: The Copahue– Agrio complex, South-Central Andes (37°50'S). *Journal of South American Earth Sciences* 22, 66 – 88 (2006).

- Petit, J.P. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* 9, 597–608 (1987).
- Roulleau, E., Bravo, F., Pinti, D., Barde-Cabusson, S., Pizarro, M., Tardani, D., Muñoz, C., Sanchez, J., Sano, Y., Takahata, N., de la Cal, F., Esteban, C., Morata, D. Structural controls on fluid circulation at the Caviahue – Copahue Volcanic Complex (CCVC) geothermal área (Chile – Argentina), revealed by soil CO2 and temperatura, self-potential, and helium isotopes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, en prensa.
- Sinclair, A.J. Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. *Journal of Geophysical Exploration* 3, 129 - 149 (1974).
- Stern, C.R. Active Andean Volcanism: its geologic and tectonic setting. Revista Geológica de Chile, 31 (2), 161 206 (2004).
- Vigide, N.C., Yagupsky, D.L., Winocur, D.A., Caselli, A.T. Rol de estructuras de rumbo y de colapso de caldera en la arquitectura estructural de la depresión del agrio: avances a partir de modelos análogos. XX Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Argentina. Actas (2017).

TENDENCIAS Y CAMBIOS ABRUPTOS DE CAUDALES ESTACIONALES EN CUENCAS DEL OESTE ARGENTINO ENTRE LOS 22°-52°S Y SU RELACIÓN CON FORZANTES CLIMÁTICOS

Lauro C.^a, Vich A.I.J^{ab}, Moreiras S.M.^{ac}, Otta S.^a, Vaccarino E.^a

^a CONICET-CCT-Mendoza, Mendoza, ARGENTINA ^b UNCUYO-Facultad de filosofía y Letras, Mendoza, ARGENTINA ^c UNCUYO-Facultad de Ciencias Agrarias, Mendoza, ARGENTINA

e-mail: clauro@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN

El escurrimiento de las cuencas con nacientes en la cordillera de los Andes y serranías del oeste argentino, se ve alterado con los actuales cambios en el uso del suelo, cambios en la circulación atmosférica y condiciones climáticas regionales. Comprender el origen de dichos cambios es necesario para determinar los efectos de la variabilidad climática en los sistemas hídricos, y mejorar la gestión de los recursos hídricos. La variabilidad del sistema hídrico de las cuencas localizadas en el oeste argentino entre los 22° y 52° S, se estudió por medio del análisis de tendencias y cambios abruptos en los caudales estacionales de verano, otoño, invierno y primavera, utilizando pruebas estadísticas no paramétricas. Además, se analizó el vínculo de dichos cambios con la variabilidad climática a través de correlaciones lineales entre los caudales y diversos índices climáticos: la Temperatura Superficial del Mar en la región Niño 3.4, el índice Oscilación Decenal del Pacífico y el índice de Oscilación de Antártica. Se detectaron tendencias crecientes en el noroeste y centro-oeste argentino y decreciente en la Patagonia. Los caudales de las cuencas del centro oeste y Patagonia se correlacionan positiva y significativamente con la Temperatura Superficial del Mar en la Región Niño 3.4. Además, se encuentra una relación inversa con el índice de Oscilación Antártica en cuencas al sur de los 37° S. En las cuencas del norte y centro oeste se identificaron principalmente cambios abruptos positivos durante la década del 70, mientras que en la Patagonia se identificaron cambios abruptos negativos en las décadas del 70 y 80. Los cambios abruptos encontrados se asocian a cambios de fase del índice de Oscilación Decenal del Pacífico.

Palabras Clave: tendencias, Cambios Abruptos, Niño 3.4, PDO, SAM

INTRODUCCIÓN

Los sistemas hidrológicos son potencialmente sensibles al cambio climático, al igual que la población, sus actividades y la infraestructura socioeconómica existente en el territorio de sus cuencas. El ciclo hidrológico es controlado en gran parte por factores climáticos como la precipitación, la humedad, la temperatura, la velocidad del viento, la radiación solar, entre otros. Entonces, cualquier cambio en las variables climáticas trae aparejado importantes alteraciones en la cantidad, la temporalidad, la calidad y la distribución espacial de los recursos hídricos.

Las cuencas con nacientes en la Cordillera de los Andes y serranías del oeste argentino se extienden a lo largo de un amplio gradiente latitudinal que va desde los 22° S hasta los 52° S.

En las serranías del oeste argentino localizadas a los 22° S, las lluvias procedentes de masas de aire del océano Atlántico, dan origen al escurrimiento de los ríos Bermejo y San Francisco pertenecientes a la cuenca del Plata, que es máximo durante el período estival. La humedad proveniente del Atlántico se descarga, en forma de nieve y de agua líquida, en las montañas de la provincia de Tucumán, lo que da origen a la red de arroyos y ríos, de la cuenca Salí-Dulce, del sistema Laguna Mar Chiquita.

El caudal en la región andina entre los 30° y 37° S está estrechamente relacionado con las precipitaciones durante el período invernal (Masiokas et al., 2006) y las variaciones de la temperatura durante la marcha del ciclo anual o componente estacional. Al sur de los 40° S, las cuencas de la región Patagónica, tienen una alimentación mixta: dependen tanto de las lluvias invernales como del aporte nival. Esto hace que su régimen muestre dos ondas de crecida, una de invierno y otra de primavera-verano. La excepción es el río Santa Cruz, cuya alimentación dominante es de ablación glaciar, presentando en consecuencia una sola onda de setiembre a marzo y estiaje el resto del año.

Estos sistemas de precipitación/escurrimiento son altamente dependiente de las interacciones océano-atmósfera, que actúan como forzante de los sistemas hidrológicos en diferentes escalas temporales (Aceituno, 1990; Compagnucci y Vargas, 1998; Compagnucci y Araneo, 2007; Masiokas et al., 2006; (Flamenco y Villalba, 2006 Masiokas et al., 2010; Núñez et al., 2013; Rivera et al., 2014).

El escurrimiento de las cuencas con nacientes en la cordillera de los Andes y serranías del oeste argentino, se ve alterado con los actuales cambios en el uso del suelo y cambios en la circulación atmosférica y condiciones climáticas regionales. Como consecuencia se modifica el régimen y magnitud del escurrimiento, generando inconvenientes en la disponibilidad y distribución del recurso hídrico.

Por lo tanto, comprender dichos cambios es necesario para determinar los efectos de la variabilidad climática en los sistemas hídricos, y lograr una correcta planificación de los mismos.

El presente trabajo pretende realizar aportes al conocimiento del régimen hidrológico de los ríos con nacientes en la Cordillera de los Andes y Serranías del oeste argentino entre los 22° S y 52° S, con especial énfasis en el análisis de la respuesta de los caudales estacionales ante fluctuaciones en las características climáticas regionales. Para ello se plantean los siguientes objetivos específicos:

- Detectar tendencias y cambios abruptos en los caudales estacionales

- Identificar la relación entre los caudales estacionales y diversos índices climáticos.

MATERIALES Y MÉTODOS

Las series de caudales medios estacionales se elaboraron a partir de caudales medios diarios de 51 estaciones de aforo localizadas entre los 22-52°S. Los datos fueron extraídos de la base de datos de la Secretaría de Recursos Hídricos de la Nación.

El caudal de verano (V) es el promedio de los caudales en los meses de enero, febrero y marzo. El caudal de otoño (O) es el promedio de los caudales de los meses de abril, mayo y junio. El caudal de invierno (I) es el promedio de los caudales de los meses de julio, agosto y setiembre. El caudal de primavera (P) es el promedio de los caudales de los meses de los meses de los meses de octubre, noviembre y diciembre.

En la tabla 1 se encuentra la lista de los ríos analizados divididos en regiones noroeste (NOA), centro-oeste (COA) y suroeste (SOA). En la figura 1 se presenta la distribución geográfica de las estaciones de aforo.

Tabla 1: Estaciones de aforo empleadas en el análisis y caudales de verano (V), otoño (O), invierno (I), primavera (P) en $m^{3/s}$

		Estación do		Período	Caudales (m ³ /s)			
	Rio	aforo	Sigla		V	0	Ι	Р
	Bermejo	Aguas Blancas	ABL	1944-11	233,40	63,50	16,8	56,30
	Bermejo	Pozo Sarmiento	PSA	1940-11	957,00	276,80	65,4	205,60
	Pescado	Cuatro Cedros	PCC	1956-11	467,10	184,20	9,1	156,90
NOA	San Francisco	Caimancito	SFC	1946-11	280,80	86,20	29,9	39,50
	Lules	Potrero de las tablas	LPT	1953-11	14,80	5,90	2,8	4,50
	Los Sosas	Ruta pcial 187	LSR	1953-11	11,00	3,80	1,5	3,40
	Las Cañas	Potrero del Clavillo	LCP	1953-11	7,56	2,97	1,51	2,51
	San Juan	Km47.3	SJ4	1951-11	74,00	40,40	37,6	84,20
	Los Patos	La Plateada	LPP	1951-11	59,10	23,40	20,7	77,00
	Los Patos	Alvarez Condarco	LPA	1951-11	28,90	10,10	8,50	32,70
	Vacas	Punta de Vacas	VPV	1949-11	6,70	2,50	2,10	6,40
	Cuevas	Punta de Vacas	CPV	1949-11	10,30	4,10	3,30	9,50
	Tupungato	Punta de Vacas	TPV	1949-11	46,00	12,60	8,90	27,00
A	Mendoza	Guido	MEG	1956-11	79,80	28,30	21,4	54,50
CO	Tunuyan	Valle de Uco	TVU	1944-11	48,50	15,80	12,4	38,70
	Diamante	La Jaula	DLJ	1971-11	50,80	20,90	18,6	46,70
	Atuel	El Sosneado	APS	1972-11	65,70	25,80	21,7	49,10
	Atuel	Loma Negra	ALN	1982-11	50,90	24,80	23,3	45,80
	Atuel	La Angostura	ALA	1931-11	49,50	23,70	21,8	43,80
	Salado	Cañada Ancha	SCA	1939-11	11,70	5,30	6,10	19,10
	Pincheira	Pincheira	PIN	1967-11	7,50	3,60	3,30	7,10
	Poti Malal	Puesto Gendarmería	POG	1971-11	5,90	4,00	6,50	15,30
	Grande	La Estrechura	GLE	1977-11	45,90	16,90	17,3	64,90

	Grande	La Gotera	GLG	1971-11	125,80	57,80	60,1	203,80
	Barrancas	Barrancas	BAR	1960-11	39,70	25,30	26,0	58,70
	Nahueve	Los Carrizos	NLC	1974-11	15,10	37,10	54,5	71,00
	Neuquén	Andacollo	NAN	1971-11	59,90	84,10	123	185,50
	Neuquén	Paso de Indios	NPI	1902-11	145,40	235,80	349	507,70
	Aluminé	La Siberia	ALS	1978-11	43,70	118,90	221	231,50
	Malleo	Malleo	MMA	1973-11	11,30	30,70	56,3	39,30
	Chimehuin	Naciente	CNA	1971-11	30,10	56,80	90,6	81,10
	Qilquihue	Junin de Los Andes	QJA	1962-11	12,80	27,20	51,3	46,20
	Limay	Paso Limay	LPL	1903-11	362,00	577,60	950	936,40
	Cuyin Manzano	Cuyin Manzano	ССМ	1971-11	3,00	10,40	13,2	14,90
	Chubut	El Maiten	CEM	1943-11	8,50	16,10	25,9	28,50
	Chubut	Los Altares	CLA	1943-11	15,30	12,30	52,2	83,50
	Gualjaina	Gualjaina	GUA	1956-11	3,40	3,10	15,0	26,40
A.	Senguer	Nacimiento	SNA	1952-11	23,10	26,90	36,5	49,00
SC	Mayo	Paso Mayo	MPM	1980-11	2,30	5,80	16,4	12,70
	Escondido	El Foyel	EEF	1977-11	7,30	13,30	15,0	16,20
	Azul	Azul	AEA	1970-11	15,10	14,10	30,1	24,60
	Epuyen	La Angostura	ELA	1951-11	7,30	11,60	20,9	18,40
	Manso	Los Moscos	MLM	1946-11	23,80	30,70	42,0	44,90
	Manso	Los Alerces	MLA	1951-11	26,60	40,50	56,0	55,20
	Manso	Confluencia	MCO	1965-11	42,60	70,50	105	104,10
	Carrileufú	Cholia	CCH	1957-11	38,50	44,50	50,3	61,80
	Fontana	Estancia Amancay	FEA	1956-11	0,80	1,30	1,7	2,20
	Futaleufú	Embalse Futaleufú	FEM	1979-11	188,10	254,90	290	319,90
	Bagglits	Ruta a Chile	BRC	1977-11	2,50	3,70	4,00	4,80
	Carrenleufú	Carrenleufú	CCA	1963-11	37,00	42,60	65,0	65,00
	Santa Cruz	Charles Fuhr	SCF	1955-11	1081,9	921,80	383	452,10



Figura 1: Distribución espacial de las estaciones de aforo empleadas en el análisis.

Para la detección de tendencia lineal se aplicaron los test no paramétricos: Mann-Kendall (Hirsch et al., 1982; Westmacott y Burn, 1997) y sus correcciones por preblanqueo (Yue et al., 2002) y por varianza (Hamed y Rao, 1998). Para detectar la presencia de cambios abruptos se aplicó el test desarrollado por Taylor (2000). Tanto en la detección de tendencias como de cambios abruptos se trabajó con un α = 0,05. Para detalles de los test ver las referencias.

El coeficiente de la tendencia se calculó a partir de Ec. (1) (Hirsch et al., 1982):

$$B = Mediana \left\{ \frac{x_j - x_k}{j - k} \right\} \Delta k > j$$
⁽¹⁾

Donde x_j y x_k son valores secuenciales de la serie de datos en los años i y j. Los valores positivos indican tendencias crecientes mientras que los valores negativos muestran tendencias decrecientes.

Las conexiones entre el caudal y las variables climáticas, fueron examinadas por medio de análisis de correlación lineal de los caudales estacionales con los índices climáticos anuales representativos de los patrones de circulación regional, ver Ec. (2).

$$\rho(x,y) = \frac{Cov(x,y)}{\sigma(x)\sigma(y)}$$
(2)

Donde *Cov* es la covarianza y sigma la desviación estándar. La hipótesis nula (ρ =0), se rechaza cuando, ver Ec. (3):

$$|t| = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \ge t_{\frac{\alpha}{2};n-2}$$
(3)

Donde *r* es el coeficiente de correlación y $t_{\frac{\alpha}{2};n-2}$ la t de Student tabulada para dos grados de libertad.

Los índices climáticos utilizados fueron el índice de oscilación decenal del pacífico período 1909-2010 (PDO) (Mantua et al, 1997), la temperatura superficial del mar anual en la región Niño 3.4 período 1950-2010 (TSM 3.4) (Trenberth, 1997), y el índice de oscilación antártica período 1950-2010 (SAM) (Marshall, 2003).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Tendencias y Cambios Abruptos

De los 51 casos analizados el 78 % no presenta tendencias significativas. Las tendencias significativas encontradas corresponden; el 70 % a tendencias positivas y el 30 % a tendencias negativas. Las tendencias negativas se observan principalmente al sur de la cuenca del río Atuel (35°S), mientras que las positivas al norte de la misma (ver figura 2).

El 36 % de los casos analizados presenta cambios abruptos significativos, de los cuales el 73 % son positivos mientras que el 27 % son negativos. La distribución espacial y los años de cambio se muestran en la figura 2, el período de análisis empleado es el mismo de la figura 1.

La región del NOA está comprendida por las cuencas del río Bermejo y Lules. El máximo de escurrimiento en estas cuencas es durante el período estival con máximos en los meses de enero, febrero y marzo, producto de las precipitaciones que alcanzan su máximo en los meses de enero y febrero. En el río Bermejo y Lules, para los períodos de análisis 1940-2011 y 1953-2011 respectivamente, se presentan tendencias positivas y cambios abruptos positivos en la década del 70 en las cuatro variables. El incremento de los caudales podría estar asociado con el aumento de la precipitación en las nacientes de la cuenca (Garreaud y Aceituno, 2001; Celis et al., 2009). Además existe evidencia de que la media anual de la temperatura y la precipitación aumentaron en más de 0,5 °C y 100 mm respectivamente entre 1960 y 2010 (SAyDS, 2015).

La región COA, está compuesta por las cuencas de los ríos San Juan, Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel, Grande y Colorado. Estas cuencas presentan un máximo de escurrimiento durante el período estival producto de la fusión nival y glacial, el año hidrológico en todas ellas es de julio a junio. Según la clasificación de Bruniard (1992) la cuenca del río San Juan posee un régimen nival puro, dado que los máximos se dan en los meses de diciembre, enero y noviembre, por ello, el caudal de primavera presenta el mayor valor, ver tabla 1. El caudal de invierno es el único que presenta tendencia significativa, siendo esta positiva. Los cambios abruptos encontrados son en la década del 70 en los caudales de otoño e invierno.

En la cuenca del río Mendoza en las cuatro estaciones de aforo analizadas el caudal de verano es el máximo, ver tabla 1. En la estación de aforo Guido (1955-2011) sobre el río Mendoza, todas las variables presentan tendencias significativas positivas y cambios abruptos positivos en la década del 70.

En la series anuales de caudal de los últimos 100 años, de los ríos San Juan y Mendoza se han detectado tendencias negativas (Celis et al, 2009; Poblete y Escudero 2013). Es decir, que desde principios de siglo XX hasta la actualidad, los caudales de las cuencas del río San Juan y Mendoza han disminuido, sin embargo, en el análisis de los últimos 50 años se encuentra una tendencia al aumento en los caudales, posiblemente relacionada con el salto detectado en la década del 70.

En las cuencas del río Tunuyán y Diamante el caudal de verano presenta el máximo escurrimiento. El caudal de invierno del río Tunuyán exhibe un incremento gradual de $0,03 \text{ m}^3$ /s en el período 1944-2011, sin embargo, no se detectan cambios abruptos significativos. Mientras que en el río Diamante únicamente se identifican cambios abruptos en el año 1979 en los caudales de otoño e invierno.

En la cuenca del río Atuel, en las tres estaciones de aforo localizadas sobre el río homónimo el valor máximo es del caudal de verano, mientras que en el río Salado, afluente del río Atuel, el valor máximo es en el caudal de primavera, ver tabla 1. La estación Puente Sosneado se encuentra en la cabecera de cuenca, en este punto se encuentra una tendencia significativa negativa del caudal de verano para el período 1972-2011, sin detectar cambios abruptos. En el punto de cierre de la cuenca, en La Angostura, considerando un período más largo de registro desde 1931 hasta 2011 se encuentran tendencias significativas en los caudales de otoño, invierno y primavera y cambios abruptos en la década del 70 en todas las variables analizadas. En el río Salado no se detectaron tendencias significativas para el período 1939-2011. Mientras que en el caudal de otoño se identificó un salto negativo en 1953 y en los caudales de invierno y primavera un incremento del caudal en la década del 70.

El régimen fluvial en la cuenca del río Grande es nival puro, el caudal de primavera es el que presenta el mayor valor, ver tabla 1. Ninguno de los sitios posee tendencia significativa. En la estación La Estrechura el caudal de invierno presenta un salto en 1990.

El río Barrancas se une con el Grande y dan origen al Colorado. Durante el período 1960-2011 se encontraron tendencias positivas en el caudal de otoño e invierno y cambios abruptos en la década de 70 en las mismas variables y también en el caudal de verano.

En concordancia con las tendencias crecientes de los caudales en la región COA, fueron detectadas tendencias crecientes tanto en la temperatura, como en la precipitación anual el período 1950-2010 siendo mayores en ambos casos en el período estival (SAyDS, 2015). Por su parte, Masiokas et al., (2006) reportaron una tendencia positiva, aunque no significativa del equivalente agua-nieve del período 1951-2008. Por otro lado, parte de esta tendencia en los caudales podría deberse a la retracción de los cuerpos de hielo en los Andes Centrales, reportado por varios autores (Espizúa, 1986; Ferri Hidalgo et al., 2006; Leiva et al., 2007; Espizúa y Pitte, 2009). Por otro lado, el incremento del caudal de invierno puede ser producto de la elevación de la isoterma de 0°C durante el período invernal (SAyDS, 2015).

En los ríos en la región SOA el año hidrológico es de abril a marzo con dos máximos anuales, uno de ellos en los meses de junio/julio producto de las precipitaciones invernales y el otro en octubre/noviembre producto de la fusión nivo-glaciar, por consiguiente los caudales de invierno y primavera son los más altos, ver tabla 1. En el caso de la cuenca del río Santa Cruz el año hidrológico corre de setiembre a agosto con máximo en marzo.

En la cuenca del río Neuquén en el río Nahueve (1974-2011) se encontró una tendencia negativa del caudal de primavera. En el río Neuquén en la estación Paso de Indios (1909-2011) se detectó un salto negativo en el año 1953 el caudal de verano y un incremento en el año 1987 en el caudal de primavera.

En el río Limay se encontraron tendencias negativas en los caudales de verano, otoño y primavera. También cambios abruptos negativos en la década del 50 en el caudal de verano y otoño.

En la cuenca del río Manso, en el río homónimo (1946-2011) y en el río Epuyén (1951-2011), se encontraron tendencias negativas en el caudal de verano, así como también cambios abruptos negativos en la década del 70. Similares resultado se encontraron en la cuenca del río Futaleufú (1957-2011).

Las tendencias negativas de caudal en la región SOA, se encuentran en concordancia con el incremento significativo de la temperatura y un decrecimiento de la precipitación en el período 1912-2002, reportado para la Patagonia norte entre los 38-45° S (Masiokas et al., 2008). Para el período 1950-2000, también se encuentra que la precipitación presenta una tendencia negativa (Aravena y Luckman, 2009; Garreaud et al., 2013). La disminución de la precipitación en la región de la Patagonia norte y centro, se asocia a la fase positiva de la oscilación antártica (Aravena y Luckman, 2009), dado que el desplazamiento hacia el sur del cinturón de baja presión sub-polar genera una disminución en la cantidad de ciclones o centros de baja presión sobre el hemisferio sur, ocasionando una disminución en las lluvias de la región patagónica.

Los cambios abruptos detectados durante la década del 70 en las distintas variables de caudal también fueron detectados en las variables temperatura y precipitación por diversos autores (Compagnucci et al., 2002; Agosta y Compagnucci, 2012; Agosta, 2013). Estos cambios responden al establecimiento de una circulación anticiclónica anómala sobre el extremo sur del sur de Sudamérica y a un abrupto debilitamiento del anticiclón del Pacífico subtropical (Jacques-Coper y Garreaud, 2015).

A diferencia de los demás ríos de la región SOA, en el río Santa Cruz se detectó una tendencia positiva en el caudal de invierno y un cambio abrupto positivo en el caudal de

verano en 1975. Las tendencias positivas en la cuenca del río Santa Cruz son consistentes con el aumento de la precipitación al sur de los 50° S, reportada por Garreaud et al., (2013). Además, se conoce la importante retracción de los glaciares en la región (Masiokas et al., 2015; Falaschi et al., 2016).



Figura 2: Distribución espacial de tendencias (arriba) se muestra el coeficiente de tendencia B en m³/s y cambios abruptos (abajo) se muestra el año de cambio, en ambos casos el año de registro empleado en cada sitio es el mismo mostrado en la tabla 1.

Correlaciones de las variables hidrológicas con índices climáticos

El índice PDO se correlaciona significativa y positivamente con las cuatro variables de caudal de las regiones NOA y COA, a excepción del río Bermejo que no presenta
relación con el caudal de primavera. Los sitios de la región SOA particularmente aquellos de las cuencas del río Manso y Chubut, se correlacionan de manera negativa. El río Neuquén presenta correlación positiva con el caudal de primavera y el río Santa Cruz también tiene correlación positiva pero con el caudal de verano. Los caudales de otoño e invierno no presentan relación con el índice PDO en la región SOA (ver figura 3).

La fase positiva de la PDO que se dio entre los años 1977 y 1999, coincide con los saltos positivos encontrados en la década del 70 en las regiones NOA y COA y coincidentes con las correlaciones encontradas, es decir que, durante la fase positiva del índice los caudales de estas regiones se encuentran por encima de la media. La reducción del caudal, en las cuencas de la región SOA, se vincula con la Oscilación Decenal del Pacífico; la fase positiva del índice se asocia a caudales por debajo de la media, habiéndose identificado una relación inversa entre el caudal de verano y el índice de la PDO.

La única relación significativa en el río Bermejo con la TSM 3.4 es con el caudal de primavera. En la cuenca del río Lules no se encontraron correlaciones significativas entre las variables de caudal y la TSM 3.4. Los sitios de la región de COA y SOA se correlacionan positiva y significativamente, los coeficientes de correlación se encuentran entre 0,20 y 0,50. En las cuencas de los ríos San Juan, Mendoza, Tunuyán y Diamante, no se encuentra una conexión entre el caudal de invierno y las variables de TSM 3.4, lo cual indica que el forzante que gobierna los caudales invernales es principalmente térmico y no pluvial. Mientras que si se observa esta relación con las cuencas al sur de los 35°S.

No se encuentra una conexión entre los caudales de la región de Cuyo al norte de la cuenca del río Atuel y el índice SAM, lo cual permite establecer un límite geográfico de la influencia de las anomalías de circulación Antártica sobre variables asociadas a los caudales de los ríos andinos. En las cuencas del río Atuel, Grande y Colorado, se encuentra una relación inversa entre éste índice y los caudales de verano, otoño y primavera. La fase positiva de este índice implica, que los vientos del oeste se contraen hacia la Antártida, es decir, se intensifican en las latitudes altas, lo que provoca precipitaciones inferiores a la media (Romero et al., 2014) y en consecuencia los caudales son inferiores.

Las tendencias negativas de los caudales de la región norte y centro de la Patagonia, se asocian a una relación inversa con el índice de oscilación Antártica, es decir, durante la fase positiva del índice los caudales son bajos. Dicha relación entre los caudales y la oscilación Antártica fue reportada por Mundo et al., (2012) en la cuenca del río Neuquén y por Lara et al., (2007) en la cuenca del río Puelo.



Figura 3: Correlaciones de los caudales estacionales con índices climáticos. PDO (arriba), TSM 3.4 (medio) y SAM (abajo).

CONCLUSIONES

Es importante recordar que la detección de tendencias depende del período de análisis utilizado. El presente estudio no se realiza sobre un período de base común, por lo que las diferencias encontradas entre los distintos sitios de aforo analizados en principio pueden deberse a la diferencia en la longitud de los registros empleados. A pesar de

ello, fue posible identificar un patrón de comportamiento regional. Las tendencias positivas de caudal se encuentran en las cuencas al norte de los 35° S y al sur de esta latitud las mismas son principalmente negativas. También se encuentra un patrón similar respecto de la distribución espacial de los saltos positivos y negativos. En el NOA y centro oeste se encontraron saltos positivos en la década del 70. Mientras que en la Patagonia se encontraron saltos negativos en las décadas del 70, 80, 90.

La mayoría de las cuencas estudiadas tienen un bajo impacto antrópico, por lo que se sugiere que la falta de estacionariedad encontrada puede ser causada por fluctuaciones en la temperatura y precipitación, que tienen su origen en variaciones en los patrones de circulación océano-atmósfera. Los caudales de las regiones NOA y COA durante la fase positiva del índice PDO se encuentran por encima de la media, mientras que la situación inversa sucede con los caudales de la región SOA, éstos se encuentran por debajo de la media durante la fase positiva del índice. Existe una relación directa entre los caudales al sur de los 31°S y la TSM 3.4. Mientras que al sur de los 35°S existe una relación inversa entre los caudales de verano, otoño y primavera y el índice de oscilación antártica, es decir que durante la fase positiva del índice los caudales son inferiores a la media.

REFERENCIAS

- Agosta, E., y Compagnucci, R.H. Central-West Argentina Summer Precipitation Variability and Atmospheric Teleconnections. American Meteorological Society. 25:1657-1677 (2012).
- Agosta, E.A. The 18.6-year nodal tidal cycle and the bi-decadal precipitation oscillation over the plains to the east of subtropical Andes. South America. *International Journal of Climatology*, n/a–n/a. doi:10.1002/joc.3787 (2013).
- Aravena, J.C. y Luckman, B.H., Spatio-temporal rainfall patterns in southern South America, *Int. J. Climatol.* 29:2106–2120 (2009).
- Bruniard, E., Hidrografía. *Procesos y tipos de escurrimiento superficial*. Buenos Aires: CEYNE (1992).
- Celis, A., F., Ostuni, G., Kisilevsky, E., Schwartz, S., Fernández Bouzo, y Lopresti, L. Documento País: Riesgos de desastres en Argentina. CAPITULO 5: Cambio climático: variabilidad pasada y una prospectiva de las amenazas de acuerdo a los escenarios futuros. Cruz Roja Argentina, Centro Estudios Sociales y Ambientales. Buenos Aires (2009).
- Compagnucci, R.H., Agosta, E.A., y Vargas, W.M. Climatic change and quasi-oscillations in central-west Argentina summer precipitation: main features and coherent behavior with southern African region. *Climate Dynamics*. 18:421–435 (2002).
- Espizua, L.E. Fluctuations of the Rio del Plomo glaciers. Geografiska Annaler 68A (4): 317–327 (1986).
- Espizua, L.E. y Pitte, P. The Little Ice Age glacier advance in the Central Andes (35° S), Argentina (2009).
- Falaschi, D., Bolch, T., Rastener, P., Lenzano, M.G., Lenzano, L., Lo Vecchio, A., Moragues, S. Mass changes of alpine glaciers at the eastern margin of the northen and southern Patagonian icefields between 2000 and 2012. *Journal of Glaciology*. doi: 10.1017/jog.2016.136 (2016).
- Ferri Hidalgo, L., Espizua, L.E., Pitte, P. Glacier fluctuations at Cerro Tupungato. Reconstructing Past Regional Climate Variations in South America over the late Holocene: a New PAGES Initiative. *International Symposium. Abstracts.* Malargüe, Mendoza, p. 73 (2006).
- Garreaud, R.D., y Aceituno, P. Interannual Rainfall Variability over the South American Altiplano. American Meteorological Society. J. Climate. 14(12):2779-2789 (2001).
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle M., y Rojas, M. Large-scale control on the patagonian climate. *J. Climate*, 26(1):215–230 (2013).

- Hamed, K.H., y Rao, A.R. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. J. of *Hydrology*. 204(1-4):182–196 (1998).
- Hirsch, R., Snack J., y Smith, R. Techniques of Trend Analysis for Monthly Water Quality data. *Water Resources Research*, 18(1):107-121 (1982).
- Jacques-Coper M., y Garreaud R.D. Characterization of the 1970s climate shift in South America. *Int J. Climatol.* DOI: 10.1002/joc.4120 (2015).
- Lara, A., Villalba, R., Urrutia, R. A 400-year tree-ring record of the Puelo River summer–fall streamflow in the Valdivian Rainforest eco-region, Chile. *Climatic Change*. 86:331–356.
- Leiva, J.C., Cabrera, G., y Lenzano, L. 20 years of mass balances on the Pilotoglacier, Las Cuevas River basin, Mendoza, Argentina. Global and Planetary Change, 59:10-16 (2007).
- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., y Francis, R.C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78:1069–1079 (1997).
- Marshall, GJ. Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses. J. Climate16: 4134-4143.

http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<4134:Titsam>2.0.Co;2 (2003)

- Masiokas, M., Villalba, R., Luckman, B.H., Le Quesne C., y Aravena, J.C. Snowpack Variations in the Central Andes of Argentina and Chile , 1951 – 2005 : Large-Scale Atmospheric Influences and Implications for Water Resources in the Region. *Journal of Climate*. 19:6334–52 (2006).
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B.H., Lascano, M. E., Delgado, S., y Stepanek, P. 20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern Patagonia. *Global and Planetary Change*. 60:85–100. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.031 (2008).
- Masiokas, M., Delgado, S., Pitte, P., Berthier, E., Villalba, R., Svarka, P., Ruiz, L., Ukita, J., Yamanokuchi, T., Tadono, T., Marinsek, S., Couvreux, F., Zalazar, L. Inventory and recent changes of small glaciers on the northeast margin of the southern Patagonia icefield, Argentina. *Journal of Glaciology*. 61(227):511-523. doi: 10.3189/2015JoG14J094 (2015) DOI 10.1007/s10584-007-9287-7. # Springer Science + Business Media B.V (2007).
- Mundo, I.A., Masiokas, M.H., Villalba, R., Morales, M.S., Neukom R., Le Quesne, C., Urrutia, R.B., y Lara, A. Multi-century tree-ring based reconstruction of the Neuquén River streamflow, northern Patagonia, Argentina *Clim. Past.* (8) 815–829 (2012).
- Poblete, A.G. y Escudero, S.A. La sequia en los Andes Centrales y su repercusión en los ríos San Juan y Mendoza. *IV Congreso Nacional de Geografía. XI Jornadas cuyanas de* geografía. ISSN 2346-9698 (2013).
- Romero, P.E., Garbarini, E.M., y González, M.H. Características hídircas y climáticas del norte Patagónico. II Encuentro de investigadores en formación en Recursos Hídricos. INA. Ezeiza. Buenos Aires (2014).
- Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación (SAyDS). Tercera Comunicación Nacional de la República Argentina a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático. *Cambio climático en Argentina; tendencias y proyecciones*. Buenos Aires: Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación (2015).
- Trenberth, K.E. The definition of El Niño. Bulletin of the. American. Meteorological. Society. 78:2771-2777 (1997).
- Westmacott, J., y Burn, D. Climate Change Effects on the Hydrologic Regime within the Curchill Nelson River Basin. *Journal of Hydrology*. 202:263-279 (1997).

Yue S., y Wang, C.Y. The influence of serial correlation on the Mann-Whitney test for detecting a shift in median. *Advances in Water Resources*. 25:325–333 (2002).

GEOMORFOLOGIA Y DINAMICA DEL RIO NEGRO, PATAGONIA ARGENTINA

Longo A.C^a, Perillo G.M.E.^b, Moreiras S.M.^{a,c}

 ^a Geomorfología y Cuaternario, Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, CONICET Mendoza, ARGENTINA.
^b Instituto Argentino de Oceanografía, CONICET – UNS, Bahía Blanca, ARGENTINA.
^c. Departamento de Ing Agricola Facultad Cs Agrarias, UNCuyo.

e-mail: longoanaclara@gmail.com

RESUMEN

En este estudio se lleva a cabo un análisis espacio-temporal de las tres cuencas del río Negro: Alto Valle, Valle Medio y Valle Inferior, en base a la geomorfología y la dinámica física, climática e hidrológica. Los efectos de los procesos, tanto antrópicos como naturales, desarrollados en el Alto Valle y en el Valle Medio sobre la cuenca baja o Valle Inferior del río y su estuario, son estudiados aplicando diferentes tecnologías de campo y gabinete. Se detectan así significativas influencias en la cuenca del río Negro y sobre las características dominantes del Valle Inferior y su estuario, relacionadas a la dinámica de meandros, a la tectónica, y a las actividades antrópicas, como la regulación del caudal del río Negro a través de la regulación de sus afluentes, río Limay y Neuquén, o el ordenamiento territorial llevado adelante en las márgenes del río, paleofajas. En esta oportunidad se presenta la primera etapa del trabajo que se centra en el análisis espacio temporal del estuario inferior propiamente dicho y las influencias de estos diferentes factores sobre él. En primera instancia se hace un estudio de los parámetros morfométricos del río, con la correcta delimitación de la cuenca principal, y las tres subcuencas, redes, perfiles, curvaturas y pendientes que permiten la caracterización inician que serán expuestas en trabajos posteriores. Luego con el procesamiento (ArcGis, Saga y Global Mapper) de imágenes satelitales, aerofotografías, y cartografías se evidencia la evolución histórica del estuario inferior, desde 1935 a 2016, pudiendo así identificar y resaltar los cambios ocurridos en éste período. Se busca evidenciar y comprender en una primera etapa la dinámica fluvial y el comportamiento histórico del río Negro, en la Patagonia Argentina.

Palabras Claves: geomorfología, río Negro, dinámica fluvial, parámetros morfométricos fluviales.

INTRODUCCIÓN

La cuenca del río Negro es generalmente dividida en tres subcuencas: (a). Alto Valle del Río Negro que corresponde a la subcuenca superior, al Oeste, donde se encuentran entre otras ciudades, General Roca y Cipolletti como las más representativas en población y actividades antrópicas; (b) el Valle Medio que corresponde a la cuenca media, centrado en la ciudad de Choele Choel, donde se destaca la isla de mayor superficie sobre el río; y (c) el Valle Inferior o subcuenca baja con Viedma como ciudad más importante de esta región. Desde la confluencia del río Limay y el río Neuquén, sus únicos tributarios,

cerca de la moderna ciudad de Neuquén (254,25 m.s.n.m), el río Negro fluye hacia el Este para curvarse ligeramente hacia el Sureste, cerca de la ciudad de Choele Choel y continúa hacia dicha dirección hasta su desembocadura en el Océano Atlántico cerca de la ciudad de Viedma (Luchsinger, 2006), lugar donde centraremos esta etapa del trabajo y del cual se presentaran algunas conclusiones preliminares. Es en esta confluencia que la meseta se erosiona a una profundidad de 200 metros en el punto más profundo del valle (Soldano, 1947), y es aguas abajo, donde la meseta y la superficie de los depósitos de valle difieren entre 25-50 m. (Angulo et al., 1979).

El "Nilo Argentino", como ha sido llamado este río, tanto por el fenómeno de sus crecientes inundaciones periódicas como también por su significado como productor de riquezas agrícolas, tiene desde la confluencia hasta la costa Atlántica un largo de 636 km, pero como la distancia directa entre estos puntos es de solo 527 km, corresponden más de 100 km a las curvas y meandros tan frecuentes sobre su curso. En término medio su ancho es de 200 m y su profundidad varía entre 1,5 y 7 m. (Windhausen, 1922).

El río Negro desarrolla un estuario de planicie costera, donde la carga sedimentaria provista por los ríos es relativamente pequeña cuando se compara con las fuerzas dinámicas que redistribuyen el material (Bokuniewicz, 1995; Piccolo y Perillo, 1997, 1999), basado en la clasificación propuesta por Perillo (1995). Se observa dos bancos situados a ambos lados del canal de descarga del río Negro (Figura 1), el Banco San Miguel que se desarrolla hacia el oeste del canal principal y el Banco La Hoya hacia el este del mismo (del Rio et al, 1991). La amplitud media de las mareas en la boca es de 3,35 m y 2,44 m en sicigias y cuadraturas, respectivamente (SHN, 1993).

La influencia de estas mareas puede ser detectada en San Javier a unos 66 km de la costa. El tramo final del río Negro posee un ancho medio de aproximadamente 1 km sobre el valle del orden de 12 km y profundidades que varían entre 5 y 10m (Soldano (1947) en Piccolo y Perillo, 1997).

MÉTODOS O DESARROLLO EXPERIMENTAL

Se realizó un estudio de zona preliminar con la información brindada, a través de entrevistas, por los representantes de las distintas entidades de control de la cuenca del río Negro; Dirección Provincial de Aguas (DPA), Autoridad Interjurisdiccional de las Cuencas de los ríos Limay, Neuquén y Negro (AIC), Prefectura de Patagones, Instituto de Desarrollo del Valle Inferior del río Negro (INDEVI - CEMAT), Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria del Valle Inferior del río Negro (INTA), Ministerio de Agricultura, Ganadería y Pesca, y la Secretaria de Medio Ambiente, Organismo Regulador de Seguridad de Presas (ORSEP). Como respuesta a esto se decide centrar el estuario en esta primera etapa en la geomorfología del estuario inferior del río Negro. Se obtuvo información valiosa para su definición histórica, imágenes y fotos de años anteriores y posteriores a la construcción de las presas que controlan el caudal del río, fotos e imágenes del estuario desde 1935 a la actualidad.

Se digitaliza y expone el sistema estuario inferior desde el punto de vista de movilización de bancos en el año 1935, 1936, 1974 y 1986 (Figura 3) en base a publicación de del Río et al (1991). Luego el mismo proceso realizado en Cartografía de 1972 realizada por la Subsecretaria de Recursos Hídricos y proporcionada por Prefectura (Figura 2); en imagen Aerofotográfica de 1959 tomada por la Base Aérea Puerto Belgrano del Servicio de Hidrografía Naval (SHN) y proporcionada por el

INDEVI (Figura 4). Finalmente para la determinación de cambios morfológicos en el estuario del río Negro se llevó adelante un relevamiento y análisis cartográfico del área



de estudio a través de imágenes Landsat 5, 7 y 8, SPOT y MODIS, junto a las fotos e imágenes históricas 1997. de 2004 y 2016. de GoogleMaps (Figura 5). Estas fueron incorporadas a Sistemas de Información Geográfica, para su procesamiento.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Evolución del estuario con la

construcción de diques

Los estuario son sistemas morfológicos y sedimentarios fundamentalmente dominados por la influencia marina (...) son sistemas transgresivos, donde no presentan gran avance en el mar, sino sobre un valle anegado por el mar (Fort et al., 2015). Un estuario es un cuerpo semicerrado de aguas costero que se extiende hasta el límite efectivo de la influencia de las mareas, dentro del cual, el agua de mar ingresa por una o más conexiones con el mar abierto o cualquier otro cuerpo costero de agua salina, es significativamente diluida por agua dulce derivada del drenaje terrestre, y puede sustentar especies biológicas eurihalinas por una parte o la totalidad de su ciclo de vida Perillo (1992, 1995).

En 1972 se pusieron en marcha los primeros diques que ejercen control sobre la



erogación del caudal que caracteriza hoy al río Negro. Estos fueron los diques Presa Portezuelo Grande sobre río Neuquén y Presa El Chocón sobre río Limay (ORDEP, 2016). SRH (1972) relevó el estuario inferior en ese mismo año (Figura 2.) en donde se observa los bancos San Miguel y La Hova en la boca del estuario, así como se destaca claramente el principal y un canal marginal hacia el Noreste bien definido, con

ausencia total de un canal marginal hacia el Suroeste. Posterior a estos primeros diques, se ponen en marcha la Central Planicie Banderita en 1977 y la Presa Compensadora El Chañar en 1979, ambos sobre el río Neuquén. Por último ya hacia 1983, se construye la Presa Compensadora Arroyito sobre río Limay (ORSEP, 2016).

En el mismo año y dos años posteriores al inicio de la actividad de las primeras presas, se detecta una modificación de los bancos San Miguel y La Hoya. La marcada disminución de los bancos de sedimentos en 1974 dio paso a un mayor desarrollo de los canales marginales del estuario, y se sigue observando banco fluvial (Figura 3.). En los siguientes años, hacia 1986 se denota un desarrollo de bancos similares e incluso

mayores a los establecidos por el caudal, por amplitud de marea meso-macromareal y por el transporte de sedimentos y deriva litoral en los años '30, donde se ve la unión de los bancos fluviales a los costeros San Miguel y La Hoya, con dinámica de aproximación a la costa, y consiguiente disminución de los canales. La digitalización del estuario inferior en Diciembre de 1959 en base a fotografía aérea del SHN (Figura 4), permite identificar un comportamiento diferente de los Banco San Miguel y La Hoya. En primer lugar ambos manifiestan la misma inestabilidad en su tamaño que se observó hacia diciembre de 1974. El banco La Hoya presenta la geomorfología que le da su nombre, con el extremo norte liberado de la costa, y el cuerpo hacia el noreste



alejándose de la boca. desplazando así el canal principal del río en esta misma dirección V eliminando el canal marginal norte. En cuanto al banco San Miguel, se observa de aún menor tamaño 1974. que en aunque en la misma posición. Éste deja el desarrollo de un canal marginal sur de gran amplitud, y el paso norte del canal principal acompañando al banco La

Hoya. Se nota la ausencia total de bancos fluviales.

Comportamiento del estuario período posterior a los diques

Ya alejándonos de los tiempos de inicio de actividad de los diferentes diques, y habiendo pasado un tiempo prudente de estabilidad de la dinámica referida al accionar de éstos sobre la geomorfología del río y su estuario, se digitalizaron las imágenes de 1997, 2004 y 2016. En donde se observa que la descarga del río Negro dirige al Sur en 1997 (Figura 5) a razón de la disposición de los cuerpos de sedimentos pertenecientes a los bancos San Miguel y La Hoya. Es en Diciembre de 2004 que observamos un importante crecimiento del banco fluvial y los bancos costeros San Miguel y La Hoya. En este año se observa al banco La Hoya unido en los extremos tanto oeste como este con la margen sur de la provincia de Buenos Aires, viéndose integrado a ésta y dejando a la vista una pequeña laguna costera. En cuento al banco San Miguel, se lo reconoce conformado por más de un cuerpo de sedimento y el de mayor volumen unido totalmente a la costa sureste de la provincia de Río Negro. Surgen así más de un canal marginal, un sistema entrelazado de islas que les dan lugar. El canal principal del río en esta imagen se ve completo y derivada su descarga al Este.

Como se puede evidenciar en la Figura 5, el canal principal de descarga del río Negro se ve totalmente liberado de bancos o islas de sedimentos que modifiquen su flujo en diciembre de 2016, existe una modificación en la geomorfología de costa. Es una situación similar al año 1959, la geoforma de costa, el flujo del canal principal, la unión

del canal de La Hoya a la costa y la falta de isla de sedimentos que conforman el banco San Miguel hacen destacar un cambio significativo en las condiciones del estuario inferior del río Negro, y a su vez surge la idea de ciclos en su comportamiento.

La cuenca del río Negro como la conocemos hoy se divide en tres subcuencas, siendo la inferior o también conocida como Valle Inferior del río Negro, la que desemboca a través de un estuario de planicie costera al Océano Atlántico. Éste sector del río no presenta, aparentemente, independencia de las condiciones que se presentan en las cuencas media y alta. Las condiciones naturales del sistema como así las actividades antrópicas, como la construcción de diques unidas a las características del sistema de costa, mareas, aportes de sedimentos litorales, etc; son las que de alguna manera controlan y dan razón a la dinámica de bancos de sedimentos en la boca del estuario.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en este trabajo permiten aproximar conocimiento a la condición geomorfológica y los cambios registrados en el estuario del río Negro en los últimos ochenta años aproximadamente.

Se resalta la respuesta de la dinámica de estuario unida al comportamiento de las cuencas altas y media del río Negro y al mismo tiempo la interacción de estas con la influencia del mar abierto, y su intrusión en el valle fluvial. Si bien hablamos de un estuario de planicie costera donde la mayor influencia es marina, se observan cambios ligados a modificaciones antrópicas de los valles del río Negro.

En la dinámica de los bancos costeros San Miguel y La Hoya vemos la unión de éstos a la costa y a su vez la dinámica de unión de islas formadoras de los mismos. Debido esto al aporte de sedimentos litorales provenientes de la erosión de la costa río negrina para su transporte por deriva hacia la costa bonaerense. El recorrido de los bancos mencionados se ve modificada por la descarga del río que ejerce impacto netamente hidrodinámico con un caudal disminuido por control antrópico con consecuencias de un mayor empuje por deriva hacia el noreste y la disminución de aporte de sedimentos fluviales. Se supone, bajo estas condiciones, constitución de sedimentos formadores de bancos mayormente provenientes de erosión de costa.

Si bien se sabe de una influencia fluvial y con esta una acción dinámica de las actividades antrópicas sobre la geomorfología de la boca del rio, se debe destacar el comportamiento cíclico de tendencia de perdida de bancos costero, resaltando esta observación hacia el año 2016, con la unión total de sedimentos a la costa bonaerense que demuestra una dominancia de deriva desde el suroeste al noreste.

REFERENCIAS

- Angulo R. J., Balmaceda N. A., Cafone M.A. y Laya H. 1979. Estudios de clima, geomorfología, suelos, vegetación y erosion de la zona del área correspondiente a la Hoja Topográfica. In 39L, pp. 11-93, Cubanea-San Javier (RN). Cic. Río Negro.
- del Rio J.L., Colado U.R. y Gaído, E.S. 1991. Estabilidad y dinámica del delta de reflujo de la boca del río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46:325-332.
- Fort M., Bétard F., Arnaud-Fassetta G., 2015. *Géomorphologie dynamique et environnement*. Dunod Editeur, Paris, France. ISBN 987-2-200-24623-5.

- Luchsinger, H.M. 2006. The late quaternary landscape history of the middle Río Negro Valley, Northern Patagonia, Argentina: Its impact on reservation of the archeological record and influence on late Holocene human settlement patterns. A dessertatition Texas A&M University.
- Organismo Regulador de Seguridad de Presas, 2016. Regional Comahue. Buenos Aires, Argentina.
- Perillo, G.M.E. 1995. Definition and geomorphologic classifications of estuaries. Elsevier Pub. Co., Ámsterdam. 17-46.
- Piccolo, M.C. y Perillo, G.M.E. 1997. Geomorfologia e hidrografía de los estuarios. El mar argentino y sus recursos pesqueros, 1:133-161. Ed. Boschi. Mar del Plata, Argentina.
- Piccolo, M.C. and Perillo, G.M.E., 1999. The argentina estuaries: a review. In Perillo, G.M.E., Piccolo, M.C. And Pino-Quivita, M. (eds.). *Estuaries of South America*: their geomorphology and dynamics. Berlin: springer-verlag. Chap. 6, p. 101-132
- Servicio de Hidrología Naval, 1972. Estudio de navegabilidad del Río Negro. Ministerio de Defensa.
- Soldano, F.A. 1947. Régimen y aprovechamiento de la red fluvial argentina, Parte II: río de la región árida y de la meseta patagónica. Ed. Cimera, Buenos Aires.
- Windhausen, A. 1922. *Estudios geológicos en el Valle Superior del Río N*egro. Buenos Aires. Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección general de minas, geología e hidrología.

MULTI-DISCIPLINARY CONTRIBUTION TO METAL EXPLORATION IN THE JAURU TERRANE, SOUTHWEST AMAZON CRATON

Louro V. H. A.^a, Mantovani M. S. M.^a, Ribeiro V. B.^b

^aLaboratório de Geofísica da Litosfera - GEOLIT, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, BRAZIL ^b Universidade Federal de Pernambuco, BRAZIL

e-mail: vilouro@hotmail.com

ABSTRACT

The Jauru terrane, southwest Amazon Craton, is a Paleoproterozoic accretionary terrane divided on three belts: Jauru, Araputanga and Cabaçal. The compressive setting that united these belts resulted in sequential subduction events observed by the presence the Cachoeirinha and the Santa Helena orogens. This compressive subduction-related setting created adequate environments for metal mineralization as Au, Cu, Ni and Zn. Geophysical, geochemical and isotope data were used to evaluate the region tectonically, locating known and potential exploration zones, the type of mineralization, and modelling geophysical the target zones using all data available as constraints. Magnetic and gravity fields were mainly used for the modelling and tectonic assessment, showing 5 to 10 km wide outcropping and non-outcropping mafic intrusions intercalated with major felsic to intermediate granitic suites. These models corroborated with the main northwest-southwest trends and tectonic lineaments that characterize the terrane. Gamma-ray spectrometry was used to evaluate outcrops and hydrothermally altered zones, evidencing known and possible sources for Au, Cu, Ni and Zn exploration. Major and trace elements geochemistry, along with minor Nd-Sr analyses, showed magma patterns and tectonic environments related to the evolution of a terrane in a compressive setting. The chemical data indicated trends of large batholiths of juvenile magma interspersed with lightly enriched MORB-like mafic intrusions. A model for the evolution of the Jauru terrane, based on the described data, links the characteristics and tectonic environment of the located intrusions with targets for brownfield and greenfield exploration.

Keywords: Amazon Craton, Potential Field Methods, Gamma-ray Spectrometry, Geochemistry, Mineral Exploration.

INTRODUCTION

For decades, the Amazon Craton has been explored for metals. Carajás, Alta Floresta, Madeira are well-known examples of the exploratory potential of the Amazon Craton for iron, Au, Cu, Mn, among others. The southwest of the craton is mainly represented by the Rondônia-Juruena and Rondônian-San Ignácio igneous provinces, where the Jauru terrane is located. The evolution of the paleo- to Mesoproterozoic Jauru terrane counted with successive episodes of magmatism, all related to a predominant compressive setting that marked the formation of the craton.

This paper presents multidisciplinary results over the structures that compose the Jauru terrane, focusing on the tectonic role in the formation of the main local mineral deposits. The geophysical data has the main role in this study, and it is supported by geochemical and isotope data.

REGIONAL GEOLOGY

The Amazon Craton is divisible into six geochronological provinces: Central Amazon, including the stable Archean nuclei of the craton, and the Proterozoic provinces Maroni-Itacaiúnas, Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena, Rondonian-San Ignácio and Sunsás-Aguapeí (Tassinari C.C.G. and Macambira M.J.B., 1999; Teixeira et al, 2010). The southern portion of the Rio Negro-Juruena (1.78 - 1.55 Ga) province holds the Jauru Terrane (1.78 - 1.40 Ga), comprised by Paleoproterozoic basement rocks, and by the Mesoproterozoic Cachoeirinha and Santa Helena orogens (see Fig. 1b) (Bettencourt et al, 2010).



Fig. 1 – Southwest of the Rio Negro-Juruena and Rondonian-San Ignácio provinces of the Amazon Craton (Bettencourt et al, 2010). The boxes refer to the areas of (C) the Cabaçal Cu-Zn-Au deposit, (FB) Figueira Branca mafic-ultramafic suite, (PL) Pontes e Lacerda gold deposits, and (ML) Morro do Leme nickel deposit.

Cordani et al, 2010 report a long-term soft-accretion regime in the southwest of the Amazon Craton, with the coherent geochronological and tectonic patterns. This regime produced numerous magmatic arcs and related magmatism until the late Mesoproterozoic. Ruiz, A.S., 2005 associates the Jauru Terrane with the Rio Negro-Juruena Province. The terrane comprehended by the Alto Jauru Group and the Alto Guaporé Metamorphic Complex (see Fig. 1b) (Matos et al, 2009; Souza et al, 2009). The Alto Jauru Group (1760 to 1720 Ma) (Monteiro et al, 1986; Bettencourt et al, 2010)

comprises gneiss, migmatites and three meta-volcanosedimentary sequences: Cabaçal, Araputanga and Jauru. The Alto Guaporé Metamorphic Complex (1790 to 1740 Ma) (Menezes et al, 1993) is characterized by granodioritic to tonalitic orthogneiss intruded into supracrustal volcanosedimentary sequences, with all metamorphosed to greenschist or amphibolite facies (Bettencourt et al, 2010).

During the evolution of the Rondonian-San Ignácio Province, the Jauru Terrane was modified by the compressional tectonics originated by the closure of an ocean evidenced by the Guaporé suture and the collision of the Paraguá terrane (Rizzotto et al, 2013) (see Fig. 1). The compressional tectonics and the slab subduction related with the closure of the ocean were respectively responsible for the magmatism that formed the Cachoeirinha (1587 to 1522 Ma) and Santa Helena (1485 to 1425 Ma) orogens (Geraldes et al, 2001) intruded in the Alto Jauru Group.

The Cachoeirinha orogen is composed by the Alvorada (1.53 to 1.44 Ga) and Santa Cruz (1.56 to 1.52 Ga) intrusive suites. These suites are represented by granite, tonalite, granodiorite and gneissic migmatite (Geraldes et al, 2001), and show an Andean-type arc signature with ε Nd(t) values varying from -1.3 to +2.0 and TDM ages of 1.9 to 1.7 Ga (Geraldes et al, 2001, Bettencourt et al, 2010). The Santa Helena orogen comprises the Santa Helena (1.44 to 1.42 Ga), the Pindaituba (1.46 to 1.42 Ga) and the Água Clara (1.44 to 1.42 Ga) (Ruiz, 2005). The intrusive suites of the Santa Helena Orogen are mostly made of monzonites, granodiorites and tonalites in an oceanic-continental arc setting evidenced by ε Nd(t) values varying from +1.0 to +4.0 and TDM ages of 1.8 to 1.5 Ga (Geraldes et al, 2001, Ruiz, 2005).

RESULTS AND DISCUSSION

The Jauru terrane was assessed in accordance with three belts: the Cabaçal, in the east, the central Araputanga, and the westernmost Santa Helena belt. The geophysical data was composed by airborne-collected magnetic field (see Fig. 2) and gamma-ray spectrometry (see Fig. 3). The north-south-oriented surveys were performed by the Brazilian Geological Service (CPRM) between the years of 2006 and 2008. The terrain clearance was maintained at 100 m from the ground, with measurements being taken at approximately 7.8 m for the magnetic field, and 78 m for the gamma-ray emissions. The north-south line spacing was 500 m, whereas the east-west tie lines were spaced at 10000 m. The airborne survey was processed by LASA Prospecções S/A and Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas.



Fig. 2 – Magnetic field map of the southwest Amazon Craton.



Fig. 3 – Gamma-ray emission map of the southwest Amazon Craton.

Four of the most prominent structures and deposits of the Jauru Terrane were studied and their results summarized in the next topics. From southeast to northwest, accompanying the overall trend of lineaments of the Jauru Terrane and the Amazon Craton, the structures are the Cabaçal Cu-Zn-Au deposit, the Figueira Branca suite, the Pontes e Lacerda Au-mines and the Morro do Leme nickel deposit.

Cabaçal Cu-Zn-Au Deposit

The first area of interest in this work is in the Cabaçal belt (eastern Alto Jauru Group), which hosts the Rio Branco bimodal suite. The Rio Branco suite composes a metavolcano-sedimentary set of rocks, counting with tonalite to granodiorite intrusions and mafic dykes (see Fig. 4a) (Pinho et al, 1997). The Cabaçal Cu-Zn-Au deposit (Pinho et al, 1997; Ribeiro V.B. and Mantovani M.S.M., 2016) is suggested as a volcanogenic-related deposit hosted by the Manuel Leme formation, Alto Jauru Group. Microprobe analyses in Au inclusions indicate average concentrations of Au = 71,34%, Ag = 23,27%, Hg = 0,04% e Bi = 0,45% (Pinho et al, 1997).



Fig. 4 – (a) Geology of the Cabaçal deposit (Monteiro et al, 1986, and Pinho et al, 1997), (b) magnetic field map, (c) gamma-ray emissions, and (d) the susceptibility models of the Cabaçal tonalite proposed by Ribeiro V.B. and Mantovani M.S.M., 2016. The black lines in (b) and (c) refer to the interpreted magnetic lineaments of the area.

Pinho et al, 1997 propose a three-staged deformation over the host-rock, what caused local sulphide remobilization and Au-Ag enrichment. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ^{18} O and δ^{13} C data suggest hydrothermal alteration in the Cabaçal mine due to hydrothermal centres, of which generated sericitization, chloritization and silicification alterations at different stages (Pinho F.E.C. and Fyfe W.S, 1999). Biondi J.C., 2003 points out the Cabaçal deposit as a volcanogenic-hosted massive sulphide (VHMS), with a Mount Gibson Area-type of Au-remineralization. Pinho et al, 1997 suggests two main mineralization events: one event syngenetic with the extrusion of MORBs of the Alto Jauru Group and one posterior event, related with the shearing zones cross-cutting the deposit area.

Ribeiro V.B. and Mantovani M.S.M., 2016 used magnetic (see Fig. 4b) field data to model anomalies coincident with a gabbro dyke in the Cabaçal area. This model associates the formation of the Cabaçal deposit to the gabbro dike (see Fig. 4c). Gamma-ray emissions indicate low eTh/K ratios (see Fig. 4d) (Ribeiro V.B. and Mantovani M.S.M., 2016), agreeing with the hydrothermal alteration proposed by Pinho F.E.C. and Fyfe W.S, 1999. Based on the known relation between the hydrothermal fluids and mineral mobilization in this specific deposit, Ribeiro V.B. and Mantovani M.S.M., 2016 suggest a possible new target for exploration.

The magnetic lineaments in the reflect the contact between the Cabaçal tonalite and the Manuel Leme formation (see Fig. 4a). Franke N.D. and Osborne G.A., 1988 and Biondi J.C., 2003 suggest a division of the mineralized region in three units: upper and lower mineralized regions, and the basal acid meta tuffs and metamorphosed porphyritic acid lavas. The lower mineralized region is suggested to have been formed during the low angle shear in basal region. This shearing served as conduct to hydrothermal fluids removed from the basal unit and later deposited in the shallower horizons. The lineaments seen in the magnetic data support the existence of this shearing area (see Fig. 4b).

Figueira Branca Mafic-Ultramafic Suite

To the west of the Cabaçal deposit lies the Figueira Branca Suite. This suite is a layered mafic-ultramafic complex, dated at 1425 Ma U-Pb (SHRIMP in zircons), intruded into the Alto Jauru meta-volcanosedimentary group and adjacent to intermediary granites from the Santa Helena Orogen (Fig. 5a). The layered complex is composed from bottom to top of dunite, pyroxenite, gabbro-norite, anorthosite, thin layers of troctolite, and olivine-gabbro (Teixeira et al, 2011). Nunes N.S.d.V., 2000a reports Cu-Zn anomalies and more expressive Au (2977 ppb), Pt (199 ppb) and Pd (13 ppb) concentrations.

Teixeira et al, 2011 present U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and Ar-Ar analyses over samples of the suite. The composition of Nd-Sr isotopes indicates a predominantly juvenile source ($\epsilon_{Nd(1.42 \text{ Ga})}$ values from +3.0 to +4.7 and $\epsilon_{Sr(1.42 \text{ Ga})}$ values from -39.1 to -8.1), whereas the Ar-Ar isotopes show that there was low-grade episodes of metamorphism after the crystallization of the suite. Louro et al, 2017 complement these data with major and trace element analyses. Trace elements concentrations suggest that the parental magma of the Figueira Branca Suite is associated with metasomatic processes of subduction zones.



Fig. 5 – (a) Geology of the Figueira Branca Suite area (Nunes, 2000a; Saes et al, 1984; Teixeira et al, 2011), (b) magnetic field map, (c) gamma-ray emissions map, and (d) integrated data models (Louro et al, 2017). The black lines in (b) and (c) refer to the interpreted magnetic lineaments of the area.

Louro et al., 2017 use magnetic and gravity fields and gamma-ray to investigate the physical characteristics of the suite. The four magnetic anomalies with reverse polarization in the area are successfully associated with the suite (Fig. 5b). All of them present low counts of K, eTh and eU as it is expected for mafic-ultramafic bodies (Fig. 5c) (Dickson B.L. and Scott K.M. 1997). Louro et al. (2017) present 3D models for the

four intrusions, which showed average magnetic susceptibility of 0.06 and average density of 2.93 g/cm³. The models show elongated sill-shaped bodies, 8 km long, and oriented in northwest-southeast direction (Fig. 5d). The alignment of the bodies is perpendicular to the direction of accretion of the terranes in southwest Amazon Craton and parallel to regional shear zones. The suite is located to east-northeast of the orogen and paleo-subduction zone that generated the Santa Helena orogen, marked by the Piratininga and Caramujo shear zones (Fig. 1).

The location of the Figueira Branca intrusions, adjacent to the slightly older Santa Helena orogen (1480 to 1420 Ma), together with multi-disciplinary data suggest that the magmatism that generated the Figueira Branca Suite happened due to a back-arc extension of the Jauru Terrane in the end of the Santa Helena orogeny. The Neoproterozoic reactivation of the shear zones, evidenced in the magnetic lineaments, are the most reasonable explanation for the presence of Au, Pt and Pd occurrences in the area, and therefore, the points of interest for further exploration.

Pontes e Lacerda

Further to the west of the Figueira Branca suite are the most prominent gold occurrences of the Jauru Terrane (Fig. 1). The Pontes e Lacerda region, in the western limit of the Jauru Terrane, hosts more than 20 gold deposits (Fig. 6a) (Geraldes et al 1997). They are distributed along more than 200 km long in northwest-southeast shear belt originated during the Middle Proterozoic Aguapeí-Sunsás tectonic event. Mining companies estimate the gold reserves in ca. 18 t. The gold deposits occur in the Aguapeí Group, composed by metasandstones, metaconglomerates and subordinated metassilities overlaid by metapelites (Figueiredo et al, 1974). Based on Pb-Pb ratios, Geraldes et al. (1997) suggest that the ore deposit was deposited by hydrothermal solutions with influence of ultramafic basement, which deep solutions originated during a Neoproterozoic regional metamorphism.



Fig. 6 – (a) Geological map of Pontes e Lacerda area (Geraldes et al, 1997), (b) magnetic field map, and (c) gamma-ray emissions. The black lines in (b) and (c) refer to the interpreted magnetic lineaments of the area.

As in Cabaçal and Figueira Branca cases, younger shearing and deformation are suggested as the main causes for ore deposition through remobilization of hydrothermal fluids. Geraldes et al. (1997) report ages of 927 to 908 Ma (Ar-Ar in sericite) for the mineralization. Magnetic lineaments can be used as proxies for shearing zones and faulting, especially in cases when these structures acted as conduits of hydrothermal fluids migration. Fig. 6b shows the magnetic field and lineaments of Pontes e Lacerda area. Approximately northwest-southeast lineaments pass through the area of the Au deposits in Pontes e Lacerda (see Figs. 6b and c), especially over the K, eU and eTh anomalies. These anomalies have coincident locations with the low amplitude magnetic anomalies (up to 43 nT, see Fig. 6b), suggesting non-mapped outcrops in the area (see Fig. 6a). The Au deposits are concentrated in Th and U-rich areas counting with lineaments, which can be used as the proposed proxies for brownfield and greenfield exploration in the area.

Morro do Leme

The Comodoro Nickel District is in the north limit of the Jauru Terrane, characterized by the deposits of Morro do Leme and Morro do Sem Boné, with known occurrences of lateritic nickel. Here we present the Morro do Leme complex, with concentrations of 1.8% in the 20 to 40 m laterite layer (Nunes N.S.d.V., 2000b), resulting in a total estimated Ni reserve of 14,306,000 t. At approximately 150 m deep, borehole geologic and geochemical loggings revealed intercalated magmatic concentrations of sulphide and chromites, presenting anomalous values for Pd, Au, Cu, Na, Co, Zn, and Pt.

The Morro do Leme complex is hosted by the Alto Guaporé Sequence (Jauru Terrane). Nunes N.S.d.V., 2000b recognizes the Nova Brasilândia meta-volcanosedimentary sequence underneath the Alto Guaporé sequence. The Nova Brasilândia Sequence belongs to the Sunsás Province (Tassinari C.C.G. and Macambira M.J.B., 1999), and it is marked by chemical-exhalative rocks, sea-bottom and pyroclastic metabasalts, whose average magnetic susceptibility can be assumed as 10^{-3} SI (Telford et al., 1990).

The Morro do Leme deposit encompasses three dunite and peridotite bodies, all covered by a laterite layer (Morro 1 — the main intrusion, Morro 2 and 3) (Fig. 7a). These intrusions belong to the Cacoal basic-ultrabasic intrusive suite (1372 ± 21 Ma, whole rock Rb-Sr). Telford et al, 1990 indicate magnetic susceptibilities from 0.09 to 0.20 (SI) for these lithologies.

Louro et al, 2014 modelled the three Morro do Leme bodies using magnetic field data (Fig. 7b) constrained by borehole loggings presented by Nunes N.S.d.V., 2000b. As in Figueira Branca and Cabaçal cases, reversed polarities are found in Morro do Leme anomalies. The models displayed two main susceptibilities contrasts: 0.13 and 0.03 (SI) (see Fig. 7d and e). Louro et al, 2014 associate the different behaviours with the size of the anomalies and subsampling due to line spacing (500 m) of the airborne surveys. The larger main body was correctly represented with the expected contrast for dunites and peridotites, whereas the smaller bodies were subsampled, occupying only one possible flight line. Weathering effects may also have acted reducing the magnetic susceptibility

more significantly in the smaller intrusion. The models displayed an east-west elongation, with the main body achieving 8 km in this direction.



Fig. 7 – (a) Geology of the Morro do Leme area (Nunes N.S.d.V., 2000b), (b) magnetic field map, (c) gamma-ray emissions, (d) view from top, and (e) perspective view of the susceptibility model (Louro et al, 2016).

Differently of the previous cases, no signs of magnetic lineaments can be observed. This evidence suggests that the Pd, Au, Cu, Na, Co, Zn, and/or Pt are local and probably syngentic with the intrusion. The gamma-ray data displays a strong K enrichment in the laterite cover (see Fig. 7c), whereas in the centre of the intrusions low counts of the three elements are observed, agreeing with the location of mafic rocks outcrops (see Fig. 7a).

The Morro do Leme deposit offers different possibilities of exploration, in surface and in depth. The laterite Ni is better found in the southern part of Morro 1 and over the Morro 2 and 3, where the weathering is thicker; whereas the Pd, Au, Cu, Na, Co, Zn, and/or Pt can be more efficiently exploited in the central and north portion of Morro 1, if new loggings indicate an economically suitable concentration.

CONCLUSIONS

The southwest Amazon Craton is composed by Paleo- to Mesoproterozoic terranes accreted from southwest to northeast, considering its present orientation. These terranes suffered regional metamorphism during the Neoproterozoic, generating and reactivating shear zones, mostly ortogonal to the accretion direction. The most recurrent theory of the cause of this metamorphic event is the collision of the Sunsás block in the western Amazon Craton. The reactivation of faults in the shear zones opened paths for remobilization of hydrothermal fluids, to further deposition of metals as Au, Cu, Ag, Pd, Pt, among others.

The overall northwest-southeast trend of the Amazon Craton is seen in the alignment and typical elongation of intrusions in the Jauru Terrane. Magnetic anomalies associated with areas intercalating K and U-Th enrichments, counting with lineaments can be used as proxies for metal exploration in this region. The targets should be sought by observing these geophysical characteristics in areas affected by the Neoproterozoic thrust of the Sunsás Terrane.

REFERENCES

- Bettencourt, J. S., Leite Jr, W. B., Ruiz, A. S., Matos, R., Payolla, B. L., and Tosdal, R. M., 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 28-46.
- Biondi, J. C., 2003. Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. CBMM, Oficina de Textos.
- Cordani, U. G., Fraga, L. M., Reis, N., Tassinari, C. C. G., and Brito-Neves, B. B., 2010. On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: A discussion. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 143-159.
- Dickson, B. L., and Scott, K. M., 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australia Geology and Geophysics*, 17, 13.
- Figueiredo, A. J., Rodrigues, A. P., Pimentel, G. d. B., Reischl, J. L., Rezende Filho, S. T., and Ribeiro Filho, W., 1974. Projeto Alto Guaporé, CPRM, Relatório Final IV, pp. 35.
- Franke, N. D., and Osborne, G. A., 1988. Structure and Ore Controls at the Cabaçal I Gold Mine. Mineração Manati. Relatório Interno, Goiânia.
- Geraldes, M. C., Figueiredo, B. R., Tassinari, C. C. G., and Ebert, H. D., 1997. Middle Proterozoic vein-hosted gold deposits in the Pontes e Lacerda region, southwestern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 39, 438-448
- Geraldes, M. C., Van Schmus, W. R., Condie, K. C., Bell, S., Teixeira, W. and Babinski, M., 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil. *Precambrian Research*, 111, pp.91–128. doi:10.1016/S0301-9268(01)00158-9.

- Louro, V.H.A., Mantovani, M.S.M., Ribeiro, V.B., 2014. Magnetic field analysis of Morro do Leme nickel deposit. *Geophysics*, 79(6), K1–K9.
- Louro, V. H. A., Mantovani, M. S. M., and Ribeiro V. B., 2017. Tectonic insights of the Southwest Amazon Craton from geophysical, geochemical and mineralogical data of Figueira Branca Mafic-Ultramafic Suite, Brazil, *Tectonophysics*, 708, 96–107.
- Matos, J. B. d., Silva, C. H. d., Costa, A. C. D. d., Ruiz, A. S., Souza, M. Z. A. d., Batata, M. E. F., Corrêa da Costa, P. C., and Paz, J. D. d. S., 2009. Geologia e Recursos Minerais da Folha Jauru (SD.21-Y-C-III), Programa Geologia do Brasil, Cuiabá, p. 134.
- Menezes, R. G., 1993. Pontes e Lacerda. Folha SD. 21-Y-c-n, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil PLGB. CPRM Serviço Geológico do Brasil.
- Monteiro, H., Macedo, P. M., Silva, M. D., Moraes, A. A., and Marcheto, C. M. L., 1986. O 'Greenstone Belt' do Alto Jauru. In *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*. Goiânia, 1986. Sociedade Brasileira de Geologia.
- Nunes, N. S. d. V., 2000a. Geologia e resultados prospectivos da área de Figueira Branca/Indiavaí, Mato Grosso, Série Metais do Grupo da Platina e Associados, 24 ed. CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
- Nunes, N. S. d. V., 2000b. Geologia e resultados prospectivos das áreas Morro do Leme e Morro Sem Boné/Mato Grosso, Série Metais do Grupo da Platina e Associados, CPRM -Serviço Geológico do Brasil ed. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Goiânia, p. 61.
- Pinho, F. E. C., Fyfe, W. S., and Pinho, M. A. S. B., 1997. Early proterozoic evolution of the Alto Jauru greenstone belt, southern Amazonian Craton, Brazil. *Int. Geol. Rev.*, 39, 220–229.
- Pinho, F. E. C., and Fyfe, W. S., 1999. Isotopic studies of the carbonate veins of the Cabacal mine, Mato Grosso State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociencias*, 29(3), 327-330.
- Ribeiro, V. B., and Mantovani, M. S. M., 2016. Gamma spectrometric and magnetic interpretation of Cabaçal copper deposit in Mato Grosso (Brazil): Implications for hydrothermal fluids remobilization, *Journal of Applied Geophysics*, 135, 223–231.
- Rizzotto, G. J., Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Tohver, E., Pimentel, M. M., and Mcnaughton, N. J., 2013. The Mesoproterozoic Guaporé suture in the SW Amazonian Craton: geotectonic implications based on field geology, zircon geochronology and Nd–Sr isotope geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, pp.271–295.
- Ruiz, A. S., 2005. Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso, Departamento de Geociências. UNESP - Rio Claro, Rio Claro, p. 299.
- Saes, G. S., Leite, J. A. S., and Weska, R. K., 1984. Geologia da Folha Jauru (SD.21.Y.C.III): uma síntese de conhecimentos, 33rd Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro.
- Souza, M. Z. A. d., Batata, M. E. F., Ruiz, A. S., Lima, G. A. d., Matos, J. B. d., Paz, J. D. d. S., Costa, A. C. D. d., Silva, C. H. d., and Corrêa da Costa, P. C., 2009. Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Branco (SD-21-Y-D-1), Programa Geologia do Brasil, Cuiabá, p. 178.
- Tassinari, C. C. G., and Macambira, M. J. B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22, pp.174-82.
- Teixeira, W., Geraldes, M. C., Matos, R., Ruiz, A. S., Saes, G., and Vargas-Mattos, G., 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsas belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 47–60.
- Teixeira, W., Geraldes, M. C., D'Agrella, M. S., Santos, J. O. S., Barros, M. A. S., Ruiz, A. S., and Costa, P. C. C., 2011. Mesoproterozoic juvenile mafic-ultramafic magmatism in the SW Amazonian Craton (Rio Negro-Juruena province): SHRIMP U-Pb geochronology and Nd-Sr constraints of the Figueira Branca Suite. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 309-323.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., and Keys, D. A., 1990. Applied Geophysics. Cambridge University Press.

TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL HIELO Y SUPERFICIES DE FUSIÓN DEL CAMPO DE HIELO PATAGÓNICO SUR A PARTIR DE IMÁGENES MODIS

Lo Vecchio, A.^{1,2}; Lannutti, E.¹; Lenzano, M. G.¹ and Lenzano, L.^{1,2}

¹Departamento de Geomática -IANIGLA-CONICET MENDOZA ²Departamento de Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. UNCuyo

e-mail: anlovecchio@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN

El Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS) es la cubierta glacial más importe del continente sudamericano, tanto por su aporte al nivel medio del mar, como por su significado como fuente y reserva de agua dulce. La Temperatura Superficial del Hielo (TSH) es uno de los parámetros más importantes para estimar los efectos del cambio climático. TSH es un componente integral del balance energético y balance de masas glacial. Desde la aparición del sensor MODIS es posible monitorear la TSH día a día de cualquier superficie glacial. En este sentido, los objetivos de este estudio son evaluar la dinámica espacio-temporal de la TSH del CHPS y reconstruir los ciclos de ablación durante el periodo 2000-2017. En este trabajo se utilizaron más de 12000 escenas MODIS de TSH (MOD11A1), convirtiéndola en la serie espaciotemporal del CHPS más robusta hecha hasta el momento. Entre los principales resultados, se destaca la ciclicidad anual de las TSH media, máxima y mínima en relación con las estaciones climáticas dominantes en el área de estudio. Respecto de la evolución temporal de nuestros resultados, no se observan tendencias marcadas que indiquen calentamiento o enfriamiento de la superficie del CHPS, por el contrario, sugieren una estabilidad térmica generalizada. En lo referido a la distribución espacial, las altas cumbres se revelaron como los sitios con mínimas absolutas, mientras que las máximas absolutas (mayores a $0^{\circ}C$) se observaron en las zonas terminales de los grandes glaciares de descarga del CHPS: Pio XI, Upsala, Perito Moreno, Viedma, Occidental, J. Mont y O'Higgins. Finalmente, la reconstrucción de superficies en ablación mostró que, a excepción de las altas cumbres y las cuencas altas de los glaciares Bernardo, J. Mont y Lucía, el resto del CHPS presentó estadios de ablación al menos un día al año.

Palabras claves: MODIS, Temperatura superficial del hielo, Campo de Hielo Patagónico Sur, Superficies en fusión.

INTRODUCCIÓN

El 68% del agua dulce del planeta Tierra está contenida en glaciares y nieve permanente (Williams and Ferrigno, 2012), que es transferida gradualmente a los ríos y acuíferos a lo largo de ciclos de fusión. La Temperatura Superficial del Hielo (TSH) es uno de los parámetros más importantes para estimar los efectos del cambio climático en glaciares (Bolch, 2007; Raj and Fleming, 2008).

TSH es un componente integral del balance energético y de masa. El balance total de masa glacial está controlado por la temperatura superficial, la acumulación, los procesos de calving, el espesor de la capa de hielo, el flujo geotérmico y el régimen de estrés

basal. La variación de cualquiera de estos parámetros cambiará la tasa de fusión neta (Bell, 2008; Cuffey y Paterson, 2010; Hall 2012; Benn y Evans, 2014). Por lo tanto, el monitoreo detallado de la TSH puede proporcionar información importante sobre la pérdida de masa. Además, mediciones de TSH se pueden usar para estudiar las tendencias de temperatura y derretimiento, y además cuantificar tasas de cambio de TSH en función de la pendiente y elevación, entre otros (Hall et al, 2012).

En los Andes Patagónicos Australes, se emplaza la cubierta glacial más extensa del hemisferio sur (mayor a 13000km²), luego de la Antártida, conocida como Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS) (Figura 1) (Lo Vecchio et al., in review-a). El CHPS es una masa de hielo glacial temperado con numerosos glaciares de descarga que terminan en lagos proglaciales y en aguas de mar (Skvarca et al. 2003 y De Angelis, 2014). Sus características particulares han dado lugar a numerosos estudios de interés glaciológico (Skvarca et al., 2004; Stuefer et al., 2007; Aniya y Skvarca, 2012; Lenzano et al., 2014; Sakakibara y Sugiyama, 2014; Sugiyama et al., 2016; Minowa et al., 2017, Moragues et al., aceptado, entre otros) que han revelado al CHPS como una de las cubiertas glaciales más dinámicas del planeta tierra (Sakakibara y Sugiyama, 2014; Mouginot y Rignot, 2015). En este sentido, según Mouginot y Rignot (2015), actualmente los glaciares del CHPS son de los que mayores velocidades de flujo reportan en el mundo,, a excepción de casos observados en Groenlandia. Ejemplo de ello son los glaciares en calving Penguin (28md⁻¹), Europa (24md⁻¹) y HPS-19 (16md⁻¹). Según Willis et al., (2012) el CHPS aportó $+0,067\pm0,004$ mm a⁻¹ al nivel medio del mar durante el periodo 2000-2012, y el 40% de la masa total perdida ocurrió en las zonas terminales de los glaciares de calving. A pesar de la gran importancia de TSH sobre diversos procesos glaciológicos (Benn y Evans, 2010) son escasos los estudios pre-existentes (Lo Vecchio et al. En revisión-a; Lo Vecchio et al., En revisión-b). Una posible explicación puede estar vinculada con la dificultad técnica de medir la TSH con métodos tradicionales sobre el CHPS, no solo por su difícil tránsito, sino también por su gran extensión.



Figura 1. Sitio y Posición del CHPS y toponimia de los principales glaciares de descarga.

En este sentido, considerando la inmensidad y la naturaleza inaccesible de los ambientes glaciales, la teledetección es quizás la única herramienta efectiva para el estudio de

glaciares de manera integral (Shukla, 2010) y la forma más práctica de obtener una medición espacial y continua de la TSH (Hall et al. 2008). En la actualidad, numerosas plataformas satelitales cuentan con cámaras térmicas, destacándose LANDSAT, ASTER, AVHRR y MODIS. Respecto de este último, se encuentra vigente desde el año 2000 y ha sido de gran utilidad para el estudio térmico de las zonas polares (Hall et al., 2012 y 2013). Su particular relevancia radica en la resolución temporal de 1 día, en comparación con LANDSAT y ASTER con una resolución temporal de 16 días.

En suma, los objetivos del presente estudio son caracterizar la ciclicidad anual de TSH y fusión glacial del CHPS, y conocer la evolución en el comportamiento de TSH y fusión glacial a lo largo del periodo 2000-2017. Para ello se empleó el producto MODIS "MOD11A1", de resolución temporal diaria y resolución espacial de 0.9km, quien permitió obtener la serie de TSH del CHPS más extensa y robusta que existe en la actualidad.

MATERIALES Y MÉTODOS

Productos MODIS

Existen muchos productos de datos estándar MODIS que los científicos están utilizando para estudiar el cambio global. Los productos MODIS están orientados a los diferentes subsistemas del sistema Tierra: hidrósfera, litosfera, biosfera, atmosfera y criosfera (MODIS, 2017). El producto MOD11, quien comenzó el 5 de marzo del 2000, provee datos de temperatura superficial y emisividad de la superficie terrestre por píxel. En este trabajo se usó el subproducto MOD11A1 (Nivel-3 - colección V5), con una resolución temporal de 1 día y una resolución espacial de 0,92km por 0,92km.

MOD11A1 es construido con los datos obtenidos en MOD11_L2 mediante el algoritmo split-window. Este algoritmo se utiliza de manera óptima para separar los rangos de vapor de agua de la columna atmosférica y las temperaturas de la superficie del aire más bajas (Wan, 2006). Los productos MODIS MOD11 Collection 5 (C5) han sido validados a través de una serie de campañas de campo realizadas en 2000-2007, en variadas ubicaciones y períodos de tiempo a través de estudios de validación basados en radiancias (Wan and Li, 2008; Coll et al., 2009). La precisión es mejor que 1K (0,5K en la mayoría de los casos), como se esperaba antes del lanzamiento. Para los productos diarios de 1 km, pueden producirse errores ligeramente mayores en ángulos de visión grandes y en regiones semiáridas. El error en las Temperaturas Superficiales de la Tierra (TST) contaminado por nubes y aerosoles pesados puede ser muy grande (4-11K o incluso más grande)(MODIS land team, 2009) . En efecto, las TST que están gravemente contaminadas por nubes y aerosoles pesados se eliminan de los productos MODA11 mediante restricciones empíricas en las variaciones temporales en los TST de cielo despejado(MODIS land team, 2009 y Wan, 2014).

Post-procesamiento

Reconstrucción de la TSH media mensual

Como consecuencia de la alta tasa de días con nubosidad de la zona en estudio (Garreaud, 2009; Sagredo and Lowell, 2012; Garreaud et al., 2014) y considerando que MOD11A1 elimina los pixels contaminados por nubes y aerosoles, las escenas diarias cubren pequeños sectores del CHPS. Por lo tanto, para obtener una cobertura densa de

TSH, se construyeron rasters que reflejaron la TSH promedio para cada mes. En otras palabras, el valor final de cada pixel fue el resultado del promedio de todos los pixels disponibles para ese mismo sitio en un mismo mes y año.

Reconstrucción espacial de los eventos de fusión

La reconstrucción de la superficie en fusión se realizó a partir de los datos diarios provistos por MOD11A1. Para ello se siguió la metodología propuesta por Hall et al. (2013), quienes establecen el umbral de -1°C, de tal manera que todo pixel \geq -1°C es considerado en fusión. Varios estudios han demostrado que puede haber un sesgo frío en el derivado de MODIS temperatura de la superficie (Wan et al., 2002; Hall et al., 2008; Koenig y Hall, 2010).

RESULTADOS

Disponibilidad de datos

La cantidad de datos de TSH está relacionado con la presencia de cobertura nubosa (MODIS land team, 2009 y Wan, 2014). En ese contexto, la disponibilidad de datos de TSH en el CHPS varió espacial y temporalmente. Respecto de la primera, se observó que la porción del CHPS con vertiente atlántica mostró hasta 5 veces más datos que la porción oriental (Figura 2). En este sentido, la cuenca media del glaciar Upsala, la cuenca alta del glaciar Viedma y del glaciar Chico y la cuenca baja del glaciar Perito Moreno fueron las que mayor cantidad de datos reportaron, con máximos superiores a 150 datos por pixel en un año y mínimos superiores a 95. En sentido opuesto, la zona terminal del glaciar Occidental, la cuenca del glaciar O'Higgins y Grey y la cuenca baja del glaciar Viedma fueron las que menor cantidad datos registraron a lo largo de un año, con máximos entre 11 y 31 datos por píxel y mínimos de 0. Respecto de la disponibilidad y variabilidad temporal de los datos, se observó que los meses de verano fueron, sin excepción, los que menor cantidad de datos reportaron y menor superficie del CHPS cubrieron. Así, por ejemplo, el mes de enero del 2001 cubrió menos del 20% del CHPS en contraposición con julio del 2005 que lo hizo en más del 90%.

Ciclicidad estacional

La TSH promedio mensual del CHPS (periodo 2000-2017) mostró una marcada estacionalidad con máximos en los meses de enero y noviembre (0,09°C y 0,06°C respectivamente) y mínimos en los meses de junio y julio (-11,19°C y -11,35°C respectivamente) (Figura 3). Entre los meses de enero, febrero y marzo se observó que la pendiente térmica entre sí fue menor en comparación con los meses de mayo, junio, julio, agosto y septiembre. En particular, se observó una disminución de 2°C entre enero y marzo, a razón de 1°C por mes. Esta misma tendencia, aunque con sentido opuesto, se observó para los meses de octubre, noviembre y diciembre, con aumentos paulatinos de la TSH media en torno a los 2°C durante esos meses. Por su parte, el periodo comprendido entre abril y septiembre mostró pendientes térmicas marcadas (superiores a los 4°C por mes), reflejando cambios en el comportamiento y en las tasas de cambio de la TSH en relación a la estacionalidad.



Figura 2. TSH: distribución espacial de la disponibilidad de datos por pixel. *el año 2001 no incluye los meses de enero y febrero. ** el año 2017 incluye, únicamente, los meses de enero, febrero y marzo.



Figura 3. TSH promedio mensual del CHPS para toda la serie (2000-2017).

En términos espaciales la TSH mostró un particular comportamiento vinculado con la fase estacional de invierno y verano característica del CHPS. Durante los meses de enero, febrero, marzo, octubre, noviembre y diciembre, a excepción del extremo sur del CHPS y de las altas cumbres por encima del plateau de hielo, el resto del CHPS mostró valores próximos a 0°C, e incluso por encima de éste durante los meses de enero, febrero, noviembre y diciembre en todo el margen occidental del CHPS y en la zona terminal de los glaciares Viedma, Perito Moreno, Grey y Tyndall (Figura 4). Por su parte, los meses de abril y septiembre fueron interpretados como meses de transición entre las altas y bajas temperaturas generalizadas del CHPS. En particular, tanto en abril como en septiembre dominaron las temperaturas inferiores a los -7°C y superiores a los -9°C, con máximas localizadas espacialmente, en torno a los 0°C, en las cuencas bajas de los glaciares de descarga del CHPS (Upsala, Viedma, Pío XI, O'Higgins, J. Mont, P. Moreno, Grey, Chico y Bernardo, entre los principales) y mínimas inferiores a -11°C en el cordón Mariano Moreno. Por otro lado, los meses de mayo, junio, julio y agosto mostraron TSH muy inferiores a 0°C en casi la totalidad del CHPS. En este sentido, las temperaturas dominantes de este periodo fueron entre -13°C y -14°C, con mínimas inferiores a los -20°C localizadas en la cumbre del volcán Lautaro y en los cordones Pio XI, Mariano Moreno y Pietrobelli, y máximas próximas a -3°C en la zona terminal del glaciar Pio XI. En particular, fueron los meses de junio y julio quienes mostraron no solo las temperaturas mínimas de todo el ciclo anual, sino también una vasta extensión de ellas sobre el CHPS.

Un último punto a analizar del ciclo anual que define a las TSH del CHPS tiene que ver con los regímenes de fusión bajo una perspectiva espacio-temporal. La figura 5 muestra el promedio de días en fusión para cada pixel por mes, considerando la totalidad de los datos de la serie (2000-2017).

Al interior de la fase estival se distinguieron tres estadios de fusión: 1) comienza en el mes de octubre, que aún conserva rasgos de la fase invernal: el cordón Mariano Moreno y Pietrobelli reportaron ausencia de días en fusión. El resto del plateau domina con reportes de fusión entre 1 y 2 días y la cuenca media de los glaciares Pio XI, Occidental, J. Mont, Chico, Viedma, Upsala, Perito Moreno y Tyndall reportaron entre 2 y 4 días de fusión. Finalmente, las zonas terminales de los glaciares antes mencionados aumentaron a 6 la cantidad de días en fusión, a excepción del Perito Moreno que reportó entre 10 y 12 días en la sección frontal. En noviembre y diciembre se observa el mismo

comportamiento que en octubre, a excepción de la reducción a 4 días en fusión para las zonas terminales de los grandes glaciares de descarga. 2) Los meses de enero y febrero mostraron una faja longitudinal de 1 a 2 días en fusión, en relación con las altas cumbres. Luego, las cuencas altas y medias de los glaciares Pio XI, Occidental y Chico reportaron entre 2 y 4 días en fusión y sus zonas terminales entre 6 y 8 días. Los glaciares con mayor superficie en fusión durante mayor cantidad de días fueron el Viedma y Upsala, que mostraron entre 6 y 8 días en fusión en sus cuencas altas y mayores a 10 en la porción terminal. 3) El ciclo de fusión estival finaliza con los meses de marzo y abril, quienes sostienen la tendencia de enero y febrero en las zonas bajas y medias pero con una reducción de días en fusión (1 a 2) en la totalidad del plateau y con la particularidad de sitios puntuales de días sin fusión únicamente en el mes de abril. En este sentido, el mes de abril (fin de la época estival) posee un comportamiento muy similar al mes de octubre (inicio de la época estival). En resumen, la figura 7 evidenció que, en un año promedio, durante la fase estival la totalidad del CHPS mostró indicios de fusión. En este punto es importante recalcar la variabilidad propia del sistema climático que podría suponer veranos con zonas sin expresiones de fusión.

Por su parte, la fase invernal comienza en mayo, donde a excepción de las zonas terminales de los glaciares Pio XI, Occidental, Upsala y Perito Moreno que reportaron entre 4 y 8 días en fusión, el resto del CHPS mostró 2 días o menos en fusión. Otro aspecto a resaltar del comienzo invernal es la expansión de las zonas sin fusión desde las altas cumbres hacia el plateau. Junio y julio fueron los meses con ausencia generalizada de días en fusión sobre el plateau, mientras que las cuencas medias y bajas de los glaciares de descarga con 1 ó 2 días en fusión. El mes de agosto mostró distribuciones semejantes a la de los dos meses previos, aunque con una leve retracción del cinturón con ausencia de días en fusión. Finalmente, septiembre replicó lo observado en mayo, días sin fusión en las adyacencias a las altas cumbres, el plateau con 1 ó 2 días de fusión y las zonas terminales de los glaciares Pio XI, Upsala y Perito Moreno entre 4 y 8 días en fusión. En resumen, la fase invernal puede ser considerada con un balance positivo entre superficie con días en fusión respecto de superficie sin reportes de fusión, a favor de ésta última.

Evolución temporal

La evolución temporal de la TSH media del CHPS reflejó, en primer lugar, un comportamiento cíclico con un periodo de 1 año. Cada ciclo anual de TSH mostró variaciones respecto de la media de todo el periodo (ver Figura 3), resaltando años más o menos cálidos al mismo tiempo que inviernos más o menos intensos. En este sentido, se observó que a continuación de un invierno con TSH medias bajas, tuvo lugar una fase estival con TSH medias altas, en particular, las más altas de toda la serie. Por ejemplo, la fase invernal del año 2001 registró la mínima TSH media (-13,8°C) y fue seguido por la tercer TSH media más cálida de toda la serie, en enero del 2002 (24,6°C). Así mismo, inviernos con TSH medias moderadas, fueron seguidos por veranos con TSH medias moderadas.

La TSH evoluciona en respuesta al balance entre el ingreso y salida de energía desde la superficie y la base glacial, además del calor generado en el glaciar por el desplazamiento del hielo (Benn y Evans, 2010). La suma de todos los flujos de energía en un intervalo de

tiempo determinado, es conocido como balance energético, y puede ser usado para calcular la evolución de la TSH y las tasas de ablación glacial (Paterson, 1994). En consecuencia, la TSH media anual pixel a pixel es un buen indicador del balance energético de un sitio en particular.

La figura 6 muestra la distribución espacio-temporal de la TSH media anual para cada pixel y no se observaron tendencias sostenidas en el tiempo que sugieran aumentos de la temperatura. Por el contrario, lo que se observó son oscilaciones anuales de la TSH en sectores localizados con duraciones inferiores a 4 años. Así, por ejemplo, a partir del 2002 la cuenca alta del glaciar Pio XI reportó un aumento de la TSH, que en el 2005 ya se había disipado. Del mismo modo, la cuenca alta del glaciar Upsala reportó años calentamiento adicional que no se sostuvieron a lo largo de la serie analizada. Lo mismo se reportó para la cuenca media y alta del glaciar Chico, que registró un paulatino aumento de la TSH desde 2001 hasta 2004 para comenzar con un descenso gradual de la TSH hasta 2009, punto de quiebre para un nuevo aumento que se sostuvo hasta 2014 para un nuevo descenso en 2015.

En lo referido a valores absolutos de TSH, en la totalidad de los años analizados, el CHPS reportó temperaturas inferiores a 0° C con una amplia dominancia de TSH inferiores a -8° C en el plateau, y un incremento progresivo de la TSH hacia las zonas medias (-6° C a -5° C) y terminales de los glaciares de descarga (-4° C a 0° C).

Un último aspecto a considerar respecto de la evolución espacio-temporal de la TSH, tiene que ver con las tendencias de fusión glacial. Los resultados reportaron una ciclicidad estacional de la superficie en fusión (ver sección 3.2), con mínimos en invierno y máximos en verano, aunque con variaciones año a año respecto de la superficie en fusión, dejando en evidencia la variabilidad en el tiempo de las condiciones atmosféricas sobre el SPI. En particular, las mínimas se localizaron con mayor frecuencia en el mes de julio y las máximas en enero. En este sentido, las máximas superficies en fusión oscilaron entre 8000km² y 9000km², a excepción del máximo de la serie en enero de 2016 que superó los 10000km².



Figura 4. TSH media mensual por pixel para todo el periodo (2000-2017).

En lo que respecta a la distribución espacial de la cantidad de días en fusión de un mismo sitio, la figura 7 ilustra un patrón espacial que se sostuvo en el tiempo y espacio, aunque con variantes año a año. Así, en el periodo 2000-2011 el plateau del SPI reportó, en promedio, menos de 12 días en fusión en todo un año, destacándose las altas cumbres sin días en fusión. La cantidad de días en fusión comenzó en un aumento progresivo hacia las cuencas medias y con un máximo en las zonas bajas de los glaciares Pio XI, Occidental, J. Mont, Chico y Upsala, que alcanzaron 32 días en fusión. En este sentido, el sector con la máxima cantidad de días en fusión del periodo 2000-2011 fue la zona terminal del glaciar Perito Moreno, quien superó los 90 días en los años 2003, 2004, 2005 y 2007. En sintonía con las anomalías térmicas, el periodo 2012-2016 fue el que mayor cantidad de días en fusión mostró. En particular, el plateau reportó sectores con 25 días en fusión, el doble del periodo anterior, y fundamentalmente las mayores diferencias se observaron en las cuencas medias y bajas de los glaciares de descarga del SPI. En este sentido, el año 2016 fue el más intenso, quien reportó más de 80 días de fusión en la zona terminal del glaciar Pio XI y 109 en el frente del glaciar Perito Moreno, representando el máximo de toda la serie.



Figura 5. Distribución espacio-temporal de días promedio en fusión según el mes del año (periodo 2000-2017).



Figura 6. Distribución espacio temporal de la TSH media anual.



Figura 7. Distribución espacial de los días en fusión por pixel por año.

CONCLUSIONES

La resolución temporal es el punto fuerte de las imágenes y productos MODIS. En particular, MODIS es la única plataforma vigente que reporta datos de TSH cada día, lo cual permite realizar estudios de alta resolución temporal, aspecto fundamental para mejorar y entender las oscilaciones estacionales de procesos glaciológicos tales como velocidades de flujo, tasas de fusión, balance de masa y energético, entre los principales. Además, la posibilidad de contar con productos MODIS de THS calibrados y validados bajo una misma metodología es fundamental para la realización de estudios temporales. En este sentido, esto representa una ventaja respecto de plataformas como LANDSAT y ASTER que entregan la banda termal sin nivel alguno de procesamiento y correcciones atmosféricas, lo cual supone que cada usuario deberá hacerlas. Esto último puede relativizar las posibles comparaciones entre imágenes ante la imposibilidad de realizar un mismo tipo de corrección atmosférica a una serie temporal de LANDSAT. Por ejemplo, el algoritmo de corrección atmosférica propuesto por Barsi et al., (2003 y 2005) (NCEP) representa una de las mejores alternativas para corregir las imágenes LANDSAT, sin embargo, no puede ser aplicado para escenas previas al lanzamiento del modelo (2003), aunque el primer sensor térmico de LANDSAT está disponible desde 1984 con el lanzamiento de la plataforma LANDSAT 5.

La ciclicidad estacional promedio de la distribución espacial de la TSH mostró la existencia de una fase estival y otra invernal, desestimando la idea de la existencia de estaciones intermedias, típicas de latitudes medias. En este sentido, se observó que durante la fase estival el CHPS reportó temperaturas próximas a los 0°C en toda su superficie a excepción de las altas cumbres; mientras que la fase invernal se caracterizó por el dominio de TSH inferiores a los -11°C. En consecuencia, se observó un patrón semejante para los ciclos de fusión glacial, presentes en todo el CHPS durante el verano y ausente, en la mayor parte del CHPS, durante el invierno.

En cuanto a la evolución temporal, la TSH media anual por pixel muestra variaciones año a año aunque sin una tendencia marcada al calentamiento como al enfriamiento. No obstante, desde el 2012 se ha observado una suba en la TSH en torno a 1°C en las zonas medias y altas de los grandes glaciares de descarga, lo cual se ha visto reflejado en un aumento de los días de fusión por pixel para el CHPS. En este sentido, el 2012 se ha reportado como el año con mayor cantidad pixeles con 25 o más días en fusión.

REFERENCIAS

Aniya, M., & Skvarca, P. (2012). Little Ice Age advances of Glaciar Perito Moreno, Hielo Patagónico Sur, South America. Bulletin of Glaciological Research, 30, 1-8.

Arnold, K. C., & MacKay, D. K. (1964). Different methods of calculating mean daily temperatures, their effects on degree-day totals in the high Arctic and their significance to glaciology. Geogr. Bull, 21, 123-129.

Bell, R. E. (2008), The role of subglacial water in ice-sheet mass balance, Nature Geosciences., 1, 297–304.

Benn, D., & Evans, D. J. (2014). Glaciers and glaciation. Routledge.

Bolch, T., Buchroithner, M. F., Kunert, A., & Kamp, U. (2007). Automated delineation of debris-covered glaciers based on ASTER data. In Geoinformation in Europe. proceedings of the 27th EARSeL Symposium (pp. 4-6).

Coll, C., Wan, Z., y Galve, J. (2009). Temperature-based and radiance-based validations of the V5 MODIS land surface temperature product. Journal of Geophysical Research, Vol. 114, D20102, doi:10.1029/2009JD012038.

Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B. (2010). The physics of glaciers. Academic Press.

Hall, D. K., Box, J. E., Casey, K. A., Hook, S. J., Shuman, C. A., & Steffen, K. (2008). Comparison of satellite-derived and in-situ observations of ice and snow surface temperatures over Greenland. Remote Sensing of Environment, 112(10), 3739-3749.

Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. Advances in Geosciences, 22, 3.

Garreaud, R. D., Gabriela Nicora, M., Bürgesser, R. E., & Ávila, E. E. (2014). Lightning in western Patagonia. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 119(8), 4471-4485.

Hall, D. K., Comiso, J. C., Di Girolamo, N. E., Shuman, C. A., Key, J. R., & Koenig, L. S. (2012). A satellite-derived climate-quality data record of the clear-sky surface temperature of the Greenland ice sheet. Journal of Climate, 25(14), 4785-4798.

Hall, D. K., Comiso, J. C., Di Girolamo, N. E., Shuman, C. A., Box, J. E., & Koenig, L. S. (2013). Variability in the surface temperature and melt extent of the Greenland ice sheet from MODIS. Geophysical Research Letters, 40(10), 2114-2120.

Koenig, L. S., and D. K. Hall (2010), Comparison of satellite, thermochron and station temperatures at Summit, Greenland, during the winter of 2008/09, J. Glaciol., 56(198), 735–741.

Lenzano, M. G., Lannutti, E., Toth, C. K., Lenzano, L. E., & Lovecchio, A. (2014). Assessment of ice-dam collapse by time-lapse photos at the Perito Moreno glacier, Argentina. The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 40(1), 211

Lo Vecchio, A., Lenzano, M.G., Durand, M., Lannutti, E., Lenzano, L. y Bruce, R. (en revisión). Estimation of speed and surface temperature from optical satellite imagery at Viedma glacier, Argentina. Global and Planetary Change.

Minowa, M., Sugiyama, S., Sakakibara, D., & Skvarca, P. (2017). Seasonal variations in ice-front position controlled by frontal ablation at Glaciar Perito Moreno, the Southern Patagonia Icefield. Frontiers in earth science, 5, UNSP-1.

MODIS land team (2009). Status for: Land Surface Temperature and Emissivity(MOD11).Recuperadoel1-10-2017.Disponibleenhttps://landval.gsfc.nasa.gov/ProductStatus.php?ProductID=MOD11

MODIS (2017). Moderate Resolution Imaging Spectroradiometers, NASA. Dataproducts.Recuperadoel15-10-2017.Disponibleenhttps://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataprod/.

Mouginot, J. and Rignot, E. (2015). Ice motion of the Patagonian icefields of South America: 1984–2014. Geophysical Research Letters, 42(5): 1441-1449.
Moragues, S., Lenzano, M.G., Lo Vecchio, A., Falaschi, D., and Lenzano, L. (2017). Surface velocities of glaciar Upsala, Southern Patagonian Andes, using cross correlation of ASTER satellite images. Andean Geology. (in review).

Paterson, W. S. B. (1994). The Physics of Glaciers. Rutterworth Hinemann. Oxford.

Raj, K. B. G., & Fleming, K. (2008). Surface temperature estimation from Landsat ETM+ data for a part of the baspa basin, NW Himalaya-India. Bulletin of Glaciological Research, 25, 19-26.

Sagredo, E. A., and Lowell, T. V. (2012). Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. Global and Planetary Change, 86: 101-109.

Sakakibara, D., and Sugiyama, S. (2014). Ice-front variations and speed changes of calving glaciers in the Southern Patagonia Icefield from 1984 to 2011. Journal of geophysical research: earth surface, 119(11): 2541-2554.

Shukla, A., Arora, M. K., & Gupta, R. P. (2010). Synergistic approach for mapping debris-covered glaciers using optical-thermal remote sensing data with inputs from geomorphometric parameters. Remote Sensing of Environment, 114(7), 1378-1387.

Skvarca, P., Raup, B., & De Angelis, H. (2003). Recent behaviour of Glaciar Upsala, a fast-flowing calving glacier in Lago Argentino, southern Patagonia. Annals of Glaciology, 36(1), 184-188.

Skvarca, P., Naruse, R., & De Angelis, H. (2004). Recent thickening trend of Glaciar Perito Moreno, southern Patagonia. Bulletin of glaciological research, 21, 45-48.

Stuefer, M., Rott, H., & Skvarca, P. (2007). Glaciar Perito Moreno, Patagonia: climate sensitivities and glacier characteristics preceding the 2003/04 and 2005/06 damming events. Journal of Glaciology, 53(180), 3-16.

Sugiyama S, Minowa M, Sakakibara D, Skvarca P, Sawagaki T, Ohashi Y, Naito N, and Chikita K. (2016). Thermal structure of proglacial lakes in Patagonia. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 121: 2270–2286, doi:10.1002/2016JF004084

Wan, Z., Y. Zhang, Q. Zhang, and Z.-L. Li (2002), Validation of the land surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data, Remote Sens. Environ., 83, 163–180.

Wan, Z. y Li, Z. (2008). Radiance-based validation of the V5 MODIS land-surface temperature product. International Journal of Remote Sensing, 2008, 29:17, 5373-5395.

Wan, Z. (2006). MODIS Land Surface Temperature Products Users' Guide. Recuperado
el9-9-2017.Disponibleenhttps://icess.eri.ucsb.edu/modis/LstUsrGuide/MODIS_LST_products_Users_guide_C5.pdf

Wan, Z. (2014). New refinements and validation of the collection-6 MODIS landsurface temperature/emissivity product. Remote sensing of Environment, 140, 36-45. Williams Jr, R. S., & Ferrigno, J. G. (2012). State of the Earth's cryosphere at the beginning of the 21st century: glaciers, global snow cover, floating ice, and permafrost and periglacial environments: Chapter A in Satellite image atlas of glaciers of the world (No. 1386-A). US Geological Survey.

Willis, M. J., Melkonian, A. K., Pritchard, M. E., and Rivera, A. 2012. Ice loss from the Southern Patagonian Ice Field, South America, between 2000 and 2012. Geophysical Research Letters, 39(17).

Wu, Y., Wang, N., He, J., & Jiang, X. (2015). Estimating mountain glacier surface temperatures from Landsat-ETM+ thermal infrared data: A case study of Qiyi glacier, China. Remote Sensing of Environment, 163, 286-295.

ANÁLISIS DE REDIMENSIÓN DE MAPAS EN UN SISTEMA DE PREDICCIÓN DE INCENDIOS

Lucatelli J.^a, Mendez-Garabetti M.^{a, b}, Bianchini G.^a, Caymes-Scutari P.^{a, b} y Tardivo M.L ^{a,b,c}

^a Laboratorio de Investigación en Cómputo Paralelo/Distribuido (LICPaD),- UTN FRM, Mendoza, Argentina

^b Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina ^c Departamento de Computación, UNRC, Río Cuarto, Córdoba, Argentina

e-mail: julian.lucatelli@alumnos.frm.utn.edu.ar

RESUMEN

Como es de público conocimiento, los incendios forestales provocan un gran perjuicio para la población. En primera instancia, por los cambios que se producen en la flora y la fauna de los terrenos afectados, y en segundo término por las pérdidas económicas que estos generan. Esto ha motivado la elaboración y/o perfeccionamiento de métodos que permitan la predicción de su comportamiento, manejo y/o control. Muchos de estos están basados en entornos computacionales, donde se ejecutan diferentes simulaciones de incendios con el propósito de que éstas se asimilen a la realidad. ESSIM-EA (Sistema Estadístico Evolutivo con Modelo de Islas basado en Algoritmos Evolutivos) es un método de reducción de incertidumbre aplicado a la predicción del comportamiento de incendios forestales. Para poder evaluar el comportamiento del fuego, la superficie donde se propaga el incendio es representada en el modelo como un conjunto de celdas de tamaño fijo dentro de un mapa. Estos mapas dependiendo del tamaño de la zona afectada, pueden ser representados con diferentes resoluciones, redimensionándolos con el objetivo de mejorar el rendimiento de ESSIM-EA. Para ello, se ha desarrollado un algoritmo de redimensión de mapas que permite aumentar y disminuir la resolución de las celdas. Este algoritmo seria incluido al método con el objetivo de permitir la redimensión automática de los mapas de incendios, utilizando mapas de incendios reales controlados evaluando calidad de predicción y tiempo de procesamiento en el método ESSIM-EA.

Palabras Clave: Incendios Forestales, Redimensión de Mapas, Análisis de redimensión

INTRODUCCIÓN

Los incendios forestales generan un gran impacto en el ecosistema donde este se desarrolla, generando pérdidas inconmensurables tanto desde el punto de vista económico como desde el punto de vista ambiental. Si bien los incendios pueden tener varios factores que lo originan como las altas temperaturas, la baja humedad, la velocidad del viento y la negligencia humana, es de suma importancia el desarrollo de un modelo que se asemeje de la mejor manera posible al comportamiento del mismo.

Logrado esto se podrá predecir/pronosticar el comportamiento futuro del incendio una vez que este ha iniciado, permitiendo determinar aquellas áreas con más probabilidad de ser alcanzadas por el fuego y utilizando esta información a fin de tomar decisiones que posibiliten la reducción de daños y pérdidas.

Como es de esperar, la predicción de cualquier fenómeno natural es una tarea compleja. Generalmente los sistemas de predicción utilizan modelos que se implementan a través de herramientas computacionales y dada la complejidad de las operaciones necesarias para la simulación de este tipo de fenómenos, es necesario un esfuerzo de cómputo acorde. Para ello se hace uso de sistemas computacionales de alto rendimiento para poder realizar las simulaciones en el menor tiempo posible.

Dado que se está trabajando con un modelo físico, surge una problemática que es inherente a cualquiera de estos modelos que es la falta de exactitud en los mismos a razón de los parámetros de entrada. Esto puede traer consecuencias de gravedad en la salida del mismo si se trata de algún tipo de sistema crítico. Además hay que considerar la pérdida de exactitud de la representación del modelo como de su representación computacional. Por lo ya expuesto es de suma importancia la utilización de métodos computacionales que se enfoquen en la reducción de esta incertidumbre a fin de que la predicción sea lo más confiable posible (Bianchini G. et al. et al, 2010)

En el presente trabajo utilizaremos un método de reducción de incertidumbre general denominado Sistema Estadístico Evolutivo con Modelo de Islas basado en Algoritmos Evolutivos (ESSIM-EA, por sus siglas en inglés) diseñado para operar en un ambiente paralelo/distribuido, el cual fue aplicado a la predicción del comportamiento de incendios forestales. Algo que caracteriza a ESSIM-EA es la utilización de celdas de tamaño fijo para la representación de la superficie del incendio. En este caso, uno de los problemas está dado por aquellos mapas que representan extensas superficies y en donde muchos de los valores se han de repetir, generando una carga de ejecución innecesaria. Además ESSIM-EA tiene la particularidad de trabajar con un modelo de islas en donde a cada una se le provee la información inicial del incendio para que pueda comenzar a ejecutar. Esta información está compuesta por el mapa real del incendio y los rangos de valores para cada uno de los parámetros de entrada.

Nuestra propuesta es que ESSIM-EA sea capaz de redimensionar los mapas que utiliza a fin de comparar los distintos *fitness* de las distintas resoluciones en cada paso de simulación y elegir la que crea conveniente en la relación tiempo – fitness. Esto nos ayudará a determinar en qué circunstancias presenta beneficios el uso de la redimensión cuando la pérdida de precisión en las redimensiones sea poca pero la ganancia en tiempo sea considerable. Claramente se desestimará el uso de la redimensión para el caso en que los tiempos confluyan entre las distintas resoluciones (Méndez-Garabetti, M. et al, 2014)

Es por ello que se ha desarrollado un método que permite la redimensión de mapas, tanto para reducir como para aumentar la precisión de los mismos. Esto nos permitirá no sólo encontrar el punto de equilibrio en lo que respecta al tamaño del mapa, sino

también el mantener la precisión que los mapas presentan con una reducción de los tiempos de ejecución de ESSIM-EA

MÉTODOS O DESARROLLO EXPERIMENTAL

Algoritmos Evolutivos Paralelos

Los Algoritmos evolutivos paralelos (PEAs) son considerados como un método eficiente de búsqueda inspirado en la selección natural y la genética para resolver problemas de optimización. En términos generales, el proceso consiste en una serie de iteraciones, cada una de ellas llamada *generación* (en nuestro caso estaría representado por un conjunto posible de escenarios o combinaciones de los valores de los parámetros). Estos "escenarios" se organizan como un set particular de posibles soluciones (llamados *individuos*), los cuales constituyen una *población*. (Talbi El-Ghazali, 1965)

Inicialmente, esta población es normalmente generada de manera aleatoria. Cada individuo en la población es una versión codificada de una solución tentativa. En cada paso, los individuos son seleccionados desde los padres, siguiendo el paradigma de selección natural, donde los individuos con mejor *fitness* serán seleccionados y utilizados en la próxima *generación*. Cada EA debe tener una función *fitness* que calcule dicho valor para cada individuo para determinar cuan preciso es el conjunto de valores que el individuo representa

Luego, los individuos seleccionados se reproducen usando operadores de variación, como la mutación o cruzamiento, para generar nuevos hijos. Finalmente, un esquema de reemplazo es aplicado para determinar cuáles individuos de la población sobrevivirán de los hijos y los padres. Esta iteración representa una generación, donde este proceso iterará hasta un criterio de parada que puede ser el alcanzar un valor de *fitness* determinado o la ejecución de un número de iteraciones

Funcionamiento de ESSIM-EA

ESSIM-EA ha sido aplicado satisfactoriamente como método de reducción de incertidumbre en la predicción de incendios. Como se mencionó anteriormente, ESSIM-EA utiliza Algoritmos Evolutivos bajo un esquema de paralelización basado en islas. (Méndez-Garabetti, M. et al, 2017). Esto se utiliza como técnica de optimización a través de una jerarquía master-worker

Una vez que el método se está ejecutando, se estarán ejecutando tres tipos de procesos: a) el proceso monitor, b) el proceso master y c) el proceso worker. La disposición y las relaciones a la hora de comunicarse pueden verse en la Fig. I. La operación comienza en el proceso monitor, este es el responsable de enviar la información inicial a cada isla. Esta comunicación inicial incluye: 1) la línea real de Fuego (RFL_x), b) el rango de valores (VR) para cada parámetro de entrada y c) los parámetros del PEA (PS_{PEA})



Figura. 1: ESSIM-EA: FS: Simulador del fuego; PEA: Algoritmo Evolutivo Paralelo; PEAF : PEA (Evaluación del fitness); OS: Etapa de Optimización; SS: Etapa Estadística; SKign: búsqueda Kign; Kign: Valor de ignición; FF: Función de Fitness; CS: Etapa de Calibración; FP: Predicción del Fuego; PFL: Línea de Fuego Predicha; RFLx: Línea real del Fuego en el tiempo x; PV: Vector de parámetros de entrada; SS_M: Etapa Estadística en el proceso monitor; PP_{Map}: Mapa de Probabilidad

Una vez que cada master recibió la información inicial, el algoritmo evolutivo puede empezar. Cada master inicia una población diferente y aplica los operadores evolutivos utilizando la configuración de parámetros recibidos previamente desde el proceso monitor. La evaluación de los individuos es ejecutada por los workers (OS_{Worker}), los cuales simulan el comportamiento en la Etapa de Simulación del Fuego (FS).

En la simulación de cada individuo, la línea real del fuego en el tiempo t_{i-1} (RFL t_{i-1}), junto con los valores de cada individuo (o vector de parámetros, PV) es evaluada. Al final de la ejecución, la diferencia entre el mapa simulado y el mapa actual para ese instante de tiempo es contrastado. (Méndez-Garabetti, M. et al, 2015) El resultado de esta comparación es el valor de *fitness* de cada individuo, el cual es usado por el PEA. Subsecuentemente, los resultados de los individuos evaluados son enviados a sus respectivos masters, donde la etapa PEA se encarga de almacenar los resultados parciales, evolucionar la población y migrar los individuos a las islas vecinas (Méndez-Garabetti, M. et al, 2016). El procedimiento se repite hasta alcanzar el umbral de fitness predeterminado o el número máximo de iteraciones, ambos previamente establecidos. En el momento de la etapa de calibración se comienza a operar, es decir, la población se envía a la Etapa Estadística (SS) que se encuentra dentro del proceso master de la Etapa de Calibración. SS es responsable de generar el mapa de probabilidad, el cual es creado

considerando los mapas simulados de cada individuo. El mapa de probabilidad generado por cada isla en t_i se usa para calcular K_{ign}. Nótese que cada isla genera en t_i un valor de ignición y un mapa de probabilidad, donde luego se los envía al proceso monitor CS_{Monitor}. El monitor de la Etapa Estadística (SS_{Monitor}) evalúa a los K_{ign} y a los mapas de probabilidad de todas las islas eligiendo aquellas que ofrezcan los mejores *fitness* para cada paso de la predicción. Estos pares de datos son enviados luego a la Etapa de Predicción de Fuego (FP) para generar la Línea de Fuego Predicha (PFL) (Méndez-Garabetti, M. et al, 2014)

Funcionamiento del método de redimensión

Este método tiene por objetivo lograr redimensionar un mapa sin que se deteriore de manera significativa la precisión que este aporta a la descripción de la propagación de un incendio. Las dos operaciones básicas son: el aumento y la reducción del número de celdas. Ambas operaciones presentan distintas particularidades que están relacionadas con el número de celdas y el tiempo de ejecución de los mapas en el método ESSIM-EA. Para el caso del aumento del número de celdas, el método mantendrá un nivel de precisión alto en la representación de los mapas pero se generará un mayor de tiempo de ejecución del método, mientras que para la reducción se disminuirá la precisión de los mapas pero este podrá ser utilizado mediante ESSIM-EA de manera más rápida.

Para el caso de una reducción del número de celdas, el método consta de dos partes: la primera es la determinación del comportamiento del incendio y la segunda es la redimensión en sí misma.

Lo primero que se realiza es determinar el comportamiento del incendio, es decir, el tipo de propagación que éste presenta, tomando en cuenta su origen y posterior desenlace. La forma por la cual esto se realiza es, en primera instancia generar dos matrices que representen el comportamiento tanto de izquierda a derecha como de arriba hacia abajo del mapa en cuestión, para luego generar una tercera matriz del mismo tamaño que el mapa reducido que expresa de manera explícita el sentido de un conjunto de celdas.

12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5
12.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
12.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
12.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
12.5	5.0	2.5	2.5	2.5	2.5
12.5	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0

Tabla. I: Ejemplo de un mapa sin redimensionar

=	<	<	<	<	<
=	=	=	=	=	=
=	>	>	>	>	>

Tabla. III: PMCAA = Porción Matriz

=	=	=
<	=	=
<	=	=
<	=	=
<	=	=
<	=	=

Tabla. II: PMCAA = Porción Matriz Comportamiento Izquierda – Derecha

IAr	DAr	DAr
IAb	Ι	Ι
IAb	DAb	DAb

Tabla. IV: Matriz Comportamiento

Comportamiento Arriba - Abajo

Para determinar el comportamiento del mapa, por cada conjunto de valores a reducir, se toma sus pares de porciones de matrices de comportamiento del mapa y se lo cataloga con la siguiente clasificación:

- Si los cuatro valores (de las porciones de las matrices de comportamiento) son iguales e igual a (=), su propagación queda (=)
- Si se propaga hacia arriba y a la izquierda: uno de los dos valores de la PMCID es (<) y la otra (=) o ambas (<) y uno de los valores de la PMCAA es (<) y la otra (=) o ambas (<)
- Si se propaga hacia arriba y a la derecha: uno de los dos valores de la PMCID es
 (>) y la otra (=) o ambas (>) y uno de los valores de la PMCAA es (<) y la otra
 (=) o ambas (<)
- Si se propaga hacia abajo y a la izquierda: uno de los dos valores de la PMCID es (<) y la otra (=) o ambas (<) y uno de los valores de la PMCAA es (>) y la otra (=) o ambas (>)
- Si se propaga hacia abajo y a la derecha: uno de los dos valores de la PMCID es
 (>) y la otra (=) o ambas (>) y uno de los valores de la PMCAA es (>) y la otra
 (=) o ambas (>)

Luego con ambos conjuntos, lo que se realiza es determinar el número de ocurrencias de los valores en ese conjunto, aquel que cuente con mayor número de ocurrencia, será el representativo de la porción a reducir. Para la situación en que exista una igualdad en la cantidad de ocurrencias para dos o más valores distintos, se tomará el que tenga mayor cantidad de ocurrencias en el conjunto original de celdas. En caso de que persista la igualdad, se elige, del conjunto original de datos, al que se encuentra arriba a la izquierda. Una vez reducido el mapa, la resultante es

12.5	12.5	12.5
2.5	2.5	2.5
2.5	2.5	2.5

Tabla. V: Ejemplo de mapa para aumentar

Para el caso de aumento del tamaño del mapa, lo primero que realiza es determinar la celda que será aumentada y sus aledañas. Se toma como uno de los valores a evaluar el valor representativo en el mapa original a aumentar y los valores de las celdas más próximas a esta. El método calcula el número de ocurrencias entre los 4 valores dados,

en caso de que hubiese dos valores con la misma cantidad de ocurrencias, se toma el valor representativo en el mapa original.

12.5	12.5	12.5
12.5	2.5	2.5
12.5	2.5	2.5

Tabla. VI: Mapa con el valor a aumentar y sus aledañas

Supongamos que (Tabla VI) es nuestro mapa original, en este caso de dimensiones 3 x 3 y queremos aumentar la celda resaltada y el valor de la matriz aumentada que queremos calcular es el que se encuentra arriba a la izquierda

Como se dijo anteriormente se utiliza el valor representativo de la celda, en este caso 2.5 y los valores aledaños correspondientes a la celda a calcular (arriba a la izquierda). En este caso, se utiliza el mismo método que en la reducción, contar ocurrencias. En este caso 12.5, el valor resultante para la celda dicha anteriormente. Si existiese una igualdad entre las ocurrencias de los valores, el valor elegido será el valor representativo de la celda, en este caso 2.5 (Méndez-Garabetti, M. et al, 2014)

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la presente sección se muestran los resultados obtenidos tras la ejecución del método ESSIM-EA con un conjunto de cinco mapas compuesto por el mapa original (mapa 1) de una quema controlada efectuada en el campo, los mapas 2 y 3 que son reducciones sucesivas del mapa original y de otras 2 que han sido redimensionadas a partir del mapa 3 para volver al mapa original y ser ejecutados dentro de ESSIM-EA. En la siguiente tabla se muestra las distintas características de los mapas utilizados

Mapa	Ancho	Largo	Cantidad de Celdas	Ancho	Distancia Largo
1	90	86	7740	2,99	2,99
2	45	43	1935	1,50	1,50
3	22	22	484	0,75	0,75
4	88	88	7744	3,00	3,00
5	44	44	1936	1,50	1,50

Tabla VII: Descripción de los mapas utilizados en las simulaciones

El método de experimentación que se utilizó está basado en la redimensión de los mapas a través del algoritmo descripto anteriormente por fuera de ESSIM-EA para

luego ser utilizados como mapas de entrada para este último como una primera aproximación a una implementación de este método de redimensión por dentro de ESSIM-EA.

Después de la aplicación de los métodos tanto de redimensión como de ESSIM-EA, los valores de fitness hallados se presentan en la siguiente tabla. Se realizaron alrededor de 50 simulaciones

Paso	Mapa 1	Mapa 2	Mapa 3	Mapa 4	Mapa 5
1	0,8523	0,5964603	0,5683774	0,59335475	0,6130260833
2	0,8432	0,7716448	0,6931035	0,8428404167	0,7357685333
3	0,7735	0,6073554	0,5558298	0,6514673333	0,7319659167
Tiempo Ejec.	3830,546	2658,01	523,69	24616,30833	3450,5775

Tabla VIII: Fitness de las ejecuciones en cada paso para los diferentes mapas y sus respectivos tiempos de ejecución



Figura. 2: Gráfico tiempo - fitness de las ejecuciones

Se puede ver en los resultados obtenidos que la pérdida de precisión en el mapa 4 es prácticamente nula mientras que el mapa 5 tiene la tendencia de asimilarse al mapa original. En el resto de los casos, se puede ver claramente que el mapa genera una reducción del fitness en las ejecuciones entre las distintas representaciones del mapa. En

el primer paso, la calidad de predicción se ve afectada significativamente para todos los mapas redimensionados pero ya en el segundo paso de ejecución los mapas presentan fitness más altos con diferencias entre ellos que son explicadas para las diferencias que se encuentran con el mapa original que se explican por la precisión perdida en la redimensión. Algo a tener en cuenta es la reducción significativa en los tiempos de ejecución de ESSIM-EA con estos mapas, no sólo aquellos mapas reducidos sino aquellos mapas que fueron aumentados a partir de los reducidos. Esto hace presuponer que dentro de ESSIM-EA el método de redimensión generará grandes ganancias de tiempo a la hora de poder simular mapas de diversos tamaños y que el fitness al finalizar cada paso de ejecución no se vea afectado de manera considerable.

Es importante analizar es la diferencia del tiempo de ejecución entre los mapas 1 y 4 (mapa original y mapa de un tamaño similar al original pero obtenido a partir de una doble reducción y un doble aumento) y los mapas 2 y 5 (mapa obtenido a partir de una reducción del mapa original y mapa obtenido a partir de un aumento del mapa 3). Se muestra que existe una diferencia significativa entre los tiempos de los mapas de diferentes tamaños pero a la hora de comparar entre los mapas del mismo tamaño se puede ver que la aplicación del método de redimensión provoca aumentos en los tiempos de ejecución, por lo que cuando este método sea incorporado en ESSIM-EA se debe tener en cuenta la cantidad de veces que el mapa de entrada será redimensionado dentro del método de simulación de incendios

CONCLUSIONES

En el presente trabajo se ha descripto un algoritmo que se centra en el problema de la redimensión de mapas que se utiliza en conjunto con ESSIM-EA, un método de reducción de incertidumbre aplicado a la gestión de incendios forestales donde se pudo realizar una primera aproximación del uso del algoritmo y ESSIM-EA. Se pudieron obtener resultados que demuestran la alta precisión del algoritmo pudiéndose implementar dentro de ESSIM-EA

Para trabajo futuro resta poder proveer al método de redimensión la capacidad de que los mapas se asemejen en mayor medida a los mapas de origen, para poder ser tenido en cuenta a la hora de ser incluido en ESSIM-EA

REFERENCIAS

Bianchini, G, Cortés, A, Margalef, T y Luque E. Método de Reducción de Incertidumbre basado en HPC. IX Workshop Procesamiento Distribuido y Paralelo (WPDP). (2009) Méndez-Garabetti, M. A, Bianchini, G, Tardivo, M. L. y Caymes-Scutari, P. Predicción de Incendios Forestales mediante ESSIM-EA: Análisis de variación dinámica de la representación del terreno. E - ICES 10. (2014) Méndez-Garabetti, M. A, Bianchini, G, Tardivo, M. L. y Caymes-Scutari, P. Sistema Estadístico Evolutivo con Modelo de Islas: Calibración de parámetros evolutivos. 6th International Symposium on Innovation and Technology (ISIT). (2015)

Méndez-Garabetti, M. A, Bianchini, G, Tardivo, M. L. y Caymes-Scutari, P. Comparative analysis of performance and quality of prediction between ESS and ESSIM-EA. XL Latin American Computing Conference CLEI. (2014)

Méndez-Garabetti, M. A, Bianchini, G, Tardivo, M. L. y Caymes-Scutari Increase in the quality of the prediction of a computational wildfire behaviour method through the improvement of the internal Metaheuristics., P. Fire Safety Journal. (2016)

Méndez-Garabetti, M. A, Bianchini, Caymes-Scutari, P, Tardivo, M. L. y Gil-Costa, V. ESSIM-EA applied to Wildfire Prediction using Heterogeneous Configuration for Evolutionary Parameters. CACIC 2017.

Talbi El-Ghazali. Metaheuristics: From Design to Implementation. Wiley. ISBN 978-0-470-27858-1 (cloth). (1965)

GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO OLCA-PARUMA, NORTE DE CHILE

Martínez S.^a, Navas S.^a, González C.^b y Aguilera F.^a

^aDepartamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, CHILE ^bPrograma de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, CHILE

e-mail: smr013@alumnos.ucn.cl, smr013@alumnos.ucn, smr013@alumnos.ucn, <a href="mailto:smr013@alumnos.ucn"/smr013@alumnos.ucn"/smr013@alumnos.ucn, <a href="mailto:smr013@alumnos.ucn"/smr013@alumnos.ucn"/

RESUMEN

El Complejo Volcánico Olca-Paruma (CVOP; 20°56'37.7"S-68°27'37.1"W; 5.424 m s.n.m.; frontera entre Chile y Bolivia) es una cadena de estratoconos traslapados de orientación E-W, de 18 km de extensión y con una altura máxima del complejo desde su base de 1.350 m, y está constituido de W a E por los volcanes Michincha, Olca, Cumbre Blanca, Candelaria y Paruma. El complejo está construido sobre unidades volcánicas correspondientes a la Ignimbrita Ujina y estructuras volcánicas poco preservadas de edad Mioceno Superior-Plioceno Inferior. La estructura principal de la cadena está construida sobre 4 unidades altamente erodadas relacionadas a actividad efusiva de composición andesítica a dacítica, las cuales afloran en los flancos sur, este y norte del complejo, posiblemente de edad Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior. La actividad del edificio del CVOP se desarrolló durante el Pleistoceno Superior a Holoceno con 12 unidades de composición andesítica a dacítica, las que se encuentran de escasa a bien preservadas, destacando la presencia de un extenso flujo de 8 km de longitud en el flanco SE, con presencia de levees y ojivas muy bien preservadas. Depósitos morrénicos son frecuentes en el flanco sur del complejo, los cuales están relacionados a la última edad glacial de la zona (15-11 ka). A pesar de que el CVOP no presenta registros de actividad eruptiva en tiempos históricos, este es un complejo activo, cuya actividad está representada por la presencia de un campo fumarólico activo de 0,1 km² en la cima del volcán Olca y frecuente actividad sísmica. La finalización de esta investigación incluye la determinación de la evolución geológica del CVOP y su respectivo mapa geológico, el que será utilizado como base para evaluar los peligros asociados a este complejo, permitiendo mejorar el actual mapa de peligros existente, en consecuencia, mejorar los modelos de peligros para volcanes del norte de Chile.

Palabras Clave: Volcanología Física, Zona Volcánica Central, Complejo Volcánico Olca-Paruma.

INTRODUCCIÓN

El Complejo Volcánico Olca-Paruma (CVOP) se encuentra ubicado en la frontera Chilena-Boliviana, latitud 20°56'S en la Cordillera Occidental de los Andes Centrales. El CVOP es parte de la ZVC (Zona Volcánica Central) que se extiende desde los 16°S a los 28°S y se caracteriza por la presencia de centros volcánicos, tales como calderas, estratovolcanes y volcanes monogenéticos, asociados a una corteza continental de ~71 km de grosor (Stern, 2004). La composición predominante de los estratovolcanes del norte de Chile es andesítica a dacítica, de edad Cuaternaria, con cumbres que

sobrepasan los 6.000 m s.n.m. y abundan los depósitos ignimbríticos producto de las erupciones de calderas a partir del Mioceno (Ramírez and Gardeweg, 1982).

El CVOP es una cadena de estratoconos traslapados de orientación E-W, alcanza una altura de 5.424 m s.n.m., está formado por lavas y un domo cuya composición es andesítica a dacítica con un diámetro basal de unos 18 km. Dentro de este complejo destacan, de este a oeste, los siguientes centros eruptivos: Michincha, Olca, Cumbre Blanca, Candelaria y Paruma. Además, existen a lo menos otros 12 cráteres bien preservados (Gardeweg et al., 2009).

El presente artículo tiene por objetivo describir la historia geológica del CVOP a través del reconocimiento y caracterización de cada uno de los ciclos volcánicos efusivos y explosivos que comprenden su historia eruptiva. El mapa elaborado para este propósito servirá para mejorar el mapa de riesgo volcánico actual. Para este trabajo fueron realizadas 2 compañas de terreno, en donde se recolectó información de las unidades litológicas, su distribución, alteraciones y relaciones de contacto, en conjunto con la toma de muestras y mediciones in situ.

68°30'S



68°30'S

Figura 1. Imagen satelital de los centros volcánicos cercanos al área de estudio. En el recuadro azul se identifica el Cordón Volcánico Milluni, compuesto de norte a sur por: volcán Irruputuncu, cerro Laguna, volcán Milluni, cerro Pabellón del Inca y cerro Chutinza. El recuadro rojo muestra el CVOP. El recuadro amarillo corresponde a parte del Cluster Aucanquilcha y el recuadro verde abarca al volcán Ollagüe y volcán monogenético la Poruñita. Los triángulos indican los centros que presentan actividad fumarólica. Imagen satelital extraída deBing.

MARCO GEODINÁMICO

El CVOP pertenece a la ZVC, una de las divisiones más activas de los Andes y cuyo origen está asociado a la convergencia de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, cuyo ángulo de subducción 25° (Stern, 2004). La ZVC alcanza un espesor cortical máximo de ~71 km y se puede subdividir en dos segmentos de acuerdo a la reología de sus basamentos: Altiplano (15°- 23° S) y Puna (23°-28° S) (Tassara and Yáñez, 2003). El CVOP se encuentra dentro del segmento Altiplano, cuya actividad volcánica se reactivó en el Mioceno Tardío (~11,5 Ma) en la Cordillera Occidental, posterior a un periodo de escasa actividad magmática que duró 33 m.a, (Trumbull et al., 2006; Gardeweg et al., 2009).

En el entorno del CVOP, se encuentra el Cordón Volcánico Milluni (Mioceno), conformado por 5 edificios volcánicos mayores alineados en dirección N-S, dentro de los cuales se encuentra el volcán Irruputuncu en el extremo norte y el cerro Chutinza en el extremo sur. El volcán Alconcha, Ignimbrita Ujina, cerro Tres Moños, volcán Auncalquincha y extensos campos de lavas de centros de emisión no identificados, los cuales se encuentran al sur del área de estudio y son parte del Cluster Aucanlquincha (Grunder et al., 2006), que contiene miembros de edades variables entre Mioceno y Holoceno. El volcán Ollagüe y el volcán monogenético La Poruñita se encuentran al sureste del CVOP, con actividad durante el Plioceno Superior-Pleistoceno (Ramírez and Huete, 1981). El volcanismo del Pleistoceno y Pleistoceno Superior-Holoceno está representado por el CVOP, el cual trunca en sentido E-W el extremo meridional del Cordón Volcánico Milluni (Tomlinson et al., 2001; Gardeweg et al., 2009; ver Fig. 1).

GEOLOGÍA DEL CVOP

A continuación se describirá la geología del área de estudio, dividida en basamento, unidades basales y Complejo Volcánico Olca-Paruma (ver. Fig. 2).

Basamento

Cerro Chutinza (Mioceno)

Esta unidad es el miembro más austral del Cordón Volcánico Milluni, se encuentra al este del Cerro Pabellón del Inca y al noroeste del volcán Michincha. Se trata de un estratovolcán conformado por lavas y algunos depósitos piroclásticos de composición andesítica a dacítica. La etapa más antigua del edificio está representada por el Cerro Chutinza Viejo, el cual se encuentra moderadamente erosionado, presenta intensa alteración hidrotermal y su cráter está abierto hacia el noreste. Relacionados a este centro, existen tres cuerpos tipo domo, que posiblemente son el resultado de etapas tardías de la formación del volcán (Vergara, 1978). Existen 2 dataciones Ar-Ar en plagioclasa de esta unidad, que dan una edad miocena superior $(10,7\pm0,8 y 10,8\pm0,11 Ma; Arcos et al., 2009)$

Ignimbrita Ujina (Mioceno Superior)

Definida por Vergara (1978) como una unidad de rocas ignimbríticas correspondientes a un depósito de flujo piroclástico dacítico de superficie pardo rojizo. Se extiende hacia el sur de la estación homónima, en la cabecera del valle del Río Loa. Aflora en el sector suroeste del área de estudio, al sur del CVOP y tiene un espesor medido en sondajes de 150 m (Vergara and Thomas, 1984). Litológicamente es una toba de cristales y vidrio, gris blanquecina a rosada clara, medianamente soldada (Gardeweg et al., 2009). Baker (1977) reporta edades de biotita K-Ar de 9,6±0,4 y 9,7±0,4 Ma, lo que corresponde a Mioceno superior (Vergara, 1978).

Lavas y Domos Yuma (Mioceno Superior)

Esta unidad se localiza en el flanco sur del CVOP, se encuentran muy alterada y erodada, lo que hace difícil distinguir los centros de emisión. Litológicamente corresponden a dacitas y andesitas de color pardo a pardo rojizo y otras con colores grisáceos oscuros con textura porfídica. Existe una datación de K/Ar en biotita, en una muestra del domo Yuma, la cual reveló una edad de K/Ar de 8,3±0,4 Ma (Mioceno Superior; Baker, 1977).

Unidades basales del CVOP

La estructura principal de esta cadena está construida sobre 4 unidades fuertemente erodadas relacionadas a la actividad efusiva temprana, son de composición andesítica a dacítica y afloran en los flancos sur, este y norte del complejo, posiblemente de edad Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior. El orden en que se mencionan no es cronológico.

Cerro Paruma

Es un estratovolcán ubicado en el extremo oriental de la cadena volcánica del CVOP, está constituido por flujos de lavas andesíticas y dacíticas, posee una forma cónica que alcanza los 5.707 m s.n.m. y tiene un diámetro de aproximadamente 5,5 km. Las coladas de lava escurren en todas direcciones desde el centro de emisión, pero debido a la cubierta sedimentaria y a la erosión son difíciles de individualizar. El macizo preserva evidencia de intensa actividad glaciar. Los casquetes de hielo erosionaron la cima y le dieron una forma puntiaguda (horn o cuerno), sus laderas tienen incisiones en forma de "U" y en las faldas hay depósitos morrénicos. El edificio se construye sobre una ignimbrita no identificada (probablemente la Ignimbrita Carcote), esta relación se observa al sureste del volcán. Su posición estratigráfica con respecto a otras unidades antiguas del complejo no es clara debido a que los contactos están cubiertos.

En base a relaciones estratigráficas, aspecto general y algunas dataciones Vergara and Thomas (1984) le asignaron una edad pliocena. Los estudios que hay de este volcán son sólo en base a fotointerpretación.

Lavas dacíticas y andesíticas con litofisas

Esta unidad se ubica al este de la unidad Cerros Sur 1 y 2 y al suroeste del Cerro Paruma y corresponde a un edificio volcánico muy erosionado. El punto más alto está a 5.243 m s.n.m. y tiene un diámetro de 4,1 km. Las coladas de lava no se pueden definir individualmente debido a la erosión y a los depósitos sedimentarios que las cubren. Este volcán fue intensamente erosionado por actividad glaciar, sus faldeos están cubiertos por morrenas y tiene asociado varios depósitos de lahares que se extienden hacia el sur por más de 7 km. Debido a las glaciaciones, dentro del volcán se formó un valle en "U" que posteriormente fue rellenado por lavas provenientes del volcán Candelaria. Litológicamente se compone por dacitas y andesitas de color gris a negro, en algunas muestras la masa fundamental tiene laminaciones más claras. Un rasgo distintivo de esta unidad es la presencia de litofisas de hasta 3 cm de diámetro encontradas en el sector suroeste del macizo. Esta unidad subyace a la mayoría de las unidades adyacentes, pero su relación estratigráfica con Cerro Sur 2 y Cerro Paruma se desconoce debido a que los contactos están cubiertos por lavas del volcán Cumbre Blanca y volcán Paruma respectivamente.

Cerros Sur 1 y 2

Esta unidad está compuesta por dos edificios volcánicos andesíticos alineados en dirección E-W y se ubican 2,1 km al sur de la cadena principal. Cerro Sur 1 (CS1, oeste) posee una altura de 5.163 m s.n.m. y Cerro Sur 2 (CS2, este) tiene una altura 5.107 m s.n.m. Los cráteres no se preservaron por la actividad glaciar que cubrió totalmente esta unidad y le dio una morfología redondeada, debido a esto las coladas de lava son indiferenciables, además dejó expuesta una zona de alteración hidrotermal en la cima de CS2. Entre estos edificios y la cadena Olca-Paruma se formó un valle glaciar que actualmente está cubierto por material aluvial y coluvial no consolidado proveniente del volcán Olca y Cumbre Blanca. Las relaciones de CS1 se depositaron sobre las del CS2, indicando que CS1 es el más joven de los dos. Esta relación queda expuesta en el portezuelo que se forma entre ambos. CS2 subyace a lavas del volcán Cumbre Blanca y se construye sobre depósitos piroclásticos originados por un evento explosivo de la fase temprana de la formación de CS1 y CS2.

<u>Depósitos piroclásticos CS2</u>: Este depósito se presenta estratificado y consolidado. Se ubica en la base del CS2, aflorando en la ladera E y está asociado a un evento explosivo en la fase temprana de la formación de la unidad CS2. La columna que representa a esta unidad tiene una altura aproximada de 6,5 m y se compone de 6 niveles, de base a techo son: toba de ceniza y lapilli lítica de color gris masiva y endurecida (espesor 2,5 m) con alternancia de subniveles de toba de ceniza gruesa con laminación paralela y cruzada; toba de ceniza y lapilli lítica masiva y endurecida (espesor 80 cm) de color amarillo a anaranjado, toba de ceniza lítica masiva y endurecida (espesor 3,2 m) de color gris a gris claro y en ciertos sectores se ve rojiza, toba de ceniza lítica (espesor 3,2 m) laminada de color pardo claro, toba de lapilli y ceniza lítica (espesor 33 cm) masiva de color gris y toba de ceniza lítica masiva de color gris. En todos los niveles los clastos son andesitas, escorias rojas y negras y pómez en menor proporción.

Cerro Moro

Esta unidad se encuentra 3,3 km al norte de la cadena principal, frente al volcán Candelaria. Alcanza los 5.154 m s.n.m., posee un cráter de 770 m de diámetro aprox. que emitió lavas que miden 5,5 km de largo y 4,4 km de ancho máximo que escurrieron hacia el norte, sus estructuras no están muy bien conservadas, pero en zonas distales se pueden reconocer ojivas y levées.

Ignimbrita Yuma (Plioceno)

Este depósito de flujo piroclástico corresponde a una toba soldada andesítica de piroxeno y hornblenda, con bombas escoriáceas y bloques juveniles de andesita, además de abundantes líticos polimícticos. Fue datada en 3,7 Ma, aunque se desconoce su centro de emisión, su ubicación sugiere que estaría relacionada a la actividad temprana del CVOP (Gardeweg et al., 2009).

Complejo Volcánico Olca – Paruma

A continuación, son descritas las unidades identificadas desde oeste a este que cubren a las unidades basales del CVOP

Volcán Michincha

Este volcán se ubica en el extremo oeste del CVOP, a una altura de 5.200 m s.n.m., incluye 2 cráteres alineados en dirección NW-SE que poseen un diámetro cercano a los 620 m. En las etapas iniciales del volcán ambos cráteres emitieron coladas de lava, pero posteriormente el cráter NW concentró la actividad efusiva y explosiva.

Es posible reconocer de base a techo, un depósito piroclástico originado en un evento explosivo en la etapa temprana de este volcán, que subyace a lavas en bloque dacíticas y andesíticas las cuales forman la estructura base del edificio. Sobreyaciendo a las lavas de la base, se reconocen dos eventos volcánicos efusivos que generaron lavas en bloque de composición andesítica con estructuras volcánicas perfectamente identificables.

a) Depósitos Piroclásticos Michincha: Esta unidad corresponde a un depósito piroclástico estratificado y consolidado. En una quebrada al sur del cráter NW aflora una columna de 11,3 m asociada a un evento explosivo en la fase temprana de la formación de este volcán. La columna se compone de 5 niveles, los que se describen a continuación, de base a techo: toba de lapilli y ceniza lítica (espesor 1,4 m) de color pardo con imbricación de clastos, toba de lapilli y ceniza lítica (espesor 1,67 m) de colores gris, blanco y anaranjado, toba de lapilli y ceniza lítica (espesor 1,67 m) de color rojizo y el último nivel corresponde a una alternancia entre niveles de tobas de lapilli y ceniza líticas clasto soportados y matriz soportados (en cierto sector alcanza un espesor de hasta 20 m), en donde los niveles clasto soportados se presentan como lentes irregulares y de espesores variables. En todos los niveles los clastos son andesitas, escorias rojas y negras y pómez en menor proporción. Subyace a las Lavas Dacíticas y Andesíticas Porfídicas que se describen a continuación.

b) Lavas Dacíticas y Andesíticas Porfídicas: Se ubican en niveles inferiores del volcán Michincha, son coladas en bloque que escurrieron hacia el norte principalmente (5 km de largo) y hacia el sur (3 km), alcanzan un espesor de más de 150 m y conservan muy pocas estructuras originales, ya que se encuentran afectadas por erosión glaciar. El paso del glaciar incidió en las quebradas formando valles con forma de "U" y un circo glaciar bien preservado al sur del cráter NW. Litológicamente son dacitas y andesitas de grano fino a medio de color gris a gris oscuro con textura porfídica e hipocristalina. Algunas muestras presentan textura vesicular y foliación por flujo.

c) Lavas Andesíticas de Anfíbol: Esta unidad se representa por una colada de lavas en bloque que se prolonga hacia el oeste del centro de emisión del volcán Michincha, alcanzando una extensión de 6,4 km desde el cráter y un espesor de 150 m en la parte distal. Se caracteriza por tener estructuras volcánicas medianamente preservadas, levées y ojivas en su mayoría, lo que le otorga a la colada un aspecto "bulboso". Litológicamente corresponden a andesitas de grano fino de color gris claro a oscuro con textura hipocristalina y porfídica.

d) Lavas Andesíticas Porfídicas: Estas lavas representan el último evento efusivo del volcán Michincha. Son coladas en bloque que tienen levées y ojivas bien preservadas, y que se extendieron aproximadamente 3 km hacia el oeste-suroeste del cráter y tienen un espesor de 90 m. Son andesitas de grano medio-fino de color gris, con textura hipocristalina y porfídica.

e) Depósitos Piroclásticos Superiores: Esta unidad está compuesta por 3 depósitos localizados en distintos lugares de la cima: I) Depósitos piroclásticos no consolidados de escoria de color negro que rodean los cráteres del volcán Michincha; II) Depósitos piroclásticos de flujo de escoria aglutinada de colores gris, rojo y negro, parcialmente consolidada y clasto soportada, sin gradación ni imbricación, y III) Depósito piroclástico consolidado de 3,5 m de altura de color gris oscuro, el que consiste en una alternancia de flujos de tamaño ceniza a lapilli, clasto soportados a matriz soportados. Estos dos últimos depósitos se ubican 1 km al sureste del cráter SE del volcán Michincha y los clastos presentes corresponden principalmente andesitas y escorias, y en una proporción mucho menor, pómez de color blanco. Existe una posibilidad que estos depósitos estén relacionados al Volcán Olca, ya que, de igual manera, conforman el borde sur de su cráter.

Volcán Olca

Este edificio forma parte de los estadios iniciales del CVOP, y al parecer fue el que otorgó mayor volumen de productos volcánicos al complejo, alcanza una altura de 5.300 m s.n.m y el centro de emisión está totalmente cubierto por depósitos solfatáricos y productos de alteración hidrotermal, otorgándole una coloración blanca a la cima. Producto de una intensa erosión glaciar, se formó un valle en "U" al sur del cráter y es por esto que no es posible identificar todos los flujos de lava emitidos y sólo se distingue: una pequeña colada de lava en bloque de composición andesítica con extensión de 2,4 km desde el cráter; y la presencia de una unidad volcánica no identificada 6,1 km al N del cráter (en Bolivia), de color pardo oscuro que cubre una extensión de 3,4 km². Este volcán presenta un domo en su cima, el cual es el único sitio en donde actualmente se presenta emisión de gases a través de pequeñas fracturas y grietas de 5 a 10 cm (Aguilera, 2008) generando diversas fumarolas activas con sublimación de azufre (Gardeweg et al., 2009).

Volcán Cumbre Blanca

Este volcán se encuentra ubicado entre el volcán Olca y el volcán Candelaria a una altura de 5.300 m s.n.m. y tiene 7 cráteres asociados. Los 4 más antiguos se localizan

entre 600 y 900 m al norte del lineamiento E-W principal, y produjeron lavas en bloque que escurrieron hacia el norte, el cráter más grande mide 920 m de diámetro, está a 5.240 m s.n.m. y aloja un cráter de 420 m de diámetro, son las estructuras más occidentales del volcán Cumbre Blanca. Los otros 2 cráteres antiguos se ubican 1,5 km más al este, están alineados en dirección NE-SW, tienen una altura de 5.210 m s.n.m., y diámetros de 650 m y 290 m. Los 3 cráteres más jóvenes son parte del lineamiento principal del CVOP y reflejan una migración progresiva hacia el este en las últimas etapas de actividad del volcán Cumbre Blanca y originaron 3 coladas de lava. Sus diámetros de oeste a este son de 490 m, 280 m y 340 m, éste último alcanza los 5.335 m s.n.m.

Este edificio se constituye por lavas en bloque de composición andesítica que subyacen a depósitos piroclásticos de escorias aglutinadas y escorias no consolidadas, lo que representa la estructura inicial del volcán, la cual fue erosionada por actividad glaciar. Sobreyacen a esta estructura, dos flujos de lavas de composición andesítica asociadas a los últimos eventos efusivos.

a) Lavas Antiguas Bolivianas (unidad fotointerpretada): Son las lavas más antiguas del volcán, escurren 4,1 km hacia el norte, no presentan estructuras volcánicas debido a que se encuentran muy erosionadas por la actividad glaciar. Se encuentran bajo lavas provenientes del volcán Candelaria.

b) Lavas Andesíticas Porfídicas: Esta unidad está compuesta por andesitas de grano fino a medio, con textura porfídica e hipocristalina. Escurrieron hacia el sur por 1,3 km y tienen un espesor de 80 m. En el frente de la colada se presenta una alteración hidrotermal pervasiva, lo que le otorga un color blanco. Se encuentra cubierta por depósitos piroclásticos que se describen a continuación.

c) Depósitos Piroclásticos del cráter Cumbre Blanca: Sobreyacen a las lavas andesíticas porfídicas y corresponden a depósitos piroclásticos de escorias negras y rojas. En algunos sectores se encuentran masivos, aglutinados y parcialmente consolidados, y en otros sectores se presentan no consolidadas formando depósitos negros en la superficie.

d) Lavas Andesíticas Porfídicas Aborregadas: Corresponde al segundo evento efusivo de la migración de cráteres y se compone por 2 coladas en bloque de composición andesítica, que escurren hacia el sur (4 km) y hacia el norte (1,7 km). La erosión glaciar está evidenciada por rocas estriadas en la superficie, además los levées canalizaron parcialmente el flujo del glaciar y quedaron con una morfología mucho más aguda producto de la erosión.

e) Lavas Andesíticas Porfídicas con Ojivas y Levées bien desarrollados: Corresponden al último evento efusivo del volcán Cumbre Blanca, el cual generó una colada de lava en bloque de composición andesítica con levées y ojivas muy bien preservadas, alcanza una extensión máxima de unos 1,7 km y su espesor es de 82 m. Son rocas de composición andesítica de color negro con textura porfídica e hipocristalina.

Volcán Candelaria

El volcán Candelaria se encuentra entre el volcán Cumbre Blanca y el Volcán Paruma, se emplazó en el borde norte de la unidad Lavas dacíticas y andesíticas con litofisas a partir de una cota mayor a los 5.100 m s.n.m. Tiene 2 cráteres alineados E-W, el cráter oeste tiene una altura de 5.424 m s.n.m. y se caracteriza por haber emitido la mayoría de las lavas de este volcán. El cráter este tiene una altura aproximada de 5.300 m s.n.m. y se caracteriza por una actividad dominante explosiva, está rodeado por depósitos piroclásticos y zonas de alteración hidrotermal.

a) Lavas Andesíticas Porfídicas: Esta colada escurrió hacia el sur del cráter por 2,5 km. Litológicamente corresponde a andesitas porfídicas de color negro con presencia de mingling. Los flujos de lava son de tipo en bloques, con espesor variable desde 13 a 20 m. Esta unidad fue intensamente afectada por actividad glaciar evidenciado por la presencia de superficies pulidas y estrías. Bloques de esta unidad fueron transportados por varios kilómetros hacia por el flanco sur producto de la actividad glaciar.

b) Lavas Andesíticas Rugosas: Esta colada escurrió hacia el norte del cráter por 8,1 km, es mucho más voluminosa que la anterior, su espesor alcanza los 100 m y sus estructuras volcánicas están muy bien conservadas (levées y ojivas) y le dan un aspecto rugoso. La actividad glaciar no afectó intensamente a esta unidad. De acuerdo con las relaciones de contacto observadas, se determinó que esta unidad se encuentra sobre la unidad Lavas andesíticas y dacíticas con litofisas, Cerro Moro y Lavas antiguas bolivianas, pero las coladas más recientes del volcán Cumbre Blanca sobreyacen las lavas Candelaria.

c) Depósitos piroclásticos de Volcán Candelaria: Esta unidad corresponde a depósitos de escorias negras y rojas no consolidadas ubicadas en los sectores aledaños al cráter E del volcán, probablemente relacionados a él. Unidad fotointerpretada.

Volcán Paruma

Corresponde al volcán que se encuentra en el extremo este del CVOP y se ubica entre el Cerro Paruma y el Cráter Candelaria a una altura de 5.100 m s.n.m aproximadamente. Extruyó sólo una colada de lavas en bloque de composición andesítica.

a) Lava andesítica de anfíbol: Esta unidad está representada por una colada de lavas en bloque de aproxidamente 8 km de longitud que escurre hacia el sureste, llegando a 1,5 km al norte de la Estación Puquios. Presenta levées y ojivas muy bien preservadas. Su espesor máximo es de 100 m y se observa en el frente de la colada. Es posible distinguir evidencia glaciar sobre la colada desde los 4.500 m s.n.m, lo que hace que las estructuras volcánicas ya no puedan reconocerse. Litológicamente corresponde a una lava andesítica de grano medio, de color gris oscuro con textura porfídica e hipocristalina. Este volcán se formó sobre las unidades basales Lavas dacíticas y andesíticas con litofisas y el Cerro Paruma.



Figura 2. Geología del Complejo Volcánico Olca-Paruma

Depósitos glaciares

Estos depósitos corresponden principalmente a morrenas laterales, medias y frontales y sedimentos subglaciares, se encuentran en las faldas alrededor de casi todo el complejo a partir de los 4.300 m s.n.m hasta más de 4.800 m s.n.m., pero los mejor conservados se encuentran en el flanco sur del complejo y en la cara norte del Cerro Paruma y del Cerro Moro. Las morrenas forman cordones lobulares alargados cubriendo un área aproximada de 66,5 km², no están consolidadas, son de carácter polimíctico, están mal seleccionadas y compuestas por una matriz fina que soporta clastos de tamaño variable. Las morrenas se depositan sobre la mayoría de las unidades del CVOP y son cortadas por los depósitos aluviales nuevos. Estos depósitos están relacionados al último periodo glaciar, el cual abarca entre los 15 y 11 ka (Zech et al., 2008).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas y el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad Católica del Norte (UCN); Además, a la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnología a través del programa de Becas de Doctorado Nacional (CONICYT-PCHA/Doctorado Nacional/2016-21160176 para CG). Agradecemos a Gabriel Ureta (UCN) y Hernán Reyes por su asistencia en terreno.

REFERENCIAS

- Aguilera, F. Origen y naturaleza de los fluidos en los sistemas volcánicos geotermales y termalismo de baja entalpía de la zona volcánica central (ZVC) entre los 17° 43' S y 25° 10'
 S. Ph. D. Tesis, mención Geología, Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Antofagasta, 2008.
- Arcos, R., Pino, H., Gardeweg, M. and Sellés, D. Levantamiento geológico-metalogénico del distrito Collahuasi. Región de Tarapacá. Geología del área Proyecto Collahuasi (AOI). Unpublished report, Aurum Consultores y Collahuasi, 2009.
- Baker, M.C.W. Geochronology of upper Tertiary volcanic activity in the Andes of North Chile. *Geol. Rundsch.* 66(1), 455-465 (1977).
- Gardeweg, M., Selles, D., Arcos, R., Pino, H., Camacho, J., Sprohnle, Sanhueza, C. and Mont, A. Volcanismo del Cenozoico tardío al este de Collahuasi, Región de Tarapacá, Chile. *In:* XII Congreso Geológico Chileno, 2009.
- Grunder, A.L., Klemetti, E.W., Feeley, T.C. and McKee, C.M. Eleven million years of arc volcanism at the Aucanquilcha Volcanic Cluster, northern Chilean Andes: implications for the life span and emplacement of plutons. *Earth Env. Sci. T. R. So.* 97(4), 415-436 (2008).
- Ramírez, C. and Huete, C. *Hoja Ollagüe, Región de Antofagasta.* Instituto de Investigaciones Geológicas. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 40, 1981.
- Ramírez, C.F. and Gardeweg, M.P. *Hoja Toconao: Región de Antofagasta*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 54, 1982.
- Stern, C.R. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev. Geol. Chile*. 31(2), 161-206 (2004).
- Tassara, A., and Yáñez, G. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15°-47° S). *Rev. Geol. Chile.* 30(2), 159-186 (2003).
- Tomlinson, A.J., Blanco, N., Maksaev, V., Dilles, J.H., Grunder, A.L., and Ladino, M. Geología de la Precordillera Andina de Quebrada Blanca-Chuquicamata, Regiones I y II (20°30'-

22°30'S). Informe Registrado IR-01-20. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile, 2001.

- Trumbull, R.B., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K. and Hongn, F. The time-space distribution of Cenozoic volcanism in the South-Central Andes: a new data compilation and some tectonic implications. *In:* Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V., Stecker, M.R. and Wigger, P. (Eds) *The Andes. Front. Earth Sci.* Springer Berlin Heidelberg, 29-42, 2006.
- Vergara, H. *Cuadrángulo Ujina, Región de Tarapacá*. Instituto de Investigaciones Geológicas. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 33, 1978.
- Vergara, H. and Thomas, A. *Hoja Collacagua, Región de Tarapacá*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 59, 1984.

Zech, R., May, J.H., Kull, C., Ilgner, J., Kubik, P.W. and Veit, H. Timing of the late Quaternary glaciation in the Andes from~ 15 to 40 S. J. *Quaternary Sci.* 23(6-7), 635-647 (2008).

HESSIM: EVALUACIÓN DE CALIDAD DE PREDICCIÓN APLICADA AL INCENDIO FORESTAL OCURRIDO EN QUEIRIGA PORTUGAL

Méndez-Garabetti M.^{a,b}, Bianchini G.^a, Caymes-Scutari P.^{a,b}, Tardivo M. L.^{a,b,c}

^aLaboratorio en Cómputo Paralelo Distribuido (LICPaD), UTN-FRM, Mendoza, ARGENTINA ^bConsejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) ^cDepartamento de Computación, UNRC, Río Cuarto, Córdoba, ARGENTINA

e-mail: <u>mmendez@mendoza-conicet.gob.ar</u>

RESUMEN

Cada año, los incendios forestales afectan más de 350 millones de hectáreas alrededor del mundo, causando innumerables pérdidas y daños, contribuyendo al calentamiento global, la contaminación del aire y el agua, la desertificación y la pérdida de biodiversidad. Si bien se puede deducir que la prevención es la medida más eficaz contra los efectos negativos causados por los incendios, es de suma importancia contar con herramientas que permitan reducir su propagación. En este contexto los sistemas de predicción de incendios son considerados herramientas de gran valor, ya que permiten determinar el avance del frente de fuego facilitando la toma de decisiones acertadas que minimicen el tiempo de acción y los daños causados. El Sistema Estadístico Híbrido Evolutivo con Modelo de Islas (Hybrid Evolutionary-Statistical System with Island Model, HESSIM), es un método de reducción de incertidumbre que ha sido aplicado a la predicción del comportamiento de incendios forestales. Dicho método utiliza computación de alto rendimiento junto con una hibridación de metaheurísticas evolutivas poblacionales bajo un modelo colaborativo. Hasta el momento dicho método había sido aplicado en casos de quemas reales controladas de superficie reducida. En este trabajo HESSIM es aplicado a un incendio real ocurrido en 2013 en la localidad de Queiriga (Portugal), donde se consumieron más de 4000 hectáreas.

Palabras Clave: Incendios Forestales, Predicción, Incendio Real, Reducción de Incertidumbre.

INTRODUCCIÓN

Por definición, los incendios son fuegos que se escapan de control y producen daños en la vegetación natural, como los que suelen ocurrir en gran parte del mundo. El cambio climático, las grandes falencias en las políticas forestales e incluso el desarrollo rural provocan que los incendios sean cada vez más grandes y poderosos. Últimamente los incendios han dejado de tener una componente netamente ambiental y se asemejan más a una emergencia civil. Como evidencia de esto podemos citar el trágico incendio forestal de Pedrógão Grande (Portugal, en julio de 2007), donde fallecieron 64 personas

y 204 resultaron heridas (SIC Notícias, 2017), en la Fig. 1 se puede observar la voracidad de ese incendio y en la Fig. 2 el área afectada por el mismo.

Los incendios forestales son conocidos como uno de los fenómenos que ocurren con mayor frecuencia, causando así innumerables daños: ecológicos, económicos y humanos. Debido a tales efectos, se considera de suma importancia trabajar en el desarrollo de métodos y sistemas que minimicen éstos efectos. Desde esta perspectiva, la predicción del comportamiento de los incendios forestales puede ser una herramienta fundamental que puede marcar diferencia y reducir los efectos negativos al pronosticar el futuro comportamiento de un incendio en curso.

Una vez que un incendio forestal ha comenzado, predecir su comportamiento puede ser una herramienta poderosa, ya que si la predicción es de calidad y se obtiene en un tiempo razonable, ésta podría permitir tomar decisiones acertadas en las actividades de extinción y evacuación, reduciendo de esta forma los efectos negativos causados por los incendios. Esta es una tarea compleja principalmente debido a la incertidumbre que afecta el proceso de predicción.



Figura 1: Incendio en Pedrógão Grande (Portugal, julio de 2007).

Para poder efectuar la predicción del comportamiento de un incendio forestal es necesario tener conocimiento de las variables que condicionan su comportamiento, como: cantidad de combustible, tipo de combustible, velocidad y dirección del viento, topografía del terreno, cantidad de humedad, etc. Por lo general suele ser difícil contar con esta información en tiempo real, debido a esto, el enfoque presentado en este trabajo considera la operación del método bajo total incertidumbre.

Es importante mencionar que, bajo condiciones de incertidumbre en los parámetros de entrada, las técnicas de predicción clásica no logran ser lo suficientemente confiables como para poder tomar decisiones a partir de sus predicciones. Ante esta situación, se han desarrollado diversos métodos de reducción de incertidumbre asociados a sistemas de predicción, tal es el caso del Sistema Estadístico Evolutivo Híbrido con Modelo de Islas (Hibryd Evolutionary-Statistical System with Island Model, HESS-IM) (Méndez-Garabetti et al., 2017). HESS-IM es un método de reducción de incertidumbre que se ha aplicado en la predicción del comportamiento de incendios controlados de manera efectiva, logrando mejorar la calidad de predicción en relación a metodologías

previamente desarrolladas. Si bien las experimentaciones realizadas han sido de gran importancia, dado que han permitido evaluar la respuesta del sistema ante un fenómeno tan complejo como lo es el fuego y su propagación, en este trabajo se evalúa el rendimiento del método ante un evento real, donde el grado de complejidad aumenta de forma considerable dada la heterogeneidad del terreno, el tamaño del mismo, el combustible, las condiciones ambientales, entre otros. Puntualmente se evalúa la calidad y el rendimiento del método tras ser aplicado a un incendio forestal de gran magnitud ocurrido en Queiria, Portugal durante agosto de 2013, consumiendo un área equivalente a 3972 hectáreas, Fig. 3.



Figura 2: Imagen satelital del área quemada por el incendio ocurrido en Pedrógão Grande (fuente Landsat8).

En la siguiente sección se describe el funcionamiento del método HESS-IM, las metaheurísticas involucradas y el modo de colaboración entre las mismas. Luego se comenta el experimento realizado, los recursos computacionales involucrados y los resultados obtenidos. Finalmente, se discuten las conclusiones y las líneas futuras de trabajo.

DESCRIPCIÓN DE HESS-IM

HESS-IM utiliza como técnica de optimización una metaheurística híbrida bajo un esquema de colaboración basado en tres metaheurísticas evolutivas poblacionales las cuales se describen brevemente a continuación. Debido a la carga de trabajo que conlleva la predicción de un incendio forestal, el método ha sido implementado haciendo uso de Computación Paralela (Buyya, 1999) bajo un esquema de paralelización basado en islas (Alba et al., 2002). El modelo de islas permite trabajar de forma paralela usando múltiples metaheurísticas de forma colaborativa.

Metaheurísticas

Las metaheurísticas son técnicas de optimización aproximadas que suelen utilizarse para resolver problemas de optimización, con rasgos de incertidumbre y dinamicidad, que no pueden ser resueltos de manera exacta sin hacer uso de grandes cantidades de recursos

y/o tiempo (Bui et al., 2005). Según (Glover, 1986), las metaheurísticas son estrategias generales e inteligentes y generales que tienen como objetivo mejorar y/o diseñar procedimientos heurísticos para resolver problemas de alta complejidad.

HESS-IM ha sido implementado utilizando tres metaheurísticas de forma paralela, estas son Algoritmos Evolutivos (Evolutionary Algorithms, EA) (Goldberg, 1986) Evolución Diferencial (Differential Evolution, DE) (Storn et al., 1995), Optimización por Cúmulo de Partículas (Particle Swarm Optimization, PSO) (Marini et al., 2015) las cuales son descritas brevemente a continuación.



Figura 3: Incendio forestal en Queiriga Portugal.

Algoritmos Evolutivos

Los EAs son métodos de optimización estocásticos cuyo funcionamiento se encuentra inspirado en la teoría de evolución natural de las especies (Darwin, 1859). Pertenecen a la clasificación de metaheurísticas poblacionales, las cuales se caracterizan por conformar una población de soluciones candidatas, que son sometidas a un proceso iterativo que permite imitar el principio de selección natural y supervivencia del mas apto. Dicho mecanismo, permite la evolución de los individuos a soluciones de mejor calidad mediante la aplicación de ciertos operadores evolutivos: selección, cruce, mutación y migración. Cada individuo posee un valor que permite cuantificar la calidad de la solución que dicho individuo representa para el problema. Este valor se conoce como aptitud o fitness y es calculado utilizando la función matemática que describe el problema. En cada iteración evolutiva, se selecciona cierta cantidad individuos que son perturbados generando así nuevas soluciones candidatas. Posteriormente, se lleva a cabo un procedimiento de reemplazo con el objetivo de determinar aquellos individuos que sobrevivirán o aquellos que serán reemplazados (Yu et al., 2010). Al finalizar el ciclo de iteración evolutiva, se espera que algún individuo represente una solución aceptable para el problema tratado.

Evolución Diferencial

Evolución Diferencial utiliza una población de individuos para explorar el espacio de búsqueda, éstos son generalmente creados de forma. El mecanismo central de DE esta basado en la diferencia de vectores, mecanismo por el cual se modifica de forma iterativa la población mediante el uso de operadores. A diferencia de EA, todos los operadores (i.e., mutación, cruzamiento y selección) son aplicados sobre cada uno de los individuos de la población. En primer lugar se realiza la operación de mutación, la cual modifica la población mediante la aplicación de diferencias de vectores entre los miembros diferentes individuos de la población, de esta forma se determina tanto el grado como la dirección de los nuevos individuos.

Posteriormente, se somete cada individuo mutado junto con el individuo de la población actual al operador de cruce, generando un nuevo vector, llamado vector de prueba. A continuación, se realiza la selección para mantener en la población siguiente (i.e., próxima generación), a aquellos individuos con mejores características, para esto se evalúa para cada vector de prueba el valor de su función objetivo y se contrasta con su correspondiente de la población actual. Una vez comparados, si el vector de prueba tiene mejor o igual valor de función objetivo, se reemplaza el vector actual en la siguiente generación.

Optimización por Cúmulo de Partículas

PSO pertenece a la clasificación de metaheurísticas bioinspiradas, es decir que mantiene cierta analogía con distintos sistemas sociales o presentes en la naturaleza. PSO representa las soluciones candidatas mediante una población de partículas con las cuales explora el espacio de búsqueda. Las partículas poseen un valor de posición y de velocidad los cuales son actualizados en cada iteración del algoritmo. En términos generales, PSO maneja la población de soluciones como un cúmulo de partículas donde cada partícula *i* consta de tres componentes. Por un lado *xi* representa la posición de partícula y *pbesti* es la memoria de la partícula, lo cual representa la mejor posición encontrada hasta el momento. Por otro lado, el algoritmo maneja una componente social (o global a la población) denominada *pbestg*, que representa la mejor posición encontrada por alguna partícula en toda la población. La velocidad de cada partícula y su posición son actualizadas en cada iteración del algoritmo.

Operador de Colaboración entre Metaheurísticas

Las metaheurísticas pueden paralelizarse siguiendo diferentes criterios y estrategias, algunas de ellas, sólo mejoran el tiempo de respuesta del algoritmo sin influir en los resultados obtenidos (Gong et al., 2015). En el caso de la hibridación de metaheurísticas, la colaboración puede realizarse en diferentes niveles, en este trabajo la colaboración entre cada metaheurísticas se lleva a cabo por el operador de migración, el cual intercambia individuos entre las diferentes islas o metaheurísticas cada ciertos eventos. De forma predeterminada se migra el 20% de la población cada 10 generaciones, la sub-población migrada se conforma mediante un proceso semi-elitista siendo un 50% de los mejores individuos y el 50% restante seleccionados de forma aleatoria. Los individuos que llegan a la isla destino, reemplazan la población de destino siguiendo el mismo criterio, i.e. los mejores reemplazan los peores individuos, y aquellos seleccionados de forma aleatoria reemplazan a otros seleccionados también de forma aleatoria.



Figura 4: Esquema general del Sistema Estadístico Evolutivo Híbrido con Modelo de Islas: SI: simulador de incendios; M_w: etapa metaheurística del worker; M_M: etapa metaheurística del master; EO: etapa de optimización; EE: etapa estadística; BKign: búsqueda de Kign; Kign: valor clave de ignición; FF: función de fitness; EC: etapa de calibración; EP: etapa de predicción; LFP: línea de fuego predicha; LFRx: línea de fuego real en tiempo x; VP: vector de parámetros de entrada; SS_M: etapa estadística en proceso monitor; mp: mapa de probabilidad.

Funcionamiento de HESS-IM

En HESS-IM cada isla operara con una metaheurística diferente sobre el mismo espacio de búsqueda distribuido. Un esquema general del funcionamiento de HESS-IM puede observarse en la Fig. 4. El proceso de predicción comienza en el *monitor*, el cual envía a cada isla la información inicial (conjunto de datos del incendio y conjunto de datos de metaheurísticas) para dar comienzo a las diferentes etapas del método.

Tal información es recibida por el proceso *master* de cada isla, donde inicia la Etapa de Optimización (EO_{master}), la cual da inicio a la metaheurística requerida por el proceso monitor (EA, DE o PSO).

Este procesamiento se realiza en la Etapa Metaheurística la cual se encuentra dividida en dos sub-etapas: a) la Etapa Metaheurística del proceso master (M_M), y b) la Etapa Metaheurística de los procesos workers (M_W). La etapa M_M realiza diferentes operaciones dependiendo del momento en que se encuentre operando el método y en función de la metaheurística configurada en dicha isla, sin embargo, existen ciertas funciones que todas las islas realizan en común: a) Inicialización de la Población, b) Migración de Individuos, c) Evolución de la Población, d) Finalización y Envío.

La función principal de los procesos *workers* consiste en evaluar la aptitud de cada individuo mediante la utilización de un simulador de comportamiento de incendios forestales (SI) basado en el modelo de Rothermel (Rothermel, 1972), implementado mediante la librería fireLib (Bevins, 1996). Una vez que cada individuo es simulado se

procede a calcular la aptitud de cada individuo, para ello se compara la salida de cada individuo con el estado real de incendio en dicho instante de tiempo.



Figura 5: Incendio forestal en Queiriga Portugal.

La Etapa de Calibración del proceso master (EC_{master}) calcula un mapa de probabilidad, en función de todos los individuos de la población evolucionada. Dicho mapa se utiliza para obtener el valor clave de ignición (Key Ignition Value, K_{ign}), el cual representa el patrón de comportamiento del incendio y es obtenido en la etapa Búsqueda del K_{ign} (BK_{ign}). Por cada isla se realiza un envío parcial, por cada paso de predicción hacia el proceso *monitor* el cual posteriormente ingresa los mejores resultados de la totalidad de las islas a la etapa de predicción (EP) la cual realiza el cálculo de predicción (i.e., línea de fuego predicha, LFP) para el próximo instante de tiempo LFR_{i+1}. Es importante mencionar que en el primer instante de tiempo HESS-IM requiere calcular el primer K_{ign} por lo que no pude generar predicción en dicho momento.

EXPERIMENTACIÓN Y RESULTADOS

Tal como se comentó anteriormente, la evaluación de HESS-IM se llevó a cabo mediante su aplicación en un incendio real ocurrido en 2013 en Queiriga, Portugal. El área en evaluación consta de una totalidad de 3972 hectáreas capturadas entre el 01/09/2013 y el 04/09/2013. En la Fig. 1 se pueden observar los perímetros del avance del incendio en cada paso de predicción, los mismos se encuentran detallados en la Tabla 1, el perímetro inicial es el utilizado como frente de fuego inicial para alimentar el método. Dicho perímetro se denomina mapa de entrada y es representado por una matriz de 140x120 celdas cada una de 94.54x56.69 metros.

Debido al comportamiento no determinístico de HESS-IM se realizaron 30 ejecuciones de dicho experimento, registrando la calidad de predicción en cada instante de tiempo, como así también el tiempo total consumido. La experimentación se llevó a cabo en un cluster Linux compuesto por 40 unidades de procesamiento interconectados mediante una red Gigabit Ethernet bajo un entorno MPI (Gropp et al., 2014).

Los resultados obtenidos, en términos de calidad de predicción, pueden observarse en la Fig. 6 donde se ha graficado el promedio de las 30 ejecuciones para cada paso de predicción. En el eje x se representa el tiempo de avance del incendio en minutos correspondientes al paso de predicción evaluado, y en el eje y el valor de aptitud o

fitness, el cual puede generar un valor entre $\{0,1\}$, donde 0 corresponde a una predicción completamente incorrecta, y 1 cuando la predicción es perfecta.

Paso	Fecha	Superficie (ha)	Minuto inicial	Minuto Final
1	01/09/2013	2996	1	1440
2	02/09/2013	246	1440	2880
3	03/09/2013	148	2880	4320
4	04/09/2013	582	4320	5760
Total		3972	-	-

 Tabla 1: Detalle del incendio evaluado.

Tal como se puede observar en la Fig. 6, el primer valor de predicción corresponde al paso 2 de la Tabla 1, esto se debe a que el método no puede efectuar predicciones en el primer instante de tiempo; ya que al comenzar el proceso predictivo éste se encuentra calculando el primer valor K_{ing} (en la Etapa de Calibración). En los dos primeros pasos de predicción la calidad obtenida es baja, siendo 0.27 en el minuto 2880 y 0.3887 en el minuto 4320, sin embargo se observa un marcado incremento en la precisión en el último paso de predicción, siendo 0.658 en el minuto 5760. Estos valores son notablemente menores que los obtenidos por el mismo método en trabajos anteriores (Méndez-Garabetti et al., 2016), pero es importante notar que aquí se ha aplicado el método a un incendio real de gran dimensión del cual se desconocen las variables que condicionan el comportamiento del fuego, a diferencia de las experimentaciones previas de quemas controladas.



Figura 6: Calidad de predicción por pasos de predicción.

Respecto al tiempo de procesamiento, el promedio de las 30 ejecuciones arrojó un tiempo total de simulación equivalente a 35.267,04 segundos (9,79638889 horas). Lo que comprueba la viabilidad de poder utilizar este método en la predicción de incendios reales de gran magnitud, ya que en este experimento, donde el incendio real transcurre

durante 4 días, utilizando computación paralela se logra predecir la totalidad del incendio en tan sólo 9,80 horas de procesamiento.

CONCLUSIONES

En el presente trabajo se ha presentado la primera aplicación del método de reducción de incertidumbre HESS-IM en un incendio forestal en condiciones reales y de gran magnitud. Hasta el momento este método sólo había sido aplicado en casos de quemas reales controladas, es decir, incendios con vegetación homogénea, pendientes conocidas y pequeñas superficies.

La experimentación aquí presentada corresponde a un incendio real ocurrido el Queiriga Portugal en el año 2013 en donde más de 4000 mil hectáreas fueron devastadas por el fuego. La experimentación se ha desarrollado bajo condiciones de completa incertidumbre obteniendo valores de predicción aceptables teniendo en cuenta las condiciones del incendio, la dimensión del mismo y el conocimiento previo del contexto. Además es importante destacar que debido a la implantación paralela de HESS-IM, el mismo ha logrado obtener un tiempo de respuesta muy prometedor logrando obtener la predicción completa del incendio (4 días) en casi solo 10 horas de procesamiento. Evidentemente queda aún mucho trabajo por realizar, entre ellos se destaca la aplicación de HESS-IM a nuevos casos de incendios reales, como así también realizar un proceso de sintonización de los parámetros de las metaheurísticas participantes con el objetivo de sacar el máximo provecho al método. Por otro lado también se considera importante trabajar en el procesamiento automático de las imágenes satelitales, con el propósito de poder alimentar al método de forma automática y aproximarnos aún más al objetivo de poder predecir este tipo de fenómenos en tiempo real. Y finalmente, y no menos importante, se considera pertinente continuar trabajando en la optimización del método en términos de utilización de recursos, ya que el propósito de todo método de predicción es obtener resultados con suficiente tiempo de antelación como para poder tomar medidas al respecto y minimizar los efectos negativos.

REFERENCIAS

- Alba E. and Tomassini M., "Parallelism and evolutionary algorithms," IEEE Trans. Evol. Comput., vol. 6, no. 5, 443–462, (2002).
- Bevins C.D., "fireLib User Manual and Technical Reference," (1996).
- Bui L.T., Abbass H.A., and Branke J., "Multiobjective optimization for dynamic environments," 2005 IEEE Congr. Evol. Comput., vol. 3, pp. 2349–2356, 2005.
- Buyya R., High Performance Cluster Computing: Architectures and Systems. Prentice Hall, PTR, NJ, USA, (1999).
- Darwin C., On the origins of species by means of natural selection. (1859).
- "SIC Notícias | Dominados os dois fogos de Vila Nova de Paiva." [Online]. Disponible: http://sicnoticias.sapo.pt/pais/2013-09-04-dominados-os-dois-fogos-de-vila-nova-de-paiva. [Accedido: 23-Oct-2017].
- Glover F., "Future paths for integer programming and artificial intelligence," Comput. & Oper. Res., vol. 13, no. 5, 533–549, (1986).

Goldberg D.E., Genetic Algorithms in Search, Optimization, and Machine Learning. (1986).

- Gong Y.J., Chen W.N., Zhan Z.H., Zhang J., Li Y., Zhang Q., and Li J.J., "Distributed evolutionary algorithms and their models: A survey of the state-of-the-art," Appl. Soft Comput., vol. 34, no. C, 286–300, (2015).
- Marini F. and Walczak B., "Particle swarm optimization (PSO). A tutorial," Chemom. Intell. Lab. Syst., vol. 149, 153–165, (2015).
- Méndez-Garabetti M., Bianchini G., Tardivo M.L., Caymes-Scutari P.G., and Gil-Costa V.G., "Hybrid-Parallel Uncertainty Reduction Method Applied to Forest Fire Spread Prediction," J. Comput. Sci. Technol. ISSN-e 1666-6038, Vol. 17, No. 1, 12–19, (2017).
- Méndez-Garabetti M.A., Bianchini G., Scutari P.C, and Tardivo M.L., "Método Híbrido Paralelo de Reducción de Incertidumbre Aplicado a la Predicción del Comportamiento de Incendios Forestales," XXII Congr. sobre Métodos Numéricos y sus Apl., vol. XXXIV, 2857–2869, (2016).
- Storn R. and Price P., "Differential Evolution A simple and efficient adaptive scheme for global optimization over continuous spaces," Berkeley, CA, (1995).
- Yu X. and Gen M., Introduction to Evolutionary Algorithms, 1st ed., vol. 0. London: Springer-Verlag London, (2010).

ZONIFICACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD A LA INUNDACION DEL NOROESTE BONAERENSE.

Montealegre Medina, F.A.a, Mazzucchelli, M.G.b, Gaspari F.J.c,

^aMg.Manejo Integral de Cuencas Hidrográficas. FCAyF. UNLP, ARGENTINA ^b Organismo Provincial para el Desarrollo Sostenible (OPDS), ARGENTINA ^cCurso de Manejo de Cuencas Hidrográficas. FCAyF. Universidad Nacional de La Plata, ARGENTINA

e-mail: fgaspari@agro.unlp.edu.ar

RESUMEN

La cuenca del río Salado forma parte de la pampa deprimida, con una topografía plana y características geomorfológicas particulares que favorecen al anegamiento de grandes áreas. La intervención antrópica, al interior de la misma, contribuye a reducir y modificar el escurrimiento del agua, generando el incremento de la problemática de inundaciones. El objetivo del trabajo fue caracterizar la susceptibilidad de inundación en la subregión A1, referida en el Plan Maestro de la cuenca del Rio Salado, que abarca 17742,85 km². Se analizaron capas vectoriales de coberturas de suelo de FAO y de las limitantes principales superficiales de los suelos descriptas por el INTA, las que se procesaron generalizando la tipología de la información agrupándolos en zonas con características similares, interpretándolas mediante geoprocesamiento de superposición espacial de la información definida. Las clases de uso del suelo contempladas fueron cultivos, pasturas/herbáceas/bañados, cuerpos de agua y zonas urbanas, las cuales se integraron con las limitantes edáficas superficiales como: drenaje deficiente, baja retención de humedad, no apto para agricultura y área inundable. Al realizar el cruce se definieron categorías susceptibilidad, que debido a las características e incidencias de las capas que intervienen, describen las áreas sensibles de inundación al interior de la zona de estudio. El 37 % de la subcuenca tiene susceptibilidad alta-media, observando que la susceptibilidad es elevada en zonas pertenecientes a las riberas de los ríos o cercanas a los cuerpos de agua, media en zona de amortiguación hídrica y/o actividades agropecuarias y baja en perímetros urbanos, ya que se asume que estos poseen una adecuada planificación territorial para prevenir o mitigar eventos de inundación.

Palabras Clave: Anegamientos, SIG, Suelos-Usos del suelo.

INTRODUCCIÓN

El río Salado se encuentra en la Pampa húmeda bonaerense, específicamente en la Pampa Deprimida. Es una región de llanuras, de relieve muy suave, casi horizontal, con una pendiente media de aproximadamente 0,25 por mil, y decrece en altura con dirección oeste-este, en dirección a la costa del Mar Argentino. Definir la cuenca del río Salado resulta complejo, debido a que las aguas de los ríos y arroyos de cauce permanente escurren lentamente en direcciones variables hacia lagunas, bañados o sectores con menor nivel. El paisaje general es producto de la acción de agregación fluvial, modificada parcialmente por la acción del litoral y los vientos. Los suelos presentan un importante grado de desarrollo producto de la baja morfogénesis, el alto nivel del mar de los últimos períodos que ha implicado el predominio de la depositación frente a la erosión y a las condiciones bioclimáticas y morfogenéticas. Se

presentan amplias terrazas fluviales y planicies aluviales surcadas por numerosos cursos de agua y frecuentes bajos y lagunas de poca profundidad.

La capacidad productiva de los suelos de la cuenca del río Salado permitió que los pastizales pampeanos se sustituyeran por agroecosistemas, evidenciando un importante nivel de degradación y un escaso grado de conservación. La actividad productiva de la cuenca es predominantemente agropecuaria; los recursos naturales directamente vinculados con esta producción que resultaron más afectados, fueron los suelos y el agua (MOSP, 1999)

En la cuenca del río Salado predominan los procesos de transferencia vertical (evaporacióninfiltración) sobre el escurrimiento superficial, razón por la cual las inundaciones son frecuentes, periódicas y prolongadas. Esto se agravó en las últimas tres décadas, al iniciarse un período más húmedo con mayor frecuencia de los eventos que afectan en forma generalizada la región del Salado. Las consecuencias son pérdidas de gran magnitud en la producción del sector agropecuario y la infraestructura vial y urbana, al igual que en el sector rural (López et al. 2003).

Las herramientas para el análisis de datos espaciales son tratadas con detalle ya que se utilizan para dar respuesta a cuestiones particulares o soluciones a un problema concreto (Aliaga, 2006). Los Sistemas de Información Geográfica (SIG) contribuyen a realizar estudios que integran la influencia del cambio de usos del suelo con los análisis y procesos geoespaciales. Los SIG permiten observar y evaluar las características del territorio en una cuenca hidrográfica, como los son los cambios en la cobertura y uso del suelo, provocados por actividades antrópicas, ya sea por análisis de imágenes satelitales o información relevada en campo. De esta forma es posible calcular valores de aumento y/o la disminución en la superficie de la cuenca en diferentes lapsos de tiempo. Así, el Sistema de Información Geográfica consiste en una tecnología utilizada para la planificación del territorio a través del cual los estudios, evaluaciones y monitoreos evolutivos de fenómenos y simulaciones, y la representación cartográfica ganan en agilidad y precisión (Sonaglio & da Silva, 2009).

La utilización de información geográfica, georreferenciada correctamente, contribuye al uso de bases de datos, integrados a un SIG, las cuales por medio de geoprocesamiento permiten explorar los mecanismos que fuerzan los cambios de uso del suelo y las variables sociales, económicas y espaciales que los ocasionan; proyectar los potenciales impactos ambientales y socioeconómicos derivados de los cambios en el uso del suelo junto con regímenes de manejo sobre los patrones de desarrollo en el territorio. Lo anterior aporta a la generación de parámetros que se pueden plasmar en un mapa cartográfico, para así visualizar y comprender ampliamente los patrones, relaciones y tendencias de los cambios espacio - temporales. Los SIG proporcionan una perspectiva dinámica de la información que permite tomar decisiones tendientes al ordenamiento territorial

El objetivo del trabajo es caracterizar la susceptibilidad a la inundación en el noroeste bonaerense. Para ello se definió una cuenca modal en la subregión A1 del rio Salado, Provincia de Buenos Aires, Argentina.

MÉTODOLOGIA

El Plan Maestro Integral de la Cuenca del rio Salado (MOSP, 1999), consideró que la Subregión del Salado Superior, denominada A1, se ubica en el extremo Noroeste al interior de
la provincia de Buenos Aires. En un trabajo en curso, financiado por FONARSEC por la UNLP, se redefinieron los límites de la cuenca del río Salado, considerando toda su amplitud de drenaje superficial y de la subcuenca A1, como se presenta en la Figura 1.



Figura 1. Ubicación de la cuenca del río Salado y detalle en A1. Fuente: Elaboración propia.

El detalle del presente trabajo permitió definir al área de aporte A1 como cuenca de estudio, la cual cuenta con una superficie de 17742,85 km². La misma se subdividió en subcuencas, las cuales conformaron el modelo de cuantificación de la susceptibilidad de la inundación y se caracterizaron geográficamente.

La Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y Agricultura (FAO) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medioambiente (UNEP) desarrollaron el Sistema de Clasificación de la Cobertura de la Tierra (LCCS) en el que se define una clasificación de referencia con la finalidad poder estandarizar o recolectar los datos armonizados (LCCS, FAO 2005). Se realizó en la cuenca en estudio el análisis de la cobertura (bio) física observada en la superficie de la tierra, definida según FAO como cobertura de suelo (LCCS, FAO 2005). El concepto se refiere a la descripción de la vegetación y elementos antrópicos presentes y lo diferencia del concepto de uso de la tierra, que está caracterizado por los arreglos, actividades e insumos que el hombre realiza en un determinado tipo de cobertura terrestre para producir, cambiar o mantenerla (LCCS, FAO 2005). Los datos se procesaron con herramientas SIG generalizando la tipología de la información geográfica contenida, y se agruparon en zonas con características similares, interpretándolas mediante geoprocesamiento de superposición espacial de la información definida.

Además, se establecieron los factores edáficos limitantes, descriptos como propiedades y características del medio que influyen en el desarrollo de los cultivos, que resultan de los procesos de degradación del suelo por influencia antropogénica. Las limitantes edáficas superficiales detectadas en el área de estudio fueron vectorizadas a partir del mapa de suelos de la provincia de Buenos Aires, escala 1:500.000 del INTA (INTA,1989).

A partir del geoprocesamiento de ambos mapas vectoriales, se definieron categorías susceptibilidad a la inundación. Las mismas se definieron en función de las características e incidencias de las capas que intervienen en su formación, definiendo áreas propensas a la inundación, categorizadas en alto, medio, bajo o nulo-indefinido.

La susceptibilidad es entendida como la mayor o menor predisposición a que un evento suceda u ocurra. En otras palabras, la susceptibilidad es la probabilidad de ocurrencia de un evento sobre un área en base a las condiciones locales del territorio, en este caso se trata de la susceptibilidad a la inundación y deslizamiento de taludes que pueda ocurrir en una determinada zona o región. Se entiende por inundación a aquel evento que debido a la precipitación, oleaje, marea de tormenta o falla de alguna estructura hidráulica provoca un incremento en el nivel de la superficie libre del agua de los ríos o el mar, generando invasión o penetración de agua en sitios donde usualmente no la hay y que ocasionan daños a la población, a sus actividades e infraestructura. Para realizar los mapas de susceptibilidad a inundaciones y deslizamiento de taludes se utiliza el análisis multicriterio (AMC) combinado con herramientas de sistemas de información geográfica (SIG). En este caso se calificaron los atributos que pueden favorecer o desfavorecer la susceptibilidad de inundación o deslizamientos de taludes. La identificación de susceptibilidades pueden ser de mucha ayuda en provectos de planeación y establecimiento de políticas, ya que al identificar las zonas susceptibles de inundación o de deslizamientos de taludes, se pueden establecer políticas y acciones que eviten riesgos a los asentamientos humanos que se encuentren cerca o dentro de estas áreas, mediante su reubicación o la prohibición de construcciones¹.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El procesamiento geoespacial de la información contribuyó a definir 5 subcuencas, que se denominan numéricamente en forma progresiva desde las nacientes hacia su desembocadura, como se representa en la Figura 2. La cuenca A1 ocupa 11969.14 km² en la Provincia de Buenos Aires, 5206.96 km² en la Provincia de Santa Fe y 566.75 km² en la provincia de Córdoba.

Las subcuencas 1, 2 y 3 se encuentran en las tres provincias y las subcuencas 4 y 5 ocupan territorio bonaerense. Las subcuencas 1 y 2 ocupan la mayor superficie, con 7583,62 km² y 6766,14 km², seguidas de la subcuenca 4 con 1996,17 km². Las cuencas 5 y 3 son las más pequeñas, con una superficie de 798,72 km² y 598,20 km² cada una. La subcuenca 3, en sus casi 600 km² es la que resume el agua de casi toda la cuenca A1. Del total de superficie, el 67 % se encuentra sobre territorio de Buenos Aires, el 29 % está en la provincia de Santa Fe y el 3 % restante en la de Córdoba.

El sistema de drenaje está compuesto por cursos de agua transitorios y permanentes. También hay 497 km² están ocupados por cuerpos de agua (lagunas), en los que se distinguen aproximadamente 200 km² de tipo permanente y alrededor de 300 km² de tipo no permanente. Se desarrollan principalmente en la Provincia de Buenos Aires (325 km²), mientras que en la Provincia de Santa Fe ocupan 169 km² y presentan un escaso desarrollo en la de Córdoba. Por otro lado, los bañados multiplican por dos veces y media la superficie ocupada por las lagunas,

¹ Susceptibilidad de inundaciones y deslizamiento de taludes. CONURBA. Colombia. 2013. http://conurbamx.com/home/susceptibilidad-de-inundaciones-y-deslizamiento-de-taludes/

en particular aquellos de tipo no permanente, teniendo en general una buena representación en las tres provincias: Buenos Aires 836 km²; Córdoba 19 km² y Santa Fe 498 km².



Figura 2. Detalle de las subcuencas de la A1.

De la aplicación de los conceptos formulados por el sistema de Clasificación de Cobertura de la Tierra de FAO - LCCS (2005), se vectorizaron las coberturas presentes en el área de la Cuenca A1, como se representa en la Figura 3, con sus respectivos porcentajes de ocupación por cobertura (Tabla I).

Las clases de uso del suelo contempladas fueron cultivos, pasturas/herbáceas/bañados, cuerpos de agua y zonas urbanas, que según la definición de FAO responden a las siguientes características:

Cultivo: Es una mezcla de distintas formas de vida (Graminoideas y No Graminoideas), que forman una capa continua de los dos elementos. Si la cobertura herbácea presenta graminoideas en más de un 75 % se define como vegetación Graminoide. Lo mismo sucede para el caso no graminoideas. En síntesis, el 80 % de la cuenca A1 se encuentra cultivada por formas de vida graminoideas y no graminoideas.

Pasturas/ herbáceas: En esta cobertura se homologaron las graminiformes que se presentan en comunidades con coberturas cerradas únicas (>65%) o combinadas con otras formas de vida. o cuando conforman comunidades con coberturas abiertas (del 65-15%), únicas o combinadas con otras formas de vida. Los árboles y/o arbustos pueden estar presentes con cobertura dispersa, es decir inferior al 15%.

Cuerpos de agua: Esta cobertura se refiere a las áreas cubiertas por agua, debido a la construcción de reservorios, canales, lagos artificiales, etc., De no haberse realizado estas construcciones, el área no debería estar cubierta por agua. Así y de acuerdo con la permanencia 1del agua en los sitios, los cuerpos de agua se pueden dividir en permanentes (cuando la duración es mayor a 9 meses), y no permanentes (cuando es menor a 9 meses).

Áreas urbanas: Son aquellas áreas con cobertura artificial como resultado de actividades humanas: construcciones, extracción o depósitos. La clasificación de las coberturas depende del aspecto superficial, en él se especifica si las superficies son construidas o no construidas. Las superficies construidas se caracterizan por la sustitución de la cobertura original con una cobertura artificial, frecuentemente impermeable.

Bañados: Está representada por los pastizales en comunidades de cobertura abierta o cerrada, únicas o combinadas con otras formas de vida. Puede haber presencia de árboles y/o arbustos La característica en particular de esta cobertura es que se encuentra en áreas (semi) permanentemente inundadas o anegadas, por más de 4 meses al año, periodo de tiempo, que no necesariamente está ligado a una estación climática.



Figura 3: Coberturas de Tierra según clasificación LCCS. FAO 2005. Fuente: Elaboración propia

	Subcuenca 1	Subcuenca 2	Subcuenca 3	Subcuenca 4	Subcuenca 5	Totales Cuenca A1
	km2	km2	km2	km2	km2	km2
Areas urbanas	7,19	28,47			18,44	54,11
cuerpos de agua	178,10	366,63	75,37	81,58	55,01	756,71
Cultivos	5786,69	6051,90	441,26	1416,87	713,64	14410,36
Bañados	1465,00	319,98	81,57	156,73	11,62	2034,90
Pasturas/herbaceas	146,63			340,98		487,61
Total general	7583,62	6766,98	598,20	1996,17	798,72	17743,69

Tabla I: Superficie de ocupación de las clases de cobertura según FAO.

Las limitantes edáficas superficiales detectadas en el área de estudio se describen a continuación y se representan en la Figura 4.

Áreas sin limitaciones: Son tierras que no presentan ninguna limitación para su uso de las cuales el 77% se encuentran distribuidos en las subcuencas 1 y 2, las que corresponden a los suelos productivos del sur de la provincia de Santa Fe y NO de la de Buenos Aires.

Drenaje deficiente: El drenaje deficiente implica la saturación del suelo en condiciones tales que el exceso de agua no permite más infiltración, también se considera un drenaje deficiente cuando se reduce la capacidad de infiltración debido a la compactación del suelo o la presencia de capas poco permeables. En suelos con drenaje deficiente, el agua de lluvia infiltra con lentitud, lo que hace que el suelo permanezca con excesiva humedad durante períodos cortos, impidiendo una buena absorción de nutrientes y favoreciendo el desarrollo de enfermedades fúngicas y bacterianas.

Susceptibilidad a inundación o anegamiento: Como surge de la Tabla, el 10% de la superficie total de la cuenca se zonificó con esta limitante, lo que representa 1829 km² siendo de relevancia, en orden decreciente, en las subcuencas 2 y 1 donde se zonificaron 1168 km² y 571 km², que representan el 6,6 % y 3,2 % del área total de la cuenca A1.

Baja retención de humedad: En líneas generales esta limitante no reviste relevancia en la cuenca. Está relacionada a las subcuencas 1 y 2 con 43 km² y 666 km² respectivamente, en las zonas cercanas a la provincia de Córdoba.

No apto agricultura: 180 km² que representan el 1 % de la totalidad del área de estudio se zonificaron como no aptas para las actividades agrícolas, distribuidas en forma homogénea en las cinco subcuencas.



Figura 4: Limitantes principales presentes en el área de estudio

En la Tabla II se observa la superficie que ocupa cada limitante principal de los suelos presentes en el área de estudio en orden decreciente de importancia:

	Subcuenca 1	Subcuenca 2	Subcuenca 3	Subcuenca 4	Subcuenca 5	Totales Cuenca A1
	km2	km2	km2	km2	km2	km2
Areas sin limitaciones	4287,28	4911,87	472,23	1502,59	767,42	11941,38
Drenaje deficiente	2647,16	11,30	48,79	373,95		3081,20
Suscep inund o anega	571,54	1168,62	17,72	67,19	3,95	1829,02
Baja retenc humedad	43,74	666,83				710,57
No apto agricultura	33,90	7,53	59,46	52,44	27,35	180,67
Total general	7583,62	6766,14	598,20	1996,17	798,72	17742,85

Tabla II. Superficie de limitantes principales de suelos de la cuenca A1.

A partir de los mapas de cobertura de suelo FAO y limitantes principales de los suelos, se obtuvo el mapa de Susceptibilidad de inundación en la cuenca A1 (Figura 5). En este análisis se definió como de las áreas sin limitaciones edáficas presentan bajo a nulo el nivel de susceptibilidad. Las zonas con presencia de agua en superficie (inundables y/o drenaje deficiente) se clasificaron como medio – alto nivel de susceptibilidad.



Figura 5: Mapa de susceptibilidad de inundación de la cuenca A1

Como surge de la Tabla III, el 62% de la cuenca A1 tiene una susceptibilidad baja de inundación, mientras que el 21 % presenta una susceptibilidad media y el 16 % es alta. Las áreas con mayor susceptibilidad estarían vinculadas al tipo de limitante principal asociado a usos vinculados.

Suceptibilidad inundación	Area (km2)	Porcentaje
Alto	2896,8	16,3%
Medio	3777,4	21,3%
Bajo	11022,4	62,1%
Nulo - Indefinido	47,1	0,3%
Total	17743,7	

Tabla III: Ä	Áreas susceptible:	s de inundación	en la Cuenca A1
--------------	--------------------	-----------------	-----------------

En la Tabla IV se presenta la superficie de ocupación por subcuenca según el nivel de susceptibilidad de inundación.

	Subcuenca 1	Subcuenca 2	Subcuenca 3	Subcuenca 4	Subcuenca 5	Totales Cuenca A1
	km2	km2	km2	km2	km2	km2
Alto	1076,36	1360,23	116,32	279,14	64,73	2896,78
Medio	3204,95	183,97	104,13	274,70	9,67	3777,42
Bajo	3299,27	5197,18	377,75	1442,32	705,88	11022,40
Leve	3,04	25,60			18,44	47,09
Total general	7583,62	6766,98	598,20	1996,17	798,72	17743,69

Tabla IV: Áreas susceptibles de inundación por subcuencas.

A partir de los resultados generales observados en la cuenca A1 y, desglosándolos a nivel subcuenca se puede observar que las subcuencas 1 y 2 presentan la mayor susceptibilidad de inundación. Tal como se describió a nivel general, la cuenca A1 tiene una baja susceptibilidad a inundarse.

CONCLUSIONES

El procesamiento con SIG permitió definir áreas susceptibles de inundación en forma geoespacial y de manera sencilla con datos disponibles en la web y en redes de información cartográfica. El 37 % de la cuenca A1 tiene susceptibilidad alta-media, observando que la susceptibilidad es elevada en zonas pertenecientes a las riberas de los ríos o cercanas a los cuerpos de agua, media en zona de amortiguación hídrica y/o actividades agropecuarias y baja en perímetros urbanos, ya que se asume que estos poseen una adecuada planificación territorial para prevenir o mitigar eventos de inundación.

REFERENCIAS

- Aliaga, G. 2006. Juan Peña Llopis. Sistemas de Información Geográfica aplicados a la gestión del territorio. Revista de Geografía Norte Grande, (36), pp.97-101.
- FAO, 2005. Land Cover Classification System. Classification concepts and user manual. Software Version (2). Rome.
- Instituto Nacional de Tecnología Agrícola (INTA). 1989. Mapa de Suelos de la Provincia de Buenos Aires (escala 1:500.000) Buenos Aires, Argentina. 345 p.
- López. S, Rodríguez. A, Rodríguez. M. 2003. Modelado Hidrológico de la Cuenca del Río Salado, Buenos Aires, Argentina. Implementación de un SIG. (EtapaI) Sistemas & Información Global.

M.O.S.P (1999). CD Rom. Plan Maestro Integral de la cuenca del río Salado

Sonaglio, K. E. & da Silva Bueno, L. 2009. Zonificación, ocupación y uso del suelo por medio del SIG: una herramienta en la planificación sustentable del turismo. Estudios y perspectivas en turismo, 18(4), pp. 381-399.

ANÁLISIS DE LOS VALORES DIARIOS Y MENSUALES DE RADIACIÓN SOLAR GLOBAL OBTENIDOS POR PIRANÓGRAFOS Y PIRANÓMETROS EN LA CIUDAD DE BUENOS AIRES

Nollas F. M.^a, Carbajal Benitez G.^{a,b}

^aServicio Meteorológico Nacional, ARGENTINA ^b Pontificia Universidad Católica Argentina, Facultad de Ciencias Fisicomatematicas e Ingeniería, PEPACG, ARGENTINA

e-mail:<u>fnollas@smn.gob.ar</u>

RESUMEN

Con la idea de comenzar a medir la radiación solar en superficie en el país, el Servicio Meteorológico Nacional comenzó a instalar, a partir del año 1938, una serie de piranógrafos en distintas localidades. Con el tiempo se fue encontrando que estos instrumentos, al ser mecánicos y con fajas de papel, tenían un muy alto error llegando hasta el 15% y no era siempre constante, por lo que la Organización Meteorológica Mundial recomendó su desuso. Aun así el registro de este parámetro continuó en Buenos Aires encontrándose datos de piranógrafos hasta el año 2003. En el presente trabajo se expone una comparación entre los valores obtenidos por los piranógrafos contra piranómetros termoeléctricos, considerados como referencia y operados desde el año 1964 hasta la actualidad en la ciudad de Buenos Aires. El objetivo de dicho análisis es determinar la representatividad de los datos obtenidos por los piranógrafos y para ello se utilizaron datos diarios y promedios mensuales cuyos meses posean más de veinte días. Los datos se ajustaron mediante una regresión lineal y se obtuvo un R^2 de 0,96 lo que expone la buena correlación entre los valores mensuales promedios. Debido a los errores asociados a las lecturas de los piranógrafos la relación obtenida en este trabajo no es válida para referenciar los datos desde 1941 a 1964 a piranómetros pero si hace válido un análisis de tendencias para estudios de cambio climático.

Palabras Clave: Radiación Solar, Piranómetros, Piranógrafos

INTRODUCCIÓN

Desde hace tiempo se ha estudiado la radiación solar como un parámetro meteorológico con distintos instrumentos y luego con instrumentos dedicados específicamente a poder medir de manera cualitativa y cuantitativa los niveles en superficie. Este parámetro tiene una gran importancia por su explotación energética.

El Servicio Meteorológico Nacional (SMN) fue una de las primeras instituciones nacionales relacionadas con la medición de la radiación solar en el país, cuando se instaló un piranógrafo bimetálico en el Observatorio de Buenos Aires en el año 1938, que representó el puntapié para que posteriormente, algunos años después, se instalaran más de estos instrumentos a lo largo del país, completando veinte estaciones (Grossi Gallegos 2004).

Estos instrumentos fueron inicialmente diseñados por Robitzsch en el año 1915 y constan de una varilla bimetálica ennegrecida compuesta por dos metales de distinto coeficiente de dilatación. Cuando esta varilla es iluminada por el sol se genera un calentamiento diferencial que curva el par produciendo un movimiento en el extremo libre de la varilla el cual se transmite mecánicamente a una pluma inscriptora que registra sobre una faja de papel el desplazamiento producido. A su vez, la faja de papel se encuentra fijada a un tambor que gira con velocidad constante mediante un sistema de relojería. Debido a su principio de funcionamiento los piranógrafos poseen un error que puede alcanzar un 15% (Grossi Gallegos 2004) por lo que la Organización Meteorológica Mundial, WMO por sus siglas en inglés, recomendó en el año 1981 su desuso (WMO, 1981).

Por otro lado, los piranómetros termoeléctricos constan de una superficie horizontal ennegrecida que absorbe la radiación solar aumentando su temperatura la cual genera una respuesta en lo que se denomina termopila de Möll, consistente en múltiples termopares conectados en serie o en serie/paralelo. Esta diferencia de temperaturas genera una tensión final de salida que es convertida a unidades radiométricas a través de su factor de calibración. Este tipo de sensores posee también un error asociado pero el mismo es mucho menor que el esperable para los piranógrafos y además su estabilidad es mayor, por lo que las mediciones son más confiables.

El SMN instaló, en el año 1964, un piranómetro termoeléctrico Kipp&Zonen modelo CM5 en la ciudad de Buenos Aires para, años después, ser reemplazado por otro piranómetro de la misma marca, modelo CM11. Actualmente se continúa midiendo la radiación solar utilizando un modelo CMP11 alcanzando un registro de 41 años de medición con piranómetros termoeléctricos. Existen trabajos en los cuales se ha estudiado la cantidad de años de medición para poder establecer una representatividad de la radiación solar (Grossi Gallegos H. et. al., 2013 y Righini et. al, 2014) por lo que la disponibilidad de un registro de 41 años no solo permite realizar investigaciones sino también conocer la variabilidad del recurso para su aprovechamiento energético.

En el presente estudio se realiza un análisis comparativo entre los valores diarios y mensuales de irradiación solar global diaria en la ciudad de Buenos Aires obtenidos por piranógrafos y piranómetros, utilizando estos últimos como referencia debido a que su principio de funcionamiento implica menor incerteza en sus mediciones respecto a los piranógrafos. Anteriormente se realizó un estudio de este tipo (Carbajal Benítez, G. et al 2012) en donde los autores trabajaron con promedios diarios mensuales de irradiación; el enfoque del presente trabajo resalta la importancia del análisis diario de los datos para la comparación y además para con los mismos obtener los promedios mensuales.

DATOS UTILIZADOS Y DESARROLLO

Para este trabajo se han utilizado los datos diarios de irradiación solar global horizontal en los días en los que se cuenta con datos de piranógrafos y piranómetros. Se realizó un análisis detallado, en donde previamente se compararon los valores de ambos instrumentos para cada día obteniendo la diferencia relativa entre ellos y marcando como sospechosos los valores con más de un 50% para irradiaciones mayores a 20 MJ/m².

Debido a la establecida relación entre la irradiación solar y la duración de horas de sol del día (Martínez-Lozano et al., 1984) medidas con el heliofanógrafo, se utilizó la heliofanía diaria obtenida tanto en el Observatorio Central de Buenos Aires (OCBA) como en el aeropuerto Aeroparque Jorge Newbery, mediciones que comenzaron en el año 1956. Este parámetro permitió identificar datos en los que, por error humano al digitalizar registros piranográficos, el valor de un día en particular era en realidad el correspondiente al anterior o posterior. A su vez la heliofanía sirvió de referencia para contrastar datos dudosos definiendo cuales de los mismos eran inválidos y no debían ser considerados y cuales debían ser incorporados al análisis. Por ultimo este parámetro permitió también corroborar la gran diferencia relativa entre los valores diarios cuando la primera era nula. Se realizó por esto un análisis comparativo de los datos menores a 10 MJ/m².

Luego del análisis planteado anteriormente los datos sospechosos fueron eliminados y se realizó la comparación de los valores diarios. Paralelamente se calculó el promedio diario mensual de todos los meses que contaran con veinte o más días luego del filtrado preliminar y también se realizó la comparación correspondiente. Cabe comentar que, de los 6608 datos diarios iniciales fueron eliminados 78 valores inválidos representando un 1.18%, los cuales están distribuidos en 24 años. La tabla I muestra la cantidad de datos considerados por cada año.

100	DIAS	100	
ANO	DISPONIB.	ANO	DIAS DISPONIB.
1964	263	1987	328
1967	128	1988	243
1968	323	1989	308
1969	286	1990	320
1970	282	1991	320
1971	344	1992	283
1972	331	1995	327
1973	145	1996	182
1983	288	1997	101
1984	302	1998	262
1985	321	1999	280
1986	307	2000	256

Tabla I. Cantidad de días disponibles de cada año luego de filtrado preliminar.

Como parte del análisis estadístico se calculó el error cuadrático medio relativo MRSE%, y desvío medio relativo, MBE%; ver Ec. (1) y (2).

$$RMSE\% = \frac{\left[\sum_{i=1}^{n} \left(X_{pin} - X_{pig}\right)^{2}/n\right]^{0.5}}{\sum_{i=1}^{n} X_{pin}/n} x \ 100\%$$
 Ec. (1)

Actas del E-ICES 12 ISBN 978-987-1323-61-6

Ec. (2)

$$MBE\% = \frac{\sum_{i=1}^{n} (X_{pin} - X_{pig})}{\sum_{i=1}^{n} X_{pin}} x \, 100\%$$

Donde X_{pin} representa los valores medidos por el piranómetro y X_{pig} los valores medidos por el piranógrafo.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Fig.1 se muestran los datos diarios de piranómetros y piranógrafos en donde se planteó un ajuste lineal encontrando un coeficiente de determinación R^2 de 0.966. Los demás parámetros estadísticos obtenidos fueron de MRSE% = 9.68% y MBE%= 0.0048%.

Estos valores demuestran que hay una muy buena correlación entre los valores medidos por ambos instrumentos.



Fig. 1. Ajuste lineal entre los valores diarios medidos por piranómetros y piranógrafos.

Para el análisis de los promedios mensuales se utilizaron 236 valores, ver Fig. 2. Se encontró un R^2 =0.971 mientras que los indicadores estadísticos RMBE% y MBE% que se obtuvieron fueron de 6.70% y -0.041% respectivamente. Estos valores indican que los valores mensuales poseen una correlación levemente superior que los valores diarios.



Fig. 2. Ajuste lineal entre los promedios diarios mensuales medidos por piranómetros y piranógrafos.

De acuerdo a lo comentado anteriormente, durante el análisis preliminar utilizando heliofanía se encontró una diferencia relativa considerable entre las mediciones diarias de ambos instrumentos, llegando a un valor máximo de 198% por lo que se analizó esta situación considerando valores medidos de irradiación menores a 10 MJ.m⁻², ver Fig. 3.



Fig. 3. Gráfico comparativo entre los datos medidos por ambos instrumentos para valores menores a 10 MJ/m^2 .

Para esta situación se puede observar una mayor dispersión de los valores y, analizando los parámetros estadísticos, se obtuvo un $R^2=0.88$, RMSB%= 16% y MBE%= -3.26%. Esto indica que cuando la radiación se ve atenuada por parámetros externos, los valores relativos medidos por ambos instrumentos difieren considerablemente, lo que podría

encontrar explicación en la manera en que ambos detectan la radiación difusa. El principio en el cual están diseñados los piranómetros difiere radicalmente de los piranógrafos, debido a que estos últimos solo se fabricaron para medir radiación global y no difusa, es decir, al recibir poca o nula radiación directa no se produce en la varilla metálica un calentamiento diferencial considerable, por lo que el error en las mediciones que esto conlleva es mucho mayor. La dilatación diferenciada en la varilla no es capaz de detectar variaciones pequeñas en la irradiancia a diferencia de los piranómetros que tienen esta capacidad. Debe tenerse en cuenta además que la linealidad de ambos instrumentos es distinta, siendo mucho mejor la de los piranómetros.

CONCLUSIONES

Se realizó una comparación directa entre los valores diarios y mensuales de irradiación solar global medidos por piranómetros y piranógrafos en la ciudad de Buenos Aires encontrándose una buena correlación corroborada por parámetros estadísticos. Para el análisis diario se obtuvo un R², RMBE% y MBE% de 0.966, 9.68% y 0.0048% respectivamente mientras que, para los promedios diarios mensuales, los mismos parámetros obtenidos fueron de 0.971, 6.70% y -0.041% respectivamente.

También se analizó la correlación entre los datos hallados por ambos instrumentos para valores menores a 10 MJ/m² hallándose diferencias relativas que alcanzan un 198%. Se cree que esto podría deberse a posibles diferencias en sus principios de funcionamiento.

Debido a que los registros disponibles de irradiación diaria medida por piranógrafos en la ciudad de Buenos Aires comienzan en el año 1941, los resultados aquí obtenidos muestran que, a pesar del error asociado a estos instrumentos, ésta base puede ser utilizada para estudiar el comportamiento representativo de la radiación desde esos años. El análisis climatológico de la radiación así como sus implicancias serán estudiados en futuros trabajos.

REFERENCIAS

- Carbajal Benitez, G., Barlasina, M. E. and Gimenez, F. Estudio preliminar de las tendencias estacionales de la radiacion solar global en el Observatorio Central de Buenos Aires. *Acta de trabajos completos del XI Congreso Argentino de Meteorología*.
- Grossi Gallegos. Notas sobre radiación solar, Luján, Buenos Aires, 225 páginas (ISBN 9879285-19-0) (2004).
- Grossi Gallegos, H., Coquet, E and Spreafichi, M. Acerca de la longitud de las series temporales de irradiación solar global con vistas a su aprovechamiento energético. Acta de la XXXVI Reunión de Trabajo de la Asociación Argentina de Energías Renovables y Medio Ambiente. Vol. 1, pp. 11.85-11.92, (2013).
- Martinez-Lozano, J. A., Tena, F., Onrubia J.E. and Rubia, J. The historical evolution of the Ångström formula and its modifications: review and bibliography. *Agricultural and Forest Meteorology*, 33 (1984) pp. 81-110.
- Righini, R., Aristegui, R and Roldan, A. Determinación de la cantidad de años de medición necesarios para la evaluación de la radiación solar global a nivel de superficie en Argentina.

Acta de la XXXVII Reunión de Trabajo de la Asociación Argentina de Energías Renovables y Medio Ambiente. Vol. 2, pp. 11.17-11.25, (2014).

World Meteorological Organization. Meteorological aspects of the utilization of solar radiation as an energy source. *Technical Note No. 172, WMO-No. 557, pp. 59-81, Geneva, Switzerland* (1981).

ESTUDIO Y DESARROLLO DE PELÍCULAS DE NANOTUBOS DE TIO₂ PARA SENSORES DE GAS

Perillo P. M.^a y Rodríguez D.F.^{ab}

^aComisión Nacional de Energía Atómica, CAC, Buenos Aires, ARGENTINA ^bFacultad de Ingeniería, Universidad de Buenos Aires, CABA, ARGENTINA

e-mail:drodrig@cnea.gov.ar

RESUMEN

Las películas delgadas de óxidos metálicos semiconductores tales como TiO₂ son atractivas para la detección de gases, debido a su alta sensibilidad, simple procesamiento de la señal, bajo costo de producción y reducido tamaño. Sin embargo, se requieren temperaturas de 200 a 450° C para lograr una sensibilidad adecuada en aplicaciones de interés tecnológico. Por lo tanto, el presente trabajo se ha centrado en el desarrollo de los materiales nanoestructurados. Una de las principales ventajas de estas nanoestructuras son la relación superficie / volumen que las hacen atractivas para su uso como películas sensibles en sensores de gas, que posiblemente sea un requisito para la detección de gas a temperaturas menores a 100 °C. Se fabricaron matrices de nanotubos de TiO₂ vía proceso de anodización en electrolitos de glicerol que contienen NH₄F, pudiendo controlar el diámetro y longitud de los nanotubos. Se utilizaron los nanotubos de TiO₂ para desarrollar sensores de gas. Los resultados mostraron que los sensores de gas desarrollados son sensibles a bajas concentraciones de H₂S aún a temperaturas menores de 80°C, esto contribuye a reducir significativamente el consumo de energía y los hacen aptos para ser utilizados en dispositivos portátiles.

Palabras Clave: TiO₂, nanotubos, sensor de gas.

INTRODUCCIÓN

Los sensores de gas son el producto de la evolución de muchos sistemas de medida y tecnologías diferentes. El desarrollo de sensores de gas representa un área multidisciplinar de investigación pues se basa en aportes de diversas disciplinas tales como ciencia de los materiales, física, química y electrónica. La diversidad de sensores de gas tanto en tipo como en aplicación, representa un campo de investigación científica y desarrollo tecnológico amplio en el que se produce un desarrollo de dispositivos cada vez más complejos. En particular los sensores de gas de tipo semiconductor consisten básicamente de una película de óxido semiconductor depositada sobre un sustrato que se encuentra estimulada térmicamente, ya que para poder funcionar eficientemente, la película sensora debe ser llevada a una temperatura comprendida entre los 200°C y 450°C. El modo de funcionamiento de estos sensores se basa fundamentalmente en un cambio en su conductividad cuando se encuentra en presencia de determinados gases. La reacción del gas en la superficie del semiconductor produce un cambio en la resistencia eléctrica del dispositivo.

El TiO₂ es uno de los materiales más utilizados como película sensible en los sensores de gas tipo semiconductor debido a las adecuadas propiedades físico-químicas para la

detección de gases. Por ejemplo tiene una alta reactividad a temperaturas relativamente bajas de funcionamiento debido a la facilidad de adsorción de oxígeno en la superficie.

En los últimos años se ha producido un notable avance en la síntesis de materiales nanoestructurados, como nanohilos, nanocintas, nanotubos, etc (Bai et al, 2012; Hosseini et al, 2015; Öztürk et al, 2013; Perillo y Rodríguez, 2014; Wang et al, 2014). Una de las características principales de estas nanoestructuras es la superficie relación / volumen que los hacen atractivos para su uso como películas sensores de gases.

El objetivo del trabajo es el desarrollo de películas de nanotubos de TiO_2 por el método de anodizado, para ser utilizadas como sensor de gas.

DESARROLLO EXPERIMENTAL

Preparación de membranas de TiO2

Se utilizaron láminas de titanio (99,8%) como electrodo/sustrato. Las dimensiones de las muestras son de 15 mm x10 mm x 0,5 mm de espesor. Antes de los experimentos, las láminas de titanio fueron pulidas con papel de lija malla: 320, 400 y 600. A continuación las láminas fueron atacadas unos segundos en una solución diluida de HF y lavadas en una solución de diluida de HCl, luego enjuagadas con agua desionizada y secadas en un corriente de nitrógeno.

El proceso de anodizado se llevó a cabo a utilizando una celda electroquímica , formada por un alambre de platino como cátodo y la lámina de titanio como ánodo conectada a un sistema de suministro y medición multicanal I-V Keithley 2612A (Fig. 1). El baño de electrolito consistió en 0,6% en peso de NH₄F con 2% en volumen de H₂O en etilenglicol. Todos los experimentos se llevaron a cabo a temperatura ambiente con agitación.



Agitador magnético

Figura 1: Celda electroquímica para realizar el proceso de oxidación anódica.

Las membranas de TiO₂ fueron obtenidas realizando dos procesos de anodizado: El primer paso se realizó a 50 V durante 3 h con una rampa inicial de 0.05 V / s. Las láminas anodizadas se secaron a 200 ° C durante 20 minutos y luego se realizó un recocido a 480 °C durante 40 min para lograr la formación de la fase anatasa. El segundo paso de anodizado se realizó a 70 V con una rampa inicial de 1 V / s. En estas condiciones, la membrana era separada de la lámina de Ti dentro de una hora.

Las muestras fueron caracterizadas mediante microscopía electrónica de barrido (SEM modelo Zeiss Supra40 Gemini) y difracción de rayos X a temperatura ambiente con Cu Ka radiación de 0.15418 nm en un difractómetro (modelo PANalytical Empyrean).

Fabricación del sensor

El sensor se fabricó utilizando un substrato flexible de Kapton® y como película sensora la membrana de nanotubos de TiO_2 obtenida por el proceso de anodizado. Por medio de procedimientos convencionales de microfabricación se realizaron electrodos de oro interdigitados de uno de los lados del substrato y del otro un calefactor de titanio (Fig. 2).



Figura 2: Esquema del sensor. a) Electrodos de oro interdigitados. b) calefactor de titanio.

La membrana de TiO₂ y el substrato fueron sumergidas en una placa de Petri con alcohol isopropílico (IPA). Posteriormente el conjunto membrana-substrato fue retirado de la placa de Petri. Cuando el IPA se evaporó, para facilitar la posterior adhesión de la membrana de nanotubos se colocaron dos gotas de una mezcla de 20 ml de solución de isopropóxido de titanio en IPA con Triton X-100 y ácido acético en relación de volumen 1: 20: 4: 2. Finalmente se realizó un tratamiento térmico a 200 ° C durante 15 minutos.

Caracterización sensor

Se utilizó la técnica de flujo continuo para probar las propiedades de detección de gas a bajas concentraciones de H_2S . Para obtener la concentración de gas deseada se modificó la relación de flujos de aire sintético y H_2S , utilizando controladores de flujo másico (MKS). La temperatura de funcionamiento del sensor se estableció en 80°C.

Se determinó la magnitud de la respuesta S, definido como S = R / R_0 , donde R es el sensor resistencia en el gas, y R_0 es la resistencia del sensor en aire sintético.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La Figura 3 se muestra el patrón de rayos X de la membrana de TiO₂. Se puede ver la fase anatasa (01-071-1169) (Macák et al, 2006; Regonini et al, 2010). Los picos principales de difracción son $2\theta = 25$, 1°, 37,4°, 47,8° se identifican con las fases cristalinas (101), (004) y (200) respectivamente.



Figura 3: Difractograma de la membrana de TiO₂.

A partir de imágenes SEM, se observó que la morfología de la membrana preparada por anodización electroquímica seguido por recocido térmico presenta una matriz de nanotubos. El diámetro de nanotubo es aproximadamente 100 nm y su longitud de $12\mu m$ (Fig. 4).



Figura 4: Imágenes SEM de la membrana de TiO₂. a) vista lateral. b) detalle de nanotubos.

La Figura 5 muestra el comportamiento del sensor de nanotubos en presencia de un rango de concentraciones entre 6 y 38 ppm operando a 80 °C. La resistencia disminuyó cuando los sensores de nanotubos se expusieron a H_2S y se recuperaron completamente al valor inicial cuando se inyecto aire sintético. Las respuestas de los sensores fueron estables y reproducibles para ciclos repetidos de pruebas.



Figura 5: Resistencia relativa en función del tiempo para distintas concentraciones de H₂S.

La Figura 6 muestra la respuesta porcentual en función de la concentración de H_2S , en ella se puede observar que la sensibilidad del sensor es adecuada para este rango de concentraciones.



Figura 6: Respuesta porcentual en función de la concentraciones de H₂S.

El sensor de gas TiO₂ exhibe una buena respuesta inusual a baja temperatura. Esto puede ser atribuido probablemente a la mayor cantidad de sitios activos para la quimisorción de gas, porque las paredes internas y externas de los nanotubos pueden adsorber un gran cantidad de moléculas de gas, por lo tanto, los nanotubos se comportan como nanocanales para la difusión del gas (Batzill et al, 2005; Liu et al, 2013).

En resumen, los sensores de gas de nanotubos de TiO_2 muestran una sensibilidad singular en comparación con los sistemas convencionales correspondientes semiconductores de óxido de metal cuyo rango de temperatura de funcionamiento óptimo es de 200 °C a 400 °C.

CONCLUSIONES

El método de anodización electroquímica para el desarrollo de la membrana de nanotubos de TiO_2 es relativamente simple y, por lo tanto, implica menores costos que lo hace atractivo para desarrollar sensores de gas.

Se desarrolló un sensor de gas flexible utilizando una membrana de nanotubos de TiO_2 con sensibilidad a bajas concentraciones de H_2S aún operando a bajas temperaturas, esto contribuye a reducir significativamente el consumo de energía y lo hace aptos para ser utilizados en dispositivos portátiles

REFERENCIAS

- Bai S., Chen S., Chen L., Zhang K., Luo R., Li D., Liu Ch. Ch., Ultrasonic synthesis of MoO₃ nanorods and their gas sensing properties, Sens. Actuators B 174, 51–58 (2012).
- Batzill M., Diebold U., The surface and materials science of tin oxide. Progress in Surf. Sci. 79 47–154 (2005).
- Hosseini Z.S., Iraji zad A., Mortezaali A., Room temperature H₂S gas sensor based on rather aligned ZnO nanorods with flower-like structures, *Sens. Actuators B* 207 part A, 865–871 (2015).
- Liu G., Hoivik N., Wang X., Lu S., Wang K., Jakobsen H., Photoconductive, free-standing crystallized TiO2 nanotube membranes, Electrochim. Acta 93, 80-86 (2013).
- Macák J.M., Aldabergerova S., Ghicov A., Schmuki P., Smooth anodic TiO₂ nanotubes: annealing and structure, Physica status solidi (a) 203, 67-69 (2006).
- Öztürk S., Kılınç N., Öztürk Z.Z., Fabrication of ZnO nanorods for NO₂ sensor applications: Effect of dimensions and electrodeposition, *J. of Alloys and Comp.*581, 196-201 (2013).
- Perillo P.M., Rodríguez D.F., A room temperature chloroform sensor using TiO₂ nanotubes, *Sens. Actuators B* 193, 263–266 (2014).
- Regonini D., Jaroenworaluck A., Stevens R., Bowen C.R., Effect of heat treatment on the properties and structure of TiO₂ nanotubes: phase composition and chemical composition, Surf. Interface Anal. 42, 139-144 (2010).
- Wang Ch., Sun R., Li X., Sun Y., Sun P., Liu F., Lu G., Hierarchical flower-like WO₃ nanostructures and their gas sensing properties, *Sens. Actuators B* 204, 224–230 (2014).

TRANSICIONES SOCIO-ENERGÉTICAS EN EL SECANO LAVALLINO. ADAPTACIÓN DE MODELOS DE BARRERAS E IMPULSORES A PARTIR DE UN ENFOQUE ORIENTADO A ACTORES

Poretti, A. A^{*a*}, Calcagno, Duilio L.^{*b*}

^aInstituo Multidisciplinario de Energía, Universidad Nacional de Cuyo, ARGENTINA ^bIMESC, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Cuyo, ARGENTINA

e-mail: aporetti@fing.uncu.edu.ar

RESUMEN

Las transiciones socio-energéticas (TSE) se han planteado como un objetivo fundamental en el contexto de cambios y desafíos que enfrenta el mundo. La literatura ha identificado la existencia de brechas en la adopción de prácticas y tecnologías en eficiencia energética, generalmente con un enfoque en industrias y edificios. El modelo de barreras e impulsores (B/I) permite obtener información precisa que permita hacer frente a dicha brecha. A partir de este modelo, el trabajo propone un doble aporte: adaptar las (B/I) de la eficiencia energética y extenderlo a TSE en sentido amplio y hacerlo en un ámbito novedoso. Utilizando un enfoque orientado a actores, el trabajo identifica (a) los (B/I) que afectan el éxito o el fracaso de las iniciativas en TSE y (b) los actores responsables de la aparición de (B/I). Como base empírica, se discuten las experiencias de 3 proyectos de extensión propuestos desde la Universidad Nacional de Cuyo y desarrollados en el contexto de comunidades aisladas en el secano de Lavalle, Argentina. Las conclusiones de la investigación muestran que existen algunos actores relacionados con los impulsores identificados, pero aquellos asociados con las barreras, pertenecientes mayoritariamente al estado, aparentan ser más influyentes. Asimismo, se propone una profundización de esta línea de investigación en dos sentidos: respecto de una mejor recolección de la información en el secano lavallino, así como el enriquecimiento del modelo de B/I.

Palabras Clave: Eficiencia Energética, Transiciones Socio-Energéticas, Barreras, Impulsores, Comunidades semi-aisladas

INTRODUCCIÓN

Diversos marcos teóricos para el análisis de transiciones socio-técnicas han surgido a lo largo del tiempo y se han enfocado en que los cambios tecnológicos y sociales están interrelacionados y forman parte de un sistema integrado. Actualmente, quienes gozan de mayor influencia en esta área, son investigadores de los Países Bajos (Li, Trutnevyte, & Strachan, 2015). Entre ellos se destaca la Perspectiva Multinivel (MLP por sus siglas en ingles) de Geels & Schot (2007). Este enfoque sostiene que las transiciones emergen a partir de desarrollos en múltiples niveles: innovaciones de nicho (micro-nivel), regímenes técnicos (meso-nivel) y el paisaje socio-técnico más amplio (macro-nivel).

De acuerdo con esta mirada, el presente artículo parte del supuesto de que todo sistema sociotecnológico tiene potencialidades para incrementar su eficiencia energética, así como de emprender otros cambios socio-energéticos. La eficiencia energética se ha propuesto como uno de los caminos preferentes de los inmensos cambios socio-energéticos que se están produciendo en este momento (Intergovernmental Panel on Climate Change et al., 2014), así como también se hace hincapié en la necesidad de adoptar fuentes renovables no-convencionales (Fernández R., 2015).

En el caso de la eficiencia energética, tradicionalmente ha tenido como objetivo, en particular en los países desarrollados, el uso de menos energía para ofrecer el mismo servicio energético con criterios de sustentabilidad. Sin embargo, la eficiencia energética también puede tener el efecto de generar más servicios para la misma cantidad de energía utilizada, como será en el caso de análisis. Un mejor aprovechamiento energético permite la ampliación de la capacidad productiva en términos individuales o sectoriales. Este último enfoque es particularmente importante para las economías emergentes (Ryan L. & Campbell N., 2012), (Brosch, Sander, & Patel, 2016).

En términos generales, entonces se adopta la definición de eficiencia energética como la proporción u otra relación cuantitativa entre el resultado en términos de desempeño, de servicios, de bienes o de energía y la entrada de energía (International Organization for Standardization, 2011). Pasó de ser considerada como un recurso energético alternativo a los combustibles fósiles a ser entendida como "el primer combustible" (International Energy Agency & Organisation for Economic Co-operation and Development, 2016). Pero a pesar de que, entre todas las alternativas de energía disponibles, la eficiencia energética presenta el menor costo nivelado de energía (Lazard, 2015), las evaluaciones actuales (International Energy Agency, 2016) sugieren que de acuerdo con las políticas existentes, dos tercios del potencial de eficiencia energética *económicamente viable* hasta 2035 seguirán sin realizarse.

La literatura (Hirst & Brown, 1990; Jaffe & Stavins, 1994) ha identificado en este contexto la existencia de una brecha entre el nivel actual y el óptimo en eficiencia energética. Respecto de esa brecha es que se propone el modelo de B/I como marco de análisis.

En este artículo, se plantea considerar estos aportes en la literatura en eficiencia energética para incluir también la potencialidad de adopción de energías renovables en el secano lavallino. Por lo manifestado, se entenderá que las transiciones socio-energéticas, así como sus barreras e impulsores, están condicionadas por los contextos y las trayectorias sociales, políticos y económicos, entre otros.

El departamento de Lavalle posee una extensión total de 10.344 km2 y 32.129 habitantes. El oasis bajo riego comprende 237 km2, representa el 3% de la superficie del departamento y concentra el 88% de la población rural y urbana. La zona de desierto, secano o sin riego, abarca el 97% restante de la superficie del departamento, aproximadamente 10.107 km², donde habita el 12% de la población (3.300 habitantes) que apenas alcanza una densidad de 0.33 hab./km2. En esta área sólo se encuentra población rural, organizada según un patrón de asentamiento disperso, pero con pequeñas agrupaciones en caseríos (puestos) que no superan las 40 viviendas (la mayoría construidas en adobe y/o quincha) localizados en torno a los antiguos cauces de los ríos Desaguadero y Mendoza, que actualmente sólo conducen agua en contadas oportunidades. La población se reconoce como de ascendiente huarpe y las actividades productivas que realiza están destinadas fundamentalmente a la subsistencia: cría de ganado menor para la producción de guano y carne, en mucha menor medida, apicultura y artesanías; existe también una incipiente promoción de las actividades turísticas sin resultados significativos aún. (Pastor G., Abraham E. M., & Torres L., 2005).

OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo es realizar un estudio de la brecha en las transiciones socioenergéticas en los puestos del secano de Lavalle, Mendoza, a través de un enfoque adaptado de actores socio-energéticos clave respecto de modelos de barreras e impulsores.

MÉTODOS O DESARROLLO EXPERIMENTAL

Se trata de un estudio introductorio y descriptivo sobre un sujeto de análisis escasamente analizado en la literatura sobre transiciones socio-energética: comunidades rurales semi-

aisladas, en este caso los puestos del secano lavallino (Mendoza, Argentina). Para ello, los aportes que analizan la brecha en eficiencia energética a través del estudio de barreras e impulsores, típico de análisis aplicados a industrias y edificios, se adaptan a este objeto de estudio novedoso y a una perspectiva amplia que abarca potenciales transiciones socioenergéticas también referidas al aprovechamiento de energías renovables. Como sustento empírico, se apela a las experiencias de campo de tres proyectos de extensión auspiciados por docentes e investigadores de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de Cuyo entre 2015 y 2017. Se debe aclarar que la información recabada corresponde especialmente a la perspectiva de los puestos del secano.

De modo ampliamente aceptado, se entiende por B/I una serie de mecanismos que inhiben/facilitan las inversiones en tecnologías energéticamente y económicamente eficientes (Sorrell S. et al., 2000). Sintéticamente, tales B/I giran en torno de las siguientes preguntas ¿Qué (1) obstáculo/facilitador representa para quién (2) para alcanzar qué (3) en materia de transiciones socio-energéticas? adaptado de Lukas Weber (1997).

Los conceptos clásicos de B/I se han elaborado a partir de varias tradiciones teóricas, incluyendo la economía neoclásica, la economía organizacional, la teoría del comportamiento y la teoría de la organización.

Tradicionalmente, no se distingue entre barreras internas o externas a la organización, y estas últimas a qué actor interno o externo al sistema corresponde. Estas categorías se han utilizado sin un marco teórico común, aunque últimamente se comenzó a aplicar una visión sistémica a las mismas. De ahí se desprende que existen superposiciones e interacciones implícitas entre ellas (Cagno, Worrell, Trianni, & Pugliese, 2013). En la Figura 1 se presenta una adaptación propia del esquema desarrollado por Hirst & Brown (1990), a través del cual se ilustran los diferentes actores clave que afectan el proceso de toma de decisiones sobre inversiones en eficiencia energética. Se colocan en color gris más claro los actores que se identificaron como no relevantes según experiencia de campo y fuentes consultadas (Lorite F., 2012)





Aplicando un enfoque orientado a actores (Trianni, Cagno, Marchesani, & Spallina, 2016) se realizó una adaptación al contexto lavallino de los modelos de B/I predominantes en la literatura (Sorrell S. et al., 2000). (Spallina G. & Marchesani F., 2012), (Yeatts, Auden, Cooksey, & Chen, 2017), (Bertone et al., 2016), (Klöckner & Nayum, 2016), (Trebilcock, 2011), (Blumstein, Krieg, Schipper, & York, 1980), (Ruparathna, Hewage, & Sadiq, 2016), (Buessler, Badariotti, & Weber, 2017), (De Groot, Verhoef, & Nijkamp, 2001), (Michael A. Hamilton, 2013), (Janda, 2014), (Wimala, Akmalah, & Sururi, 2016), (Olsthoorn, Schleich, & Hirzel, 2017) apoyándose en las experiencias de campo mencionadas. En la Tabla 1 donde quedan resumidas las barreras identificadas según su origen (a la organización, en este caso el puestero,

o externas a él) y nivel en el cual se producen, según metodología propuesta por (Vogel, Lundqvist, & Arias, 2015). Se discrimina a su vez el espectro de influencia de cada B/I, que subraya cómo puede ser general o específico de intervenciones de la transición socio-energética. Con un "•" se ha identificado que barrera o impulsor es generado por que actor.

Tabla 1 - Adaptación de Barreras

		Actores externos involucrados (1)					Actores externo					Actores externos involu								
Categoría	Barreras	A1	A	2 A	3 A	4 A	5 A	6 A7	A8	A9	A 10	A 11	A 12	Nivel (2)	Influencia (3)					
	Distorsiones en los precios de energía	•												С	EEG					
	Incertidumbre en los precios de energía	•												С	EEG					
	Baja difusión de las tecnologías	•												S	EEE					
	Baja difusión de la información	•												S	EEE					
	Fragmentación						•	,			٠		•	S	EEG					
	Limitaciones de la infraestructura local	•												S	EEG					
	Ausencia de una reglamentación adecuada	•												S	EEG					
	Distorsión de políticas fiscales	•												С	EEG					
	Falta de interés en la eficiencia energética			•					٠			•	•	S	EEG					
Externos	Acceso limitado a la tecnología			•										С	EEE					
	Los proveedores de tecnología y servicios no están al día			•			•	•						S	EEE					
	Escasas habilidades de comunicación			•	•		•	,						S	EEE					
	Características técnicas no adecuadas				•									Р	EEE					
	Altos costos iniciales				•									Р	EEE					
	Comunicación de información escasa					•		•						S	EEE					
	Costos para investigar la capacidad de toma de deuda							•						S	EEG					
	Dificultad para identificar la calidad de las inversiones							٠						S	EEG					
	Sin metodología consensuada						•	•	٠					S	EEG					
	Dificultad en transferir competencias								٠	٠				S	EEE/EEG					
	Baja disponibilidad de capital													Р	IG					
	Costos ocultos													Р	EEE					
	Costo de interrupción de actividades													Р	EEE					
	Riesgos relacionados con la intervención													Р	EEE					
	Intervenciones no suficientemente rentables													S	EEE					
	Costos de inversion													Р	EEE					
	Falta de interés por la eficiencia energética													Р	EEG					
	Otras prioridades													Р	EEG					
	Criterios de evaluación imperfectos													Р	IG					
	Falta de objetivos compartidos													Р	EEG					
	Inercia													Р	IG					
Internoc	Baja posición o status de la eficiencia energética													Р	EEG					
internos	Incentivos divididos													Р	EEG					
	Cadena de decisión compleja													Р	EEG					
	Falta de tiempo													Р	IG					
	Falta de control interno													Р	EEG					
	Información inadecuada, escasa o inexistente													P/S	EEG					
	Equipos de medicion inexistentes o inadecuados													Р	EEG					
	Tecnologias no disponibles o inadecuadas													Р	EEG/EEE					
	Identificar las ineficiencias													Р	EEG/EEE					
	Identificar las oportunidades													Р	EEG/EEE					
	Implementación de las intervenciones													Р	EEG/EEE					
	Dificultad en obtener competencias externas													Р	EEG/EEE					
	Falta de conciencia			Γ						1		1		Р	EEG/EEE					

(1) Actores: Gobierno Nacional, Provincial y Municipal (A1). Proveedores (A2). Fabricantes de Tecnología (A3). Instaladores (A4). Distribuidoras de energía (A5). Empresas de Servicios de Energía (A6). Instituciones Financieras (A7). Grupos de asociaciones industriales / profesionales / Aliados (A8). Instituciones de I+D (A9). Competidores (A10). Clientes (A11). ONG's (A12)

(2) Nivel: (P) Proyecto, (S) Sectorial, (C) Contextual

 1(3) Influencia: La Inversion General (IG) aplica a cualquier tipo de inversion. La EE General (EEG) aplica a cualquier medida de EE. La EE Especifica

 1(EEE) influye sobre una medida EE en particular.

 Se debe destacar, en consonancia con la postura adoptada en el trabajo, que los promotores y

Se debe destacar, en consonancia con la postura adoptada en el trabajo, que los promotores y barreras son situacionales, es decir que algunos de ellos pueden considerarse como impulsores en algunos países y contextos y barreras en otros (Reddy S., 2013). Por lo tanto, no alcanza con "eliminar" totalmente las barreras para que "naturalmente" se realicen inversiones y transformaciones en esta materia, sino que será necesario "algo más". Es de crucial importancia entonces tener principios e instrumentos claros sobre cómo fomentar la adopción de medidas eficientes y tecnologías de generación de energía, dentro de una organización inserta en un entorno. Es pertinente hacer una distinción entre el origen de los impulsores, ya que permite

comprender qué acciones pueden promoverse internamente y cuáles requieren apoyo o inclusive iniciativa externa y que actor podría generarlas.

La Tabla 2 contiene todos los promotores integrados y clasificados.

		Actores externos involucrados (1)													
a. (x 1										Α	Α	Α	Nivel	Influencia
Categoria	Impulsores	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	10	11	12	(2)	(3)
	Claridad y Normalización de la Información	٠	٠	٠	٠	٠			٠	٠				С	EEG
	Auditorías de energía	٠	٠			٠	٠							Р	EEG
	Aumento de las tarifas energéticas	•				•								С	EEG
	Regulación edilicia, Certificación y Rendimiento Energético de Edificios	•								٠				С	EEG
	Aplicación efectiva de la reglamentación	٠												S	EEG
	Estabilidad regulatoria	•												С	EEG
	Apariencia de la tecnología			٠	•		٠				٠	٠	•	Р	EEE
	Confiabilidad de la información	٠	•	•	•	٠	•		•	٠				S	EEE
Externos	Apoyo a la gerencia		•	•	•		•							Р	IG
	Subsidios públicos a la inversión	٠												С	EEE
	Financiamiento privado		•			•	•	•						С	EEE
	Disponibilidad de productos financieros a medida		•				٠	٠						S	EEG
	Disponibilidad de información	•	•	•		•	•		•	٠				S	EEE
	Conciencia. Comunicación y Marketing	٠		•	•	•	٠		٠	٠	•			Р	EEG
	Casos de aplicación efectiva	•		•			•				•			S	EEE
	Cooperación externa		•	•	•			٠	٠	٠	•	٠	•	С	EEG
	Soporte Técnico		•	٠	٠		٠		٠					S	EEE
	Imagen Verde													Р	EEG
	Estrategia energética a largo plazo													Р	EEG
	Acuerdos voluntarios													S	EEE
	Normas sobre contabilidad, adquisiciones y presentación de informes a													s	EEG
	Integración obligatoria de los sistemas de gestión energética		ľ											Р	EEG
	Voluntad para competir													P	EEG
Internos	Conocimiento de los beneficios no energéticos		İ.		1									p	EEE
	Gestión con ambiciones		ľ											P	IG
	Personal con ambiciones reales													p	IG
	Conciencia en el nivel de toma de decisiones clave													P	EEG
	Reducción de costos por menor uso de energía													p	EEE
Información sobre los costos reales						+	+	+	-	\vdash				C I	FFF
	Programas de educación y formación en competencias		┢		\uparrow					\mathbf{T}	-			S	EEE

Tabla 2 - Adaptación de Impulsores

(1) Actores: Gobierno Nacional, Provincial y Municipal (A1). Proveedores (A2). Fabricantes de Tecnología (A3). Instaladores (A4). Distribuidoras de energía (A5). Empresas de Servicios de Energía (A6). Instituciones Financieras (A7). Grupos de asociaciones industriales / profesionales / Aliados (A8). Instituciones de I+D (A9). Competidores (A10). Clientes (A11). ONG's (A12)

(2) Nivel: (P) Proyecto, (S) Sectorial, (C) Contextual

(3) Influencia: La Inversion General (IG) aplica a cualquier tipo de inversion. La EE General (EEG) aplica a cualquier medida de EE. La EE Especifica

Entonces, este modelo de B/I adaptado al contexto lavallino permitirá analizar cuáles de estos se vinculan con los tomadores de decisiones (puesteros en sentido amplio) y cuáles con los actores más relevantes del entorno.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En las Tablas 1 y 2 se procedió a la adaptación de las B/I aplicadas tradicionalmente a contextos industriales y edificios. En Tabla 3 figuran las B/I más relevantes del contexto del secano de Lavalle. Del cotejo visual entre las Tablas 1 y 2 con 3 se constata cuáles fueron las B/I no considerados y aquellos que fueron reformulados. La cantidad de B/I resultantes fue menor, probablemente debido al carácter exploratorio de las investigaciones en el área. Las B/I que quedaron plasmadas en el estudio, principalmente fueron aquellas asociadas con la gestión del conocimiento y la información, más que a aquellas vinculadas con las soluciones técnicoeconómicas tradicionales.

En las formulaciones de los modelos de barrera en eficiencia energética se percibe la falta de relación con asuntos ambientales de diversos niveles (desde ecosistemas locales asociados hasta el cambio climático global), temática que influye en los puesteros.

Asimismo, a partir del análisis realizado, se obtiene como resultado la discriminación de los actores externos fundamentales en las transiciones socio-energéticas del secano lavallino. Aquellos principales son estatales, ya sea los gobiernos en sus distintos niveles como las

Tabla 3	<i>Tabla 3</i> – Barreras e Impulsores en contexto de secano de Lavalle									Actores externos involucrados (1)							
Categoría	Impulsores	Detalle	A 0 A			A5	A8	A9	A 10	A 11	A 12	Nivel (2)	Influencia (3)				
Interno	Personas con ambiciones reales	La curiosidad y la sed del saber de los pobladores era más que evidente	٠									Р	IG				
Interno	Conciencia en el nivel de toma de decisiones clave	En el puesto tanto el hombre como la mujer participan el rol decisorio en temas fundamentales	٠									Р	ETSE				
Externo	Cooperación externa	Tanto la Fundación Vivencias Argentinas como la UNCuyo y otros actores del área de I+D, están dispuestos a colaborar con el aprendizaje de nuevas competencias en puestos del secano		•	•			•			•	Р	IG				
Externo	Estimulo de formación y capacitación	La UNCuyo otorga becas y cursos de nivelacion a descendientes de los pueblos originarios con el fin de mejorar las competencias de los habitantes del lugar						•				Р	ETSE				

.

				A	ctor	es er	terr	ios ii	ivoluc	rados	; (1)	1	
Categoría	Barreras	Detalle	A 0	A1	A4	A5	A8	A9	A 10	A 11	A 12	Nivel (2)	Influencia (3)
	Limitaciones de la infraestructura local	Baja densidad poblacional. Ubicación alejada y baja rentabilidad, existe unicamente una linea monofilar(Sistema ineficiente y difícil de cuantificar), la cual no llega a todos los habitantes de la zona. Altos costos de flete.		•		•						с	ETSE
	Deficiencias en educacion media y superior	La baja densidad poblacional de la zona y la falta de caminos hacen que no sea justificable economicamente la creacion de colegios secundarios		•				•				Р	IG
	Distorsiones e incertidumbre en los precios de energía	Gran distorsión de precios de la energía, siendo estos costos hasta cinco o seis veces superiores a los de la cuidad de Mendoza ubicada a unos 150 km de distancia.		•		•						с	IG
Eutomo	Baja difusión de tecnologías	Falta de interconectividad, ausencia de medios de comunicación. Los costos para distribuir una nueva tecnología en zonas alejadas de los centros comerciales suelen impedir que esta se difunda de forma homogénea en todo el territorio		•	•			•				s	RTSE
Externo	Fragmentación y falta de objetivos compartidos	Se percibe la ausencia de una conciencia colectiva que permita enfrentar problemas comunes.		•			•		•	•		S	IG
	Ausencia de políticas fiscales apropiadas	La frase "la municipalidad nos tiene olvidados" fue my recurrentes en las charlas, haciendo mas que obvio la falta de políticas territoriales.		•								С	IG
	Escasa comunicación de información	Las nuevas tecnologías son poco conocidas debido a las deficiencias de la comunicación de la zona. La radio es practicamente el único sistema de comunicación que existe en la zona. La información importante es trasmitida por la radio FM local, la cual es una radio comunitaria y la menos importante del llamado boca en boca. Siendo esta última información alterada por los juicios del emisor.		•		•		•	•			s	ETSE
	Dificultad en transferir competencias	Trabas burocraticas, faltas de incentivos en los sistemas de evaluacion, carácter errático de la gestion, incomprension de las lógicas internas de los puestos							•		•	S	ETSE
	Presencia de otras prioridades	Desmotivación y Necesidades Basicas Insatisfechas (NBI).	•									Р	IG
	Inercia	Los habitantes de las zonas estudiadas son descendientes de huarpes, los cuales han vivido de la misma manera durante generaciones, siendo la tradición un componente importante de las barreras. Su sistema socio- económico y cultural, el cual a sufrido pocos cambios a lo largo de la historia, presenta pocos incentivospara el cambio.	•									Р	IG
Interno	Costos ocultos	Dificultad para hallar y procesar informacion actual y precisa.	•									Р	ETSE
	Baja disponibilidad de capital	Salvo algunas excepciones, hay pocos excedentes de capital para realizar inversiones	•									Р	IG
	Capacidades no desarrolladas	Debido a Información inadecuada, escasa o inexistente, se produce una dificultad en identificar las ineficiencias y oportunidades asi como pplantear soluciones de mejora e implementarlas autonomamente	•									Р	ETSE
	Falta de tiempo	Mucho tiempo dedicado a tareas de subsistencia	•									Р	ETSE

(1) Actores: Unidad socioproductiva (Puesto) (A0). Gobierno Nacional, Provincia de Mendoza y Municipalidad de Lavalle (A1). Empresas, UNCuyo, UTN y CONICET (A4). Edeste SA.(A5). Asociacion Ganadera Centro Cuyano de Lavalle (A8). UNCuyo, UTN y CONICET (A9). Otros puestos (A10). Compradores de produccion pecuaria (A11). Vivencias Argentinas y otras ONG's (A12). (2) Nivel: (P) Proyecto, (S) Sectorial, (C) Contextual

 (12) Nive: (P) Proyecto, (S) Sectorial, (C) Contextual
 (3) Influencia: La Inversion General (IG) aplica a cualquier tipo de inversion. La Especifica de Transicion Socio-Energética (ETSE).
 universidades y CONICET, siendo relativamente incipiente el trabajo de organizaciones sociales en el territorio en asuntos socio-tecnológicos. Se destaca la debilidad de otros actores tales como asociaciones de productores, distribuidora de energía y los puesteros pares.

Por otra parte, las barreras predominantes son externas al puestero y se encuentran a nivel sectorial. Las principales son la escasa comunicación de información que junto con la fragmentación y falta de objetivos compartidos llevan a que el principal impulsor detectado a nivel proyecto, la cooperación externa, no tenga el suficiente peso para favorecer la transición socio-energética deseada del puestero. Se requeriría entonces generar acciones de cooperación no a nivel de proyecto sino en una instancia superior.

CONCLUSIONES

Este modelo de B/I adaptado al contexto lavallino permitió analizar cuáles de estos se vinculan con los puesteros del secano y cuáles con los actores más relevantes de su entorno.

Cabe destacar que la mayoría de los actores fundamentales pertenecen al Estado. En un contexto de organismos estatales sobrepasados por demandas múltiples, se considera necesario buscar

otras instancias (cooperación internacional, iniciativas público-privadas, entre otras) que enriquezcan el mapa de actores.

Además, de los resultados obtenidos se desprende la necesidad de contar con información cuantitativa y cualitativa más abundante y precisa tanto respecto de los puestos como, sobre todo, de los actores externos, los cuales tienen diversos tipos y grados de relaciones con el objeto de estudio. En el mismo sentido, se debe profundizar en el estudio de aquellas B/I que emerjan como propias del objeto de estudio para dar una orientación socio-energética más definida y superar la orientación industrial predominante que da origen a estos modelos.

De acuerdo con lo dicho, y con las observaciones del trabajo emergen los asuntos ambientales como dignos de ser estudiados en profundidad no solo para futuras investigaciones sobre el secano, sino también para enriquecer los modelos de B/I en general.

Es notable observar que los impulsores identificados son menos numerosos que las barreas, probablemente porque las transiciones socio-energéticas en la región serían más dificultosas de emprender, al menos desde un enfoque de actores asociados a B/I.

Finalmente, se debe entender que las transiciones socio-energéticas son procesos sociales que incluyen elementos materiales y culturales, así como diversos intereses y niveles de acción. Eso implica que las mismas no sean necesarias ni unidireccionales, sino parte de posibles trayectorias que encuentran mayor o menor resistencia.

REFERENCIAS

Bertone, E. *et al.* State-of-the-art review revealing a roadmap for public building water and energy efficiency retrofit projects. *Int. J. Sustain. Built Environ.* **5**, 526–548 (2016).

Blumstein, C., Krieg, B., Schipper, L. & York, C. Overcoming social and institutional barriers to energy conservation. *Energy* **5**, 355–371 (1980).

Buessler, S., Badariotti, D. & Weber, C. Evaluating the complex governance arrangements surrounding energy retrofitting programs: The case of collective ownership buildings in France. *Energy Res. Soc. Sci.* (2017). doi:10.1016/j.erss.2017.05.007

Cagno, E., Worrell, E., Trianni, A. & Pugliese, G. A novel approach for barriers to industrial energy efficiency. *Renew. Sustain. Energy Rev.* **19**, 290–308 (2013).

Climate change 2014: mitigation of climate change: Working Group III contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (Cambridge University Press, 2014).

De Groot, H. L., Verhoef, E. T. & Nijkamp, P. Energy saving by firms: decision-making, barriers and policies. *Energy Econ.* 23, 717–740 (2001).

Lorite, F. Pequeños productores caprinos se integran para vender en forma directa. *Unidiversidad* (2012). Available at: http://www.unidiversidad.com.ar/pequenos-productores-de-cabras-se-integran-para-vender-en-forma-directa-. (Accessed: 13th June 2017)

Pastor G., Abraham E. M. & Torres L.. Desarrollo local en el desierto de Lavalle. Estrategia para pequeños productores caprinos (Argentina). *Cuad. Desarro. Rural* **2**, 54 (2005).

Geels, F. W. & Schot, J. Typology of sociotechnical transition pathways. *Res. Policy* **36**, 399–417 (2007).

Spallina G. & Marchesani F. Drivers for industrial energy efficiency - an innovative framework. (Politécnico Di Milano, 2012).

Hirst, E. & Brown, M. Closing the efficiency gap: barriers to the efficient use of energy. *Resour. Conserv. Recycl.* **3**, 267–281 (1990).

International Energy Agency & Organisation for Economic Co-operation and Development. *Energy Efficiency Market report.* (OECD/IEA, 2016).

International Energy Agency. World Energy Investment 2016. (IEA, 2016).

International Organization for Standardization. Sistemas de gestión de la energía - Requisitos con orientación para su uso. (2011).

Jaffe, A. B. & Stavins, R. N. The energy-efficiency gap What does it mean? *Energy Policy* 22, 804–810 (1994).

Janda, K. B. Building communities and social potential: Between and beyond organizations and individuals in commercial properties. *Energy Policy* **67**, 48–55 (2014).

Klöckner, C. A. & Nayum, A. Specific Barriers and Drivers in Different Stages of Decision-Making about Energy Efficiency Upgrades in Private Homes. *Front. Psychol.* **7**, (2016).

Lazard's levelized cost of energy analysis - Version 9.0. (2015).

Li, F. G. N., Trutnevyte, E. & Strachan, N. A review of socio-technical energy transition (STET) models. *Technol. Forecast. Soc. Change* **100**, 290–305 (2015).

Ryan L. & Campbell N.. Spreading the net: the multiple benefits of energy efficiency improvements. (IEA, 2012).

Weber L.. Some reflections on barriers to the efficient use of energy. *Energy Policy* **25**, 833–835 (1997).

Hamilton M. A. Characterizing the Microeconomic Decision Factors of Energy Efficient Commercial Building Retrofits. (Drexel University, 2013).

Olsthoorn, M., Schleich, J. & Hirzel, S. Adoption of Energy Efficiency Measures for Non-residential Buildings: Technological and Organizational Heterogeneity in the Trade, Commerce and Services Sector. *Ecol. Econ.* **136**, 240–254 (2017).

Fernández R. Escenarios Energéticos Argentina 2015 - 2035 : resumen y conclusiones para un futuro energético sustentable. (2015).

Ruparathna, R., Hewage, K. & Sadiq, R. Improving the energy efficiency of the existing building stock: A critical review of commercial and institutional buildings. *Renew. Sustain. Energy Rev.* **53**, 1032–1045 (2016).

Sorrell S. *et al. Reducing barriers to energy efficiency in public and private organisations.* (Science Policy Research Unit (SPRU), Universidad de Sussex, 2000).

Reddy S. Barriers and drivers to energy efficiency – A new taxonomical approach. *Energy Convers. Manag.* **74**, 403–416 (2013).

Trebilcock, M. Percepción de barreras a la incorporación de criterios de eficiencia energética en las edificaciones. *Rev. Constr.* **10**, 4–14 (2011).

Trianni, A., Cagno, E., Marchesani, F. & Spallina, G. Classification of drivers for industrial energy efficiency and their effect on the barriers affecting the investment decision-making process. *Energy Effic.* **10**, 199–215 (2016).

Brosch, T., Sander, D., & Patel, M. K. (Eds.). (2016). Understanding the Human Factor of the Energy Transition: Mechanisms Underlying Energy-Relevant Decisions and Behaviors. *Frontiers Media SA*. https://doi.org/10.3389/978-2-88919-880-1.

Vogel, J. A., Lundqvist, P. & Arias, J. Categorizing Barriers to Energy Efficiency in Buildings. *Energy Procedia* **75**, 2839–2845 (2015).

Wimala, M., Akmalah, E. & Sururi, M. R. Breaking through the Barriers to Green Building Movement in Indonesia: Insights from Building Occupants. *Energy Procedia* **100**, 469–474 (2016).

Yeatts, D. E., Auden, D., Cooksey, C. & Chen, C.-F. A systematic review of strategies for overcoming the barriers to energy-efficient technologies in buildings. *Energy Res. Soc. Sci.* (2017). doi:10.1016/j.erss.2017.03.010

LA REDUCCIÓN DE LOS RIESGOS DE DESASTRES EN DESTINOS TURÍSTICOS COSTEROS DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES. ABORDAJE METODOLÓGICO

Puccio H. ^{*a*}, Grana N., Adaniya S y Marshall G. INDICAT Instituto de Investigaciones Aplicadas al Turismo. Universidad de Morón

e-mail: hpuccio@gmail.com

RESUMEN

Los efectos visibles del cambio climático son: variación en los patrones de lluvia, variación en los patrones de temperatura, acompañados por la intensificación de los eventos extremos, tales como los fuertes vientos con dirección SE/ NO que entran desde el océano Atlántico al continente. Usualmente los vientos vienen acompañados de lluvias, y mareas oceánicas. Como consecuencia de ello los destinos turísticos costeros de la provincia de Buenos Aires son afectados por la variación del NMM Nivel Medio del Mar significando una pérdida total o parcial de un territorio ya que se produce la inundación de tierras bajas y humedales y la erosión de playas y acantilados. Lo cual constituiría no solo un problema geomorfológico, sino también problemas de tipo socioeconómico. Ante la irreversibilidad del impacto de los eventos climáticos, la gestión territorial de los desastres, requiere información pertinente sobre las amenazas en tal territorio como así también información acerca de la vulnerabilidad social y cultural de las poblaciones allí radicadas. Igualmente sobre la vulnerabilidad material y tecnológica de los recursos, atractivos y soportes turísticos. En esa línea el presente informe tiene como objetivo diseñar estrategias metodológicas para recabar, sistematizar, y evaluar la información requerida. Para ello se diseñaron instrumentos de observación de fuentes secundarias y primarias, los cuales fueron puestos a prueba en los destinos turísticos de Necochea y Pinamar. El diseño de los instrumentos tanto de observación como los de evaluación responde a la perspectiva teórica metodológica de la Teoría Social del Riesgo desarrollada por los expertos de la RED Red de Estudios Sociales de Prevención de Desastres en América Latina.

Los resultados sistematizados de las observaciones son insumos para la gestión de adaptación de los destinos costeros frente al cambio climático.

Palabras claves: Cambio Climático, Riesgo de Desastres, Destinos Turísticos, Información de Amenazas, Información de Vulnerabilidad.

INTRODUCCIÓN

El calentamiento global está modificando los patrones climáticos mundiales y locales, generando nuevos escenarios climáticos, en los cuales la variación de los patrones de temperatura y por ende los de lluvia generarían por un lado un progresivo aumento del nivel del mar, y por otro lado la temperatura de las aguas oceánicas superficiales

desencadenaría eventos climáticos extremos, tales como tormentas marítimas, marejadas y sudestadas, que impactarían en el litoral marítimo de la provincia de Buenos Aires.

Vicente Barros (2004), explica que un leve incremento del NMM (Nivel medio del mar) significaría una pérdida total o parcial de un territorio ya que se produciría la inundación de tierras bajas y humedales y la erosión de playas y acantilado. Según previsiones del IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change (1995) las consecuencias del Cambio Climático generarían situaciones de" riesgo de desastres" en los Municipios costeros de la provincia de Buenos Aires. Entendiendo por desastre al "producto de la convergencia, en un momento y lugar dado, de dos factores: riesgo y vulnerabilidad". Riesgo es cualquier fenómeno de origen natural o humano que signifique un cambio en el medio ambiente ocupado por una comunidad, que sea vulnerable a ese fenómeno. Y vulnerabilidad como la incapacidad de una comunidad para "absorber", mediante el autoajuste, los efectos de un determinado cambio en su medio ambiente. Precisamente esa incapacidad para adaptarse a ese cambio, es lo que constituye un riesgo para la comunidad.

Ya en 1993 Cardona en La RED denominó "Escenarios de Riesgo" a las regiones de Latinoamérica que sufrían "desastres" debido a la vulnerabilidad de las comunidades. Ante las evidencias que las poblaciones que ocupan el litoral marítimo de la provincia de Buenos Aires son vulnerables a las consecuencias que genera el Cambio Climático, también García (2011) adopta para el litoral el concepto de "Escenarios de Riesgo"

Dado que estos "escenarios de riesgo" tienen como actividad económica predominante al turismo, y el turismo de "Solo y playa", las consecuencias del Cambio Climático en tales regiones constituiría no solo un problema morfológico sino también de tipo socioeconómico. Por tal razón la reducción de los "riesgos de desastres" es una actividad urgente. Para su estudio es importante concientizar a la población sobre su situación de vulnerabilidad y otorgarle los conocimientos necesarios para poder alcanzar condiciones de seguridad.

El presente e escrito trata acerca de destinos turísticos y del impacto en la variación del NMM (Nivel Medio del Mar) y sus consecuencias en los sectores socioeconómicos de sus comunidades. En esa línea se presenta un informe acerca de las estrategias metodológicas aplicadas para recabar, sistematizar, y evaluar la información requerida para gestionar el riesgo desastres en los destinos turísticos. Para ello se diseñaron instrumentos de observación de fuentes secundarias y primarias, los cuales fueron puestos a prueba en los destinos turísticos de Necochea y Pinamar. El diseño de los instrumentos tanto de observación como los de evaluación responde a la perspectiva teórica metodológica de la Teoría Social del Riesgo desarrollada por los expertos de la RED Red de Estudios Sociales de Prevención de Desastres en América Latina. Con ellos desarrollaron los siguientes objetivos:

Identificar, registrar y sistematizar la información necesaria para evaluar aquellas amenazas y aquellas vulnerabilidades que, en un contexto de Cambio Climático, posibilitarían materializar el riesgo de desastres en los destinos turísticos costeros.

Identificar y describir el conjunto de causas intrínsecas de vulnerabilidad natural, física y técnica en el atractor / recurso turístico playa.

Este informe presenta en primer lugar los marcos teóricos de referencias que sustentan el diseño de los instrumentos de observación. En ese apartado en primer lugar se conceptualiza y describe con el modelo FAS (Factores Atractores Soporte) el sistema turístico "Destinos costeros". Luego en segundo lugar desde la línea argumentativa de la teoría social del riesgo y desde el contexto de Cambio Climático se conceptualiza las variables: amenazas, vulnerabilidad, riesgo, riesgo de desastres y escenarios de riesgo

En tercer lugar se describen geomorfológicamente los tipos de playas para identificar aquellas características generales que las hace vulnerables a eventos climáticos. A su vez y en tercer lugar, se describe cómo los eventos de vientos y lluvias" afectan los diferentes tipos de playas y a los soportes para la actividad turística localizados en estas.

En cuarto lugar se describen los instrumentos de observación que se utilizan en la etapa exploratoria del proyecto PID UM (Proyecto de investigación y desarrollo Universidad de Morón 2017/ 2019 CAMBIO CLIMÁTICO Y LA REDUCCIÓN DE LOS RIESGOS DE DESASTRES EN DESTINOS TURÍSTICOS COSTEROS DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES. UNA RELACIÓN ENTRE LAS AMENAZAS NATURALES Y LA VULNERABILIDAD DE SUS POBLACIONES.

MARCO DE REFERENCIA DEL INVENTARIO TURÍSTICO

La Organización Mundial de Turismo (OMT) determinó un modelo para el estudio y análisis de los elementos que conforman los destinos turísticos. Lo denominó FAS, la sigla significa Factores, Atractores y Sistema de Apoyo.

Los Factores son los elementos "que por sí mismos o en combinación con otros pueden despertar el interés por visitar una determinada zona o región" (Gallego Llorca, 2011). Son capaces de provocar el desplazamiento al destino. A los factores, se los puede conocer como los recursos productivos de los destinos turísticos, y entre ellos los podemos clasificar en: Tierra, Agua, Clima, Vegetación, Fauna, Flora, entre otros elementos.

Dentro de lo que denominamos "Tierra", encontramos el relieve, las "distintas formas de relieve pueden configurar atractivos singulares y diversos, que atraigan distintos intereses turísticos" (Gallego Llorca, 2011).

En el relieve de áreas litorales, se pueden destacar diferentes zonas. El litoral, La costa, y finalmente las playas.

El litoral, es "la franja de tierra más Cercana a un espacio acuático" (Gallego Llorca, 2011). Las olas, las corrientes marinas, las mareas, la topografía, son algunos de los factores que influyen en la formación del mismo.

La costa, es la "franja de tierra que linda con el mar" (Gallego Llorca, 2011). El tipo de costa dependerá del proceso de formación. En los acantilados predomina la erosión. Los materiales que los cursos de agua en los golfos y bahías transportan por medio de la sedimentación se termina formándose las playas. Existen las riberas "son estrechas franjas de costa baja entre pequeñas montañas, y los lidos "son cordones litorales con cierto desarrollo, anchos y consolidados, que pueden soportar infraestructuras turísticas".

El relieve en el interior, el sistema glaciar, el peri glaciar, entre otros son relieves que se dan en el interior, y que al efecto de este trabajo no lo detallaremos

Los Atractores (productos turísticos) "serían aquellos elementos naturales, culturales o realizados por la mano del hombre que, combinados con los recursos turísticos, son capaces de motivar un desplazamiento a un determinado destino turístico" (Gallego Llorca, 2011). Por medio de la aplicación del capital y los factores humanos, se pone en valor los

elementos del patrimonio natural o cultural de un destino, creando así un producto turístico. Dentro de los atractores podemos clasificarlos por su origen, naturales, culturales, y los hechos por el hombre.

El sistema de apoyo "tienen como objetivo principal facilitar el desplaza-miento y la estadía en el destino, es decir, garantizar el bienestar del turista" (Gallego Llorca, 2011). Dentro del sistema de apoyo, los medios de transporte, la hospitalidad y los servicios complementarios conforman. El sistema de apoyo "son las elementos destinados a atender a las necesidades de los turistas, facilitar su viaje y la estadía en el destino" (Bosch, 2014). Entre los elementos que se destacan como soporte a la actividad turística nos encontramos con transporte, restauración, alojamiento, entre otros.

ENFOQUE TEÓRICO PARA EL ESTUDIO DEL RISGO DE DESASTRES

El enfoque teórico metodológico adoptado para el estudio del riesgo de desastres es acorde con las líneas de investigación denominadas "Dimensión Humana del Cambio Global" – DHCG (Dietz T. & E.A. Rosa 2002). En esa línea los estudiosos de la RED Red de Estudios Sociales en Prevención de desastres en América Latina entre los que se encuentra Lavell (1996), Herzer (1996) y Cardona (2003) centran sus indagaciones en derredor de los conceptos de riesgo, desastres, amenazas y vulnerabilidad. Todos ellos trabajan en la hipótesis de trabajo que Riesgo de desastres = Amenzasa. Vulnerabilidad.

El concepto de amenazas se refiere a un peligro latente o factor de riesgo externo de un sistema o de un sujeto expuesto, que se puede expresar en forma matemática como la probabilidad de exceder un nivel de ocurrencia de un suceso con una cierta intensidad en un sitio específico y durante un tiempo de exposición determinada" (Cardona 2003, pp.2-3). Por "vulnerabilidad se entiende como un factor de riesgo interno que matemáticamente está expresado como la factibilidad de que el sistema o el sujeto sea afectado por el fenómeno que caracteriza a la amenaza. Cuando un sistema natural produce un evento para mantener su propio equilibrio, pero que afecta el funcionamiento de un sistema social, a dicho evento se lo considera peligroso y sus consecuencias como un desastres por tanto se está frente al Riesgo de desastres.

Desde esta línea argumentativa es dado afirmar que el riesgo corresponde al potencial de pérdidas que pueden ocurrirle al sujeto o al sistema expuesto, resultado de la convolución de la amenaza y la vulnerabilidad. Vale aclarar que la convolución (concepto matemático) que refiere a la concomitancia y mutuo condicionamiento, de la amenaza y la vulnerabilidad (Cardona 2003 p.3) (Wilches Chaux, 2003). Ambas situaciones no existen independientemente, ya que son situaciones mutuamente condicionantes, pero que se definen conceptualmente independientes. Es tal así que cuando técnicamente se pone el énfasis en el estudio de la vulnerabilidad y las estrategias que se adoptan para reducirla con planes de mitigación. Con ello se disminuye el riesgo. Resumiendo, la vulnerabilidad denota la incapacidad de una comunidad para absorber, mediante el autoajuste, los efectos de un determinado cambio en su ambiente, la cual se denomina "vulnerabilidad global". Sin embargo y, solo para facilitar la búsqueda de información a la global se la distingue en vulnerabilidad natural, física, social, económica, cultural, y técnica aunque no es posible abordarlas individualmente. (Wilches Chaux, 2003)

Dado que determinados eventos climáticos están localizados en un lugar geográfico, en el cual se halla una sociedad que construye históricamente la vulnerabilidad, a ese lugar se le denomina "escenario de riesgo" (Cardona 1993)

CONCEPTOS DE PLAYAS Y DESCRIPCIÓN DE LOS EFECTOS DEL ACAMBIO CLIMÁTICO EN ELLAS.

La playa como una de las unidades morfológicas de la costa, se pueden definir como depósitos no consolidados de arena y grava a lo largo del litoral. Una playa nunca esta estática, es la estructura geomorfológica más dinámica y cambiante que existe sobre la tierra. Su dinámica obedece a procesos morfo dinámicos determinados por la dinámica marina, de la tipología de la costa, de la plataforma continental, y del clima marítimo de la zona (CEPAL 2012 pp. 19-22). Por ejemplo una zona muy baja y arenosa que está sometida a fuertes vientos, comprende el área dunar interior de la playa, cuya dinámica depende de la capacidad de aportación de arena desde la playa por parte del oleaje y de la acción de los vientos costeros. O por el contrario el mar que depende también del clima marítimo en la zona, abarcando todas las zonas de la plataforma continental cuya morfología depende de la acción del oleaje o de las corrientes provenientes de la costa. Por tanto las playas se encuentran sometidas a la acción de un gran número de dinámicas tanto marinas (marea, ondas infragravitatorias, oleaje, y otras.) como atmosféricas (viento, presión, etc.). Cada una de ellas se producen en un tiempo y en un espacio determinado, generando una escala de respuestas muy variadas. Estas escalas tempo espaciales van desde los centímetros (turbulencia), hasta las decenas de kilómetros (marea) y en escalas temporales que van desde los segundos (olas) hasta las décadas (ascenso del nivel medio del mar). (CEPAL 2012, p. 26).

VULNERABILIDAD DE LAS COSTAS Y PLAYAS DE BUENSO AIRES

El Proyecto ARG/95/G/31 - PNUD - SECYT en el capítulo Evaluación de la vulnerabilidad de la costa argentina al ascenso del nivel del mar. (p. 17) realiza la siguiente clasificación y la caracterización: se pueden definir por las características geomorfológicas costeras y las actividades económicas desarrolladas en tres tipos de vulnerabilidad a saber: A = Acumulación; B = Erosión Incipiente y C = Erosión Activa

Acumulación se refiere a un tramo de la costa en que naturalmente existen condiciones de depósitos de sedimentos y no presentan índices de vulnerabilidad ante un posible ascenso del NMM (Nivel Medio del Mar)

Erosión incipiente son sectores de la costa con una erosión de menor Importancia, donde existen médanos costeros que pueden servir de almacenamiento de arena y, en general sin urbanización ni intervención antropogénica (urbanizaciones).

Erosión Activa en tramos de la costa donde existe una fuerte erosión natural o por causas o acciones antropogénicas (urbanizaciones, destrucción de médanos).

Más allá de las erosiones de las playas está el otro efecto posible del Cambio Climático como es la posible de inundación de las playas. Por tanto cobran importancia el análisis de la cota futura de inundación, pues durante eventos extremos la misma se puede ver incrementada, lo que implicaría que zonas del litoral que actualmente no son inundables lo serán en un futuro cercano, o que las zonas que solamente se ven inundadas durante eventos extremos con un periodo de retorno dado, sean inundadas con un periodo de retorno inferior (CEPAL 2012 p.125) Entre todos los posibles efectos del cambio climático en la morfología de las playas cabe destacar que un aumento del nivel medio del mar, junto con

variaciones en la marea meteorológica y la altura de ola pueden modificar la cota de inundación actual. Por otro lado un aumento del nivel medio genera un déficit de arena en el perfil activo de playa, que es compensado mediante la erosión de la parte superior del perfil, dando lugar a un retroceso de la playa.

Dice García (2011, p. 5) que los destino turístico localizado en las ciudades de Mar del Plata y Necochea se los denomina como territorios de "impacto meteorológico" dado que registraron por varios años importantes sucesos debido a sus localizaciones a su exposición a las amenazas, su expansión urbana y ocupación del suelo no planificadas, sus porcentajes de población NBI (Necesidades Básicas Insatisfechas). Estas desventajas pueden verse replicadas o agravadas por los efectos del cambio climático. Entre estos sucesos, se hallan las sudestadas y tormentas cuyos registros suelen alcanzar importantes registros de velocidad de vientos y precipitaciones en el litoral dela provincia de Buenos Aires. Se caracteriza por sus vientos regulares a fuertes, con velocidades mayores a 35 km/h del sector SE, con precipitaciones persistentes, débiles o moderadas y temperaturas relativamente bajas. Las tormentas por su parte, se producen por el desarrollo de nubes convectivas, en una atmósfera inestable, con fuerte movimientos de aire en sentido vertical que afecta las costas.

Para disminuir la vulnerabilidad de una sociedad se requiere acciones de Gestión del Riesgo de Desastres GRD.

Si bien los eventos climáticos provienen de la naturaleza, se convierten en amenazas cuando afecta a una comunidad. Tanto las causas como las consecuencias son productos de procesos que se desarrollan en el interior de la sociedad..."el desastre representa el momento culminante de una crisis desatada por un proceso continuo de desajustes del ser humano" (Lavell 1996, p. 12-13) En el caso de las playas de los destinos Necochea y Pinamar la expansión urbana y la ocupación de suelos por sobre la cadena de médanos, constituyen procesos de desajustes que ocasiona la erosión costera con perdida de playas que a su vez son los atractivos y los soportes de la actividad económica del turismo. Claramente la vulnerabilidad es social, política, cultural y económica. El concepto "la gestión del riesgo", se define genéricamente como el conjunto de procesos, planes y organización interinstitucional pública, privada y comunitaria, que de manera articulada planean, ejecutan y controlan las acciones de conocimiento y reducción del riesgo, más las de mitigación y adaptación, cobrando importancia las prácticas y acciones de los actores, pudiéndose admitir distintos niveles de coordinación e intervención que van desde lo global, hasta lo local, lo comunitario y lo familiar.(Lavell 1996)

La Gestión que hace una sociedad o destino del Riesgo de Desastres se registra de acuerdo al momento en el que actúa, ya sea como Gestión de Amenazas, de Vulnerabilidades, de Emergencias o de Reconstrucción.

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

Para una primera etapa exploratoria del proyecto se decide rastrear aquellos eventos climáticos que se percibieron como peligrosos, registrando aquellas noticias que hayan sido tapa de los periódicos, tanto nacionales, provinciales como locales, para luego contrastar con los datos objetivos. Éstos son extraídos de fuentes secundarias tales como INDEC (relevamiento de datos provenientes de las estadísticas decadales), de los municipios, registros de eventos extremos y de la información diaria del Servicio Meteorológico Nacional, más los registros históricos de Defensa Civil, en el Municipio de

Gral. Pueyrredón y de Necochea, del Instituto Argentino de Oceanografía en Necochea-Quesquén, y otros.

La observación de las noticias se registran en una matriz (Ver figura nº1), las cuales discriminan a las amenazas en vientos, lluvias, sequías y otros. Analizando tipo de intensidad, duración y el tenor de los daños ocasionados.

Amongona Climiting	Tine	Duración del Evente		Daños O		
Amenazas Crimaticas	про	Duración del Evento	Físico-Naturales muy graves	Físico-Naturales menos graves	Socio-Económicos muy graves	Socio-Económicos menos graves
Viente	Más de 43 Km/h					
viento	Más de 75 Km/h					
	Torrencial-Más de 1 mm/min					
Lluvia	Intensa-Más de 50 mm/día					
	Extraordinaria-Más de 150 mm/día					
Común	Con Incendio					
oequia	Sin Incendio					
Otros						

Figura Nº 1. Amenazas climáticas y valorización daños ocasionados. Elaboración propia

Se completa la información con otra matriz (ver figura nº 2) en la cual la clase, el tipo y la duración del evento climático se lo relaciona con la afectación a los diferentes factores que conforman un destino turístico, ya sea atractores como la playa, los museos, los monumentos, los eventos culturales, o la infraestructura, el equipamiento, los servicios

Amonazao Climáticoo	Tino	Duración del Evento	Atractores										
Amenazas climaticas	про		Playas	Museos	Monumentos	Eventos Culturales	Infraestructura	Servicios	Otros				
Manta	Más de 43 Km/h												
viento	Más de 75 Km/h												
	Torrencial-Más de 1 mm/min												
Lluvia	Intensa-Más de 50 mm/día												
	Extraordinaria-Más de 150 mm/día												
Comila	C on Incendio												
sequia	Sin Incendio												
Otros													

Figura nº2. Amenazas climáticas e impactos en los atractores

A partir de la información obtenida de las amenazas (Vientos, lluvias, sequias y otros) con sus tipos de intensidades y duración que periódicamente afectan el litoral marítimo de la provincia de Buenos Aires, se lo relaciona con los daños que ocasionan históricamente a los atractores y se le asigna un valor según su gravedad: físico naturales muy graves y físico naturales menos graves; y socioeconómico muy graves y socioeconómicos menos graves. La gravedad dependerá de las acciones de Gestión del Riesgo de Desastres GRD que se lleve a cabo en la comunidad del destino.

Las físicos naturales (en este informe las playas con cordón medanoso) y según lo antes descripto se observa si los eventos climático generaron una erosión activa, el daño será "muy grave" y si es una erosión insipiente será "menos grave". Desde la perspectiva del turismo, como una práctica socioeconómica la erosión incipiente es menos grave, sin embargo para no pasar a ser "muy grave" dependerá de la Gestión de la Vulnerabilidad a través de acciones institucionalizadas como ser los planes de ordenamiento urbano y su control correspondiente o, las directrices de playas, como así también recuperar y proteger las cadenas de médanos. Siguiendo el sentido de la GRD se diseñó una matriz que permite registrar todas aquellas acciones de gestión que permitiría dar un valor a la "vulnerabilidad" (ver figura nº 3). Si bien la vulnerabilidad es "una" en el modelo de gestión se reconocen tres momentos con diferentes acciones. Se observa un antes del
efficigeneia) j	er despues o	en post (la reet													
Sociedad o	Gesti	Gestión de desastres													
Destino	Gest. amenazas	Gest. Vulnerabilidad	Gest. Emergencias	Gest. Reconstrucción	Total Vulner.										
Pinamar	25 p	25 p	25 p.	0	75 p (2)										
Necochea	25 p	0	25p.	0	50 p (3)										

evento o ex – antes (Gestión de amenazas y de vulnerabilidad); el mientras del evento (la emergencia) y el después o ex -post (la reconstrucción).

Figura nº3 Gestión de riesgo de Desastres. Elaboración propia.

Si aplicamos la matriz en Pinamar y Necochea se observa que ambas ciudades cuentan en ex – antes protocolos de alarmas tempranas, pero Pinamar en gestión de la vulnerabilidad cuenta con un nuevo "plan de ordenamiento de construcciones de paradores" en playas cuya finalidad es conservar la dinámica de los médanos. En ambos casos cuentan con protocolos de emergencias en playas de la Cruz Roja Argentina, pero ninguna cuenta con planes ex - post eventos para la recuperación y reconstrucción.

Si asignamos 100 puntos a la GRD con 25 para cada fase de gestión, dónde 100 absoluto significa vulnerabilidad muy baja (1) de 100 a 75 vulnerabilidad baja (2); de 75 a 50 vulnerabilidad media(3); de 50 a 25 vulnerabilidad alta (4) de 25 a cero vulnerabilidad muy alta (5). Pinamar obtiene 75 puntos (vulnerabilidad baja) y Necochea 50 puntos (vulnerabilidad alta).

Para relacionar la vulnerabilidad con la peligrosidad de las amenazas se recurre a la matriz de cálculo de riesgo diseñada en base al Informe *Final Definitivo de Impacto Socioeconómico del Cambio Climático en la República Argentina (2006, p. 70)*(ver figura nº 4) y en la figura nº 5 una versión simplificada del rango del riesgo de desastres.

Vulnerabilidad	Muy baja	Baja	Medio	Alta	Muy Alta
Peligrosidad	1	2	3	4	5
Baja		3	4	4	6
Media		4	5	5	7
Alta	4	5	6	6	8

Figura nº4 Matriz de cálculo de riesgo. Elaboración propia en base al Informe Final Definitivo de Impacto Socioeconómico del Cambio Climático en la República Argentina (2006, p. 70) y Natenzon, C. (2015 p. 23)

R de D	Rango	Valores
Bajo	L	2 -3.
Medio	П	4 - 5.
Alto	II	6 - 7.

Figura n°5. Versión Simplificada del rango del R de D. Elaboración propia en base al Informe Final Definitivo de Impacto Socioeconómico del Cambio Climático en la República Argentina (2006, p. 70) y Natenzon, C. (2015 p. 23)

Par registrar detalladamente las diferentes dimensiones de la vulnerabilidad se diseñó una matriz (ver figura nº 6) que relaciona tales dimensiones con las acciones de adaptación a las amenazas para mitigar sus efectos.

Dimensiones de la			Vulnerabilidad de una sociedad
Vulnerabilidad	SI	NO	Acciones para reducir vulnerabilidad
Natural			
Física			
Económica			
Social			
Política			
Técnica			
Ideológica			
Cultural			
Institucional			
Ecológica			
Educativa			

Figura nº6 Relación entre las Dimensiones de la Vulnerabilidad y las acciones de adaptación. Elaboración propia.

Para finalizar este informe acerca de las estrategias de observación de las playas y balnearios se están realizando observaciones por medio de fotos satelitales controlando la cantidad de metros que ocupan estos en las playas. Por otro lado se observaron en sus websites los servicios que brindan y la postura que tienen frente al cuidado del medio ambiente.

Es importante para el registro de las vulnerabilidades de contar información acerca de los materiales, tecnologías utilizadas en su construcción, como así también su localización según los Planes Urbanos Ambientales del Municipio (si los hubiera), no sólo para evaluar un futuro impacto ambiental, sino que en qué medidas son vulnerables.

CONCLUSIONES

Existen diversos elementos que se pueden observar, registrar y analizar en la costa de la provincia de Buenos Aires, para visualizar la vulnerabilidad a las amenazas climáticas. Los denominados balnearios, son una interrelación en un mismo territorio de atractivos y soportes materiales para la actividad turística. Son las unidades de producción turísticas que más sufren los embates climáticos precisamente dado que su emplazamiento en el mismo recurso natural es el principal atractor de viajeros, pero también la causa y la naturaleza de la vulnerabilidad de las playas de arena. En la Gestión del Riesgo de desastres es posible mitigar la vulnerabilidad, pero no es posible eliminarla si se desea continuar con la explotación turística de la costa.

Por tal razón se formula la siguiente hipótesis de trabajo. Las playas de la planicies costeras de la provincia de Buenos Aires debido a su uso turístico en un contexto de Cambio Climático, conforman escenarios de riesgo.

REFERENCIAS

Boletín Técnico de la Fundación Vida Silvestre (2013) APORTES PARA ABORDAR LA ADAPTACIÓN AL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA BAHÍA SAMBOROMBÓN consultado en

http://awsassets.wwfar.panda.org/downloads/aportes_para_abordar_la_adaptacion_al_cc_e n_la_bahia_samborombon__fvsa_baja.pdf

Cepal (2012) Efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe Efectos teóricos . Cepal División de Desarrollo Sostenible y Asentamientos Humanos de la CEPAL, disponible en <u>http://www.cepal.org/ddsah</u>

Cardona, O. (1996) EVALUACIÓN DE LA AMENAZA, LA VULNERABILIDAD Y EL RIESGO."Elementos para el Ordenamiento y la Planeación del Desarrollo" en Los Desastres No Son Naturales. Compilador: Andrew Maskrey. Perú Editado por Flacso Disponible en (http://www.desapredando.org/public/libros/1002/ldnsn/LosDesastresNoSonNaturales.

(http://www.desenredando.org/public/libros/1993/ldnsn/LosDesastresNoSonNaturales-1.0.0.pdf

Cardona, O.D.; Hurtado, J. E.; Duque, G.; Moreno, A.; Chardon, A.C.; Velásquez, L.S. y Prieto, S.D. (2003). *Indicadores para la Medición del Riesgo: Fundamentos para un Enfoque Metodológico. BID/IDEA Programa de Indicadores para la Gestión de Riesgos*, Universidad Nacional de Colombia, Manizales. Consultado en <u>http://idea.unalmzl.edu.co</u>

Cardona, O. (2001) La necesidad de repensar de manera holística los conceptos de vulnerabilidad y riesgo. Una crítica y una revisión necesaria para la Gestión Internacional. En: Work - Conference on Vulnerability in Disaster Theory and Practice, Holanda.

Dragani, W. y Alonso, G. (2011)*EROSIÓN EN PLAYAS DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES: MODELACIÓN NUMÉRICA DE EVENTOS SEVEROS INFORME TÉCNICO* Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Servicio de Hidrografía Naval - CONICET

Efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe. Riesgos (2012) Santiago de Chile, Editado Naciones Unidas .

Disponibles en <u>http://www.cepal.org/es/temas/cambio-climatico/efectos-cambio-climatico-la-costa-america-latina-caribe</u>

Gallego, J. y Pedro Bueno, A. (s/f) *La estructura de los sistemas turísticos*. Disponible en <u>https://www.scribd.com/doc/46925256/Modelo-FAS-Estructura-de-Los-Sistemas-</u> <u>Turisticos-Factores-Atractores-y-Sistemas-de-Apoyo</u>

Garcia, M. (2011) Escenario de riesgo climático por sudestadas y tormentas en Mar del Plata y Necochea-Quequén, provincia de Buenos Aires, Argentina. Revista Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium, Uberlândia, v. 2, n. 2, pp. 286-304 Gustavo Wilches-Chaux, G(1993) La vulnerabilidad Global en Los Desastres No Son Naturales, Compilador : Andrew Maskrey. RED Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina, disponible <u>http://www.desenredando.org</u>

Herzer, H. y Gurevich, R. (1996) Degradación y desastres: Parecidos y diferentes. Tres casos para pensar y algunas dudas para plantear. En Ciudades en riesgo. Degradación ambiental, riesgos urbanos y desastres. Compiladora María A. Fernández. Perú USAID La RED. pp. 106-126.

Informe Final Definitivo de Impacto Socioeconómico del Cambio Climático en la República Argentina (2006) Fundación Bariloche - Donación del FMAM Nº TF 51287/Ar pág 32-73 disponible en línea

ttp://aplicaciones.medioambiente.gov.ar/archivos/web/UCC/File/impactos_socioeconomicos.pdf consultado el 20 enero 2012.

IPCC Segunda evaluación.Cambio Climático (1995) PNUMA disponible en

https://www.ipcc.ch/pdf/climate-changes-1995/ipcc-2nd-assessment/2nd-assessment-sp.pdf

Lavell, A. (1996a) *La gestión de los desastres: hipótesis, conceptos y teorías*. En Estado, sociedad y gestión de los desastres en América Latina. En busca del paradigma perdido. Perú Editado La RED y Flaccso. Perú. pp. 1-29.

Lavell, A.(1996b) *Degradación ambiental, Riesgo y desastres urbano. Problemas y conceptos: hacia la definición de una agenda de Investigación en Ciudades en riesgo.* En Degradación ambiental, riesgos urbanos y desastres. Compiladora María A. Fernández. La Perú RED y USAID, pp. 21- 59.

Merlotto, A. Bertola, G. y Piccolo, M. (2011) *RIESGO A LA EROSIÓN COSTERA EN LAS CIUDADES DE NECOCHEA Y QUEQUÉN, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA* Contribuciones Científicas GÆA | Vol. 23 | Pags. 151-158 GÆA - Sociedad Argentina de Estudios Geográficos

Natenzon, C.(2015) Vulnerabilidad Social, Amenazas y Riesgo frente al Cambio Climático. En 3 Comunicación Nacional de la República Argentina a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. Disponible en <u>http://ambiente.gob.ar/wp-</u> content/uploads/Vulnerabilidad-social.pdf

Consultado el 28 de octubre 2017. Proyecto ARG/95/G/31 - PNUD – SECYT disponible en <u>http://www2.medioambiente.gov.ar/documentos/acuerdos/convenciones/unfccc/Nivel_Mar.pdf</u>

Wilches-Chaux, G. (1993) *LA VULNERABILIDAD GLOBAL* en Los Desastres No Son Naturales Compilador: Andrew Maskrey. Perú, editado por La RED.

MEDICIONES REMOTAS DE SO2 EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO PLANCHÓN-PETEROA, EMPLEANDO UN SISTEMA DOAS PORTABLE

Raponi M.^a, García S.^b, Gómez M.^c y Agusto M.^d

^a Centro de Investigaciones en Láseres y Aplicaciones, CEILAP (CITEDEF-MINDEF), ARGENTINA ^b Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR, ARGENTINA ^c ICES, Centro Atómico Constituyentes, CNEA, ARGENTINA ^d Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN-UBA, ARGENTINA

e-mail:mraponi@citedef.gob.ar

RESUMEN

Las condiciones extremas y el alto riesgo asociado a las mediciones volcánicas in situ, limita en gran medida las técnicas de monitoreo aplicadas a este tipo de entornos. En este trabajo se presenta el desarrollo de un sistema de monitoreo remoto basado en la técnica DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy), el cual emplea un mini-espectrómetro portable combinado con elementos ópticos y electrónicos. Dicho sistema permite monitorear desde una distancia segura la emisión de SO₂. Se presentan los resultados obtenidos de las mediciones realizadas en el complejo volcánico Planchón-Peteroa - ubicado en el departamento de Malargüe, Provincia de Mendoza - el día 21 de enero de 2017. Se realizaron mediciones multi-ángulos usando un trackeador, obteniéndose espectros de radiación difusa solar con ángulos de elevación que van desde 0° a 180°. Aplicando el algoritmo de inversión DOAS se determinó un flujo de emisión de SO₂ mínimo de 6,8 t/d, un máximo de 95,6 t/d, un promedio de 33,9 t/d y un desvío estándar de ± 16.6 t/d.

Palabras Clave: Scanning DOAS, flujo de SO₂, complejo volcánico Panchón-Peteroa, monitoreo remoto.

INTRODUCCIÓN

La detección temprana de una crisis volcánica a partir del análisis de datos generados por una red de monitoreo multiparamétrica, es esencial para la mitigación del riesgo volcánico al que se encuentra expuesto una población y su ecosistema. El alto riesgo asociado a las mediciones in situ y las condiciones extremas del ambiente volcánico, dieron impulso al desarrollo de nuevas técnicas e instrumentos de sensado remoto. Un gran avance en el monitoreo geoquímico gaseoso fue la adaptación de la técnica DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy) al estudio de los volcanes. Dicha técnica permite la detección y cuantificación de las emisiones de dióxido de azufre (SO₂) sin necesidad de tomar muestras de la pluma. El SO₂ suele ser una de las especies más abundante en las plumas volcánicas (junto con el vapor de agua y el CO₂) y su concentración en la atmósfera es insignificante en comparación con las encontradas en las columnas de desgasificación.

El éxito de las primeras mediciones realizadas por los instrumentos DOAS motivó la implementación de una red mundial de monitoreo denominada NOVAC (Network for Observation of Volcanic and Atmospheric Change), financiada por la Unión Europea. La red está conformada por dispositivos conocidos con el nombre de scanning-DOAS, los

cuales realizan un barrido o escaneo de la pluma volcánica registrando a diferentes ángulos la radiación solar dispersada, con el fin de determinar la concentración de SO_2 (moléculas/cm²) en la sección transversal de la pluma. A partir de la concentración se obtiene el flujo de SO_2 - normalmente expresado en toneladas por día (t/d) o en kilogramos por segundo (kg/s) - para lo cual es necesario contar con información sobre altura de la pluma y la dirección/velocidad de transporte de la misma.

Una de las aplicaciones más importantes del monitoreo de los flujos de SO₂ es el pronóstico de posibles erupciones. Existen varios ejemplos de cómo un incremento en dichos flujos predijo un aumento de la actividad volcánica. Entre ellos podemos mencionar la erupción del Monte Pinatubo (Filipinas, 1991) donde se observaron incrementos de casi dos órdenes de magnitud poco antes de la erupción (Daag et al., 1996) y del volcán de Santa Ana (El Salvador, 2005) donde se detectaron incrementos de un orden de magnitud previamente a la crisis volcánica (Olmos et al. 2007).

El complejo volcánico Planchón-Peteroa (CVPP), objeto de estudio del nuestro trabajo, se encuentra localizado en el límite internacional argentino-chileno (35° 14,5' S - 70° 34,4' O) aproximadamente a unos 70 km de la localidad de Las Loicas, 97 km de Bardas Blancas y 93 km de Malargüe (Mendoza), e incluye los volcanes Planchón, Peteroa y Azufre con elevaciones sobre el nivel del mar de 3977 m, 4107 m y 3448 m respectivamente (Naranjo et al., 1999). En la caldera (de unos 5 km de diámetro) anidan cuatro cráteres con diámetros de 150 a 500 m y profundidades entre 50 y 150 m (Naranjo y Haller, 2002). Tres de ellos exhiben lagos ácidos, mientras que el cuarto posee esporádicamente un lago cuya presencia depende principalmente de la tasa de precipitaciones y/o deshielo del glaciar que se encuentra en la cima (Trombotto Liaudat et al., 2014). Todos los cráteres tienen actividad fumarólica (Aguilera et al., 2016).

El registro de actividad histórica cuenta con numerosas erupciones menores (índice de explosividad volcánica IEV 1-2) caracterizadas por emisión de ceniza, lavas y lahares. Se han registrado al menos 19 erupciones desde 1660, mayormente eventos freáticos y freatomagmáticos con IEV ≤ 2 (Haller et al., 1994; Haller y Risso, 2011). La erupción más significativa en tiempos históricos tuvo lugar el 12 de marzo de 1762 (IEV = 4), donde la actividad explosiva y efusiva fue continuada por el colapso parcial del edificio volcánico (González-Ferrán, 1995; Haller y Risso, 2011). En febrero de 1991, una erupción de tipo freatomagmática produjo una columna eruptiva de 1 km de altura por encima del cráter, la cual se dispersó hacia el E y SE por 80 km (Naranjo y Haller, 1997, 2002). Durante esta erupción se formaron dos nuevos cráteres y se originaron lahares en el flanco oeste del volcán; en consecuencia los ríos Teno y Claro resultaron contaminados con aguas ácidas provenientes de los cráteres activos (BGVN, 1991). La última erupción explosiva del siglo XX fue registrada en noviembre del año 1998 (BGVN, 1999).

El CVPP inició un nuevo período eruptivo entre enero de 2010 y julio de 2011 caracterizado por la ocurrencia de 4 fases eruptivas de tipo explosivo, dominadas por actividad freática (Aguilera et al., 2016) y freatomagmática de baja intensidad, especialmente para el periodo comprendido entre marzo y septiembre del 2010 (Haller y Risso, 2011; Trombotto Liaudat et al., 2014), representadas por constantes columnas de vapor y gas de unos 200 a 800 m de altura, y emisiones frecuentes de ceniza con ocasionales explosiones freáticas. En los períodos de actividad más intensos se registraron columnas de cenizas con alturas entre 1000 y 3000 m sobre el cráter activo (Aguilera et al., 2016) que llegaron hasta localidades muy lejanas (unos 638 km).

MÉTODOS O DESARROLLO EXPERIMENTAL

Empleando un mini-espectrómetro portable combinado con elementos ópticos y electrónicos, es posible monitorear desde una distancia segura la emisión de SO_2 de origen volcánico. En este trabajo se presentan los resultados obtenidos de un estudio geoquímico gaseoso realizado en el CVPP utilizando un scanning-DOAS desarrollado en el Instituto de Investigaciones Científicas y Técnicas para la Defensa (CITEDEF-MINDEF). El sistema de monitoreo remoto empleado para determinar la concentración y flujo de SO₂ se basa en la técnica DOAS y se caracteriza por ser portable y de bajo consumo. A continuación, realizaremos una breve descripción del instrumento y de las mediciones realizadas.

Descripción del sistema DOAS

Por lo general, los volcanes activos que necesariamente deben ser monitoreados de manera continua, se encuentran en zonas remotas y carecen de infraestructura apropiada (red eléctrica y telecomunicaciones). El clima suele ser muy duro (temperaturas muy variables, lluvias torrenciales, tormentas eléctricas, etc.) y la deposición de ceniza junto con la presencia de gases altamente corrosivos deterioran rápidamente los materiales empleados para construir los instrumentos de sensado. Estas condiciones se intensifican cuando hay una crisis volcánica, momento en el cual son de suma importancia mediciones sistemáticas. El scanning-DOAS empleado en el CVPP está compuesto por (ver Fig. 1):

- a) Un mecanismo de escaneo (trackeador) que permite movimientos tanto en acimut como en elevación, aunque sólo se empleó el movimiento en elevación para realizar escaneos de la pluma volcánica. El trackeador posee su propia unidad de control la cual recibe instrucciones desde una notebook.
- b) Un colimador que limita el ángulo de visión (FOV, Field Of View).
- c) Una notebook con la interfaz de control de todo el sistema.
- d) Una fibra óptica resistente a la solarización, de 6 m de longitud y 400 μm de diámetro de núcleo, que transmite la radiación electromagnética capturada por el colimador hacia el interior de un analizador espectral (espectrómetro).
- e) Un mini-espectrómetro (HR4000, Ocean Optics) que posee una ranura de entrada de 25 μm de ancho, una red de difracción de 600 líneas/mm y 400 nm de blaze.
- f) Una batería que alimenta los componentes electrónicos.
- g) Un soporte (trípode) donde va montado todo el trackeador/colimador.

Uno de los elementos necesarios para el desarrollo del sistema de monitoreo remoto es el espectrómetro. Se debe prestar especial atención en la selección de sus componentes internos (red de difracción, ranura de entrada, eficiencia cuántica del detector, etc.), debiendo cumplir con todos los requisitos necesarios para realizar una correcta medición.



Figura N°1: Maqueta 3D del instrumento scanning-DOAS empleado en el CVPP.

De ser posible, el espectrómetro deberá tener control de temperatura para mantener el instrumento a una temperatura constante durante todo momento (de esta manera se evitan deformaciones y corrimientos en longitud de onda en los espectros medidos). Por simplicidad de diseño, el instrumento empleado en el CVPP no cuenta con un módulo de refrigeración, ya que su incorporación incrementaría el consumo de energía y disminuiría drásticamente la vida útil de la batería. En un nuevo prototipo que está siendo desarrollado, se reemplazará el espectrómetro por otro con refrigeración basada en Peltier.

El scanning-DOAS detecta radiación electromagnética en el rango 200-650 nm (UV-VIS), con una resolución aproximada de 1 nm (FWHM, Full Width at Half Maximum). La ventana espectral empleada para el análisis fue 311,5-319,5 nm. El algoritmo de inversión incorpora las secciones eficaces de absorción de múltiples gases: ozono (O₃), dióxido de nitrógeno (NO₂), Ring y SO₂ para realizar los cálculos.

Se elaboró una interfaz de adquisición y control basada en Python (lenguaje de programación open-source, multiplataforma), que se encarga de determinar el tiempo de exposición del detector del espectrómetro durante cada medición (de manera adaptativa), buscando en todo momento lograr una apropiada relación señal/ruido y evitar que las señales superen el 75% del nivel de saturación. Los espectros solares registrados en cada escaneo se procesan offline, mediante un algoritmo de inversión basado en la técnica DOAS implementado en Matlab.

Para la calibración en longitud de onda se realiza el ajuste entre un espectro solar de alta resolución (tomado a tope de atmósfera, Chance and Spurr, 1997), y los espectros solares difusos obtenidos a diferentes ángulos. Tanto la resolución del instrumento como la función

instrumental (slit function) fueron determinadas realizando experiencias de laboratorio, observando las líneas de emisión de diferentes lámparas patrones de baja presión (vapor de Hg, H, Xe, Ar, etc.).

La notebook del equipo se conecta con el módulo de control del trackeador el cual comanda el movimiento de los motores tanto en acimut como en elevación, permitiendo apuntar el cabezal del equipo hacia un punto específico de la semiesfera celeste. El tubo colimador limita el FOV permitiendo recolectar radiación solar dispersada dentro de un ángulo de 2° de cielo. Una batería de 24 V es utilizada para energizar el módulo de control del trackeador otorgando al equipo una vida útil de ~ 4 h. Todo el sistema es fácilmente transportable y simple de montar.

Metodología de medición

El instrumento fue localizado en el borde de la caldera (ver Fig. 2) del lado argentino y a unos 1100 m de distancia del cráter más activo (Cráter #3). Dicho cráter se encuentra aproximadamente 103 m por debajo de la línea base del instrumento, formando un ángulo acimutal (respecto al Norte) de 277,2°.



Figura N°2: Localización del instrumento scanning DOAS respecto a los diferentes cráteres que contiene la caldera del CVPP.

El instrumento realiza escaneos en un plano perpendicular a la trayectoria estimada de la pluma, efectuando mediciones de radiación solar dispersada a diferentes ángulos de elevación: 0°, 10°, 20°, 45°, 60°, 90°, 120°, 135°, 160°, 170° y 180° (ver Fig. 3).



Figura N°3: Espectros solares medidos a diferentes ángulos de elevación, durante los escaneos de la pluma volcánica.

En cada escaneo se utiliza como espectro de referencia el obtenido a un ángulo de elevación de 90° (es decir, apuntando hacia el cenit del lugar). Se podría haber seleccionado espectros tomados a 0° o 180° como referencia, ya que seguramente estarían observando cielo limpio (fuera de la pluma de SO₂), pero debido a la presencia de barreras naturales y por estar dominados por el fenómeno de dispersión múltiple, no fueron tenidos en cuenta en el algoritmo de inversión (se descartaron los espectros medidos a 0°, 10° 170° y 180°).

Se asume que la pluma gaseosa pasó sobre el instrumento, por lo que es muy probable que el espectro de referencia esté "contaminado" de SO₂. Sin embargo, al efectuar medidas relativas a diferentes ángulos (se determina la densidad de columna inclinada diferencial DSCDi = SCDref - SCDi), se obtienen columnas negativas cuando la concentración de SO₂ en el espectro de referencia es menor que la de los espectros adquiridos a diferentes ángulos. Al evaluar los espectros medidos durante un escaneo, es muy probable que al menos uno corresponda a "cielo limpio", por lo que se deberá corregir el "offset" de las columnas inclinadas determinadas, utilizando el valor más negativo obtenido durante el proceso.

El algoritmo DOAS implementado realiza el ajuste no lineal de los espectros medidos y las secciones eficaces de absorción de O₃, NO₂, Ring y SO₂, obteniendo finalmente las concentraciones en columnas inclinadas (SCD, Slant Column Density) de cada gas (ver Fig. 4)



Figura N°4: Resultados del ajuste no lineal (basado en el algoritmo de Levenberg-Marquardt para encontrar los coeficientes del mejor ajuste que minimiza la función de costo Chi2).

Para el cálculo del flujo de SO₂ a partir de las SCD obtenidas al aplicar el algoritmo DOAS existen dos métodos (Kern 2009). La aplicación de uno u otro dependerá de la geometría de la pluma y de la distancia entre el instrumento y dicha pluma. En ambos casos se asume una pluma con sección transversal circular, moviéndose perpendicularmente al plano de escaneo del instrumento.

a) <u>Integración radial</u>: se la utiliza cuando el instrumento se encuentra lejos de la pluma, y la misma se detecta a bajos ángulos de elevación. Se asume una distancia \mathbf{r} constante entre el instrumento y el centro de la sección transversal de la pluma (ver Fig. 5).



Figura N°5: Diagrama esquemático de la metodología de integración radial de una pluma volcánica.

Si no se conoce el valor de **r**, podemos obtenerlo a partir de la distancia lateral **d**, la altura de la pluma **h** y el ángulo cenital θ haciendo:

$$r = \frac{d}{\sin(\theta)} = \frac{h}{\cos(\theta)} = \sqrt{d^2 + h^2}$$
(1)

La longitud del segmento Δy se determina usando la siguiente relación:

$$\Delta y = r.\sin(\Delta\theta) \tag{2}$$

Para cada segmento observado de la pluma se calcula la SCD promedio a partir de las SCD medidas consecutivamente ($SCD_i y SCD_{i+1}$). La columna promedio luego se multiplica por la longitud del segmento correspondiente. Si esto se repite con cada segmento y se suman los resultados parciales, se obtiene la columna de gas integrada **X**:

$$X = \sum_{i \in pluma} \left(\left(\frac{SCD_i + SCD_{i+1}}{2} \right) \cdot \Delta y_i \right) \cdot sin(\beta)$$
(3)

siendo $\boldsymbol{\beta}$ el ángulo formado entre la dirección de propagación de la pluma y el plano de escaneo. El factor sin($\boldsymbol{\beta}$) se utiliza para corregir los cálculos en el caso que no se cumpla la perpendicularidad entre ambas direcciones.

Ahora bien, para calcular el flujo instantáneo debemos multiplicar la columna integrada por la velocidad del viento a la altura de la pluma:

$$\phi = X. v \tag{4}$$

b) <u>Integración lateral</u>: si la pluma es observada a menor distancia y a mayores ángulos de elevación, se utiliza la integración lateral (ver Fig. 6).



Figura N°6: Diagrama esquemático de la metodología de integración lateral de una pluma volcánica. Para realizar los cálculos es necesario conocer la altura **h** de la pluma (ej. a partir de observaciones visuales u otro instrumento DOAS) y el ángulo cenital θ_i de cada medición (ángulo comprendido entre la dirección del campo visual observado por el instrumento y el cenit del lugar). Con dicha información se determina la distancia lateral d_i entre el instrumento y la proyección sobre el terreno del punto de intercepción de la línea de visión en cada medición y la pluma (a la altura h) haciendo:

$$d_i = h. \tan(\theta_i) \tag{5}$$

Suponiendo que la siguiente medición se realiza a un ángulo cenital $\theta_{i+1} = \theta_i + \Delta \theta$ tenemos que:

$$d_{i+1} = h. \tan(\theta_{i+1}) \tag{6}$$

y por lo tanto la distancia Δd_i entre los dos puntos donde el campo de visión del equipo intercepta a la pluma es:

$$\Delta d_i = |d_{i+1} - d_i| \tag{7}$$

El siguiente paso es calcular la densidad de columna vertical (VCD, Vertical Column Density) en el interior de la pluma a lo largo del segmento. Para cada ángulo cenital de medición se puede determinar la VCD a partir de la SCD haciendo:

$$VCD_i = SCD_i . \cos(\theta_i) \tag{8}$$

Luego se determina la VCD promedio ($\overline{VCD_i}$) entre las dos direcciones de observación:

$$\overline{VCD_i} = \frac{1}{2} (SCD_i \cdot \cos(\theta_i) + SCD_{i+1} \cdot \cos(\theta_{i+1}))$$
(9)

La cantidad integrada de SO₂ en la sección transversal de la pluma volcánica X, puede calcularse realizando la sumatoria de los productos de las $\overline{VCD_i}$ (medidas en molec/cm²) y las respectivas Δd_i (medidas en cm). Nuevamente, el factor sin(β) corrige una posible intersección no perpendicular del plano de exploración con la pluma:

$$X = \sum_{i \in pluma} (\overline{VCD_i}, \Delta d_i). \sin(\beta)$$
(10)

Antes de calcular el flujo es necesario realizar unas conversiones de unidades:

$$C\left[\frac{g}{cm}\right] = \frac{X\left[\frac{molec}{cm}\right] \cdot PM\left[\frac{g}{mol}\right]}{NA\left[\frac{molec}{mol}\right]}$$
(11)

Donde:

 $PM = 64,06 \left[\frac{g}{mol}\right] \text{ es el peso molecular del SO}_2$ $NA = 6,022 \times 10^{23} \left[\frac{molec}{mol}\right] \text{ el número de Avogadro.}$ Finalmente se convierten los $\left[\frac{g}{cm}\right] a \left[\frac{kg}{m}\right]$.

Al igual que con el método de integración radial, el flujo instantáneo (kg/s) a través de esta rebanada puede obtenerse multiplicando C por la velocidad del viento v (m/s) a la altura de la pluma.

$$\phi = C.v \tag{12}$$

Si se requiere el flujo en t/d se aplica el factor 86,4 a los valores obtenidos previamente (convierte los segundos a día y los kg a toneladas).

La integración lateral tiene la ventaja de calcular las VCD, lo que en sí mismo es un parámetro interesante especialmente en lo que respecta a comparación con otras mediciones, y de utilizar directamente la altura de pluma h y la distancia lateral d, dos parámetros que pueden ser medidos o estimados de diferentes maneras. Sin embargo, los resultados obtenidos con el método de integración lateral pueden fácilmente sesgarse si los ángulos cenitales de medición son grandes, es decir, la pluma está cerca del horizonte. Esto se debe a que el método asume que la VCD promedio está presente a lo largo de todo el segmento Δd_i . Como estos segmentos se vuelven cada vez más grandes para ángulos cenitales θ_i próximos a ± 90°, la suposición no siempre es correcta. El método de integración radial es menos sensible a tales errores y considerablemente más estable que el de integración lateral a ángulos de elevación grandes. Sólo en situaciones donde la pluma está directamente sobre el instrumento, el método de integración lateral tiene

ligeras ventajas en la precisión de los datos. Sin embargo, el porcentaje de mediciones donde se cumplen estas condiciones es pequeño.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Cabe destacar que la pluma de SO2 emitida por el cráter #3 del CVPP no era visible a simple vista por lo cual hubo que realizar algunas suposiciones sobre la misma, con el fin de determinar los flujos de SO_2 . Se estimó la presencia de la pluma a unos 100 m por encima del instrumento, desplazándose con una velocidad de 2 m/s en dirección O-E. La dirección y velocidad del viento fue contrastada con la información (GDAS1) brindada NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration. por USA. http://www.ready.noaa.gov/). En dicho sitio se informe que el día 21 de enero de 2017, la velocidad de viento promedio (durante el intervalo de tiempo que duraron las mediciones) fue de ~5 nudos (~ 2,5 m/s) para la altitud del volcán (3550 m s.n.m. equivalente a una presión del orden de los 650 mbar). Con esta información se calcularon los flujos de SO2 aplicando la metodología de integración lateral. En la Tabla 1 se pueden observar los valores obtenidos, destacándose los valores mínimos, máximos, promedios y desvíos estándares de dichas mediciones.

Flujo de SO ₂	Mínimo	Máximo	Promedio	Desvío
kg/s	0,079	1,107	0,393	0,193
t/d	6,825	95,621	33,902	16,640

Tabla I: Valores estadísticos de los datos medidos en el CVPP.

En la figura 7 se presentan los flujos de SO_2 (medidos en kg/s y t/d) obtenidos durante el período de tiempo observado.



Figura N°7: Flujo de SO₂ medido en el CVPP el día 21 de enero de 2017, entre las 14 y las 17 hs (hora local), empleando el instrumento scanning-DOAS.

El Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN), comunica periódicamente en sus Reportes de Actividad Volcánica (RAV), información obtenida a través de los equipos de monitoreo que posee la Red Nacional de Vigilancia Volcánica, procesada y analizada en el Observatorio Vulcanológico de los Andes del Sur (OVDAS). En el RAV volumen 22, Región del Maule, se informa que el flujo observado durante el

período 1-15 de diciembre de 2016 en la "Estación Cráter" instalada a 0,5 km al E del cráter activo, fue de $29 \pm 4 \text{ t/d}$, siendo el valor máximo 98 t/d (medido el día 6 de diciembre). No se cuenta con información para la quincena de enero durante la cual se realizó nuestra medición. A pesar de ello, la actividad volcánica durante los meses de diciembre 2016 y enero 2017 no cambió significativamente, por lo que los valores medidos con nuestro instrumento pueden ser contrastados con los obtenidos por OVDAS por lo cual se podría decir que las mediciones realizadas con el scanning-DOAS argentino son muy fiables.

CONCLUSIONES

En el trabajo se describió la utilización de un instrumento de sensado remoto denominado scanning DOAS - para cuantificar la emisión de SO₂ de origen volcánico. Se presentaron los resultados obtenidos durante una campaña de muestreo realizada en el mes de enero de 2017 en el Cv. Planchón-Peteroa. Se plantearon dos metodologías para el cálculo de los flujos gaseosos a partir de las densidades de columnas inclinadas (integración radial y lateral). Dichas SCD fueron determinadas aplicando un algoritmo de inversión DOAS a los espectros solares medidos a diferentes ángulos de elevación. Se realizaron 89 escaneos de la pluma volcánica durante aproximadamente 3 horas y las condiciones meteorológicas eran óptimas (cielo despejado, atmósfera limpia de otros contaminantes). La variabilidad del flujo de SO₂ observada durante las mediciones se encuentra en el orden de lo esperado y concuerda con la información brindada por el OVDAS/SERNAGEOMIN en sus reportes de actividad volcánica. Los resultados obtenidos indican una tasa de emisión de SO₂ muy baja, propia de la actividad de dicho complejo volcánico.

REFERENCIAS

- Aguilera, F., Benavente, O., Gutiérrez, F., Romero, J., Saltori, O., González, R., Agusto, M., Caselli, A. and Pizarro, M. Eruptive activity of Planchón-Peteroa volcano for period 2010-2011, Southern Andean Volcanic Zone, Chile. Andean Geology, 43 (1), 20-46 (2016).
- BGVN. Ash eruption to 1 km; drinking water contaminated; fish killed. SmithsonianInstitute, Bulletin of the Global Volcanism Network 16 (1): 1 p. (1991)
- BGVN. Unrest including ashfall and SO2 emissions in November 1998. Smithsonian Institute, Bulletin of Global Volcanism Network 24 (03): 1 p. (1999).
- Daag, A.S., Tubianosa, B.S., Newhall, C.G., Tuñgol, N.M., Javier, D., Dolan, M.T., Delos Reyes, P.J., Arboleda, R.A., Martinez, M.M.L. and Regalado, M.T.M. Monitoring Sulfur Dioxide Emission at Mount Pinatubo., in Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo Philippines, edited by C. G. Newhall and R. S. Punongbayan, 409-414, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle (1996).
- Chance, K.V. and Spurr, R.J.D. Ring effect studies: Rayleigh scattering, including molecular parameters for rotational Raman scattering, and the Fraunhofer spectrum. Applied Optics 36, 5224-5230 (1997)
- González-Ferrán, O. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile, 639 p. (1995).

- Haller, M., Ostera, H., Pesce, A., Gardini, M. and Folguera, A. Vulcanoestratigrafía reciente y eruptividad del Volcán Peteroa. Actas VII Congreso Geológico Chileno, 319-323. (1994).
- Haller, M.J. and Risso, C. La Erupción del Volcán Peteroa (35°15'S, 70°18'O) del 4 de septiembre de 2010. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (2): 295-305 (2011).
- Kern, C. Spectroscopic measurements of volcanic gas emissions in the ultra-violet wavelength región. PhD Thesis. Heidelberg University, Germany, 2009.
- Naranjo, J. and Haller, M. Actividad explosiva postglacial del complejo volcánico Planchón-Peteroa, 35°15'S. Actas VI Congreso Geológico Chileno, 357-360 (1997).
- Naranjo, J. and Haller, M. Erupciones principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del sur (35°15'S). Revista Geológica de Chile 29 (1): 93-111 (2002).
- Naranjo, J., Haller, M., Ostera, H., Pesce, A. and Sruoga, P. Geología y Peligros del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, Andes del Sur (35°15'S), Región del Maule, Chile-Provincia de Mendoza, Argentina. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 52: 55 p. (1999).
- Olmos, R., Barrancos, J., Rivera, C., Barahona, F., López, D.L., Henriquez, B., Hernández, A., Benitez, E., Hernández, P.A., Pérez, N.M. and Galle, B Anamolous Emissions of SO2 During the Recent Eruption of Santa Ana Volcano, El Salvador, Central America. Pure and Applied Geophysics 164:2489-2506 (2007).
- Trombotto Liaudat, D., Penas, P. and Aloy, G. Impact of volcanic processes on the cryospheric system of the Peteroa Volcano, Andes of southern Mendoza, Argentina. Geomorphology 208: 74-87 (2014).

MAGNETIC STUDY OF CU OCCURRENCES NEAR SALTO DO CÉU DYKES (MT, BRAZIL): NEW TARGETS FOR EXPLORATION?

Ribeiro V. B.^{*a*}, Mantovani M. S. M.^{*b*} y Louro V. H. A.^{*b*}

^aDepartamento de Geología, Universidade Federal de Pernambuco, BRASIL ^bDepartamento de Geofísica, Universidade de São Paulo, BRASIL

e-mail:van.biondo@gmail.com

RESUMEN

Precious (Au, Ag, PGE) and base metals (Cu, Pb, Zn, Bi, etc.) are among the major economic elements on which modern society depends. The mechanisms of their concentration, transport and precipitation from hydrothermal fluids to form economic mineralization depend on various geochemical behavior and geological parameters of the ore-forming environment (e.g., magmatic, shear zone-related). Hydrothermal alteration in the Cabacal Au-Zn-Cu Deposit (Brazil) indicates centers generated by sericitization, chloritization and silicification at different stages. Hence, the geophysical signature identified for this deposit, allied to geological information and known Cu mineral occurrences, was used as parameter to search for possible new exploration targets in the area. In this context, we selected three possible targets associated with mafic sills of Salto do Céu Intrusive Suite. This suite intrudes the sediments of Vale da Promissão Formation, near Cabaçal deposit. Estimates the top depth and volume in subsurface of the magmatic sources are important vector in the search for new deposits and to understand their evolution. The elongated shapes of modeled 3D bodies indicate that the magnetic sources are conditioned by major faults in the region, which may have worked as conducts for the hydrothermal fluids originated by the mafic sills from Salto do Céu formation allowing the precipitation of Cu in distal deposits. This hypothesis would explain the existence of the mineral occurrences inside Vale da Promissão Formation that is composed mostly by metassediments. Unlike the observed for the Cabacal dyke intrusion, there is no significant contrast of radioelement distributions associated with the mafic sills of Salto do Céu Intrusive Suite. The absence of radiometric anomaly suggests that the hydrothermal fluids doesn't have a significant influence on surface. This fact highlight the relevance of using magnetic data to characterize the intrusions, and subsequent drill holes study, to analyses the exploratory potential of the area.

Palabras Clave: Airborne survey, Magnetic data, 3D inversion, Copper deposit.

INTRODUCTION

Several studies have been developed to characterize the geophysical signature of Brazilian deposits (Louro et al., 2014; Mantovani et al., 2015) and to identify new targets (Ribeiro et al. 2013a, b). The Cabaçal Au-Zn-Cu Deposit is part of the Rio Negro-Juruena Province of the Amazonian Craton, southwest of the Mato Grosso state, Brazil (Fig. 1). Genetic processes related to Cu, Au, Zn and Pb deposits in the Cabaçal Belt are still in debate. Biondi (2003) points out that the Cabaçal deposit was severely deformed by a shear zone parallel to the original layers. This shear zone had

hydrothermally altered all the rocks, remobilizing the gold and silver to the primary ore. Adjacent areas to the mineralization are cloritized, silicified and sericitized. According to Biondi (2003), the sulfides associated to the chloritization formed a dense core surrounded by sericitized rocks.



Figure 1. Regional geology map of the Alto Jauru region, Mato Grosso, Brazil. Modified from Araújo et al. (2009) and Tassinari and Macambira (1999).

Ribeiro and Mantovani (2016) consider that both the Cabaçal and Santa Helena mines are too small to present significant aero geophysical signature. However, it is possible to use the magnetic data to estimate the Cabaçal tonalite subsurface behavior. These authors used radiometric methods to identify regions affected by hydrothermal alteration. These hydrothermal fluids are directly connected to the remobilization of Au and Ag through the local shear zones (Biondi, 2003).

Porphyry copper deposits can contain Cu, Mo and Au minerals (Singer and Mosier, 1981), whereas the host rock is commonly pyrite-rich porphyry ranging in composition from granodiorite to tonalite. In this work, the geophysical signature of the Cabaçal tonalite defined by Ribeiro and Mantovani (2016) was used as basis to find new exploration targets that may contain economic concentrations of Au and Cu.

Historically the gold-copper and gold-zinc-lead associations related to volcanogenic solid-sulfide-related deposits, such as the Cabaçal tonalite, are the most researched and exploited in the region. However, Souza et al. (2009) highlight that the possibility of Au and Cu deposits occurrence related to the large shear zones should not be discarded (Fig. 1). The large shear zones cut the gneiss and granitoid sequences in the studied area.

Souza et al. (2009) describe Salto do Céu Intrusive Suite as diabase hosting disseminated sulphides. These mafic bodies are placed as sills in the sediments of the Vale da Promissão Formation, Aguapeí Group, reaching thicknesses up to 10 meters. The same authors associate anomalous points of Cu, cataloged by the Brazilian Geological Service (CPRM) (Fig. 1), with the mafic sills.

In this work, we used geophysical data to evaluate the magnetic signature of two anomalous sources geographically related with Cu occurrences in Salto do Céu Intrusive Suite. Here, we seek to contribute to a better knowledge of this area exploration potential.

GEOLOGY

The Cabaçal deposit is hosted in the Alto Jauru Belt, southwest of Mato Grosso state, Brazil (Fig. 1). The Alto Jauru belt was originally described by Monteiro et al. (1986) as a greenstone belt including an association of rocks distributed in subparallel belts (Cabaçal, Araputanga and Jauru). Lacerda Filho et al. (2004) indicate that these belts are separated by granite-gneiss terrains, migmatite rocks with transitional contacts and/or faults.

The Cabaçal Cu-Zn-Au deposit is hosted by a sequence of tuffs and volcanoclastic rocks interspersed with narrow levels of metacherts. Frank and Osborne (1988) and Biondi (2003) divided the mineralized region into three units: (1) silicate metatuffs, named "upper mineralized region"; (2) foliated chloritized zone and biotite schist, called "lower mineralized region"; and (3) acid meta tuffs and metamorphosed porphyritic acid lavas. These authors highlight that the "lower mineralized region" was formed during the low angle shearing that deformed the primary mineralization. The shear zone served as conduct to late hydrothermal fluids, creating new gold and silica mineralization.

The ore in Cabaçal deposit consists of pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite, marcasite, molybdenite, galena and cubanite (Pinho et al., 1997). Cu occurrences are associated with the Cabaçal gabbro intrusion (Fig. 1), occurring near the Salto do Céu Intrusive Suite and Vale da Promissão Formation.

According to Araújo et al. (2009), the Neoproterozoic mafic sills and dikes (808 ± 620 Ma obtained by U/Pb method) grouped into the Salto do Céu Basic Suite are constituted by diabase and microgabbros associated to the Aguapei Group strata. The Salto do Céu sills are described as 1–5 m thick gabbro to quartz-monzodiorite rocks, with concordant contacts to the bedding of the local sedimentary sequence (Teixeira et al., 2015; Elming et al., 2009). The Salto do Céu suite primary mineralogy consists of plagioclase, orthoclase, clinopyroxene (augite/titanoaugite or pigeonite), quartz and rarely olivine (Teixeira et al., 2015). Hornblende and tremolite-actinolite occur as results from alteration of pyroxene, and biotite and chlorite from alteration of both minerals. Sericite and sausurite result from alteration of plagioclase. Elming et al. (2009) describe the accessory minerals as frequently represented by titanite, magnetite, ilmenite, pyrite, zircon and baddeleyite.

Geochemical data classifies the Salto do Céu rocks as tholeiitic basalts (Teixeira et al., 2015). These results are similar to the bimodal character of the Cabaçal Belt, represented by tholeiitic and felsic volcanic calc-alkaline basalts (Lacerda Filho et al., 2004). According to Lacerda Filho et al. (2004), the Vale da Promissão Formation (Fig. 1) is mainly made up of metassiltites, slates, metargilites, and subordinate metarenites. The metapelites are arranged in cyclic granocrescent sequences.

GEOPHYSICAL DATA AND METHODS

The geophysical data used in this study was provided by the CPRM. This survey was configured with north-south-oriented lines, spaced by 500 m. 10,000 m spaced east-west-oriented tie-lines were done as control lines. The nominal terrain clearance was 100 m at an airspeed of 280 km/h on average, resulting in along-line magnetic measurements at 7.8 m in average. The data was gridded using the minimum curvature method with cell size of 100 m (one-fifth of the line spacing) and internal tension of 0.25 (Ribeiro and Mantovani, 2011; Fig. 2a and b). The International Geomagnetic Reference Field (IGRF) calculated for this region at the time of the survey had inclination of -8.5° , declination of -12.9° (347.1°), and intensity of 23,843 nT.



Figure 2. (a) Total magnetic field, (b) residual (high-pass > 0.12 cycles/km) magnetic field obtained. (c) Power spectrum of the regional magnetic field from Alto Jauru Group region denoting the frequency band associated with the regional field.

The separation of the local from the regional magnetic field components was done using the spectral analysis method (Spector and Grant, 1970). Through the data power spectrum (Fig. 2c), it is possible to observe a band dominated by regional structures (blue box in Fig. 2c). This band varies from 0 to 0.12 cycles/km, which was removed using a high-pass filtering set up with the same value as cut-off parameter. This parameter was defined based on slope of the straight line adjusted to the power spectrum (Spector and Grant, 1970). The Figures 2a and 2b show the unfiltered total and high-pass-filtered residual magnetic maps, respectively.

Ribeiro and Mantovani (2017) used magnetite, siderite and stilpnomelane occurrences to reduce ambiguity in the exploration of new targets through electromagnetic and magnetic data. Here, we adapted this strategy using Cu occurrences, and by comparing magnetic and radiometric signatures of the Cabaçal deposit. The location of Cu occurrences and geophysical parameters were used to identify possible sources of hydrothermal fluids that could have carried the copper.

After the regional-residual separation, it was possible to identify two magnetic anomalies in the south portion of Salto do Céu Intrusive Suite (A1) and in the Vale da Promissão Formation (A2) (Fig. 2), near known Cu occurrences in the area.

The anomaly observed in area A1 (Fig. 2) presents a reversed polarization to the south hemisphere, with -828.6 nT and 556.0 nT as minimum and maximum amplitudes. This behavior suggests the presence of a significant remanent magnetization component associated with the source. The magnetic signature of this anomaly is more intense than the signature of the Cabaçal gabbro dyke (bold black polygon in Fig. 2b), of amplitudes ranging from -329.3 to 461.8 nT (Ribeiro and Mantovani, 2016). The described anomaly in area A1 was named Rio Branco due to the proximity to the homonymous province.

The Amplitude of Analytic Signal (Fig. 3b) is calculated from square root of the sum of the squared three orthogonal derivatives of the residual magnetic field (Fig. 2b) (Roest et al., 1992). Two advantages of this technique are: (1) it highlights the boundaries of magnetic structures, weakly depending of the directions of magnetization and, (2) it is stable at low magnetic latitudes such as the study area (Keating and Sailhac, 2004). This technique indicated that the Rio Branco magnetic source has an elongated shape with approximately 7.5 km along its east-west-oriented major axis.



Figure 3. Amplitude of the Analytic Signal of A1 (a) and A2 (b) with the Euler Deconvolution depth solutions.

The second area selected for study (A2 in Fig. 2) shows two well-characterized anomalies. The northernmost anomaly shows normal polarization, with minimum and maximum amplitude of -371 and 342 nT, respectively. It can be observed a minor anomaly at south of the area with reverse polarization, analogue to Rio Branco anomaly (A1 in Fig. 2b). These anomalies were named of Lambari and Lambari 2, due its proximity to the Labari D'Oeste city. The analytic signal of the area (Fig. 3b) was again used to delineate the limits of both sources.

Using the methodology of Fedi et al. (1994), the Reduction to the Magnetic Pole (RTP) was applied to estimate the inclination and declination values of the total field. The MaxiMin (as named and automatized by Cordani and Shukowsky 2009) performs several RTP filtering processes using different sets of inclination and declination of the total magnetic field. This process is repeated until it produces the best reduced-to-the-pole grid. A successful RTP will produce a positive anomaly centred on the source, with its borders respecting the borders of the source as well. A range of inclination-declination pairs can produce a positive anomaly, but if the inclination and/or the declination are inaccurate, the reduction will be distorted and therefore different from the lateral boundaries indicated by the 3D Analytic Signal. The MaxiMin properly reduced the magnetic field anomalies using the inclinations and declination (I, D): anomaly in A1 (62° , 224°); anomalies in A2, Lambari (-59.9°, 334.6°), and Lambari 2 (20.1° , 144.6°).

The absence of mapped lithologies that could be associated with the magnetic anomalies indicates that its sources are probably located in below the surface. For this reason, we calculated the top depth of the intrusion through the Euler Deconvolution (Reid et al., 1990) (Fig. 3a). A structural index of 1 was utilized, which is appropriate for a horizontally elongated source (Reid, 2003). The depth estimates varying from 0 to 150 m (Fig. 3) were obtained through the extended Euler Deconvolution (Nabighian and Hansen, 2001). The middle of the depth interval obtained for each anomaly was of 109 m for Rio Branco (Fig. 3a), 66 m and 100 m for Lambari and Lambari 2, respectively. These values were used as a reference depth for the 3D models (Fig. 4).

Considering the magmatic origin of the hydrothermal fluids that remobilized the mineralization in the Cabaçal deposit, Ribeiro and Mantovani (2016) describe that part of the minerals of interest possibly were not removed from the deep portions of the primary source. Hence, a better understand of the magnetic sources behavior in subsurface would provide important information.

We adapted the methodology of staged inversion of Foss (2006) for the available dataset following the procedure presented by Louro et al. (2017). The staged inversion was performed in two phases. The first phase of inversion used block models as starting point, whereas the second phase was performed in sections of the resulting bodies of the first phase aligned with the survey lines, and thicknesses equal to the distance between the lines.

The block models of the first staged inversion had the lateral boundaries limited by the Amplitude of the Analytic Signal (Fig. 3), and depth to the top indicated by the most recurrent depths obtained in the Euler Deconvolution (Fig. 3). We used depths of 100 m for the body in area A1, and 50 m for the two models in area A2. The magnetic susceptibility was initially assigned as 0.1 (S.I.) and the amplitude of total magnetization 1 A/m for all block models of the first phase. The ambient magnetic field was defined by the IGRF by the time of the survey (inclination -8.5° , declination 347.1°, and intensity 23,843 nT).



Figure 4. Modelled bodies of A1 in the views: (a) south, (b) west, (c) top, and (d) perspective. The modelled bodies of A2 are presented in the same views: (e) south, (f) west, (g) top, and (h) perspective.

The first phase of the staged inversion has five stages. The following parameters are modelled at each stage: (1) the amplitude of the total magnetization, and depth extent of the block model; (2) the amplitude of the total magnetization, depth extent, horizontal position; (3) the amplitude of the total magnetization, depth extent, horizontal position and vertices movements in north-south direction; (4) the parameters of the previous stage plus the vertices movements in east-west direction; and (5) all the previous parameters plus the magnetic susceptibility. In the second phase of the staged inversion, the bodies were subdivided in 500 m north-south oriented polygonal prisms centred over the surveyed flight lines. The stages of the first phase of inversion were repeated to optimize the results, with two differences: instead varying the depth extent in all stages, the vertices could vary their positions on vertical direction, and the stage (4) was skipped.

The modelled fields achieved root mean square errors (rms errors) smaller than 7.5% (Table I). Part of residuals were higher than 270 nT, however they were located out of

the anomalies areas and, therefore, not significant to the subject of this work (Fig. 5). More than 80% of the residuals of the two grids were smaller than 50 nT (Figs. 5c-d, and 5g-5h), whereas the anomalies were well-represented in the modelled fields (Fig. 5b and f).

		Magnetic M	odels		
F	Feature Average magnetic susceptibility (S.I.) Size in north-south Direction (km) Size in north-south Direction (km) Size in east-west direction (km) Vertical size (km) Volume (km ³) Inclination (°) Total	Host Rock	Body A1	A2: Body L1	A2: Body L2
Average mag	netic susceptibility (S.I.)	Ine Host Rock Body A1 A2: Body L1 A2: Body L2 c susceptibility 0.001 0.12 0.09 0.05 Direction (km) 0.8 6.2 1.1 direction (km) 6.5 4.5 2.0 ze (km) 1.4 0.9 0.8 (km ³) 1.8 3.0 0.6 Inclination (°) -8.5 62 -59 20 Declination (°) 347.1 224 334 144 Intensity (A/m) 0.02 3.6 0.9 0.7 or (%) 4.2 7.5 7 f Points 9477 25245			
Feature Average magnetic susceptibility (S.I.) Size in north-south Direction (km) Size in east-west direction (km) Vertical size (km) Volume (km³) Total magnetization Magnetization RMS error (%) Number of Points	outh Direction (km)		0.8	6.2	1.1
Size in east-w	est direction (km)		6.5	4.5	2.0
Vertical size (km)			1.4	0.9	0.8
Volu	me (km ³)		1.8	3.0	0.6
Tetel	Inclination (°)	-8.5	62	-59	20
10tal mognetization	Declination (°)	347.1	224	334	144
Intensity (A/m)		0.02	3.6	0.9	0.7
RMS	error (%)		4.2	7	.5
Numb	er of Points		9477	252	245

Table I – Features of the modelled bodies.

The main anomalies in A1 and A2 are marked by significant remanent magnetization, which reflected in total magnetizations different from the induced magnetization in both cases (Table I). The model of area A1 displayed a body with east-west elongation of approximately 6.5 km (Fig. 4). In the north-south direction, this body reaches 0.8 km. The major anomaly in A1 was modelled using two bodies of similar magnetization and susceptibilities, which allowed to be considered a single body during their interpretation. The direction and size of the modelled source of the magnetic anomaly in A1 is coherent with position and size of the Salto do Céu intrusive suite in the southern border of the Rio Branco intrusive suite.

The area A2 displayed two major anomalies of different magnetization, Lambari 1 and Lambari 2 (Fig. 2). The inclination and declination of the total magnetization of Lambari 1 and Lambari 2 had to be estimated through independent processes. Lambari 1 presented a field orientation typical of anomalies which the induced magnetization is stronger than the remanent in the southern hemisphere. However, the MaxiMin and the modelled body indicated that there is a significant remanent magnetization component of negative inclination acting in the magnetic source. Considering the remanent magnetization in Lambari 1, the modelled body had about 6.2 km in north-south direction and 4.5 km in the east-west. Lambari 2 source was represented by a 1.1 km (north-south) by 2.0 km (east-west) model.

The magnetic susceptibilities ranged from 0.05 to 0.12 (S.I.) in the largest modelled sources of A1 and A2. Despite the different magnetization caused by the cooling of the intrusions at different time, the magnetic susceptibilities of the bodies in area A1 and the Lambari 1, especially, can represent a similar lithology given the tectonic history of the area. The vertical extension and volume of the models ranged from 0.8 to 1.4 km and from 0.6 to 3.0 km^3 , but must be considered as especulative given the ambiguity inherent to the magnetic field method.



Figure 5. Magnetic fields of areas A1 and A2: (a) and (e) magnetic field of A1 and A2, respectively, (b) and (f) modelled fields, (c) and (g) residual magnetic fields, and (d) and (h) histogram distributions of residuals.

RESULTS AND DISCUSSION

The absence of any surface occurrence of the magnetic source presence indicates that it is probably totally buried. This fact highlights the relevance of using magnetic data to characterize the intrusion possible associated with the Cu occurrences.

The top depth of these intrusions was estimated at 100 m through Euler deconvolution. The magnetic signatures indicated that both major anomalies are marked by significant remanent magnetization, which affected the total magnetization direction. The estimated total magnetization direction had inclination of 62°, declination of 224° and total intensity of 3.6A/m for the body A1, and inclinations of -59° and 20°, declinations of 334° and 144°, and total intensity of 0.9 and 0.7 A/m for the Lambari 1 and Lambari 2 sources, respectively, in A2 area. The difference observed between the ambient magnetic field defined by IGRF for the time of the survey (inclination -8.5° , declination 347.1°, and intensity 23,843 nT) and the estimated by Maximin proved the influence of the remanent component on the total magnetization direction. These parameters were then used as constrains to the 3D inversion developed for the magnetic sources.

The 3D models displayed elongated shapes, aligned with the major faults in the area, which may had been the conducts for the hydrothermal fluids originated by the mafic sills from Salto do Céu formation. After remobilized, the hydrothermal fluids precipitated the Cu in distal deposits. This hypothesis would explain the existence of Cu occurrences inside Vale da Promissão Formation (Fig. 2), mostly composed by metassediments. However, the spacing of the survey lines, compared with the deposit dimensions, makes a more detailed interpretation unreliable.

CONCLUSIONS

The magnetic map presents several high amplitude anomalies near the Cabaçal Au-Zn-Cu Deposit. Out of this anomalous set, three magnetic anomalies associated with mafic sills from Salto do Céu formation were chosen due their proximity with known Cu occurrences. The behavior of these anomalies clearly presents an influence of the major faults in the area. In this context, the better knowledge of the magnetic intrusions in depth, here provided by the 3D inversion, allows to better planning of future drill holes. Further integrated studies of the area will allow concise analyses of the connection between the mafic sills and the Cu occurrences and, more precisely, to estimate their exploratory potential.

REFERENCES

- Araújo, L. M. B. de, Godoy, A. M., and Zanardo, A. As rochas básicas intrusivas das suítes Rio Branco e Salto Do Céu, na região de Rio Branco (MT) sudoeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências* 39(4), 289-303 (2009).
- Biondi, J. C. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. CBMM Oficina de Textos, 2003.
- Elming, S. A., D'Agrella-Filho, M.S., Page, L.M., Tohver, E., Trindade, R.I.F., Pacca, I.I.G., Geraldes, M.C., and Teixeira, W. A palaeomagnetic and 40Ar/39Ar study of Late Precambrian sills in the SW part of the Amazonian Craton: Amazonia in the Rodinia reconstruction. *Geophysical Journal International* 178, 106–122 (2009).

- Franke, N. D., and Osborne, G. A. Structure and Ore Controls at the Cabaçal I Gold Mine.Mineração Manati. Relatório Interno, Goiânia (1988).
- Keating, P., and Sailhac, P. Use of the analytic signal to identify magnetic anomalies due to kimberlite pipes. *Geophysics* 69(1), (2004).
- Lacerda Filho, J. V. de, Abreu Filho, W., Valente, C. R., Oliveira C. C. de, and Albuquerque, M. C. D. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Texto Explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso, Escala 1:1.000.000. Convênio CPRM/SICME-MT. (2004).
- Louro, V. H. A., Mantovani, M. S. M., and Ribeiro, V. B. Magnetic field analysis of Morro do Leme nickel deposit. *Geophysics* 79, 6, K1-K9. DOI: 10.1190/geo2014-0131.1, (2014).
- Louro, V. H. A., Mantovani, M. S. M., and Ribeiro, V.B. Integrated geological and geophysical interpretation of the Buraco da Velha Copper Deposit (Rondônia -Brazil): A basis for exploring in related environments. *Geophysics*. DOI: 10.1190/geo2016-0345.1, (2017).
- Mantovani, M. S. M., Louro, V. H. A., Ribeiro, V. B., Requejo, H. S., and dos Santos, R. P. Z. Geophysical analysis of Catalão I alkaline–carbonatite complex in Goiás, Brazil. *Geophysical Prospecting* 64(1). DOI: 10.1111/1365-2478.12283, (2015).
- Monteiro, H., Macedo, P. M., Silva, M. D., Moraes, A. A., and Marcheto, C. M. L. O Greenstone Belt do Alto Jauru, in: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Anais... Goiânia 2, 631-647 (1986).
- Nabighian, M. N., and Hansen, R. O. Unification of Euler and Wernerdeconvolution in three dimensions via the generalized Hilbert transform. *Geophysics* 66, 1805–1810, (2001).
- Pinho, F. E. C., Fyfe, W. S., and Pinho, M. A. S. B. Early proterozoic evolution of the Alto Jauru greenstone belt, southern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review* 39, 220-229 (1997).
- Reid, A. B. Short note: Euler magnetic structural index of a thin bedfault: *Geophysics* 68, 1255–1256 (2003).
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J., and Somerton, I. W. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvo-lution. *Geophysics* 55, 80–9 (1990).
- Ribeiro, V. B., and Mantovani, M. S. M. Campo gravimétrico do Complexo Alcalino de Tapira (MG): Comparação entre técnicas de inter-polação e de separação regionalresidual. *Revista Brasileira de Geofísica* 29, 463–485 (2011).
- Ribeiro, V. B., and Mantovani, M.S.M. Gamma spectrometric and magnetic interpretation of Cabaçal Copper Deposit in Mato Grosso (Brazil): Implications for hydrothermal fluids remobilization. *Journal of Applied Geophysics* 135, (2016).
- Ribeiro, V. B., and Mantovani, M. S. M. A multidisciplinary characterization of Heath Steele Belt Deposits, Bathurst Mining Camp: basis to identify new targets for exploration. *Near Surface Geophysics*. DOI: 10.3997/1873-0604.2017010, (2017).
- Ribeiro, V. B., Louro, V. H. A., and Mantovani, M. S. M. Identification of new magnetic exploration targets in the southwest portion of Parecis Basin, Mato Grosso, Brazil. Conference: AGU Meeting of the Americas 2013, At Section Near Surface Geophysics / Session Mining Geophysics in the Americas: New Developments and Perspectives II / Identifier: NS32A-02, (2013a).
 - —. 3D Inversion of magnetic data of grouped anomalies Study applied to São José intrusions in Mato Grosso, Brazil. *Journal of Applied Geophysics* 93, 67–76 (2013b).

- Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M. Magnetic interpretationusing the 3-D analytic signal: *Geophysics* 57, 116–125 (1992).
- Singer, D. A., and Mosier, D. L. The relation between explo-ration economics and the characteristics of mineral deposits, inRamsey, J.B., ed., *The economics of exploration for energy resources*, Greenwich, Conn., Jai Press, 313–326 (1981).
- Souza, M. Z. A. de, Batata, M. E. F., Ruiz, A. S., Lima, G. A. de, Matos, J. B. de, Paz, J. D. S. da, Consta, A. C. D. da, Silva, C. H. da, and da Costa, P. C. C. da, FOLHA RIO BRANCO Escala 1:100.000. SD-21-Y-D-I . CUIABÁ: CPRM /UFMT (2009).
- Spector, A., and Grant, F. S. Statistical models for interpreting aero-magnetic data: *Geophysics* 35, 293–302 (1970).
- Tassinari, C. C. G., and Macambira, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 38,174-182 (1999).
- Teixeira, W., Ernst, R. E., Hamilton, M. A., Lima, G., Ruiz, A., and Geraldes, M. C. Widespread ca. 1.4 Ga intraplate magmatism and tectonics in a growing Amazonia. *GFF*, 1–14. DOI: 10.1080/11035897.2015.1042033, (2015).

DETERMINACIÓN DE COV´S EN EL AIRE DE LA CIUDAD DE CÓRDOBA, ARGENTINA.

Rubio M.^{*a,c*} y Sbarato R. D.^{*b*}

^aGrupo Espectroscopía Atómica y Nuclear, Fa.M.A.F, Universidad Nacional de Córdoba, ARGENTINA ^bEscuela de Graduados, Carrera de Doctorad, Facultad de Ciencias Médicas, Universidad Nacional de Cordoba, ARGENTINA ^cUnidad Estudios Físicos, CEPROCOR, Córdoba, ARGENTINA

e-mail: <u>mrubiocba@yahoo.com</u>

RESUMEN

La ciudad de Córdoba contó, a fines de siglo XX, con una red de monitoreo de contaminantes atmosféricos con la que se midieron rutinariamente NO₂, SO₂, CO, O₃ y PM₁₀. Para ciertos contaminantes atmosféricos no convencionales como los Compuestos Orgánicos Volátiles (COV's), los datos existentes son poco consistentes y extensivos. El presente trabajo parte de la necesidad de disponer de mediciones de concentración ambiente de COV's para la evaluación de riesgo en salud y para la toma de decisiones en políticas públicas y privadas. Estas últimas, requieren información sobre los niveles de exposición de la población al contaminante, el número de personas expuestas, el tiempo de exposición y el conocimiento de las relaciones cuantitativas entre exposición y efectos en la salud. Los vehículos automotores son la principal fuente antropogénica de COV's en atmósfera de la ciudad de Córdoba y es por ello que las mediciones se realizaron en la zona con mayor densidad de tránsito vehicular. Para realizar el monitoreo se optó por el protocolo de medición U.S.EPA TO14 apéndice B, 1999, y se contó con un monitor portátil de detección de compuestos orgánicos volátiles, marca RAE Systems modelo ppbRAE 3000. Este monitor tiene un tiempo de respuesta de 3 segundos, con rango ampliado en su detector de fotoionización (PID) de 1 ppb a 10.000 ppm, caracterizándolo como un instrumento idóneo para determinación de calidad del aire. En este trabajo se presentan los resultados estacionales y anuales de las mediciones de COV's, la determinación de tiempos de exposición de la población transeúnte de la zona en estudio, la caracterización de flota vehicular y el modelado de las concentraciones a partir del inventario de emisiones de contaminantes atmosféricos por fuentes móviles en la Ciudad de Córdoba.

Palabras Clave: Contaminación atmoférica, Ambiente, Córdoba, COV´s, Inventario de emisiones.

INTRODUCCIÓN

A pesar de las actividades de monitoreo y estudios realizados en la ciudad de Córdoba, existe muy escasa información sobre la presencia de contaminantes no criterio, específicamente de COV's. Diversos estudios epidemiológicos (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8), demuestran que la exposición a COV's y su posible sinergia, incluso con niveles situados por debajo del nivel guía, se asocian con un incremento del deterioro de las funciones neurológicas, así como con del cáncer y otra diversidad de enfermedades cutáneas, respiratorias y gástricas. La relación entre la exposición a benceno (9), tolueno (10), etilbenceno (11) y o -m - p xilenos (12, 13, 14) y los efectos adversos en la salud se ha documentado en muchos estudios, a tal punto que las Fichas internacionales de Seguridad Química ICSC (International Chemical Safety Cards), que contiene la opinión colectiva del Comité Internacional de Expertos del IPCS (International Programme on Chemical Safety) de la WHO/OMS (World Healt Organization/Organización Mundial de la Salud), la ILO/OIT (International Labour Organizatión/Organización Internacional del Trabajo) y la UNEP/PNUMA (United Nations Environmental Programme/Programa de Naciones Unidas para el Medio Ambiente).

La sola evaluación de la exposición a estos contaminantes es una disposición efectiva y eficiente para poner en marcha diferentes programas para proteger a la población la posible degradación de su salud (15).

La ciudad de Córdoba no contaba con un inventario de emisiones de fuentes móviles y fijas emisoras de COV's que permitieran determinar las fuentes principales de emisiones de contaminantes. Una vez realizado, la modelación matemática de distribución de concentraciones de COV's en el aire de la ciudad fue el paso a seguir para determinar valores posibles, niveles relativos a la norma provincial (16) y la determinación, por esta vía, de las condiciones del sistema de monitoreo de COV's para la ciudad de Córdoba.

DESARROLLO EXPERIMENTAL

Estimación de COV's emitidos por fuentes fijas y móviles.

Para realizar esta parte del trabajo se recurre a plasmar un Inventario de Emisiones de contaminantes a la atmósfera par estaciones de servicios y fuentes móviles.

La fuente de consulta general de factores de emisión en la que los encontramos determinados para diversas actividades y procesos en los Estados Unidos, es el documento AP-42 Compilation of Air Pollutant Emission Factors (17).

Las Estaciones de Servicios serán consideradas a los fines del inventario de emisiones, fuentes de área pues son demasiado numerosas y dispersas como para poder ser incluidas de manera eficiente una a una. Se opta por un tratamiento colectivo basado en censos y extrapolaciones (18).

Las fuentes móviles están constituidas por los vehículos automotores que incluyen automóviles, camiones y autobuses diseñados para circular en la vía pública. En la Ciudad de Córdoba, así como en la mayoría de las áreas urbanas, los vehículos automotores son los principales generadores de las emisiones de COV's, CO, NO₂, SO₂, PM. Debido a la magnitud de sus emisiones y a las consideraciones especiales requeridas para estimar su volumen, los vehículos automotores se manejarán separadamente de otras fuentes de área.



Figura 1: Grilla Ambiental de la ciudad de Córdoba.

A los fines de procesar y organizar la información ambiental se sectoriza el ejido urbano en un conjunto de "Barrios Ambientales" (19, 20), al que llamaremos grilla ambiental y estará compuesta por cuadrículas de 2 km x 2 km. Las cuadrículas ambientales son las unidades muestrales mínimas. La cuadrícula central (H6) tendrá el vértice superior derecho sobre el punto 31°24′29.29" latitud sur y 64°10′34.35" longitud oeste y se ubicará de tal manera que su orientación sea norte sur. Desde allí se superpondrán el resto de las cuadrículas (ver Fig. 1).

La Subsecretaría de Energía de la Nación en su sitio Web (21) nos brinda la dirección para ubicarlas en la grilla ambiental de las 116 estaciones de servicios, distribuidas por marca y volumen de ventas.

La para determinar la flota vehicular de la ciudad de Córdoba utilizaremos los datos de la Dirección Nacional de Registros de Propiedad Automotor (22, 23, 24) y realizaremos relevamientos en 20 estaciones de servicios para determinar tipo de vehículo, modelo y combustible.

Debido a la importancia relativa de las emisiones de las estaciones de servicio y los vehículos que circulan en la ciudad de Córdoba, recurrimos al modelado matemático con el software SCREEN3 (25) solamente para los segundos en las condiciones meteorológicas preponderantes de invierno y verano de 2015, las que representan la peor condición para la dispersión de contaminantes.



Figura 2 Ubicación de las estaciones meteorológicas propias y del SMN.

Contamos, además de las estadísticas del Servicio Meteorológico Nacional de 1883 a la fecha para el Centro de la Ciudad, con tres estaciones meteorológicas automáticas Easywearher PCE-FWS 20, ubicadas en Norte, Centro y Sur (ver Fig. 2)

Estas estaciones meteorológicas permiten detectar de forma precisa la dirección del viento, la velocidad del viento, presión atmosférica, la temperatura, la humedad relativa y la pluviosidad. (26).

Sistema de Monitoreo de COV´s.

Para realizar el monitoreo se optó por el protocolo de medición U.S.EPA TO14 apéndice B, 1999, y se contó con un monitor portátil de detección de compuestos orgánicos volátiles, marca RAE Systems modelo ppbRAE 3000 (27) con un tiempo de respuesta de 3 segundos, con rango ampliado en su detector de fotoionización (PID) de 1 ppb a 10.000 ppm lo hace un instrumento idóneo para determinación de calidad del aire. III.2.2). La calibración la realizó la empresa SIAFA, representante local de la firma RAE.

Para el montaje seguro de los equipos se desarrolló y construyó la caja autónoma que se colocó en sitio seguro y a 3 metros de altura (ver Fig. 1).

En nuestra estación de monitoreo para que el año sea considerado válido tiene que tener el 75% de los meses del año validados, los meses el 75% de los días y los días el 75% de las horas. En caso contrario y para evitar descartar la información deberíamos complementar los datos recurriendo a los desarrollos en redes neuronales para simular los datos faltantes, tal como ya fue desarrollado en un de Trabajo Final de la "Licenciatura en Enseñanza de Ciencias del Ambiente" en un de UTN (28).



Figura 1: Unidad autónoma de monitoreo.

Estimación de riesgos en salud.

Para esta parte del trabajo se utilizan las Fichas internacionales de Seguridad Química ICSC (International Chemical Safety Cards), los valores monitoreados y el tiempo de exposición de población transeúnte en el microcentro.

Para determinar dicho tiempo, se realizaron aproximadamente 6500 encuestas, de lunes a sábado en turnos mañana y tarde, a población transeúnte en el microcentro de la ciudad, limitado al norte y sur por las calles Humberto Primo - Sarmiento y Pueyrredón - Estrada; y al este y oeste por las calles Chacabuco - Maipú y Figueroa Alcorta - Arturo M. Bas (ver Fig. 3). Se realizó además una búsqueda bibliográfica delas medicines de COV´s de las últimas décadas en distintas ciudades del mundo para realizar comparaciones.



Figura 3: Calles en las que se realizaron las encuestas.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Estimación de COV's emitidos por fuentes fijas y móviles.

En base a los datos relevados, y tomando como fuente el documento AP-42 ya mencionado, se puede realizar un cálculo individual y muy aproximado de las emisiones de líquidos orgánicos que se evaporan en los distintos procesos que se llevan a cabo en los centros de venta de combustible.

Para el cálculo de las emisiones en la grilla se contaron las estaciones de servicio por cuadrícula y a cada una se le asignó un valor promedio de pérdida por estación de servicio. Se utilizó el porcentaje de perdida para la ciudad de Córdoba (29) de 0,22% del total vendido en la ciudad 986.546 m³ y a este

valor se lo dividió por 116 (número de estaciones de servicio en 2015). El valor obtenido es 18,7 m³ por estación. A los fines de la modelación se consideró el valor de 20 m³ por estación y una densidad media de la nafta de 680g/l. A continuación se muestra como se distribuyen por cuadrícula los 47 g/s que se emiten en toda la ciudad (ver Fig. 2).

	A	в	с	D	E	F	G	н	I.	J	к	L	м			
1	0,0	0,0	0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	Facto	r de emisió	in g/s
2	0,0	0,0	0,0	1,0	0,5	1,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0			
3	0,0	0,5	0,0	0,0	1,0	2,6	1,0	1,0	0,5	1,0	0,0	0,0	0,0		3,6	3,1
4	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	1,0	2,6	1,0	2,1	1,6	1,0	0,0	0,0		3,1	2,6
5	0,0	0,0	0,0	0,5	1,0	3,6	1,6	1,0	2,1	0,0	0,5	0,5	0,0		2,6	2,1
6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,5	3,1	1,6	1,6	0,0	0,0	0,5	0,0		2,1	1,6
7	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	1,6	0,5	1,6	2,6	0,5	0,5	0,0	0,0		1,6	1,0
8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	0,5	1,6	0,5	0,0	1,0	0,0		1,0	0,5
9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	1,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		0,5	0,0
10	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0			
11	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0			
12	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0			

Figura 2: Factores de emisión en m³/año para COV's.

Para nuestro Inventario de emisiones de fuentes móviles utilizamos el realizado en el Observatorio Ambiental de la Ciudad de Córdoba en el año 1999 utilizando el software MOBILE y sobre el realizamos correcciones por el aumento de flota en un 143% entre 1999 y 2014, pasando de 224.449 a 546.546 vehículos. Se sumaron entonces 322.097 unidades (ver Fig. 3).

550.00 automotores que ingresan a las estaciones (no se contaron motocicletas, pues el 100% utiliza naftas) 225.00 utilizan nafta como único combustible y 99.000 más utilizan alternativamente GNC o naftas. Debido a que el inventario de emisiones se basa en la extrapolación del Inventario de 1999 realizado por el Observatorio Ambiental de la Ciudad de Córdoba, y ante la ausencia de información precisa de uso de tipos de combustibles en la flota vehicular, asumiremos que los mismos valores rigieron la flota en ese año son los que nos rigen ahora.

Los 14 años promedio de antigüedad de la flota vehicular nos dice que el grueso de los vehículos automotores (se excluyen motocicletas) utiliza convertidor catalítico, aunque la inexistencia de una norma que rija la obligatoriedad del uso y de un programa de mantenimiento hace que debamos asumir, la peor opción frente a la contaminación y que es una flota sin convertidores.

	A	в	с	D	E	F	G	н	L	1	к	L	м			
1	1,5	1,5	13,5	13,5	13,5	13,5	3,9	3,9	7,1	3,9	1,5	1,5	1,5			
2	1,5	1,5	7,1	13,5	26,9	7,1	13,5	7,1	7,1	3,9	1,5	1,5	1,5	Facto	r de emisió	ón g/s
3	1,5	1,5	3,9	3,9	26,9	26,9	26,9	13,5	26,9	13,5	3,9	1,5	1,5			
4	1,5	1,5	7,1	7,1	13,5	26,9	45,9	26,9	26,9	26,9	13,5	3,9	3,9		78,6	45,9
5	1,5	1,5	1,5	13,5	26,9	45,9	45,9	45,9	45,9	26,9	13,5	3,9	3,9		45,9	26,9
6	1,5	1,5	3,9	13,5	13,5	26,9	45,9	78,6	45,9	26,9	13,5	7,1	1,5		26,9	13,5
7	1,5	1,5	3,9	13,5	26,9	26,9	26,9	45,9	26,9	26,9	13,5	3,9	1,5		13,5	7,1
8	1,5	1,5	1,5	1,5	7,1	1,5	26,9	26,9	13,5	13,5	13,5	13,5	3,9		7,1	3,9
9	1,5	1,5	1,5	1,5	3,9	26,9	13,5	7,1	7,1	7,1	1,5	7,1	7,1		3,9	1,5
10	1,5	1,5	1,5	1,5	7,1	3,9	7,1	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5			1,5	0,0
11	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5			
12	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5			

Figura 3: Inventario de fuentes móviles 2014

Modelación matemática de la distribución de COV's.

En las Tablas 1 y 2 se representan los valores promedio del verano e invierno de 2014 y 2015. Los valores de las tres estaciones meteorológicas se promediaron, obteniéndose así un valor representativo para la ciudad.

1 a	Dia I Dal	os prom	eulo ve	Tano 20	14-2013	•
		V	erano			
	Presión	Temp.	Hum.	Lluvia	V.V.	Dir.V.
Período		Media	Rel.		Media	Pred.
	(hPa)	(°C)	(%)	(mm)	(m/s)	
2014	961,4	22,2	62	116	3,1	NE
2015	959,4	23,0	68	117	2,9	NE
promedio	960,4	22,6	65	117	3,0	NE

Tabla 2 Datos promedio invierno 2014-2015.

		In	vierno			
	Presión	Temp.	Hum.	Lluvia	V.V.	Dir.V.
Período		Media	Rel.		Media	Pred.
	(hPa)	(°C)	(%)	(mm)	(m/s)	
2014	963,5	15,1	62	9	1,7	S
2015	961,5	15,3	58	13	1,7	S
promedio	962,5	15,2	60	11	2,0	S

Para el cálculo de las concentraciones de COV's para fuentes móviles en el invierno de 2015, utilizamos la dirección preponderante de viento Sur - Norte con una velocidad de 2 [m/s] (ver Fig. 2). Mientras que para el cálculo para el verano de 2015, utilizamos la dirección preponderante de viento NE - SO con una velocidad de 3 [m/s] (ver Fig. 3).

						v5 ue	emis	iones	por	tuen	tes m	ovile	s, invi	erno	2013	•	
	Α	в	С	D	E	F	G	Н	1	J	к	L	м				
1	2	2	9	11	16	17	15	15	15	10	5	3	2		Conce	entració	on ppb
2	1	1	5	10	21	15	21	17	16	10	5	3	2			mas	s de 40
3	1	1	4	5	19	23	27	21	25	15	6	3	2			40	35
4	1	1	5	7	13	22	34	28	24	20	11	4	3			34	30
5	1	1	3	9	17	29	32	35	31	19	10	4	3			29	25
6	1	1	3	8	10	18	28	46	28	17	9	5	2			24	20
7	1	1	2	7	15	16	17	26	16	15	8	4	2			19	15
8	1	1	1	1	5	4	15	14	14	8	7	8	3			14	10
9	1	1	1	1	3	14	7	4	4	4	1	4	4			9	5
10	1	1	1	1	4	2	4	1	1	1	1	1	2			4	2
11	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1			1	0
12	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1				

Figura 2: Concentraciones de COV´s en la grilla ambiental de la ciudad de Córdoba, invierno 2015.



Figura 3: Concentraciones de COV's en la grilla ambiental de la ciudad de Córdoba, verano 2015.

Sistema de Monitoreo de COV's.

Se realizó una campaña completa en el año 2015, los valores efectivamente medidos con respecto al total de posibles superan el 75% de las horas y el 75% de los días, por lo que el año está medido completamente.

A continuación mostramos el valor medido de COV's para cada hora del año, del verano y del invierno de 2015 (ver Fig. 2, 3 y 4).






Figura 3: Datos horarios de concentración de COV's en ciudad de Córdoba, verano 2015.



Figura 4: Datos horarios de concentración de COV's en ciudad de Córdoba, invierno 2015.

Un tema de intenso estudio, por su variabilidad a nivel mundial es el de la relación BTEX/COV's en el aire urbano, aunque en latinoamérica a este valor se lo considera 20% del total de HC no metano (30, 31).

Por otro lado, el porcentaje de BTEX en COV's también está ampliamente estudiado, en ciudades en la que las principales fuentes de contaminantes son las fuentes móviles, el valor de benceno representa un

Actas del E-ICES 12 ISBN 978-987-1323-61-6 valor que oscila entre 2 y 4 % del total de COV's, en nuestro caso tomaremos 2,73% tal como lo precisa el estudio "El benceno en el aire de la ciudad de Murcia" (32).

En la tabla 2 se representan los valores medios de COV's y el estimado de Benceno para el año 2015 y para sus estaciones de Invierno y Verano.

Tabla 2					
	COV's [ppb]	Benceno [ppb]			
Año 2015	51+/-1	1,4			
Invierno 2015	56+/-1	1,6			
Verano 2015	44+/-1	1,2			

Realizamos, utilizando el software SPSS, el test t de Student para muestras independientes (verano e invierno), con un porcentaje de error máximo permitido de 1%, a resultas del cual los valores surgen distinguibles con un 99% de intervalo de confianza en la diferencia.

A los fines de determinar el comportamiento cualitativo a lo largo del día, calculamos el promedio horario, que surge de promediar el valor cada hora de todos los días medidos del año 2015 (ver Fig. 5).



Figura 5: Promedios horarios de concentración de COV's en ciudad de Córdoba, año 2015.

Estimación de riesgos en salud.

El resultado para el tiempo de permanencia en el centro de la ciudad es de 28+/-2 horas semanales de exposición o 1400+/-100 horas de exposición anual (ver tabla 3).

Tabla 3					
Encuestas	Nº de días	Nº de horas			
5600	4+/-1	7+/-1			

A partir de la bibliografía obtuvimos datos de 70 ciudades de diversos países, con los que elaboramos la tabla 4, la que contiene valores para Benceno expresados en ppb. Córdoba pasa la norma (1,5 ppb) para Benceno en invierno y el 70% de las ciudades de la tabla 4 lo hacen.

Tabla 4					
Ciudad	País	Benceno	Referencia		
Córdoba Verano	Argentina	1,20	Mediciones propias		
Córdoba Invierno	Argentina	1,60	Mediciones propias		
Mumbai	India	4,21 -12,12	(33) Mohan, 1997		
Hannover	Alemania	3,01	(34) Ilgen, 2001		
China China	China	4,84 - 21,13	(35) Wang, 2002		
Hong Kong	Hong Kong	0,86 - 4,74	(36) Lee, 2002		
Ciudad de México – Zona Metropolitana	México	1,66	(37) Bravo, 2002		
Kaohsiung	Taiwan	3,44	(38) Lai, 2004		
Taiwan	Taiwan	4,17			
Delhi	India	7,00	(39) Srivastava, 2000		
Zabrze	Polonia Ago-sept 2001 y Ago-sept 2005	0,09 - 45,66	(40) Pyta, 2006		

Zabrze		0,09 - 35,70	
Barcelona Rural	España	0,06 - 2,61	(41) Gallego, 2008
Barcelona Urbano	España	0,16 - 3,89	
Nápoles área Metropolitana	Italia	1,38 - 5,40	(42) Iovino, 2009
Nápoles cerca área suburbana		1.13 - 3.71	
Nápoles lejos área suburbana		0,72 - 4,02	
Hyderabad	India	37.68 - 54.32	(43) Rekhadevi, 2010
Kolkata	India	4.33 - 22.61	(44) Makumdar, 2011
Agra	India	4,62	(45) Singla, 2012
Medellín	Colombia ago 2006 – ago 2007.	2,45	(46) AMVA, 2008
Medellín	Colombia sep 2011 – may 2012	2,26	(47) AMVA, 2012
Medellín (Éxito San Antonio)		2,54	
Beihai	China	0,82	(48) Barletta, 2005
Beijing		5,90	
Bengbu		1,10	
Changchun		2,92	
Changde		3,39	
Changsha		5,31	
Chongqing		7,00	
Guilin		1,00	
Guiyang		10,42	
Hangzhou		2,42	
Hefei		4,90	
Ji'an		1,41	
Jinan		2,29	
Jingdezhen		1,10	
Jining		2,29	
Jiujiang		1,10	
Kunming		3,71	
Langfang		4,71	
Lanzhou		0,31	
Linchuan		2,51	
Nanchang		2,20	
Nanyang		2,01	
Qingdao		1,41	
Qinghuangdao		0,82	
Qiyang		0,82	
Shanghai		1,19	
Shaoyang		0,91	
Shijiazhunag		4,62	
Shishou		1,00	
Suizhou		4,02	
Taihu (Wuxi)		2,29	
<u>Taiyuan</u>		3,71	
Tangshan		2,01	
Weinan		1,41	
Wenzhou		2,61	
Wuhan		2,70	
Xiantao		2,10	
Xinyang		1,29	
Xuchang		2,10	
Yinchuan		0,69	
Zhangjiajie		0,82	
Zhengzhou		1,79	
Zoucheng		0,91	

CONCLUSIONES

Estimación de COV's emitidos por fuentes fijas y móviles.

El máximo valor de emisiones por estaciones de servicio se da en la cuadrícula G5, ubicada al noreste de la cuadrícula del microcentro (H6), su valor, al ser comparado con las emisiones de fuentes móviles en igual cuadrícula es del 15% del total emitido y calculado contra la cuadrícula de mayor emisión de móviles (H6) es del 4%.

Este resultado es determinante, pues es el que nos lleva al siguiente paso del trabajo que es el de modelación matemática de concentraciones de las emisiones de las fuentes móviles a fines.

De los resultados de esta modelación podremos inferir si la Ciudad de Córdoba está frente a una situación problema frente a los estándares de calidad de aire, así como a elegir el equipamiento para la realización de las mediciones.

Modelación matemática de la distribución de COV's.

De acuerdo a los resultados de la modelación la cuadrícula más contaminada es la H6, es el sector céntrico y coincide con el de mayor exposición de población transeúnte.

El valor de modelado máximo en H6 para fuentes móviles es de 46 ppb, esta predicción nos habla de la necesidad de establecer un sistema de monitoreo. Dicha estación debe estar ubicada en la cuadrícula H6 y dentro de la misma se deben realizar las encuestas para determinar tiempos de permanencia diaria, semanal, mensual y anual de la población transeúnte en el sector.

Si el comportamiento de los promedios horarios de las mediciones respeta el comportamiento del tránsito, podremos decir de manera indubitable que la regulación de las fuentes móviles impactará positivamente en la salud de la población de la Ciudad de Córdoba.

De los resultados de esta modelación inferimos que la Ciudad de Córdoba está frente a una situación problema frente a los estándares de calidad de aire, lo que nos lleva al siguiente paso y que es la elección del equipamiento para la realización de las mediciones.

Sistema de Monitoreo de COV´s.

El valor promedio medido para invierno y verano en la cuadrícula H6 (56+/-1 ppb y 44+/-1 ppb) son superiores a los estimados por modelación matemática (46 ppb y 29 ppb) (17) respectivamente, en la misma cuadrícula, en porcentajes de 21% y 51%, lo que deja dos cuestiones, el error que acarreamos desde el inventario de emisiones (18) por extrapolación realizado a partir del mucho más preciso realizado en 1999 y la medición de otras fuentes de contaminantes que aportan y no están modeladas.

La figura 5 refleja un comportamiento horario propio del flujo vehicular, esto y el hecho de que la zona central central de la ciudad de Córdoba sea eminentemente comercial y residencial hacen que la hipótesis de la necesidad de rehacer un inventario de emisiones utilizando metodologías más precisas cobre fuerza.

Estimación de riesgos en salud.

El valor promedio estimado para el Benceno en invierno (1,6 ppb) está levemente por encima del estándar fijado en la normativa vigente para un año de exposición. Como la población transeunte de la ciudad permanece expuesta solo 1400 de las 5600 horas anuales podemos aseverar que las personas objeto de este estudio no están aún con exposiciones preocupanetes. No obstante, el que en la zona se rebase la norma nos habla de que se deben tomar medidas urgentes para llegar a valores por debajo de lo establecido.

REFERENCIAS

- 1. Adgate JL, Chuch TR, Ryan AD et al. Outdoor, indoor and personal exposure to COV's in children. Environ Health Perspect; 2004; 112:1386-92;
- 2. Delfino R et al, 2003. Delfino R, Gong H, Linn W, Hu Y, and Pellizzari E. Respiratory symptoms and peak expiratory flow in children with asthma in relation to volatile organic compounds in exhaled breath and ambient air. J Expo Anal Environ Epidemiol. 2003;13:348-63;
- 3. Directiva Europea de Calidad del Aire, 2000. Directiva Europea de Calidad del Aire 2000/69 /CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 16 de noviembre de 2000, sobre los valores límite para el benceno y el monóxido de carbono en el aire ambiente;
- 4. Duarte-Davidson R et al, 2001. Duarte-Davidson R, Courage C, Rushton L. Benzene in the environment: an assessment of the potential risks to the health of the population. Occup Environ Med. 2001; 58:2-13;
- 5. Glass DC et al, 2003. Glass DC, Gray CN, Jolley DJ, Gibbons C, Sim MR, Fritschi L, Adams GG, Bisby JA, Manuell R. Leukemia risk associated with low-level benzene exposure. Epidemiology 2003;14:569-77;

- 6. Rumchev K et al, 2004. Rumchev K, Spickett J, Bulsara M, Phillips M, Stick S. Association of domestic exposure to volatile organic compounds with asthma in young children. Thorax. 2004;59:729-30;
- 7. WHO Regional Office for Europe, 2006. World Health Organization (WHO). Development of WHO Guidelines for Indoor Air Quality. Bonn: WHO Regional Office for Europe; 2006;
- 8. IARC, 1987. International Agency for Research on Cancer (IARC) Monographs. Benzene.
- 9. ICSC 0015, 2003. http://www.cdc.gov/niosh/ipcsneng/neng0015.html, Page last reviewed: July 22, 2015 Page last updated: July 1, 2014,
- 10. ICSC 0078, 200) . http://www.cdc.gov/niosh/ipcsneng/neng0078.html last reviewed: July 22, 2015 Page last updated: July 1, 20),
- 11. ICSC 0268, 2007. https://www.cdc.gov/niosh/ipcsneng/neng0268.html last reviewed: July 22, 2015 Page last updated: July 1, 2014
- 12. ICSC 0084 2002. http://www.cdc.gov/niosh/ipcsneng/neng0084.html last reviewed: July 22, 2015 Page last updated: July 1, 2014,
- 13. ICSC 0085 2002. http://www.cdc.gov/niosh/ipcsneng/neng0085.html last reviewed: July 22, 2015 Page last updated: July 1, 2014,
- 14. ICSC 0086 2002. http://www.cdc.gov/niosh/ipcsneng/neng0086.html last reviewed: July 22, 2015 Page last updated: July 1, 2014,
- 15. Buckley et al, 2005). Buckley TJ, Payne-Sturges D, Kim SR, Weaver V. COV Exposures in an Industry-Impacted Community. NUATRC Research Report, Number 4. Baltimore:. Department of Environmental Health Sciences. Johns Hopkins Bloomberg School of Public Health.2005).
- 16. Provincia de Córdoba, año CIV Tomo DCXXXI Nº 128 Córdoba, (R.A.), martes 4 de julio de 2017. http://boletinoficial.cba.gov.ar/wp-content/4p96humuzp/2017/07/1_Secc_04072017.pdf
- 17. AP-42, U.S. EPA. EPA (US Environmental Protection Agency) AP-42 Compilation of Air Pollutant Emission Factors https://www.epa.gov/air-emissions-factors-and-quantification/ap-42-compilation-air-emission-factors 1972 2017,
- 18. SEMARNAT, 2005, INE, Western Governor's Association . Guía de Elaboración y Usos de Inventarios de Emisiones. Primera edición , Mayo 2005, México).
- Sbarato D et al (a), 2001. Sbarato Rubén Darío y colaboradores "Metodologías de diagnóstico y pronóstico e contaminación atmosférica en ecosistemas urbanos". 300 ejemplares. Ed. Universitaria. Marzo 2001. ISBN:950-33-0285-4
- 20. Sbarato D et al (b), 2009. Sbarato R D, Ortega J E, Sbarato V M, "Contaminación del Aire". 5000 ejemplares. Encuentro, Grupo Editor, Córdoba, 2009. 124 páginas. ISBN 978-987-1432-36-3".
- 21. Ministerio de Energía, 2017 b. (https://www.minem.gob.ar/www/706/25764/informacion-estadistica.html).
- 22. Dirección Nacional de Registros de Propiedad Automotor, 2017, http://www.dnrpa.gov.ar/portal_dnrpa/boletines_estadisticos.php.
- 23. Observatorio de Seguridad Vial, 2014 http://observatoriovial.seguridadvial.gov.ar/documentos/estadistica/parque-vehicular/seriehistorica/serie_hist_parq_automotor.pdf,
- 24. Observatorio de Seguridad Vial, 2014 b http://observatoriovial.seguridadvial.gov.ar/informesestadisticos.php,
- 25. SCREEN3 U.S.EPA, 2000. https://www.epa.gov/scram/air-quality-dispersion-modeling-screening-models
- 26. Consejo Superior del Investigaciones Científicas, Centro de Astrobiología, Gobierno de España, 2012. https://cab.inta-csic.es/uploads/culturacientifica/adjuntos/20130121115330.pdf
- 27. User's Guide ppbRAE 3000. http://www.raesystems.com/sites/default/files/content/resources/Manual_ppbRAE3000_RevE.pdf
- 28. José Manuel Campos. Aplicación de Redes Neuronales Artificiales para la Predicción de MP10 y O3. Premio mejor tesis (ISBN 9789872889104.
- 29. Evequoz O et al, 2000. Evequoz O, Sbarato D, Koroch A, Rivarola E, Sbarato V, Ortega J, Salort M, Campos M. Pérdidas Evaporativas por almacenamiento y distribución de combustibles en estaciones de servicio. Análisis de su problemática y propuesta de marco regulatorio local: Córdoba, Argentina. www.bvsde.ops-oms.org Identificador: 158007 CD/2300/U42/040711;
- 30. Violeta Mugica A., Elizabeth Vega R. y María E. Ruiz S. Determination of hydrocarbons emission nonmethane profiles in parkings of the city of México. Memorias. IV. Congreso Interamericano sobre el medio ambiente. Tomo 1, 1997.

а

- V. Mugica, M. E. Ruiz, J. Watson and J. Chow. Volatile aromatic compounds in Mexico City atmosphere: levels and source apportionment. Atmósfera versión impresa ISSN 0187-6236. Atmósfera vol.16 no.1 México ene. 2003
- 32. Antonia Baeza Caracena, Enrique González Ferradas, Agustín Miñana Aznar "El benceno en el aire de la ciudad de Murcia proyecto life-macbeth" Editores: Universidad de Murcia, Año de publicación: 2001, País: España, Idioma: español, ISBN: 84-8371-242-3
- 33. Mohan Rao, Pandit G, Sain P, Sharma S, Krishnamoorthy T, and Nambi K, "Non-methane hydrocarbons in industrial locations of Bombay," Atmospheric Environment, vol. 31, no. 7, pp. 1077–1085, 1997.
- 34. Ilgen E, Karfich N, Levsen K et al., "Aromatic hydrocarbons in the atmospheric environment: part I. Indoor versus outdoor sources, the influence of traffic," Atmospheric Environment, vol. 35, no. 7, pp. 1235–1252, 2001.
- 35. Wang X, Sheng G, Fu J et al., "Urban roadside aromatic hydrocarbons in three cities of the Pearl River Delta, People's Republic of China," Atmospheric Environment, vol. 36, no. 33, pp. 5141–5148, 2002.
- 36. Lee S, Chiu M, Ho K, Zou S, Wang X. Volatile organic compounds (VOCs) in urban atmosphere of Hong Kong. Chemosphere 48. 2002.
- 37. Bravo H, Sosa R, Sánchez P, Bueno E, and González L, "Concentrations of benzene and toluene in the atmosphere of the southwestern area at the Mexico City Metropolitan Zone," Atmospheric Environment, vol. 36, no. 23, pp. 3843–3849, 2002.
- 38. Lai C, Chen K, Ho Y, and Chou M, "Characteristics of C2-C15 hydrocarbons in the air of urban Kaohsiung, Taiwan" Atmospheric Environment, vol. 38, no. 13, pp. 1997–2011, 2004.
- 39. Srivastava A, Joseph A, Patil S, More A, Dixit R, and Prakash M "Air toxics in ambient air of Delhi" Atmospheric Environment, vol. 39, no. 1, pp. 59–71, 2005.
- 40. Pyta H. « BTX Air Pollution in Zabrze, Poland ». Polish J. of Environ Stud Vol. 15, No. 5. p.p. 785 791.
- 41. Gallego E, Roca F, Guardino X, and Rosell M, "Indoor and outdoor BTX levels in Barcelona City metropolitan area and Catalan rural areas," Journal of Environmental Sciences, vol. 20, no. 9, pp. 1063–1069, 2008.
- 42. Iovino P, Polverino R, Salvestrini S, and Capasso S, "Temporal and spatial distribution of BTEX pollutants in the atmosphere of metropolitan areas and neighbouring towns," Environmental Monitoring and Assessment, vol. 150, no. 1–4, pp. 437–444, 2009.
- 43. Rekhadevi P, Rahman M, Mahboob M, and Grover P, "Genotoxicity in filling station attendants exposed to petroleum hydrocarbons," Annals of Occupational Hygiene, vol. 54, no. 8, pp. 944–954, 2010.
- 44. Makumdar D, Mukherjeea A, and Sen S, "BTEX in ambient air of a Metropolitan City," Journal of Environmental Protection, vol. 2, pp. 11–20, 2011.
- 45. Singla V, Pachauri T, Satsangi A, Kumari K, and Lakhani A. "Comparison of BTX profiles and their mutagenicity assessment at two sites of agra, India." The Scientific World Journal. Volume 2012, article ID 272853, 11 paginas.
- 46. AMVA Universidad Nacional de Colombia (2007). Informe Final del Contrato Interadministrativo No. 606 DE 2005 – Fortalecimiento de la Red de monitoreo de la calidad del aire en el Valle de Aburrá con medidores pasivos. Medellín.
- 47. AMVA Universidad Nacional de Colombia, 2012. Informe Final del Contrato Interadministrativo No. CD 185 DE 2011 Evaluar y monitorear la calidad del aire en el Valle de Aburrá. Medellin.
- 48. Barbara Barlettaa, Simone Meinardia, F. Sherwood Rowlanda, Chuen-Yu Chanb, Xinming Wangc, Shichun Zoud, Lo Yin Chanb, Donald R. Blakea, "Volatile organic compounds in 43 Chinese cities ". Atmospheric Environment 39 (2005) 5979–5990

CARACTERIZACIÓN DE RIESGOS NATURALES EN EL PIEDEMONTE OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE SAN LUIS, A LOS 33º08' S - 33º14'S

Sales, D.^a, Espinosa, C.^a, Tobarez, M.A.^a, Sales, G.^a, Cisnero, H.^{bc}, Denaro, J.^a, Garro, H.^a, Chiarotto, L.^a, Villegas, J.^a y Herrera Sánchez, F.^a

^aDepartamento de Geología, Fac Cs FMyNat., Universidad Nacional de San Luis, ARGENTINA ^bUniversidad Nacional de Cuyo, ARGENTINA ^cUniversidad J.A. Maza, ARGENTINA

e-mail: <u>sales@unsl.edu.ar</u>

RESUMEN

El piedemonte occidental de la sierra de San Luis entre los 33°08`S y 33°14'S, presenta una pendiente Este a Oeste de dos grados (2°) promedio, donde drenan los cauces que bajan desde la ladera y atraviesan la localidad de La Punta.

La caracterización de los procesos naturales en esta zona, se vincula principalmente a eventos pluviométricos y en menor medida sísmicos, que representan una amenaza a esta comunidad.

En este trabajo se hace incapié a los procesos relacionados con lluvias intensas de corta duración, dado que gran parte del sistema de escurrimiento superficial, ha sido obstruido y alterado por la expansión demográfica de esta localidad fundada en el año 2003.

Esto lleva a identificar los diferentes tipos de procesos geológicos que afectan o afectarían en el área poblada, relacionados a estos eventos (erosión, carcavamiento, inundación, inestabilidad de laderas y taludes).

Palabras Clave: Piedemonte, riesgo, procesos naturales

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo, se realizó a fin de caracterizar los procesos naturales que se producen principalmente por eventos pluviométricos que afectan a la localidad de La Punta, como la amenaza de caídas de rocas que podrían darse en la ladera y poner en riego a las urbanizaciones involucradas en los sectores de quiebre de la pendiente serrana.

La localidad de la Punta, se ubica en el piedemonte occidental de la sierra de San Luis, en su sector austral, distante a 15 km al Norte de la ciudad de San Luis (ver Fig. 1).

Esta localidad conformada por núcleos habitacionales construidos por el gobierno provincial, fue inaugurada en el año 2003 y que a la fecha cuenta con 15.000 habitantes aproximadamente. El crecimiento demográfico de esta población, ha alterado el desarrollo de los cauces naturales principalmente de orden secundarios, generando obstrucción y desvíos en su drenaje. Mientras que los cauces principales, se encuentran expuestos a constantes cambios por procesos de erosión retrocedente y profundización, al sufrir el encauzamiento de las avenidas de aguas.



Figura 1: Mapa ubicación de la localidad de la Punta y su relación geográfica, respecto al frente occidental de la sierra de San Luis (Imagen modificada de Google Earth)

Como antecedentes para considerar en esta problemática, se destacan las lluvias torrenciales acaecidas durante Abril de 2001, que afecto a gran parte de las localidades serranas de San Luis, inclusive al área de estudio previo a la implantación de la urbanización; o las crecidas en Febrero de 2015 de los ríos del Norte provincial sobre el mismo faldeo occidental de la sierra, generando procesos de remoción en masa en sus laderas, inundación y desborde de los ríos por crecidas, rotura de vías de comunicación y de viviendas.

Los antecedentes mencionados, representan un reflejo de lo que podría ocurrir en este zona, ante eventos pluviométricos de recurrencia al menos centenaria, que llevaría a la población a aumentar el grado de vulnerabilidad respecto a sectores inundables, erosión y carcavamiento de cauces y calles, así como la inestabilidad de laderas.

Además, se considera los procesos que se podrían generar por un movimiento sísmico en el sector, con la amenaza de caída de rocas desde sus laderas al área construida.

MÉTODOLOGÍA APLICADA

Desde el punto de vista metodológico, se procesaron e interpretaron las diferentes imágenes históricas del programa Google Earth, mediante el uso del programa Qgis, que permitió digitalizar las cuencas hidrográficas, los cauces principales y secundarios, el avance demográfico de la localidad y su relación con estos.

Para el análisis de las pendientes se realizó un perfil E-O, donde se calculó geométricamente su relación de alturas con la distancia horizontal en los sectores de ladera y piedemonte.

La caracterización del grado de fracturación de macizo rocoso de la ladera occidental, se utilizó la descripción cuantitativa de discontinuidades de ISRM (1977, 1981).

Se llevaron a cabo mediciones de los principales cauces que cruzan a La Punta y de las obras de artes (puentes, alcantarillas).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En primer lugar se analizó la pendiente de la zona de estudio, a partir del perfil topográfico A-A', donde se obtuvieron las cotas del sector cumbral de la sierra, el sector de quiebre de la pendiente serrana y el sector de piedemonte (ver Fig. 2, i). Los datos obtenidos en el perfil, determinan una pendiente de 12° para el sector ladera occidental y de 2° para el sector piedemonte, ambos en sentido Este - Oeste (Tabla I).



Figura 2: Perfil topográfico A-A´ del sector de estudio (Imagen modificada Google Earth)

Tabla I: Datos de longitudes y cotas de los sectores piedemonte y ladera, en el perfil topográfico A-A´ y su pendiente topográfica en cada sector

Longitud Perfil		Cota (msnm)			
A-A`	11,8 km	А		729	
A-i	7,3 km		A´	1883	
i-A´ 4,5 km			i	950	
Pendiente topográfica					
Sector Ladera				12°	
Sector Piedemonte				2°	

Se digitalizaron los cauces de las diferentes quebradas del faldeo de la sierra, cuyos drenajes atraviesan la localidad, y que podrían estar involucrados en un evento pluviométrico de recurrencia centenaria, siendo el más importante el cauce del arroyo Suyuque Viejo, situado en la culminación Norte de La Punta (ver Fig. 3). Este arroyo, presenta en cercanías de las unidades habitacionales, un ancho variable entre 6 y 8 metros, con un resalto de 0,50 a 0,70 m promedio (ver Fig. 3, a).

El sector crítico de posible inundación, se encuentra en la zona de cruce del cauce con la arteria principal (Av. La Serrana), donde las viviendas se encuentran construida sobre la llanura de inundación a menos de 40 m al Sur (ver Fig. 3, b). Este arroyo tiene un

desarrollo deltaico antes de la alcantarilla de la Av. Serrana (ver Fig. 3, c), donde la sedimentación y material orgánico, disminuyen el espacio de circulación de las aguas (coordenadas 33° 9' 45.66" Lat. S y 66° 19' 18.83" Long. O) (ver Fig. 3, d).



Figura 3: a) Cauce del A° Suyuque Viejo en el sector urbano; b) Área de separación del cauce con la urbanización), c) Desarrollo deltaico del arroyo, antes de encausarse en la alcantarilla; d) Alcantarilla del arroyo Suyuque Viejo por debajo de la Avenida Serrana

En terreno, se constató el accionar de los procesos que afectan los principales cauces, en el sector Central y Sur de la localidad. Se analizó si estos, eran afectados por procesos de erosión lateral y/o profundización de los mismos, a partir del encausamiento de las escorrentías por el avance demográfico. Ello permitió definir, que en la mayoría de los cauces, presentaban estos procesos erosivos, mientras que similares características ocurren en cada lluvia en las calles de tierra, con un impacto ambiental negativo en lo geológico y social (ver Fig. 4).

Estos procesos están relacionados a la disminución del área de cobertura de los drenajes naturales que atravesaban el lugar previo a la invasión antrópica urbana. Mientras que actualmente, los colectores de las avenidas de aguas en la localidad, están representados por los escasos cursos de drenaje esporádicos y las calles en dirección E-O.



Figura 4: **a**) Proceso de erosión retrocedente en cauce principal en el sector Central y Sur de la localidad; **b**) Procesos de carcavamiento en calles

Por último, se realizó la caracterización geomecánica del macizo serrano en el sector de su faldeo occidental, con el objeto de determinar las variaciones en la calidad geomecánica de los afloramientos, a partir del análisis estadístico del conjunto de fracturas de la deformación frágil, relacionados principalmente a sectores asociados al frente de levantamiento neotectónico de la sierra de San Luis (Costa, 1992; Sales y Costa 2010). El análisis consistió en aplicar el método sugerido para la descripción cuantitativa de las discontinuidades de la International Society for Rock Mechanics (1977, 1981). El sitio de análisis coincide con los taludes de precorte, en el camino que une la localidad de La Punta hasta el sector cumbral de la sierra, a la latitud 33º11'13" S. Se caracteriza por un alto grado de disgregación mecánica como resultado de la interacción de cuatro sistemas de fracturas, representadas por fallas inversas con rumbo predominante NNO-SSE y fallas extensionales NO-SE, que determinan la inestabilidad de los taludes del sector de estudio, mediante rotura principalmente planar y en forma subordinada en cuña de este macizo rocoso granítico (ver Fig. 5, a). El grado de fracturación determina una calidad de roca con índice RQD< 25%, generando la típica caída de bloques y derrubios a partir de lluvias o sismos, que podrían poner en riesgos a los pobladores que transitan esta ruta como las urbanizaciones situadas en el quiebre de la ladera (ver Fig. 5,b).



Figura 5: **a**) Desintegración por fracturación en el sector de quiebre de pendiente de la ladera occidental; **b**) Bloques rocosos provenientes del sector cumbral

CONCLUSIÓN

El avance demográfico de la localidad sobre antiguos cauces naturales, han provocado la alteración de la red de drenaje natural, que muchos de los casos han desaparecido por la nivelación del terreno para la construcción de las unidades habitacionales, y en otros, desviados. Esto pone en riesgo a la población sobre posibles zonas de inundación ante un evento pluviométrico de recurrencia al menos centenaria, generando procesos de erosión retrocedente, carcavamiento, e inundación de zonas construidas, dado el encauzamiento de las avenidas de aguas, en los pocos cauces principales existentes que atraviesan a esta localidad, como la intransitabilidad de sus arterias de comunicación, con el consecuente impacto socio ambiental en la localidad. Esto lleva a la necesidad de realizar por un lado, un nuevo diagrama de ordenamiento territorial, respetando las redes de drenaje natural, con la realización de obras de artes para la evacuación y conducción del agua.

Respecto a la amenaza sísmica, el elevado grado de disgregación mecánica del frente serrano, podría generar caída de rocas de tamaño variado, hacia las urbanizaciones cerca del quiebre de pendiente, principalmente sobre las que se sitúan sobre la margen Oeste del Cerro San Ignacio.

REFERENCIAS

- Costa, C., 1992. Neotectónica del sur de la sierra de San Luis. Tesis Doctoral Inédita. Universidad Nacional de San Luis, 390 p., San Luis.
- International Society for Rock Mechanics (ISRM), 1977. Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. Commision on Standardization of Laboratory and Field Tests, Document N° 4.
- International Society for Rock Mechanics (ISRM), 1981. Suggested methods for rock characterization, testing and monitoring. Ed. E.T. Brown. Pergamon Press.
- Sales, D. y Costa, C., 2010. Análisis geométrico de la fracturación del frente de levantamiento de la sierra de San Luis, Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 67 (4): 450 – 460.

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL SISTEMA VOLCÁNICO GUALLATIRI, REGIÓN DE ARICA Y PARINACOTA, NORTE DE CHILE

Sepúlveda J. P.^{*a*}, Inostroza M.^{*b*}, Aguilera F.^{*a*}

^aDepartamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, CHILE ^bPrograma de Doctorado en Ciencias mención Geología, Universidad Católica del Norte, CHILE

e-mail: jsb015@alumnos.ucn.cl

RESUMEN

El Volcán Guallatiri (18°25'S, 69°05'W; 6071 m s.n.m.) es un estratovolcán compuesto ubicado en la parte norte de la Zona Volcánica Central. Es uno de los volcanes más activos del norte de Chile, con actividad desde el Pleistoceno hasta la actualidad. Presenta dos campos fumarólicos con intensa actividad solfatárica y diversa actividad sísmica, además de un glaciar permanente en la cima del edificio volcánico. La historia eruptiva en tiempos históricos ha sido pobremente documentada y sólo han sido reconocidas algunas pequeñas erupciones de tipo freática. Este trabajo presenta el primer mapeo geológico detallado realizado en este volcán, y su respectiva evolución geológica. El Volcán Guallatiri ha sido construido en siete etapas evolutivas, se caracteriza por la emisión de productos andesíticos a dacíticos correspondientes a extensos flujos de lava tipo bloque, lavas – domo y domos tipo "torta" (Domo Tinto y Domo Sur). Los flujos de lava presentan morfologías aun preservadas tales como levees y ojivas, además de depósitos piroclásticos de caída, asociados al estadio final de la evolución del sistema volcánico, los cuales junto con depósitos glaciares cubren y erosionan a las unidades pre existentes del volcán. La construcción de mapas geológicos de volcanes activos es considerada de muy alta importancia para la generación de futuros mapas de peligros volcánicos. En el caso particular del volcán Guallatiri, los principales peligros detectados coresponden a lahares, flujos piroclásticos y caída de tefra.

Palabras Clave: Volcán Guallatiri, evolución geológica, peligros volcánicos

INTRODUCCIÓN

El sistema volcánico Guallatiri (18°25'S, 69°05'W; 6071 m s.n.m.) corresponde a un estratovolcán compuesto, se ubica en la Región de Arica y Parinacota, en el límite con Bolivia a 180 kms al este de Arica (ver figura 1). Pertenece a la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) y corresponde al centro más austral y joven de la cadena volcánica Nevados de Quimsachata (ver figura 2). Presenta rocas con composiciones variables desde traquiandesitas basálticas hasta dacitas con una afinidad calcoalcalina y alto contenido de K. Presenta un glaciar permanente en la cima del edifico volcánico y además es considerado uno de los volcanes más activos del Norte de Chile, con actividad desde el Pleistoceno hasta la actualidad.

La actividad normal del volcán Guallatiri se caracteriza por una persistente emisión de fumarolas con actividad solfatárica, la cual ocurre tanto en la cima como en el flanco S. Además, corresponde a uno de los volcanes de la zona norte con mayor actividad

sísmica (Pritchard et al, 2014). Los registros de actividad histórica han sido pobremente documentados, y han sido descritas fuertes emisiones de gases, tefra, material incandescente y pequeñas erupciones freáticas (Casertano,1963).

El objetivo del presente trabajo es determinar la evolución geológica del sistema volcánico Guallatiri, generar su respectivo mapa geológico, y caraterizar las características geológicas y geoquímicas de sus diversas unidades.



Figura 1. (a) Mapa de ubicación y acceso a la zona de estudio, ▲ : Volcán Gualltiri, imagen modificada mapa de Red Vial Región de Arica y Parinacota. (b) Imagen satelital del Sistema Volcánico Guallatiri.



Figura 2. Cadena montañosa de 50 kms de longitud con orientación NE-SW correspondiente a los Nevados de Quimsachata, foto vista desde el noroeste. Volcanes Humarata (H), Acotango (A), Capurata (C) y Guallatiri (G).

Geología del volcán Guallatiri

El sistema Volcánico Guallatiri se dispone sobre un basamento Cenozoico compuesto por rocas volcano – sedimentarias. La unidad más antigua corresponde a una sucesión volcánica y sedimentaria continental, suavemente plegada, perteneciente a la Formación Lupica (Oligoceno Superior - Mioceno Inferior), mientras que sobre esta se encuentra discordantemente la Formación Lauca (Plioceno - Pleistoceno). La parte superior de la Formación Lauca se intercala con flujos ignimbríticos color gris - rosado, ricos en pómez, pertenecientes a la Ignimbrita Lauca (Plioceno Superior). (García et al, 2004).

La evolución geológica del Volcán Guallatiri fue dividida por González – Ferrán (1995), García et al (2004) y Watts et al (2014) en dos unidades principales. Sin embargo, en el presente trabajo, y sobre la base de criterios morfoestructurales, estratigráficos y geoquímicos, la secuencia volcánica que constituye a este volcán se ha dividido en 7 etapas principales, las cuales son descritas a continuación:

Guallatiri I. La unidad Guallatiri I corresponde al primer estadio evolutivo del volcán Guallatiri. Está conformada por coladas de lava de composición traquiandesítica (~ 57% SiO₂) que afloran en el flanco oeste y suroeste del edificio volcánico, distribuidas entre los 4400 y 4900 m s.n.m. El centro de emisión de esta unidad no ha sido reconocido, sin embargo, la dirección del flujo de las coladas de lava permite inferir que se ubica en la posición que ocupa actualmente el edificio volcánico. Se dispone sobre el basamento Cenozoico y se encuentra cubierta por depósitos glaciares en el flanco oeste.

Los flujos de lava poseen una extensión de 6 km con potencias de hasta 70 m, se reconocen principalmente 2 coladas de lava de dirección NW-SE que cubren un área de $\sim 10 \text{ km}^2$. La morfología de los flujos de lava es de tipo bloque, los cuales son de color pardo rojizo, con bordes lisos e irregulares y de escala centimétrica a métrica con presencia de autobrechización y diaclasamiento columnar pobremente desarrollado. Las rocas de esta unidad se encuentran fuertemente erosionadas, con presencia de estrías glaciares en flujos del flanco oeste.

Las coladas de lava de esta unidad corresponden a andesitas color pardo rojizo con textura porfírica, hipocristalina e hipidiomótfica. Presentan fenocristales de plagioclasa tabular (38% en volumen) tamaño entre 0,5 y 3 mm con zonación, textura sieve y leve alteración a serecita, anfibol (6% en volumen) tamaño entre 0,5 y 1 mm con alteración a biotita. La masa fundamental (50% en volumen) es vítrea de color gris claro.

Guallatiri II. La unidad Guallatiri II está compuesta por coladas de lava de composición andesíticas y traquiandesíticas basálticas (54- 60 % SiO₂), se distribuyen en el flanco norte y sureste del edificio volcánico entre los 4400 y 5200 m s.n.m. El centro de emisión de esta unidad no ha sido reconocido, sin embargo, la dirección del flujo de las coladas de lava permite inferir que se ubica en la posición que ocupa actualmente el edificio volcánico. Se dispone sobre la unidad Guallatiri I (ver figura 3) y se encuentra cubierta y erosionada por depósitos glaciares.

Se reconocen al menos 7 coladas de lavas con una extensión de hasta 5 km, presenta una dirección de flujo NW- SE y SE-NW con una potencia máxima de 120 m y un área total de 22 km². Los flujos de lava presentan lomas suavizadas y fuertemente erosionadas, sin embargo, aún conservan estructuras lobuladas, levees y ojivas, además presentan depósitos morrénicos en el flanco noroeste del edificio volcánico. Las coladas de lava presentan morfologías tipo bloques, son color pardo rojizo con bordes lisos, irregulares y escarpados de escala centimétrica.

Las rocas de esta unidad corresponden a andesitas color pardo rojizas con textura hipocristalina, hipidiomórfica y glomeroporfídica. Presenta fenocristales tabulares de plagioclasa maclada (24% en volumen) tamaño entre 0,5 y 3 mm con zonación, textura sieve gruesa y texturas de desequilibrio; anfíboles subhedrales tamaño 0,5 a 1 mm (13% en volumen) con leve alteración a epidota, biotitas euhedrales oxidadas (6% en volumen) tamaño 1 mm, clinopiroxenos tamaño 0,5 mm (1% en volumen) y cristales de olivino (1% en volumen) tamaño 0,5 mm redondeados con textura de desequilibrio en

los bordes. La masa fundamental (55% en volumen) es vítrea con textura de flujo y microlitos de plagioclasa y anfíbol.

Dataciones realizadas por García et al, 2004 mediante método Ar/Ar en biotita y masa fundamental otorgan una edad de 130 ± 40 ka y 139 ± 6 ka respectivamente, por lo que la unidad Guallatiri II se asigna al Pleistoceno.



Figura 3. Unidad Guallatiri III subyaciendo a la unidad Guallatiri V y VI. Fotografía orientada hacia el sureste

Guallatiri III. Unidad caracterizada por una actividad efusiva de flujos de lava andesítica (~ 62% SiO₂) distribuidos en el flanco sur y oeste del edificio volcánico entre los 4500 y 5200 m s.n.m. Se dispone sobre la unidad Guallatiri II, subyace a lavas de la unidad Guallatiri V y se encuentra cubierta y erosionada por depósitos glaciares y piroclásticos de caída.

Los flujos de lava presentan morfologías alargadas con extensiones de hasta 5 km con una dirección de flujo NW-SE y N-S, se reconocen al menos 6 coladas de lava con potencias de 200 m y un área total de 15 km². Las coladas de lava poseen bordes escarpados, estructuras lobuladas con morfologías de flujo aún preservadas tales como levees y ojivas, diaclasamiento columnar levemente desarrollado, además, se presentan cubiertos por depósitos morrénicos laterales y frontales. Los flujos corresponden a lavas tipo bloque color gris rojizo de escala centimétrica a métrica, presentan bordes angulosos y lisos con estrías glaciares en flujos del flanco sur.

Las rocas que conforman esta unidad corresponden a andesitas de anfíbol y biotita color pardo grisáceo, presentan textura porfídica, hipocristalina, hipidiomórfica y traquítica. Posee fenocristales de plagioclasa euhedral tamaño variable de 0,5 a 5 mm (29% en volumen) con textura sieve fina, zonación y texturas de desequilibrio; anfíbol prismático (10% en volumen) tamaño de 0,5 a 1,5 mm y biotita euhedral tamaño 1mm (5% en volumen). La masa fundamental es vítrea con microlitos orientados de plagioclasa.

Guallatiri IV. La unidad Guallatiri IV está compuesta por flujos de lava de composición dacítica, corresponde a la unidad de mayor contenido de sílice del volcán $(63 - 65\% \text{ SiO}_2)$. Se distribuye en el flanco norte, este y sureste del edificio volcánico entre los 4900 y 5500 m s.n.m. El centro de emisión de esta unidad no ha sido

reconocido, sin embargo, la dirección del flujo de las coladas de lava permite inferir que se ubica en la posición que ocupa actualmente el edificio volcánico. Se dispone sobre la unidad Guallatiri II, subyace a la unidad Guallatiri V y se encuentra erosionada por depósitos glaciares.

Los flujos de lava poseen una extensión de hasta 4 km con una potencia de 300 m, se reconocen coladas de lava de dirección S-N y NW-SE que cubren un área de ~7 km². Los flujos de lava presentan estructuras de flujo bien preservadas tales como levees y ojivas, además de morrenas laterales que erosionan los flancos oeste de los flujos. La morfología de las coladas de lava es de tipo bloque, los cuales son de color pardo rojizo producto de la oxidación, presentan bordes lisos, irregulares y angulosos de escala centimétrica a métrica.

Las rocas de esta unidad corresponden a andesitas color gris rojizo con textura porfídica, hipocristalina e hipidiomórfica. Presenta fenocristales de plagioclasa subhedral tamaño 0,5 a 5 mm (27% en volumen) con zonación y textura sieve; oxibiotitas (8% en volumen) tamaño 0,5 a 1 mm, oxihorblendas tamaño 1 mm (6% en volumen), clinopiroxenos subhedrales con textura coronítica (1% en volumen) y cristales de olivino (1% en volumen) con bordes con textura de desequilibrio. La masa fundamental es vítrea color gris oscura.

Guallatiri V. Esta unidad corresponde a la responsable de la construcción de la parte superior del edificio volcánico, se caracteriza por una actividad efusiva de lavas tipo domo de composición traquiandesíticas y andesítica (~62% SiO₂). Se dispone sobre las unidades anteriores, subyace a la unidad Guallatiri VI y se encuentra cubierta por depósitos piroclásticos de caída en el flanco sur. Las lavas presentan formas sub circulares con morfologías lobuladas y potencias de hasta 300 m con una dirección de flujo concéntrica con respecto al punto de emisión

Las rocas de esta unidad corresponden a andesitas de anfíbol y biotita color gris oscuro con textura porfídica, hipocristalina e hipidiomórfica. Presentan fenocristales de plagioclasa tabular con tamaño variable entre 0,5 y 4 mm (26% en volumen), posee texturas de desequilibrio, sieve y zonación, leve alteración a serecita y oikocristales de apatito; anfíbol subhedral (12% en volumen) tamaño entre 0,5 y 2 mm y alteración a biotita, biotitas euhedrales (7% en volumen) y clinopiroxenos (1% en volumen) en una masa fundamental vítrea con microlitos de plagioclasa y anfíbol.



Figura 4. Flujos de lava de la unidad Guallatiri III y IV en el flanco sur del volcán. Fotografía orientada hacia el norte

Domo Tinto y Domo Sur. Unidad compuesta por dos domos andesíticos alineados en una dirección SW-NE (ver figura 5). El Domo Tinto (~61% SiO₂) corresponde al más meridional, mientras que el domo de la parte norte fue nombrado por Watts et. al, 2014 como "Domo Sur" (58 – 62% SiO₂). Se distribuyen en el flanco sur del edificio volcánico separados entre sí por una distancia aproximada de 1500 m, además, se encuentran cubiertos y erosionados por depósitos glaciares.

El Domo Tinto corresponde a una estructura de 1000 m de diámetro aproximado y 100 m de espesor, cubre un área de 0,6 km² con una relación de aspecto de 4,47, mientras que el Domo Sur tiene 750 m de diámetro y 120 m de espesor, cubre un área de 0,5 km² con una relación de aspecto de 3,43. De acuerdo con la clasificación de Blake (1990) corresponden a domos tipo "torta", presentan estructuras elongadas y redondeadas tipo hummocky con fracturas por enfriamiento sub – radiales e inclusiones máficas ovoidales.

Las lavas presentan textura porfídica, hipocristalina, hipidiomórfica y vesicular. Están compuestas por fenocristales de plagioclasa subhedral (~26% en volumen) tamaño variable entre 0,5 y 5 mm con textura sieve, zonación y bordes redondeados; presentan fenocristales euhedrales de anfíbol (~9% en volumen) tamaño 0,5 a 3 mm con alteración a opacita , biotitas euhedrales (4% en volumen) tamaño entre 2 a 4 mm con inclusiones de plagioclasa y clinopiroxenos (1% en volumen) subhedrales tamaño 2 mm. La masa fundamental es color pardo grisácea, vítrea y con microlitos de plagioclasa y, en menor medida, anfíbol.

Dataciones realizadas por Watts et al, 2002 en andesitas del Domo Tinto mediante método Ar/Ar en masa fundamental otorgan una edad de 5,1 \pm 3,0 ka, por lo que se le asigna una edad holocena.



Figura 5. Imagen satelital Domo Tinto y Domo Sur

Guallatiri VI. Corresponde al estadio final de la evolución del Volcán Guallatiri, caracterizado por la emisión de lavas – domo y depósitos piroclásticos. Las lavas se distribuyen sobre los 5700 m s.n.m. en la parte superior del edificio volcánico (ver figura 6a), se disponen sobre la unidad Guallatiri V y se encuentran cubiertas por un casquete glaciar permanente. Presentan formas sub – circulares con morfologías lobuladas y crestas poco pronunciadas, potencias aproximadas de 80 m, con alteración hidrotermal en el flanco norte y noreste del edifico volcánico.

Los depósitos piroclásticos están conformados por tobas de ceniza vítrea cristalina de composición dacítica (65% SiO₂), se distribuyen en el flanco sur del edificio volcánico sobre las unidades anteriores (ver figura 6b). Corresponde a depósitos no consolidados, masivos, color gris claro y oxidados con espesores variables de hasta 10 cm, presentan una dirección de emplazamiento NW-SE desde el cráter actual.

Los depósitos de caída no se encuentran consolidados y presentan una composición dacítica. Son masivas, clasto soportado, con fragmentos de pómez tamaño lapilli altamente vesiculados, con buena selección. Los fragmentos de pómez presentan cristales de plagioclasa, anfíbol y biotita.



Figura 6. (a) Lavas – domo correspondiente a la unidad Guallatiri VI, foto orientada hacia el sureste. (b) Depósitos piroclásticos de caída sobre la unidad Guallatiri III, foto orientada hacia el suroeste.

Depósitos glaciares

Depósitos glaciares distribuidos en el flanco norte y sur del edificio volcánico, se disponen en discordancia de erosión sobre todas las unidades excepto Guallatiri VI. Los depósitos, no consolidados, corresponden esencialmente a morrenas laterales y/o frontales y a extensos y delgados mantos de till. Presentan clastos andesíticos angulosos (bloques de hasta 4 m de diámetro) con mala selección inmersos en una matriz de arena y arcilla. Diversas estructuras glaciares han sido reconocidas tales como valles glaciares, mega – bloques, rocas aborregadas y estrías glaciares de longitud centimétrica (ver figura 7).





Figura 7. Depositos glaciares. (a) depósitos morrénicos en flujos de lava de la unidad Guallatiri IV, fotografía orientada hacia el norte. (b) estrías glaciares de longitud centimétrica y profundidad milimétrica. (c) roca aborregada, fotografía orientada hacia el sureste. (d) mega – bloque.

GEOQUÍMICA

Con el fin de establecer la caracterización geoquímica del volcán Guallatiri se realizaron, en el Laboratorio de Geoquímica de la Universidad Católica del Norte, 11 análisis de elementos mayores mediante florescencia de rayos X (FRX), además se utilizaron datos geoquímicos de rocas del Domo Tinto obtenidas por Watts et al, 2014.

En el diagrama TAS de total álcalis v/s sílice (Le Bas *et al.*, 1986), las rocas del volcán Guallatiri presentan una composición traquiandesítica basáltica, traquiandesítica, andesítica y dacítica (ver figura 8). Lavas de la unidad Guallatiri II corresponden a las rocas menos diferenciadas, mientras que las rocas de la unidad Guallatiri IV son las que presentan un mayor contenido de sílice.

De acuerdo con el diagrama de Peccerillo y Taylor, 1976 las muestras del volcán Guallatiri corresponden a una serie calcoalcalina con alto contenido de K (ver figura 9a), mientras que en el diagrama AFM de clasificación de Irvine y Baragar, 1971 (ver figura 9b) muestras analizadas corresponden a rocas con afinidad calcoalcalina.



Figura 8. Diagrama TAS de total álcalis v/s sílice de Le Bas *et al.*, 1986 para muestras del Volcán Guallatiri. •: Guallatiri I, \triangle : Guallatiri II, \blacksquare : Guallatiri III, \square : Guallatiri IV, \heartsuit : Guallatiri V, ∇ : Domo Sur, +: Domo Tinto, \diamondsuit : Depósito piroclástico Guallatiri VI.



Figura 9. (a) Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) para muestras del Volcán Guallatiri. (b) Diagrama AFM de Irvine y Baragar, 1971. ● : Guallatiri I, ▲ : Guallatiri II, ■ : Guallatiri III, □ : Guallatiri IV, ○ : Guallatiri V, ⊽: Domo Sur, + : Domo Tinto, ◊ : Depósito piroclástico Guallatiri VI.

CONCLUSIONES

El Volcán Guallatiri corresponde a un estratovolcán edificado sobre un basamento cenozoico compuesto por depósitos volcano – sedimentarios y flujos ingnimbríticos. Está compuesto escencialmente por andesitas ricas en anfíbol y biotita, con menor cantidad de clinopiroxeno y olivino. Presenta lavas con contenidos entre un 54,43 y 65,86% de SiO₂ y composiciones variables entre traquiandesitas basálticas y dacitas, con una afinidad calcoalcalina y alto contenido de K, los cuales son similares a otros volcanes de la Zona Volcánica Central.

Los centros eruptivos más septentrionales de la cadena Nevados de Quimsachata, Volcán Humarata y Capurata, presentan morfologías muy erosionadas por glaciares, los que exponen los núcleos de estos centros volcánicos, que se encuentran afectados fuertemente por alteración hidrotermal, en tanto, los centros más australes presentan morfologías primarias aún preservadas, con el Volcán Guallatiri activo con actividad fumarólica. La morfología de los centros volcánicos de la cadena completa y de sus respectivos productos permiten señalar que el foco principal de actividad volcánica ha ido migrando paulatinamente hacia el sur. Una migración hacia el sur del foco de actividad volcánica durante el Pleistoceno - Holoceno se observa también en la cadena Condoriri – Pomerape - Parinacota y en el Complejo volcanico Taapaca (García et al, 2004).

La construcción de mapas geológicos de volcanes activos resulta esencial para la generación de futuros mapas de peligros volcánicos, por lo que en el caso particular del volcán Guallatiri, los principales peligros detectados corresponden a lahares, flujos piroclásticos y caída de tefra, los cuales podrán afectar principalmente a la localidad de Guallatiri en el flanco SW y Ancuta en el W.



Mapa geológico Sistema Volcánico Guallatiri

Lupica	Ignim	britas y	areniscas	Formación	Lupica		Depósitos
piroclásticos u	unidad (Guallatiri	VI	Bofedales	1	Glacia	r 📃
Alteración hid	rotermal						

REFERENCIAS

- Blake, S. Viscoplastic models of lava domes. *In* Lava Flows and Domes: Emplacement Mechanisms and Hazard Implications. *IAVCEI Proceedings Volcanology*, No. Springer Verlag: 88-126. 1990.
- Casertano, L. General characteristics of active Anden Volcanoes and a summary of their activities during recent centuires. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol 53, No 6, 1415 1433, 1963.
- García G., M, Gardeweg P., Clavero R., J. y Hérail, G. Hoja Arica, Región de Tarapacá. Servicio Nacional Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 84, 152p., 2004
- González Ferrán, O. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar, 640 p., Santiago, 1995
- Irvine, T., N. and Baragar, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523 548. 1971
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A. and Zanettin, B. A chemical clasification of volcanic rocks based on Total Alcalis-Sílica Diagram. *Journal of Petrology*. Vol 27, pp 745 – 750. 1986
- Peccerillo, A., & Taylor, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to mineralogy and petrology, 58(1), 63-81. 1976.
- Pritchard, M.E., Henderson, S.T., Jay, J.A., Soler, V., Krzesni, D.A., Button, N.E., Welch, M.D., Semple, A.G., Glass, B., Sunagua, M., Minaya, E., Amigo, A., Clavero, J., Reconnaissance earthquake studies at nine volcanic areas of the central Andes with coincident satellite thermal and InSAR observations, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (2014).
- Watts, R. B., Clavero Ribes, J. and Sparks, R. S. j. The origin and emplacement of Domo Tinto, Guallatiri volcano, Northern Chile. *Andean Geology* 41 (3), 558 588 (2014).

PROCESAMIENTO DIGITAL DE IMÁGENES LANDSAT TM PARA EL ANÁLISIS DE NIEVE/HIELO EN LOS VOLCANES INCAHUASI Y SAN FRANCISCO – CATAMARCA, ARGENTINA

Serra M.^{*a,b*}, Herrera C. G.^{*a,b*}

^a Departamento de Formación Básica, FTyCA, UNCa, ARGENTINA ^b Instituto de Monitoreo y Control de la Degradacion Geoambiental (IMCoDeG), FTyCA, UNCa, ARGENTINA

e-mail:malvinaserra@gmail.com

RESUMEN

El presente trabajo se desarrolló en el ambiente glaciar y periglaciar de los volcanes Incahuasi y Nevado San Francisco de la provincia de Catamarca, Departamento Tinogasta, Argentina. El objetivo de la investigación fue analizar el comportamiento espectral del hielo y la nieve, a través del procesamiento digital de imágenes Landsat TM de los años 2005 y 2015. Se utilizaron imágenes de estos años de invierno y verano para realizar un análisis multitemporal, lo que permitió estudiar la evolución de los glaciares de alta montaña, con la ayuda del software libre SOPi. Los mejores resultados se dieron en las bandas del Visible, especialmente en la banda 2 donde presenta valores altos de reflectancia, y mediante distintas combinaciones de bandas en RGB. Los resultados obtenidos sirven de base para diferenciar los distintos espesores de hielo y las superficies de hielo/nieve de suelos permafrost o salares.

Palabras Clave: Imágenes satelitales, respuesta espectral, periglaciares, SOPi.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo se desarrolló en el ambiente glaciar y periglaciar de los volcanes Incahuasi y Nevado San Francisco de la provincia de Catamarca, Departamento Tinogasta, Argentina.

El objetivo del trabajo consistió en analizar el comportamiento espectral del hielo y la nieve a través del procesamiento digital de imágenes satelitales correspondientes a los años 2005 y 2015. La utilización de imágenes de estos años en los meses de invierno y verano permitió analizar la evolución multitemporal de los glaciares de la zona de estudio a través de la interpretación de las imágenes satelitales.

Son numerosos los trabajos que utilizan técnicas de teledetección satelital para el estudio de la evolución de masas de hielo y nieve de alta montaña. En ese sentido se pueden citar a (Puchue, et al., 2014), (Huayaney, et al., 2009), Ramirez et al. (2011) quienes analizan la dinámica de glaciares a través de la interpretación de imágenes satelitales utilizando diversas técnicas como combinaciones de bandas y los índices de diferencia normalizada de nieve (NDSI) o de agua (NDWI).

A través de operaciones estadísticas y numéricas aplicadas sobre los datos de las matrices que componen una imagen satelital se pueden obtener información que no es

percibida por el sentido de la vista y puede ser de utilidad para distintas ciencias que estudian el planeta Tierra, entre ellas la Geología.

Así, por ejemplo, (Alonso et. al. 1996) utilizan técnicas de teledetección para extraer de imágenes satelitales la información sobre la cubierta de nieve acumulada en las cabeceras de las cuencas de alta montaña, a través de operación de composición a color, distinguiendo la nieve de otra cubierta de la superficie terrestre y las nubes. Por otro lado, (Cartes, M. 2009) para la discriminación de la cobertura de nieve empleó el Índice de Diferenciación de Nieve Normalizado (NDSI), concluyendo que un umbral NDSI = 0.7, para cualquier época del año, representaba la mejor alternativa como elemento discriminatorio. Para la diferenciación entre la cobertura de hielo y de nieve, (Loarte, E. et Al. 2015) aplicó el realce de desviación estándar en 1 y 2 grados sobre una combinación 4-3-2, de tal manera que visualmente se pueda diferenciar estas coberturas. Complementariamente sobre la combinación de bandas 5-4-2 aplicó otros realces de ecualización y de mínimos y máximos.

Ubicación Geográfica

El presente trabajo se desarrolló en la cuenca alta del Rio Chashuil, donde las manifestaciones glaciarias son más conspicuas. Dicho valle se ubica en la región oeste de la provincia de Catamarca- Departamento Tinogasta- Argentina, a 600 km de la capital provincial, constituye el límite internacional entre Chile y Argentina, países que se vinculan por el paso de San Francisco transitable la mayor parte del año. Ver Fig. 1.



Figura 1: Foto de la zona de estudio (Google Earth)

Geomorfología

Asociación Geomorfológica de la Cordillera Frontal

Presenta un paisaje accidentado, definido por la presencia de relictos de estratovolcanes fuertemente erosionados, que coexisten con los edificios volcánicos más altos que conforman el techo del mundo. Las geoformas debidas a la acción glaciar más comunes son glaciares de escombros en las laderas de los volcanes con mayor acumulación de nieve.

Hidrología

En esta región se encuentran las nacientes de los afluentes principales del río Chaschuil o Guanchín, que a su vez es un afluente muy importante del río Abaucán, tales como los ríos Cazadero Grande, Las Lozas, San Francisco, Las Peladas. El aporte hídrico proviene principalmente del deshielo y son frecuentes surgencias naturales o vegas; el conjunto conforma el valle más representativo de esta región es el Valle de Chaschuil, situado por encima de los 3.000 m s.n.m.

Clima

La precipitación media anual presenta una marcada disminución hacia el oeste, en la Puna Cordillerana es menor a 150 mm y en las altas cumbres la precipitación es nival. Las temperaturas son rigurosas debido a la altura, en las zonas montañosas ubicadas al oeste, el invierno es muy frío, pueden descender a -30° C principalmente en la cordillera y Puna.

MATERIALES Y MÉTODOS

Para este estudio se utilizaron imágenes satelitales correspondientes a los años 2005 y 2015 de verano e invierno en ambos casos. Las imágenes 2005, que corresponden al satélite LANDSAT 7, están compuestas por 8 bandas espectrales que pueden ser combinadas de distintas formas para obtener variadas composiciones de color u opciones de procesamiento. Las imágenes del año 2015 corresponden al satélite LANDSAT 8 que está compuesto por 11 bandas. En la figura 2 se explicita la resolución espectral de cada una de las bandas de este tipo de imágenes, tanto para las de LANDSAT 7 y LANDSAT 8. Los valores, expresados en micrones, representan los límites de longitudes de onda a los que es sensible cada banda espectral. Ver Fig. 2

Para realizar el procesamiento digital de las imágenes obtenidas de la zona de estudio se utilizó el software libre SoPI 3.0. Con la ayuda de este software se realizó un apilado de bandas, composición de color, recorte del área alrededor de los volcanes Incahuasi y San Francisco, georeferenciación y algebra de bandas para obtener índices de diferenciación de nieve y hielo. Por último, con ayuda de la edición vectorial de SoPI, se realizó la delimitación de los conos de los volcanes Incahuasi y San Francisco para observar la evolución de los periglaciares desde el año 2005 al año 2015, a través de los índices de diferenciación de hielo y nieve y de la composición de color elegida.

LANDSAT 7			LANDSAT 8		
BANDA	ANCHO (µm)	RESOLUC (m)	BANDA	ANCHO (µm)	RESOLUC (m)
			Banda 1 - Aeros	0.43-0.45	30
Banda 1 - Azul	0.45-0.52	30	Banda 2 - Azul	0.45-0.51	30
Banda 2 - Verde	0.52-0.69	30	Banda 3 - Verde	0.53-0.59	30
Banda 3 - Rojo	0.63-0.69	30	Banda 4 - Rojo	0.64-0.67	30
Banda 4 - NIR	0.77-0.90	30	Banda 5 - NIR	0.85-0.88	30
Banda 5- SWIR1	1.55-1.75	30	Banda 6-SWIR1	1.57-1.65	30
Banda 7-SWIR2	2.09-2.35	30	Banda7-SWIR2	2.11-2.29	30
Banda 8-Pan	0.52-0.90	15	Banda 8-Pan	0.50-0.68	15
			Banda 9-Cirrus	1.36-1.38	30
Banda 6-TIR	10.40-12.50	30/60	Banda 10-TIRS1	10.60-11.19	100
			Banda 11-TIRS2	11.50-12.51	100

Figura 2: comparación de las bandas de LANDSAT 7 y 8.

Para obtener la composición de color adecuada para el tipo de cobertura que se deseaba caracterizar, se elaboraron en primer lugar las firmas espectrales correspondientes a nieves eternas, nieve de poco espesor, agua y roca que permitieron diferenciar las coberturas según su respuesta espectral. Ver Fig. 3.

La nieve tiene alta reflectancia en las zonas visibles del espectro disminuyendo hacia la zona infrarrojo medio. La nieve fresca tiene mayor reflectancia que la nieve firme, disminuyendo también su reflectancia hacia el infrarrojo medio.

Respecto al hielo de Glaciar tiene alta reflectancia en las bandas visibles del espectro electromagnético, especialmente en las bandas azul y verde, disminuyendo sensiblemente hacia el rojo. La suciedad en el hielo disminuye considerablemente su reflectancia. (Pandey et al, 2016).

El comportamiento para el agua y la roca es distinto, teniendo menor reflectancia que los anteriores y mostrando una marcada disminución en el infrarojo cercano, donde la reflectancia es mayor para hielo-nieve.

En el caso particular de la zona de estudio, para el año 2015, la firma espectral de mayor reflectancia corresponde a nieves eternas. En invierno, que es la época de precipitación nival, esta se acumula y permanece en la cima de los volcanes y cuando llega el verano se transforma en hielo ya que se compacta. La nieve restante, que es la que tiene menor reflectancia en la firma espectral, se derrite y fluye a menores cotas siendo el principal aporte de agua dulce para el rio Chaschuil.



Figura 3: Firma espectral de la imagen LANDSAT 8 de invierno del año 2015

Según el comportamiento observado en las firmas espectrales de las coberturas de interés, se realizó la composición de color, obteniéndose la mejor combinación para las imágenes 2005 con las bandas 542 y para las imágenes 2015 con las bandas 653, el resultado de ambas combinaciones es el mismo ya que el satélite LANDSAT 8 incorpora una banda de aerosoles, lo que modifica el lugar de cada banda. Esta combinación falso color es ideal para la delimitación de la nieve-hielo lo que permite diferenciar bien la cubierta de nieve-hielo del sustrato rocoso.

La utilización de índices NDSI (Índice de Nieve Diferencial Normalizado) permite diferenciar nieve de otras coberturas debido principalmente a la alta reflectancia de la nieve en la parte visible del espectro electromagnético y la baja reflectancia en la zona infrarrojo cercano o infrarrojo de onda corta, a diferencia de las nubes que mantienen alta reflectancia en la zona infrarroja del espectro, permitiendo este índice también la separación de nubes y nieve. (Hall et al., 2011).

Del análisis de la firma espectral del hielo al tener un descenso importante en la reflectancia en la banda roja de la zona visible del espectro, donde la nieve mantiene niveles elevados de reflectancia, se puede diferenciar con mayor claridad hielo y nieve utilizando el índice NDSII (Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado), (Keshri, 2009).

Por último, con ayuda de la herramienta de procesamiento de imágenes de SoPI "algebra de bandas", se aplicaron las fórmulas de los distintos índices (ver Fig 4) y se delimito el área del cono de los volcanes en estudio para observar la evolución del ambiente periglaciar.

Nombre del Índice	Formula	Descripción	
Índice de Nieve Diferencial Normalizado -NDSI-	$\frac{\text{verde} - \text{SWIR}}{\text{verde} + \text{SWIR}}$	Para mapear la diferenciación de nieve-hielo en áreas cubiertas de nieve.	
Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado -NDSII-	ncial rojo – SWIR Para mapear la diferenciación rojo + SWIR en áreas cubiertas de nie		
Índice Glaciar Diferencial Normalizado - NDGI-	verde – rojo verde + rojo	Para mapear zonas de diferenciación entre nieve y hielo y una mezcla de hielo y flujos de nieve.	
Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado -NDSII 2-	$\frac{\text{verde} - \text{NIR}}{\text{verde} + \text{NIR}}$	Para mapear diferentes zonas de hielo y nieve en distintas clases.	

Figura 4: Formulas e índices espectrales para el mapeo de coberturas de Nieve y Hielo mediante imágenes satelitales (Pellikka et al., 2009)

RESULTADOS Y DISCUSION

Los mejores resultados se dieron en las bandas del visible, especialmente en la banda 2, y en las bandas del infrarojo cercano, donde las coberturas de nieve y de hielo presentan valores altos de reflectancia.

Los resultados obtenidos sirven de base para diferenciar los distintos espesores de hielo y las superficies de hielo/nieve de suelos permafrost o salares.

El procesamiento de las imágenes ayudó a identificar y localizar geográficamente áreas cubiertas por glaciares, herramienta óptima en la determinación de su existencia en la región.

El mejor realce se observó en la combinación falso color 542 para las imágenes 2005 y para las imágenes 2015 con la combinación de bandas 653. El contraste de colores entre la nieve y la roca desnuda facilito su delimitación y permitió diferenciar la nieve de otras cubiertas similares. Ver Fig. 5



Figura 5: combinación de color 542 en imágenes LANDSAT 7, verano e invierno 2005. Permite diferenciar la cobertura glaciar en distintas épocas del año mostrando un gran contraste entre nieve-hielo y roca.

Las distintas tonalidades en el color de la nieve se relacionan con su espesor, cuanto más brillante el color mayor espesor de nieve. En la imagen de verano el color de la nieve es brillante porque solo se encuentran nieves eternas.

La obtención de Índices de Diferenciación de Nieve y Hielo constituye una herramienta importante ya que facilito la comprensión de la evolución glaciar que sufrió la zona desde el año 2005 al año 2015, permitiendo observar como la cubierta de hielo pierde espesor y superficie con el paso del tiempo.

Al comparar con el Índice NDSI las imágenes de invierno del año 2005 y 2015, se puede analizar el aumento de las temperaturas que afectaron al lugar. Esto se refleja al observar suelos congelados (polígono rojo) y nieves eternas como principales coberturas en la imagen de invierno de 2005 y nieve de bajo espesor como principal cobertura en la imagen de invierno de 2015, que además no presenta suelos congelados en la cima de los volcanes como sucede en la imagen 2005. Ver Fig. 6



Figura 6: aplicación del índice NDSI. a) En la imagen LANDSAT 7 del invierno de 2005, se observan suelos congelados en la cima de los volcanes (polígono rojo), nieve de gran espesor y en menor medida nieve de bajo espesor. b) En la imagen LANDSAT 8 del invierno de 2015, se observa en mayor medida nieve de bajo espesor y no se presenta suelos congelados.

Para corroborar este análisis visual se tomaron los valores ND de los puntos marcados en la fig. 6. Se obtuvieron valores de reflectancia entre 0,5 y 0,6 para los suelos congelados (rojo), valores alrededor de 0,7 para las nieves eternas (verde) y entre 0,2 y 0,4 para la nieve de bajo espesor (amarillo). En el caso de la cima de los volcanes en el año 2015, los valores de reflectancia fueron muy bajos (alrededor de 0,1), lo que indica que en este año los suelos no llegaron a congelarse pudiendo provocar un mayor derretimiento de nieve con el aumento de las temperaturas en verano.

Debido a la importancia de analizar la cobertura de nieve-hielo en la imagen de invierno de 2015, se aplicaron tres índices que permitieron diferenciar la nieve fresca de nieves eternas, superficies congeladas y los flujos de nieve. Solamente utilizando la composición de color, estas diferenciaciones no son posibles, ya que la cobertura se observa homogénea impidiendo realizar estas interpretaciones y obtener los valores de reflectancia que indican de forma precisa la dinámica glaciar. Ver Fig. 7



Figura 7: diferencia entre dos Índices Normalizados de Diferenciación de Nieve-Hielo para una imagen LANDSAT 8 de invierno de 2015. A) Índice NDSII, permite diferenciar la nieve de menor espesor. B) Índice NDSI, permite mapear la nieve y hielo. C) Índice NDGI, permite observar los flujos de nieve.

CONCLUSIONES

La aplicación del procesamiento digital de imágenes satelitales es una herramienta óptima para el estudio de superficies de hielo y nieve, permite su delimitación y clasificación, como así también, realizar un estudio de detalle de la evolución glaciar que se observa en la región.

Se considera a los glaciares presentes en los volcanes Incahuasi y Nevado de San Francisco, como la manifestación ultima de reserva de agua dulce, que potencia su importancia por pertenecer a una región de clima semiárido riguroso donde el recurso hídrico es escaso.

Por otro lado, se concluye que este trabajo permite sentar las bases para zonificar el riesgo de un GLOF (inundación por colapso de lago glacial), que sucede cuando las paredes frágiles de un valle de alta montaña colapsan debido a la acumulación del agua procedente del deshielo.

Los avances de esta investigación contribuyen con el inventario nacional de acuerdo a lo establecido en la Ley Nacional de Glaciares Nº 26.639.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo de investigación fue realizado en el marco de las Becas de Estímulo a las Vocaciones Científicas - CIN 2016/7, que se encuadran en el proyecto "Caracterización Geológica -Geomorfológica y Valoración de Riesgos Geoambientales en el Área Glaciar y Periglaciar del Valle de Chaschuil- Fiambalá- Catamarca", desarrollado en el Instituto de Monitoreo y Control de la Degradación Geoambiental -IMCoDeG.

REFERENCIAS

- Alonso, C., & Moreno, V. (1996). Análisis multitemporal de imágenes LANDSAT TM en la cartografía de las masas de hielo y nieve aplicada a la modelización hidrológica. *Revista de Teledetección*, 7, 35-47.
- Cartes, M. (2009). Tesis de posgrado: Pronóstico de Volúmenes de Deshielos Mediante Redes Neuronales Recurrentes e Imágenes Satelitales Modis. Universidad de Chile, Santiago de Chile.
- Hall, D. K., & Riggs, G. A. (2011). Normalized-difference snow index (NDSI). *In Encyclopedia* of snow, ice and glaciers (pp. 779-780). Springer Netherlands.
- Huayaney, M. E. A., & de la Cruz, J. F. M. Aplicacion de la Teledeteccion para el analisis multitemporal de la regresion glaciar en la Cordillera Blanca. *Investigaciones Sociales*, 13(22), 71-83.
- Keshri, A. K., Shukla, A., & Gupta, R. P. (2009). ASTER ratio indices for supraglacial terrain mapping. *International Journal of Remote Sensing*, 30(2), 519-524.
- Loarte, Edwin; Rabatelm Antoine; Gómez, Jesús. (2015). Determinación de la variación espacio-temporal de la altura de la línea de equilibrio de los glaciares de la Cordillera Blanca, Perú Estimation of spatio-temporal variation in the height of the equilibrium line of the glaciers in the Cordillera Blanca in Peru. Revista Peruana Geo-Atmosférica. RPGA. 19-30 2016
- Pandey, P., Ramanathan, A., & Venkataraman, G. (2016). Remote Sensing of Mountain Glaciers and Related Hazards. *In Environmental Applications of Remote Sensing*. InTech.
- Puchuc, J. T., & Acuña, J. R. (2014). Estimación del cambio de volumen del Glaciar Champará en la Cordillera Blanca de Ancash a partir de datos de Satélite en el Periodo 2000-2010. *Revista Científica Ingetecno*, 2(1).
- Pellikka, P., & Rees, W. G. (Eds.). (2009). Remote sensing of glaciers: techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers. CRC Press.
- Ramírez, A. Z., Espíritu, T. C., Rodríguez, C. P., & Astete, K. C. (2011). Dinámica y distribución espacial de los glaciares en la Cordillera Blanca–Huaraz, Perú.

APROVECHAMIENTO ENERGÉTICO DE GUANO CAPRINO EN EL SECANO LAVALLINO

Spano N. V.

Instituto de Energía, SDIT, Universidad Nacional de Cuyo, ARGENTINA

e-mail: <u>spano.natalia@gmail.com</u>

RESUMEN

La cría de ganado caprino en el secano de Lavalle representa una de las actividades económicas principales en la zona. El acceso a los servicios de luz, agua y gas es dispar, por lo que parte de los pobladores no tienen acceso a los mismos. El presente estudio tuvo por objetivo determinar el potencial de generación de biogás a partir de guano caprino y diseñar un biodigestor piloto de bajo costo aplicable en la zona; mediante la caracterización de la materia prima y la determinación del porcentaje de sólidos óptimo para la producción del gas. Para ello se determinó en laboratorio la humedad y cenizas de la muestra inicial para obtener el porcentaje de sólidos totales (ST), sólidos volátiles (SV). Se realizó su posterior digestión anaeróbica en jeringas de 60 mililitros de capacidad a escala laboratorio en un proceso discontinuo. Se mantuvieron las jeringas en estufa de cultivo a 37°C durante 50 días, hasta que se observó un estancamiento en la generación de biogás. Se ensayaron diferentes porcentajes de sólidos totales, 5%, 10%, 15% y sin el agregado de agua. Se observó mayor producción de gas en aquellas jeringas que contenían un 15%ST. Se comprobó que el porcentaje de metano en el gas producido fue superior al 45%, mediante su combustión. Se calculó el tamaño de biodigestor en función de los resultados obtenidos y considerando un tiempo de retención hidráulico (trh) de 35 días; se propone la construcción del mismo con tanques de agua de polipropileno y con bolsa silo. Se estima que 100 cabras (3.000 kg de estiércol fresco por mes) podrían generar alrededor de 258.998 litros de biogás, equivalente a 13 garrafas de 10kg de gas envasado.

Palabras Clave: biogás, guano, cabra, digestión anaerobia, Lavalle

INTRODUCCIÓN

El biogás es una mezcla de gases compuesta, en su mayor parte, por metano y dióxido de carbono en proporciones que varían según el residuo degradado y ciertas variables, como la temperatura y el pH, entre otras. Este gas es obtenido en el proceso de digestión anaeróbica que libera la energía química contenida en la materia orgánica en forma de biogás. Se pueden adaptar cocinas, calefones, estufas, pantallas, generadores etc., para que funcionen con este combustible (Maroto, Spano, & Indiveri, 2013).

La digestión anaeróbica del guano de ganado caprino genera biogás y reduce la contaminación de aire y agua producida por el estiércol animal. Por lo tanto, la digestión anaeróbica ha sido considerada una solución sustentable (K. & Chen, 2016).

La digestión anaeróbica es la fermentación de residuos orgánicos en ausencia de oxígeno. Para que exista, deben desarrollarse bacterias anaeróbicas, específicamente, bacterias metanogénicas. Estas bacterias pueden encontrarse en líquidos ruminales (contenido del estómago de vacas, ovejas, cabras, etc.), guano animal, lodos de

tratamiento de efluentes y otros biodigestores (Owen, Stuckey, Healey, Young, & McCarty, 1979).

En el secano lavallino existen gran cantidad de productores agropecuarios que se dedican mayoritariamente a la cría de ganado caprino. Estos disponen en abundancia de guano y, en las condiciones actuales, no resulta rentable su posterior venta en ciertas zonas. Además, gran parte de los puestos de la región no posee un completo acceso a servicios de gas, luz y agua. Es por ello, que el aprovechamiento del guano caprino como generador de energía resulta beneficioso en la economía y calidad de vida de los productores, mediante la instalación de biodigestores en cada puesto que se requiera para la generación de biogás y su posterior aprovechamiento como fuente de calor y/o energía eléctrica.

OBJETIVOS

- Caracterizar el guano caprino.
- Determinar el potencial de generación de biogás de guano caprino.
- Determinar el porcentaje de sólidos óptimo para la generación de biogás.
- Diseñar un biodigestor piloto aplicable en la zona analizada.

MATERIALES Y MÉTODOS

Recolección de materia prima

La muestra de guano caprino se obtuvo de la Granja "Raíces de mi campo", Guaymallén, Mendoza, proveniente de cabras Nurias. Se realizó la extracción del mismo con palas, en bolsas de plástico. Las cabras reciben alimento balanceado mezclado con maíz y fardo de pasto, no reciben antibióticos de manera regular, pero sí sal iodada para eliminar parásitos. El corral se observaba limpio, seco, sin elementos extraños y el guano estaba triturado por las pisadas de las cabras. Se definió utilizar este tipo de guano, ya que la raza, la alimentación y las condiciones de las cabras son similares a las que se pueden encontrar en el secano de Lavalle.



Fig. 1: Corral de cabras nurias.

Caracterización del guano de cabra: determinación de sólidos

A fin de conocer la relación entre la cantidad de biogás producido y el sustrato utilizado, se determinó los sólidos totales y humedad de los materiales. Para ello se empleó el método convencional "2540 Solids" extraído de "The Standard Method" (APHA, 2005). Se realizó el análisis en el Laboratorio de Análisis Instrumental, DETI I, Facultad de Ingeniería, UNCuyo con los materiales descriptos a continuación: 3 cristalizadores, balanza analítica digital de 4 decimales, desecador, estufa rampa, horno de mufla y elementos básicos de laboratorio.

El procedimiento se realizó por triplicado, de la siguiente manera:

- Se limpia e incinera una cápsula de evaporación a 550°C durante una hora en horno de mufla.
- Se coloca en la cápsula la muestra y se pesa.
- Se somete a secado en estufa rampa desde temperatura ambiente (25°C) a 105°C, hasta peso constante y se calculan Sólidos Totales.
- Para determinar Sólidos Volátiles se calcina en horno de mufla a 550°C, hasta peso constante. El proceso dura aproximadamente 5 horas. Es importante que no queden partes rojas (indicio de que aún hay oxidación). Es conveniente abrir frecuentemente la puerta del horno para obtener una entrada discreta de oxígeno.
- Se coloca el cristalizador en el desecador hasta alcanzar la temperatura ambiente y posteriormente pesa.

Entre cada una de las etapas se pesaron las muestras en balanza analítica digital de cuatro decimales.

Se calculó el porcentaje de sólidos volátiles y sólidos totales presentes en las tres muestras, ver Ec. (1) y (2), y se promediaron los valores obtenidos.

$$\% ST = \frac{m_{seca}}{m_{h\acute{u}meda}} x100 \tag{1}$$

$$\% SV = \frac{(m_{seca} - m_{cenizas})}{m_{seca}} x100$$
(2)

Llenado de jeringa

Se formuló la mezcla agregando al guano, agua hasta obtener 5%, 10% y 15% de ST en las respectivas muestras (G5, G10 y G15, respectivamente), y se preparó un ensayo testigo que contuvo guano sin agregado de agua con un 81,44% de ST (G0); todos los ensayos se realizaron por triplicado. Se utilizaron los siguientes materiales: 12 jeringas plásticas de 60ml de plástico, balanza analítica digital de 4 decimales y elementos básicos de laboratorio.



Fig. 2: Guano de cabra, dilución 10% ST.



Fig. 3: Guano de cabra, dilución 15% ST.

TABLA I					
LLENADO DE JERINGAS					
Jeringa	Guano (g)	Agua (g)	ST (%)		
G0-1	5	0	81.44		
G0-2	5	0	81.44		
G0-3	5	0	81.44		
G5-1	0,980	14,90	5		
G5-2	0,941	14,31	5		
G5-3	1,314	19,97	5		
G10-1	1,490	10,62	10		
G10-2	1,412	10,06	10		
G10-3	1,961	13,97	10		
G15-1	2,390	10,64	15		

Digestión anaeróbica

G15-2

G15-3

Se dispusieron las jeringas en estufa de cultivo a 37°C (K. & Chen, 2016), y se produjo la digestión anaeróbica del guano de cabra durante 50 días.

9,52

10,08

15

15

2,138

2,264

Un factor que define la producción de gas es la temperatura, la misma debe ser cercana a 37°C y mantenerse constante el mayor tiempo posible, de esta forma, se mejora el rendimiento del proceso.

Durante el período que duró el ensayo se realizó la medición diaria del volumen de las jeringas. Lo cual consistió en observar el desplazamiento del émbolo de la jeringa y registrar el valor correspondiente.

Se realizó el venteo de las jeringas cuando estas alcanzaron el límite máximo de medición. Mediante el venteo se desaloja cuidadosamente el gas contenido por la punta
de la jeringa e inmediatamente se cierran para mantener la hermeticidad. Las mediciones de volumen continuaron llevándose a cabo los días siguientes, considerando que el nuevo volumen observado luego de realizar el venteo debía sumarse al volumen previo.

Se finalizó el ensayo cuando se observa que la generación de biogás se incrementa menos del 1% diario.

Prueba de combustión

Se realizó la combustión del gas generado en las jeringas, a fin de evaluar la presencia de metano. Cuando el contenido de metano es superior al 45%, se genera llama.

El biogás generado en las jeringas de 10% y 15% de ST generó llama en las pruebas de combustión realizadas a partir del día 14.

Cálculo del potencial de biogás

- Obtención de ST de cada jeringa: Producto de los ST promedio presentes en las muestras iniciales y el peso de cada jeringa.

$$ST_i = \% ST_{muestra} \times P_i \left[g_{ST} \right] \tag{3}$$

- Obtención de SV de cada jeringa: Al porcentaje de %ST de cada muestra del paso anterior, se lo multiplica por el porcentaje de SV promedio obtenido en laboratorio.

$$SV_i = ST_i \times \% SV_{muestra} \left[g_{SV} \right] \tag{4}$$

 Volumen de biogás generado: Se obtiene el volumen de biogás generado mediante la diferencia entre el volumen acumulado final medido en la jeringa en el "Día 50" y el volumen del "Día 1".

$$V_{biogås} = V_{50} - V_1 \ [ml] \tag{5}$$

 Potencial de biogás: Se calcula el potencial de biogás a partir de guano de cabra como la relación entre el volumen de biogás generado y los SV presente en cada una de las jeringas.

$$Pot_{biogas} = \frac{v_{biogas}}{sv} \left[\frac{ml_{biogas}}{g_{sv}} \right]$$
(6)

- Potencial de metano: Se estima una presencia mínima del 45% de CH4 en el biogás obtenido, con ello se calcula el potencial de metano.

$$Pot_{CH_4} = Pot_{biogás} \times 0.45 \left[\frac{m_{CH_4}}{g_{SV}}\right]$$
(7)

Energía generada: Conociendo el Poder Calorífico Inferior del metano (9.300 kcal/m³), se calcula la energía aprovechable mediante la siguiente expresión:

$$E = Pot_{CH_4} \times \frac{PCl_{CH_4}}{1000} \left[\frac{Kcal}{kg_{SV}} \right]$$
(8)

Diseño del biodigestor

Para la obtención de biogás es necesario instalar un biodigestor diseñado en función de las necesidades de cada puesto. Se propone la construcción del mismo con tanques de agua de polipropileno (Maroto, Spano, & Indiveri, 2013), ver Fig. 4, y con bolsa silo.

Se toma como base de cálculo 100 cabras, con una potencia de generación de 65 litros de biogás por kilogramo de estiércol fresco (Huerga, Butti, & Venturelli, 2014), (Moreno, 2011), tomando un porcentaje de metano estimado del 60%.



Fig. 4: Esquema de biodigestor.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

TABLA II

CARACTERIZACIÓN DEL GUANO CAPRINO

%ST	81,44
%SV	74,40

TABLA III

BIOGÁS GENERADO (ML)

Día Rótulo	10	20	30	40	50
G0-1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
G0-2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
G0-3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
G5-1	26,44	44,22	54,89	56,44	57,00
G5-2	14,44	24,00	27,78	28,22	28,33
G5-3	25,00	32,33	38,33	39,89	40,33
G10-1	35,33	78,11	106,33	111,67	114,33
G10-2	30,00	43,67	52,11	55,67	58,33
G10-3	48,00	81,89	104,33	112,33	121,00
G15-1	52,00	103,44	161,89	185,89	205,67
G15-2	40,89	95,33	129,33	141,78	151,33
G15-3	56,22	129,78	193,33	211,56	231,33

Se representaron los datos obtenidos en un gráfico "Volumen de biogás (ml) – Tiempo (día)", a fin de observar la evolución de las jeringas durante los 50 días de ensayo. Se observa en la Fig. 5, el volumen acumulado para cada una de las distintas concentraciones evaluadas.



Fig. 5: Volumen de biogás (ml) vs Tiempo (día)

TABLA IV

POTENCIAL DE BIOGÁS EN FUNCIÓN DE CANTIDAD DE GUANO FRESCO DIGERIDO Y DE SÓLIDOS VOLÁTILES

Jeringa	Biogás generado (ml/gSV)		Biogás generado (1	ml/g guano fresco)	Potencial de biogás (kcal/kgSV)	
G0-1	0,00		0,00		0,00	
G0-2	0,00	0,00*	0,00	0,00*	0,00	0,00*
G0-3	0,00		0,00		0,00	
G5-1	95,95		58,14		368,73	
G5-2	49,68	65,43*	30,10	39,65*	0,00	122,91*
G5-3	50,67		30,70		0,00	
G10-1	126,62		76,72		557,23	
G10-2	68,19	98,88*	41,32	59,92*	0,00	185,74*
G10-3	101,84		61,71		0,00	
G15-1	142,02		86,06		802,89	
G15-2	116,79	142,47*	70,77	86,33*	0,00	267,63*
G15-3	168,61		102,17		0,00	

*Valores promedio

TABLA V

ANÁLISIS DE COSTOS Y GENERACIÓN DE BIOGÁS VS GARRAFAS

Cabras (cabezas)	100
Guano (kg/mes)	3.000
Biogás (m ³ /mes)	195
Energía producida (kcal/mes)	1.088.100
Garrafas de 10kg (u. /mes)	9
Costo de la garrafa (\$)	200
Ahorro (\$/mes)	1.800

	Bolsa silo	Tanque de polipropileno
Costo del equipo (\$)	29.250	51.250
Volumen disponible (1)	5.000	2.750
Cantidad de cabras (cabezas)	53	13
Guano (kg/mes)	1.589	394
Agua necesaria (l/d)	92	58,5
Garrafas de 10kg (u. /mes)	5	1,69
Costo de la garrafa (\$)	200	200
Ahorro (\$/mes)	1.029	339
Amortización (años)	2,4	4,1

TABLA VI Costo y rendimiento de equipos propuestos

CONCLUSIONES

El guano de cabra obtenido de un corral de cabras nurias arrojó un porcentaje de sólidos totales muy superior al valor de bibliografía consultada. Se estima que dicha diferencia se debe a que el guano en el corral se retira una vez cada dos años aproximadamente, por lo que el guano fresco se mezcla con el seco.

Acorde a los resultados obtenidos en el ensayo, se observó que a los 50 días se alcanzó una producción máxima de biogás, con un incremento diario en los últimos 5 días menor al 1%.

La producción de biogás se ve afectada por el porcentaje de ST en la muestra, evidenciando que la concentración de 15% de ST supera en un 44% a la concentración de 10% de ST y en un 117% a la concentración de 5% de ST. Estos resultados son alentadores en zonas dónde el acceso al agua es restringido, como es el caso del Departamento de Lavalle.

El tamaño de biodigestor en función de los resultados obtenidos se calcula en función de un tiempo de retención hidráulico (trh) de 35 días ya que se lo considera un valor de compromiso entre generación de biogás y costo de inversión. A los 35 días se alcanza un 85% de la generación máxima de biogás.

Se estima que 100 cabras (3.000 kg de estiércol fresco por mes) podrían generar alrededor de 220.148 litros de biogás equivalente a 11 garrafas de 10kg de gas envasado.

AGRADECIMIENTOS

A la Dra. Adalgisa Scotti (ICES-UNCUYO), al Ing. Nicolás Martín y al Laboratorio de Análisis Químicos, (DETI I-UNCUYO).

REFERENCIAS

APHA. Standard Methods for the examination of water and wastewaters, 2005.

- Huerga, I. R., M. Butti, y L. Venturelli. «Biodigestores de escala pequeña.» *EEA* Oliveros Instituto de Ingeniería Rural. INTA., 2014.
- K., Kafle G., y L. Chen. «Comparison on batch anaerobic digestion of five different livestock.» *Waste Managment*, 2016: 492-502.
- Maroto, C., N Spano, y M Indiveri. «Biodigestor. Manual para la construcción.» Mendoza, 2013.

Moreno, Prof. María Teresa Varnero. «Manual de Biogás.» FAO, 2011.

Owen, W.F., D.C. Stuckey, J.B Healey, L.Y. Young, y P.L. McCarty. «Bioassay for monitoring biochemical methane potential and anaerobic toxicity.» *Water Research*, 1979: 485-492.

ANÁLISIS DE RENDIMIENTO PARA UN MÉTODO DE REDUCCIÓN DE INCERTIDUMBRE APLICADO A INCENDIOS FORESTALES

Tardivo M. L.^{*a,b,c*}, Caymes-Scutari P.^{*a,b*}, Bianchini G.^{*a*}, Méndez-Garabetti M.^{*a,b*} y Printista M.^{*d*}

^aLaboratorio de Investigación en Cómputo Paralelo Distribuido (LICPaD), UTN-FRM, Mendoza, ARG. ^bConsejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) ^cDepartamento de Computación, UNRC, Río Cuarto, Córdoba, ARGENTINA ^dDepartamento de Informática, UNSL, San Luis, ARGENTINA

e-mail:lauratardivo@dc.exa.unrc.edu.ar

RESUMEN

Si bien el fuego representa un eslabón importante en el mantenimiento de la biodiversidad en algunos ecosistemas, los incendios forestales fuera de control pueden convertirse en una gran amenaza para la población y el ambiente. La simulación de este tipo de fenómenos puede ser de gran utilidad para determinar zonas de evacuación, o para definir políticas de prevención y detección de incendios. Sin embargo, es una tarea compleja desde el punto de vista computacional. La dificultad radica tanto en la complejidad de simular el fenómeno físico, así como también en la imposibilidad de determinar con exactitud todos los factores que influyen en el desarrollo del incendio, como la velocidad y dirección del viento, el tipo de vegetación, la humedad del terreno, etc. En este contexto, el método ESSIM-DE(r) (Evolutionary Statistical System with Island Model and Differential Evolution with population Reinitialization) se enfoca en la reducción de la incertidumbre que impacta negativamente en la calidad de los resultados arrojados por la simulación clásica, permitiendo mejorar considerablemente las predicciones mediante el uso de Estadística y Computación Evolutiva Paralela. En general, el costo computacional que requiere realizar la simulación es proporcional a la dimensión del incendio considerado. Por lo tanto, resulta fundamental contar con estrategias que permitan acelerar el proceso de simulación y así obtener predicciones a corto plazo. Para ello, ESSIM-DE(r) posee un modelo de evaluación en paralelo con múltiples islas. ESSIM-DE(r) ha demostrado reducir los tiempos de cómputo respecto de los métodos que lo antecedieron. No obstante, en tales estudios comparativos se consideró una configuración fija del entorno de ejecución. Por lo tanto, el objetivo de este trabajo es analizar la relación existente entre el tiempo de simulación respecto de la cantidad de recursos computacionales utilizados, a través de un estudio de rendimiento que permita determinar cuál es la capacidad que posee ESSIM-DE(r) per se para alcanzar mejor desempeño.

Palabras Clave: Incendios Forestales, Predicción, Rendimiento, Cómputo Paralelo/Distribuido

INTRODUCCIÓN

A lo largo del desarrollo de la humanidad, el fuego ha desempeñado un papel fundamental para la conservación de los ecosistemas. Dentro de los beneficios que aporta podemos mencionar la reducción de cargas de combustible presentes en el terreno, la eliminación de cortezas, la preparación de camas de siembra, el aumento de la producción de plantas forrajeras, la mejora de hábitats de vida silvestre, los cambios de procesos hidrológicos y mejora estética de los ambientes (DeBano et al, 1998). En numerosos países se lo utiliza como práctica agropecuaria para preparar la tierra para la siembra o incluso para el desmalezado de terrenos o parcelas. Sin embargo, el fuego no controlado puede convertirse en una catástrofe. A principios del mes de octubre del corriente año se registró un incendio en la Localidad de General Alvear, Mendoza, que afectó a unas 2500 hectáreas de monte nativo en Cochicó, localidad ubicada al sur del Departamento. Los brigadistas pudieron constatar que el fuego fue provocado por negligencia o mal manejo del fuego en la quema de malezas.¹.

En este sentido, resulta de gran utilidad contar con herramientas que permitan pronosticar el desarrollo de un incendio forestal, permitiendo determinar posibles zonas afectadas por el fuego y, de esta manera, tomar decisiones para contrarrestar los efectos nocivos que puedan provocar. Sin embargo, la predicción de un fenómeno natural como los incendios forestales resulta una tarea bastante compleja. Por un lado, existe una complejidad inherente al fenómeno físico que se quiere simular, es decir, el comportamiento de un fenómeno continuo y natural debe ser simulado en un entorno discreto y computacional. Por otro lado, el desarrollo de un incendio está condicionado por un gran número de variables cuyos valores suelen ser desconocidos o difíciles de cuantificar. Esta falta de precisión sobre el valor de las variables se denomina incertidumbre, e impacta negativamente sobre la predicción de fenómenos como los incendios forestales. En los últimos años se han desarrollado, estudiado y mejorado una serie de métodos que se enfocan en reducir este impacto negativo que provoca la incertidumbre. Tal es el caso del método Evolutionary Statistical System with Island Model and Differential Evolution with population Reinitialization, ESSIM-DE(r), el cual utiliza Estadística para obtener el patrón de comportamiento de la línea de fuego, el algoritmo evolutivo denominado Evolución Diferencial con reinicio de poblaciones, para orientar la búsqueda hacia mejores soluciones, y Computación de Alto Desempeño bajo un modelo de islas, para obtener mejores predicciones y para acelerar los tiempos de respuesta.

El método ESSIM-DE(r) ha sido comparado respecto de su predecesor ESSIM-DE (Tardivo et al, 2017), y ha logrado mejoras significativas en la calidad de las predicciones. Sin embargo, en tales estudios comparativos solo se consideró una configuración fija del entorno de ejecución paralelo. El objetivo de este trabajo es identificar la relación que existe entre la cantidad de recursos de cómputo utilizados y el tiempo que requiere completar cada simulación. Para ello, se propone realizar un estudio de rendimiento a través de la experimentación con cantidad variable de unidades de cómputo, de manera tal de cuantificar con métricas de calidad la capacidad de ESSIM-DE(r) de lograr mejor desempeño de acuerdo a las unidades de cómputo que se utilicen. El trabajo se organiza de la siguiente forma. Primero, se describen algunos de los métodos que permiten obtener predicciones de incendios forestales. Luego, se

¹ Fuente: Servicio Nacional de Manejo del Fuego (SNMF). http://ambiente.gob.ar/wpcontent/uploads/Reporte-diario-de-incendios.pdf, http://www.elfederal.com.ar/incendios-en-el-surde-mendoza. Accedidos el 9 de Octubre de 2017.

describe el método ESSIM-DE(r), incluyendo cada uno de sus componentes y el diseño computacional. Seguido, se describe el desarrollo experimental, detallando los casos de quemas controladas que se utilizan en este trabajo, para luego dar paso a la discusión de los resultados obtenidos. Finalmente, se expresan las conclusiones y trabajos futuros.

MÉTODOS DE PREDICCIÓN

Para realizar la predicción de un fenómeno como los incendios forestales se suelen utilizar diferentes métodos de predicción. El recuadro izquierdo de la Fig. 1 representa el proceso de predicción clásica. Como se puede observar, para realizar la predicción de la línea de fuego (LFP) del siguiente instante de tiempo t_{n+1} el simulador de incendios SI debe ser alimentado por el estado del incendio en un instante de tiempo inicial t_n (*LFR_n*), y la información que describe el entorno de desarrollo del incendio, tal como el tipo de vegetación predominante, las condiciones del viento (dirección, velocidad), la humedad del terreno, etc. Estos últimos son denominados los parámetros de entrada del modelo y representan un escenario de quema. La línea de fuego real está representada, generalmente, por un mapa que describe el área del terreno quemado hasta ese instante de tiempo. Cada escenario incluye una combinación de valores para los parámetros de entrada, y por lo tanto, representa una posible solución al problema de predecir el comportamiento del incendio. Existen diferentes herramientas que utilizan predicción clásica (Andrews P. L. et al, 2003; López A. M. G. et al, 2002). Sin embargo, los resultados suelen diferir bastante con la realidad, puesto que la predicción se basa en una única combinación de los parámetros de entrada. En los métodos de predicción de dos etapas, o métodos conducidos por datos, la evolución del fuego es observada durante un cierto intervalo de tiempo. Posteriormente se realiza una etapa de optimización de los parámetros o escenarios, con el objetivo de determinar cuáles son los valores que mejor reproducen el comportamiento del incendio. Los valores obtenidos en la etapa de optimización son utilizados para determinar la evolución futura del incendio. De esta forma, se definen dos etapas: la etapa de optimización y la etapa de predicción. El recuadro derecho de la Fig. 1 describe esta clase de métodos.



Figura 1: Predicción clásica y predicción en dos etapas. **SI**: Simulador de Incendios. **LFRx**: Línea de fuego real del instante x. **LFPx**: Línea de fuego predicha para el instante x. **EO**: Etapa de Optimización

Para determinar la similaridad entre la propagación real del incendio y la predicción de la propagación obtenida con la simulación de cada escenario, se hace necesario definir una función de **aptitud**. En este trabajo, la función de aptitud se basa en el índice Jaccard (Real, R. y Vargas, J. M.,1996) y se describe en la Ec. (1), en donde A representa el conjunto de celdas en el mapa real sin el subconjunto de celdas quemadas antes de iniciar el proceso predictivo, y B representa el conjunto de celdas en el mapa predicho sin el subconjunto de celdas quemadas antes de iniciar la predicción. Por lo tanto, el valor de aptitud estará comprendido en el rango [0,1], un valor igual a 1 representa una predicción perfecta, y un valor igual a cero indica el máximo error.

$$aptitud = \frac{(A \cap B)}{(A \cup B)}$$
(1)

Como puede observarse de esta metodología, la etapa de optimización identifica el escenario que mejor reproduce la evolución del fuego, y utiliza este conjunto de valores para la etapa de predicción. Por lo tanto, la predicción sigue utilizando una única combinación de parámetros de entrada, y es el resultado de una única simulación.

Este trabajo se enfoca en los Métodos Conducidos por Datos con Múltiples **Soluciones Solapadas** (Data Driven Methods with Multiple Overlapped Solutions, DDM-MOS) (Bianchini et al, 2010), los cuales consideran una gran cantidad de posibles escenarios. La principal premisa de esta clase de estrategias es que no es suficiente basarse en un único conjunto de parámetros de entrada, debido al alto grado de incertidumbre y a la variación constante de sus valores durante el transcurso del incendio. En cambio, para generar una predicción los DDM-MOS utilizan una combinación estadística de múltiples escenarios con el objetivo de estimar de manera más precisa la propagación del fuego. Posteriormente, se realiza una búsqueda del patrón del comportamiento del fuego, en base a la observación del incendio por cierto intervalo previo de tiempo. En este proceso se considera un principio de proximidad temporal y espacial, en el cual se asume que la propagación reciente del incendio será similar durante un cierto intervalo de tiempo y espacio. De este enfoque es posible observar que, para lograr un resultado de predicción confiable, se debe tener en cuenta un número considerablemente importante de escenarios. Sin embargo, el costo computacional es elevado, puesto que cada uno de los escenarios debe ser simulado. Cada escenario representa una posible solución independiente, por lo tanto, es factible diseñar un entorno de ejecución paralelo/distribuido y de esta manera acelerar el proceso de predicción.

Entre los DDM-MOS podemos encontrar a los métodos S^2F^2M (Bianchini et al, 2010), ESS (Bianchini et al, 2015), ESSIM-EA (Méndez Garabetti et al, 2016), ESSIM-DE (Tardivo et al, 2016) y ESSIM-DE(r) (Tardivo et al, 2017). S^2F^2M se basa en Análisis Estadístico, y considera todos los posibles escenarios de quema, es decir, todas las combinaciones de valores para las variables, cada uno de escenarios es evaluado en paralelo. Por su parte, ESS utiliza Estadística y, a diferencia de S^2F^2M , considera un subconjunto del espacio de búsqueda total, denominado población, y utiliza Algoritmos Evolutivos Paralelos como optimizador para perfeccionar estos escenarios. Los métodos ESSIM-EA, ESSIM-DE y ESSIM-DE(r) se valen de Análisis Estadístico y evaluación en paralelo mediante una doble jerarquía de procesos implementada bajo el Modelo de Islas con esquema de migración. Cada isla administra un conjunto de escenarios diferente, por lo cual se explora un espacio de búsqueda más amplio respecto de ESS, y los escenarios de cada isla son simulados en paralelo. Las islas se comunican entre sí, promoviendo el intercambio de individuos (escenarios) de las diferentes poblaciones. ESSIM-EA utiliza como método de optimización a los Algoritmos Evolutivos e incluye un proceso de migración que involucra los mejores escenarios de cada población. Por su parte, ESSIM-DE utiliza el algoritmo Evolución Diferencial como optimizador, mientras que el proceso de migración, a diferencia de ESSIM-EA, involucra un grupo de individuos de la población integrados por el mejor individuo de la población y el resto elegidos aleatoriamente. ESSIM-DE(r) opera con el optimizador Evolución Diferencial, pero además incluye un operador de diversificación poblacional que reinicia la población al inicio de cada paso de predicción. Este operador permite incorporar un espacio de búsqueda nuevo e independiente de los anteriores, mejorando la calidad de los resultados obtenidos y evitando el estancamiento en óptimos locales. A continuación se describe el método ESSIM-DE(r) incluyendo todos sus componentes con especial interés en su diseño computacional paralelo, de modo tal de identificar aquellos componentes que se asignan a unidades de cómputo diferentes.

SISTEMA ESTADÍSTICO EVOLUTIVO CON MODELO DE ISLAS Y EVOLUCIÓN DIFERENCIAL CON REINICIALIZACIÓN DE POBLACIONES

El Sistema Estadístico Evolutivo con Modelo de Islas y Evolución Diferencial con Reinicialización de poblaciones (*Evolutionary Statistical System with Island Model and Differential Evolution with population Reinitialization, ESSIM-DE(r)*) es un método de reducción de incertidumbre que utiliza **Análisis Estadístico**, para determinar la tendencia de la línea de fuego, el método de optimización **Evolución Diferencial con reinicio de la población** en cada paso de simulación, para orientar la búsqueda hacia mejores soluciones y **Computación de Alto Desempeño**, para acelerar el proceso de predicción. Además, ESSIM-DE(r) explora un amplio espacio de soluciones, al considerar múltiples poblaciones bajo un tratamiento de datos distribuido, denominado *modelo de islas*. ESSIM-DE(r) posee un operador de diversificación poblacional, que permite evitar el estancamiento en el proceso de optimización y, por lo tanto, obtener mejor calidad de predicciones.

Modo de operación y diseño computacional de ESSIM-DE(r)

Como se ha mencionado, ESSIM-DE(r) considera múltiples poblaciones, o conjuntos de escenarios posibles, también denominados individuos o posibles soluciones. Cada población está asociada a una isla, la cual es administrada por un proceso principal denominado *Master*. Este diseño permite considerar una mayor proporción del espacio total de escenarios posibles, puesto que en cada isla se considera una población diferente. ESSIM-DE(r) implementa la evaluación en paralelo a través de una doble jerarquía de procesos, por lo tanto, explora una mayor porción del espacio total de búsqueda. La Fig. 2 representa el esquema computacional de ESSIM-DE(r). Como se

puede observar, se dispone de un proceso denominado Monitor, que es el encargado de enviar información de inicialización a cada isla, recolectar los datos procesados en la etapa final de la simulación y determinar los valores de salida, identificando cuál es la isla que ha obtenido mejor desempeño. Se puede observar que el componente Monitor está relacionado con cada componente isla a través flechas que representan la comunicación entre estos componentes. Por su parte, el proceso Master de cada isla está encargado de generar la población inicial y aplicar los operadores evolutivos para optimizar los escenarios. Como cada escenario puede ser simulado de manera independiente, la etapa de optimización de los escenarios puede realizarse en paralelo. Por lo tanto, el Master distribuye cada escenario entre ciertos procesos workers en la etapa EO_M , quienes realizan la simulación, evalúan el desempeño de cada uno aplicando la función de aptitud y retornan al *Master* la evaluación obtenida (etapa EO_W). En la Fig. 2, la comunicación entre el Master y los workers está representada por flechas de doble dirección que unen las etapas EO_M y EO_W . Para que cada worker realice la simulación, SI debe ser alimentada con la línea de fuego real del incendio en el instante de tiempo ti-1 (LFRi-1) junto con un escenario (esc.). El resultado de cada simulación es introducido en la etapa DE_w para comparar el mapa simulado con el mapa real para el instante de tiempo t_i (LFR_i). Aquí, según la diferencia entre el mapa simulado y el mapa real, se calcula el valor de aptitud para cada escenario. El Master también se encarga de efectuar la migración hacia otra isla. En la etapa de migración se selecciona un conjunto de escenarios de la población actual para ser enviado a otra isla. Los escenarios o individuos que arriban reemplazan a los peores de la población destino.

En la etapa de optimización, ESSIM-DE(r) utiliza el algoritmo Evolución Diferencial (Differential Evolution, DE), el cual ha sido utilizado con éxito en diferentes problemas de optimización (Price et al, 2005). DE comienza generando una población inicial de individuos con valores aleatorios dentro de los rangos del problema. Cada individuo está representado por un vector de números reales y codifica una posible solución del problema. Los individuos evolucionan a través de las generaciones (o iteraciones) por medio de los operadores de mutación, cruzamiento y selección. El objetivo del operador de mutación y cruzamiento es generar nuevos individuos a partir de individuos existentes, utilizando diferencias de vectores para orientar la búsqueda hacia soluciones de mejor calidad. Luego, la etapa de selección determinará si los nuevos individuos generados son mejores que el individuo corriente. La evolución finaliza cuando se alcanza cierto criterio de finalización. En ESSIM-DE(r) la condición de fin de ciclo evolutivo en cada paso de simulación es alcanzar un valor máximo de generaciones. Es importante destacar que ESSIM-DE(r) posee un operador de diversificación poblacional, el cual genera una nueva población de escenarios al inicio de cada paso de predicción, lo que permite evitar el estancamiento en el proceso de optimización y, por lo tanto, obtener mejor calidad de predicciones. Con este esquema de reinicialización, se comienza en cada paso de predicción con una población diferente e independiente del paso anterior, lo que permite realizar una optimización de acuerdo al instante de tiempo que se esté considerando.

Una vez que la población completa las diferentes generaciones evolutivas, es introducida en la Etapa Estadística (EE). En esta etapa se construye una matriz de

probabilidades, cuyas celdas indican la **probabilidad de ignición**, es decir, la probabilidad de que dicha celda sea alcanzada por el fuego respecto de todos los posibles escenarios. Dicha probabilidad se calcula utilizando la expresión de la Ec. (2), donde *n* es el número total de escenarios y n_c es el número de escenarios en el cual la celda *c* fue alcanzada por el fuego.

$$P_{ign}(c) = \frac{n_c}{n} \tag{2}$$

Para comprender mejor este proceso, consideremos la Fig. 3. En este ejemplo se cuenta con cuatro escenarios diferentes (n=4). Cada escenario es introducido al simulador de incendios y se obtiene un mapa de quema. Todos ellos son combinados en una matriz que incluye la probabilidad de ignición para cada celda y, por lo tanto, considera la contribución de cada escenario respecto del número total de escenarios. A partir del análisis de la matriz de probabilidades es posible identificar cuál es la tendencia de la línea de fuego en una etapa de calibración (EC_M) . Esto se puede lograr seleccionando el conjunto de celdas con una probabilidad menor o igual a cierto valor. Para ello, se define un mapa de probabilidad P_K como conjunto de celdas cuyo valor P_{ign} es mayor o igual que K. En la Fig. 3 se pueden observar los diferentes mapas de probabilidad P_K obtenidos para el ejemplo. El siguiente paso consiste en comparar el mapa real con cada mapa de probabilidades P_K . El objetivo es encontrar un valor particular de P_{ign} , cuyo mapa de probabilidad asociado sea el que mejor represente el avance real del fuego. Para ello se realiza la búsqueda de lo que se denomina valor clave de ignición K_{ign} (BKign). Este valor será utilizado para realizar las predicciones en el siguiente instante de tiempo. La evaluación de la aptitud de cada mapa de probabilidad se lleva a cabo en la etapa que implementa la Función de Aptitud (FA).

La Etapa de Predicción (**EP**) se lleva a cabo en el Monitor, en la etapa EC_{MON} . Para ello, la salida de **EE** se envía a EC_{MON} junto con los *j* valores de $K_{ign i-1}$ calculados en el instante de tiempo anterior por las *j* islas. En la Etapa EC_{MON} el proceso *Monitor* selecciona el mejor valor de K_{ign} entre los obtenidos por cada isla. El valor hallado K_{ign} es utilizado por el monitor para realizar la predicción (**LFP**). Como se puede observar,



Figura 2: ESSIM-DE(r). **SI**: Simulador de Incendios, **DE**_M: Evolución Diferencial en Master; **DE**_W: Evolución Diferencial en Worker; **EO**_M: Etapa de Optimización Master; **EO**_W: Etapa de Optimización Worker; **EE**_M: Etapa Estadística Master; **BK**_{ign}: Búsqueda de K_{ign}; **K**_{ign}: valor clave de ignición; **FA**: Función de Aptitud; **EC**_M: Etapa de Calibración Master; **EC**_{MON}: Etapa de Calibración Monitor; **EP**: Etapa de Predicción; **LFP**: Línea de Fuego Predicha; **LFRx**: Línea de Fuego Real en el instante x; **esc**: escenario; **PK**_{ign}: Valor clave de ignición pre-calculado; **PP**_{map}: Matriz de Probabilidad pre-calculada.

para obtener la línea de fuego de predicción se hace necesario contar con el valor clave de ignición del instante de tiempo anterior. Por este motivo, en ESSIM-DE(r), así como en todos los DDM-MOS, no se pueden realizar predicciones en el primer instante de tiempo, puesto que se requiere calcular el primer valor de K_{ign} .



Figura 3: Matriz de agregación y mapas de probabilidades.

Como es posible observar, ESSIM-DE(r) posee dos jerarquías de procesos. En una jerarquía superior, el *Monitor* se comunica con los *Masters* de cada isla al iniciar y al finalizar cada paso predictivo, mientras que en la jerarquía inferior, cada *Master* distribuye los escenarios entre cierta cantidad de procesos *workers*, quienes realizarán la simulación de cada uno de ellos de manera independiente. Dado que la mayor carga de trabajo está delegada a los procesos *workers*, la velocidad del método estará dada por la cantidad de procesos *workers* disponibles para procesar los escenarios de cada isla. Sin embargo, la utilización de mayor cantidad de unidades de procesamiento no brinda las garantías de un uso efectivo de la totalidad de dichos recursos. Por este motivo, es importante realizar un estudio de rendimiento para analizar cuál es la capacidad que posee ESSIM-DE(r) para lograr mayor aceleración. A continuación se presenta la experimentación realizada con diferente cantidad de procesadores asignados a los *workers* de las islas.

EXPERIMENTACIÓN Y RESULTADOS OBTENIDOS

Para analizar el desempeño de ESSIM-DE(r) se han utilizado dos casos de estudio reales correspondientes a incendios controlados realizados en diferentes terrenos ubicados en Portugal (precisamente, en Serra de Lousã, Gestosa), todos pertenecientes

al proyecto SPREAD (Viegas, D. X., 2003). El tamaño de cada mapa fue definido acorde a la superficie disponible, las características del terreno y los requisitos del proyecto. El período de duración total de cada incendio ha sido dividido en lapsos menores de tiempo denominados pasos de simulación. En la Tabla I puede observarse la información detallada para cada caso de prueba, incluyendo las dimensiones, la pendiente del terreno, el minuto de inicio, de fin y lapso de duración de un paso a otro.

		.,			P=====	
Caso	Ancho (mts)	Largo (mts)	Pendiente (grados)	Inicio (min.)	Fin (min.)	Incremento (min.)
А	89	109	21	2.0	14.0	2.0
В	95	123	21	2.0	12.0	2.0

Tabla I: Dimensiones, pendiente, tiempos e incremento de cada caso de prueba

Configuración del entorno de ejecución paralelo

Los experimentos fueron realizados en un cluster de computadoras, utilizando un total de 67 unidades de procesamiento Intel Q9550 2.83GHz, con memoria RAM de 4GB DDR3 1333Mz. ESSIM-DE(r) fue configurado con 2 islas. El total de procesos asignado a los *workers* de cada experimento fue definida en base a considerar una cantidad incremental en potencias de dos, por lo tanto ESSIM-DE(r) fue ejecutado utilizando 2, 4, 8, 16, 32 y 64 *workers*, lo que hacen un total de 5, 7, 11, 19, 35 y 67 procesos en cada experimento fue ejecutado con un total de 5 semillas, y los resultados obtenidos fueron promediados.

Métricas de calidad

A la hora de evaluar la calidad de los resultados obtenidos, han de considerarse aspectos tanto de la precisión de las predicciones como del desempeño del método para lograr tales predicciones. Por un lado, es posible analizar la calidad de las predicciones mediante el cálculo del valor de aptitud (ver Ec. (1)). Como la versión paralela de ESSIM-DE(r) y la versión secuencial tienen un comportamiento determinístico, se presentan los resultados de aptitud obtenidos independientemente de la configuración de procesos utilizada. Por su parte, el desempeño puede ser estudiado mediante el análisis de la ganancia que brinda la versión paralela respecto de la implementación secuencial. Para ello, es posible utilizar como métrica el cómputo del tiempo de ejecución que insume cada versión del programa. Otra métrica que se utiliza para cuantificar dicha relación es el cálculo de la aceleración, que se define como la proporción del tiempo que toma resolver el problema de manera secuencial, respecto del tiempo requerido para resolver el mismo problema bajo un entorno paralelo con p procesadores, es decir, se sigue la expresión de la Ec. 3, donde T(1) representa el tiempo del mejor programa secuencial y T(p) el tiempo de ejecución del programa paralelo utilizando p unidades de procesamiento.

Aceleración (p) =
$$\frac{T(1)}{T(p)}$$
 (3)

Finalmente, se puede evaluar un sistema paralelo a través de la **eficiencia**, la cual es un valor en el rango [0,1] y representa la fracción de tiempo para el cual una unidad de

procesamiento está utilizada de manera efectiva. Se define como la proporción entre la aceleración respecto del número de unidades de procesamiento utilizadas (Ec. 4).

$$Eficiencia(p) = \frac{Aceleración(p)}{p}$$
(4)

En en sistema paralelo ideal con p procesadores, la aceleración es igual a p y la eficiencia es igual a 1. En la práctica, este comportamiento ideal no se suele satisfacer puesto que, en general, el procesamiento total no puede ser completamente paralelizado.

Resultados obtenidos

La Tabla II presenta los resultados de **aptitud** obtenidos en cada paso de predicción para los casos A y B, tanto por la versión secuencial como por las configuraciones paralelas. Es importante recordar que los valores de aptitud permiten determinar cuál es el grado de similitud entre el incendio real y la predicción obtenida por el método ESSIM-DE(r) (ver Ec. (1)). El Caso A se inicia en el minuto 2 y finaliza en el minuto 14 con un incremento de dos minutos, por lo tanto cuenta con un paso de simulación en el que opera la etapa de calibración inicial y cinco pasos donde se realizan predicciones (pasos de predicción). El Caso B se inicia en el minuto 2 y finaliza en el minuto 12, con un incremento de dos minutos, por lo tanto cuenta con un paso de simulación y cuatro pasos de predicción. Considerando los valores de aptitud, se puede observar que para el caso A se obtiene una similaridad con el caso real entre un 64% a un 77% . Por su parte, el caso B obtiene predicciones con una similaridad de entre un 57% a un 87%.

La Tabla III presenta los **tiempos de ejecución** en segundos, obtenidos para cada caso y configuración. También se incluye el porcentaje de tiempo de cada uno respecto del tiempo secuencial. Se puede observar que el caso A, ejecutado con un solo procesador demora aproximadamente 6:50hs. A medida que se agregan *workers* al cómputo global, los tiempos de ejecución son menores. Es posible observar que utilizando 64 *workers* (67 procesos en total) en el caso A se logra una reducción de aproximadamente el 93.2%, respecto del tiempo de ejecución de la versión secuencial. El caso B ejecutado en su versión secuencial demora 9:20 hs aproximadamente. En este caso, utilizando 64 *workers* se logra una reducción de un 94.2%.

En la Tabla IV se pueden observar los resultados de **aceleración** y de **eficiencia** obtenidos para cada caso. La Fig. 4 representa gráficamente los valores de aceleración. En cada gráfico, el eje horizontal representa la cantidad de procesadores utilizados, y el eje vertical los valores de aceleración obtenidos. En el eje horizontal se incluye la cantiad de *workers* totales utilizados en cada experimento. Cada gráfico incluye la recta de aceleración ideal, la cual representa la relación Aceleración(p)=p. Como se puede observar, en ambos experimentos se evidencia que la aceleración más cercana a la lineal se obtiene cuando se utilizan 2, 4 y 8 *workers*, mientras que la aceleración se aleja del valor ideal con cantidad de *workers* mayor a 8. También es posible observar que la curva de aceleración obtenida es similar en ambos casos. Respecto a la eficiencia, se puede observar que utilizando 2, 4, 8 y 16 *workers* se obtiene una eficiencia entre un 50% y 60% aproximadamente. Tanto para el caso A como para el caso B, el mayor valor de eficiencia se obtiene utilizando 8 *workers*.

 Tabla II: Valores de aptitud obtenidos para cada caso de prueba y configuración Paso pred.

Caso	1	2	3	4	5
А	0.755	0.772	0.750	0.644	—
В	0.660	0.768	0.572	0.827	0.873

Tabla III: Tiempos de ejecución (en segundos) y porcentaje de tiempo respecto del cómputo secuencial, para cada caso y configuración.

Caso	Procesadores (workers)	1	5 proc. (2 w)	7 proc. (4 w)	11 proc. (8 w.)	19 proc. (16 w.)	35 proc. (32 w.)	67 proc. (64 w.)
Α	Tiempo (seg)	24529.3	16743.4	8652.2	4429.2	2645.2	1948.0	1669.2
	Porcentaje	100%	68.3%	35.27%	18.1%	10.1%	7.9%	6.8%
В	Tiempo (seg)	33489.0	17309.0	8885.6	4874.0	2859.4	2183.0	1946.4



Figura 4: Cantidad de procesadores (cantidad de workers) vs aceleración

Caso	Métrica		Cantidad de procesadores (cantidad de workers)								
		1	5 (2 workers)	7 (4 workers)	11 (8 workers)	19 (16 workers)	35 (32 workers)	67 (64 workers)			
А	Acel.	1	1.47	2.84	5.54	9.27	12.59	14.69			
	Efic.	1	0.29	0.41	0.50	0.49	0.35	0.22			
В	Acel.	1	1.93	3.77	6.87	11.71	15.34	17.21			
	Efic.	1	0.39	0.54	0.62	0.61	0.43	0.26			

Tabla IV: Aceleración y eficiencia en cada caso de prueba y configuración

De acuerdo a los resultados obtenidos con los casos de quemas utilizados y la configuración establecida, fue posible observar que con una cantidad mayor que 8 o 16 *workers* en cada isla las métricas de aceleración y eficiencia obtienen valores que se alejan ampliamente del ideal. Este comportamiento está asociado a dos factores principales. Por un lado, el uso de mayor cantidad de *workers* implica una penalización introducida por los tiempos requeridos en las comunicaciones y sincronización de

mayor cantidad de procesos por isla. Por otro lado, la carga de trabajo que es asignada a cada *worker* es diferente de acuerdo a la configuración utilizada: mientras más *workers* participan en el cómputo total, menor será la carga de trabajo que debe procesar cada uno, por lo tanto, aumentan los períodos ociosos. Sin embargo, los resultados temporales indican que es factible lograr reducciones de tiempo muy significativas respecto de las versiones secuenciales, hasta un 93% y 94%, aún cuando la eficiencia en los recursos computacionales esté penalizada por dichos factores. En el caso de los métodos de predicción, estas reducciones de tiempo son esenciales para obtener predicciones a corto plazo, y por ende, es posible aplicar medidas preventivas, de reducción de riesgos o de evacuación, con anticipación a la evolución del incendio.

CONCLUSIONES

En este trabajo se presentó un estudio de rendimiento para el método ESSIM-DE(r) configurado con dos islas, en el cual se utilizaron diferentes cantidades de *workers* y se computaron las métricas de tiempo, aceleración y eficiencia. Los resultados temporales indicaron que a medida que se agregan unidades de procesamiento asignadas a los workers, se reducen de manera significativa los tiempos de respuesta hasta en un 94% respecto de la versión secuencial. En el contexto de métodos predictivos y respuesta temprana, estas reducciones resultan fundamentales para obtener predicciones a corto plazo, por lo tanto es deseable configurar el método ESSIM-DE(r) con la mayor cantidad de recursos computacionales disponibles. Por otro lado, se pudo observar que los máximos valores de aceleración y eficiencia se obtienen con una cantidad de 8 o 16 workers por isla. En caso de contar con una infraestructura paralela subyacente de mayor tamaño, este comportamiento propiciaría la utilización del resto de las unidades de cómputo disponibles para explorar otros espacios de búsqueda. En este sentido, se plantea como trabajo a futuro utilizar mayor cantidad de islas o poblaciones, con la meta de mejorar tanto la precisión de las predicciones como la efectividad en el uso de los recursos. También se propone realizar un estudio de escalabilidad que permita identificar cuál es la capacidad de ESSIM-DE(r) de abarcar problemas de mayores dimensiones.

REFERENCIAS

- Andrews, P. L., Bevins, C.D., Seli, R.C. BehavePlus Fire Modeling System, Version 2.0: User's Guide. General Technical Report, RMRSGTR-106WWW, Dept. of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain, Research Station, Ogden, UT (2003)
- Bianchini, G., Denham, M., Cortés, A., Margalef, T., Luque, E. Wildland fire growth prediction method based on Multiple Overlapping Solution. J. Computational Science, vol. 1, nro 4. 229-237 (2010)
- Bianchini, G., Méndez Garabetti, M., Caymes Scutari, P. Evolutionary-Statistical System: A parallel method for improving forest fire spread prediction. J. Computational Science, vol. 6, 58-66 (2015)
- DeBano, L. F., Neary, D. G., Ffolliot, P. F. Fire's Effects on Ecosystems. John Wiley & Sons, Inc., New York, 1998.
- Lopes, A.M.G., Cruz, M.G., Viegas, D.X. FireStation—an integrated software system for the numerical simulation of wind field and fire spread on complex topography. *Environ. Model*, *Softw.*, vol. 17, nro 3, 269–285 (2002)

- Méndez Garabetti, M., Bianchini, G., Caymes-Scutari, P., Tardivo, M. L. ESS-IM applied to Forest Fire Spread Prediction: Parameters Tuning for a Heterogeneous Configuration. Int. Conf. Chilean Computer Science Society (SCCC), Valparaiso, Chile, 514-525 (2016)
- Price, K., Stron R., Lampinen J., Differential Evolution: A Practical Approach to Global Optimization, Springer, New York, 2005.
- Real, R., Vargas, J.M. The Probabilistic Basis of Jaccard's Index of Similarity. *Systematic Biology*, vol. 45, nro. 3, 380–385 (1996)
- Tardivo, M. L., Caymes Scutari, P., Bianchini, G., Méndez Garabetti, M., Cortés, A. Three evolutionary statistical parallel methods for uncertainty reduction in wildland fire prediction, *Int. Conf. High Performance Computing* & *Simulation*, Innsbruck, Austria, pp. 721-728 (2016)
- Tardivo, M. L., Caymes Scutari, P., Méndez Garabetti, M., Bianchini, G. Optimización de un método de reducción de incertidumbre aplicado a incendios forestales. Artículo aceptado. XXIII Congreso Argentino de Ciencias de la Computación (2017)
- Viegas, D.X. Project Spread Forest Fire Spread Prevention and Mitigation. Recuperado de

MORFOTECTÓNICA DEL PIEDEMONTE DE MENDOZA

Toural Dapoza R.^a, Moreiras S.^{a,b}

^aCONICET. IANIGLA (CCT). Av. Ruiz Leal s/n. Parque Gral. San Martín. 5500. b Departamento de Ingenieria Aplicada.Facultad de Cs Agrarias. UNCuyo

e-mail: rtoural@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN

En este trabajo utilizamos tres índices geomorfológicos (Sinuosidad del frente montañoso, índices del gradiente longitudinal del río y de la forma de la cuenca) como indicadores de actividad tectónica en las diferentes cuencas que abarcan el conjunto del piedemonte de Mendoza donde se reconocerá existencia de sectores o zonas tectónicamente activas. En función de nuestros resultados, existe una fuerte correlación entre los diferentes índices analizados. Estos resultados indican la acumulación de deformación en la parte sur del piedemonte de Mendoza, así como la partición de la zona en sectores tectónicamente activas bien marcadas por los índices geomorfológicos.

Palabras Clave: frente orogénico andino, neotectónica, geomorfología, peligrosidad sísmica.

INTRODUCCIÓN

La zona objeto de estudio está ubicada en un área de elevado riesgo sísmico, y sujeta a fenómenos de deformación cortical relacionados con la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana (Moreiras et, al. 2015).

La región metropolitana de Mendoza, que incluye a la ciudad capital y poblaciones cercanas es una de las zonas más densamente pobladas del Oeste Argentino (INPRES, 1995; Moreiras et, al. 2015). Sobre esta región se han realizado estudios previos cuyo objetivo era medir la deformación cortical utilizando tecnología GPS estableciendo una tasa de deformación regional de ~3 mm/ año en la región (Brooks et al. 2003, Kendrick et al. 2006, Schmidt et al. 2011), pero se desconoce en qué estructuras y sectores del piedemonte Mendocino se está acumulando esta deformación. Los antecedentes previos explican a grandes rasgos desplazamientos medidos en términos de subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana y sus efectos al otro lado de la Cordillera de los Andes, lo que hace que se tenga una importante falencia de estudios en detalle relativos a la actividad neotectónica y la deformación reciente (Moreiras et al., 2015).

Para cubrir esta falencia, aprovechamos una metodología comúnmente usada en otras disciplinas geológicas de análisis de cuencas hidrográficas, pero que en diferentes partes de mundo con diferentes grados de actividad neotectónica, ha resultado de mucha utilidad, pues sirve para identificar sectores donde actualmente se está concentrando la deformación regional y cómo la tectónica controla de manera activa la geomorfología de la región.

La zona de estudio se enmarca en el frente orogénico activo de los Andes a los 32°S, en el piedemonte de la ciudad de Mendoza justo al pie de la provincia geológica de Precordillera. Se ubica en el dominio morfoestructural llamado por diferentes autores Cerrilladas Pedemontanas, las cuales pueden considerarse como una extensión hacia el este y hacia el sur de la Precordillera. La Precordillera Mendocina corresponde a una faja

plegada y corrida de piel gruesa bivergente, con un despegue profundo ubicado a los 10-11 km. Las estructuras que comprenden esta faja pierden rechazo hacia el sur, donde comienzan a desarrollarse anticlinales desarrollados a partir de la inversión de las cuencas triásicas y de la generación de corrimientos de bajo ángulo que afectan a depósitos cuaternarios (Moreiras et, al. 2014).

La configuración estructural de los Andes en la latitud de Mendoza (32.5 ° S y 33 ° S) es consecuencia de la convergencia oblicua de las placas de Nazca y América del Sur y la subducción subhorizontal presente al norte de la ciudad de Mendoza (Anderson et al., 2007). Por tanto, tenemos una intensa actividad neotectónica en Mendoza que está asociada a la existencia de una subducción sub-horizontal de la placa de Nazca a los 32° de latitud sur. Este sistema compresivo instalado a partir del Mioceno fue migrando su frente orogénico hacia el oriente desde el levantamiento de Cordillera Principal (20 Ma) al posterior alzamiento de Precordillera (7 Ma) (Ramos, 1996), generando una zona de estrés en el sector pedemontano donde los terrenos han sido elevados por movimientos tectónicos cuaternarios.

El piedemonte mendocino estructuralmente corresponde a un frente de fallamiento activo compuesto por una serie de fallas N-S de doble vergencia, con inclinación hacia el este y hacia el oeste (ver Fig. 1). Estas fallas afectan materiales cuaternarios de una u otra manera y una de ellas tiene registro de actividad holocénica (dentro de los últimos 10.000 años), pero en su mayoría son fallas pleistocénicas reactivadas, con registros de actividad sísmica histórica. Entre estas fallas activas encontramos como fallamientos principales N-S: la falla Melocotón, la falla Divisadero Largo, la falla Punta de Agua, el sistema compuesto de fallas Cerro La Gloria y la falla del Cerro la Cal (Moreiras et al., 2015).



Fig.1 Mapa situación del piedemonte de Mendoza con la estratigrafía, principales callamientos cuaternarios y superficiales aluviales afectadas por los mismos.

Dentro de este régimen compresivo con fallas inversas y corrimientos activos la deformación cosísmica involucra cambios horizontales (distancia) y verticales

(elevación) de la superficie del terreno. La componente horizontal, fundamentalmente acortamiento, es generalmente difícil de detectar en el registro geológico, mientras que evidencias de movimientos verticales son relativamente fáciles de identificar y cuantificar, especialmente cuando tienen lugar en ambientes geológicos y geomorfológicos sensibles y de bajo relieve.

Geomorfologicamente, el piedemonte es el área que conecta topográficamente la zona montañosa con la planicie; las alturas varían entre 1300 y 1600 m y al llegar a la zona urbanizada se encuentra en los 800 m. Por otra parte, la Cerrillada de Mogotes divide al piedemonte en dos sectores bien diferenciados: la vertiente occidental se presenta como un plano inclinado cubierto de detritos, conos aluviales y derrubios de faldeos y la vertiente occidental y planicie del área urbanizada (Vich y Pedrani, 1993). Esta Cerrillada se trata de una serranía de reducida altura, 1.200 m en promedio, separa las cuencas aluvionales de carácter torrencial del área periurbana y urbana. Normalmente, el cauce principal, culmina en una obra de control y los excedentes son conducidos por medio de zanjones (naturales y artificiales) a través de la zona urbanizada hasta su colector principal, el canal matriz Cacique Guaymallén.

En relación al clima, en el área predominaron condiciones áridas y semiáridas durante todo el Terciario y el Cuaternario, las cuales sufrieron modificaciones en parte de este último periodo por efecto de las glaciaciones del Pleistoceno. Debido a la aridez, la cubierta vegetal reviste solo parcialmente el suelo, por lo que los agentes erosivos tienen mayor capacidad de acción (Sepúlveda et al., 2001).

Los procesos endógenos, principalmente tectónicos, vinculados con la subducción de la placa de Nazca en la costa pacífica, fueron los generadores del relieve. Posteriormente fueron modelados por los procesos exógenos, que labraron e imprimieron sus rasgos en el paisaje (González Díaz y Fauqué, 1993). Las anisotropías litológicas también han influido de forma importante en el control del modelado actual.

Por tanto, este tipo de ambiente pedemontano está principalmente afectado por el frente montañoso activo, lo que estudiarlo nos permite analizar los procesos involucrados en la formación de los Andes Centrales, dado que concentra la mayor parte de la actividad sismotectónica y morfogenética (Avouac, 2003). Su evolución está controlada por fuertes interacciones entre procesos de deformación cortical (fallamiento, plegamiento, subsidencia flexural, rebote isostático), procesos superficiales (erosión, sedimentación) y clima (precipitaciones, ciclos glaciales-interglaciares) (Burbank y Anderson, 2001). Dichas interacciones ocurren a diferentes escalas de tiempo y espacio, y producen numerosos ciclos de retroalimentación entre los procesos actuantes (feedbacks). Por ejemplo, la actividad tectónica produce el relieve que controla los procesos superficiales influenciando los patrones de erosión, el desarrollo de las redes de drenaje, el crecimiento de cuencas sedimentarias y el clima local (van der Beek et al., 2002).

En este trabajo evaluamos la relación directa y control activo por parte de las diferentes estructuras tectónicas andinas cuaternarias en el modelado del paisaje de esta región y su implicancia directa en la peligrosidad sísmica en la 4ª región de Argentina en volumen de población, sirviendo como base para futuros trabajos neotectónicos de esta zona.

MÉTODOS O DESARROLLO EXPERIMENTAL

Las geoformas pueden caracterizarse en términos de su tamaño, elevación (máximo, mínimo o promedio), y pendiente (morfometría). Estas son medidas cuantitativas que permiten comparar diferentes geoformas y calcular parámetros que pueden ser útiles para identificar una característica relacionada a la actividad tectónica de un área determinada.

Los índices geomorfológicos (morfométricos) se incluyen entre las técnicas morfométricas y se desarrollaron como una herramienta de reconocimiento básico para identificar áreas que experimentan rápida deformación tectónica. Se calculan a partir de información topográfica, de fotografías aéreas y de modelos digitales de elevación (DEM) (Keller y Pinter, 2002). En estudios morfotectónicos, el análisis geomorfológico tradicional ha sido integrado con análisis morfométricos de geoformas y con análisis topográfico geoestadístico (e.g.; Della Seta, 2004; Alipoor et al., 2011).

En este trabajo aplicamos tres de los índices geomorfológicos utilizados con mayor frecuencia para estudios de tectónica activa:

• *Sinuosidad del frente de montaña (Smf)*, que mide los rasgos curvilíneos de los frentes montañosos controlados por fallas. Permite evaluar el balance entre la actividad tectónica y la erosión (Bull y McFadden, 1977; Keller y Pinter, 2002; Bull, 2009). Refleja el balance entre las fuerzas erosionales que tienden a cortar en bahías el frente de montaña y el constante levantamiento que genera superficies rectas del frente de montaña (tomado de Keller y Pinter, 2002). Se define como, ver ec.1:

$$Smf = Lmf/Ls$$
 (1)

Donde Smf es la sinuosidad del frente de montaña; Lmf es el largo del frente de montaña a lo largo del pie de la montaña, y el quiebre pronunciado en pendiente; y Ls es la línea recta al frente de montaña (Bull y McFadden 1977).

• *Radios de Elongación /Formas de Cuenca (Re)*, según Bull (2009) cuando las tasas de denudación son diferentes en redes de drenaje adyacentes, la divisoria de aguas migra cambiando las formas y áreas de las cuencas de drenaje. La erosión de origen tectónico generada por el desplazamiento a lo largo de un cinturón montañoso deformado, origina que el nivel base migre a la red de drenaje y que eventualmente llegue a las cabeceras de los drenajes acelerando la degradación de las pendientes y divisoria de aguas.

Cuencas altamente elongadas caracterizan escarpes activos (Davis, 1909; Shelton, 1966; citados en Bull, 2009), pero llegan a ser más circulares a través de procesos de migración de la divisoria de aguas y captura de drenajes (Horton, 1932, 1945; citado en Bull, 2009).

• *Longitud de corriente – gradiente longitudinal de corriente (SL)*, que muestra las variaciones del poder erosivo a lo largo de los distintos segmentos de un río, multiplicando la pendiente del tramo por la distancia a la cabecera. Este índice es muy sensible a los cambios de pendiente, y por lo tanto permite la evaluación de la actividad tectónica y/o los cambios litológicos a lo largo del lecho del río.

El índice de gradiente de longitud de corriente se define por la relación, ver ec.2:

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \times L$$
⁽²⁾

Donde SL es el índice, y Δ H / Δ L es la pendiente o gradiente del canal de la corriente y L es el largo total de la corriente de interés. El índice SL es sensible a cambios en la pendiente del canal, y esta sensibilidad permite la evaluación de las posibles relaciones entre actividad tectónica, resistencia de la roca y topografía (Hack, 1973). El índice SL es útil para determinar posibles zonas de actividad tectónica debido a que los valores anómalos pueden indicar levantamientos. Por ejemplo, en un área con presencia de unidades blandas (arcillas), altos valores de SL pueden indicar actividad tectónica reciente (Burbank y Anderson, 2001). El análisis individual o en conjunto permite diferenciar zonas de actividad tectónica reciente (e.g. Della Seta et, al. 2008; Alipoor et

al., 2011; Giaconia et al, 2012; Yildirim, 2014) o en detectar procesos de pendiente (e.g. resistencia a la erosión, flujos de tierra, caídas de roca, deslizamientos, etc.). Altos valores del índice SL son indicativos para áreas tectónicamente activas sobre un tipo particular de roca (Keller & Pinter, 2002), rocas con alta resistencia a la erosión, o con puntos de quiebre migratorios debido a disminución del nivel base por eventos anteriores, si los dos últimos son descartados el índice SL puede ser usado como indicador de movimientos tectónicos verticales (Burbank y Anderson, 2001).

Los diferentes índices morfométricos, por ser datos indirectos, fueron utilizados en conjunto, con el fin de reforzar la interpretación de sus resultados y eliminar anomalías atribuibles a factores no tectónicos. Son aplicados sobre modelos digital del terreno de resolución 30 m correspondientes a la misión SRTM. Así mismo, sucesivas campañas de campo fueron llevadas a cabo durante la realización de la tesis de Toural, 2017 para contrastar in situ los resultados obtenidos. Los resultados fueron tratados con software Global mapper v.11 y Qgis v.2.16.2.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Sinusoidad Frente montañoso

Para la zona de estudio se calcularon 18 valores de la sinuosidad del frente de montaña (ver tabla 1) divididos en dos perfiles del frente: los valores asociados al perfil occidental, más pegado al frente de montaña; y los valores más occidentales, en el límite entre las cerrilladas pedemontanas de mogotes y la llanura oriental. Los valores fueron calculados con el software Global Mapper v.11. La clasificación que se usó para determinar el grado de actividad tectónica del frente montañoso es la definida por Bull (2009) donde se determina que: [1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activo, (1.5 - 3.0] Frente de montaña moderadamente activo, y (3.0 - 10 o más] Frente de montaña inactivo. En la fig. 2 se muestra los segmentos usados en la zona de estudio para calcular la sinuosidad del frente de montaña, estos segmentos se encuentran plasmados sobre un mapa de pendientes para ilustrar las zonas donde se encuentran cambios topográficos abruptos y delimitar las zonas planas de las altas (ver fig.2).

Perfil Occiden	ntal			
Segmento	Lmf	Ls	Smf	Actividad Tectónica
1	4,678	2,57	1,820	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activo
2	6,27	3,323	1,887	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activo
3	9,35	2,57	3,638	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activo
4	4,516	3,46	1,305	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
5	4,074	3,255	1,252	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
6	2,892	1,95	1,483	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
7	4,167	3,663	1,138	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
8	4,392	4	1,098	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
9	6,6	4,11	1,606	(1.5 - 3.0] Frente de montaña moderadamente activo
	_			
Perfil Orienta	l			
Segmento	Lmf	Ls	Smf	Actividad Tectónica
1	2,668	2,57	1,038	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
2	3,402	3,323	1,024	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
3	2,616	2,57	1,018	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
4	3,475	3,46	1,004	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
5	3,273	3,255	1,006	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
6	2,018	1,95	1,035	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
7	4,227	3,663	1,154	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
8	6,1	4	1,525	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activo
9	6.36	4.11	1.547	(1.5 – 3.0) Frente de montaña moderadamente activo

Tabla.1 Valores calculados para Sinusoidad del Frente de Montaña (Smf) en función de la longitud del Frente montañoso (Lmf) y longitud línea recta (Ls).

El Índice Sinusoidad indica de manera cualitativa zonas susceptibles de tener tectónica activa presente, ofrece por tanto un buen punto de partida para la interpretación del relieve. El perfil más oriental fue realizado paralelo a la cerrillada de Mogotes. Arrojó de manera significativa, como el sector situado por la traza Sur de la falla de La Cal que se adentra en la ciudad, sería el que aportó valores más cercanos a 1 y presentaría por tanto una fuerte actividad neotectónica para este sector. Sin embargo, para el perfil occidental realizado paralelo y más cercano al frente montañoso de la Precordillera propiamente dicha, se observa una división del piedemonte en dos sectores diferenciados. Siendo el situado más al Sur el que mayor actividad presenta. Resulta interesante este valor pues en exploraciones anteriores siempre se estudió mejor el sector Norte del Piedemonte, seguramente por la cercanía a la ciudad, accesibilidad y mejor visibilidad de los afloramientos. Así este estudió nos acerca a una evidencia cualitativa y cuantitativa que se desprende del resultado que evalúa por primera vez bajo una óptica neotectónica el frente montañoso del piedemonte de Mendoza, que, aunque en un principio sea de manera cualitativa indica una "zona" hacia dónde mirar.



Fig.2 Modelo digital de altura donde se distingue en color azul (perfil occidental) y rojo (perfil oriental) destacando en polígonos los sectores con valores [1-0,5].

Radios elongación y forma de cuenca (Re)

Calculados para las áreas correspondientes para 26 cuencas principales, que fueron comparadas con un círculo que presenta la misma área, con el fin de determinar el diámetro involucrado, y así definir los radios de elongación. Finalmente, estos fueron plasmados regionalmente con el mismo software Qgis (ver fig.3).

Cuencas altamente elongadas caracterizan escarpes activos (Davis, 1909; Shelton, 1966; citados en Bull, 2009), pero llegan a ser más circulares a través de procesos de migración de la divisoria de aguas y procesos de captura. Teniendo en cuenta dicha diferenciación en los radios de elongación de las cuencas de drenaje, se limitaron los rangos con los cuales se identificaron las zonas activas de las no activas (ver fig. 3). Los valores máximos y mínimos usados para evaluar la tectónica son: altamente elongadas [valores cercanos a 0,5], Elongadas (0,7 - 0,8], levemente elongadas (0,8 - 0,9] y no elongadas (menores de 0,5 y mayores de 1].



Este análisis de la cuenca tiene en cuenta la forma ideal que debería tener y cómo la evolución de ésta, por medio de la variación del radio de elongación, pasa a deformarse y formar una elipse, por diferentes procesos que la deforman. En zonas como esta área y bajo el régimen aluviones tan estacionario como el piedemonte, cualquier cambio (tectónico) en la forma debería ser ocasionado por algún tipo de cambio estructural que, aunque de manera pasiva y constante ejerce un control activo sobre la forma en general de la cuenca, por tratarse además de estructuras que cortan las cuencas de manera perpendicular. La distribución espacial de este índice resalta la mitad Sur donde presenta mayores cambios en la forma de cuenca, siguiendo con lo que se apreciaba en la sinusoidad del frente de montaña ya analizado. Es decir, vuelve a indicarnos una zona que aparentemente no presentaría tanta cantidad de afloramientos expuestos como la zona Norte. Además de ello indica una zona moderadamente elongada, como es la zona Sur de la cerrillada de Mogotes, en las cercanías del cerro Petaca. Una zona donde sí presenta gran multitud de rasgos estructurales y estructuras que favorecieron el modelado del paisaje en este sector.

Índice de Hack o SL (Longitud de Corriente – Gradiente de Corriente)

El cálculo para este índice, fue realizado sobre 26 drenajes que se consideraron principales. Estos 26 drenajes fueron seleccionados para el cálculo del índice de Hack basado en las siguientes razones: a) facilidad del usuario del programa a la hora de seleccionar los drenajes, b) utilizar drenajes de segundo y de tercer orden. Posteriormente,

el índice SL fue plasmado con sus valores (gradiente-metro) en los tramos de cada corriente sobre el mapa geológico general de la zona de estudio para detectar controles en las anomalías relacionadas a la litología. Así mismo fue realizado un mapa de distribución de este índice por el método de interpolación "*Kriging sencillo*" con el fin de obtener una distribución de los valores anómalos y restringir las áreas con anomalías (ver fig.4).



Fig.4 Mapa de distribución del índice de Hack (SL). En rojo zonas con los valores más altos para SL.

Los resultados para este índice en los principales cauces del piedemonte de Mendoza, señalan la respuesta que tiene este índice cuando los ríos atraviesan las principales estructuras. Debido a que dicha trayectoria es perpendicular a las fallas presentes en la zona de estudio, produce cambios bruscos en el curso y causa una anomalía importante del índice (valores rojos). Además, este control de la fracturación en la zona tiene su influencia resaltando segmentos de río que presenta una pendiente anómala respecto a la general del perfil longitudinal. Los valores elevados de IG indican la existencia de saltos en la vertical a lo largo del perfil propio del río, como se observa en la cuenca del Peral hacia el Sur, zona de las Compuertas – Crucecita.

A partir de esta distribución de los valores del índice SL (ver fig. 4) es posible identificar los segmentos en que resulta dividido el piedemonte. Los valores de SL en el sector comprendido en la zona Sur (donde se aprecia un color rojo), son mayores respecto de los correspondientes a los tramos al Norte. Mientras que en segmento central, a pesar de presentar gradientes normales en el perfil de los cauces (disminuyen las pendientes hacia la desembocadura), los valores del índice SL son anómalos en el sector próximo a la unión piedemonte – llanura oriental; la influencia de la actividad tectónica en este sector, se concentra en las desembocaduras y aún no ha alcanzado las cabeceras (tal como ocurre en las cuencas de San Isidro y Papagayos, situadas al Norte del piedemonte). Se observa que existe una distribución paralela de las anomalías altas sobre el corredor de las fallas de Melocotón y en puntos asociados a otros fallamientos activos del piedemonte, la distribución que presenta los valores más altos se sitúan en los alrededores del puesto La

Crucecita y la zona de las compuertas zona Sur del piedemonte. La homogeneidad de la litología en este sector sugiere que esta anomalía se debe precisamente a actividad tectónica reciente y que encuentra una expresión notable en el relevamiento en el campo que se llevó a cabo en la región en cuestión

Por tanto, al Sur de la zona, los valores anormalmente altos podrían deberse a las diferencias en el nivel de base. La cercanía del río Mendoza habría llevado a una evolución diferente en las cuencas, con mayor potencial de erosión. Dentro de esta zona se distingue una zona con diferencia de contrastes de valor SL interesante, como es la zona de La Crucecita. Esta zona tiene la peculiaridad de poner en contacto dos corrimientos tectónicos importantes como son la zona Sur de la falla del Melocotón y el comienzo del corrimiento de la falla aguas de Pizarro. Además, para esta zona, fue identificado sectores con deformación de material cuaternario.

Además de ellos destacamos el llamativo grado de correlación que existe entre las zonas de mayor contraste (valores más altos de este índice, color rojo) y las zonas de fallamiento principales de la zona. De forma cualitativa este índice indicaría zonas con posibilidad de incipiente deformación cuaternaria que debiera siempre ser contrastado en campo para su evaluación, pues dicho valor del índice puede estar sujeto a otros factores que pueden condicionar el relieve (litología, nivel de base etc.).

A la vista de los resultados, los mecanismos básicos inductores de la actual configuración del paisaje de piedemonte de Mendoza pueden ser por un lado el campo de esfuerzos tectónicos que afectan a esta región (y que es bastante importante y activo) y por otro la distribución espacial de los materiales que rellenaron las cuencas durante el Cuaternario, con las diferencias de dureza y erosionabilidad que los mismos presentan. Los índices morfométricos que se han analizado sobre las diferentes cuencas que abarcan el piedemonte de Mendoza, arrojan cierta variabilidad, pero también apuntarían de manera cualitativa ciertas zonas susceptibles de acumular deformación. Resolviendo así un continuo enfrentamiento entre control activo y pasivo sobre el modelado del relieve que tiene la tectónica reciente en el piedemonte de Mendoza.

Si contrastamos estos datos se observa gran grado de equivalencia entre los mismos, destacando la zona sur del piedemonte por la multitud de evidencias indirectas que los índices desprenden. Estos resultados fueron contrastados en el terreno y fue posible identificar dos sectores con fallamiento cuaternario en la parte sur del piedemonte (ver Fig.5) concretamente en la zona de la Crucecita – Compuertas y por otro en las cercanías de Chacras de Coria y continuar de alguna manera los lineamientos de la falla La Cal y La Gloria. Estos fallamientos detectados de manera indirecta por los índices reflejan la continuación austral de los fallamientos principales ya identificados en el Norte (Moreiras et al. 2014), pero que su continuación al sur resultaba compleja debido a la falta de expresión superficial.



Fig.5 Distribución de zonas y fallamientos identificados en los sectores con anomalías importantes de los índices.

CONCLUSIONES

La tectónica activa en el Piedemonte de Mendoza se expresa por medio de estos índices y a grandes rasgos como:

• La sinusoidad del Frente montañoso señala la importancia del fallamiento del cerro la Cal en la parte Norte de la ciudad, además una importante acumulación de tectónica activa es indicada para el sector sur del piedemonte de Mendoza, zona de la crucecita.

• Lo mismo ocurre con el radio de elongación y la forma de la cuenca (Re), que presenta mayores anomalías para zona Crucecita-Compuertas y la cuenca principal de San Isidro en su vertiente más oriental afectado quizás por la expresión del fallamiento del sistema de cerro La Cal.

El índice de Hack sugiere actividad neotectónica en la misma región detectada por la sinusoidad del frente montañoso. El mapa de distribución muestra además la zona de la Crucecita – Compuertas, como una zona relevante que se ve afectada por algún tipo de tectónica activa que incide de manera activa en el equilibrio de los cauces principales. Estos valores altos anómalos del índice concuerdan con el corredor Sur del Sistema de fallas de Melocotón en su contacto con el otro sistema de fallas de Aguas de Pizarro, en las cercanías de la población de las Compuertas es posible además continuar el fallamiento de Punta de Agua, que pierde expresión en esta parte, pero afecta los depósitos aluviales y fluviales cuaternario constituyendo una fuerte evidencia de fallamiento ciego en esta parte. Para zona en los alrededores de Chacras de Coria, presenta fuertes anomalías este índice. Por un lado, cerca del cerro Petaca donde las anomalías corresponderían a la expresión sur del lineamiento de la Gloria con evidencias en terreno de fallamientos inversos que afectan a materiales cuaternarios. Así mismo y continuando esta hipotesis, sería posible continuar lineamientos o fallamientos hacia el sur continuando las anomalías en la zona del Dique Cipolletti y Guardia Vieja. Para esta parte y ya en la zona urbanizada es importante la anomalía que encontramos en la ciudad, que podrían indicar expresiones superficiales del fallamiento del Cerro La Cal y que si unimos estas anomalías sería posible continuar este importante lineamiento hacia el sur (ver fig. 6) lo cual debiera ser tenido en cuenta en futuros trabajo de exploración de cara a trabajos de peligrosidad sísmica para esta región tan vulnerable y con tanto volumen de población.



Fig. 6 Mapa distribución del índice SL con los lineamientos principales y las conclusiones identificadas. (ZFLG: Zona Falla La Gloria; ZFDv: Zona falla Divisadero; ZFMe: Zona Falla Melocotón; ZFPA: Zona Falla Punta de Agua; ZFLCa: Zona Falla de la Casa; ZFGv: Zona Falla Guardia Vieja)

Por lo tanto, los sistemas de drenaje son controlados estructuralmente por los diferentes sistemas de fallas que atraviesan el piedemonte de Norte a Sur, Pérez-Peña et, al. (2010) asocian este tipo de características geomorfológicas a procesos de captura de drenaje, en este sentido Bull (2009) indica que formas elongadas representan una concentración de energía para una incisión eficiente y una erosión remontante a lo largo del canal principal. Para el análisis de la zona se empleó varios modelos DEM de 30 metros, esta diferencia en resoluciones no debería influir en los datos obtenidos ya que como se ve en el presente estudio índices basados en diferentes resoluciones apuntan en el mismo sentido, sin embargo datos más precisos de alturas y áreas pueden permitir mayor precisión de los índices morfométricos ya que son los parámetros de entrada, en zonas de poca altitud como la zona más urbana donde la pendiente media es inferior a 10°. Es decir, hacia el oriente una mejor resolución permitiría detectar anomalías muy pequeñas asociadas a levantamientos tectónicos. Por ende, los drenajes desarrollados sobre la franja en cuestión son drenajes jóvenes causados por el levantamiento progresivo de las unidades cuaternarias en el Plio - Pleistoceno, y su desarrollo depende de procesos dinámicos locales de cada cuenca que enmascaran o gobiernan las cuencas actualmente.

REFERENCIAS

- Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M. y El Hamdouni, R., Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt, SW of Iran. *Geomorphology* 128, 1-14. (2011).
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G. y Beck, S., Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca plate, central Chile and Argentina: Geophysical Journal International, v. 171, no. 1, p. 419–434, doi:10.1111/j.1365246X.2007.03483.x. (2007)
- Avouac, J. P., Mountain building, erosion and the seismic cycle in the Nepal Himalaya. *Advances In Geophysics*, 46: 1-80. (2003)
- Brooks, B., Bevis, M., Smalley Jr., R., Kendrick, E., Manceda, R., Lauría, E., Maturana, R. y Araujo, M., Crustal motion in the Southern Andes (26°–36°S): Do the Andes behave like a microplate? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (G3), 4(10), doi: 10.1029/2003GC000505. (2003)
- Bull, W.B., Tectonically Active Landscapes. Wiley -Blackwell Publishing, USA 326 pp. (2009)
- Bull, W.B. y McFadden, L.D., Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehering, D.O. (Ed.), Geomorphology in arid regions. Proceedings at the *Eighth Annual Geomorphology Symposium*. State University of New York, Binghamton, NY, pp. 115–138. (1977)
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S., Tectonic Geomorphology. *Backwell Science*: 274 p. Oxford. (2001)
- Della Seta, M., Del Monte, M., Fredi, P., Miccadei, E., Nesci, O., Pambianchi, G., Piacentini, T. y Troiani, F., Morphotectonic evolution of the Adriatic piedmont of the Apennines: An advancement in the knowledge of the Marche-Abruzzo border area. *Geomorphology* 102, 119 129. (2008)
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martinez-Martinez, J.M., Azañon, J.M., Perez-Peña, J.V., Perez Romero, J. y Villegas, I., Geomorphic evidence of active tectonics in Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). *Geomorphology* 145 146, 90 -106. (2012)

- González Díaz, E. F. y Fauque L. E., Geomorfología. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza. Geología y Recursos Naturales de Argentina. (1993)
- Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), Microzonificación sísmica del Gran Mendoza. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Resumen Ejecutivo. Publicación Técnica, No. 19: 269 p. San Juan. (1995)
- Keller, E.A. y Pinter, N., Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape. *Prentice Hall*, New Jersey, segunda edición 362 pp. (2002)
- Kendrick, E., Brooks, B. A., Bevis, M., Smalley, R. Jr., Lauria, E., Araujo, M. y Parra, H., Active orogeny of the South-Central Andes studied with GPS geodesy. *Revista Asociación Geológica Argentina* 61 (4): 555-566. (2006)
- Moreiras S.M. y Páez M.S., Historical damages and secondary effects related to intraplate shallow seismicity of Central Western Argentina. Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina. *Geological Society of London*, v. 399, p. 369-382. First published online February 19, 2014, doi: 10.1144/SP399.6. (2015)
- Moreiras S.M. y Páez M.S., Historical damages and secondary effects related to intraplate shallow seismicity of Central Western Argentina. Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina. *Geological Society of London*, v. 399, p. 369-382. First published online February 19, 2014, doi: 10.1144/SP399.6. (2015)
- Moreiras, S.M., Giambiagi, L.B., Spagnotto, S., Nacif, S., Mescua, J. y Toural, R., El frente orogenico activo de los Andes centrales a la latitud de la ciudad de Mendoza (32°50'-33°S) *Andean Geology* 41: 342-361. Mayo. (2014)
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M. y Keller, E.A., Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology* 119, 74-87. doi:10.1016/j.geomorph.2010.02.020. (2010)
- Schmidt, S., Hetzel, R., Mingorance, F. y Ramos, V.A., Coseismic displacements and Holocene slip rates for two active thrust faults at the mountain front of the Andean Precordillera (~33°S). *Tectonics* 30 (TC5011). doi: 10.1029/2011TC002932. (2011)
- Sepúlveda, E. López, H. y Fauqué, L., Descripción geológica de la Hoja 3369-II Mendoza, provincia de Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Instituto de Geología y Recursos Naturales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 252. (2001)
- Van der Beek, P.A., Champel, B. y Mugnier, J.L., Control of detachment dip on drainage development in regions of active fault propagation folding. *Geology*, 30: 471-474. (2002)
- Vich, A.I. y Pedriani, A., 014.3. Programa de Investigación y Desarrollo: manejo Ecológico del Piedemonte. Mendoza. *Ministerio de Medio Ambiente Urbanismo y Vivienda-Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CRICYT)*, Unidad de manejo Ecológico de Cuencas, Fase I: 154 p. Mendoza. (1993)
- Yildirim, C., Relative tectonic activity assessment of the Tuz Gölü Fault Zone; Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics* 630, 183 192. (2014)

USO DE DRONE PARA EL CÁLCULO DE VOLÚMENES ERUPTIVOS EN CENTROS MONOGENÉTICOS

Ureta G.^{*a*}, Del Río I.^{*a,b*} y Aguilera F.^{*b,c*}

^aPrograma de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte, CHILE ^bCentro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales (CIGIDEN), CHILE

^cDepartamento en Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, CHILE

e-mail: gabriel.ureta@ucn.cl

RESUMEN

En diversos estudios de morfologías asociadas a desprendimientos de tierra, conexión de canales hídricos, morfología de ríos, actividad tectónica o vigilancia volcánica se han utilizado tecnologías de sensores remotos, aéreo transportados e imágenes LIDAR (Light Detection And Ranging). Sin embargo, la obtención de datos a través de estas tecnologías presenta un alto costo económico. Los drones son clasificados como un vehículo aéreo no tripulado (UAV), los cuales se pueden utilizar como un método de adquisición de información de bajo costo económico para la vigilancia, mapeo y modelamientos 3D de diferentes superficies morfológicas de escaso volumen, como los volcanes monogenéticos. Los centros monogenéticos están definidos como volcanes de poco volumen, los cuales se han emplazado durante una o varias erupciones en un período de tiempo determinado, ya sean días, meses, años o décadas. Conocer el volumen eruptivo de un volcán es un parámetro importante para la valoración de peligros volcánicos, ya que permite entender algunas características de estos centros eruptivos, tales como los volúmenes de pulsos de magmas, los diferentes escenarios eruptivos, la transición de estilos eruptivos, la extensión de las erupciones y la evolución volumétrica y tectónica regional. El objetivo de este estudio es determinar parámetros tales como el volumen, área y extensión del material eruptivo de volcanes monogenéticos de la Zona Volcánica Central (ZVC), específicamente en el norte de Chile. La determinación de estos parámetros morfométricos se realizó a través de modelos 3D, los cuales son generados a partir de pares estereoscópicos de fotografías tomadas con un drone en volcanes monogenéticos con distintos rasgos morfológicos, como conos de escoria y centros con flujos de lavas y depósitos piroclásticos. Este estudio permitirá sentar las bases para el entendimiento de los peligros asociados a volcanes de escaso volumen en el norte de Chile, cuyos alcances en la actualidad son desconocidos.

Palabras Clave: Volumen eruptivo, Volcanismo monogenético, Drone, UAV.

INTRODUCCIÓN

Los drones son clasificados como un diseño de aeronave genérico para ser operado sin un piloto humano a bordo. Es decir, un vehículo aéreo no tripulado (Unmanned Aerial Vehicle, UAV) el cual, según su sistema de propulsión, altitud, resistencia y nivel de automatización durante el vuelo, puede ser llamado drone, UAV, sistemas de aviones piloteados a distancia (RPAS), entre otros (Nex and Remondino, 2014).

Los principales usos de los UAVs en geociencias es el mapeo de superficies, generación de imágenes de tres dimensiones (3D) y modelos de elevación digital (DEM) de alta resolución. De este modo, los drones pueden ser utilizados en

diferentes disciplinas como morfologías terrestres (Tarolli, 2014), desprendimientos de tierra (Stumpf et al, 2014), análisis de acantilados costeros (Ruzic et al, 2014), riveras de inundación (Coveney and y Roberts, 2017), conexiones de canales y morfologías de ríos (Prosdocimi et al, 2015); arqueología (Nikolakopoulos et al, 2016); minería (Krsak et al, 2016); geología estructural y paleosismología (Bemis et al, 2014; Reitman et al, 2015); glaciología (Nolan et al, 2015) y en volcanología. En esta ultima los UAVs han sido utilizados en mediciones de gases y flujos de dióxido de carbono (McGonigle et al, 2008), vigilancia de lava domos (Petterson et al, 2005) y en estudio morfológicos (Pitchika, 2017).

Los modelos digitales de elevación (DEM, por sus siglas en inglés) se logran obtener a partir de técnicas fotogramétricas en base a pares estereoscópicos de fotografías tomadas con un drone. El trabajo de la fotogrametría consiste en la superposición de dos fotografías, permitiendo calcular la localización tridimensional única de un conjunto de puntos dados que están compartidos en ambas fotografías en relación a la ubicación de las fotografías obtenidas (Bemis et al, 2014). Sin embargo, hoy en día existen diversas fuentes para obtener un DEM, las cuales difieren según el método de obtención, resolución espacial, precisión vertical, tamaño de la imagen, cobertura y costos (Grosse et al, 2012). En algunos casos (e.g. Misión Topográfica Radar Shuttle, SRTM) las imágenes DEM se encuentran disponibles y de libre acceso, aunque con resoluciones espaciales de 12,5 m (https://vertex.daac.asf.alaska.edu/), 30 m y 90 m (https://earthexplorer.usgs.gov/), mientras que imágenes de alta resolución, menores a 1 m (e.g. Light Detection and Ranging o Laser Imaging Detection and Ranging, LIDAR), no se encuentran de libre acceso para todos los lugares del mundo. Sin embargo, mediante el uso de drones y softwares de reconstrucción 3D, es posible obtener DEMs de alta resolución (<1m) a un muy bajo costo económico.

Los centros monogenéticos están definidos como volcanes de escaso volumen (≤ 1 km³) que se han emplazado durante una o varias erupciones en un período de tiempo determinado, ya sean días, meses, años o décadas (Németh and Keterzturi, 2015; Cañón-Tapia, 2016; Smith and Németh, 2017). En estos casos, la resolución espacial juega un rol fundamental en el cálculo de los diferentes parámetros morfométricos de estructuras de poco volumen, tales como tamaño, forma, inclinación, orientación y dimensión, los que son de suma importancia para realizar análisis precisos de estas estructuras y evaluaciones realistas del peligro volcánico, las que requieren mediciones de muy alta precisión.

CASOS DE ESTUDIO

Para el desarrollo de este trabajo se han seleccionado cuatro volcanes monogenéticos ubicados en la Zona Volcánica Central (ZVC) del norte de Chile, Región de Antofagasta (ver Fig. 1), los cuales presentan diferentes rasgos morfológicos y estructuras incluyendo cráteres, conos, depósitos piroclásticos, domos y flujos de lavas.

SC2 (21°17'20.26''S - 68°18'43.18''W)

El volcán SC2 corresponde a un cono de escoria, localizado al oeste del volcán Ollagüe, en el borde norte del salar de Carcote. Este cono de escoria abarca un área de \sim 0,596 k m² y presenta una forma de cono truncado inclinado hacia el noroeste.

Luna de Tierra (21°18'21.04''S - 68°20'6.51''W)

El volcán Luna de Tierra corresponde posiblemente a un anillo de toba, el cual está localizado en el sector noroeste del salar de Carcote y al este del volcán

Aucanquilcha. Este centro monogenético tiene la forma de una herradura en dirección oeste, abarcando un área de ~1,050 km².

Tilocálar Norte (23°57'1.19"S - 68°6'26.09"W)

El volcán Tilocálar Norte corresponde a flujos de lava, un cono y un pequeño domo $(23^{\circ}57'9.38"S - 68^{\circ} 6'32.58"W)$ que abarca ~1.024 m². Este centro eruptivo está ubicado entre el Salar de Atacama y el volcán Pular-Pajonales, al oeste del volcán Toloncha y abarca un área de ~5,55 km². Tilocálar Norte se caracteriza por sus flujos de lava en dirección norte y sur, los cuales presentan una extensión en línea recta desde el cono de 3,7 km y 0,8 km, respectivamente.

Tilocálar Sur (23°58'37.62''S - 68°7'46.03''W)

El volcán Tilocálar Sur presenta un depósito piroclástico, flujos de lava hacia el este y oeste desde el centro del cráter principal, y un cráter de explosión (23°59'12.15"S - 68°8'0.72"W) ubicado al sur del cráter principal. Este centro eruptivo está localizado a 3,7 km hacia el este del volcán Tilocálar Norte con un área de ~18,3 km².



Fig. 1. a) Mapa geográfico de la región de Antofagasta en que los triángulos de color rojo indican los volcanes de estudios. b) Cono de escoria SC2. c) volcán Luna de Tierra. d) Cono y flujo de lava del volcán Tilocálar Norte en la parte superior y domo Tilocálar Norte en la parte inferior. d) Flujos de lava del volcán Tilocálar Sur.

EQUIPAMIENTO, DATOS Y MÉTODO

Equipamiento

El mercado presenta una gran variedad de drones que presentan una amplia gama de dispositivos de detección. En este estudio, hemos utilizado el drone Phantom 3 Professional de DJI. El Phantom 3 Professional cuenta con una cámara digital de 4K, con un sensor de imagen de 1/2.3" CMOS y 2.4 M (pixeles totales: 12.76 M) de pixeles efectivos. Un lente FOV 94° 20 mm (35 mm formato equivalente) con apertura focal máxima f/2.8. Las fotografías tienen un tamaño de imagen de 4000x3000. Las principales características de este modelo están especificadas en la Tabla 1.

AERONAVE		CÁMARA			
Peso (incluyendo batería y hélices)	1280 gr	Sensor	1/2.3" CMOS		
Tamaño diagonal (excluyendo las hélices)	350 mm		Pixeles efectivos: 12.4 M (pixeles totales: 12.76 M)		
Velocidad máxima de ascenso	5 m/s	Lentes	FOV 94° 20 mm (35 mm formato equivalente) $f/2.8$ focus at ∞		
Velocidad máxima de descenso	3 m/s	Rango ISO	100-3200 (video)		
Velocidad máxima	16 m/s		100-1600 (foto)		
Ángulo máximo de inclinación	35°	Velocidad de obturación electrónica	8 - 1/8000 s		
Velocidad máxima angular	150°/s	Tamaña de la imagen	4000×3000		
Altitud máxima	6000 m	Modos de	Disparo simple		
Tiempo de vuelo máximo	23 min aprox.	fotográfia fija	Disparo en ráfaga: 3/5/7 cuadros		
Rango de temperatura de trabajo	0°C - 40°C		Auto Exposure Bracketing (AEB): 3/5 bracketed frames at 0.7 EV Bias		
Sistema de posicionamiento de satelite	GPS/GLONASS		Tiempo de lapso		
Rango de presición	Vertical	Modos para grabar videos	UHD: 4096x2160p 24/25, 3840x2160p 24/25/30		
	± 0,1 m (con posicionamiento visual)		FHD: 1920x1080p 24/25/30/48/50/60		
	± 0,5 m (con posicionamiento GPS)		HD: 1280x720p 24/25/30/48/50/60		
	Horizontal	Velocidad máx. video	60 Mbps		
	± 0,3 m (con posicionamiento visual)	Sistema de archivos	FAT32 (≤32 GB); exFAT (>32 GB)		
	± 1,5 m (con posicionamiento GPS)	Foto	JPEG, DNG (RAW)		
MECANISM	0	Video	MP4, MOV (MPEG-4 AVC/H.264)		
Estabilización	3 ejes (pitch, rollo, derrape)	Tarjeta SD	Micro SD		
Rango controlable	Inclinación: -90° a 30°		Capacidad máxima: 64 GB		
Velocidad máxima angular controlble	Inclinación: 90°/s		Clase 10 o UHS-1 calificación requerida		
Presición control angular	$\pm 0,02^{\circ}$	Rango de temperatura de funcionamiento	32° to 104°F (0° to 40°C)		

Tabla 1. Parámetros técnicos del Phantom 3 Professional.

Plan de vuelo y toma de datos

La captura de los escenarios se realizó (ver Fig. 2) en base a las recomendaciones de Bemis et al, (2014) y del manual de usuario del programa Agisoft PhotoScan, Edición Profesional, Versión 1.3. Se tomaron la mayor cantidad de fotografías para reducir el número de zonas ciegas y poder generar un buen solapamiento lateral y frontal. El número de fotografías tomadas, vuelos realizados, estaciones de vuelo y tiempo de trabajo disponible según las condiciones del clima (principalmente luz y viento), está detallado en la Tabla 2.

El plan de vuelo y toma de datos está condicionado a factores del equipamiento, como el alcance de la señal del drone o a la duración de la batería, y a factores particulares del caso de estudio, como a las condiciones del clima, dimensiones del área y al tipo de superficie del terreno.



Fig. 2. a) Recomendaciones para realizar una apropiada captura de escenarios (Bemis et al, 2014; http://www.agisoft.com/downloads/user-manuals/). b) Posiciones de las fotografías tomadas en el volcán SC2.

Tabla 2. Resumen para cada caso de estudio del número de fotografías tomadas, área cubierta, número de vuelos realizados, número de estaciones de vuelo y tiempo disponible de trabajo en días. En este último parámetro se consideró el tiempo utilizado para realizar la captura de los escenarios, según las condiciones del clima (principalmente luz y viento), cambios de baterías y distancias entre las estaciones de vuelo.

Caso de estudio	Fotografías	Área cubierta	Vuelos	Estaciones	Tiempo/Días
SC2	257	0,596 km^2	2	2	27 min / 2 D
Luna de Tierra	828	1,05 km^2	4	2	124 min / 1 D
Tilocálar Norte	3297	5,55 km^2	11	11	457 min / 2D
Tilocálar Sur	6027	18,3 km^2	15	11	307 min / 3 D

El Phantom 3 Professional cuenta con un sistema de GPS incorporado, el cual permite tomar fotografías georeferenciadas. De esta manera se puede utilizar la información obtenida para aplicaciones geomáticas (Uysal et al, 2015). Por otra parte, la georeferenciación se puede realizar de forma manual a través de puntos de control del terreno (GCP). Sin embargo, debido al número de fotografías utilizadas en este trabajo y al tipo de superficie de los volcanes en estudio, solamente se utilizó la georeferenciación del drone.

Procesamiento y generación de DEM

Existen diferentes softwares que permiten construir una malla o grilla a partir de la cual se logra generar la imagen DEM mediante técnicas fotogramétricas, como la triangulación o interpolación de puntos. Para este proceso se ha utilizado el programa Agisoft PhotoScan Proffesional, versión 1.3.2. El cual se realizó en siete etapas, basado en el manual de usuario del programa Agisoft PhotoScan, Edición Profesional, Versión 1.3 (Agisoft 2017), en Reitman et al, 2015 y Bemis et al, 2014 (ver Fig. 3). La primera etapa consistió en cargar todas las fotografías tomadas con el drone y

La primera etapa consistió en cargar todas las fotografías tomadas con el drone y generar una calibración de las imágenes. En la segunda etapa se realizó el alineamiento de las fotos, proceso que permite generar una nube de puntos a través de la interpolación de pares estereoscópicos de las imágenes. Como tercera etapa se efectuó la optimización de la nube de puntos. Esto permite mejorar el alineamiento de las imágenes y reducir la distorsión o curvatura con una transformación no linear basada en los parámetros de la cámara. La cuarta etapa consistió en realizar la nube densa de punto. Lo anterior permite aumentar la densidad de puntos obtenidos en el alineamiento de las fotografías, debido a que la calidad del DEM dependerá de la

cantidad de puntos disponibles en la precisión de las técnicas fotogravimétricas en la selección del método de interpolación para generar el DEM (Song and Nan, 2009). Luego de haber generado esta nube densa de puntos se llevó a cabo una limpieza de puntos que pueden dar lugar a errores al calcular el DEM, como los puntos del cielo o algunos puntos de cotas negativas. En la quinta etapa se realizó la construcción de la malla, la cual crea una superficie triangular de conexiones (redes) irregulares a partir de la nube densa de puntos. Como sexta etapa se generó una textura para la malla, lo que permite obtener una resolución del color de las imágenes originales, entregando una textura cromática real para la malla anteriormente generada. Finalmente, la séptima etapa consistió en generar y exportar el modelo de elevación digital (DEM) en el sistema de coordenadas WGS84 proyectado en UTM.

Para un funcionamiento óptimo del programa, es recomendado usar un computador de alta capacidad de CPU debido a la gran cantidad de información que debe procesar el programa. Agisoft PhotoScan Professional exporta la imagen DEM en formato TIF, entre otros formatos. Esto permite utilizar el DEM en diferentes programas como ArcGIS, ERDAS, Global Mapper, etc, y así poder calcular los volúmenes de los DEMs generados. En este trabajo se utilizó el programa ArcGIS 10.3 para calcular el volumen de los diferentes volcanes monogenéticos en estudio.



Fig 3. Flujo de trabajo general que ilustra el proceso de reconstrucción 3D basado en fotografías (Bemis et al, 2014).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Resultados

En este trabajo un total de 257, 828, 50, 3297 y 6027 fotografías fueron usadas en los volcanes SC2, Luna de Tierra, domo Tilocálar Norte, Tilocálar Norte y Tilocálar Sur, respectivamente. Sin embargo, solo 256, 823, 44, 2373 y 3980 imágenes fueron alineadas y utilizadas en el proceso de generación de los DEMs, obteniendo un DEM
por cada caso de estudio (ver Fig. 4). La Tabla 3 detalla los resultados obtenidos para cada caso de estudio en la generación de los DEMs.

Durante las campañas de terreno se realizó el mapeo geológico de los volcanes en estudio. Identificando los cambios litológicos y la geometría de las diferentes unidades geológicas presenten en las áreas de estudio. De esta manera se ha obtenido el contorno o línea de borde que delimita cada una de las estructuras volcánicas. Y en base a estos límites se calculó el volumen eruptivo de los centros monogenéticos. El volcán Tilocálar Sur (0,7391 km³) tiene flujos de lava de 0,4419 km³, un depósito piroclástico de 0,2967 km³ y un cráter de explosión de 0,0006 km³. El volcán Tilocálar Norte (0,5385 km³) tiene flujos de lava de 0,5385 km³ y un domo de 3.016 m³. Por su parte, el volcán Luna de Tierra tiene un volumen de 0,0023 km³ y el volcán SC2 tiene un volumen de 0,0021 km³.



Fig. 4. a) DEM del volcán Tilocálar Sur, donde se aprecia el cráter con sus flujos de lava y el cráter de explosión. b) DEM del volcán SC2, vista del flanco suroeste. c) DEM del volcán Luna de Tierra. d) DEM del domo Tilocálar Norte. e) DEM del volcán Tilocálar Norte, vista desde el Oeste hacia el Este.

usia 5.1 arametros de procesamiento del BENI para cada caso de estado.						
	SC2	Luna de Tierra	Domo Tilocálar Norte	Tilocálar Norte	Tilocálar Sur	
Fotografías	257	828	50	3.297	6.027	
Imágenes alineadas	256	823	44	2.373	3.980	
Nube de puntos	100.124	569.646	9.067	1.121.276	1.780.567	
Nube densa de puntos	9.467.338	25.070.304	10.647.351	82.702.449	18.423.405	
Proyecciones	254.952	1.879.466	29.814	3.422.006	6.209.326	
Resolución del suelo	3,92 cm/pix	5,02 cm/pix	6,12 cm/pix	7,28 cm/pix	12,4 cm/pix	
Resolución del DEM	15,7 cm/pix	20,1 cm/pix	6,12 cm/pix	29,1 cm/pix	98,9 cm/pix	
Densidad de puntos	40,7 ptos/m 2	24,8 ptos/m 2	267 ptos/m ²	11,8 ptos/m ²	1,02 ptos/m ²	
Área cubierta	0,596 km ²	1,05 km ²	0,00184 km ²	5,55 km ²	18,3 km ²	
Tamaño del pixel	1,7 x 1,7 um	1,7 x 1,7 um	1,7 x 1,7 um	1,7 x 1,7 um	1,7 x 1,7 um	

Tabla 5. Talanculos de procesamiento del DEM para cada caso de estudio	Tabla	3.	Parámetros	de	procesamie	nto del	DEM	para	cada	caso	de	estudio
--	-------	----	------------	----	------------	---------	-----	------	------	------	----	---------

Error y exactitud

Para determinar el error de la localización de las cámaras se utilizó el valor RMSE (root mean square error). Este valor determina la dispersión de la distribución de desviaciones entre los datos de altura del drone y los datos del DEM. De esta manera, un mayor valor RMSE corresponde a una mayor dispersión entre los dos grupos de datos (Krsák et al, 2016). Para evaluar la exactitud de la localización de las cámaras, se calculó el error de reproyección o root mean square reprojection (Agisoft, 2017), el cual corresponde al error promediado sobre todos los puntos generados en la nube de puntos en todas las imágenes. En consecuencia, es la distancia entre el punto en la imagen donde un punto 3D reconstruido puede ser proyectado y la proyección original de ese punto 3D detectado en la foto, y utilizada como base para el procedimiento de la reconstrucción de punto 3D (Agisoft, 2017). Los valores de los errores de cada uno de los casos de estudio fueron obtenidos del reporte de procesamiento que entrega el programa Agisoft PhotoScan Professional, y están especificados en la Tabla 4. El error X, error Y, y el error XY aumentan conforme aumenta el área cubierta y el volumen. Mientras que el error Z aumenta conforme aumenta la altura del volcán monogenético. De esta manera el error total es directamente proporcional al área cubierta y al volumen, siendo afectado mayormente por el error del plano horizontal. Mientras que el error del plano vertical afecta principalmente al error de reproyección, el cual aumenta conforme al aumento de la altura del volcán.

Algunos trabajos de los últimos años presentan errores más bajos que los obtenidos en este estudio (ver Tabla 5). Esto se debe a la influencia que presentan los puntos de control de georefenciación (GCP), los cuales en este estudio no se realizaron debido al gran número de imágenes utilizadas y a las dimensiones de las áreas cubiertas. La cantidad de imágenes utilizadas está directamente relacionada a las dimensiones de las áreas abarcadas, las cuales sólo son comparables con el trabajo de James and Robson (2012), sin embargo, estos autores utilizaron una aeronave micro ligera (micro-light aircraft) para la toma de fotografías y no un drone. Por lo tanto, la comparación con otros trabajos en base al error, a la resolución del DEM y al tamaño del área de estudio es de mayor complejidad, ya que no se pueden comparar los tres parámetros conjuntamente. En áreas más pequeñas ($<40.000 \text{ m}^2$) otros autores (ver Tabla 5) presentan DEMs con resoluciones espaciales entre 1 cm/pix y 97 cm/pix, con errores entre 0.05 m y 0.51 m realizando GCPs. En este caso, se han obtenido DEMs con resoluciones espaciales entre los 15,7 cm/pix y 98,9 cm/pix, con errores entre 4,3 m y 13,1 m sin realizar GCPs para áreas superiores a 500.000 m². Mientras que para el área de 1.024 m^2 se obtuvo una resolución de 6,12 cm/pix con un error de 6,16 m. El rango de estos errores es comparable al de sistemas de sensores ópticos aeroespaciales (ej. ASTER G-DEM, SPTO HRS o SRTM) con resoluciones espaciales de 30 m.

Por otra parte, al utilizar esta metodología en áreas de mayor extensión y con condiciones climáticas desérticas como la Zona Volcánica Central del Norte de Chile, los factores externos como la luminosidad, la velocidad del viento y por sobre todo el tipo de superficie juegan un rol fundamental en el proceso de toma de datos. En áreas extensas con superficies escarpadas como flujos lavas (volcán Tilocálar Norte y Sur) la colocación de marcas en el terreno para realizar GCPs requiere demasiado tiempo. El cual está restringido al tiempo efectivo de trabajo con el drone, ya que se debe considerar el tiempo de traslado de una estación de vuelo a otra; la velocidad del viento, la cual no debe superar los 15-20 km/h para poder realizar un vuelo seguro, acotando el tiempo de trabajo; y la luminosidad que influye en la captura de las

fotografías, debido a que no se pueden tomar imágenes con demasiadas sombras o con demasiado brillo ya que esto afecta el proceso de alineamiento y generación de la nube de puntos.

	Domo Tilocálar Norte	SC2	Luna de Tierra	Tilocálar Norte	Tilocálar Sur	
Error X (m)	3,75849	2,6978	3,02123	3,75589	4,36335	
Error Y (m)	4,48251	2,69171	2,72765	4,17397	5,29188	
Error Z (m)	1,95727	2,11304	1,80313	9,09117	11,1683	
Error XY (m)	5,84971	3,81096	4,07037	5,61504	6,85877	
Error total (m)	6,16847	4,35756	4,45188	10,6854	13,1063	
Error de reproyección	1,06 pix	1,13 pix	1,08 pix	1,35 pix	1,59 pix	

Tabla 4. Exactitud espacial general de los datos derivados del drone para cada caso de estudio.

Tabla 5. Número de puntos de control de suelo, tamaño del área abarcada, error vertical, resolución espacial del DEM y número de fotografías tomadas utilizado en este trabajo y por otros autores.

Autor	Aeronave	GCP	Área de estudio (m ²)	Error (m)	DEM (cm/pix)	Fotografías
Krsák y otros, 2016	Phantom 2 Vision+ UAV	10		0,05	1	135
Uysal y otros., 2015	OCTO XL UAV	27	40.000	0,07	5,2	250
Kolzenburg y otros., 2016	Airbone LIDAR		24.626	0,18	17,8	885
James y Robson, 2012	Micro-light aircraft	10	1.800.000	0,26	87	67
Pitchika, 2017	Draganfly X4P UAV	9	25.311	0,51	97	145
Autor	Aeronave	GCP	Área de estudio (m ²)	Error (m)	DEM (cm/pix)	Fotografías
Autor Este trabajo (Domo Tilocálar Norte)	Aeronave Phantom 3 Professional UAV	GCР 0	Área de estudio (m ²) 1.024	Error (m) 6,16	DEM (cm/pix) 6,12	Fotografías 50
Autor Este trabajo (Domo Tilocálar Norte) Este trabajo (SC2)	Aeronave Phantom 3 Professional UAV Phantom 3 Professional UAV	GCP 0	Área de estudio (m ²) 1.024 596.000	Error (m) 6,16 4,36	DEM (cm/pix) 6,12 15,7	Fotografías 50 257
Autor Este trabajo (Domo Tilocálar Norte) Este trabajo (SC2) Este trabajo (Luna de Tierra)	Aeronave Phantom 3 Professional UAV Phantom 3 Professional UAV Phantom 3 Professional UAV	GCP 0 0 0 0	Área de estudio (m ²) 1.024 596.000 1.050.000	Error (m) 6,16 4,36 4,45	DEM (cm/pix) 6,12 15,7 20,1	Fotografías 50 257 828
Autor Este trabajo (Domo Tilocálar Norte) Este trabajo (SC2) Este trabajo (Luna de Tierra) Este trabajo (Tilocálar Norte)	AeronavePhantom3 Professional UAVPhantom3 Professional UAVPhantom3 Professional UAVPhantom3 Professional UAV	GCP 0 0 0 0 0 0	Área de estudio (m²) 1.024 596.000 1.050.000 5.550.000	Error (m) 6,16 4,36 4,45 10,69	DEM (cm/pix) 6,12 15,7 20,1 29,1	Fotografías 50 257 828 3.297

Comparación con otros DEMs

Actualmente para la ZVC del norte de Chile sólo se encuentran disponibles de libre acceso imágenes DEMs con una resolución espacial de 12,5 m/pix, 30 m/pix y 90 m/pix. Se han descargado DEMs de 12,5 m/pix (phttps://vertex.daac.asf.alaska.edu/) y de 30 m/pix (https://earthexplorer.usgs.gov/) para estimar los volúmenes eruptivos de cada uno de los casos de estudio, los cuales se pueden ver en la Tabla 6. El cálculo de estos volúmenes se ha realizado con el mismo procedimiento que se obtuvieron los volúmenes de los DEMs generados en este trabajo. De esta manera es posible visualizar que los DEMs de 30m subestiman ~1x10⁺¹² % el volumen de los centros monogenéticos con respecto a los DEMs obtenidos en este estudio. Esto debido a la gran diferencia de la resolución espacial entre unidades métricas a centimétricas. Mientras que los DEMs de 12,5 m con respecto a los DEMs de este estudio subestiman en un 22%, 48% y 30% al volcán SC2, Luna de Tierra y Tilocálar Norte, respectivamente. Y en el caso del volcán Tilocálar Sur este es sobrestimado en un 8% con respecto a los DEMs de este estudio. Con lo cual se ratifica la influencia de la resolución de parámetros morfométricos.

Tabla 6. Volúmenes obtenidos en km³ para los casos de estudio en base a DEMs de distintas resoluciones. Los DEMs de 30 m/pix y 12,5 m/pix fueron obtenidos de phttps://vertex.daac.asf.alaska.edu/ y https://earthexplorer.usgs.gov/, respectivamente. Mientras que los DEMs de 15,7cm/pix, 20,1 cm/pix, 29,1 cm/pix y 98,9 cm/pix fueron generados en este trabajo.

	SC2	Luna de Tierra	Tilocálar Norte	Tilocálar Sur
DEM (30 m)	2,16E-13	3,47E-13	3,8342E-11	6,7276E-11
DEM (12,5 m)	0,001747892	0,001524305	0,413413641	0,803510381
DEM (15,7 cm)	0,002124655	-	-	-
DEM (20,1 cm)	-	0,002252095	-	-
DEM (29,1 cm)	-	-	0,538544531	-
DEM (98,9 cm)	-	-	-	0,739114369

CONCLUSIONES

La generación de modelos de elevación digital (DEM) a partir de técnicas fotogramétricas utilizando un drone, tiene muchas ventajas en el estudio del volcanismo monogenético, especialmente por su alta resolución espacial, alta exactitud y por su muy bajo costo económico en comparación con otros sistemas de alta resolución, como sensores ópticos, radares aerotransportados o LIDAR. En especial en lugares como la ZVC del norte de Chile, donde no existen DEMs de buena resolución que permitan realizar un análisis de los parámetros morfométricos de centros volcánicos menores. En este trabajo se han obtenidos DEMs de alta resolución espacial en áreas de gran extensión, que varían entre los 0,596 km² y los 18,3 km² y con errores entre 4,3 m y 13,11 m. Con lo cual el error va aumentando conforme aumenta el tamaño del área abarcada, al igual que la resolución espacial de los DEMs. Otro de los factores que afecta directamente el procesamiento y con ello la exactitud del modelo es el clima. Este toma gran relevancia en la ZVC del norte de Chile, donde existen pocas horas en que la velocidad del viento y la luminosidad (relación luz/sombra) permitan la correcta obtención de datos.

En base a los volúmenes obtenidos en este trabajo, es posible definir a los volcanes SC2, Luna de Tierra, Tilocálar Norte y Tilocálar Sur como centros monogenéticos (volumen $< \text{km}^3$; Németh and Kereszturi, 2015). Los cuales presentan un índice de explosividad volcánica (VEI; Newhall and Stephen, 1982) de 2 a 3 para el caso del volcán SC2 y Luna de Tierra, y de 3 a 4 para los volcanes Tilocálar Norte y Tilocálar Sur.

Esta nueva aplicación de los drones es un buen acercamiento para el estudio de los volcanes monogenéticos, y el entendimiento de los peligros asociados a volcanes de escaso volumen. Contar con DEM de alta resolución permite analizar las variaciones de sus estilos eruptivos, identificar patrones de distribución del material eruptivo, y calcular parámetros morfométricos de dimensiones (volumen total) y de inclinaciones (grados o pendientes), lo cual permitiría estimar las magnitudes explosivas de los volcanes monogenéticos en el norte de Chile. Lo anterior permite sentar las bases para el entendimiento de los peligros asociados a volcanes de escaso volumen en el norte de Chile, cuyos alcances en la actualidad aún son desconocidos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnología a través del programa de Becas de Doctorado Nacional CONICYT - PCHA/ Doctorado Nacional/2016-21161286. Los autores de este trabajo agradecen al Dr. Gabriel González por facilitar el uso del drone y del computador del Laboratorio de Sismología, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, para la generación de los modelos. Por otra parte, se agradece a Cristóbal González y a Diego Jaldin por su colaboración en la campaña de terreno.

REFERENCIAS

Agisoft . Agisoft PhotoScan User Manual Professional Edition, Version 1.3 (2017).Bemis, S. P., Micklethwaite, S., Turner, D., James, M. R., Akciz, S., Thiele, S. T., and Bangash, H. A. Ground-based and UAV-based photogrammetry: A multi-scale,

high-resolution mapping tool for structural geology and paleoseismology. *Journal of Structural Geology*, 69, 163-178 (2014).

- Cañón-Tapia, E. Reappraisal of the significance of volcanic fields. *Journal of Volcanology* and Geothermal Research, 310, 26-38 (2016).
- Coveney, S., and Roberts, K. Lightweight UAV digital elevation models and orthoimagery for environmental applications: data accuracy evaluation and potential for river flood risk modelling. *International Journal of Remote Sensing*, *38*(8-10), 3159-3180 (2017).
- Grosse, P., de Vries, B. V. W., Euillades, P. A., Kervyn, M., and Petrinovic, I. A. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology*, *136*(1), 114-131 (2012).
- James, M. R., and Robson, S. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *117*(F3) (2012).
- Kolzenburg, S., Favalli, M., Fornaciai, A., Isola, I., Harris, A. J. L., Nannipieri, L., and Giordano, D. Rapid updating and improvement of airborne LIDAR DEMs through ground-based SfM 3-D modeling of volcanic features. *IEEE Transactions on Geoscience* and Remote Sensing, 54(11), 6687-6699 (2016).
- Kršák, B., Blišťan, P., Pauliková, A., Puškárová, P., Kovanič, Ľ., Palková, J., and Zelizňaková, V. Use of low-cost UAV photogrammetry to analyze the accuracy of a digital elevation model in a case study. *Measurement*, *91*, 276-287 (2016).
- McGonigle, A. J. S., Aiuppa, A., Giudice, G., Tamburello, G., Hodson, A. J., and Gurrieri, S. Unmanned aerial vehicle measurements of volcanic carbon dioxide fluxes. *Geophysical research letters*, *35*(6) (2008).
- Németh, K., and Kereszturi, G. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104(8), 2131-2146 (2015).
- Nex, F., and Remondino, F. UAV for 3D mapping applications: a review. Applied Geomatics, 6(1), 1-15 (2014).
- Newhall, C. G., and Self, S. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C2), 1231-1238 (1982).
- Nikolakopoulos, K. G., Soura, K., Koukouvelas, I. K., and Argyropoulos, N. G.UAV vs classical aerial photogrammetry for archaeological studies. *Journal of Archaeological Science: Reports*, *14*, 758-773 (2017).
- Nolan, M., Larsen, C. F., and Sturm, M. Mapping snow-depth from manned-aircraft on landscape scales at centimeter resolution using Structure-from-Motion photogrammetry. *Cryosphere Discussions*, 9(1) (2015).
- Patterson, M., Mulligan, A., Douglas, J., Robinson, J., and Pallister, J. S. Volcano surveillance by acr silver fox. In *Infotech@ Aerospace* (p. 6954). (2005).
- Pitchika, R. Ballistic impact crater modelling using UAV and structure from motion technology: 2012 Te Maari volcanic eruptions, New Zealand (2017).
- Prosdocimi, M., Calligaro, S., Sofia, G., Dalla Fontana, G., and Tarolli, P. Bank erosion in agricultural drainage networks: new challenges from structure-from-motion

photogrammetry for post-event analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(14), 1891-1906 (2015).

- Reitman, N. G., Bennett, S. E., Gold, R. D., Briggs, R. W., and DuRoss, C. B. High-resolution trench photomosaics from image-based modeling: Workflow and error analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America* (2015).
- Ružić, I., Marović, I., Benac, Č., and Ilić, S. Coastal cliff geometry derived from structure-from-motion photogrammetry at Stara Baška, Krk Island, Croatia. *Geo-Marine Letters*, *34*(6), 555-565 (2014).
- Smith, I. E. M., and Németh, K.Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. *Geological Society, London, Special Publications*, 446(1), 1-28 (2017).

- Song, R., and Nan, J. Interactive Modeling and Visualization of 3D Geological Bodies. In *Computer Sciences and Convergence Information Technology*, 2009. *ICCIT'09. Fourth International Conference on* (pp. 447-450). IEEE (2009).
- Stumpf, A., Malet, J. P., Allemand, P., Pierrot-Deseilligny, M., and Skupinski, G.Ground-based multi-view photogrammetry for the monitoring of landslide deformation and erosion. *Geomorphology*, 231, 130-145 (2015).
- Tarolli, P. High-resolution topography for understanding Earth surface processes: Opportunities and challenges. *Geomorphology*, 216, 295-312 (2014).
- Uysal, M., Toprak, A. S., and Polat, N.DEM generation with UAV Photogrammetry and accuracy analysis in Sahitler hill. *Measurement*, 73, 539-543 (2015).

AUMENTO DE LA INTENSIDAD DE LAS SEÑALES DE CALCIO MEDIANTE EL USO DE LA TÉCNICA NE-LIBS

Vorobioff J.^{a,b}, Boggio N.^{a,c,d}, Nonino D.^b, Rinaldi C.^{a,c,d}, Toro C.^e, Bojorge C.^e, Azcarate M. L.^{c,e}

^a CNEA, Av. Gral Paz 1499, San Martín, Bs. As. Arg. ^b Universidad Tecnológica Nacional, Sarmiento 440, C.A.B.A., Arg. ^c CONICET, Godoy Cruz 2290, C.A.B.A., Arg. ^d Universidad Nacional de San Martín, 25 de Mayo y Francia, San Martin, Bs.As., Arg. ^e CITEDEF, San Juan Bautista de la Salle 4397-Villa Martelli, Arg.

e-mail: <u>boggio@cnea.gov.ar</u>

RESUMEN

El objetivo del presente trabajo es analizar el efecto en la intensidad de la señal obtenida por espectroscopía LIBS (Laser Induced Breakdown Spectroscopy) correspondiente al Calcio, producido por el agregado de nanopartículas (NPs) de ZnO a la matriz de Zn metálico. Las NPs se agregan a una matriz de Zn metálico conteniendo cuatro concentraciones diferentes de Ca (como CaCO₃). La elección del calcio como analito se basa en que es uno de los principales componentes de suelos y su concentración es relevante para la determinación de la cohesividad y/o fertilidad de los mismos. Se compararon muestras con NPs en bulk, en superficie y sin NPs. Las conclusiones de estos estudios preliminares indican que para obtener un incremento neto de la intensidad es importante la relación de concentraciones NPs / Ca. De esta manera la utilización de la técnica NE-LIBS resulta muy promisoria para la determinación cuantitativa de calcio en muestras de suelos.

Palabras Clave: NE-LIBS, Nanopartículas, suelos

INTRODUCCIÓN

La técnica LIBS (Laser Induced Breakdown Spectroscopy) es ampliamente utilizada para el análisis multielemental debido a que presenta una serie de ventajas como rápida respuesta , un mínimo tratamiento de preparación de muestra y un simple arreglo experimental (Miziolek et. al, 2006). La sensibilidad del LIBS depende de los elementos, y los límites de detección varían generalmente de unos pocos a cientos de ppm dependiendo del instrumento. Sin embargo, la relación señal / ruido relativamente baja constituye un inconveniente que impone una restricción en el uso de esta técnica, por lo tanto puede disminuir la capacidad de la técnica LIBS para detectar las bajas concentraciones de los diferentes elementos minoritarios presentes en matriz. Por esta razón, se desarrollaron diferentes técnicas para aumentar la relación señal / ruido que incluyen disposiciones experimentales específicas, tales como LIBS de resonancia o LIBS de doble pulso. Recientemente se ha demostrado que el agregado de nanopartículas (NPs) a muestras metálicas incrementa la amplitud de las líneas de emisión en 1 a 2 órdenes de magnitud, mejorando el límite de detección (De Giacomo, 2013). Esta metodología es conocida como NE-LIBS en la literatura científica.

Por otra parte en relación al análisis de suelos, hay numerosos antecedentes publicados que destacan el uso de LIBS (Bustamante et.al., 2006, Diaz et al., 2011, Martin et. al,

2013, entre otros). En el presente trabajo se estudió la influencia en la intensidad de la señal de LIBS por el agregado de nanopartículas de ZnO a una matriz de Zn metálico con CaCO₃ en pequeñas proporciones. La elección del calcio como analito se basa en que es uno de los principales componentes de suelos y su concentración es relevante para la determinación de la cohesividad y/o fertilidad de los mismos.

DESARROLLO EXPERIMENTAL

Preparación de las muestras

Se prepararon pastillas por prensado de una mezcla de polvo de Zn (matriz) con un agregado $CaCO_3$ de acuerdo a lo descripto en la Tabla 1 incorporando a la mezcla las NPs de ZnO. Las pastillas resultantes son de 1 cm de diámetro y comprimidas a una presión de 6 T / cm².

Muestra	Composición (% m/m)		NPs de 2	ZnO (mg)
	Zn	CaCO ₃		
1s	95	5	0.002	
2s	99	1	0.002	superficie
3s	99.5	0.5	0.002	
1b	95	5	0.002	
2b	99	1	0.002	agregadas en "bulk"
3b	99.5	0.5	0.002	
1w	95	5		·
2w	99	1	Sin	NPs
3w	99.5	0.5		

Tabla I: Composición de las muestras analizadas

Instrumental utilizado

Para el análisis se utilizó un espectrómetro LIBS 2500 (Ocean Optics) de acuerdo al esquema que se muestra (ver Fig.1):



Fig. 1: Esquema del montaje de medición

Las pastillas se colocan en un portamuestras, el cual a su vez se coloca sobre una mesa posicionadora (ver Fig. 2). El sistema permite el movimiento en las 3 dimensiones, de modo que se pueda efectuar un barrido sobre distintos puntos de la superficie en x- y, por otra parte controlar la profundidad del foco del láser sobre la pastilla. Posterior al análisis de la muestra, las pastillas presentan el aspecto que se puede observar en la Fig.3.





Fig. 2: Vistas de la plataforma posicionadora con el portamuestras.



Fig. 3: Detalle de una pastilla de Zn + Ca posterior al disparo con pulsos láser

Procedimiento de medición

El análisis de las muestras se realizó en el rango de 200 nm a 700 nm. Se usó un láser Nd:YAG con λ =1064 nm y distancia focal de 6 cm .Para establecer las condiciones de máxima intensidad se utilizaron 3 fluencias de salida: 20, 32 y 64 mJ / cm² resultando óptima esta última para la adquisición de los espectros.

Además de la fluencia, sobre cada composición analizada, con el objetivo de obtener la máxima intensidad de señal se dispararon pulsos láser en diversos puntos de la superficie y por otro lado se estudió con 10 pulsos y 100 pulsos en un mismo punto de cada pastilla, en profundidad. La modalidad de disparo de 10 pulsos a 1Hz sobre el mismo punto daba la máxima intensidad y se estableció para medir todas las pastillas.

Todas las señales se compararon contra los picos de referencia de la base de datos espectroscópicos del NIST (NIST Atomic Spectra Database, 2017)

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se presenta (ver Fig.4) un espectro típico correspondiente a la muestra que contiene 1% de calcio. Se destaca el aumento de la intensidad para los picos a 393,366 nm y 396,847 nm de Ca II que resulta ser del 10% en el caso del agregado de NPs en bulk, mientras que se obtuvieron aumentos de hasta el 40% para el agregado de NPs en superficie.



Fig. 4: Detalle del Espectro LIBS de la muestra con 1% Ca, entre 390nm y 400nm.

Además el análisis de todas las composiciones estudiadas se presenta en el siguiente gráfico (ver Fig. 5) en el cual se comparan las muestras con diferentes contenidos de calcio de acuerdo con la Tabla I, y a su vez el efecto del agregado de nanopartículas en el bulk o en la superficie de las pastillas



Fig. 5: Espectros LIBS de las muestras entre 392nm y 396nm. Los contenidos de Ca son: 0,5% Ca en azul 1% en rojo y 5% en celeste .Además se presenta el efecto de las nanopartículas: sin NPs agregadas (**W**), con NPs en el bulk de las pastillas (**B**) y con agregados en la superficie (**S**).

Se observa por una parte el aumento de las señales de modo lineal, conforme al incremento del contenido de calcio en el orden 0,5%, 1% y 5%.Pero además el resultado más destacable es que los espectros presentan un incremento en las intensidades de las señales LIBS del calcio en las muestras con NPs agregadas. En particular para las líneas de emisión de 393,10 nm y 396,54 nm se observan en general aumentos entre el 10 % y el 40 % que se mantiene para todas las muestras analizadas, principalmente cuando se trabaja con el valor más alto de energía y las NPs son agregadas en superficie. Por otra parte las señales de la matriz (Zn) que es el componente mayoritario, no sufrieron dicho incremento.

Por otra parte, si representamos los máximos de intensidad de las señales normalizados respecto de la intensidad del Zn en función del contenido de calcio se observa también el efecto neto del agregado de NPs, sobre todo para concentraciones de calcio a partir del 1% (ver Fig. 6), principalmente en el caso de las NPs en superficie.



Fig. 6: Máximo de las señales vs. Concentración de calcio para las muestras analizadas, de acuerdo a las NPs agregadas en superficie, bulk o sin NPs.

Este último comportamiento resulta coherente con los resultados presentados en trabajos publicados (De Giacomo et al, 2014, 2016), en relación al hecho de que el incremento de la señal se produce dependiendo de la relación entre la cantidad de las NPs agregadas y el contenido del analito a cuantificar.

CONCLUSIONES

De acuerdo con el análisis de señales realizado, podemos afirmar lo siguiente: 1) que la determinación de la concentración de Ca resulta lineal entre 0,5% y 5%, 2) la normalización respecto de la intensidad de Zn en la matriz asegura una baja dispersión de señales, 3) existe una mínima concentración de Ca para la cual el efecto de las NPs es visible.

Podemos afirmar que la incorporación de NPs en mínimas cantidades a la matriz metálica favorece el incremento en las intensidades de las señales LIBS de los componentes minoritarios analizados. Este resultado es muy importante para el análisis elemental en muestras de suelos, pero además se podría extender a otras aplicaciones.

REFERENCIAS

Beccaglia A.M., Rinaldi C.A., Ferrero J.C., Analysis of arsenic and calcium in soil samples by laser ablation mass spectrometry. *Analytica Chimica Acta* 579 (1),11-16, 2006

- Bustamante M.F., Rinaldi C.A., Ferrero J.C.. Laser induced breakdown spectroscopy characterization of Ca in a soil depth profile *.Spectrochimica Acta Part B* 57 303–309(2002)
- De Giacomo, A. Nanoparticle-Enhanced Laser-Induced Breakdown Spectroscopy of Metallic Samples, *Anal. Chem*, 85, 10180-10187, (2013)
- De Giacomo A., Gaudiuso R., Koral C., Dell'Aglio M., De Pascale O.Nanoparticle Enhanced Laser Induced Breakdown Spectroscopy: Effect of nanoparticles deposited on sample surface on laser ablation and plasma emission. *Spectrochimica Acta Part B* 98 19–27 (2014)
- De Giacomo A., C. Koral, G. Valenza, R. Gaudiuso, and M. Dell'Aglio Anal. Chem., 88, 5251–5257 (2016)
- Díaz D., Hahn D. W., A. Molina .Evaluation of Laser-Induced Breakdown Spectroscopy (LIBS) as a Measurement Technique for Evaluation of Total Elemental Concentration in Soils. *App.Spec.*, 66, 1 pp.99-106 (2011)
- Diwakar P. K., Laser-induced breakdown spectroscopy for analysis of micro and nanoparticles, *Jour. Anal. At. Spectrom.*,27, 1110 (2012)
- Martin, M. Z., Mayes, M. A., Heal, K. R., Brice, D. J. & Wullschleger, S. D. Investigation of laser-induced breakdown spectroscopy and multivariate analysis for differentiating inorganic and organic C in a variety of soils. Spectrochim. Acta B 87, 100–107 (2013).

Miziolek, A. W., Palleschi, V. & Schechter, I. Laser-induced breakdown spectroscopyfundamentals and applications. Cambridge University Press (2006).

NIST Atomic Spectra Database, USA, http://www.nist.gov/pml/data/asd.cfm (2017)

ANÁLISIS DE RESOLUCIÓN DE MAPAS DE ENTRADA EN MÉTODO DE PREDICCIÓN DE INCENDIOS FORESTALES

Zúñiga A.^{*a*}, Méndez-Garabetti M.^{*a,b*}, Bianchini G.^{*a*}, Caymes-Scutari P.^{*a,b*} y Tardivo M.L.^{*a,b,c*}

^aLaboratorio en Cómputo Paralelo Distribuido (LICPaD), UTN-FRM, Mendoza, ARGENTINA ^bConsejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) ^cDepartamento de Computación, UNRC, Río Cuarto, Córdoba, ARGENTINA

e-mail: agustin.zuniga@alumnos.frm.utn.edu.ar

RESUMEN

Los incendios forestales son una de las causas principales de la desaparición de grandes superficies de bosques en el mundo de manera anual. Entre las grandes pérdidas que de ellos resultan pueden destacarse: a) la pérdida de bosques, flora y fauna; b) la pérdida de vidas humanas a causa de los intentos de sofocar y/o controlar los incendios; y c) las pérdidas económicas por daños materiales y gastos en el cuidado y evacuación de personas en riesgo. Por estos motivos se considera de gran importancia destinar esfuerzos y recursos en el fortalecimiento de las tareas de prevención, monitoreo y predicción de incendios forestales con el fin lograr un mejor control de su comportamiento, logrando con esto evitar los daños producidos por el fuego, tanto en los bosques como en las poblaciones cercanas, y minimizar los riegos de trabajo de hombres y mujeres por extinguirlos. La predicción del comportamiento de un incendio forestal es una tarea compleja que suele estar afectada por la incertidumbre proveniente del desconocimiento de los valores en los parámetros de entrada del modelo de predicción. ESSIM-EA (Sistema Estadístico Evolutivo con Modelo de Islas basado en Algoritmos Evolutivos) es un método de reducción de incertidumbre el cual ha sido aplicado a la predicción del comportamiento de incendios forestales controlados. En el presente trabajo se ha aplicado dicho método en casos de incendios forestales reales, con el objetivo de identificar la resolución adecuada de los mapas de entrada que permitan brindar un balance adecuado entre calidad de predicción y tiempo de procesamiento.

Palabras Clave: Incendios Forestales, Predicción, Incertidumbre, Dimensionamiento.

INTRODUCCIÓN

Los incendios forestales destruyen de manera anual una gran cantidad de hectáreas de bosque en el mundo, provocando pérdidas importantes no solamente en lo que respecta a la flora, fauna y ecosistemas, sino también a las infraestructuras tales como rutas, alojamiento y telecomunicaciones, costando a su vez, miles de millones de dólares e incluso la pérdida de vidas humanas en la lucha contra estos incendios (FAO : Los incendios devastan cada vez más los bosques de todo el mundo, 1992). Solamente en los últimos años se han consumido hasta 3,6 millones de hectáreas, produciendo pérdidas catastróficas en los bosques de distintos países del mundo (Incendios | National Geographic, 2010). Sea el caso del año 2016, donde el incendio forestal de Fort

McMurray en Canadá arrasó con una superficie de 204.000 hectáreas, provocando la pérdida de alrededor del 10% de la ciudad, y dejando a 70.000 habitantes fuera de la misma, ver Fig. 1 (El incendio de Canadá destruye el 10% de Fort McMurray y las autoridades prometen "reconstruirla"; - RTVE.es., 2016).



Figura 1: Incendio de Fort McMurray, Canadá (2016) (Fotos: Incendio en Canadá: Evacuación de Fort McMurray | Internacional | EL PAÍS, 2016).

Los incendios en el centro de Chile, en cuyo año 2017 hasta el mes de febrero del mismo año ha quemado 467.537 hectáreas de bosque (cerca de un 8% del área total de sus bosques) y cuya diferencia de superficie afectada entre los períodos de 2015/2016 (42.096,71 ha.) y 2016/2017 (613.356,02 ha.) es del 1357% de aumento (datos sustraídos de USDA – Foreing Agricultural Service, 2017 y CONAF, n.d.). O el último gran incendio del 2017, el más extenso y mortífero de Portugal (ver Fig. 2), dejando un saldo de 64 muertos, 204 heridos, y cerca de 60.000 hectáreas de bosque destruidas por las llamas (Extinguidos los incendios de Portugal | Internacional | EL PAÍS, 2017).



Figura 2: Incendio en Portugal (2017) (Estremecedoras imágenes de un dron muestran los autos calcinados por el feroz incendio en Portugal - BBC Mundo, 2017).

Debido al impacto de los sucesos comentados, es importante el desarrollo de métodos científicos y tecnológicos que ayuden a la prevención de los incendios forestales para

disminuir pérdidas en los recursos mencionados. Uno de los métodos utilizados consiste en la predicción del comportamiento de los incendios forestales, los cuales pueden ayudar a determinar la futura dirección de la propagación del incendio y así calcular los recursos necesarios para sofocar el incendio (Méndez-Garabetti, M. et al, 2016). Sin embargo, la predicción del comportamiento de un incendio no es fácil de determinar debido a la cantidad de parámetros de entrada que deben medirse en tiempo real (velocidad y dirección del viento, humedad, tipo de vegetación, etc.). Esta incertidumbre en los valores de entrada afecta de manera considerable la precisión de su salida, impidiendo así que las técnicas clásicas de predicción puedan ser utilizadas en este contexto (Germán, B. et al, 2015).

Es claro entonces la necesidad de métodos de reducción de incertidumbre que nos permitan obtener valores más exactos, como es el caso del método ESSIM-EA (Sistema Estadístico Evolutivo con Modelo de Islas basado en Algoritmos Evolutivos).

En las siguientes secciones se abordará el funcionamiento de la predicción clásica y el mencionado ESSIM-EA para reconocer las diferencias en sus comportamientos y comprender las mejores en las predicciones de este último. Además se realizarán 4 experimentos sobre un caso de incendio real para obtener resultados de predicción que serán analizados en una relación de eficiencia entre sus tiempos de procesamientos y su calidad de predicción.

PREDICCIÓN CLÁSICA

El método de predicción clásica consiste en la evaluación de la línea de fuego luego de un período inicial de tiempo, mediante la utilización de un simulador de comportamiento de incendios (Méndez-Garabetti, M. et al, 2016). En la Fig. 3 podemos visualizar un esquema del funcionamiento del método en cuestión. El Simulador de incendios (SI) es alimentado por dos conjuntos de datos: la línea de fuego real (LFR) en el instante de tiempo (T_n), generalmente representada por un mapa en el cual se muestra el área quemada donde se inició el incendio, y la información del ambiente o parámetros de entrada (PE) del lugar donde el fuego se ha desarrollado (humedad, vegetación, etc.). Cada parámetro de entrada tiene un único valor asignado, el SI utiliza este conjunto de parámetros de entrada y la LFR_n para realizar la predicción de la línea de fuego (LFP) para el siguiente instante de tiempo (T_{n+1}) mediante una única simulación (Tardivo, M. L. et al, 2016).



Figura 3: Modelo de predicción clásica

Como se ha mencionado anteriormente, los modelos de predicción de incendios forestales requieren de ciertos tipos de parámetros: estáticos (información topográfica), de variación muy lenta, aquellos que cambian con mucha frecuencia (humedad en la vegetación), y parámetros completamente dinámicos como la condición del viento (Bianchini, G. et al, 2012). La precisión de estos parámetros es un punto muy importante para la correcta predicción de la conducta de la línea de fuego. Sin embargo, la dificultad requerida en la medición de los mismos la hace (en la mayoría de sus casos) una tarea imposible de llevar a cabo con precisión, especialmente en una situación de incendio real, dando como resultado una predicción que no se corresponde con la realidad. Esta incertidumbre en los valores de los parámetros de entrada, sumada a la complejidad misma del modelo, y el hecho de que la predicción se base en una única simulación, da como resultado un modelo de predicción poco confiable para el trabajo que se desea llevar a cabo. Debido a esto, se debe considerar un modelo distinto, en el cual pueda disminuirse dicha incertidumbre con el fin de lograr resultados más cercanos a la realidad.

ESSIM-EA

Es un método de reducción de incertidumbre paralelo que puede ser aplicado a distintos modelos de propagación (avalanchas, incendios, etc.).

La estructura del modelo ESSIM-EA está basada en el método DDM-MOS (Data Driven Method with Multiple Overlapping Solutions), el cual utiliza la superposición de casos y combinaciones de parámetros para realizar predicciones. Los mecanismos de su operación están formados por tres componentes: análisis estadístico, cómputo paralelo, algoritmos evolutivos paralelos.

Análisis estadístico

Encargado de recolectar y analizar los datos para la toma de decisiones y la resolución de problemas. Con ello, es posible encontrar relaciones de dependencias entre las variables que afectan un fenómeno. Este es el caso de los parámetros de entrada del modelo de predicción para incendios forestales, cuyos valores determinan el comportamiento del fuego.

La Probabilidad de ignición (P_{ign}) de una sección de bosque es un ejemplo de uso del análisis estadístico en el análisis de incendios forestales. El mismo consiste en dividir un mapa forestal en celdas (secciones determinadas de bosque) e identificar si una celda será alcanza por el fuego o no según el conjunto de parámetros introducidos (cada conjunto de parámetro es denominado *escenario*). Finalmente la P_{ign} será igual al promedio entre la cantidad de escenarios que incendiaron la celda dividido la cantidad total de escenarios, ver Ec. (1).

$$P_{ign}(C) = n_c/n \quad (1)$$

- C = celda C.
- *n_c= número de escenarios donde la celda es alcanzada por el fuego.*
- *n* = *número de escenarios totales*.

Una explicación más amplia sobre lo dicho puede encontrarse en Méndez-Garabetti, M. et al, 2016.

Cómputo paralelo

Los sistemas de Computación de Alto Rendimiento proveen mayor capacidad computacional que los sistemas secuenciales ya que nos permiten repartir tareas entre varios procesadores, ganando con ello tiempo y disminuyendo los costos.

En estos sistemas existen diferentes paradigmas, para este método se utiliza el llamado Master-Worker. Éste se estructura como un proceso (Master) que genera muchos subproblemas o tareas los cuales son enviados a resolver de manera simultánea por otros (Workers) que luego devolverán sus resultados al Master. Como beneficio, se reduce el tiempo de ejecución de extensos cómputos, además tareas complejas pueden ser manejadas en un tiempo de ejecución razonable.

Algoritmos Evolutivos Paralelos

Los Algoritmos Evolutivos (EA) son métodos de búsqueda eficiente inspirados en la selección natural y genética con el fin de resolver problemas de optimización. Su proceso consiste en una serie de iteraciones, donde una muestra de posibles escenarios es agrupada como un conjunto de soluciones posibles (Bianchini, G. et al, 2015). De esto podemos identificar ciertos términos, donde:

- a) Generación: serie de iteraciones
- b) Individuos: conjunto de valores de solución posible.
- c) Población: conjunto de individuos (de soluciones posibles).

En el modelo de trabajo de un EA la población evoluciona de manera iterativa, reproduciendo los principios de la evolución natural y supervivencia del más apto, para conseguir la población más adecuada o apta. Su proceso se puede esquematizar en 3 pasos generales (tal como se puede ver en la Fig 4):

1°) Se selecciona una muestra de *padres* de la población.

2°) Se sujeta a los padres a diferentes operaciones para generar un conjunto de *descendientes*.

3°) Se introducen los descendientes a la población, reemplazando a los individuos con peor desempeño.



Figura 4: Esquema de funcionamiento de EA

Para lograr determinar cuan aceptable es este desempeño, cada EA debe contar con una *Función de Fitness* que calcule un valor determinado para cada individuo con el fin de determinar cuan aceptable es la solución que el individuo representa al problema.

Para un problema complejo, como es el caso de la predicción de los incendios forestales, donde la cantidad de individuos, posibles escenarios y generaciones es

demasiado extensa y compleja, suele usarse un EA en paralelo que logre reducir los tiempos de procesamiento e incrementar la capacidad de búsqueda del algoritmo.

Los Algoritmos Evolutivos Paralelos (PEA) pueden clasificarse según su número de poblaciones, tratamiento de cada población, y los operadores genéticos de la evolución. Entre ellos encontramos el modelo *PM&M* (Población Múltiple y Migración), también conocido como *EA con Modelos de Islas*, donde cada isla representa una población diferente de individuos. Este modelo opera con múltiples poblaciones (islas), y los operadores genéticos son aplicados ente individuo de la misma población. Es aquí donde aparece la *migración*, el cual realiza el movimiento de los individuos entre las islas para agregar diversidad y prevenir la convergencia prematura o el estancamiento de los valores locales. El uso de este modelo es lo que le da el nombre de ESSIM-EA.

Funcionamiento de ESSIM-EA

Dadas las características de los distintos componentes del modelo, podemos comenzar a analizar y comprender su funcionamiento. El PEA de este modelo ha sido implementado con 2 niveles de paralelismo:

- <u>Nivel 1 o Master-Worker (L1)</u>: Es el *Proceso Monitor* responsable de controlar el proceso entero de predicción mediante la comunicación con cada isla. Se encarga de llevar a cabo la inicialización de las islas enviándoles la información necesaria para que cada isla ejecute su respectivo EA.
- <u>Nivel 2 o Master-Worker (L2)</u>: Un Proceso Maestro y n Trabajadores; el proceso maestro es el encargado de controlar la operación de la isla, enviando individuos a los workers, evaluado la evolución de la población, y realizando los procesos de migración de los individuos. Por otro lado, los trabajadores, o workers, llevan a cabo la simulación y la evaluación de fitness de la población, luego envían los resultados obtenidos al procesos maestro. Para cada paso de la simulación, y una vez que todos los procesos maestros de cada isla han enviado sus resultados al proceso monitor, este último lleva a cabo la predicción de la línea de fuego (ver Fig. 5).



Figura 5: Esquema de funcionamiento de ESSIM-EA.

Es importante mencionar que en cada ejecución del método existen m instancias de L2 corriendo en paralelo, y que cada predicción representa el estado de la línea de fuego del incendio forestal en ese instante de tiempo dado.

EXPERIMENTACIÓN Y RESULTADOS

La información reunida en el presente trabajo corresponde al incendio ocurrido en Portugal en el mes de agosto de 2013 en la localidad de Queiriga, Portugal. Sus dimensiones corresponden a un mapa de tamaño que excede los 90 millones de metros cuadrados. En la Fig. 6 es posible ver los valores tanto de ancho del mapa en el eje x, como de largo en el eje y, además de las superficies quemadas según los cuatro instantes de tiempo determinados en segundos. Estas variables (y los parámetros de entrada) son de suma importancia a la hora de realizar el proceso de predicción del incendio forestal.



Figura 6: Mapa original de incendio real.

Los valores del tamaño de celda corresponden a una sección cuadrada no regular del mapa y que dependerán del tamaño total de éste y de la cantidad de filas y columnas designadas. Los valores mencionados para el mapa correspondiente pueden observarse en la Tabla I.

Tabla I: Información del maj	pa original.
------------------------------	--------------

Información	Valor
Ancho de celda	18,91 m
Largo de celda	11,34 m
Superficie de celda	214,41 m ²
Ancho del mapa	11.345,36 m
Largo del mapa	7.937,52 m
Superficie del mapa	90.053.942,89 m ²
Cantidad de filas	700
Cantidad de columnas	600

Como ha sido mencionado, uno de los puntos más importantes y delicados para el proceso de predicción es el de los valores de los parámetros de entrada del mapa, ya que cada uno de estas variables impacta de manera directa en los resultados de la predicción

del incendio. Los valores de cada uno de los parámetros a utilizar para ambos experimentos pueden ser vistos en la Tabla II.

Parámetro	Rango
Modelo	1 – 13
Velocidad del viento	10.0 - 130.0 min/h
Dirección del viento	0.0 - 360.0
Pendiente	0.0 - 0.0
Aspecto	180.0 - 180.0
Humedad de la vegetación a 1 hora	0.1 – 0.3
Humedad de la vegetación a 10 hora	0.1 - 0.5
Humedad de la vegetación a 100 hora	0.1 - 0.5
Humedad del combustible herbáceo vivo	0.1 - 0.5

Experimento 1

Tomando en cuenta que el mapa en cuestión es de un tamaño demasiado grande, es importante considerar que su tiempo de procesamiento en el proceso de predicción puede tomar demasiado tiempo según la cantidad de recursos del sistema en el que se ejecuta. Es por ello que en este primer experimento se redujo el tamaño del mapa a un 20% de sus valores originales, lo que nos brinda un menor tiempo de procesamiento, y cuyos resultados son analizados enfocándose en la eficiencia tanto del tiempo de trabajo que le ha tomado como en los valores de predicción del incendio forestal.

Los valores que corresponden a los nuevos tamaños para este mapa de entrada pueden ser vistos en la Tabla III, entendiendo que al reducir el tamaño de las filas y las columnas en una quinta parte (20% del mapa), aumenta en la misma medida el valor en metros de las celdas que las componen, manteniendo estable la relación del mapa total.

Tabla III: Información del mapa al 20%.				
Propiedad	Valor			
Ancho de celda	94,55 m			
Largo de celda	56,70 m			
Superficie de celda	5.360,35 m ²			
Ancho del mapa	11.345,36 m			
Largo del mapa	7.937,52m			
Superficie del mapa	90.053.942,89 m ²			
Cantidad de filas	140			
Cantidad de columnas	120			

El mapa ha sido trabajado con 3 pasos de predicción, uno por cada instante de tiempo, con el fin obtener 3 valores finales de fitness (recordando que en el primer instante no es posible realizar una predicción) en donde el rango va de 0 a 1, siendo 0 el peor valor de predicción y 1 una predicción perfecta. Los valores del tiempo corresponden a intervalos de 1440 minutos de manera que para el primer paso (de 1440 a 2880 min.) se

ha obtenido 0.04, en el segundo paso (2880 a 4320 min.) su resultado decrece a 0.01, y para el último paso (4320 a 5760 min.) crece su valor considerablemente, convirtiéndose en el valor más alto de la predicción con 0.18, pero siendo todavía un bajo valor de predicción, ver Fig. 7.



Esta figura (denominada gráfica de fitness) indica el valor de fitness en el eje de las y, para cada instante de tiempo en el eje de las x. Otro dato importante es el tiempo del procesamiento que ha tomado la predicción, cuyo valor para este mapa ha sido de 20.867,3 segundos (5,7965 horas). Puede considerarse a este valor bastante aceptable, tomando en cuenta que el tiempo de procesamiento para el mapa de tamaño original podía tomar un tiempo mucho mayor.

Experimento 2

Para este experimento se ha tomado el mapa del experimento 1 como partida con el fin de demostrar los valores de predicción obtenidos para una sección del mismo, en vez de trabajar con la totalidad del mapa. El objetivo es analizar la relación de sus valores de predicción y el tiempo de procesamiento, tanto como demostrar la diferencia existente entre estos valores con respecto al experimento anterior.

La siguiente sección del mapa corresponde al Cuadrante 1 del mapa utilizado en el Experimento 1. Para ello se ha dividido a éste en 4 partes iguales, tomando como punto de origen el centro del mapa y seleccionando el cuadrante superior derecho por tratarse de la sección donde mejor puede apreciarse el avance del incendio en función del tiempo (ver Fig. 8).



Figura 8: División del mapa en cuadrantes.

El resultado del mapa (o cuadrante 1) que es utilizado para el siguiente experimento puede verse con mejor detalle en la Fig 9.



Figura 9: Mapa del cuadrante 1 (superior derecho).

Debido al proceso de recorte, los valores de filas, columnas y tamaño del mapa han variado en una cuarta parte del mapa del experimento número 1. Debe tenerse en cuenta que este proceso no varía los valores del tamaño de las celdas ya que no se trata de un redimensionamiento del mapa, sino de un recorte del mismo. Los nuevos valores pueden verse en la Tabla IV.

Tabla IV: Información del mapa cuadrante	1.
--	----

Propiedad	Valor
Ancho de celda	94,55 m
Largo de celda	56,70 m
Superficie de celda	5.360,35 m ²
Ancho del mapa	5.672,68 m
Largo del mapa	3.968,76 m
Superficie del mapa	22.513.485,72 m ²
Cantidad de filas	70
Cantidad de columnas	60

Los resultados de fitness para cada paso de la predicción pueden verse en la Fig 10.



Los resultados de los valores de fitness han dado de 0.13 para el paso 1, un valor inicial bastante bajo; un incremento hacia el 0.48 para el paso 2, esta subida de la curva demuestra una mejora importante del proceso de predicción con respecto al paso 1; y una elevación al 0.77 para el último paso de la predicción, donde puede verse que su

valor de predicción ha llego a superar el 75%, dando ampliamente el mejor valor de todos los pasos. En lo que respecta a su tiempo de procesamiento, su valor ha llegado a los 4465,93 segundos (1,24 horas), tardando menos de una cuarta parte del tiempo tomado por el experimento 1. Para dar una mejor visión de la diferencia de estos tiempos puede verse la Fig. 11 y su respectiva Tabla V.



Figura 11: gráfico comparativo de los tiempos de procesamiento de los experimentos.

Fabla	V:	comparación	de los	valores	de le	os tiem	oos de	procesamiento
								•

Experimento	Tiempo de procesamiento
Experimento 1	20.867,3 segundos (5,7965 horas)
Experimento 2	4465,93 segundos (1,24 horas)

CONCLUSIONES

La predicción del comportamiento de un incendio forestal es un trabajo de difícil resolución, esto se debe especialmente a la incertidumbre en el conocimiento de los valores de los parámetros de entrada en los modelos de predicción. Mediante el método ESSIM-EA, utilizado en el presente trabajo, se ha logrado una gran mejora en la reducción de esta incertidumbre. Sin embargo, dicho método solamente se ha utilizado hasta ahora en mapas de quemas controladas, donde muchos de los valores son conocidos antes de realizar el incendio. En este trabajo se ha utilizado un mapa de incendio real producido en Portugal cuyos datos han podido ser recolectados para ser probados en el proceso de predicción con el fin de realizar un posterior análisis de sus resultados una vez concluido. Existen dos aspectos principales a tener en cuenta en el proceso: la calidad de predicción final del incendio y el tiempo de procesamiento que le ha llevado. El mapa aquí utilizado presenta un tamaño por encima de las 9.000 hectáreas, por lo que su trabajo de predicción tomaría una gran cantidad de recursos como un elevado tiempo de procesamiento para ser realizado. Conociendo esto, el objetivo de este trabajo ha sido el de realizar experimentos mediante la reducción y recorte del mapa de trabajo para controlar qué valores de salida son posibles de obtener en su relación de calidad de predicción y tiempo de procesamiento.

El primer experimento contó con una reducción del tamaño original del mapa hasta obtener un 20% de éste, brindando como resultado de su proceso de predicción valores de mayor importancia en su tiempo de procesamiento que en su calidad de salida. El tiempo aquí obtenido ha sido lo suficientemente aceptable para permitir trabajar en diferentes pruebas de predicción en un tiempo mucho menor al tomado por el mapa de tamaño original.

Con respecto al segundo experimento, se decidió realizar un recorte de uno de los cuadrantes del mapa anterior para comprobar si los resultados de este recorte podían

otorgar buenos valores de predicción, suponiendo con anterioridad un bajo valor de tiempo de procesamiento. Los resultados de los pasos de fitness indicaron buenos valores para pequeños tiempos de procesamiento, siendo el último de estos valores del 77% de efectividad (0.77 en el paso 3).

Los resultados obtenidos en sus tiempos de procesamiento indican la posibilidad se seguir trabajando con la reducción y recorte de mapas reales de incendios forestales mediante el uso de distintos valores de entrada que posibiliten mejorar los valores en la calidad de predicción del comportamiento de estos incendios.

REFERENCIAS

- Bianchini, G., Caymes-Scutari, P., & Méndez-Garabetti, M. Evolutionary-Statistical System: A parallel method for improving forest fire spread prediction. *Journal of Computational Science*, 6(1), 58–66 (2015).
- Bianchini, G., Caymes-Scutari, P., Méndez-Garabetti, M., & Tardivo, M.L. Método de Reducción de Incertidumbre basado en Algoritmos Evolutivos Paralelos orientado a Procesos de Predicción. XVII Workshop de Investigadores en Ciencias de la Computación (2015).
- Bianchini, G., Mendez-Garabetti, M., & Caymes-Scutari, P. Parallel Evolutionary-Statistical System for applying in Forest Fire Spread Prediction *. (2012).
- CONAF. (n.d.). Recuperado el 24 de octubre de 2017, desde <u>http://www.conaf.cl/incendios-forestales/incendios-forestales-en-chile/estadistica-de-ocurrencia-diaria/</u>
- El incendio de Canadá destruye el 10% de Fort McMurray y las autoridades prometen "reconstruirla"; - RTVE.es. (2016). Recuperado el 24 de octubre de 2017, desde http://www.rtve.es/noticias/20160510/incendio-canada-destruye-10-fort-mcmurrayautoridades-prometen-recontruirla/1349418.shtml
- Estremecedoras imágenes de un dron muestran los autos calcinados por el feroz incendio en Portugal BBC Mundo. (2017). Recuperado el 24 de octubre de 2017, desde http://www.bbc.com/mundo/media-40346599
- Extinguidos los incendios de Portugal | Internacional | EL PAÍS. (2017). Recuperado el 24 de octubre de 2017, desde

https://elpais.com/internacional/2017/06/21/actualidad/1498061862_249554.html

- FAO : Los incendios devastan cada vez más los bosques de todo el mundo. (2003). Recuperado el 24 de octubre de 2017, desde http://www.fao.org/spanish/newsroom/news/2003/21962-es.html
- Fotos: Incendio en Canadá: Evacuación de Fort McMurray | Internacional | EL PAÍS. (2016). Recuperado el 24 de octubre de 2017, desde https://elpais.com/elpais/2016/05/04/album/1462352875_945231.html#1462352875_9452 31 1462620836
- Incendios | National Geographic. (2010). Recuperado el 24 de octubre de 2017, desde http://www.nationalgeographic.es/medio-ambiente/incendios
- Méndez-Garabetti, M., Bianchini, G., Caymes-Scutari, P., & Tardivo, M. L. Increase in the quality of the prediction of a computational wildfire behavior method through the improvement of the internal metaheuristic. Fire Safety Journal, 82, 49–62 (2016).
- Méndez-Garabetti, M., Bianchini, G., Caymes-Scutari, P., & Tardivo, M. L. Método híbrido de reducción de incertidumbre aplicado a la predicción del comportamiento de incendios forestales. Libro de Actas XXII CACIC 2016, XXII Congreso Argentino de Ciencias de La Computación, 1, 159–168 (2016).
- Tardivo, M. L., Caymes Scutari, P., Bianchini, G., & Mendez Garabetti, M. Ajuste de parámetros evolutivos para el método paralelo de reducción de incertidumbre ESSIM-DE,

Libro de Actas XXII CACIC 2016, XXII Congreso Argentino de Ciencias de La Computación, 1, 4-13 (2016).

USDA – Foreing Agricultural Service (2017). Chile Wildfire Damage GAIN Report (CI1709). Recuperado desde http://www.fire.uni-freiburg.de/GFMCnew/2017/01/Chile.pic/USDA-FAS-Chile-Wildfires-Damage-GAIN-Report-CI1709-24-May-2017.pdf

Acciaresi G. G.	102	Cantero J.	191
Adaniya S.	380	Carbajal Benitez G.	359
Aguilar A.	1	Carmona F.	30
Aguilera F.	9	Castaño Gañán A. R	37
Aguilera F.	130	Caymes Scutari P.	317
Aguilera F.	211	Caymes Scutari P.	339
Aguilera F.	222	Caymes Scutari P.	464
Aguilera F.	327	Caymes Scutari P.	507
Aguilera F.	435	Cedrón Robledo D.	49
Aguilera F.	489	Checozzi F. R.	60
Agusto M.	256	Chiarotto L.	429
Agusto M.	391	Cisnero H.	429
Alvarez G.	37	Correas Gonzalez M.	69
Alonso Molina V.	191	Cuchietti C.	81
Arboit M.	81	Cueto A.	203
Azcarate M. L.	501	D'Amario Fernández M. J.	91
Barrionuevo M.	1	Dawidowski L.	120
Bertran Rojo M.	19	Del Río I.	489
Bianchini G.	317	Denaro J.	429
Bianchini G.	339	Denegri G. A.	102
Bianchini G.	464	Elgueta R. A.	111
Bianchini G.	507	Espada R.	120
Bilbao T.	30	Espinosa C.	429
Boggio N.	60	Esquivel A.	130
Boggio N.	501	Falaschi D.	142
Bojorge C.	489	Fasciszewski A.	60
Bolch T.	142	Férrer C.	30
Calcagno D. L.	372	Filipussi D. A.	156
Calderón F.	203	Frau C.	203

Fuentes N. O.	156	Lenzano L.	142
Galeano G.	161	Lenzano L.	301
Galeano G.	167	Lenzano M. G.	142
Galeano G.	177	Lenzano M. G.	301
Gálvez J.	191	Lo Vecchio A.	301
García S.	391	Longo A. C.	283
García V.	37	López A.	191
Garro H.	429	Louro V. H. A.	289
Gaspari F. J.	102	Louro V. H. A.	404
Gaspari F. J.	349	Lucatelli J.	317
Gelman Constantin J.	120	Luján F.	203
Giambiagi L.	1	Mantovani M. S. M.	289
Giolo E.	203	Mantovani M. S. M.	404
Gómez D.R.	120	Marshall G.	380
Gómez G.	1	Mársico J. I.	102
Gómez M. P.	391	Martínez S.	327
González C.	211	Mastrantonio L. E.	91
González C.	327	Mazzucchelli M. G.	349
González R.	211	Méndez Garabetti M.	111
Grana N.	380	Mendez Garabetti M.	317
Herrera C. G.	446	Méndez Garabetti M.	339
Herrera Sánchez F.	429	Méndez Garabetti M.	464
Inostroza M.	222	Méndez Garabetti M.	507
Inostroza M.	435	Menzies A.	211
Jeanneret P.	234	Menzies A.	222
Junquera Torrado S.	243	Mijailoff J.	102
Lamberti M. C.	256	Montealegre Medina F.A.	349
Lannutti E.	301	Morales J.	81
Lauro C.	270	Moreiras S. M.	19

Moreiras S. M.	69	Rössler C.	120
Moreiras S. M.	234	Rubio M.	416
Moreiras S. M.	243	Sales D.	429
Moreiras S. M.	270	Sales G.	429
Moreiras S. M.	283	Sbarato R. D.	416
Moreiras S. M.	477	Sepúlveda J. P.	435
Mussetta P.	30	Serra M.	446
Musso S.	30	Sosa P.	30
Navas S.	327	Spano N. V.	455
Niz A. E.	49	Suriano J.	1
Nollas F. M.	359	Tadono T.	142
Nonino D.	501	Tardivo M. L.	317
Osimani J.	30	Tardivo M. L.	339
Otta S.	270	Tardivo M. L.	464
Panella S.	203	Tardivo M. L.	507
Perillo G. M. E.	283	Thomas P.	30
Perillo P. M.	366	Tobarez M. A.	429
Pineda I.	191	Toro C.	501
Poretti A. A.	372	Toural Dapoza R.	477
Portela J. A.	91	Ureta G.	211
Printista M.	464	Ureta G.	489
Puccio H.	380	Vaccarino E.	270
Raponi M.	391	Vardaro S.	191
Ribeiro V. B.	289	Vega L.	30
Ribeiro V. B.	404	Vich A. I. J.	270
Rinaldi C.	60	Vigide N. C.	256
Rinaldi C.	501	Villegas J.	429
Rodríguez D.F.	366	Vorobioff J.	60
Rodríguez Vagaría A. M.	102	Vorobioff J.	501

Winocur D.	256
Yagupsky D. L.	256
Zúñiga A.	507















Comisión Nacional de Energía Atómica