



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**CONTEXTO GEOLÓGICO DEL PARQUE BIOLÓGICO PUNTA
TOTORALILLO Y MORFOLOGÍA DE CAVIDADES EN EL
ZOOLOGICO DE PIEDRA, III REGIÓN DE ATACAMA, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

GONZALO ANDRÉS RAMÍREZ CUBILLOS

PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
KATJA DECKART
LUISA PINTO LINCOÑIR

Santiago de Chile
Enero 2012

Resumen

El proyecto de implementación de un parque biológico dentro de la zona de Punta Totoralillo, ubicada a unos 30 km al norte de la ciudad de Caldera en la costa chilena, busca ser una muestra representativa de los procesos y ecosistemas propios del desierto de Atacama. Para esto se realiza una caracterización geológica del lugar, contextualizándolo dentro de los desiertos costero y de Atacama. Además se hace un estudio correspondiente a la descripción e interpretación de los procesos que dan origen a las morfologías de cavidades que se presentan en Punta Totoralillo y en el Zoológico de Piedra, lugar ubicado a unos 14 km al norte de Caldera en la zona litoral. Este último está descrito como el campo de *tafoni* más extenso del mundo.

Según variaciones texturales y, en aparición y desarrollo de cavidades, se definieron tres afloramientos en Punta Totoralillo y uno en el Zoológico de Piedra. En estos cuatro afloramientos se hizo una descripción detallada de las morfologías de cavidades y se buscaron distintos patrones de ocurrencia, relativos a la geomorfología, orientación y ubicación geográfica de las rocas. Además se realizó un análisis químico de roca total en cada afloramiento, un análisis petrográfico en rocas de las dos zonas y un análisis de cromatografía iónica para el regolito en distintos puntos del Zoológico de Piedra. Todos estos análisis buscan posibles tendencias químicas o texturales en el desarrollo de cavidades.

Los resultados de las observaciones en terreno indican que el desarrollo de cavidades está condicionado a características geomorfológicas de la zona, concentrándose en laderas y paredes rocosas de alta pendiente, así como a lo largo de quebradas; y que la meteorización de las rocas ocurre a través de procesos como la desagregación granular y exfoliación. El análisis químico revela que la formación de cavidades no depende de la química de las rocas, mientras que el análisis petrográfico señala que leves variaciones texturales pueden implicar diferencias en la ocurrencia de éstas. Los análisis de cromatografía iónica y petrográfico revelan la presencia de sales que meteorizan las rocas a través de la haloclastía.

Se concluye que la formación y evolución de cavidades se produce mediante meteorización física, a través de mecanismos como la haloclastía y la meteorización por insolación; y que la ubicación geográfica de las zonas asegura la eficiencia de ambos mecanismos. Además se entrega una valoración geopatrimonial para el Zoológico de Piedra, considerado como un posible geositio dentro del proyecto de Geoparque en el litoral de Atacama.

Agradecimientos

En primer lugar agradecer a toda la gente que hizo posible la realización de este trabajo. A los profesores de Antumapu Tomás Cooper y Chino Faúndez, a la encargada del proyecto Macarena Parada y Gabriel Valencia de CAP. Gracias por la buena disposición y la ayuda cuando se necesitó. A Don Jaime Martínez por toda su ayuda y aportes al hacer los análisis químicos, y sobre todo por su buena onda, grande Don Jaime!. A los profesores guía y miembros de la comisión, por la orientación y comentarios respecto al estudio. También a los profesores Pilar Cereceda, Consuelo Castro y Belisario Andrade de la PUC por aportar con datos, ideas y discusiones acerca del tema. Además agradecer a los compañeros que aportaron de distintas maneras al realizar y cabecear el trabajo, al Dragón y el Rafa por apañar en los terrenos, al Shanshi por ayudar con las imágenes y mapas, y tantos otros que aportaron con ideas, discusiones, etc.

Por supuesto agradecer a mi familia. A mis padres, hermanas, cuñados y sobrinos que me dieron todo su apoyo, cariño, y mucho más a lo largo de toda esta etapa universitaria; y a todos todos, que aunque no se vean muy seguido siempre están de alguna u otra forma. Agradecer a mis amigos, compañeros, parner que a lo largo de estos años han sido varios, algunos que ya se ven tanto pero que siempre se recuerdan y que en su momento se vivieron grandes momentos. Nombrar a toda la gente que a lo largo de estos años de Universidad de distintas maneras ha significado más que algo para mí, o que quizás no tanto pero con los que igual se compartió buena onda o alguna cerveza por ahí, lo que se agradece siempre, sería más que difícil y obviamente se me escaparía más de alguno. Pero en general agradecer a los cabros de primer año (el team de las tocatas y montón de payasadas que hacíamos), la gente de geología, con los que hicimos amistad desde el principio (a todo ese curso del terror), y los que se fueron conociendo en el camino y en los cursos del final de la carrera, a la gente de otras carreras (aunque siempre quisieron ser geólogos) con los que también se vivieron momentos bakanes y que también se tiene gran cariño. A fin de cuentas a todos con los que se vivieron momentos especiales, a los que estuvieron ahí, a los con que se compartió una idea, una intención o simplemente una cerveza y un buen momento, a los reales.

Agradecimientos especiales durante este último tiempo de la memoria: a la mala, RPM, y a toda la maldad de la Anita que fue necesaria para todos esos momentos de distensión y sana recreación. A9uante el bUlla, CFFC, la revolución y el raaaaaaa!

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Exposición del problema a estudiar	1
1.2. Fundamentación y discusión bibliográfica.....	3
1.3. Objetivos	13
1.3.1. Objetivos Generales	13
1.3.2. Objetivos Específicos	13
1.4. Metodología General	13
1.4.1. Metodologías relacionadas al objetivo específico a)	14
1.4.2. Metodologías relacionadas al objetivo específico b)	14
1.4.3. Metodologías relacionadas al objetivo específico c)	14
1.5. Hipótesis de Trabajo.....	15
2. ZONA DE ESTUDIO	16
2.1. Ubicación y vías de acceso	16
2.2. Marco Geológico	17
2.2.1. Escala regional	17
2.2.2. Escala local	20
2.2.2.1. Rocas estratificadas	20
2.2.2.2. Rocas intrusivas	22
2.2.2.3. Rocas metamórficas	24
2.2.2.4. Estructura	25
2.2.2.5. Geología económica.....	25
2.2.3. Contexto Regional: Desierto de Atacama y Desierto Costero	29
2.2.3.1. Contexto geológico y morfotectónico	29
2.2.3.2. Condiciones de aridez e hiperaridez.....	31
2.3. Marco Climático	37
3. TRABAJO REALIZADO	41

3.1.	Geología y formas locales de Punta Totoralillo y el Zoológico de Piedra	41
3.2.	Factores que controlan el desarrollo de alveolos y <i>tafoni</i>	51
3.3.	Análisis de las muestras	54
4.	RESULTADOS	57
4.1.	Análisis de roca total.....	57
4.2.	Análisis petrográfico	60
4.3.	Análisis de cromatografía iónica	62
5.	DISCUSIÓN.....	65
5.1.	Discusión del análisis de roca total	65
5.2.	Discusión del análisis petrográfico.....	66
5.3.	Discusión del análisis de cromatografía iónica.....	69
5.4.	Interpretación de la formación y evolución de las cavidades.....	76
5.5.	Valor geopatrimonial del Zoológico de Piedra.....	79
6.	CONCLUSIONES.....	82
7.	REFERENCIAS	84
	ANEXO A: OBSERVACIONES EN TERRENO	99
	ANEXO B: ANÁLISIS PETROGRÁFICO	112

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Ubicación de la zona de estudio Punta Totoralillo.	1
Figura 1.2: Ubicación de las zonas Punta Totoralillo y Zoológico de Piedra.....	2
Figura 1.3: Patrones de meteorización.	9
Figura 2.1: Vías de acceso a la zona de estudio.....	16
Figura 2.2: Zona de Transición entre la Zona Volcánica Central (CVZ) y la Zona de Flat-Slab.	17
Figura 2.3: Zonas volcánicas y morfoestructuras de Chile.	18
Figura 2.4: a) Mapa geológico de la zona de estudio. b) Perfil A-A´.....	28
Figura 2.5: Unidades morfoestructurales del desierto de Atacama.	30
Figura 2.6: Factores determinantes de la aridez del Desierto de Atacama.....	33
Figura 2.7: Evolución climática y orogénica de Atacama.	35
Figura 2.8: Sub-sectores del desierto de Atacama.....	37
Figura 3.1: Mapa zona Punta Totoralillo.....	42
Figura 3.2: Mapa zona Zoológico de Piedra.....	43
Figura 3.3: Ejemplos de los distintos tipos de cavidades en las zonas de estudio.	48
Figura 3.4: Gráfico entregado por el cromatógrafo iónico.	56
Figura 4.1: Diagrama P-Q (Debon y Le Fort, 1983).	58
Figura 4.2: Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971).....	59
Figura 4.3: Diagrama B-A (Debon y Le Fort, 1983).....	59
Figura 4.4: Cuantificación de sales con el software Image Pro Plus.	61
Figura 5.1: Gráfico test de aniones.	70
Figura 5.2: Mapa concentraciones de cloruro.	71
Figura 5.3: Mapa concentraciones de sulfato.....	72

Figura 5.4: Mapa concentraciones de nitrato.	73
Figura 5.5: Dinámica de crecimiento de los <i>tafoni</i> y los factores que la condicionan.....	78
Figura 5.6: Áreas de protección y geositios en la costa del sur de Atacama.	81

INDICE DE TABLAS

Tabla 1.1: Ocurrencias de estructuras <i>honeycomb</i> y <i>tafoni</i>	4
Tabla 2.1: Datos climáticos Estación Caldera, año 2009.	39
Tabla 2.2: Concentración iónica en la camanchaca.	40
Tabla 3.1: Descripción de afloramientos en las dos zonas de estudio.	45
Tabla 3.2: Clasificación de cavidades observadas en las zonas de estudio.....	47
Tabla 3.3: Sitios y muestras de cada unos de los afloramientos.	49
Tabla 3.4: Observaciones de los sitios definidos en el Zoológico de Piedra.....	50
Tabla 3.5: Análisis realizados a las distintas muestras de Punta Totoralillo y el Zoológico de Piedra.	54
Tabla 4.1: Elementos mayores de las rocas que constituyen los cuatro afloramientos.	58
Tabla 4.2: Cuantificación de sales con el software Image Pro Plus.....	61
Tabla 4.3: Resultados del análisis de cromatografía iónica.....	63
Tabla 4.4: Solutos en el agua marina.....	64

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Exposición del problema a estudiar

El presente estudio se contextualiza en el proyecto “Estudio ecológico y diseño de un parque biológico representativo del desierto de Atacama”, encargado por la Minera Hierro Atacama, CAP MINERÍA, a la Universidad de Chile y auspiciado por el comité InnoVaChile perteneciente a la CORFO. Este parque biológico se implementaría en la zona de Punta Totalillo ($26^{\circ}51'15''$ lat. S; $70^{\circ}49'00''$ long. W) (Figura 1.1), ubicada en la costa chilena a unos 30 km al norte de la ciudad de Caldera, III Región de Atacama. Tiene por objetivo servir como una muestra representativa de los ecosistemas y sus especies componentes características de los sectores denominados desierto costero y desierto florido del Desierto de Atacama, de modo tal que se constituya en un conservatorio de entidades locales y de aquellas amenazadas, un área de interés cultural y científico, un punto de atracción para el turismo especializado en la naturaleza y además, un laboratorio al aire libre para la educación ambiental.



Figura 1.1: Ubicación de la zona de estudio Punta Totalillo.
(Modificado de <http://maps.google.com.ar/>)

En base a esto, se pretende otorgar una línea base de la geología del lugar, desarrollando una descripción y caracterización geológica, estableciendo su evolución, y además contextualizándolo dentro del desierto costero y desierto de Atacama. Se busca destacar a la geología como la base del resto de los elementos del ecosistema que se

pretenden estudiar y resguardar dentro del parque, tales como la flora, vegetación, fauna, suelos y recursos hídricos. Esta información ayudará en el diseño de estaciones, caminos y paneles ilustrativos que se implementarán dentro del parque biológico.

Dado que el parque busca ser un atractivo científico y turístico, es que se realizará también un estudio geomorfológico en la zona, enfocado a describir e interpretar los mecanismos de formación de los *tafoni* y estructuras de *honeycomb*. Estas formas de erosión se presentan en Punta Totalillo, y más espectacularmente en la localidad denominada Zoológico de Piedra ($26^{\circ}56'27''$ lat. S; $70^{\circ}47'19''$ long. W), lugar ubicado a unos 14 km al norte de Caldera, extendiendo la zona de estudio a estas dos áreas (Figura 1.2). Este lugar está descrito como el campo de *tafoni* más extenso, y con los mayores *tafoni* del mundo, por lo que su potencial geopatrimonial y geoturístico le entrega un valor agregado al parque biológico.



Figura 1.2: Ubicación de las zonas Punta Totalillo y Zoológico de Piedra. (Modificado de <http://maps.google.com.ar/>)

Además este lugar está considerado como uno de los geositos para el Geoparque que se pretende desarrollar en la zona costera de Atacama comprendida entre Chañaral ($26^{\circ} 20' S$) y el río Copiapó ($27^{\circ} 19' S$), junto con el Área Marina y Costera Protegida de Múltiples Usos

(AMCP-MU), Isla Grande de Atacama, el “Santuario de la Naturaleza Granito Orbicular”, yacimientos paleontológicos, las formaciones y estructuras rocosas del Valle del Río Copiapó, etc. (Castro et al., 2009).

1.2. Fundamentación y discusión bibliográfica

Las estructuras de *honeycomb* y *tafoni* ocurren en distintas partes del mundo, desde valles Antárticos hasta ambientes templados, áridos y tropicales, y se ven afectando a todo tipo de rocas, ya sean ígneas, sedimentarias o metamórficas. Sin embargo este tipo de meteorización se desarrolla en mayor medida a lo largo de costas, en el sector supramareal, y en cuevas bordeando desiertos o regiones semiáridas, y la mayoría de los ejemplos corresponden a rocas homogéneas, particularmente areniscas y granitos. Los mejores ejemplos se encuentran desarrollados en los litorales de climas mediterráneos, semiáridos y áridos sobre los cuales se han referido Twidale y Bourne (1975), Segerstrom y Henríquez (1964), Frenzel (1965) y Grenier (1968), entre otros. Estas cavidades tienden a desarrollarse a lo largo de estratificaciones, planos de diaclasas, u otras áreas de debilidad estructural o composicional. Sin embargo, abundante evidencia demuestra que los procesos de formación no requieren la existencia de dichas características, y el buen desarrollo de estas estructuras comúnmente ocurre en sedimentos homogéneos y rocas cristalinas masivas (Mustoe, 1982).

El término “*tafoni*” (singular, “*tafone*”) proviene de Córcega y ha sido adoptado para cavidades en superficies rocosas (Penck, 1894). Sin embargo la nomenclatura para estas estructuras no ha sido estandarizada y a lo largo de la literatura los autores las han descrito como *alveolar weathering*, *stone lattice* y *stone lace*. Entre los geomorfólogos franceses se ha preferido *alveolar weathering* y *taffoni*, mientras que las publicaciones en inglés se refieren a *honeycomb weathering* o *fretting*.

Las primeras descripciones de estas estructuras fueron hechas en Australia por Darwin (1839) y Dana (1849). Más tarde otros investigadores notaron estas ocurrencias a lo largo del mundo: estas localidades se resumen en la Tabla 1.1.

En Chile este tipo de formas y procesos han sido tratados detenidamente por Segerstrom y Henríquez (1964), en la costa de la Tercera Región. Este trabajo proporciona información detallada sobre las posibles causas de origen de los *tafoni*, como también se analizan otras regiones del mundo. En la misma área, Grenier (1968) entrega un análisis

profundo de los diversos factores que se encuentran involucrados en el desarrollo de las formas de alveolización. Ambos autores coinciden en calificar el campo de *tafoni* de Caldera (Zoológico de Piedra) como uno de los más extensos y notables del mundo.

**Tabla 1.1: Ocurrencias de estructuras *honeycomb* y *tafoni*.
Compilado hasta el año 1982. (Modificado de Mustoe G. E., 1982).**

Localidad	Litología	Referencia
AUSTRALIA y NUEVA ZELANDA		
King George's Sound, Australia	eolianita	Darwin (1839)
Interior Australia Occidental	granito	Jutson (1918)
San Remo & Lorne, Melbourne	arenisca	Bartrum (1936)
	feldespática, lutita	
Newcastle, New South Wales	arenisca masiva	Bartrum (1936)
Río Murchison, Australia Occidental	arenisca	Jennings (1968)
Costa Otway, Victoria	arenisca	Jennings (1969)
Isla Waiheke, Nueva Zelanda	grauvaca	Cotton (1922) Bartrum (1936)
Auckland, Nueva Zelanda	caliza argílica	Bartrum (1936)
Bahía Smugglers, Whangerei Heads,	lava dacítica	Bartrum (1936)
Auckland, Nueva Zelanda		
Wellington, Nueva Zelanda	grauvaca	Cotton (1922)
SUDAMERICA		
Desierto de Atacama, Chile y Perú	aglomerado	Segerstrom y Henríquez (1964); Grenier (1968)
Cabo Frío, Brasil	esquisto micáceo	Tricart (1972)
Isla de Aruba, Dutch West Indies	diorita	Wilhelmy (1964)
Uruguay y oeste de Argentina	granito	Wilhelmy (1958)
ESTADOS UNIDOS		
Rogers Dry Lake, Mojave Desert, California	granito	Blackwelder (1929)
Chaco Canyon National Monument, Nuevo México	arenisca	Bryan (1928)
Douglas County, Wisconsin	arenisca	Bryan (1929)
Northern Pget Sound, Washington	arcosa	Mustoe (1982)
"Semi-arid and desert areas of western U.S."	toba riolítica, aglomerado, rocas ígneas, arenisca, lutita, conglomerado	Blackwelder (1929)
Kalina y Hookena, Hawaii	lava pahoehoe	Palmer y Powers (1935)
Big Sur Coast, California	arenisca	Brower (1965)
Mesa Verde, Colorado	arenisca	Chronic (1980)
Washington County, Arkansas	arenisca	Bryan (1928); Bourcart (1930)
Montañas Tule y Tinajas Altas, Arizona	granito	Bryan (1923)
Sierra de Dolores, Texas	granito	Walther (1892)

**Tabla 1.1: Ocurrencias de estructuras *honeycomb* y *tafoni*.
 Compilado hasta el año 1982. (Modificado de Mustoe G. E., 1982).**

Localidad	Litología	Referencia
EUROPA		
San Sebastián, España	arenisca	Rondeau (1965)
Livorno, Italia	arenisca	Scherber (1927)
Heidelberg, Alemania	arenisca	Bourcart (1930)
Bosque Fontainebleau, Francia	arenisca silícea	Rondeau (1965)
Playa Gourmalon, cerca de Clion-sur-Mer, Loire-Atlantique, Francia	esquistos	Grisez (1960)
Saint Cheron, cerca de Paris, Francia	arenisca silícea	Cailleux (1953)
Carteret, Normandía	esquistos	Bourcart (1930)
Agay, Normandía	pórfido, arenisca	Bourcart (1931)
Neiderbronn, Alsacia	arenisca	Haug (1907)
Montañas Vosge, Francia	arenisca	Bryan (1928)
Baux en Provence, Francia	caliza	Bourcart (1930)
Mar Caspio, cerca de Baku, Rusia	arenisca	Mustoe (1981)
Alpes Saxon-Bohemian	arenisca	Novak (1924)
Isla de Delos	granito, gneiss	Cayeux (1911)
Córcega	granito, gneiss, esquistos, arenisca	Penck (1894); Bourcart (1930); Popoff y Kvelberg (1937); Ligus (1952); Cailleux (1953); Klaer (1956); Rondeau (1965)
Elba	granito	Wilhelmy (1964)
Norte de Portugal	granito	Neiva (1940)
ORIENTE MEDIO y AFRICA		
Ma'aza plateau, este del Nilo, Egipto	caliza nodular	Hume (1925)
Tabarka, Tunisia	arenisca	Rondeau (1965)
El Kansera, Marruecos	caliza argílica	Rondeau (1965)
Sahara central	granito	Schwarzbach (1954)

**Tabla 1.1: Ocurrencias de estructuras *honeycomb* y *tafoni*.
 Compilado hasta el año 1982. (Modificado de Mustoe G. E., 1982).**

Localidad	Litología	Referencia
ANTARTICA Y GROENLANDIA		
Costa Oeste, Península Antártica	gabro	Nichols (1960)
Queen Maud Land, Antártica	granito, gneiss	Bardin (1963); Markov y otros (1970)
Cape Evans, South Victoria Land	granito, gneiss, dolerita	Treves (1962)
Cape Royds, South Victoria Land	lavas alcalinas	Treves (1962)
Valle Taylor, Oasis McMurdo, South Victoria Land	gneiss	Prebble (1967)
Oasis Bunge, Oasis Schirmacher, Wilkes Land, Antártica	granito, gneiss, esquisto	Avsyuk y otros (1956); Voronov (1960); Bardin (1963); Evteev (1964); Simonov (1967); Markov y otros (1970)
Bunge and Freedom Hills, Freedom Archipiélago, Antártica	dolerita, granito, cuarzo, pegmatita	Rikhter (1960)
Noroeste de Groenlandia	sills diabásicos	Davies y otros (1963)
Sur de Groenlandia	granito	Nordenskjöld (1914)
Spitzbergen, Groenlandia	rocas silíceas	Blanck y otros (1928)

Los procesos de erosión diferencial que dan origen a las estructuras de *honeycomb* y *tafoni* han sido un asunto de gran controversia. Los primeros reportes en las rocas graníticas de Córcega asumen que las cavidades resultan de la erosión eólica (Futerer, 1897, 1899), pero Popoff y Kvelberg (1937) examinaron esta localidad y concluyeron que la meteorización ocurrió como resultado de una variación microclimática de temperatura producida por corrientes ascendentes de aire caliente que desplazan el aire frío en áreas sombreadas de la superficie de la roca. Cailleux (1953) creía que las superficies erosionadas de Córcega fueron preservadas desde el Pleistoceno, cuando fueron formadas por crioclastismo localizado.

Otras hipótesis apuntan a que la meteorización se produce a diferentes tasas debido a variaciones internas de la roca en estructura o composición. Cotton (1922) describió cavidades desarrolladas en grauvacas en la isla Waiheke, Nueva Zelanda, donde material limonítico ha rellenado planos de diaclasa. Otros ejemplos de cavidades en rocas con cemento de óxido de hierro han sido reportados en San Sebastián, España, y Tabarka, Tunisia (Rondeau, 1965). Bartrum (1936) describió estructuras de *honeycomb* en rocas volcanoclásticas andesíticas cerca de Auckland, Nueva Zelanda, como resultado de la disolución del cemento de carbonato de calcio que rodeaba los clastos volcánicos. Palmer y Powers (1935) observaron cavidades

desarrolladas en lavas pahoehoe en Hawaii, donde la erosión agrandó vesículas dentro de la lava.

Por otro lado, Blackwelder (1929) notó que las cavidades eran comunes en los desiertos orientales de los Estados Unidos y creía que se desarrollan a través de procesos de exfoliación relacionados a reacciones de hidratación de feldespatos en lugares húmedos de la superficie de la roca, y que el regolito resultante es removido por la acción del viento, lluvia o movimientos de animales. Segerstrom y Henríquez (1964), analizando cavidades en la costa del desierto de Atacama, norte de Chile, notaron que eran similares a las presentes en el suroeste de los Estados Unidos y el área Mediterránea. Entre los procesos causales consideraron la humectación y secado diferencial de las rocas, la hidratación de feldespatos a minerales de arcilla y al viento como un factor de limpieza del regolito. Rondeau (1965) examinó estas estructuras en areniscas del bosque de Fountainebleau, Francia, y no pudo encontrar una explicación satisfactoria para el fenómeno, concluyendo que la erosión pudo haber ocurrido bajo condiciones de meteorización que actualmente no existen. Su especulación de que la erosión resultó de la disolución por agua lluvia de cemento silíceo se sostiene asumiendo que en algún momento anterior el agua lluvia tuvo un pH inusualmente alto, y Rondeau admitió que no existe evidencia actual para apoyar esta posibilidad.

El concepto de que esta meteorización se desarrolla por acción física de la cristalización de sales fue propuesto por primera vez por Hume (1925), quien observó masas de cristales de sal fibrosos asociados con estructuras *honeycomb* en calizas nodulares del plateau de Ma'aza, al este del río Nilo en Egipto. Desde ese momento la haloclastía se ha convertido en la hipótesis más popular para explicar este tipo de meteorización en ambientes costeros (Bartrum, 1936; Cailleux, 1953; Bourcart, 1957). En localidades al interior es más difícil de explicar, pero la acción de soluciones salinas ha sido citada por varios investigadores. Las sales podrían ser introducidas por fluidos migratorios (Hume, 1925), o estar contenidas en el sedimento original (Bryan, 1928; Bourcart, 1930; 1957). El descubrimiento de *tafoni* y estructuras *honeycomb* en varias áreas de la Antártica ha llevado a interpretaciones conflictivas. Wellman y Wilson (1962) creyeron que estas estructuras se debían a la haloclastía, pero varios autores revivieron la hipótesis de que el desarrollo de cavidades es causado por erosión eólica (Evteev, 1964; Voronov, 1960; Bardin, 1964).

Según Leyton y Andrade (1987), la mayoría de los autores atribuyen el desarrollo de cavidades a los procesos de desintegración granular y de exfoliación de las rocas. Estos han

sido explicados como resultado de los mecanismos de hidrólisis, hidratación, disolución, críoclastismo y haloclastía. De acuerdo a Cooke (1973), cualquiera de ellos o una combinación de éstos pueden ser responsables de la génesis de estas formas en circunstancias particulares.

La descomposición física y desprendimiento de la superficie rocosa expuesta, especialmente en respuesta a procesos como la haloclastía, efectivamente toman la forma de uno o más de tres patrones (Figura 1.3). Dos de estos han recibido un interés considerable en la literatura relacionada, ya sea a meteorización natural, como al decaimiento urbano de rocas, pero el tercero ha recibido relativamente poca atención. Los dos patrones que han recibido mayor atención son la descamación superficial (*surface or 'contour' scaling*), normalmente del orden de centímetros en grosor, y la desintegración granular (*granular disintegration*), la que involucra el desprendimiento de granos y fragmentos de granos desde la superficie rocosa. Esta atención se contrasta con la falta de interés mostrada por el decaimiento debido al descascaramiento múltiple (*multiple flaking*). El descascaramiento múltiple (típicamente del orden de unos pocos milímetros en grosor y de una extensión espacial limitada comparada con la descamación) permanece como uno de los medios más potentes por las que una gran variedad de rocas se meteorizan en ambientes naturales y urbanos. Está particularmente asociado con la rápida pérdida de material dentro de estructuras *honeycomb* y cavidades mayores, y el rápido retroceso de bloques individuales en fachadas rocosas.

Al igual que la descamación superficial, el descascaramiento múltiple puede y frecuentemente atraviesa estructuras como planos de estratificación, infiriendo así que su formación es posiblemente una respuesta directa o indirecta de alguna forma de cambio ambiental cíclico, en vez de un control estructural intrínseco de la roca. Sin embargo, el problema que presentan la mayoría de los estudios sobre ciclos ambientales tales como hidratación y secado, y especialmente calentamiento y enfriamiento, es que típicamente se han llevado a cabo en profundidades acordes con las dimensiones de escamas gruesas, y lapsus que son al menos diarios en duración. Sin embargo, si la formación de escamas mucho más delgadas está también asociada a ciclos ambientales, parece sensato comenzar la búsqueda de éstas en distancias más cortas y vía patrones de cambio ambientales que tomen lugar durante escalas de tiempo menores. Por supuesto se entiende que éstas serán sobreimpuestas en un plazo mayor (por ejemplo ciclos diarios) de calentamiento y que penetraran a una mayor profundidad.

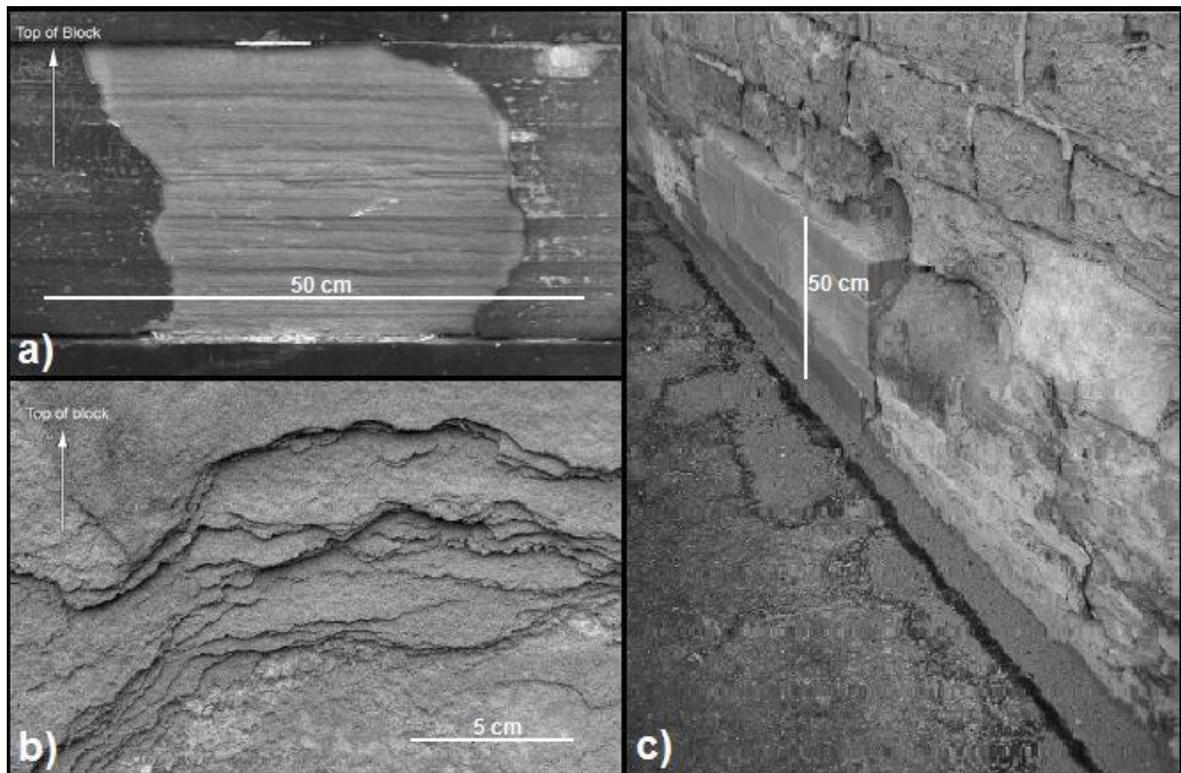


Figura 1.3: Patrones de meteorización.

a) Descamación superficial en una arenisca Triásica cortando a través de planos de estratificación dentro de un ambiente urbano rico en sales, Belfast, Reino Unido; b) Descascaramiento múltiple en arenisca en un ambiente costero, Kronberg Castle, Dinamarca; c) Desintegración granular superficial de una caliza bioclástica Jurásica a través de haloclastía en Oxford, Reino Unido. Notar la acumulación de material granular en la base de la pared. (Modificado de Smith et al., 2010).

La indiferencia que exhibe la descamación a parámetros estructurales iniciales ha llevado a varios investigadores a sugerir que es de alguna forma una respuesta a ciclos uniformes repetidos de hidratación y secado, siempre en asociación con sales disueltas (e.g. Amoroso y Fassina, 1983). Los patrones detallados de estos ciclos son dictados uno por uno por la profundidad de penetración de la humedad durante eventos de lluvia, y por una tasa de secado determinada por el régimen termal específico al cual la roca es expuesta. Estas explicaciones se centran en la tesis de que existe una profundidad de hidratación característica a la cual penetran la humedad y las sales. Bajo condiciones de secado rápido (temperaturas superficiales altas, humedad relativa baja y un flujo de aire) la zona de sub-superficie se seca más rápidamente de lo que la humedad líquida puede ser extraída desde el interior de la roca por ascenso capilar, y cualquier pérdida de humedad posterior sólo puede ocurrir a través de un transporte de vapor relativamente lento. Esto efectivamente atrapa cualquier sal disuelta dentro de la roca, la que eventualmente cristaliza en, o cerca, del frente de hidratación. Una vez que

las sales se acumulan y comienzan a cerrar poros dentro de esta zona, comienza a operar una retroalimentación positiva a través de la cual a los ciclos de hidratación subsecuentes se les hace cada vez más difícil penetrar a profundidades mayores y por lo tanto se van acumulando más sales. Este punto es promovido por Snethlage y Wendler (1997), quienes concluyeron que en lugares donde la humedad contiene sales disueltas, éstas precipitarán donde se ubique la zona de máxima humedad. Se piensa que la cristalización repetida de sales, y la posible hidratación/deshidratación, dentro de esta zona conlleva a un rompimiento estructural que crea una zona de sub-superficie debilitada (Warke y Smith, 2000), y finalmente la fragmentación de una escama superficial. Esta idea es apoyada por el frecuente revelado de cripto-eflorescencia de sales bajo las escamas de roca, y por estudios experimentales que han logrado replicar la descamación bajo condiciones de laboratorio controladas de hidratación y secado uniformes (Smith y McGreevy, 1988). Además, como observaron Warke y Smith (2000), la pérdida de una escama superficial comúnmente revela una zona sub-superficial debilitada que puede ser particularmente susceptible a meteorización por otros medios, tales como desintegración granular y descascaramiento múltiple, posiblemente en respuesta a estreses repetidos cercanos a la superficie.

En contraste al secado superficial rápido, un secado lento podría permitir que las sales en solución se acumulen en, y cerca, de la superficie rocosa, donde su cristalización podría resultar en desagregación granular (Smith et al., 1987; Snethlage y Wendler, 1997). Se cree que la cristalización de sales en esta zona es especialmente efectiva, ya que ésta se puede aprovechar del hecho que los granos no están totalmente limitados por material circundante. Los cambios ambientales en superficie, especialmente en términos de la temperatura de la roca, son considerablemente más variados y rápidos que en profundidad, donde los cambios son amortiguados, retrasados y filtrados por la capa aislante de roca sobreyacente. Asimismo, la mayor frecuencia y amplitud de fluctuaciones en temperatura y humedad relativa experimentadas en la superficie es probable que estimule ciclos de hidratación/deshidratación más numerosos y más efectivos a través de un rango de tipos de sales.

Además de los regímenes de humedad, y procesos como la haloclastía, los regímenes termales en superficie y sub-superficie experimentados por la roca también establecen patrones dinámicos de stress interno por su propia cuenta. Se han identificado dos mecanismos fundamentales a través de los cuales puede ocurrir meteorización causada por estreses termales. Uno de ellos es la denominada meteorización por insolación (*insolation weathering*), asociada con ciclos ambientales de calentamiento y enfriamiento; y por otro lado, Yatsu (1988)

sugirió que un aumento rápido en las temperaturas en superficie que exceda la tasa a la cual el calor puede ser transferido dentro de la roca, y por el cual los estreses de cizalle generados pueden ser acomodados por expansión termal de la capa más profunda de la roca, puede generar un “shock termal” que es capaz de fracturar la roca. Este efecto es comúnmente observado cuando la roca es expuesta al fuego. Sin embargo hay poca evidencia de efectos similares que resulten de ciclos ambientales naturales (Smith et al., 2008). En cambio se le ha dado un gran énfasis, especialmente en la literatura geomorfológica, a la posibilidad de que “los efectos de fatiga termal establecidos durante ciclos ambientales repetidos de baja magnitud son más capaces de combinarse, complementarse y en algunos casos instigar otros mecanismos de meteorización para producir un eventual fracturamiento” (Smith et al., 2008).

En términos de explicar fenómenos como la descamación superficial, la dependencia en modelos que involucran hidratación y secado prolongados inevitablemente ha implicado apelar a variaciones ambientales de una escala acorde. De éstas, ciclos diurnos de calentamiento y enfriamiento tradicionalmente han sido vistos como los más significativos y han participado, por ejemplo, en la mayoría de los estudios de simulación de haloclastía (Goudie y Viles, 1997; Smith et al., 2005). En este contexto, se le ha dado particular importancia al calentamiento durante la madrugada, que se asume que produce un rápido aumento en la temperatura de superficie, que a su vez resulta en una suave disminución exponencial en la temperatura con la profundidad y un suave gradiente de stress interno (Smith, 1977; Gómez-Heras, 2006). Se asume que el comienzo del enfriamiento rápido en superficie durante el atardecer revierte este gradiente temperatura/stress. Sin embargo, ha sido sugerido que la relativa simetría de este proceso puede tener un quiebre, por ejemplo, en la dirección en que una cara rocosa permanece en sombra durante alguna parte del día. Esto puede involucrar un calentamiento retardado si se expone al sol en algún momento posterior al amanecer, o equivalentemente puede enfriarse prematuramente si se encuentra bajo sombra antes del atardecer. Tales variaciones no solo distorsionan los patrones de calentamiento y enfriamiento, sino que también patrones asociados de ingreso y pérdida de humedad (Paradise, 1998, 2002). A pesar de esto, el supuesto de una disminución suave de la temperatura con la profundidad aparentemente ha sido confirmada por mediciones de superficie y sub-superficie bajo condiciones naturales y de laboratorio (e.g. Warke et al., 1996; Warke y Smith, 1998). Sin embargo, desafortunadamente tales supuestos siempre son basados en interpolaciones entre temperaturas de superficie y un limitado número de temperaturas de sub-superficie, típicamente a una profundidad de varios centímetros (Roth, 1965; Smith, 1977). Frecuentemente los intervalos de registro también han

sido tan gruesos que cualquier variabilidad de corto plazo se tiende a suavizar (Smith et al., 2008).

Recientemente, con el uso de termómetros infrarrojos de registro continuo, un número de estudios han descubierto que las temperaturas de superficie pueden variar significativamente en períodos de 15-30 minutos en respuesta a factores como el nublamiento periódico y cambios en la velocidad del viento. Estos cambios pueden resultar en tasas de cambio de temperatura superficial de corto plazo que son mayores a las medidas durante ciclos diarios suavizados (Jenkins y Smith, 1990). Cualquiera de estas fluctuaciones tiende a ser acentuada en condiciones de aire frío bajo un cielo despejado, donde cualquier interrupción en la insolación puede resultar en una caída rápida en la temperatura (Hall y Hall, 1991; Hall y Andre, 2001; Gómez-Heras, 2006). Fluctuaciones similares han sido observadas en la superficie de construcciones de piedra bajo condiciones climáticas Mediterráneas (Gómez-Heras et al., 2008). Dentro de estos estudios la principal suposición ha sido que los efectos de variaciones de corto plazo tienden a estar restringidos a unos pocos milímetros exteriores de cualquier roca. La importancia de estas variaciones recae en el hecho de que el potencial gran número de estas fluctuaciones podría eventualmente contribuir a un rompimiento por fatiga en la misma zona donde efectos, como la desintegración granular, son concentrados (Hall, 1999). Esta es una hipótesis que ha sido apoyada por estudios recientes de micro-escala que identificaron diferencias medibles en temperatura de cristales adyacentes en rocas heterogéneas bajo calentamiento por radiación; estas diferencias en temperatura pueden llevar a una expansión termal diferencial, especialmente si los alineamientos de los cristales son también distintos (Hall y Andre, 2003; Gómez-Heras et al., 2006).

Se ha asumido que las propiedades de los minerales y sus diferencias en temperatura promueven la desagregación granular, pero la consideración analítica de las diferencias termales entre los minerales ha sido insignificante. Además del input de radiación como factor primordial, existe una gama de otros factores que controlan las temperaturas absolutas y los regímenes termales. Por ejemplo, el albedo ha sido reconocido como un factor importante que influye en las temperaturas de superficie (Kelly y Zumberge, 1961; Peel, 1974; Kerr et al., 1984). El albedo determina cuanta cantidad de calor que llega a una superficie permanecerá disponible (Geiger, 1966). Otras propiedades, como la capacidad calórica específica y la conductividad termal, han sido sugeridas como influyentes en las temperaturas de superficie (McGreevy, 1985; Jenkins y Smith, 1990; McGreevy et al., 2000), pero estas propiedades han recibido muy poca atención en estudios experimentales. De la misma forma, las relaciones entre el tamaño

de los cristales y las temperaturas no han sido estudiadas; sin embargo es posible suponer que mientras mayor sea el mineral formador de roca, mayor es la superficie expuesta a radiación y, como resultado, una mayor masa termal debería ser tomada en cuenta. Además, la dilatación termal es directamente proporcional al tamaño inicial de un cristal y es claramente importante estudiar la relación entre temperatura y tamaño. Este es especialmente el caso, ya que se ha reconocido desde hace tiempo que las rocas graníticas y de textura gruesa son propensas a la desagregación granular como principal forma de ruptura (Cooke y Warren, 1973; Ollier, 1984; Warke y Smith, 1994; Hall y André, 2003).

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivos Generales

- Caracterizar geológicamente el área de estudio de Punta Totalillo.
- Estudiar las formas de *tafoni* y estructuras *honeycomb* presentes en Punta Totalillo y el Zoológico de Piedra.

1.3.2. Objetivos Específicos

- a) Entregar un marco geológico, regional y local, de la zona de estudio de Punta Totalillo; mostrando su evolución geológica y contextualizándolo dentro del desierto costero y de Atacama.
- b) Realizar una descripción detallada de las formas de *tafoni* y estructuras *honeycomb* en ambas zonas de estudio, así como identificar los procesos responsables de su formación, jerarquizando los agentes involucrados en estos procesos.
- c) Entregar una base del valor geopatrimonial del campo de *tafoni* Zoológico de Piedra.

1.4. Metodología General

El trabajo del estudio descrito se desarrolló en tres etapas principales. Una primera etapa de trabajo previo a terreno, donde se analizaron imágenes satelitales de la zona identificando lugares de interés y donde se recopiló y estudió la bibliografía disponible acerca

del tema a desarrollar. La segunda etapa correspondió al trabajo en terreno, donde se describió la geología de Punta Totoralillo y el Zoológico de Piedra, se definieron los sectores específicos del estudio y se realizó la toma de muestras. Finalmente, la tercera etapa correspondió al trabajo de gabinete y laboratorio, donde se realizó la confección de mapas, el desarrollo de la evolución geológica del lugar, el análisis de las muestras tomadas en terreno y la definición de los posibles agentes formadores de los *tafoni* y estructuras *honeycomb*. En esta etapa también se realizó la evaluación del valor geopatrimonial del Zoológico de Piedra.

1.4.1. Metodologías relacionadas al objetivo específico a)

El contexto geológico de Punta Totoralillo se realizó principalmente mediante los antecedentes bibliográficos disponibles, así como la observación y descripción realizada en terreno. De igual manera se logró contextualizar la zona dentro de la evolución del desierto costero y de Atacama.

1.4.2. Metodologías relacionadas al objetivo específico b)

El estudio de las formas de *tafoni* y estructuras *honeycomb* se realizó con ayuda de la bibliografía disponible y en base al trabajo realizado en terreno, definiendo los patrones observables en la aparición de éstos y apoyándose también en las imágenes utilizadas mediante el estudio de la topografía y la geomorfología de la zona. A través de la toma de muestras, y un posterior análisis químico y petrográfico, se pudieron identificar los posibles procesos y agentes de formación, definiendo la importancia y participación de cada uno de ellos.

1.4.3. Metodologías relacionadas al objetivo específico c)

Todo el trabajo en cuestión es un aporte para entregar una base del valor geopatrimonial del Zoológico de Piedra, ya sea los resultados mismos del estudio, como también la experiencia que se tuvo en terreno. Esto va apoyado con la Guía de manejo geositio Campo de Tafonis (Zoológico de Piedras) (Castro et al., 2010).

1.5. Hipótesis de Trabajo

La formación de cavidades en las rocas del área, tales como estructuras *honeycomb* y *tafoni*, está asociada tanto a factores litológicos como climáticos particulares de la zona de estudio, tales como su amplitud térmica observada y su ubicación cercana al mar.

2. ZONA DE ESTUDIO

2.1. Ubicación y vías de acceso

La zona de Punta Totalillo ($26^{\circ}51'15''$ lat. S; $70^{\circ}49'00''$ long. W) (Figura 2.1) se encuentra a unos 30 km al norte de la ciudad de Caldera, en la III Región de Atacama, Chile. Su acceso es por la Ruta 5, por la cual se toma una pequeña salida, la que está señalizada, llegando al sector de emplazamiento de la Minera Hierro Atacama, la que da un camino hacia el oeste que llega directamente a la entrada del recinto minero.

La zona del Zoológico de Piedra ($26^{\circ}56'27''$ lat. S; $70^{\circ}47'19''$ long. W) ("*Tafoni*" en la Figura 2.1) se ubica a unos 14 kms al norte de la ciudad de Caldera, y el acceso a su entrada está al borde de la carretera. También se encuentra debidamente señalizada.



Figura 2.1: Vías de acceso a la zona de estudio.
(Modificada de www.geovirtual2.cl).

2.2. Marco Geológico

2.2.1. Escala regional

La zona de estudio se encuentra entre los 26°50' y los 27°00' de latitud sur, en la costa chilena. Estas latitudes pertenecen a la parte sur de la Zona Volcánica Central (CVZ), pudiendo considerarlas también dentro de la zona de transición entre la Zona Volcánica Central (CVZ) y la Zona de *Flat-Slab* (Figura 2.2). Los rasgos morfoestructurales presentes en la geografía chilena en estas latitudes corresponden a grandes rasgos, de Oeste a Este, a la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Andina (Figura 2.3).

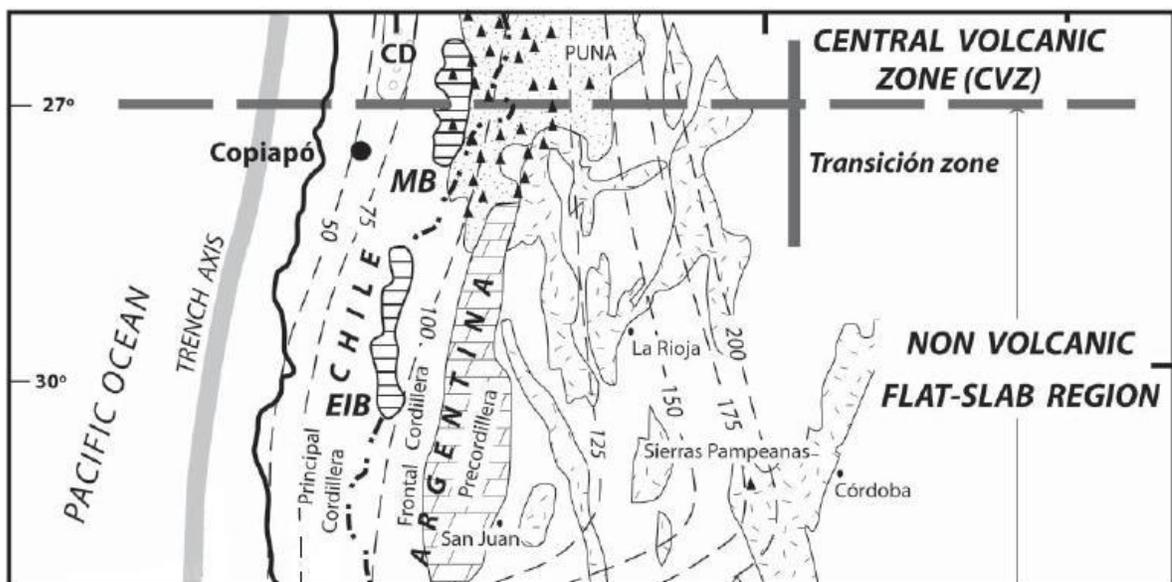


Figura 2.2: Zona de Transición entre la Zona Volcánica Central (CVZ) y la Zona de Flat-Slab. También se muestran la distribución de volcanes (triángulos negros), los contornos de profundidad del plano Wadati-Benioff (en kms) y los rasgos morfológicos mayores. MB: Cinturón de Maricunga, EIB: Cinturón El Indio, CD: Depresión Central. (Modificado de Charrier et al. 2007).

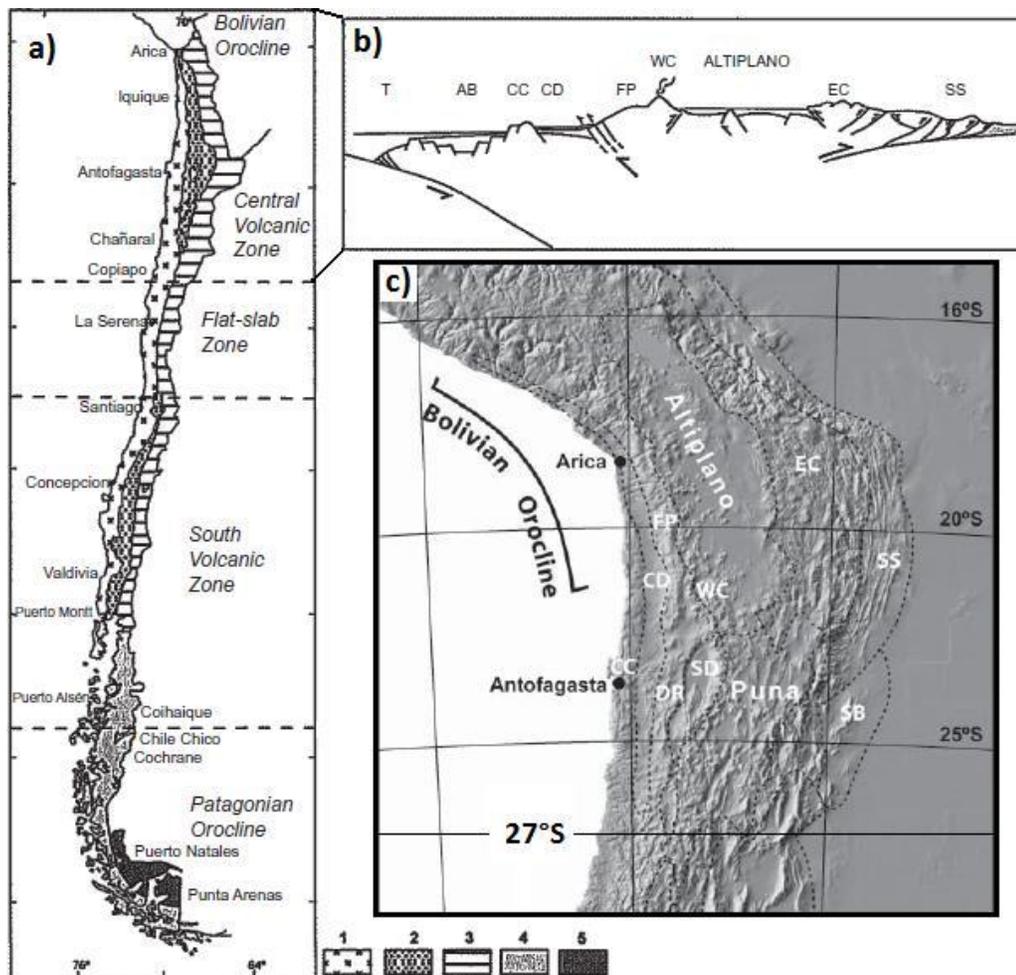


Figura 2.3: Zonas volcánicas y morfoestructuras de Chile.

a) Mapa de Chile mostrando sus rasgos morfológicos mayores: Oroclinos Boliviano y Patagónico, segmentación Andina, y unidades morfoestructurales: 1: Cordillera de la Costa; 2: Depresión Central; 3: Precordillera de Antearco y Cordillera Occidental (entre los 18° y 27°S), Sierra Andina Alta (entre los 27° y 33°S), Cordillera Principal (entre los 33° y 42°S); 4: Cordillera Patagónica; 5: antearco andino en la Cordillera Patagónica Sur. b) Sección esquemática EW en la Zona Volcánica Central. c) Modelo de elevación digital mostrando los rasgos morfoestructurales mayores. Abreviaciones: T: fosa; AB: Cuenca de Arica; CC: Cordillera de la Costa; CD: Depresión Central; FP: Precordillera de Antearco; WC: Cordillera Occidental; EC: Cordillera Oriental; SS: Sierras Subandinas; DR: Cordillera de Domeyko; SD: Depresiones de Salares; SB: Sistema Santa Bárbara. (Modificado de Charrier et al. 2007).

La subducción en el margen continental activo ha jugado un rol importante en la evolución estructural y magmática de los Andes Centrales desde el principio del Jurásico (Coira et al., 1982). El Ciclo Andino está caracterizado por una migración sistemática hacia el este a través del tiempo del arco magmático (e.g. Mpodozis y Ramos, 1989; Scheuber y Reutter, 1992). La Cordillera de la Costa, ubicada actualmente en el antearco, es el lugar donde se encuentran los depósitos del arco magmático Jurásico-Cretácico temprano. Este arco magmático revela una compleja evolución en varias fases. El desarrollo de sistemas de fallas,

magmatismo, volcanismo y cuencas se da paralelo al arco y muestra una disminución episódica en edad desde el oeste hacia el este (Brown et al., 1993; Grocott et al., 1994; Dallmeyer et al., 1996; Taylor et al., 1998). La estructura dominante durante la evolución Jurásico-Cretácico temprano del arco magmático fue el Sistema de Fallas de Atacama (SFA), ubicado en el centro de la actual Cordillera de la Costa (e.g. Taylor et al., 1998).

En las latitudes de la zona de estudio, el arco magmático Jurásico-Cretácico temprano incluye varios plutones elongados de orientación norte-sur que son paralelos a ramas del SFA. Los niveles estructurales superiores del arco están representados por una extensa sucesión volcánica andesítica (Formación La Negra, García, 1967), y por sucesiones volcánicas-volcanoclásticas e intercalaciones de rocas sedimentarias marinas. Éstas últimas han sido atribuidas al relleno de una cuenca de trasarco del Jurásico superior-Cretácico temprano y están incluidas en el Grupo Punta del Cobre (Lara y Godoy, 1998). Las litologías de los plutones Jurásicos-Cretácicos temprano incluyen gabros, dioritas, tonalitas/granodioritas y menores granitos (Dallmeyer et al., 1996; Lara y Godoy, 1998; Godoy y Lara, 1998). Las características texturales de los plutones reflejan niveles relativamente someros de emplazamiento y un enfriamiento post-magmático rápido asociado (Dallmeyer et al., 1996). Estudios detallados llevados a cabo en los bordes miloníticos de estos plutones muestran que fueron emplazados durante el movimiento del SFA (Brown et al., 1993; Grocott et al., 1994; Dallmeyer et al., 1996; Taylor et al., 1998).

El basamento del arco magmático Jurásico-Cretácico temprano es una sucesión metasedimentaria del Paleozoico tardío-Triásico, la que se encuentra deformada penetrativamente, está dominada por facies turbidíticas (Bell, 1987), y se expone a lo largo del margen oeste de la Cordillera de la Costa. Este basamento es intruído por complejos plutónicos Triásicos, en su mayoría monzogranitos a sienogranitos, que afloran inmediatamente al norte de Chañaral (Godoy y Lara, 1998). El contacto entre el basamento y los complejos plutónicos Jurásicos-Cretácicos temprano ha sido descrito como una falla extensional rampa-flat. Este sistema de falla corresponde al registro más antiguo de una amplia estructura extensional de tipo flor desarrollada en la Cordillera de la Costa, y donde el SFA probablemente actuó como el mecanismo de ascenso de magmas durante gran parte del Jurásico a Cretácico temprano inferior (Grocott et al., 1994). Este sistema extensional de fallas ha sido relacionado a un margen de subducción en retroceso (Taylor et al., 1998).

Sin embargo, durante el Cretácico temprano la cinemática del sistema extensional cambió a una transtensión sinistral y el SFA continuó siendo el principal sistema de fallas por donde los plutones fueron emplazados (Taylor et al., 1998). Esta transtensión sinistral ha sido interpretada como consecuencia de una subducción oblicua de la placa oceánica (Scheuber y Andriessen, 1990). Posterior a esta fase inicial de transtensión sinistral dúctil se registró un período frágil de fallas de rumbo de movimiento sinistral a lo largo del SFA, indicando que el arco magmático había abandonado la región de la Cordillera de la Costa (Scheuber y Andriessen, 1990; Brown et al., 1993; Taylor et al., 1998). En el Cretácico medio-tardío la actividad magmática se estableció en un nuevo sistema de fallas, en la actual Depresión Central (Scheuber y Reutter, 1992). En la Cordillera de la Costa, un set de fallas frágiles de orientación NW-SE parece estar asociado a la actividad Cretácica media-tardía en la zona de la Depresión Central, siendo la Cordillera de la Costa deformada como un gran dúplex de rumbo (Taylor et al., 1998).

2.2.2. Escala local

Las rocas de la zona de estudio corresponden a tonalitas de grano grueso de edad paleozoica (Mercado et al., 1978). Con el fin de dar a conocer las unidades aledañas, se detalla a continuación la geología entre los 26°50' y los 27°00' latitud sur, y la costa y los 70°30' longitud oeste (Figura 2.4Figura 2.4).

2.2.2.1. Rocas estratificadas

- Paleozoico (Pzsm)

Metasedimentitas principalmente de origen clástico afloran en una franja a lo largo de la costa. Metamorfismo regional de bajo grado convirtió las rocas originales en cuarcitas, pizarras, filitas y metacalizas. Las cuarcitas presentan un 80-90% de bandas de granos de cuarzo de diferentes tamaños y espacios rellenos con sericita; las filitas poseen una foliación muy notoria y están constituidas por un 60-70% de muscovita y clorita, siendo el resto de la roca principalmente cuarzo; las pizarras también presentan una notoria foliación y están constituidas principalmente por muscovita; mientras que las metacalizas se constituyen principalmente de carbonato de calcio. No se encontraron fósiles en ellas.

Estas rocas se agrupan en tres unidades litológicas principales (Mercado et al., 1978):

1. Cuarcitas con menor cantidad de filitas.
2. Pizarras con menor cantidad de cuarcitas y filitas.
3. Cuarcitas y filitas con metacalizas intercaladas.

Las rocas metasedimentarias, para las que en su mayoría se infiere una depositación marina, continúan hacia el norte de Chañaral donde García (1967) las correlacionó, por similitud litológica con la Formación El Toco definida por Wetzel (1927) en la Provincia de Antofagasta, la cual por la presencia de *Dadoxylon* es asignada al Carbonífero. Miller (1970 y 1973) asigna las rocas de estas franjas al Devónico en base a impresiones de *Lophoctenium comosum* Reinhold Richter hallados al norte de Chañaral y apoyado en estudios petrográficos y estructurales de estas rocas. La secuencia se presenta muy plegada, por lo que no es posible calcular un espesor, y está en contacto con rocas intrusivas.

La sucesión de rocas expuestas es, por lo menos en parte, de edad máxima devónica, siendo poco probable una edad más antigua; la edad mínima que se infiere sería Paleozoico superior pues las metasedimentitas están atravesadas por intrusivos que están en continuidad areal con granitoides que hacia el norte, en quebrada Cifuncho, infrayacen a rocas sedimentarias triásicas (Ortiz y otros, 1960).

- **Cenozoico**

Sedimentos marinos

A lo largo de la costa existen remanentes de cuatro terrazas marinas compuestas por coquinas, areniscas y conglomerados, de poco a muy litificados. Estratigráficamente, estas terrazas sobreyacen a rocas intrusivas y metamórficas paleozoicas, y su techo corresponde a la superficie actual. Cada terraza posee un espesor de hasta 20 m y en ellas es posible encontrar pelecípodos, gastrópodos y equinodermos.

La edad de estas terrazas se infiere correlacionándolas con las descritas por Herm (1969) en la Región de Coquimbo, y que fueron datadas por estudios macro y micro-faunísticos. La terraza más alta, ubicada a 250 m sobre el nivel del mar, sería de edad pliocena; las dos

terrazas siguientes, a 180 m y 80 m, de edad pleistocena; y la terraza inferior, a 20 m sobre el nivel del mar, sería holocena.

Sedimentos continentales

Existen remanentes de terrazas constituidas por depósitos aluviales correlacionables con los depósitos agradacionales que formaron parte del pediplano desarrollado en el norte del país durante el Plioceno (Ttp). Los sedimentos modernos se ubican principalmente en las quebradas y corresponden a sedimentos aluviales y de corrientes de barro (Qal) y a arenas eólicas (Qe).

2.2.2.2. Rocas intrusivas

- Paleozoico (Pzt, Pzap)

A lo largo de la costa afloran diversos cuerpos de tonalitas que intruyen a las metasedimentitas paleozoicas con variaciones petrográficas a granodioritas y a tonalitas de piroxeno. Su composición mineralógica corresponde a plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbola, microclina, apatita, esfeno y minerales opacos. En los cuadrángulos Bahía Totoralillo y Quebrada del Morado se distinguieron siete plutones de características texturales distintas dentro del intrusivo.

Se observa que los plutones más ácidos y leucocráticos intruyen a los más básicos y de tono oscuro. En la costa de este sector, 10 km al norte de Caldera, se encuentra también un afloramiento de granodiorita orbicular que comprende aproximadamente 375 m², descrito en detalle por Aguirre y otros (1976). Posee orbículas de 5 a 6 cm de diámetro; los neosomas corresponden a cuarzo, feldespato potásico, biotita euhedral y anfíbola, mientras que las orbículas poseen plagioclasa, cuarzo, anfíbola y piroxeno. Se le asigna edades de 226 Ma Pb/α (Ortiz y otros, 1959), 182 y 159 Ma K/Ar (Schnelling, 1968).

Estas rocas se asignan al Paleozoico Superior basado en que al norte del área en estudio, en Quebrada Cifuncho, hasta donde se extiende este intrusivo, existen sedimentos triásicos apoyados sobre él (Ortiz y otros, 1960), y que además intruyen a metasedimentos de probable edad post-devónica. Determinaciones radiométricas K/Ar en muestras de este complejo intrusivo dan edades del Pérmico y del Jurásico Inferior (Farrar y otros, 1970; Zentilli, 1974; Mc Nutt y otros, 1975). Extensos sectores de este complejo intrusivo están atravesados

por un sistema de potentes filones máficos, por lo que el hecho de obtener edades radiométricas jurásicas sugiere que éstas sean en realidad la edad de los filones.

- **Mesozoico**

A lo largo de la zona central y oriental del presente estudio afloran dos grupos de rocas intrusivas aquí individualizadas como Tonalita Central y Complejo Intrusivo Oriental.

Tonalita Central

En la zona central afloran tonalitas de piroxeno (JKt) intruyendo a las rocas metasedimentarias e intrusivas paleozoicas y volcánicas jurásicas y/o cretácicas. Estas rocas incluyen zonas de migmatitas y/o agmatitas (JKm) y en su sector oriental se presentan tonalitas caracterizadas por la presencia de abundantes megacrístales de esfeno y rutilo. Intruye al Intrusivo de la Costa (Pzt), a las metasedimentitas paleozóicas (Pzsm) y a rocas volcánicas de la Formación La Negra. Su mineralogía corresponde a plagioclasa, cuarzo, piroxeno, biotita, anfíbola, feldespato potásico, esfeno, apatito, mineral opaco y rutilo.

Estas rocas constituyen un complejo intrusivo al cual se le asigna una edad post-Jurásico Medio en base a que intruye a rocas volcánicas correlacionadas con la Formación La Negra de edad mínima Bajociano Medio (García, 1967). Las edades radiométricas K/Ar en muestras de estas rocas corresponden al Jurásico Superior (137 y 148 Ma) (Zentilli, 1974). Estas edades parecen ser confiables pues, a pesar de que no existan relaciones estratigráficas con rocas neocomianas, los plutones que intruyen a estas últimas, al sur del área de estudio, también afectan a la Tonalita Central. Sin embargo, se deja abierta la posibilidad de que las rocas de la Tonalita Central incluyan además cuerpos plutónicos cretácicos.

Complejo Intrusivo Oriental

En el sector oriental de la Carta Geológica N°27 afloran cuatro plutones cuya intrusión ha sido controlada por fallas de la Zona de Falla Atacama. Aquí solo se describe uno de estos plutones, el cual aflora al oriente del área de estudio.

En Sierra de San Juan afloran adamelitas y tonalitas porfíricas (JKatp) intruyendo a la Tonalita Central (JKt) y en contacto por falla, o intruido controlado por falla, con las leucodioritas (JKd). En Quebrada del Chango afloran rocas similares. Este plutón es probablemente

cretácico, pero al no existir documentación estratigráfica ni suficientes dataciones radiométricas, queda abierta la posibilidad de que sea aún más antiguo. De ocurrir también en esta zona que hacia el este se emplazaron intrusivos cada vez más jóvenes, como en regiones adyacentes (Farrar y otros, 1970), sería poco probable que las rocas intrusivas arriba indicadas sean más jóvenes que el Cretácico. Futuros trabajos, particularmente de dataciones radiométricas, deberán resolver este problema.

Rocas filonianas

Prácticamente la totalidad de los filones del área son de composición andesítica, habiendo algunos aplíticos. Potentes filones andesíticos de hasta 20 m y de orientación NE-SW cortan a las rocas paleozoicas, pero no atraviesan a las rocas mesozoicas. De acuerdo a la relación estratigráfica de estos mismos filones en Quebrada Cifuncho, al norte del área, la edad de ellas es Jurásica Inferior; atraviesan a secuencias marinas del Lías Inferior y Medio, no así a rocas volcánicas del Lías Superior.

Filones andesíticos de hasta 2 m de potencia atraviesan las rocas mesozoicas; su orientación preferencial es NNW-SSE y su edad es posiblemente contemporánea a la de los plutones que atraviesa, pues no afectan a rocas más antiguas ni a otros plutones adyacentes.

2.2.2.3. Rocas metamórficas

Metamorfismo regional

Los sedimentos paleozoicos han sido afectados por metamorfismo regional débil bajo una cubierta no muy potente y temperatura relativamente elevada (Miller, 1973). Los nuevos minerales desarrollados son sericita (muscovita) y clorita; los granos de cuarzo están recristalizados y engranados unos con otros.

Metamorfismo de contacto

Alrededor de los cuerpos intrusivos descritos existen aureolas de metamorfismo de contacto con silicificación de la roca, inyección de material cuarzoso y aplítico, foliación debido a la intrusión y formación de porfiroblastos de biotita, esto último en las metasedimentitas paleozoicas.

Metamorfismo dinámico

A lo largo de las fallas de la Zona de Falla Atacama (al E del área de estudio), que atraviesan de norte a sur, se desarrollan franjas de esquistos dinámicos; predomina neomineralización y recristalización sobre cataclasis, por lo que las rocas expuestas en estas zonas se clasifican como esquistos miloníticos.

2.2.2.4. Estructura

Sólo las rocas paleozoicas metasedimentarias presentan plegamientos importantes. Son pliegues cerrados, incluso isoclinales, con ejes de dirección norte-sur y vergencia al oeste. El rumbo y manteo de la foliación, que coincide con la estratificación original, también es norte-sur y con inclinación al este.

Las fallas de área se agrupan en tres sistemas principales: NS; NW a NNW y WNW a NW. La Zona de Falla Atacama pertenece al primer sistema, mientras que los otros dos sistemas son posteriores a la primera fase del sistema de la Zona de Falla Atacama, pues desplazan a aquella en forma sinestral. Todas las quebradas principales llevan la orientación del sistema WNW a NW.

2.2.2.5. Geología económica

- Minería Metálica

La zona de la Cordillera de la Costa, entre Chañaral y Caldera, tiene recursos de cobre y hierro. De menor importancia en la región es la minería de oro.

Cobre

Las principales minas de cobre se ubican a lo largo de fallas de la Zona de Falla Atacama, en rocas volcánicas mesozoicas y en rocas intrusivas de igual edad que las intruyen. Los yacimientos son cuerpos vetiformes, genéticamente relacionados a las intrusiones del Cretácico (probablemente Cenomaniano; Ruiz, 1965), y que se presentan en brechas de fallas y en zonas de alteración hidrotermal. Los yacimientos corresponden a los grupos paragenéticos N° 8 y 9 de Ruiz (1965), con hematita, pirita y calcopirita el primero y sólo pirita y calcopirita el segundo; ambos presentan ganga de calcita y cuarzo. La zona de oxidación que abarca en

algunos casos hasta más de 300 m desde la superficie presenta crisocola, atacamita y malaquita; la zona de enriquecimiento secundario presenta calcosina.

Hierro

A lo largo de fallas de la Zona de Falla Atacama existen yacimientos lenticulares y vetiformes de hierro en rocas volcánicas e intrusivas mesozoicas. Los minerales presentes son magnetita y hematita con alto contenido de sílice y bajas leyes de oro.

Oro

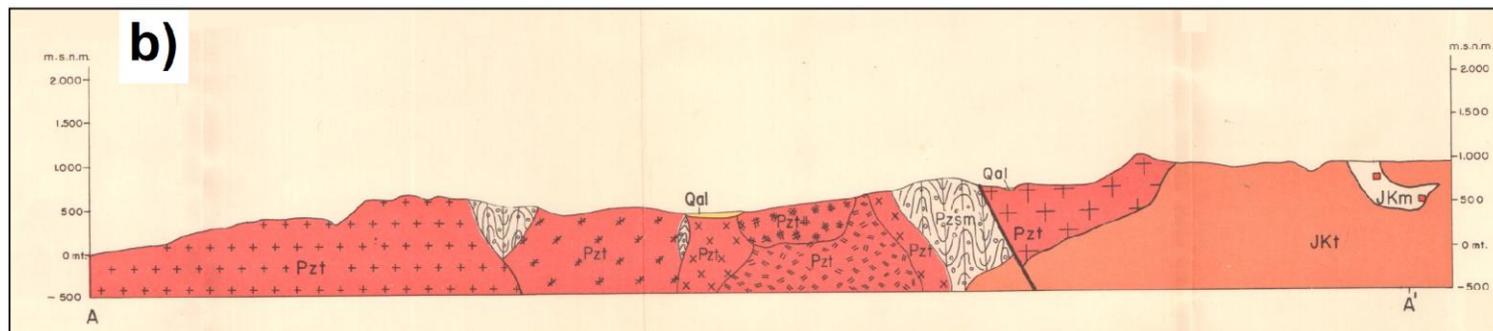
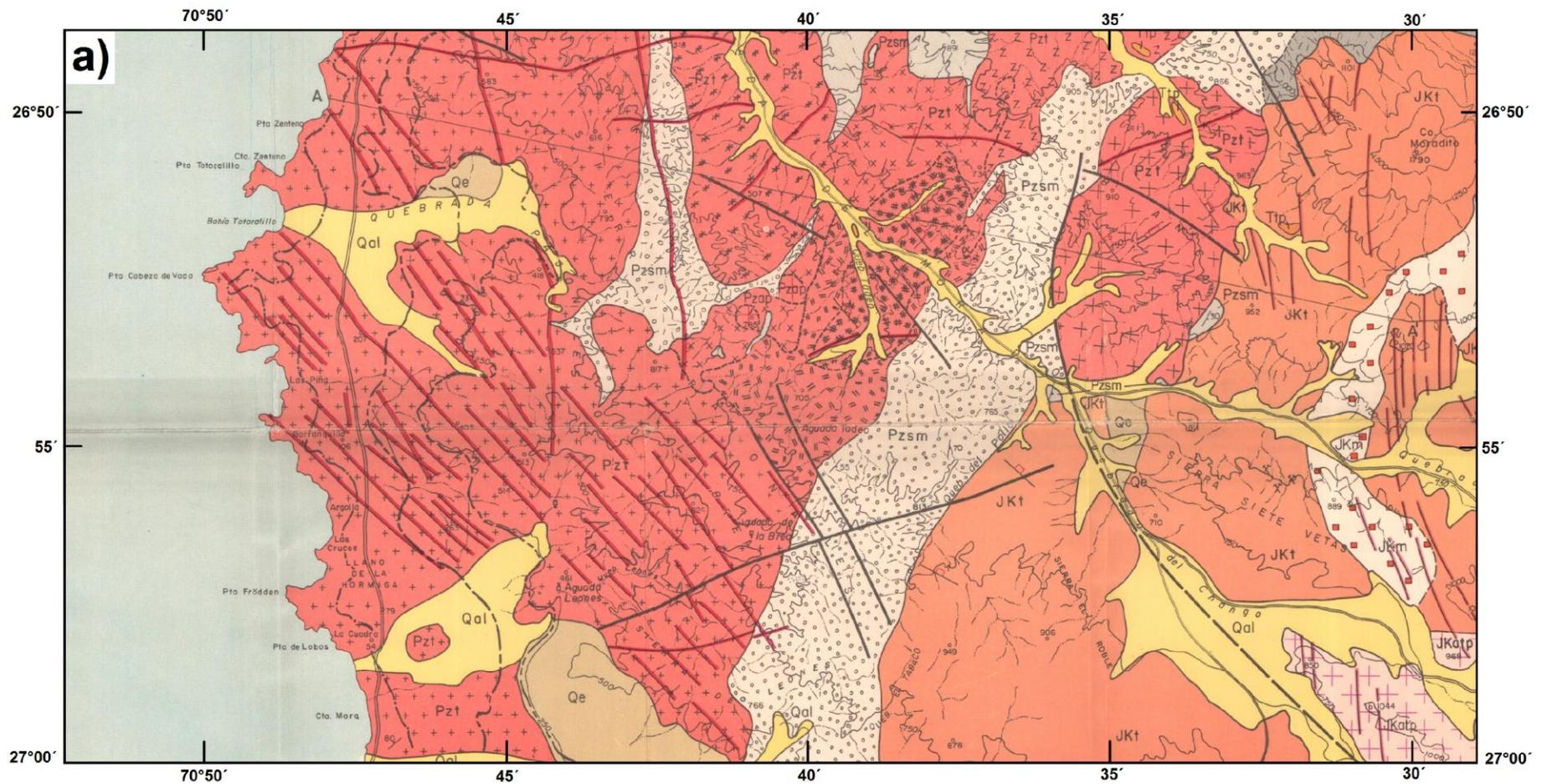
Existen yacimientos vetiformes de oro en rocas graníticas paleozoicas y mesozoicas y en rocas metamórficas paleozoicas. Las minas y picados corresponden a vetas de orientación EW y el oro se aloja en vetas de cuarzo con óxido de hierro.

- **Minería No Metálica**

Carbonato de calcio

Metacalizas lenticulares de alta pureza se encuentran en afloramientos esporádicos en las rocas metamórficas paleozoicas. Su valor económico es prácticamente nulo a causa del difícil acceso a ellas y la poca potencia de los lentes que en general no alcanzan 50 cm de espesor.

Sólo en el lado norte de la Quebrada del Morado, a 20 kms de Obispito, existe una localidad de posible interés económico por haber lentes calcáreos de superficie considerable cerca del camino que corre por la quebrada mencionada.



LEYENDA

CUATERNARIO

-  Qal Depósitos aluviales y de corrientes de barro
-  Qe Depósitos de arena eólica

TERCIARIO

-  Ttp Terrazas (Pediplano)

JURÁSICO - CRETÁCICO

-  JKctp Adamelitas y tonalitas
-  JKt Tonalitas
-  JKm Migmatitas

PALEOZOICO

-  Pzt Tonalitas
 -  Pzap Aplitas
- Tipos texturales de las tonalitas Pzt en los Cuadrángulos Bahía Totoralillo y Quebrada del Morado
-  Color gris oscuro; grano medio
 -  Textura sacaroidal
 -  Textura porfirica
 -  Grano medio
 -  Con fenocristales de biotita
 -  Grano grueso
 -  Con cristales de biotita aglomerados

Sedimentario metamórfico (Fm. El Toco)

-  Pzsm Principalmente cuarcitas
-  Pzsm Cuarcitas y filitas con intercalaciones de metacalizas
-  Pzsm Metamorfismo de contacto

SIMBOLOGÍA

-  Contacto geológico
línea de segmento: contacto inferido
-  Contacto dentro de una unidad
-  Falla; línea de segmento: falla cubierta
-  Anticlinal
-  Sinclinal
-  Rumbo y manto de estratificación
-  Rumbo y manto de esquistosidad
-  Filones
-  Diaclasas
-  Mina
-  Capas de metacaliza
-  Línea de costa pleistocena superior
-  Línea de costas pleistocena inferior
-  Línea de costa pliocena

NORTE ASTRONÓMICO
NORTE MAGNÉTICO

DECLINACIÓN MEDIA (1973)

ESCALA 1 : 100.000

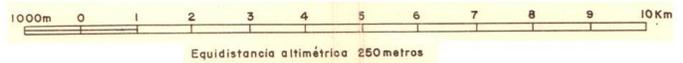


Figura 2.4: a) Mapa geológico de la zona de estudio. b) Perfil A-A'. (Modificado de Mercado et al., 1978).

2.2.3. Contexto Regional: Desierto de Atacama y Desierto Costero

2.2.3.1. Contexto geológico y morfotectónico

Las condiciones de aridez prevalecen a lo largo de la costa oeste de Sudamérica desde el subtrópico hasta cercano al ecuador. Esta larga pero angosta faja de tierra, limitada por el Océano Pacífico y la Cordillera de los Andes, incluye el Desierto de Atacama en el norte de Chile y sur del Perú (25 – 17°S), y podría decirse que es el lugar más seco del planeta (Lettau, 1978). El antearco andino en el desierto de Atacama se divide en cuatro unidades morfológicas mayores. Éstas son, de oeste a este: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Precordillera y la Cordillera Andina Occidental, a lo largo de la cual se desarrolla el arco volcánico actual (Figura 2.5). La Cordillera de la Costa consiste en rocas mesozoicas ígneas y sedimentarias alcanzando alturas de 1500-2000 m y se encuentra al este de un llano costero que rara vez tiene más de unos cuantos cientos de metros de ancho. El Valle Central corresponde a una cuenca rellenada por sedimentos Oligocenos a Pliocenos (Sillitoe et al., 1968) y se encuentra a unos 1000 m.s.n.m. La Precordillera es un monocinal controlado por fallas alcanzando alturas de hasta 3000-4000 m y está compuesta por rocas mesozoicas a eocenas, mientras que las cuencas Preandinas están rellenas por sedimentos miocenos a holocenos. La totalidad de la región es tectónicamente activa; sufriendo alzamiento en la Cordillera de la Costa documentado por terrazas marinas alzadas (e.g. Ortlieb et al., 1996), abanicos aluviales truncados por escarpes de falla frescos (e.g. González et al., 2006), y una intensa actividad sísmica (e.g. Delouis et al., 1997).

El principal rasgo tectónico de la Cordillera de la Costa es el Sistema de Fallas de Atacama (SFA), un set discontinuo y traslapado de fallas con rumbo sub-paralelo al margen continental, y que se extiende por más de 1000 km desde Iquique (20°30'S) hasta La Serena (29°45'S) (Figura 2.5). Fallas normales, asociadas al SFA, separan la Depresión Central de la Cordillera de la Costa (e.g. González et al., 2006). Los cambios de orientación de este sistema de fallas permite la definición de tres segmentos (Naranjo, 1987; Thiele y Pincheira, 1987), los cuales, de sur a norte, son: El Salado, Paposos y Salar del Carmen.

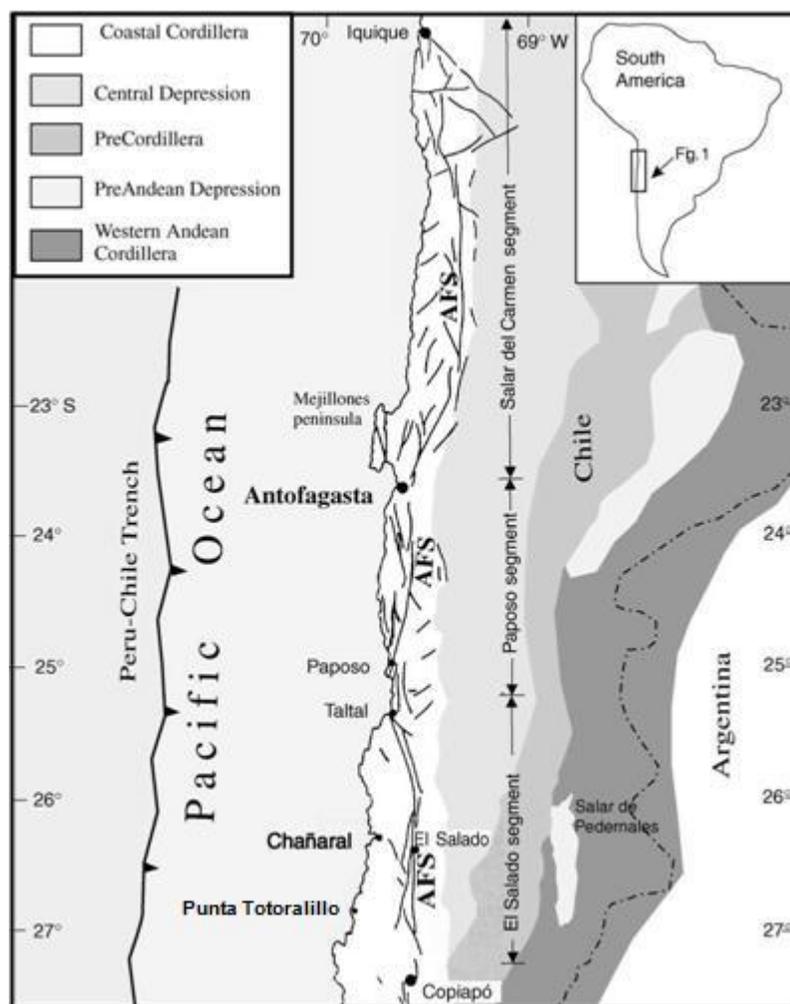


Figura 2.5: Unidades morfoestructurales del desierto de Atacama. Se muestra también el Sistema de Fallas de Atacama (AFS) y sus respectivos segmentos. (Modificado de Riquelme et al., 2003).

La Depresión Central ha acumulado un grueso relleno sedimentario. El río Loa, ubicado en la II Región, regionalmente es el único río que atraviesa la Cordillera de la Costa. Sobreimpuesto a estos sedimentos hay extensos suelos salinos, particularmente de yeso y nitrato (e.g. Ericksen, 1981; Rech et al., 2003; Ewing et al., 2006). Gran parte del Valle Central consiste en una superficie relictada de edad Terciario tardío. Las edades máximas están determinadas por la edad de materiales volcánicos dentro de los sedimentos de las superficies de deposición. En la zona de Arica se dataron unidades piroclásticas en 2,9-3 Ma (Vogel and Vila, 1980), mientras que en Calama, sedimentos equivalentes, contienen piroclastos del mioceno tardío (5,6–8,9 Ma; Marinovic y Lahsen, 1984). Más al sur, en El Salvador, la superficie consiste en sedimentos con piroclastos de 11,5 Ma (Clark et al., 1967; Sillitoe et al., 1968).

En ambos flancos de la Cordillera de Domeyko es posible encontrar extensos abanicos y pedimentos, indicando movilización de sedimento y deposición periódicas (Hartley et al., 2000). Otras cuencas internamente drenadas, como el Salar de Atacama y el Salar de Punta Negra, se encuentran al este de la Cordillera de Domeyko a las faldas de los Andes. El paisaje de las cuencas Preandinas contrasta marcadamente al del Valle Central. Mientras que partes de algunas de estas cuencas, como el Salar de Atacama (Muñoz y Townsend, 1997; Muñoz et al., 1997), han experimentado deposición continua; áreas adyacentes están bajo una constante deformación. Esto ha resultado en la inversión de sedimentos evaporíticos Miocenos, más espectacularmente en la Cordillera de la Sal (Wilkes and Gorler, 1988), sincrónico con deposición continua en el salar de Atacama. La extrema aridez de la zona es tal que permite a la halita ser una litología capaz de formar una Cordillera, acentuando las complicaciones estructurales. En los Andes los edificios volcánicos en esta región alcanzan alturas de hasta 6000 m y han estado activos los últimos 2 Ma (e.g. deSilva and Francis, 1991; Placzek et al., 2009), ubicándose a lo largo del borde oeste de los plateaus Altiplano y Puna, los que a su vez alcanzan alturas de hasta 4000 m.s.n.m.

2.2.3.2. Condiciones de aridez e hiperaridez

La precipitación anual media (PAM) bajo los 5 mm es común en estaciones a lo largo de la costa y en la Depresión Central Preandina (a unos 1000 m.s.n.m.); en la práctica, la mayor parte de este valor es debido a lloviznas provenientes de nubes estratus costeras y muy inusualmente (una vez cada 10 años o más) de episodios de precipitación asociados con el paso de un frente frío (Garreaud y Rutllant, 1996; Vargas et al., 2006). La PAM aumenta en la ladera oeste de los Andes alcanzando 100-200 mm en las alturas de la Cordillera Occidental, causada por un “desborde” proveniente de tormentas convectivas que se desarrollan al este, sobre el Altiplano. El Altiplano, con una elevación promedio de 4000 m.s.n.m., recibe 100-400 mm por año, mayormente concentrados durante el verano austral cuando el calentamiento solar desestabiliza la tropósfera local y el establecimiento de vientos superiores del este favorece el transporte de aire húmedo desde el interior del continente (Garreaud et al., 2003; Vuille et al., 2003; Falvey y Garreaud, 2005). Al este de los Andes Centrales, las precipitaciones se distribuyen más uniformemente (PAM ~200–500 mm), pero aún exhibe un máximo bien definido durante el verano austral en conexión con el desarrollo del llamado Monzón Sudamericano (Zhou y Lau, 1998; Vera et al., 2006).

Una de las causas primordiales para la aridez de Atacama es su ubicación en el límite este del Pacífico subtropical. En esta región, la subsidencia atmosférica de gran escala produce condiciones de sequedad estables y mantiene un anticiclón de superficie sobre el sudeste Pacífico, el Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS) (e.g., Rodwell y Hoskins, 2001), zona de alta presión atmosférica que bloquea la llegada de tormentas desde el océano. El anticiclón subtropical lleva vientos hacia el ecuador a lo largo de la costa, lo que fomenta el transporte de aguas frías desde mayores latitudes (i.e., la corriente de Humboldt o corriente superficial de Chile-Perú), lo que disminuye la capacidad de evaporación de aguas del océano Pacífico a la atmósfera, fuerza la surgencia de aguas profundas, y conlleva a la formación de un piso persistente de nubes estratos (Takahashi y Battisti, 2007). Estos factores resultan en un marcado enfriamiento regional de la tropósfera inferior que es compensado por una elevada subsidencia a lo largo de la costa de Atacama (Wang et al., 2004; Takahashi y Battisti, 2007), provocando aridez en esta área.

La presencia de la Cordillera de los Andes ha sido vista como un factor adicional para la aridez de Atacama. El efecto de los Andes en la precipitación continental ha sido documentado, entre otros, por Virji (1981), Lenters y Cook (1995), y más recientemente por Insel et al. (2009). Esta formidable cadena montañosa supuestamente bloquea el transporte de humedad desde el interior del continente, produciendo así un efecto de sombras de lluvias (*rainshadow effect*) que es reflejado en el marcado gradiente de lluvias este-oeste (e.g., Houston y Hartley, 2003). Además, flujos termalmente ascendentes fuerzan una divergencia a lo largo de la costa, deprimiendo la capa límite marina superior y limitando el flujo de humedad desde el Océano Pacífico hacia el desierto durante el día (Rutllant et al., 2003). Las evidencias para la gran antigüedad del desierto de Atacama deben poner restricciones cronológicas para el establecimiento de las sombras de lluvias Andinas (Lamb y Davis, 2003; Dunai et al., 2005; Rech et al., 2006; Hoke et al., 2006), pero también existe evidencia para sugerir que una vez establecida la hiperaridez, ésta no ha sido constante (Hartley and Chong, 2002; Evenstar et al., 2009). Además, las condiciones climáticas actuales varían a lo largo de los $\sim 10^\circ$ de latitud que constituyen el desierto de Atacama, siendo en Atacama Central ($22-24^\circ\text{S}$) donde la precipitación moderna se encuentra en un mínimo extremo (e.g. Villagrán et al., 1983; Latorre et al., 2002). La Figura 2.6 resume esquemáticamente los factores responsables de la aridez del desierto de Atacama.

Existen eventos de precipitación ocasionales que entran a la zona de Atacama desde el Océano Pacífico. Estos eventos están generalmente asociados con celdas de baja presión

aisladas provenientes del cinturón de precipitaciones oeste que migra al norte (Vuille y Ammann, 1997), o con fuertes eventos de El Niño que desestabilizan la inversión térmica, mantenida por el ASPS y la corriente de Humboldt (Dillon y Rundel, 1990; McKay et al., 2003). Sin embargo, existen masas de aire que sí desbordan sobre los Andes Centrales durante el verano austral (Diciembre-Marzo), produciendo precipitaciones en altitudes elevadas del flanco oeste de los Andes. El flujo zonal de aire superior sobre los Andes Centrales es el control principal para las precipitaciones de verano, con un flujo superior anómalo del este favoreciendo la precipitación y vientos de desborde. La variabilidad de la precipitación de verano a lo largo del flanco oeste de los Andes es actualmente influenciada en gran medida por la posición de las cumbres bolivianas y las condiciones del ENSO (*El Niño Southern Oscillation*) (Vuille y Keimig, 2004).



Figura 2.6: Factores determinantes de la aridez del Desierto de Atacama. (Tomado de Castro et al., 2010).

Las estimaciones para la antigüedad del desierto de Atacama varían desde el Mesozoico (Hartley et al., 2005; Clarke, 2006), al Oligoceno tardío-Mioceno (Clark et al., 1967; Galli-Oliver, 1967; Mortimer, 1980; Alpers and Brimhall, 1988; Hoke et al., 2004; Dunai et al., 2005; Rech et al., 2006), e incluso hasta el Plioceno (Hartley and Chong, 2002; Hartley, 2003). Parte de esta discrepancia proviene de distintos criterios usados por los autores para identificar las

condiciones de hiperaridez en el registro rocoso (Rech et al., 2007). Consistente con la posición latitudinal aproximadamente fija del continente durante los últimos 150 Ma (e.g., Beck et al., 2000) y la existencia del sistema de Humboldt desde, al menos, 65 Ma (Keller et al., 1997), es generalmente aceptado que las condiciones áridas/semiáridas (≤ 50 mm/año) han prevalecido sobre Atacama al menos desde el Oligoceno temprano (Hartley, 2003; Dunai et al., 2005) e incluso desde el Cretácico Tardío (Hartley et al., 2005). Otros autores han dado argumentos para un comienzo de la aridez durante el Triásico (Clarke, 2006) o el Jurásico (Hartley et al., 2005) basados en la presencia de depósitos evaporíticos y una latitud similar para Sudamérica durante estas épocas. Consecuentemente, Hartley et al. (2005) y Clarke (2006) sugirieron que el desarrollo de la aridez en Atacama no estuvo relacionado con el desarrollo del efecto de sombras de lluvia de los Andes.

Sin embargo, el comienzo de las actuales condiciones de hiperaridez (≤ 5 mm/año) es un asunto de controversia, como se puede ver en la Figura 2.7. Estudios basados en mineralización supérgena y erosión en el norte de Chile (Alpers y Brimhall, 1988; Sillitoe y McKee, 1996), como también evidencia pedogénica alrededor de la cuenca de Calama (Rech et al., 2006), sugieren que Atacama sufrió una marcada aridificación entre los 19 y 13 Ma. Las estimaciones para un comienzo de la hiperaridez entre el Oligoceno tardío y Mioceno medio se basan en distintos tipos de registro, incluyendo edades de rasgos geomorfológicos relictos (Galli-Oliver, 1967; Mortimer, 1980; Hoke et al., 2004, Dunai et al., 2005), el término de la mineralización supérgena y disminuciones en las tasas de erosión (Alpers y Brimhall, 1988; Arancibia et al., 2006), y las características morfológicas y geoquímicas de paleosuelos (Rech et al., 2006). La mayoría de estos autores, al interpretar estos registros, sugieren que el desarrollo del efecto de sombras de lluvias Andino, o bien el cambio climático global, fue el principal factor causante de la hiperaridez.

Debido a que el flanco oeste de la Cordillera de los Andes se alzó hasta más de la mitad de su altura actual durante el Mioceno inferior-medio, antes de los 10 Ma (Gregory-Wodzicki, 2000; Lamb y Hoke, 1997; Farías et al., 2005; Garzzone et al., 2008), se ha propuesto que este alzamiento regional fue un factor importante en el comienzo de la hiperaridez de Atacama produciendo un efecto de sombras de lluvia (e.g., Rech et al., 2006). Sin embargo, mediciones de ^{21}Ne cosmogénico en superficies de la Cordillera de la Costa en Atacama, sugieren una ausencia de erosión significativa desde los 25 Ma (Dunai et al., 2005), situando así el comienzo de la hiperaridez bastante antes que el alzamiento mayor de los Andes. Otras estimaciones

para el establecimiento de la hiperaridez sugieren una edad Pliocena tardía, basadas en el cese de sedimentación fluvio-lacustre y aluvial, y el comienzo de la formación de evaporitas (Hartley y Chong, 2002; Hartley, 2003). Estos autores sugieren que la hiperaridez fue el resultado del enfriamiento climático global y que no está relacionada con el desarrollo de la topografía Andina.

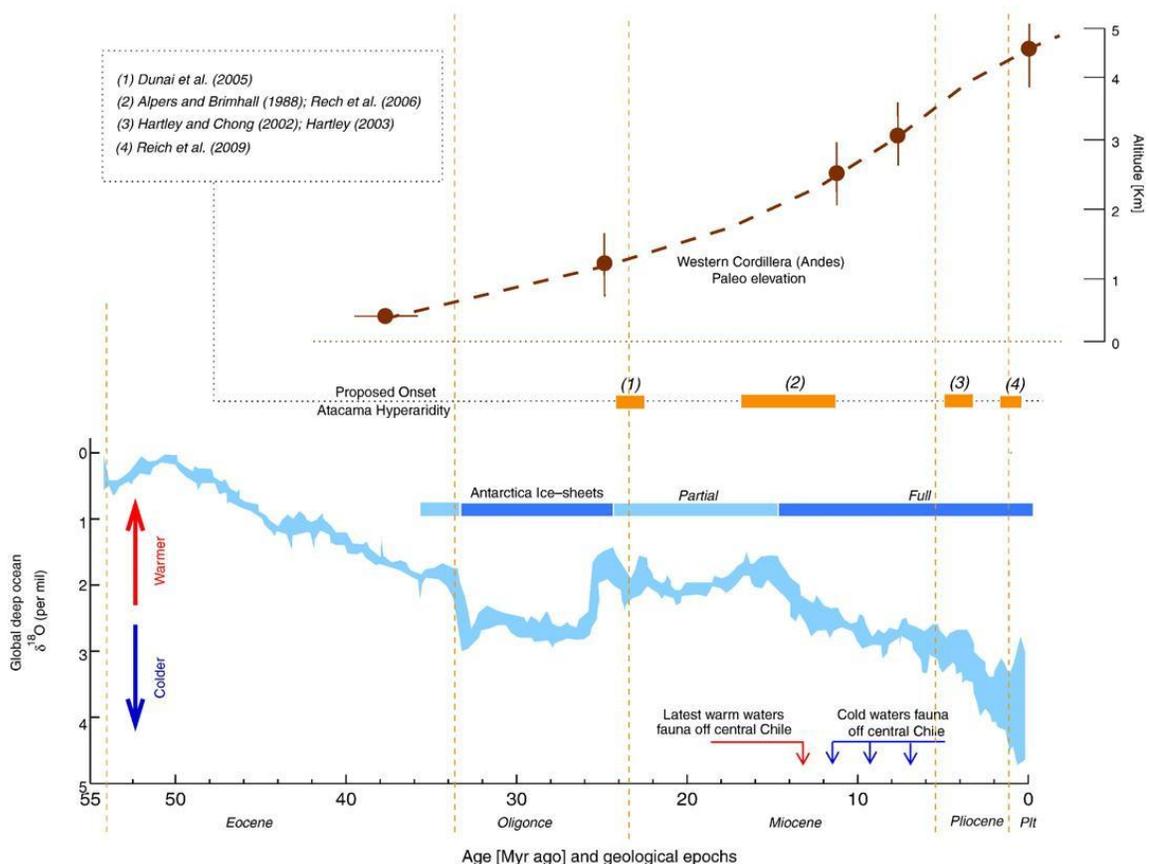


Figura 2.7: Evolución climática y orogénica de Atacama.

Cronología esquemática de la paleoelevación de los Andes (de Garzzone et al., 2008; Farías et al., 2005; Hartley, 2003), comienzos propuestos para la hiperaridez de Atacama (diferentes referencias indicadas), presencia de las capas de hielo Antárticas e isótopos de oxígeno y carbono globales marinos reflejando enfriamiento del mar y cambios en el volumen de hielo (adaptado de Zachos et al., 2001), y algunos eventos bióticos claves de Chile norcentral (de Bianucci et al., 2006; Walsh y Suárez, 2005; Ibaraki, 1992). (Tomado de Garreaud et al., 2010).

Otros estudios han propuesto una transición más reciente de condiciones áridas a hiperáridas en Atacama. Tosdal et al. (1984), García y Herail (2005), Farías et al. (2005), y Riquelme et al. (2007) observaron que la sedimentación en diferentes lugares del piedemonte del desierto de Atacama disminuía fuertemente en 8 Ma, señalando una marcada reducción en la precipitación. Hartley y Chong (2002) y Hartley (2003) analizaron sedimentos y estratigrafía

Neógenos en la Depresión Central Preandina del norte de Chile para inferir un comienzo mucho más reciente para la hiperaridez, entre los 6 y 3 Ma, y así no considerarlo como una causa ni resultado del alzamiento Andino. Reich et al. (2009) analizaron el enriquecimiento supérgeno de depósitos de cobre en la Precordillera, como también en la costa a los 23°S, sugiriendo un comienzo aún más reciente (~1.5 Ma) de la hiperaridez. En esta última hipótesis, la pregunta de qué produjo la transición de aridez a hiperaridez en el desierto de Atacama aún continúa, pero un candidato plausible es un enfriamiento en el Plioceno de la superficie del mar alejada de la costa del norte de Chile y sur del Perú en conexión con una tendencia de enfriamiento de escala global desde el Mioceno medio hasta el presente (e.g., Kennett, 1977; Zachos et al., 2001) o el término de condiciones cálidas permanentes, como El Niño, en el Pacífico tropical alrededor de los 3 Ma (Federov et al., 2006; Ravelo et al., 2004).

El amplio rango de dataciones geológicas propuestas para el comienzo de la hiperaridez actual en Atacama surgen parcialmente de los diferentes métodos, escalas (condiciones locales versus regionales), resolución del registro (fino versus grueso) y ubicación (e.g., áreas costeras versus cordilleranas) de los estudios antes mencionados. Además, la literatura geológica es confusa por una definición inconsistente de aridez, que representa el grado en que un clima carece de humedad efectiva para soportar la vida. Registros de precipitación de largo plazo permiten designar una región como árida, o hiperárida, cuando la precipitación anual media se encuentra bajo los 50 mm, o 5 mm, respectivamente. En cambio, estudios paleoclimáticos sólo pueden establecer el grado de aridez muy indirectamente desde interpretaciones de la evidencia geológica.

La zona del desierto costero (Figura 2.8) se caracteriza por presentar una escarpada cordillera de 500 a 1.000 m.s.n.m. compuesta de sedimentos (caliza y arenisca) del Cretácico sobre masas de roca cristalina más antigua (Lustig, 1970). El desierto costero está prácticamente desprovisto de vegetación y las condiciones de sequedad se extienden hasta los 1.500 m.s.n.m. a lo largo del transecto Oeste-Este (Börgel, 1973). Aún cuando la densidad de la biodiversidad (flora y fauna) es relativamente baja en el desierto de Atacama, este desierto posee un alto nivel de endemismo, cercano al 60% (Ründel et al., 1991), con especies adaptadas a vivir en uno de los ambientes más extremos del planeta. La disponibilidad de agua líquida es esencial para todo ser vivo y la topografía de la zona costera ejerce una importante influencia ecológica en el desierto costero. En sectores donde la topografía costera es baja y plana, bancos de nubes ingresan al continente y se disipan rápidamente sin grandes efectos

biológicos. En sectores donde la cordillera costera es alta (sobre 600 m.s.n.m.) y con gran pendiente, las nubes formadas en el océano, cargadas de humedad, son interceptadas, se acumulan y las neblinas (camanchaca) son transportadas por el viento a lo largo de la superficie de los cerros costeros y sus quebradas. Cuando la temperatura ambiental es la adecuada, el agua atmosférica se condensa en la superficie de rocas y plantas, en la forma de gotas de agua líquida, permitiendo el desarrollo de comunidades de plantas en sistemas llamados “oasis de neblina o lomas”.

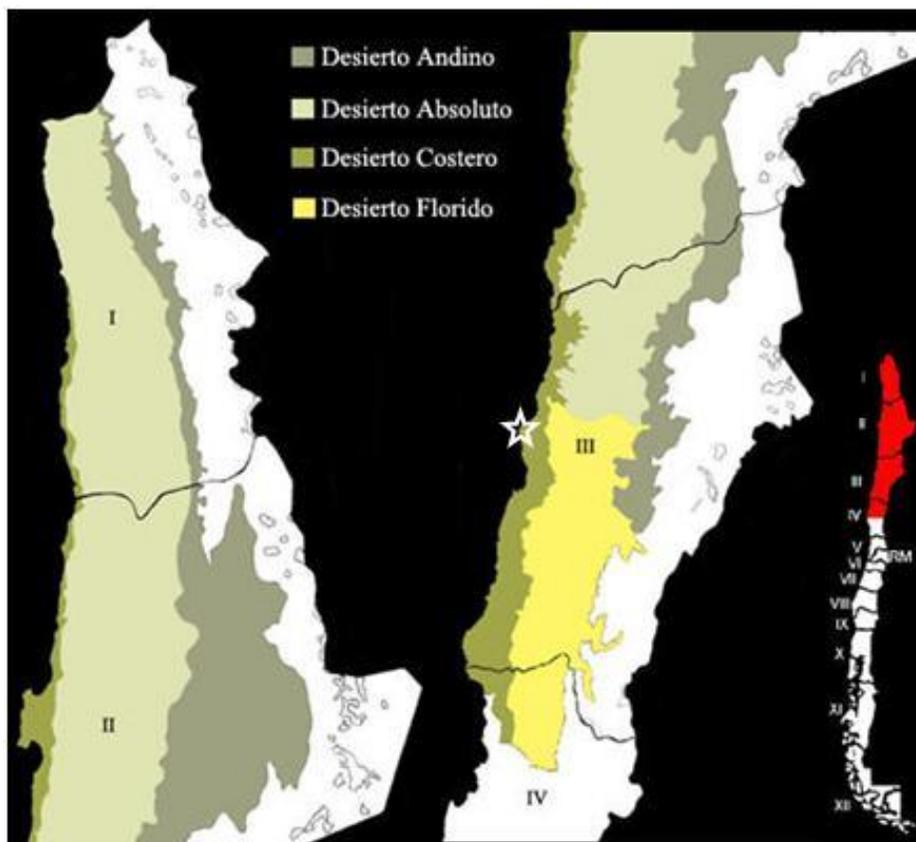


Figura 2.8: Sub-sectores del desierto de Atacama.
La zona de estudio (Punta Totoralillo) se indica con una estrella.

2.3. Marco Climático

El tipo climático tal como se menciona en la introducción actúa como un factor importante en la perfección del desarrollo de cavidades, ocurriendo más frecuentemente en regiones semiáridas a moderadamente áridas de las latitudes tropicales y subtropicales (Jennings, 1968). Según Leyton y Andrade (1987), la característica más relevante para el

desarrollo de cavidades es la existencia de un período seco prolongado, lo que favorecería la acción disgregadora de los mecanismos de haloclastía.

La III Región de Atacama presenta climas desérticos, pero el incremento de las precipitaciones, con respecto a regiones de latitudes menores, hace que la condición de desierto no sea tan rigurosa, destacándose tres condiciones climáticas: una en el sector costero, con influencias marítimas, otra en la pampa intermedia y por último el sector cordillerano con incremento de las precipitaciones y régimen térmico frío. El clima del sector costero, donde se ubican las zonas de estudio, está clasificado como un Clima Desértico con Nublados Abundantes. Este clima está presente en todo el sector costero de la región y penetra hasta las proximidades de Copiapó y Vallenar, ya que el relieve no presenta barreras a la influencia marítima. Se caracteriza por abundante y densa nubosidad que se presenta durante la noche y disipa durante la mañana, a veces acompañada de intensas nieblas y lloviznas. Esto también define una alta cantidad de días nublados y pocos días despejados. La influencia oceánica produce un régimen térmico moderado con poca amplitud térmica tanto diaria como anual. Las precipitaciones son mayormente de tipo frontal y aumentan de norte a sur. Por ejemplo en Chañaral se alcanzan 12 mm al año, en Caldera 27 mm y en el Totoral 32 mm. Estas precipitaciones ocurren casi exclusivamente en invierno.

En la Tabla 2.1 se pueden observar distintos datos climáticos registrados el año 2009 en la estación de Caldera (latitud (sur): 27°01'; longitud (oeste): 70°08'; elevación: 204 m).

Tabla 2.1: Datos climáticos Estación Caldera, año 2009.

MES	TEMPERATURAS (°C)										HUMEDAD RELATIVA (%)			HORAS DE SOL TOTAL
	MEDIA						EXTREMAS				08 hrs	14 hrs	20 hrs	
	08 hrs	14 hrs	20 hrs	Máx	Mín	Mensual	Máx	Día	Mín	Día	08 hrs	14 hrs	20 hrs	
Ene	.	21,5	-	22,7	15,2	58	.	.
Feb	.	22,8	17,8	23,7	15	.	.	.	12,7	10	.	54	73	225,5
Mar	.	21,9	17,5	23,1	14,9	57	76	205,7
Abr	.	19,9	16,3	20,6	14,3	.	.	.	11,1	20	.	64	79	142,8
May	.	17,7	14,2	18,7	12,3	.	26,6	31	7,6	30	.	64	83	118
Jun	.	16,1	11,8	17,1	9	.	23,4	26	4,9	30	.	62	83	163,8
Jul	.	15,8	11,3	16,7	7,3	.	20,9	28	2,4	11	.	58	83	.
Ago	.	15,9	11,8	17	9,1	62	83	161,8
Sep	.	16,8	11,5	18	9	.	25,1	8	3,5	R	.	54	79	216,6
Oct	.	17,1	12,9	18,1	10,8	.	.	.	6,8	16	.	61	80	194,2
Nov	13,5	19	14,1	20,1	11,9	14,9	.	.	8,9	7	81	57	77	218,4
Dic	14,8	20,3	.	21,3	13,7	.	.	.	12,1	6	80	57	.	194,3
ANUAL	.	18,7	.	19,7	11,9	59	.	.

Fuente: Anuario Climatológico 2009, Dirección Meteorológica de Chile. Abreviaciones: R: el fenómeno se reitera en más de una oportunidad; - : no se produjo el fenómeno; . : dato faltante.

Tabla 2.1: Datos climáticos Estación Caldera, año 2009.

MES	PRESIÓN MEDIA (hPa) AL NIVEL DE:		VIENTO Dirección Dominante y Velocidad Media (nudos)					NUBOSIDAD MEDIA (octavos)			PRECIPITACIÓN (mm)		
	Estación	Mar	08 hrs	14 hrs	20 hrs	08 hrs	14 hrs	20 hrs	TOTAL	Máx 24 hrs	Día		
	Ene	993,6	1016	N 7	W 10	SW 9	6,9	2,9	4,2	-	-	-	
Feb	992,3	1015	N 7	W 11	SW 9	6	1,3	2,5	2,3	1,8	12		
Mar	.	.	.	W 9	SW 9	.	2,3	4,3	-	-	-		
Abr	.	.	.	W 7	SW 8	.	3,9	5,3	0	-	-		
May	.	.	.	W 9	SW 7	.	4,1	6,2	0,2	0,2	13		
Jun	.	.	.	SW 9	S 5	.	2,9	4	0,2	0,2	21		
Jul	.	.	.	W 6	SW 5	.	1,6	4,9	4,6	2,8	21		
Ago	.	.	.	SW 9	SW 6	.	3,7	5,2	-	-	-		
Sep	.	.	.	SW 11	SW 8	.	1,7	3,4	0	-	-		
Oct	.	.	.	W 9	SW 7	.	2,5	4	0	-	-		
Nov	993,2	1016	N 10	W 10	SW 9	7,7	1,6	4,6	-	-	-		
Dic	993,4	1016	N 10	W 10	SW 9	7,7	2,3	5,5	.	.	.		
ANUAL	.	.	.	W 9	SW 8	.	2,6	4,5	.	.	.		

Fuente: Anuario Climatológico 2009, Dirección Meteorológica de Chile. Abreviaciones: R: el fenómeno se reitera en más de una oportunidad; - : no se produjo el fenómeno; . : o dato faltante.

Otro factor climático importante propio de las zonas de estudio es la presencia de nieblas, tradicionalmente llamadas “camanchacas”. Durante el día el mar absorbe el calor irradiado por el sol, el cual es liberado durante la noche y la madrugada, que a su vez produce vapor. Este vapor no es capaz de ascender lo suficiente a causa del anticiclón del Pacífico, por lo que permanece a una determinada altura. Este fenómeno ocurre en las costas del desierto de Atacama, las que se presentan normalmente cubiertas por una densa capa de estratocúmulos

provenientes del Océano Pacífico, las que son arrastradas hacia el continente por los vientos predominantes del sur oeste. Parte importante de estas nubes son detenidas por los cordones montañosos de la Cordillera de la Costa; el resto se internan por valles, quebradas y mesetas interiores formando bancos de niebla de altura (nubes rasantes o neblinas). Eventualmente, a medida que transcurre el día, esta niebla se calienta con el sol y se eleva, como nube orográfica, la que finalmente se dispersa.

Estas nubes, formadas por minúsculas gotas de agua en suspensión, al tomar contacto con cuerpos que interceptan su paso, se condensan dando lugar, en muchos sectores, a la única fuente de agua disponible. Esta niebla se presenta la mayor parte del año, su espesor en general es bastante estable, fluctuando entre los 200 y 400 m, y alcanza altitudes entre los 600 a 1000 m.s.n.m. El contenido de agua líquida varía entre los 0,22 g/m³ a 0,73 g/m³, registrándose valores de tamaño de gotas entre los 10,8 a 15,3 micrones y en concentraciones más o menos constantes de 400 gotas/cm³.

La Tabla 2.2 muestra las concentraciones de los iones mayores que se pueden encontrar en la camanchaca.

Tabla 2.2: Concentración iónica en la camanchaca.
Iones mayores en ocho muestras consecutivas recolectadas con un atrapaniebla tipo AES en El Tofo, IV Región de Chile (29°26'S, 71°15'W) a 780 msnm, del 6 al 7 de Noviembre, 1989. (Modificado de Schemenauer y Cereceda, 1992).

Número de muestra	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	K ⁺	Hora
	[ppm]							
1	27,9	9,51	20	15,7	1,6	3,06	0,94	16:51-18:25
2	14,8	4,91	13,2	9,62	1,5	2	0,59	18:25-19:52
3	5,99	1,74	6,05	3,75	0,47	0,86	0,27	19:55-20:22
4	2,74	0,62	2,55	1,74	0,2	0,79	0,15	20:22-23:59
5	2,22	0,86	2,65	1,48	0,17	0,35	0,15	00:10-07:50
6	0,68	0,32	1,41	0,47	0,05	0,22	0,097	09:20-10:17
7	1,33	0,58	2,15	0,86	0,09	0,2	0,11	10:19-11:19
8	1,46	0,61	2,42	0,98	0,09	0,15	0,098	11:20-12:29

3. TRABAJO REALIZADO

3.1. Geología y formas locales de Punta Totalillo y el Zoológico de Piedra

Posterior a la revisión bibliográfica del tema en estudio y de la observación de mapas y cartas geológicas, se programó la primera salida a terreno. Ésta tuvo lugar en el mes de diciembre del 2010, la cual consistió en dos días de reconocimiento de la zona de estudio en Punta Totalillo, visitándose también localidades cercanas al puerto, con algún interés geológico. De norte a sur, las localidades visitadas fueron: rocas metamórficas de la caleta El Obispo, posterior a Punta Totalillo se encontraba el Santuario de la Naturaleza Granito Orbicular, el Zoológico de Piedra y la Quebrada El León, desde donde se apreciaban las dunas costeras de Ramada. Durante el terreno también se designó el área correspondiente al parque biológico, a implementarse dentro de la propiedad minera ubicada en el puerto Punta Totalillo (Figura 3.1). Dentro de todas las localidades visitadas, fue en este terreno donde se escogió al Zoológico de Piedra como parte del proyecto y zona de estudio (Figura 3.2).

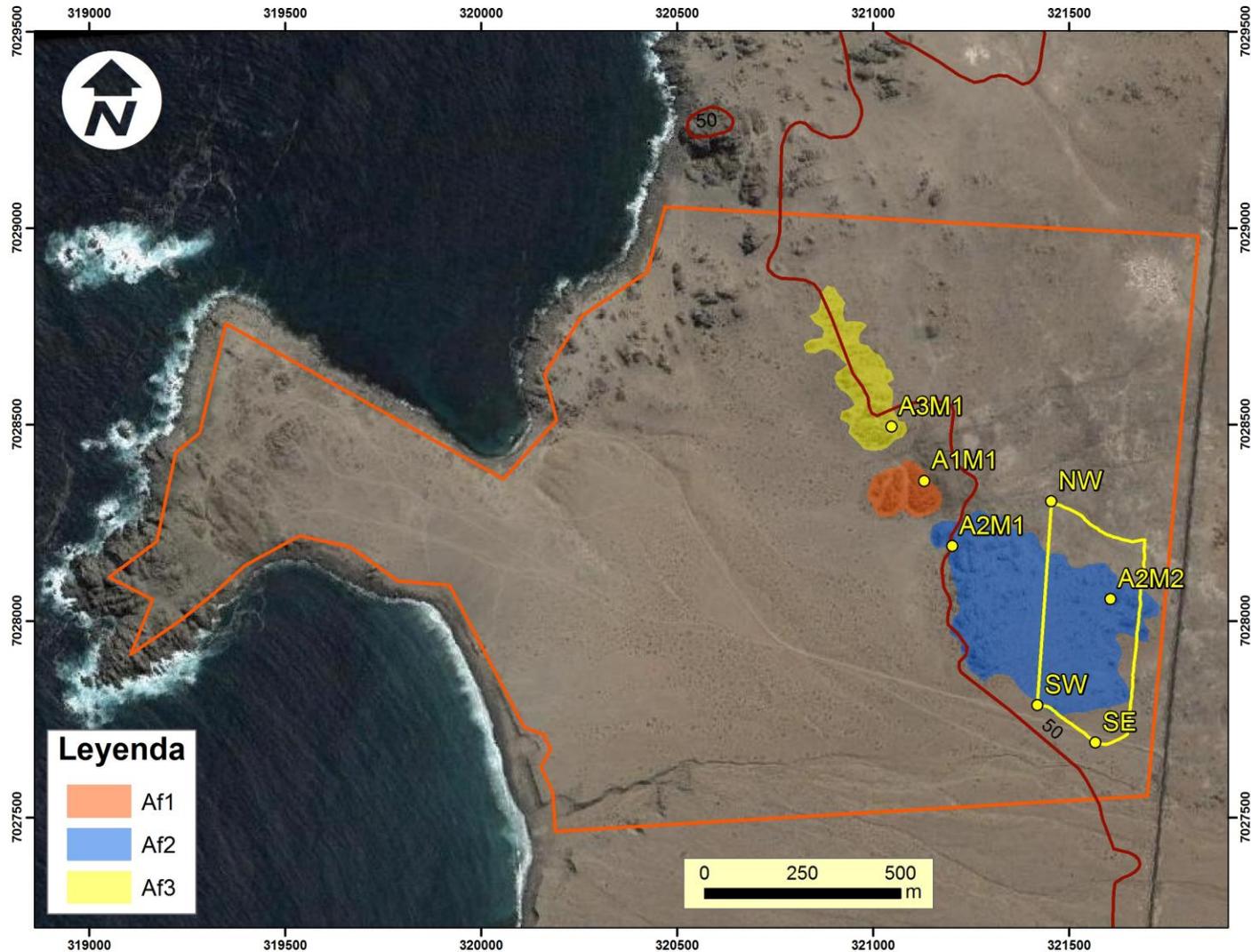


Figura 3.1: Mapa zona Punta Totalillo.

La línea roja corresponde a la propiedad minera; la línea amarilla corresponde al Parque Biológico; AxMy: muestra y del afloramiento x; NW, SW y SE: límites Parque Biológico. (Elaboración propia).

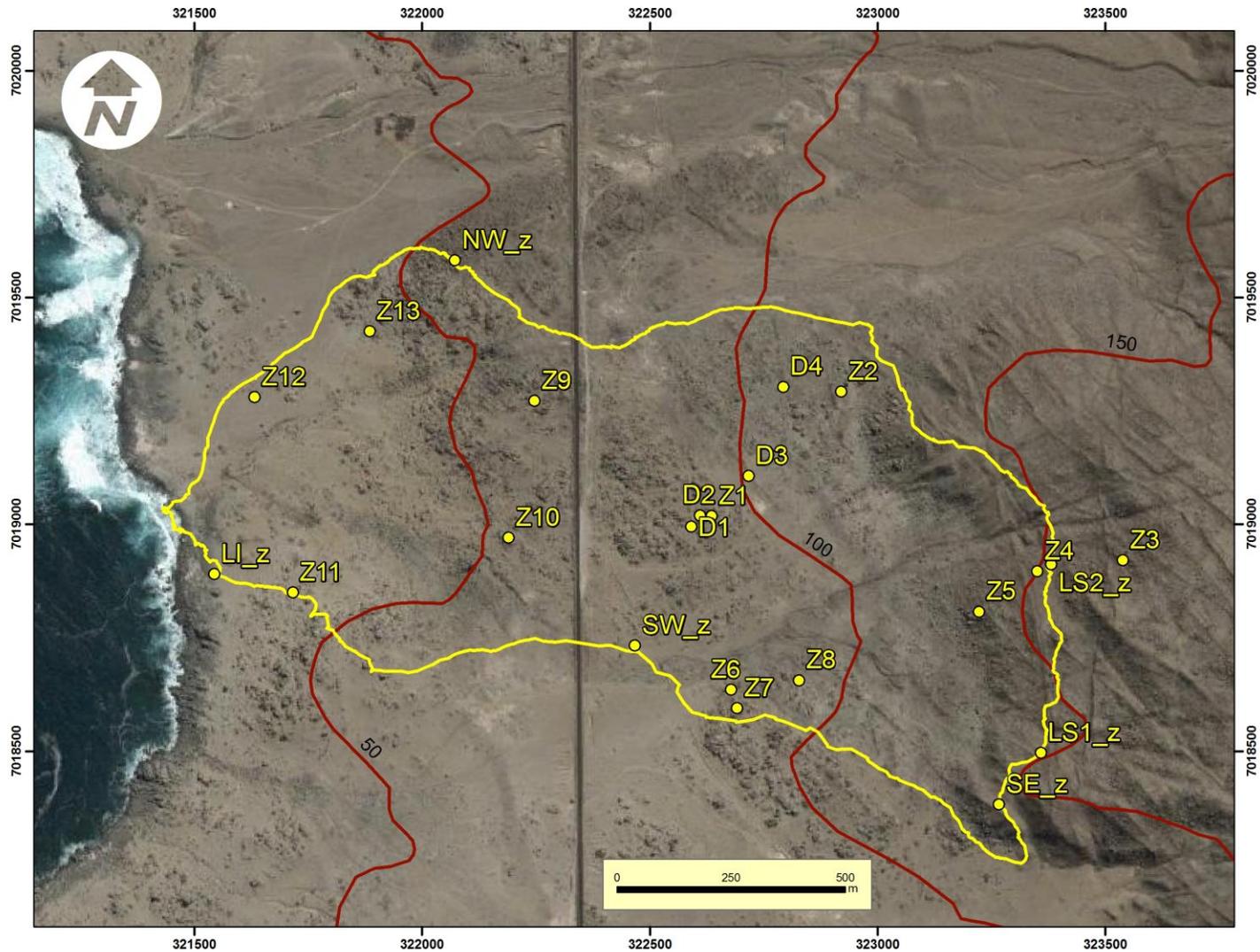


Figura 3.2: Mapa zona Zoológico de Piedra.

La línea amarilla corresponde los límites de la zona en estudio; Zxx: muestra número xx; Dx: dique x, LSx_z: límite superior x; LI_z: límite inferior. (Elaboración propia).

Una vez revisada la literatura correspondiente a las estructuras de *honeycomb* (o alveolos) y *tafoni*, se realizó una segunda visita a terreno entre los días 4 y 8 de abril del 2011. En esta oportunidad el terreno se extendió por cinco días, recorriendo las dos zonas de estudio en su totalidad. En Punta Totoralillo se definieron tres afloramientos distintos dentro de la tonalita pérmica definida por Mercado (1978); se tomaron las muestras correspondientes y se hizo una descripción general, con especial énfasis en las estructuras de *honeycomb* y *tafoni*. En el Zoológico de Piedra se definió el límite del área en estudio, se describió la roca presente (correspondiente también a la tonalita pérmica definida por Mercado (1978)), se recolectaron muestras y se analizó la ocurrencia de estructuras de *honeycomb* y *tafoni*, buscando todo tipo de patrones que pudieran entregar alguna información acerca de los procesos responsables de la formación de estas estructuras. La diferenciación de los cuatro afloramientos se realizó en base a leves diferencias en mineralogía y textura que presentan las rocas, y además en base a la diferencia en la densidad de cavidades que se observaron. Textualmente las rocas en estudio son rocas holocristalinas, equigranulares y faneríticas. Sus cristales varían en tamaño de un grano medio a grano grueso, en una textura hipidiomórfica, presentando algunas caras propias. Las rocas presentan estructura homogénea y una fábrica isótropa.

La distribución de las muestras tomadas y los límites de las áreas en estudio se pueden ver en las Figuras 3.1 y 3.2. La descripción de cada afloramiento definido, su mineralogía, observaciones de cavidades y número de muestras tomadas se presenta en la Tabla 3.1. En las observaciones referentes a las cavidades, éstas se distinguen entre alveolos (menores a 30 cm en diámetro) y *tafoni* (cavidades mayores). Se hizo una cuantificación de las cavidades en los distintos afloramientos a través de distintas metodologías según el grado de aparición de estas formas. En los afloramientos Af1 y Af3 fue posible contar las cavidades dentro de una cuadrícula de 5m x 5m, separando las cavidades según su tamaño. En el afloramiento Af2 la densidad de cavidades aumenta considerablemente, por lo que se cuantificaron según el porcentaje del área de roca que presenta cavidades.

Tabla 3.1: Descripción de afloramientos en las dos zonas de estudio.
Abreviaciones: qz: cuarzo, anf: anfíbola, bt: biotita, pl: plagioclasa, K-feld: feldespato potásico, diám: diámetro, ppales: principales. (Elaboración propia).

Afloramiento	Descripción	Mineralogía	Cavidades	Muestras
PUNTA TOTORALILLO				
Afloramiento 1 (Af1)	Más porcentaje de máficos respecto a Af2, Af3 y AfZ, vetillas de qz, abundantes diaclasas, alteración rojiza en todo el afloramiento, meteorización esferoidal a partir de estructuras, exfoliación de la roca, grano más grueso que Af2 y Af3, estructuras ppales [rumbo/manteo]: N60W/60S, N80E/50N, NS/75E, N20W/SV, N20E/70E. (Figura 1, Anexo A).	50% anf, 10% bt, 10% pl, 25% qz, 5% K-feld.	Menor cantidad que Af2 y Af3, más alveolos que <i>tafoni</i> , cuadrícula 5m x 5m: 85 alveolos de hasta 5 cm diám; 15 alveolos de hasta 30 cm alto y hasta 20 cm ancho.	1
Afloramiento 2 (Af2)	Presenta biotización de anfíbolos, grano más fino que Af1 y Af3, enclaves máficos, litología más ácida que Af1 y Af3, alteración café-rojiza en paredes de diaclasas, exfoliación de la roca, estructuras ppales [rumbo/manteo]: N50E/60W, N30W/SV. (Figura 2, Anexo A).	40% anf, 5% bt, 8% pl, 40% qz, 2% K-feld.	Máximo 20% de cavidades, con respecto a Af1 y Af3 las cavidades aumentan en cantidad y sobre todo en tamaño, en porcentaje (cantidad): 90% alveolos, 10% <i>tafoni</i> .	2
Afloramiento 3 (Af3)	Tamaño de grano y composición intermedia entre Af1 y Af2, exfoliación principalmente en paredes horizontales no tan notoria, estructuras ppales [rumbo/manteo]: N40E/75W, N30W/80E, N30E/20W. (Figura 3, Anexo A).	20% anf, 35% bt, 10% pl, 30% qz, 5% K-feld.	Abundancia intermedia entre Af1 y Af2, 50% alveolos y 50% <i>tafoni</i> , cuadrícula 5m x 5m: 170 alveolos de hasta 5 cm diám; 95 alveolos mayores a 5 cm, de los cuales el 10% son mayores a los 30 cm.	1

Tabla 3.1: Descripción de afloramientos en las dos zonas de estudio.
Abreviaciones: qz: cuarzo, anf: anfíbola, bt: biotita, pl: plagioclasa, K-feld: feldespato potásico, diám: diámetro, ppales: principales. (Elaboración propia).

Afloramiento	Descripción	Mineralogía	Cavidades	Muestras
ZOOLÓGICO DE PIEDRA				
Afloramiento Z (AfZ)	Tamaño de grano más grueso que Af1, Af2 y Af3, máficos hasta 1 cm, enclaves máficos al igual que Af2, intruído por diques, exfoliación.	25% anf, 25% bt, 5% pl, 40% qz, 5% K-feld.	Presenta la mayor cantidad y tamaño de cavidades, el porcentaje y relación entre alveolos y <i>tafoni</i> cambia en distintas partes de AfZ.	12
Dique 1 (D1)	Dique andesítico porfírico, dirección NS.	pl hasta 1 cm, 50% pl.	1 alveolo en todo el afloramiento, asociado a exfoliación.	0
Dique 2 (D2)	Dique andesítico afanítico, dirección N35°W.	pl hasta 2 mm, 50% pl.	5 alveolos en 50 m de extensión (muy pocos), asociado a exfoliación.	0
Dique 3 (D3)	Dique andesítico porfírico de grano fino, dirección: N60°W.	pl hasta 1 mm.	Muy pocos alveolos y muy aislados.	0
Dique 4 (D4)	Dique andesítico afanítico, muy meteorizado, no presenta bloques grandes, dirección: N15°W.	pl hasta 2 mm.	Prácticamente no presenta cavidades.	0
Z6 (dique)	Dique andesítico porfírico, dirección: N35°W (Figura 4, Anexo A).		Presenta 45 alveolos (de hasta 25 cm diám) en 4 m ² .	1
Z7 (dique)	Dique andesítico porfírico, dirección: N40°W (Figura 4, Anexo A).	pl de 1 cm.	14 alveolos en 4 m ² .	0

Las distintas morfologías observadas en Punta Totoralillo y en el Zoológico de Piedra para las estructuras de *honeycomb* y *tafoni* se distinguieron tomando como referencia la clasificación hecha por Leyton y Andrade (1987). Estos autores utilizaron una combinación de los criterios empleados por Grenier (1968), Jennings (1968) y Tricart (1977), considerando además otras variedades encontradas en terreno. En general se hizo una distinción entre alveolos y *tafoni*. Los primeros corresponden a cavidades de menor tamaño, variando en diámetro de un par de milímetros hasta los 30 cm, y se presentan ya sea de manera individual o agrupados. Los *tafoni* en cambio corresponden a cavidades mayores, pudiendo llegar hasta los 10 m en tamaño, y se presentan comúnmente de manera individual. Los diferentes tipos de cavidades, en muchos casos, se presentaban en conjunto, pudiendo haber alveolos dentro de *tafoni*; o en un mismo bloque de roca, presentar *tafoni* en una cara, y en su pared posterior alveolos agrupados, etc. Los diversos tipos de cavidades se separaron también entre cavidades laterales y cavidades basales. Las cavidades laterales se caracterizan por desarrollarse en las paredes de afloramientos rocosos, mientras que las cavidades basales se presentan en la parte inferior de los afloramientos. Las características de cada tipo de cavidad definida se presentan en la Tabla 3.2, y en la Figura 3.3 se muestran ejemplos de cada uno de ellos.

**Tabla 3.2: Clasificación de cavidades observadas en las zonas de estudio.
(Elaboración propia).**

Tipos de cavidades	Descripción
LATERALES	
<i>Tafone lateral</i>	Se presentan en paredes subverticales del afloramiento, sus dimensiones son variables con un buen desarrollo en profundidad, generalmente se dan en forma aislada pudiendo presentar paredes laterales, se observó también una modalidad con una base plana y su cuerpo superior cóncavo.
<i>Tafone en fondo de sartén</i>	Se presentan en paredes con pendiente negativa, escaso desarrollo en profundidad y de paredes laterales, fondo plano.
Alveolo lateral	Se presentan en paredes y aprovechan también la superficie más meteorizada de la roca, de contorno circular a elipsoidal llegando hasta los 30 cm de diámetro, en general se presentan agrupados.
BASALES	
<i>Tafone basal</i>	Se desarrollan en la base de bolones y bloques de roca o a partir de un plano de diaclasa y tienden a crecer hacia arriba, pueden llegar a dimensiones métricas, generalmente en forma aislada.
OTRAS	
<i>Tafone espiral, puentes, monolitos, ventanas y formas bizarras</i>	Estas formas se presentan en gran medida, ocurren por la intersección de varios <i>tafoni</i> y en general parecieran indicar un desarrollo más avanzado en el proceso de meteorización.

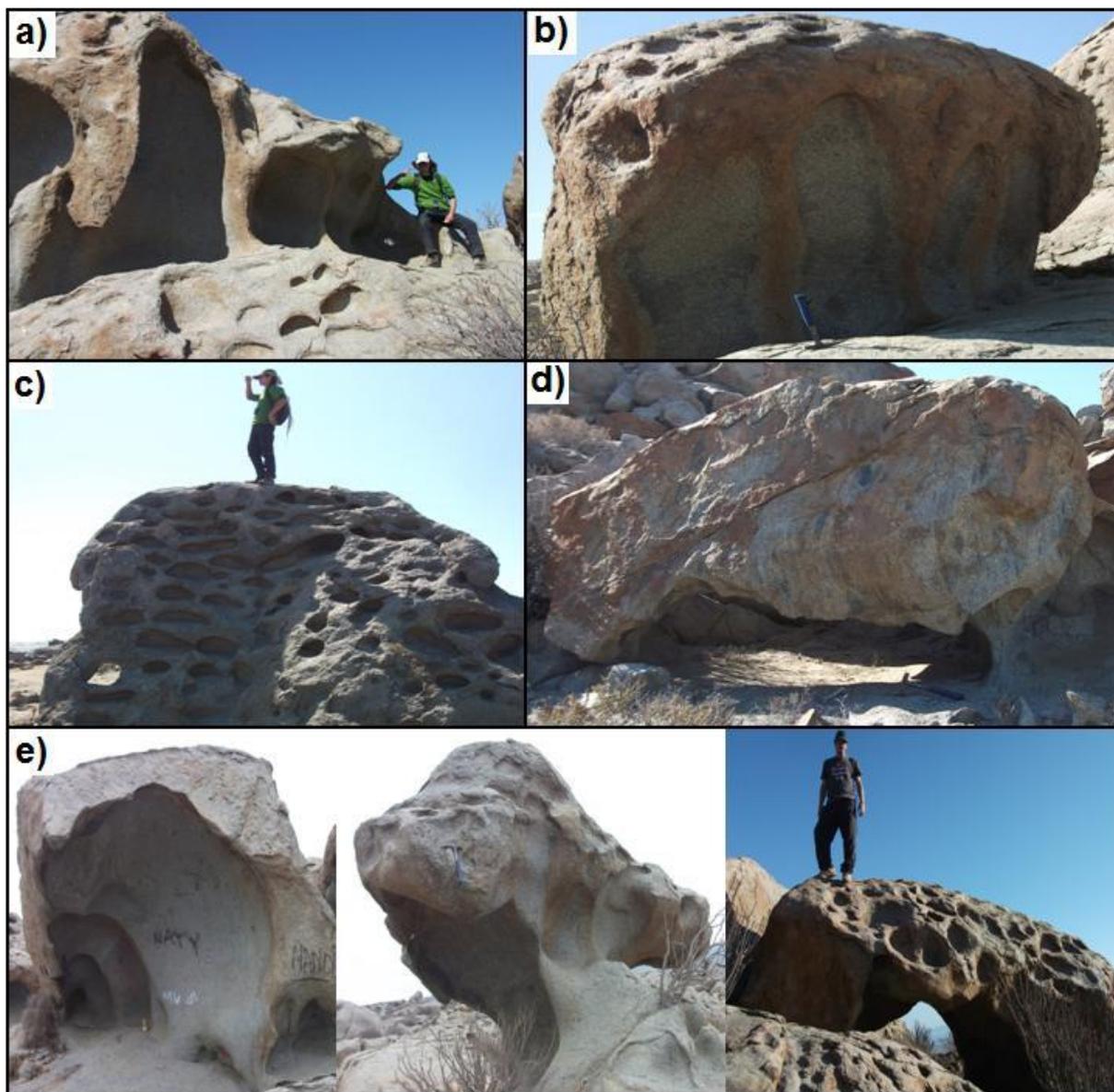


Figura 3.3: Ejemplos de los distintos tipos de cavidades en las zonas de estudio.
 a): *tafoni* laterales; b): *tafoni* en fondo de sartén; c): alveolos laterales agrupados; d): *tafone* basal;
 e): *tafone* espiral (6 m de alto, 5 m de ancho), monolito y puente; observados en el Zoológico de Piedra. (Elaboración propia).

En las Figuras 3.1 y 3.2 se muestra la distribución de los distintos sitios donde se realizaron observaciones y se tomaron muestras. En la Tabla 3.3 se detallan estos sitios y las muestras tomadas en cada uno de ellos. En los cuatro afloramientos se tomaron dos tipos distintos de muestras de roca, las de mano y las de borde. Las muestras de mano corresponden a muestras tomadas de la roca misma, mientras que las de borde se extrajeron de los bordes de las cavidades. Esto se realizó con el fin de establecer posibles diferencias en la mineralogía y alteración de estos dos sectores de la roca. Además se tomaron muestras de maicillo, las que corresponden al regolito remanente de cada una de las cavidades, con el objetivo de determinar la posible presencia de sales, teniendo en cuenta la haloclastía como una de las posibles explicaciones para la formación de alveolos y *tafoni*. La Tabla 3.4 muestra las observaciones realizadas en cada uno de los sitios definidos en el Zoológico de Piedra. Los sitios Z6 y Z7 corresponden a diques, los que se detallan en la Tabla 3.1.

**Tabla 3.3: Sitios y muestras de cada uno de los afloramientos.
(Elaboración propia).**

Afloramiento	Sitios	Muestras
PUNTA TOTRALILLO		
Afloramiento 1 (Af1)	A1M1	Mano (1), Borde (2)
Afloramiento 2 (Af2)	A2M1	Mano (1), Borde (1), Maicillo (1)
	A2M2	Borde (1), Maicillo (1)
Afloramiento 3 (Af3)	A3M1	Mano (1), Borde (1), Maicillo (1)
ZOOLÓGICO DE PIEDRA		
Afloramiento Z (AfZ)	Z1	Mano (1), Borde (1), Maicillo (1)
	Z2	Borde (1), Maicillo (1)
	Z3	Borde (1), Maicillo (1)
	Z4	Sin muestras
	Z5	Mano (1), Borde (1), Maicillo (1)
	Z6 (dique andesítico)	Mano (1)
	Z7 (dique andesítico)	Sin muestras
	Z8	Borde (1), Maicillo (1)
	Z9	Borde (1), Maicillo (1)
	Z10	Borde (1), Maicillo (1)
	Z11	Borde (1), Maicillo (1)
	Z12	Borde (1), Maicillo (1)
	Z13	Borde (1), Maicillo (1)
	Zona intermareal	Agua de mar

Tabla 3.4: Observaciones de los sitios definidos en el Zoológico de Piedra.
Abreviaciones: alt: altura, prof: profundidad, diám: diámetro. (Elaboración propia).

Sitios	Punto GPS	Descripción
Z1	322636/7019019; 93 m alt; +-3	40-45% de cavidades en superficie. Muestra Z1: <i>tafone</i> lateral: hasta 2,20 m alto; 1,20 m ancho; 80 cm prof. Se presenta mirando al mar. También tiene alveolos de 55 cm ancho, 35 cm alto, 20 cm prof, en las caras opuestas, techos y paredes con pendiente. Los más grandes están en paredes verticales. Más alveolos (60%) que <i>tafoni</i> (40%). (Figura 12, Anexo A).
Z2	322920/7019293; 106 m alt; +-3	Más <i>tafoni</i> (30%) que alveolos (5%). Hay menos exfoliación en las rocas. En este sitio el desarrollo de cavidades pareciera estar en un estado más avanzado, las rocas se ven más amorfas, se están cayendo. Muestra Z2: <i>tafone</i> lateral: 75 cm alto; 90 cm ancho; 100 cm prof. (Figura 12, Anexo A).
Z3	323539/7018921; 174 m alt; +-3,5	Los <i>tafoni</i> mayores se dan en bloques grandes de roca (5m); en bloques chicos se dan alveolos (20 cm), pero en general muy pocos. La roca presenta exfoliación. Hay un 10-5% de cavidades aprox. Muestra Z3: <i>tafoni</i> lateral en límite superior (cara N20W): 1,90 m alto; 2,60 m ancho; 1,40 m prof. Presenta hojas de grosor milimétrico al interior que se sacan muy fácilmente. Cara N70E: no presenta alveolos. Cara N30W: si presenta alveolos. (Figura 12, Anexo A).
Z4	323351/7018897; 146 m alt; +-3	En esta ladera prácticamente no hay cavidades, pero en la quebrada de Z3 si hay. El efecto de la geomorfología y de las quebradas se analiza en la sección de discusiones. No se tomaron muestras en este sitio.
Z5	323223/7018808; 146 m alt; +-3	Esta zona es en la ladera, casi llegando a la terraza pleistocena. Hay <i>tafoni</i> grandes laterales y basales, y alveolos de hasta 30 cm de diam. Es muy parecido al sitio Z1. Hay bloques de roca grandes, hasta 10 m de alto. Muestra Z5: <i>tafone</i> : 1,10 m alto; 1,40 m ancho; 60 cm prof. (Figura 13, Anexo A).
Z8	322827/7018656; 91 m alt; +-3	Cuchilla con baja pendiente. Hay bastantes alveolos (3-25 cm) y los <i>tafoni</i> mayores (laterales) miran hacia el mar (W). Hay un 35% de alveolos y un 10% de cavidades mayores (en número). Muestra Z8: <i>tafone</i> lateral: 1,60 m alto; 1,5 m ancho; 1,5 m prof. Al interior hay hojas de grosor milimétrico. (Figura 13, Anexo A).

Tabla 3.4: Observaciones de los sitios definidos en el Zoológico de Piedra.
Abreviaciones: alt: altura, prof: profundidad, diám: diámetro. (Elaboración propia).

Sitios	Punto GPS	Descripción
Z9	322246/7019272; 61 m alt; +-3	Terraza pleistocena, antes de llegar al farallón costero. En general hay menos <i>tafoni</i> que en el sitio Z1. La roca se ve más fracturada, es decir, hay bloques más pequeños que en el sitio Z1. Todo esto implica que haya menos desarrollo de <i>tafoni</i> grandes. 20% alveolos, 5% <i>tafoni</i> . Muestra Z9: <i>tafone</i> lateral: 2 m alto; 1 m ancho; 1,10 m prof. (Figura 13, Anexo A).
Z10	322190/7018970; 43 m alt; +-3	Se ven más alveolos (30%) de 5 a 30 cm, y más <i>tafoni</i> (10%) que en el sitio Z9. Hay más bloques grandes, que permiten el desarrollo de <i>tafoni</i> grandes. En general las caras que miran al mar desarrollan <i>tafoni</i> grandes, y el resto de las caras presentan alveolos. Muestra Z10: <i>tafone</i> lateral: 60 cm alto; 60 cm ancho; 60 cm prof. (Figura 13, Anexo A).
Z11	321716/7018850; 25 m alt; +-3	Llegando al límite inferior, cerca de la zona intermareal. Disminuye la cantidad de alveolos (10%) y <i>tafoni</i> (5%). Muestra Z11: <i>tafone</i> lateral: 3,5 m alto; 3,5 m ancho; 3 m prof. (Figura 14, Anexo A).
Z12	321632/7019281; 9 m alt; +-3	Terraza marina holocena. En general se ven pocos afloramientos y pocas cavidades. Hay más alveolos (0,5-20 cm; 5%) que <i>tafoni</i> (2%). Muestra Z12: <i>tafone</i> basal: 1 m alto; 1,10 m ancho; 1 m prof. (Figura 14, Anexo A).
Z13	321885/7019426; 27 m alt; +-3	Sector empezando a subir el farallón costero. En este punto, y subiendo el farallón, se ven bastantes cavidades. Alveolos (40%), <i>tafoni</i> (15%). Muestra Z13: <i>tafone</i> lateral amorfo: 60 cm alto; 70 cm ancho; 90 cm prof. (Figura 14, Anexo A).

3.2. Factores que controlan el desarrollo de alveolos y *tafoni*

Dado que en el Zoológico de Piedra se presenta la mayor densidad de morfologías de cavidades, alcanzando tamaños de hasta 10 m, es que fue en este lugar donde se realizaron las observaciones en busca de patrones de ocurrencia de las estructuras. Dentro de la zona de estudio se pudieron identificar dos terrazas marinas distintas (Figura 5, Anexo A). La primera, al oeste, una terraza holocena con alturas entre los 0 y 50 m.s.n.m.; la segunda una terraza pleistocena con alturas entre los 50 y 150 m.s.n.m. aproximadamente; esto según las definiciones de Mercado (1978). En la totalidad de la zona se reconoció que el desarrollo de cavidades está siempre asociado a exfoliación de la roca, que varía de capas milimétricas hasta capas que alcanzan los 15 cm de grosor, y a desagregación granular de la misma. En algunos

casos es posible ver que en paredes de la roca donde la desagregación granular es muy incipiente, las cavidades milimétricas corresponden a la remoción de biotita, principalmente alterada, la que presenta la menor resistencia a la meteorización (Figura 6, Anexo A).

Al recorrer la zona se pudo constatar que las cavidades se presentan principalmente en la zona supramareal, como lo indica Paskoff (1970), alcanzando alturas hasta los 160-170 m.s.n.m. Cercano al límite superior del área en estudio se aprecia que la densidad de cavidades disminuye considerablemente, donde se presentan mayoritariamente alveolos. En esta zona, las mayores alturas se alcanzan a través de quebradas. En la zona intermareal, batida directamente por las rompientes, prácticamente no se presentan cavidades, donde seguramente su desarrollo está enmascarado por el efecto abrasivo del oleaje de alta energía (Figura 7, Anexo A). Esto último coincide con la observación hecha por Paskoff (1970).

En diversos sectores del Zoológico de Piedra se pudo confirmar las observaciones hechas por Segerstrom y Henríquez (1964), quienes sugieren que las cavidades mayores tienden a desarrollarse en paredes verticales de la roca y en la base de los afloramientos, mientras que las menores en paredes con algún grado de pendiente (Figura 8, Anexo A). Es decir, a mayor pendiente, es posible encontrar cavidades de mayor tamaño, y en paredes subhorizontales el desarrollo de cavidades es muy incipiente o nulo, asociado siempre a exfoliación de la roca.

En general es muy difícil establecer una orientación preferencial de las caras rocosas con cavidades, ya que influyen factores locales, tales como qué tan protegido esté el bloque de roca por otros bloques de roca, si se sitúan en quebradas, el tamaño de los bloques, etc. En algunos casos, los *tafoni* mayores se dan mirando al mar, esto se aprecia en la terraza marina holocena y en los sitios Z1 y Z8. Estas observaciones coinciden con las hechas por Segerstrom y Henríquez (1964) en la misma zona de estudio. También fue posible reconocer, en distintos sectores del Zoológico de Piedra, que en lugares donde la densidad de cavidades es baja, éstas se concentran a lo largo de quebradas (Figura 9, Anexo A). En cuanto al tamaño de los bloques, en los bloques de mayor tamaño tienden a formarse cavidades de mayor tamaño (y viceversa).

En cuanto al desarrollo de cavidades a partir de debilidades estructurales (diaclasas) o mineralógicas, se observó que no son razones necesarias ni suficientes para la formación de cavidades, a diferencia de lo planteado por Jennings (1968), Guilcher (1954) y Cooke (1973),

quienes resaltan la influencia de las diaclasas en el desarrollo de las cavidades. Si bien se aprecian erosiones diferenciales y *tafoni* a partir de diaclasas e inclusiones máficas, no pareciera ser la causa del desarrollo de cavidades. Lo que sí ocurre en gran medida es que las paredes de diaclasas que poseen una pátina de alteración parecieran estar reforzadas, y si desarrollan cavidades, éstas son de menor tamaño.

Por otro lado, en el sector de Punta Totoralillo, se aprecia que sí existen diferencias en cuanto a la densidad y tamaño de cavidades entre los tres afloramientos definidos; en el afloramiento Af1, con rocas de tamaño de grano más grueso y con mayor porcentaje de máficos, se presenta la menor cantidad y tamaño de cavidades. Luego el afloramiento Af3, de tamaño de grano y composición intermedias entre Af1 y Af2, presenta una cantidad también intermedia de cavidades; mientras que el afloramiento Af2, de tamaño de grano y porcentaje de máficos menores que los otros dos afloramientos, presenta una mayor cantidad de cavidades (Tabla 3.1). Sin embargo no fue posible establecer una relación directa entre estas características, ya que la roca que aflora en el Zoológico de Piedra, donde se desarrolla la mayor cantidad y tamaño de cavidades, presenta el mayor tamaño de grano de los cuatro afloramientos y un 50% de máficos, entre los afloramientos Af2 y Af3.

Al observar detenidamente las cavidades, sobre todo *tafoni*, se aprecia que la dinámica de crecimiento de éstas es hacia el interior de la roca y hacia arriba (Figura 10, Anexo A). En un cierto tipo de *tafoni*, los *tafoni* en fondo de sartén, que se caracterizan por tener un fondo plano y una profundidad de un par de centímetros, las cavidades se desarrollan en superficies de la roca con pendientes negativas. En una gran cantidad de *tafoni* se ve exfoliación al interior, capas de 1 a 2 mm que se desprenden muy fácilmente (Figura 11, Anexo A), y entre las capas se presenta material tamaño arcilla. Al tocar el interior de estas cavidades es posible distinguir que se conserva mejor la humedad por estar más protegido del sol.

En cuanto a los diques mapeados dentro de la zona, en su totalidad son diques andesíticos, y en general presentan muy baja cantidad de cavidades, y su tamaño no supera los 25 cm de diámetro. De todas maneras se presenta exfoliación de la roca, claro que en menor medida que en el intrusivo.

3.3. Análisis de las muestras

El análisis de las muestras consistió en cuatro análisis de roca total, uno para cada afloramiento, con el objetivo de dar una base de la geoquímica de las rocas en estudio. Además se realizó un análisis petrográfico de doce cortes transparentes que se hicieron a muestras de mano y borde de las dos zonas de estudio para poder diferenciar las distintas mineralogías de los diferentes afloramientos y distinguir entre las muestras de mano y borde. Por último se realizó un análisis de cromatografía iónica (CI) para diez muestras de maicillo y la muestra de agua marina. Este análisis determina los aniones (fluoruro, cloruro, bromuro, nitrato, fosfato y sulfato) presentes en el maicillo, y según los resultados se busca establecer el origen de estas sales. La Tabla 3.5 resume los distintos análisis que se les realizaron a las muestras y a cuáles de estas se les hizo cada análisis.

Tabla 3.5: Análisis realizados a las muestras de Punta Totoralillo y el Zoológico de Piedra. (Elaboración propia).

Muestra	Roca Total	Petrografía	Cromatografía
A1	mano		
A2.1	mano		
A3	mano		
Z1	mano		
TOTAL	4		
A1		mano y borde	
A2		mano y borde	
A3		mano y borde	
Z1		mano y borde	
Z5		mano y borde	
Z9		borde	
Z12		borde	
TOTAL		12	
Z1			maicillo
Z2			maicillo
Z3			maicillo
Z5			maicillo
Z8			maicillo
Z9			maicillo
Z10			maicillo
Z11			maicillo
Z12			maicillo
Z13			maicillo
Muestra de agua			agua de mar
TOTAL			11

Para el análisis de la química de roca total, se determinaron los elementos mayores utilizando un ICP-AES, mientras que para la observación y descripción de los cortes transparentes se utilizó un microscopio óptico.

En cuanto al análisis de cromatografía iónica, se prepararon las muestras de maicillo recolectado según la siguiente metodología. Primero se molió, utilizando un mortero de ágata, una muestra representativa de cada uno de las diez porciones de maicillo recolectado. Luego se tomaron 5 gr del producto de la molienda para ser lavado con 20 ml de agua destilada y 2 ml de agua oxigenada. Esto se determinó pensando en que el objetivo era disolver las sales y minerales adheridos a la roca, y no así minerales constituyentes de la roca. Además se preparó un blanco con las mismas proporciones de aguas y al agua de mar se le hizo una dilución 10 (10 ml de agua de mar más 90 ml de agua destilada) y otra dilución 100 (1 ml de agua de mar más 99 ml de agua destilada). Esta última se utilizó para poder determinar la concentración de cloruro en el agua marina, dado que con la dilución 10, el valor de la concentración sobrepasa el límite de detección superior del instrumento. Las muestras se dejaron reposando un día entero para luego ser filtradas utilizando papel filtro Whatman N° 42 y se completó el líquido filtrado con agua destilada hasta los 100 ml. Posteriormente se filtraron con una bomba de vacío usando un papel de celulosa que deja pasar partículas menores a los 0,47 μm , mejorando así la calidad del filtrado. Para esto, se vaciaron unos 100 ml de agua destilada en el recipiente de la bomba con el fin de limpiar el sistema. Luego se agitó el frasco con la muestra y se introdujeron unos 50 ml para ambientar el sistema, y los otros 50 ml se filtraron y se dejaron en un recipiente para la cromatografía.

Además se hizo un duplicado para cada una de las muestras siguiendo la misma metodología, exceptuando que en esta ocasión el lavado de cada maicillo se hizo sólo con agua destilada, es decir, a los 5 gr de muestra molida se le agregaron 20 ml de agua destilada y el blanco correspondía simplemente a 20 ml de agua destilada. Este proceso de duplicado se hizo con el fin de poder observar diferencias entre ambas soluciones para lavar el maicillo, y también para poder tener una noción de la precisión del instrumento, pudiendo calcular una media y desviación estándar entre los distintos valores obtenidos para cada muestra. Adicionalmente se prepararon dos estándares, uno de 10 mg/l (STD 10) y otro de 100 mg/l (STD 100), y así poder asignar una exactitud al análisis.

El cromatógrafo iónico posee un tubo con una resina de intercambio iónico por donde pasa la muestra, los aniones más livianos se demoran menos tiempo en atravesar el tubo,

mientras que los más pesados tardan más tiempo y se van quedando en las partes inferiores del tubo. Finalmente el instrumento entrega un gráfico de conductividad versus tiempo (Figura 3.4), donde se pueden discriminar distintos aniones, obteniéndose también sus concentraciones.

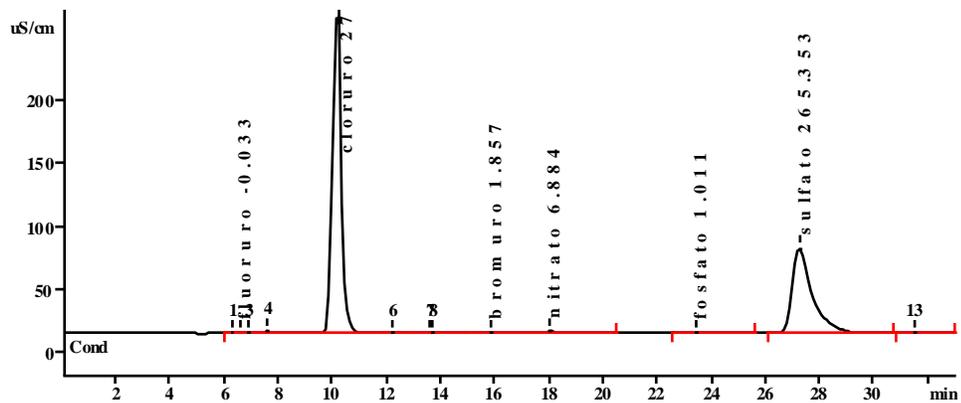


Figura 3.4: Gráfico entregado por el cromatógrafo iónico.
Conductividad [$\mu\text{S}/\text{cm}$] vs. tiempo [min], las concentraciones de los aniones están en [mg/l].

4. RESULTADOS

4.1. Análisis de roca total

Los resultados obtenidos para el análisis de roca total, esto es las concentraciones de elementos mayores para cada uno de los afloramientos definidos, se muestran en la Tabla 4.1. Estos datos se graficaron utilizando el software GCDkit (*Geochemical Data Toolkit*), el cual es una extensión de un paquete estadístico conocido como R, siendo ambos softwares públicos y disponibles en <http://www.gla.ac.uk/gcdkit/>. El programa GCDkit fue diseñado para la manipulación y cálculo de todos los análisis de las rocas ígneas, permitiendo visualizar datos geoquímicos en una gran variedad de gráficos y diagramas. En este caso se generaron los siguientes gráficos: un diagrama P-Q de clasificación multicatónico de Debon y Le Fort (1983) (Figura 4.1), un diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) para discriminar entre las series subalcalinas: calcoalcalina y toleítica (Figura 4.2), y un diagrama B-A de Debon y Le Fort (1983) el cual define seis sectores (I-VI) que reflejan el balance de aluminio de las muestras (Figura 4.3). Para utilizar los diagramas de Debon y Le Fort se deben calcular los milicaciones para cada óxido, que corresponden a las proporciones catiónicas multiplicadas por mil. A su vez, las proporciones catiónicas se calculan de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} \text{Prop. Catiónica} &= \text{Prop. Molec.} \times \# \text{cationes} \\ \text{Prop. Molec.} &= X[\text{wt\%}] / PM_X \end{aligned}$$

Donde: #cationes = número de cationes por óxido,
X [wt%] = concentración del óxido X,
PM_x = Peso Molecular del óxido X.

Tabla 4.1: Elementos mayores de las rocas que constituyen los cuatro afloramientos. Las concentraciones están en porcentaje peso [wt %]; PCC: pérdida por calcinación.

	A1	A 2.1 M	A3M	Z1M
SiO ₂ [wt %]	61,68	62,89	60,24	61,22
TiO ₂	0,73	0,65	0,9	0,75
Al ₂ O ₃	15,8	16,65	17,17	16,48
Fe ₂ O ₃	1,86	1,25	1,91	1,47
FeO	3,88	3,52	3,88	4,04
MnO	0,1	0,1	0,11	0,1
MgO	3,52	2,56	2,76	3,27
CaO	6,29	5,44	6,45	6,28
Na ₂ O	3,19	3,95	3,81	3,26
K ₂ O	1,58	1,7	1,38	1,84
P ₂ O ₅	0,07	0,12	0,13	0,11
PPC	0,86	0,87	0,84	0,98
TOTAL	99,56	99,7	99,58	99,8

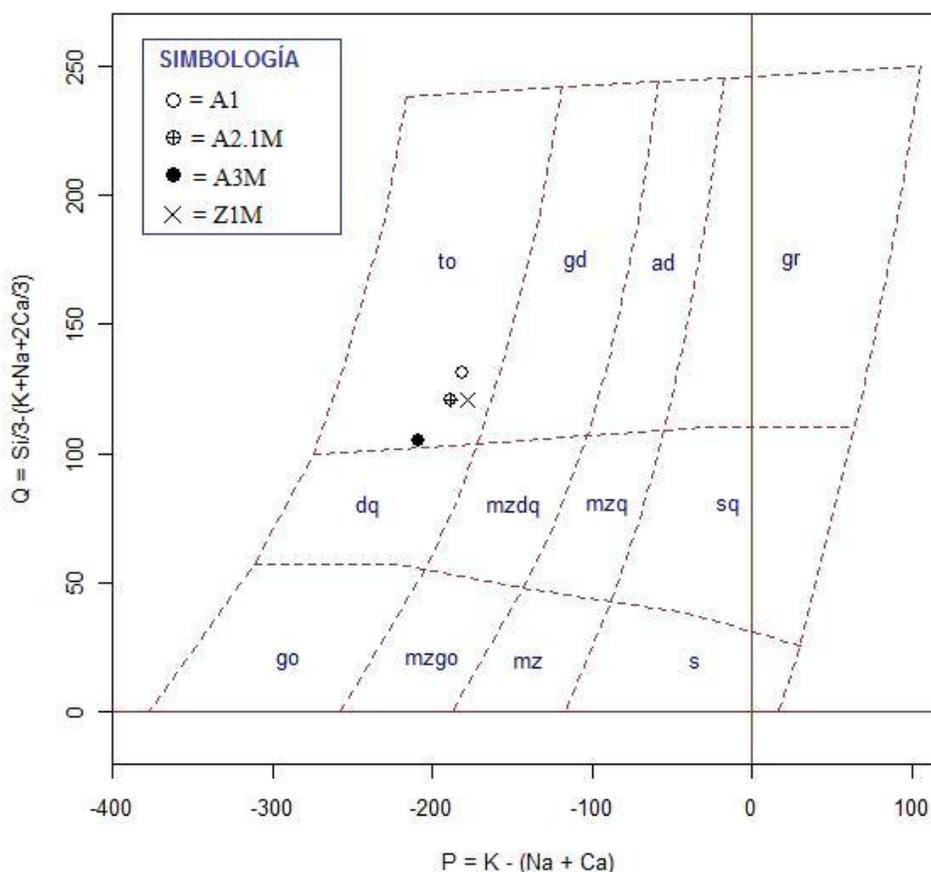


Figura 4.1: Diagrama P-Q (Debon y Le Fort, 1983).

Permite clasificar rocas ígneas según su composición química de elementos mayores, transformados a milicaciones, donde: to: tonalita, gd: granodiorita, ad: adamelita, gr: granito, dq: cuarzodiorita, mzdq: cuarzo-monzodiorita, mzq: cuarzomonzonita, cuarzo-sienita, go: gabro, mzgo: monzogabro, mz: monzonita, s: sienita.

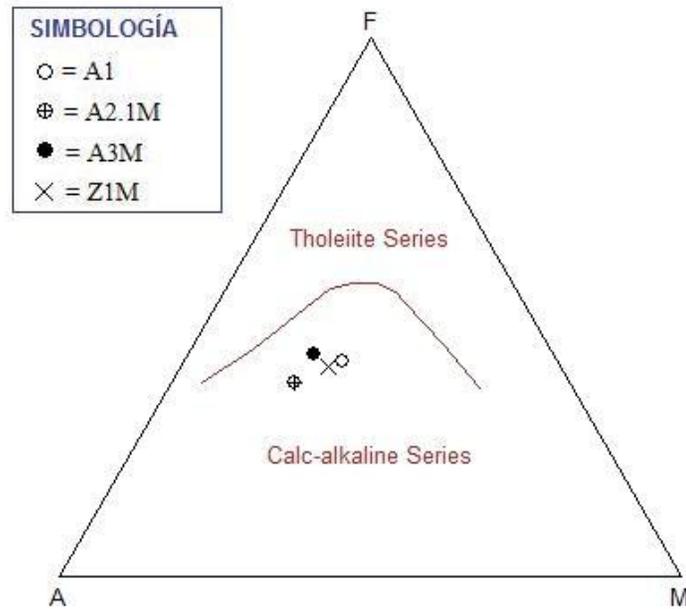


Figura 4.2: Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971).
 Discrimina entre las series magmáticas calcoalcalina y toleítica, donde: A=(Na₂O + K₂O), F=FeOt, M=MgO.

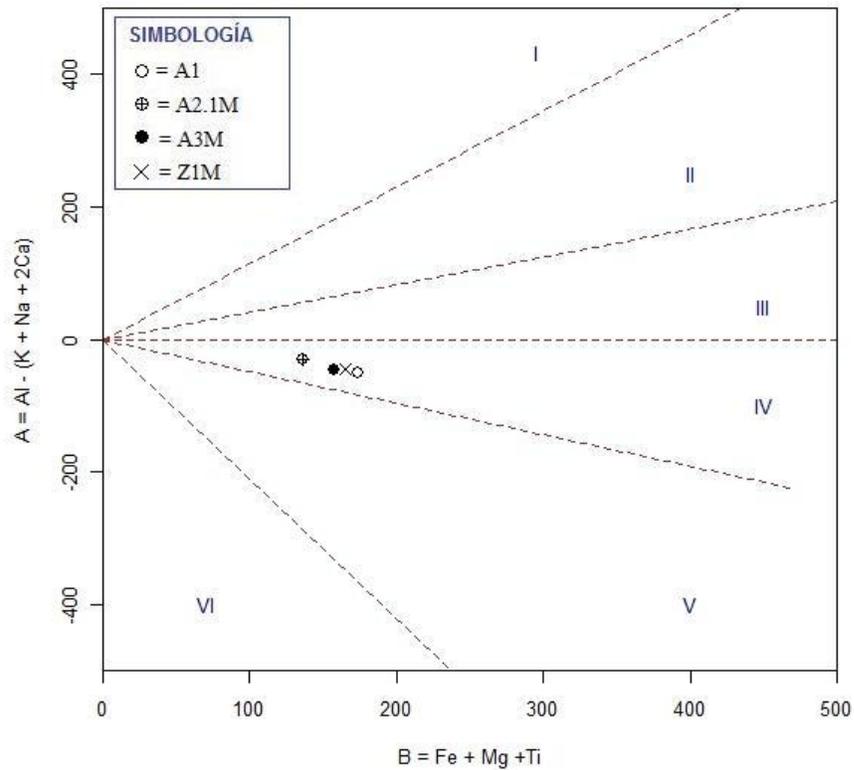


Figura 4.3: Diagrama B-A (Debon y Le Fort, 1983).
 Manifiesta el grado de aluminosidad de una asociación magmática, los sectores I, II y III corresponden al dominio peraluminoso, y los sectores IV, V y VI al metaluminoso. Los distintos sectores (I al VI) representan distintas asociaciones minerales diagnósticas.

4.2. Análisis petrográfico

Los resultados de la observación de los cortes transparentes se resumen en la Tabla 1 del Anexo B. En ésta se muestran las texturas microscópicas encontradas en las rocas; su mineralogía, detallando porcentaje, tamaño y aspecto de los minerales; y también algunas observaciones pertinentes a cada corte en particular. En el Anexo B también se incluyen las fotomicrografías obtenidas para cada muestra, las que hacen referencia a distintas observaciones realizadas en este análisis.

Un aspecto importante que fue posible reconocer a través de la observación microscópica fue la presencia de minerales secundarios en los espacios intercrystalinos, y a veces en microfracturas de cristales como el cuarzo (Figuras 2, 3, 4, 5, 6 y 7; Anexo B). Estos minerales son de tamaño submicroscópico y se presentan mayoritariamente de forma masiva, y en ciertos casos presentan un hábito cúbico, como en las muestras Z1 y Z12 del Zoológico de Piedra. Se observó que la presencia de estos minerales en las muestras aumenta progresivamente desde Af3, Af2 hasta AfZ, y que no se presentan en las muestras de Af1. Además se constató que las muestras de mano presentan una mayor cantidad de estos minerales que las muestras de borde. Dichos minerales se interpretaron como sales que provendrían principalmente del agua de mar, las que estarían jugando un papel importante en la meteorización mediante el proceso de haloclastía.

Debido a que es muy difícil el tratar de cuantificar estas sales a través del microscopio, se intentó cuantificarlas mediante el software Image Pro Plus V6, el cual se utiliza para procesar y analizar imágenes de tipo científico e industrial. En este caso la imagen a analizar proviene del escaneo del corte transparente a alta resolución, y para poder resaltar las sales intercrystalinas, se puso el corte entre el escáner y un pedazo de cartón liso y de color negro, con el que se lograba un buen contraste con las sales, las que aparecían de color blanco en la imagen final. Esta imagen se analiza mediante una herramienta del software, la que permite seleccionar los píxeles de la imagen que se encuentran dentro de un determinado rango de colores, en este caso los colores más claros. El programa marca los píxeles seleccionados y los cuenta, entregando un área y un porcentaje asociados.

Este análisis se limitó para las muestras tomadas en el Zoológico de Piedra, las que son donde más se destacan las sales, pudiendo también hacer una relación con el análisis de cromatografía iónica. En el caso del Afloramiento 2, si bien sí se veían sales al microscopio,

éstas formaban agregados muy finos alrededor de los cristales, por lo que en la imagen escaneada era muy difícil discriminar entre las sales y otros minerales del corte; en los cortes del Afloramiento 3 eran aún más escasas las sales; y en el Afloramiento 1 no se presentaban. La Figura 4.4 muestra un ejemplo de una imagen inicial y una imagen analizada con el software Image Pro Plus. Los resultados de este análisis se muestran en la Tabla 4.2.

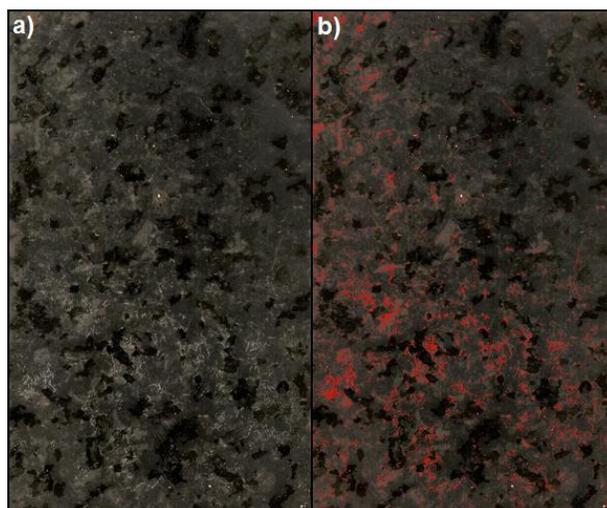


Figura 4.4: Cuantificación de sales con el software Image Pro Plus.

a): imagen del corte transparente Z5B escaneado a una resolución de 4800 ppp utilizando un fondo negro. Las sales se ven de color blanco; b): la misma imagen analizada con el software Image Pro Plus, donde se marcan en rojo los pixeles seleccionados.

Tabla 4.2: Cuantificación de sales con el software Image Pro Plus.

El Ancho, Alto y Total corresponden a las dimensiones de la imagen analizada en pixeles. El Área corresponde al número de pixeles seleccionados por el programa como sales, y el Porcentaje es la relación del Área con respecto al Total.

Muestra	Ancho	Alto	Total	Área	Porcentaje
		[pixeles]		[pixeles]	[%]
Z12B	4066	7360	29925760	2518019	8,41
Z5M	4176	7424	31002624	1003710	3,24
Z5B	4448	7328	32594944	937186	2,88
Z1M	4512	7328	33063936	511394	2,11
Z1B	4539	7339	33311721	501946	1,51
Z9B	4512	7296	32919552	278106	0,84

4.3. Análisis de cromatografía iónica

Las concentraciones en solución (mg/l), de los aniones en estudio entregados por el cromatógrafo iónico se expresaron en partes por millón (ppm) y se muestran en la Tabla 4.3. Considerando los resultados de ambos análisis (análisis inicial y duplicado), se presenta también la media y desviación estándar de estos valores. Las concentraciones se corrigieron tomando en cuenta los resultados obtenidos para los dos estándares y blanco utilizados. Para cada estándar (STD 10 y STD 100) se hicieron dos muestras, y como éstos son independientes de las metodologías empleadas para cada análisis, se usó la media de estos valores. En el caso del blanco, existe un blanco para cada análisis, por lo que las concentraciones de cada análisis se corrigieron haciendo uso del blanco correspondiente. Para esto se definió una recta, usando regresión lineal, que se ajustara a estos tres valores (la media de STD 10, la media de STD 100 y el blanco), y se llevaron los valores de concentración a esta recta, logrando así corregir según los estándares y blanco.

Para el caso del fluoruro, todas las muestras, en ambos análisis, presentaron concentraciones por debajo del límite de detección. En estos casos, los valores se presentan con un símbolo “menor que” (<); y en las muestras donde no se obtuvo señal alguna para un determinado anión en el gráfico, se presentan con valor cero. Para el agua de mar, el valor de cloruro corresponde al obtenido con la dilución 100; el valor de sulfato corresponde al promedio entre las concentraciones entregadas para la dilución 10 y la dilución 100; el resto de los valores son correspondientes a la dilución 10. Todos estos se corrigieron usando la media de los dos estándares más el blanco de agua destilada. Además, se muestran los resultados para los dos estándares usados (en [mg/l]) y para el blanco de cada análisis.

Tabla 4.3: Resultados del análisis de cromatografía iónica.
 Abreviaciones: A1: análisis inicial, A2: análisis de duplicado, D.E.: desviación estándar. Las concentraciones de los estándares STD 10 y STD 100 están en [mg/l].

Muestra	Fluoruro [ppm]	Cloruro [ppm]				Bromuro [ppm]			
	Media	A1	A2	Media	D.E.	A1	A2	Media	D.E.
Z1	< 20	443	423	433	14,6	0	0	0	0
Z2	< 20	678	608	643	49,5	0	0	0	0
Z3	< 20	173	163	168	7,1	0	0	0	0
Z5	< 20	459	432	445	18,6	0	0	0	0
Z8	< 20	1750	1881	1816	92,8	0	0	0	0
Z9	< 20	337	360	349	16,3	0	0	0	0
Z10	< 20	465	310	387	109,5	0	0	0	0
Z11	< 20	8008	8249	8128	170,9	0	21	10	14,7
Z12	< 20	5580	6419	6000	593,2	42	25	34	12,2
Z13	< 20	425	395	410	21,1	0	0	0	0
Agua Mar	< 10			23619				67	
STD10	11,32	9,00	9,05	9,02	0,03	9,42	9,48	9,45	0,04
STD100	106,64	99,81	99,80	99,80	0,01	99,83	99,73	99,78	0,08
Blanco	< 1	2,02	1,42	1,72	0,42	0	0	0	0

Tabla 4.3: Resultados del análisis de cromatografía iónica.
 Abreviaciones: A1: análisis inicial, A2: análisis de duplicado, D.E.: desviación estándar. Las concentraciones de los estándares STD 10 y STD 100 están en [mg/l].

Muestra	Nitrito [ppm]				Fosfato [ppm]				Sulfato [ppm]			
	A1	A2	Media	D.E.	A1	A2	Media	D.E.	A1	A2	Media	D.E.
Z1	66	50	58	11,7	26	< 20	20	8,2	588	592	590	2,7
Z2	82	71	76	7,4	< 20	< 20	< 20	0,3	1826	1473	1650	249,2
Z3	51	41	46	7,0	27	< 20	< 20	17,6	209	173	191	25,2
Z5	77	63	70	10,0	37	< 20	26	16,0	5026	4390	4708	450,2
Z8	150	149	150	0,6	40	< 20	27	18,1	571	634	602	44,9
Z9	49	40	44	5,8	< 20	< 20	< 20	4,6	283	292	287	6,7
Z10	121	42	81	56,2	< 20	< 20	< 20	19,0	261	141	201	85,1
Z11	103	96	100	5,1	44	< 20	22	32,9	4562	4582	4572	13,5
Z12	111	107	109	2,4	27	< 20	< 20	24,4	5343	5788	5565	314,8
Z13	44	35	40	6,6	< 20	< 20	< 20	13,7	943	826	884	82,7
Agua Mar			< 10				0				2927	
STD10	9,33	9,42	9,38	0,06	9,27	9,39	9,33	0,09	9,23	9,24	9,24	0,01
STD100	99,59	99,39	99,49	0,14	99,48	99,65	99,57	0,12	100,13	100,22	100,17	0,06
Blanco	3,23	1,11	2,17	1,50	< 1	0	0	0	2,85	< 1	1,75	1,54

Con el fin de tener una noción de la composición química del agua de mar, siendo ésta uno de los posibles orígenes de los aniones encontrados en las muestras, es que en la Tabla 4.4 se muestran las concentraciones relativas de los aniones y cationes que se encuentran comúnmente en el agua marina.

Tabla 4.4: Solutos en el agua marina.
Composición de solutos sólidos del agua de mar, cada uno expresado como porcentaje del total.
El total de solutos representa el 3,5% del agua de mar como solución.

Aniones		Cationes	
Cloruro (Cl ⁻)	55,29	Sodio (Na ⁺)	30,75
Sulfato (SO ₄ ²⁻)	7,75	Magnesio (Mg ²⁺)	3,7
Bicarbonato (HCO ₃ ⁻)	0,41	Calcio (Ca ²⁺)	1,18
Bromuro (Br ⁻)	0,19	Potasio (K ⁺)	1,14
Flúor (F ⁻)	0,0037	Estroncio (Sr ²⁺)	0,022
Molécula no disociada:		Ácido bórico (H ₃ BO ₃)	0,076

5. DISCUSIÓN

5.1. Discusión del análisis de roca total

El análisis de roca total realizado a las muestras de cada uno de los afloramientos definidos entregó las concentraciones de elementos mayores. Estos datos geoquímicos se usaron para graficar estas muestras en el diagrama de clasificación P-Q de Debon y Le Fort (1983) como se aprecia en la Figura 4.1. Las cuatro muestras analizadas cayeron dentro del campo de la tonalita, siendo esto consistente con la denominación litológica realizada por Mercado et al. (1978). En general, las observaciones de terreno y los análisis posteriores realizados a las muestras recolectadas indican que las rocas de los distintos afloramientos definidos corresponden a rocas cogenéticas, las que presentan pequeñas diferencias texturales, mineralógicas y composicionales, que pueden responder a procesos magmáticos tales como cristalización fraccionada, grado variable de fusión parcial, mezcla de magmas o contaminación. Este conjunto de rocas pertenece a la serie magmática calcoalcalina, como se evidencia en la Figura 4.2, representando rocas típicas de zonas de subducción. La Figura 4.3 muestra que las rocas analizadas grafican en el dominio metaluminoso, siendo estas rocas subsaturadas en alúmina. Según González-Partida y Vasallo (2001), las rocas ígneas que presentan una alta aluminosidad pueden estar contaminadas debido a su emplazamiento cortical, y su medio ambiente directo puede ser la respuesta a dicha contaminación. En este sentido, las rocas en estudio no evidencian contaminación cortical, y entre ellas tampoco se aprecia una diferencia considerable en aluminosidad.

Al ordenar las cuatro muestras, representativas de los distintos afloramientos, de menor a mayor desarrollo de cavidades (es decir: A1, A3M, A2.1M, Z1M) no se distingue ninguna tendencia o patrón en cuanto a las concentraciones de elementos mayores y tampoco se aprecia tendencia alguna en los distintos gráficos mencionados. Esto sugiere que la composición química de las rocas no juega un rol importante en la formación y desarrollo de cavidades. Las grandes diferencias en cantidad y tamaño de cavidades entre los cuatro afloramientos tampoco se ven reflejadas en la geoquímica de las rocas, las que poseen composiciones bastante similares.

5.2. Discusión del análisis petrográfico

En cuanto a las observaciones al microscopio realizadas a los cortes transparentes, si bien el objetivo principal de este análisis era el de establecer las posibles variaciones entre las muestras de mano y borde, pensando en alguna alteración que pudiera estar reforzando las paredes de las cavidades, no se encontraron diferencias en este aspecto. Sólo se encontraron leves diferencias entre las muestras de mano y borde en cuanto a las abundancias de los minerales y su tamaño, por ejemplo en la muestra A1B se presenta una mayor cantidad de piroxenos que en A1M, y en general en las muestras de mano las sales intercristalinas son más abundantes que en las muestras de borde.

Sin embargo este análisis permitió identificar otras características importantes de las rocas en estudio, las que no se podían apreciar a través de la observación de las muestras de mano por medio de la lupa. Una de ellas es la presencia significativa de piroxenos en las rocas del Afloramiento 1 de Punta Totoralillo. Estos piroxenos se encuentran asociados a anfíbolos, las que se presentan como bordes de los piroxenos en una textura coronítica, las que a su vez presentan biotita en sus bordes. Es por esto que la identificación de estos minerales a simple vista no era fácil. En estas rocas los piroxenos se muestran siempre alterados por óxidos y/o hidróxidos de hierro, los que también se encuentran en los contactos del resto de los minerales y lo que es fácilmente visible entre los cristales félsicos de la roca a nicols paralelos (Figura 1, Anexo B). Son estos óxidos los que le dan el color café-rojizo característico al afloramiento. Debido a que este es el único afloramiento que presenta esta alteración, es posible relacionar este rasgo con la débil aparición de cavidades en estas rocas, pensando en que esta alteración le otorga una mayor resistencia a la roca, y que los óxidos entre los cristales impiden la depositación de sales inhibiendo así el proceso de haloclastía. La mayor presencia de piroxenos, y por ende de óxidos de hierro, en la muestra de borde de Af1 estaría apoyando esta idea.

Otro aspecto trascendente que fue posible identificar a través del microscopio en la mayoría de los cortes fue la presencia de agregados de pequeños cristales transparentes en los espacios intercristalinos. Estos cristales también se presentan en microfracturas al interior de los cristales de cuarzo. Si bien es muy difícil hacer una identificación de estos minerales debido a su tamaño, éstos se interpretaron como sales, las que participan en la meteorización de las rocas a través de la haloclastía. En la mayoría de los casos se presentan como agregados submicroscópicos, y en algunos cortes es posible distinguir cristales de hábito cúbico (Figuras 4

y 7, Anexo B), como en los sitios Z1 y Z12 del Zoológico de Piedra. Considerando los aniones y cationes disponibles en el agua de mar (Tabla 4.4), principal fuente de las sales en estudio, y teniendo en cuenta su hábito cúbico, estas sales podrían ser principalmente cloruros tales como la halita (NaCl) o la silvita (KCl); o bien minerales como la hidrofilita (CaCl_2) o la clorocalcita (KCaCl_3), los que cristalizan en un hábito pseudo cúbico.

Al considerar la abundancia de estas sales en los cortes observados, se puede hacer una correlación con la densidad y desarrollo de cavidades en los distintos afloramientos. En las muestras A1M y A1B no se presentan sales, lo que es consistente con el desarrollo muy incipiente o casi nulo de cavidades en el Afloramiento 1. En las muestras del Afloramiento 3 es difícil distinguir las sales, las que se presentan en muy baja cantidad. En las muestras del Afloramiento 2 ya es posible distinguir delgadas líneas de sales alrededor de los cristales; y finalmente en las muestras del Afloramiento Z se forman agregados mayores de sales y es posible distinguir cristales cúbicos. Es decir, se constató que una mayor abundancia de sales coincide con un mayor desarrollo y abundancia de cavidades en cada afloramiento. Además se observó que las muestras de mano presentan una mayor cantidad de sales con respecto a sus muestras de borde correspondientes, lo que se constató por medio de la observación de los cortes y a través del análisis con el software Image Pro Plus (Tabla 4.2). Esto tiene sentido pues las muestras de mano se tomaron al interior de las cavidades, donde la haloclastía fue más intensa y efectiva logrando formar una cavidad.

Para los cortes transparentes del Zoológico de Piedra se midió la cantidad de sales por medio del software Image Pro Plus. Se entiende que el método empleado para la cuantificación de estas sales en cada unos de los cortes es una aproximación, debido a que el programa selecciona un determinado rango de colores dentro del cual puede estar incluyendo minerales que no sean sales, o bien dejando fuera sales de color menos intenso. Sin embargo esta selección se hace manualmente, comparando la imagen original con la imagen marcada, pudiendo discriminar un rango de colores apropiado y llegando a buenos resultados. También se debe tener en cuenta que la cuantificación de las sales para un determinado corte solo entrega una idea de la intensidad de la haloclastía en un determinado sitio, ya que un corte difícilmente podría llegar a ser una muestra representativa y porque además está muy condicionado a la orientación en que se sacó el corte de la roca, entendiendo que existe una zona hasta donde pueden penetrar las sales en la roca. En este sentido este análisis no pretende entregar valores absolutos, sino más bien valores que permitan comparar las distintas muestras pensando en que todas ellas se procesaron y analizaron bajo el mismo método. Los

resultados de este análisis (Tabla 4.2) permiten definir una escala de intensidad de la haloclastía en las distintas muestras, la que de mayor a menor corresponde a: Z12, Z5, Z1 y Z9. Esto es consistente con las concentraciones de aniones en cada una de estas muestras entregadas por el análisis de cromatografía iónica (Tabla 4.3).

Otra característica importante que fue posible observar en los cortes transparentes fue la variación textural que presentan los distintos afloramientos. Se constató que la textura coronítica va haciéndose menos evidente desde Af1, Af3, Af2, hasta AfZ; mientras que la textura poikilítica se hace menos notoria desde Af3, Af2, hasta AfZ. Una textura poikilítica menos desarrollada significa que un mineral, por ejemplo una biotita, se encuentra de una manera más “compacta” en vez de ocupar un mayor espacio al rodear cristales félsicos; por lo que como un cristal íntegro podría absorber una mayor cantidad de calor por radiación, teniendo una mayor masa termal asociada. Según los estudios de Gómez-Heras et al. (2006), esta es una de las propiedades de un mineral que condicionan la cantidad de calor que puede almacenar, y por ende a la temperatura que puede llegar; por lo que un mayor tamaño implica una mayor dilatación termal y un mayor stress, sobre todo en minerales máficos, que poseen un menor albedo, conductividad termal y capacidad calórica, lo que favorece un rápido aumento en la temperatura. Todo esto podría implicar mayores estreses diferenciales por dilatación termal a escala de los granos de la roca, lo que fomentaría una mayor desagregación granular en AfZ y que iría disminuyendo en Af2 y Af3, lo que es consistente con la densidad de cavidades en estos afloramientos. Por otro lado los resultados de las investigaciones de Gómez-Heras et al. (2006) establecen que las rocas con mayores diferencias en los tamaños de sus cristales pueden sufrir estreses magnificados debido a diferencias en su expansión termal. En este sentido, se pudo observar que las muestras de Af2 presentan las mayores diferencias en tamaño, donde se ve una población de cristales mayores (promediando un tamaño de 2,5-3 mm, en los minerales máficos y plagioclasa) y una población de cristales menores (promediando un tamaño de 0,5 mm, principalmente el cuarzo), lo que se presenta también en Af3, pero en menor medida. Esto implicaría una mayor desagregación granular en Af2 con respecto a Af3, siendo consistente con la intensidad en el desarrollo de cavidades. En las rocas de AfZ podría estar predominando el tamaño de los cristales, ya que poseen una textura notoriamente más gruesa y al microscopio se ve que todos los cristales alcanzan tamaños mayores, sobre todos los minerales máficos. Es decir, un mayor tamaño de los cristales implica una mayor superficie expuesta a la radiación, y por ende poseen una mayor masa termal; y

como consecuencia sufrirán una mayor dilatación termal, la que es directamente proporcional al tamaño inicial del cristal.

Todas estas observaciones sugieren que este tipo de meteorización está más bien condicionada por las propiedades texturales y físicas de la roca, en vez de sus cualidades químicas; y que su desintegración ocurre a través de mecanismos de meteorización física, como lo son la meteorización por insolación y la haloclastía. Estos procesos resultan en desagregación granular y exfoliación de la roca a distintas escalas, lo que deja a la roca más vulnerable a procesos de meteorización posteriores.

5.3. Discusión del análisis de cromatografía iónica

Los resultados del análisis de cromatografía iónica, que se muestran en la Tabla 4.3, fueron graficados con el fin de poder visualizar mejor las diferencias entre las distintas muestras. La Figura 5.1 muestra este gráfico, donde se tomaron en cuenta las concentraciones medias de los aniones cloruro, nitrato y sulfato; ya que el resto de los aniones presentan concentraciones demasiado bajas, la mayoría por debajo del límite de detección, por lo que no se tomaron en cuenta y se limitó así la discusión simplemente a estos tres aniones.

Al observar los resultados de los dos análisis que se le hicieron a las muestras (A1 y A2 en la Tabla 4.3) se puede ver que en general se obtuvieron valores muy similares. Las mayores diferencias, y por ende las mayores desviaciones estándar, se aprecian en las muestras que presentan altas concentraciones, como por ejemplo Z12 para el cloruro y Z2, Z12 y Z5 para el sulfato. De todas maneras estas desviaciones no son tan marcadas, ambos valores se mantienen dentro del mismo orden de magnitud, y al comparar estos valores con el resto de las muestras se ve que no hacen gran diferencia. Por lo tanto se podría decir, al observar el conjunto de muestras, que las dos metodologías usadas son similares y útiles para el propósito del análisis, pudiendo asignar una buena precisión al instrumento. Así mismo, al observar los valores para los estándares (STD 10 y STD 100), se ve que éstos son muy cercanos a los 10 [mg/l] y a los 100 [mg/l] respectivamente, por lo que se puede asignar también una buena exactitud al análisis.

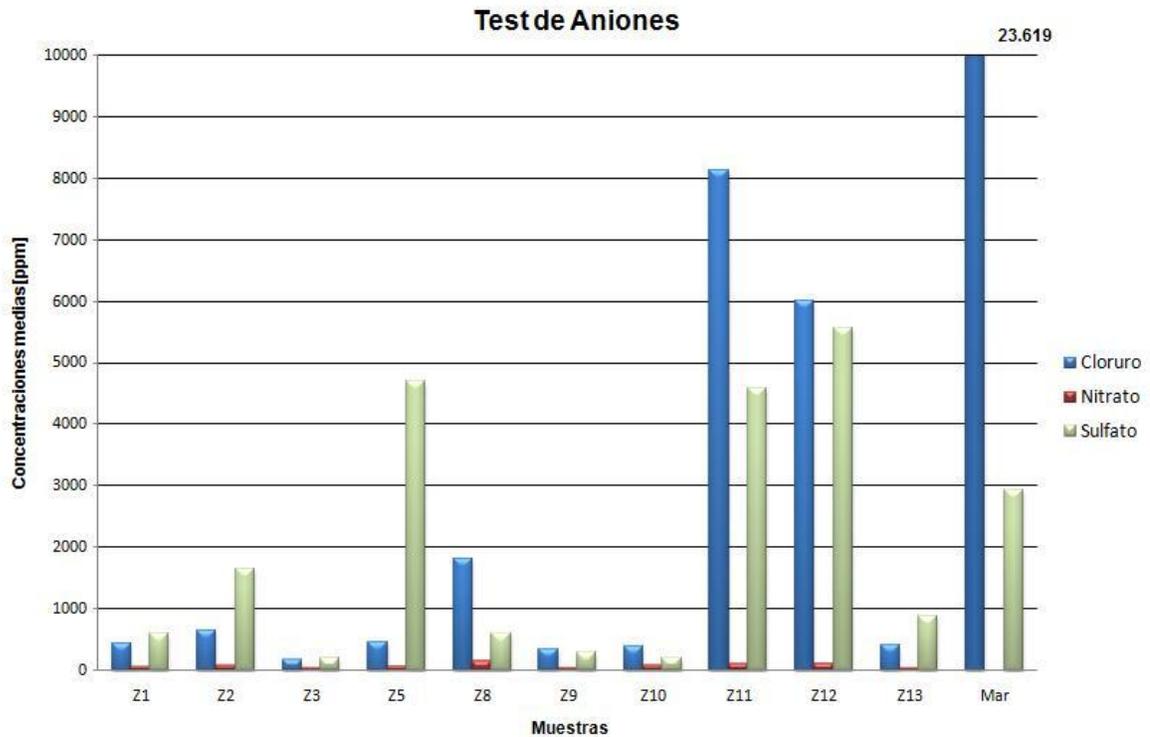


Figura 5.1: Gráfico test de aniones.

Se muestran las concentraciones medias [ppm] de las 10 muestras de sedimento y la muestra de agua de mar. En esta última el valor del cloruro se muestra con un número sobre la barra correspondiente.

El objetivo del análisis de cromatografía iónica es poder determinar qué tipo de sales están presentes en el regolito de esta meteorización, pensando en que la haloclastia podría ser uno de los mecanismos responsables en la formación y desarrollo de cavidades. Los análisis se hicieron de tal modo que las sales detectadas fueran sales que estuvieran adheridas a la roca y no que fueran minerales constituyentes de ella; en este sentido otro objetivo importante es poder asignar un origen a estas sales. En este análisis es muy importante también la geomorfología de la zona, es decir poder establecer relaciones entre las cantidades de sales en un determinado punto y su ubicación geográfica, ya que influyen factores como la distancia al mar, a qué cota se encuentra la muestra, la cercanía a quebradas, etc. Para esto, en las Figuras 5.2, 5.3 y 5.4 se muestran las concentraciones de cloruro, sulfato y nitrato respectivamente, de cada muestra sobre el mapa de la zona de estudio.

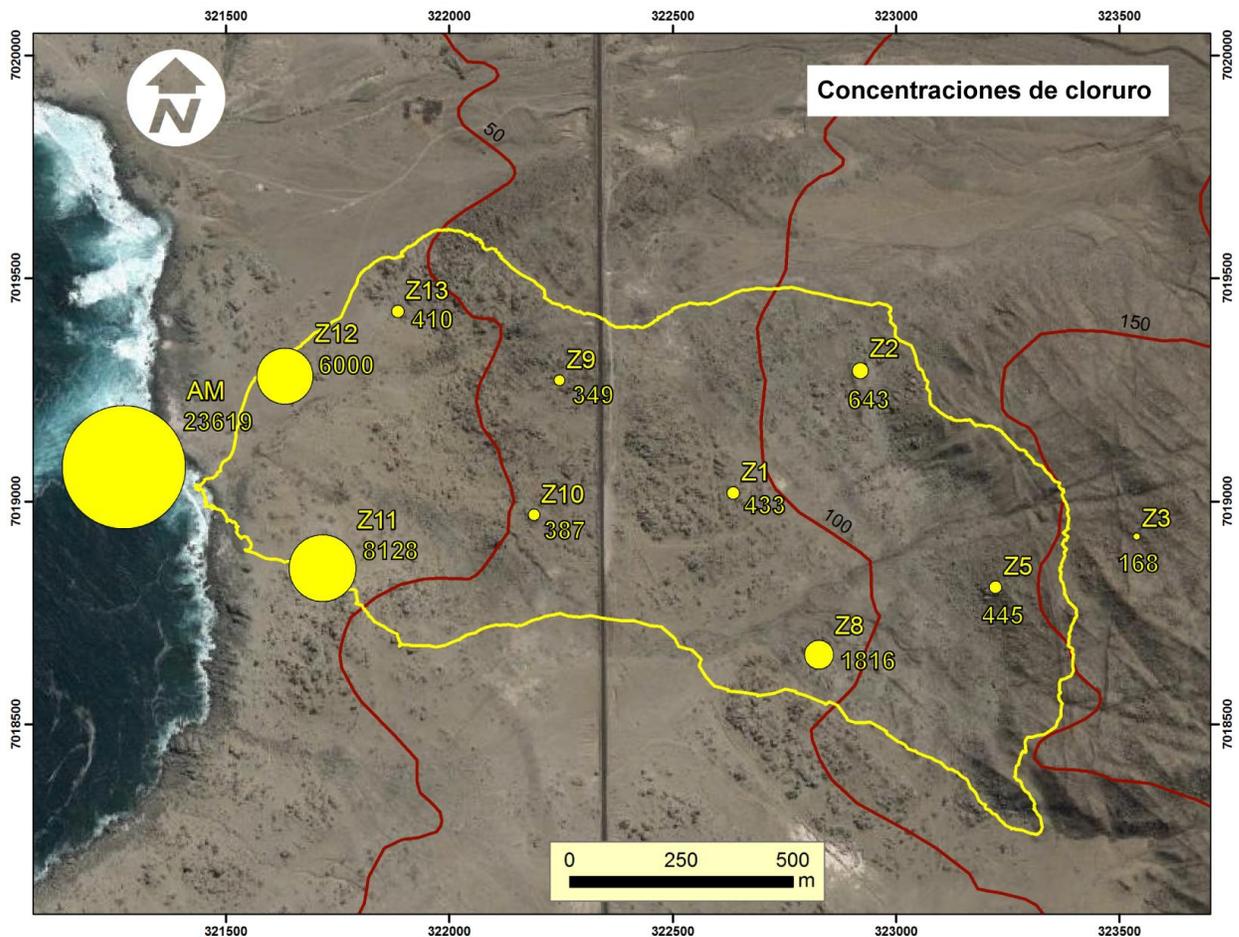


Figura 5.2: Mapa concentraciones de cloruro.

Se muestran las concentraciones medias [ppm] del anión cloruro de cada una de las muestras. El tamaño de los círculos amarillos hace referencia al valor de cada concentración. AM: agua de mar.

Dentro de los posibles orígenes para estas sales, el mar es uno de los principales y ha sido propuesto anteriormente por otros autores, sobre todo en zonas costeras. Las sales podrían alcanzar distancias considerables hacia el interior a través del transporte de salpicaduras de agua marina (*spray* marino) por el viento. El mar sería la principal fuente de los aniones cloruro y sulfato, siendo estos los aniones que se encuentran en mayor concentración en el agua marina, como se puede ver en la Tabla 4.4; pudiendo formar así sales como cloruros y sulfatos de sodio, magnesio, calcio o potasio. Los resultados para la muestra de agua de mar corroboran esta información, presentando una elevadísima concentración de cloruro y una considerable cantidad de sulfato (Tabla 4.3). Además, la discusión sobre el origen de estos aniones recibe una relevancia mayor dado que las sales más agresivas con respecto al proceso de desagregación granular corresponden a sulfatos y cloruros de sodio y calcio, como lo señalan Cooke y Doornkamp (1974) y Cooke y Smalley (1968).

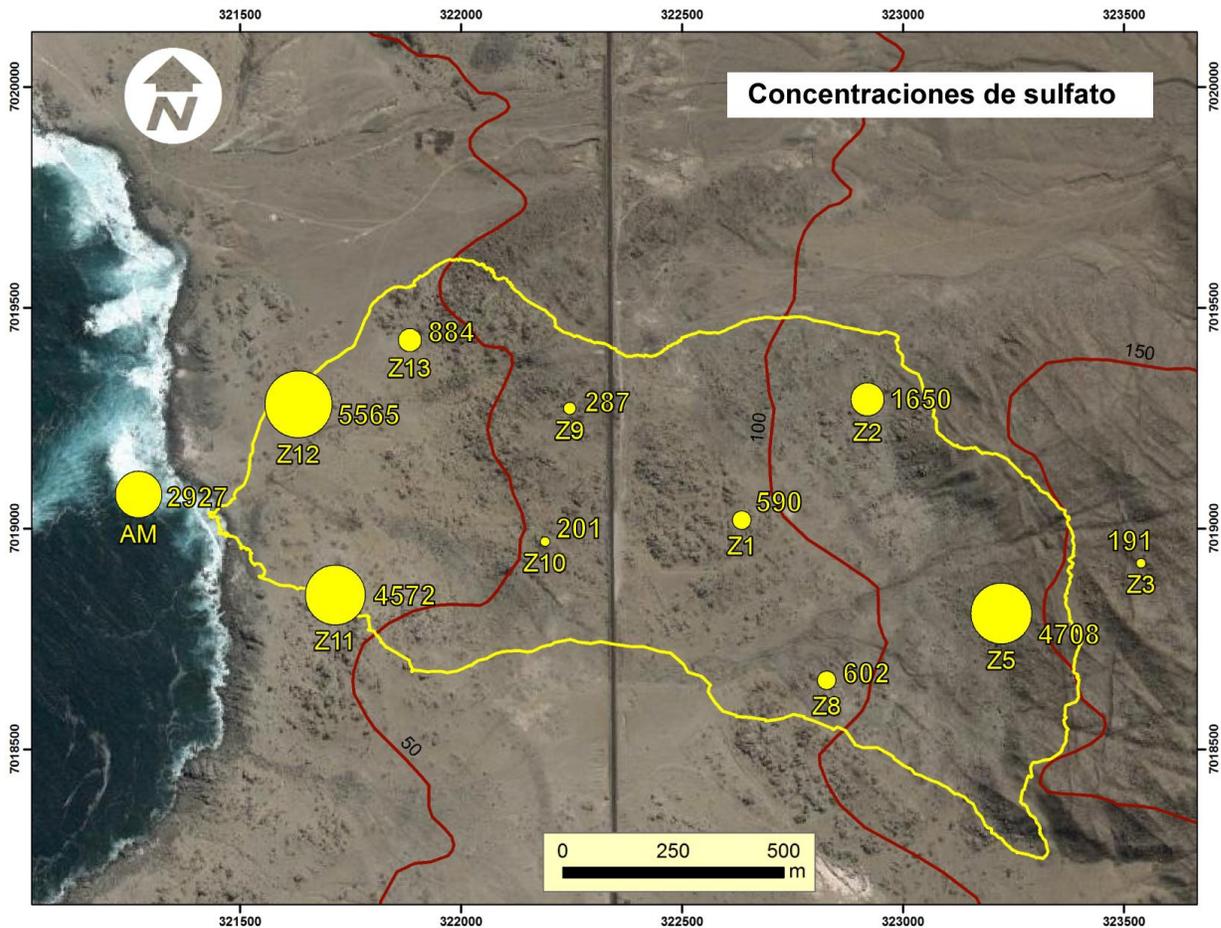


Figura 5.3: Mapa concentraciones de sulfato.

Se muestran las concentraciones medias [ppm] del anión sulfato de cada una de las muestras. El tamaño de los círculos amarillos hace referencia al valor de cada concentración. AM: agua de mar.

La influencia del mar se puede constatar en las muestras Z11 y Z12, las más cercanas a la costa (Figuras 5.2 y 5.3), que presentan las mayores concentraciones de cloruro y altas concentraciones de sulfato. De hecho estas muestras presentan concentraciones mayores de sulfato que el agua marina, evidenciando un efecto acumulativo de este anión, o bien pudiendo existir otra fuente que esté aportando sulfato. En el caso del cloruro (Figura 5.2), se puede ver que a mayor distancia del mar las concentraciones son menores, fluctuando alrededor de los 500 ppm por sobre la cota de los 50 m, hasta llegar a un valor mínimo de 168 ppm en la muestra Z3, la más oriental. La única excepción se presenta en la muestra Z8, que contiene un elevado valor de 1816 ppm considerando su distancia al mar. Una posible explicación para esto es su cercanía a una quebrada con rumbo SW, que es justamente la dirección predominante del viento en la zona (Tabla 2.1). Además se ve que previo a este punto hay una zona relativamente plana y sin afloramientos que puedan obstaculizar o atrapar las gotas de agua

marina transportadas por el viento, acumulándose el cloruro en las rocas del afloramiento al que pertenece la muestra Z8.

En el caso del sulfato (Figura 5.3), se aprecia un comportamiento similar en el sentido de que por sobre la cota de los 50 m se presentan valores relativamente bajos, excepto por las muestras Z2 y Z5, con 1650 y 4708 ppm respectivamente. La característica común de estos dos puntos es que se encuentran en las faldas del antiguo acantilado entre las terrazas pleistocena y pliocena, por lo que esta pared rocosa podría atrapar las gotas de agua de mar con mayor facilidad.

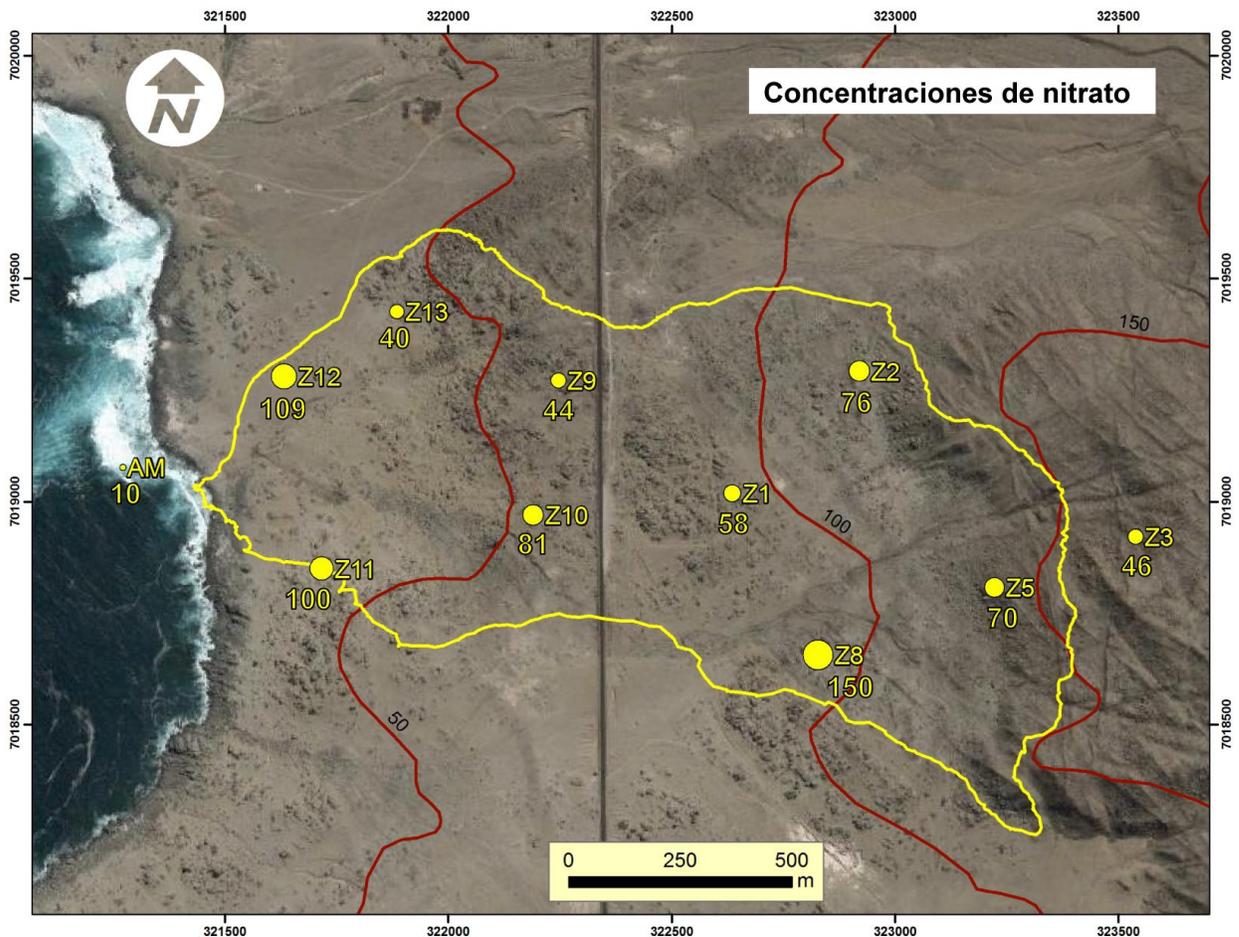


Figura 5.4: Mapa concentraciones de nitrato. Se muestran las concentraciones medias [ppm] del anión nitrato de cada una de las muestras. El tamaño de los círculos amarillos hace referencia al valor de cada concentración. AM: agua de mar.

Para las distribuciones de las concentraciones de nitrato (Figura 5.4) también se puede hacer un análisis similar al del cloruro y sulfato. Se ve que las mayores concentraciones se presentan en las muestras Z11 y Z12 (las más cercanas al mar). En el sitio Z8 alcanza su mayor valor de 150 ppm, lo que se explicaría con el mismo razonamiento que se usó para la concentración de cloruro en este mismo sitio. En las muestras Z2 y Z5 el nitrato muestra una concentración levemente mayor con respecto a los sitios aledaños, donde también podría influir el hecho de que se encuentran en las faldas de un antiguo acantilado, como en el caso del sulfato. Si bien las concentraciones de nitrato son bastante menores a las de cloruro y sulfato, al compararlas con la concentración de este anión en el agua marina (10 ppm) se ve que este anión fue el que sufrió el mayor efecto acumulativo, pues se concentra entre 4 veces más (Z13: 40 ppm) y 15 veces más (Z8: 150 ppm) en las muestras de maicillo. Otra posibilidad es que existan otras fuentes de origen para este anión además del agua de mar. Una de ellas es el nitrato incorporado en las burbujas de la espuma de mar por algas microscópicas de las aguas superficiales marinas, y que viajaría arrastrado por el viento como *spray* marino. Otra opción, aunque menos probable, sería que las muestras de maicillo recogidas en terreno estuvieran “contaminadas” con nitrato depositado por aguas lluvia, el que se forma en la atmósfera por reacciones fotoquímicas y por descargas eléctricas; o bien que haya ocurrido una nitrificación y fijación de nitrógeno atmosférico por bacterias en el suelo. Estos procesos ocurren en el desierto de Atacama y se utilizan para explicar los depósitos de nitrato, sin embargo éstas son simples especulaciones y no existen datos ni evidencias propias de este estudio que pueden corroborarlas. De todos modos, como se ve en la Figura 5.1, las concentraciones absolutas y relativas de nitrato con respecto a las de cloruro y sulfato son muy bajas, por lo que en el proceso de haloclastía estarían participando principalmente estos dos últimos aniones.

De todas maneras hay que considerar que en el análisis realizado para explicar las concentraciones de las distintas sales de origen marino en las diferentes muestras, donde participa la geomorfología de la zona, también influyen factores locales tales como qué tan protegida esté la muestra por otros bloques de roca, que los bloques más grandes interceptan más gotas en suspensión y que las paredes verticales interceptan más gotas por superficie que las con algún grado de pendiente, etc.

Otro origen posible para estas sales es el fenómeno de la camanchaca, frecuente en las costas del desierto de Atacama. Si bien, como se explica en el marco climático, estas nieblas son propias de alturas mayores (entre los 600 y 1000 msnm), Cereceda et al. (2011) han observado que en estas nieblas de altura es posible que ocurra condensación, produciéndose

una leve llovizna que eventualmente podría llevar sales en solución a cotas inferiores. De todos modos este factor debe verse como secundario, ya que las concentraciones de los aniones en estudio son mucho menores en la camanchaca comparadas con las observadas en el agua de mar (Tabla 2.2). A su vez, parte de las concentraciones iónicas observadas en la camanchaca pueden ser atribuidas a sales marinas, otra parte al polvo en suspensión, y también pueden contribuir fuentes antropogénicas (Schemenauer y Cereceda, 1992). Estos datos deben tomarse como referencia, ya que la disponibilidad y estabilidad temporal de la camanchaca varían según la ubicación geográfica, y el origen de los niveles de contaminación en la camanchaca es altamente variable en tiempo y ubicación (Sträter et al., 2010).

En terreno también se pudo observar que existe una niebla de advección que se presenta durante la madrugada, la cual entra desde el mar hacia el interior de manera rasante, es decir a bajas cotas, encauzándose por quebradas y que permanece en depresiones. Este fenómeno ocurre cuando la inversión térmica es muy baja (a 100 o 200 m.s.n.m.). Una vez llegado el mediodía la radiación solar calienta la capa de aire inferior más fría restableciendo la circulación normal del aire y aportando también a la evaporación de las gotas de agua en suspensión, lo que finalmente se traduce en la disipación de la neblina, progresivamente desde el interior hasta la costa. Este fenómeno es interesante de considerar como un agente de aporte de sales, ya que las gotas en suspensión están en contacto directo con las rocas y además, el fenómeno se produce muy cerca del mar por lo que el tiempo para decantación es muy poco, por lo que esta agua podría ser más salina que la muestreada a mayores cotas (Tabla 2.2). La dinámica de esta neblina también es un factor a considerar, ya que como se describió anteriormente, en ciertos sectores del Zoológico de Piedra se podía apreciar que las cavidades se concentran a lo largo de quebradas (Figura 9, Anexo A), que las caras rocosas verticales presentan mayores cavidades que las con algún grado de pendiente (Figura 8, Anexo A), y que en algunos casos las cavidades mayores se presentan mirando hacia el mar. Todas estas observaciones hacen pensar en esta neblina que trae sales en solución, al igual que las salpicaduras de agua de mar o “*spray*” marino, y que es transportada por los vientos predominantes del oeste y suroeste, encauzándose por quebradas y sectores de menores cotas, hasta que intercepta con algún obstáculo, en este caso las rocas en estudio. Al pensar en la haloclastia como proceso fundamental de meteorización, las zonas donde más se concentren estas sales debieran también ser las zonas donde se presenten la mayor cantidad y dimensión de cavidades, como lo son las quebradas y las caras rocosas subverticales, que tienen mayor facilidad de interceptar estas gotas en suspensión.

Además de la importancia que pueda tener la neblina en el aporte de sales, también debe verse como un factor importante de hidratación en los ciclos de hidratación/secado que caracterizan al proceso de la haloclastía. Dada la baja disponibilidad de agua en la zona de estudio, este fenómeno se hace significativo, al igual como podría ser la generación de rocío en noches frías y despejadas.

5.4. Interpretación de la formación y evolución de las cavidades

Como se pudo constatar mediante de las observaciones realizadas en terreno, la formación y desarrollo de los diversos tipos de cavidades, ya sean alveolos o *tafoni*, se produce a través de los procesos de desagregación granular y exfoliación que sufren las rocas. Estos procesos se originan por la acción conjunta y sinérgica de mecanismos como la haloclastía y la meteorización por insolación.

La haloclastía actúa mediante el depósito de soluciones salinas en los espacios intercristalinos y microfracturas de la roca, donde eventualmente cristalizan las sales en solución una vez que el agua se ha evaporado, o bien a través de una sobresaturación de las soluciones. La precipitación de estas sales implica un cambio volumétrico de las mismas, lo que genera esfuerzos que eventualmente desgranar o descaman la roca, dependiendo de la profundidad a la que penetra la humedad y cristalizan las sales. En este proceso la insolación juega un rol importante al momento de evaporar la solución salina y pudiendo también generar mayores espacios en la roca para el depósito de estas soluciones.

Por su parte la meteorización por insolación se produce cuando la roca se somete a insolación solar, y debido a que son malas conductoras de calor, la superficie de la roca se expande más que el interior, lo que eventualmente resulta en una descamación o exfoliación de la roca; pudiendo actuar también a la escala de los granos de la roca, produciendo desagregación granular debido a expansiones diferenciales de los cristales y generando estreses diferenciales a micro-escala. Estos cambios termal repetidos actúan a través de efectos de fatiga termal, los que se pueden intensificar si los períodos de calentamiento diurno son interrumpidos por fenómenos como el nublamiento, cambios en la velocidad del viento o si la roca permanece bajo sombra proyectada por otro bloque de roca cercano. Al producirse estos ciclos de calentamiento y enfriamiento de corto plazo el calor se transmite a profundidades menores en la roca, pudiendo producir escamas de menor grosor. Estas

fluctuaciones de temperatura de corto plazo implican numerosos eventos de estreses termalmente inducidos en los primeros milímetros de la roca (Camuffo et al., 1984; Warke y Smith, 1994), lo que puede magnificar efectos pequeños por medio de fatiga termal (Aires-Barros et al., 1975; Aires-Barros, 1977; Bernardi y Vicenzi, 1993). Ambos mecanismos, tanto la haloclastía como la meteorización por insolación, se vuelven más eficientes en condiciones áridas como las de la zona de estudio, donde se presentan altas temperaturas y humedad relativa baja.

En las zonas de estudio se observó que la formación de cavidades no está condicionada por diaclasas o diferencias mineralógicas en la roca, a diferencia de observaciones de otros autores en otras zonas donde se presentan estas mismas morfologías. Por el contrario se vio que en paredes de diaclasas donde existe una pátina de alteración, ésta impide la formación de cavidades dándole una resistencia mayor a la roca, lo que es bastante notorio en Af1. Una vez que en un cierto sector de un bloque de roca ha comenzado la meteorización, ya sea mediante exfoliación o desagregación granular, esta zona se vuelve más propensa a procesos de meteorización posteriores, ya que comienzan a actuar mecanismos de retroalimentación, pues la morfología de la superficie de la roca va cambiando y van quedando granos de la roca que sobresalen de la superficie rocosa, lo que modifica el campo de stress que impone la meteorización por insolación y que puede dejar también mayores espacios para que actúe la haloclastía.

Como se pudo observar en terreno, el crecimiento de las cavidades en la roca siempre ocurre hacia el interior y hacia arriba, lo que es fácilmente visible en el caso de los *tafoni*. Esta dinámica de crecimiento ocurre debido a que en la parte superior de la cavidad los granos y escamas de la roca se desprenden y caen con mayor facilidad por efecto de la gravedad, dado que en esta zona de la roca no existe material que limite inferiormente a estos granos y escamas. Además este mismo material que cae en la parte inferior puede estar protegiendo a la roca de los mecanismos de haloclastía e insolación. En ciertos casos, cuando la cavidad alcanza ciertas dimensiones y una determinada geometría, al interior se genera una especie de microclima, pues está más protegido del sol y la humedad se conserva de mejor manera. En este caso la haloclastía pasa a jugar un papel más importante en la meteorización, la cual actúa mediante la sobresaturación de las soluciones salinas y que se ve favorecida por el hecho de que al interior existe una disminución en la temperatura, lo que involucra una disminución en la solubilidad de las sales en la solución. Según Smith et al. (2002), la tendencia de que se genere exfoliación en capas milimétricas al interior de las cavidades, como se observó en múltiples

ocasiones en terreno, tiene que ver con la hidratación y penetración de la humedad dentro de las cavidades, la que se produce por precipitación directa, como por ejemplo en forma de rocío. Esta humedad penetra a poca profundidad en la roca, y el consiguiente efecto de la haloclastía estará restringido a unos pocos milímetros de la superficie rocosa. Además, debido a su geometría, en el interior de la cavidad se producen patrones más complejos de calentamiento y enfriamiento por insolación, lo que posiblemente puede estar asociado al desprendimiento de pequeñas escamas superficiales (Gómez-Heras et al., 2008). Por otro lado, según Rodríguez-Navarro et al. (1999), al interior de las cavidades se genera una disminución en la presión del aire, lo que resulta en un aumento de la velocidad del viento y una rápida evaporación. Una alta tasa de evaporación y un enfriamiento por evaporación de la solución salina dentro de la cavidad conlleva a una mayor y más rápida desagregación que en las áreas circundantes. La Figura 5.5 muestra la dinámica de crecimiento de los *tafoni* y las condiciones que se presentan dentro de la cavidad.

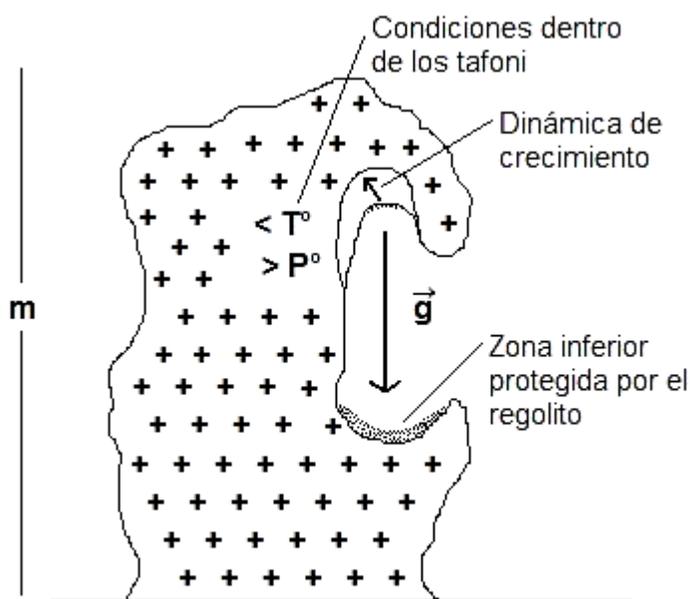


Figura 5.5: Dinámica de crecimiento de los *tafoni* y los factores que la condicionan.
Leyenda: m: tafoni de dimensiones métricas, g: gravedad, T°: temperatura, P°: presión atmosférica.

La geomorfología de la zona también juega un papel importante, como se pudo verificar principalmente en el Zoológico de Piedra. Las cavidades se forman en la zona supramareal, y en algunos sectores están subordinadas a lo largo de quebradas, pues el viento y la neblina cargados con gotas en suspensión se encauzan más fácilmente por las quebradas, meteorizando las rocas a través de la haloclastía. Las paredes de roca verticales y los bloques

mayores tienden a captar una mayor cantidad de gotas en suspensión por unidad de superficie, por lo que se generan cavidades de mayor tamaño. En ciertos sectores, como en la terraza marina holocena y en los sitios Z1, Z3, Z8 y Z13 del Zoológico de Piedra, se aprecia que las cavidades mayores se desarrollan en las caras de los afloramientos que miran al mar (W) y al SW, las que coinciden con las direcciones predominantes del viento en la zona de estudio.

Por su parte la ubicación geográfica de las zonas de estudio también influye en los mecanismos de meteorización responsables del desarrollo de cavidades. Un clima desértico y la existencia de un período seco prolongado aseguran la eficacia de la haloclastia al momento de evaporar las soluciones salinas e incitar la cristalización de sales; mientras que la ubicación costera de las zonas de estudio y su cercanía al mar permiten una buena disponibilidad de estas sales en el ambiente. Los vientos predominantes del W y SW movilizan las gotas en suspensión hacia el interior, participan en la evaporación de las soluciones salinas y se encargan de la remoción del regolito a medida que avanza la meteorización; más que tener una responsabilidad en el origen de las cavidades a través de un efecto abrasivo.

Otros procesos distintos a los ya discutidos también podrían estar ayudando a la formación de cavidades a partir de un punto en la evolución de las mismas. Segerstrom y Henríquez (1964) señalaron, en estudios en la zona del Zoológico de Piedra, que la humedad que se conserva al interior de las cavidades promueve la hidratación de feldespatos y otros minerales en la roca, lo que produce nuevos minerales de mayor volumen (principalmente arcillas). Estas reacciones generarían la exfoliación al interior de las cavidades, y se explicaría así el crecimiento de las cavidades hacia el interior y hacia arriba en la roca, pues la parte superior más sombreada conserva mejor la humedad que la parte inferior. Sin embargo, no se encontraron evidencias suficientes en el presente estudio como para afirmar esta hipótesis.

5.5. Valor geopatrimonial del Zoológico de Piedra

El campo de *tafoni* Zoológico de Piedra está considerado como el museo de *tafoni* más extenso y probablemente el más destacado del mundo, como lo señalaron Segerstrom (1964), Grenier (1968) y Paskoff (1989). Sus afloramientos rocosos de hasta 15 m de diámetro y hasta unos 10 m de altura presentan distintos tipos de cavidades que van desde alveolos centimétricos hasta cavidades mayores métricas, conformando un paisaje de aspecto ruiforme, que en algunos casos presenta caprichosas formas que tienen el aspecto de

diferentes animales, de allí su denominación local como Zoológico de Piedra. Este valor estético, y por ser ejemplo de procesos geomorfológicos típicos del desierto costero, ha hecho que este lugar pueda ser considerado como un potencial geositio (Castro, 2007; Castro et al., 2007), es decir, un lugar significativo para las geociencias, la cultura y el turismo de naturaleza, el cual constituye un recurso de importancia patrimonial con potencial para la conservación y el soporte de actividades turísticas sustentables en la región.

La valoración patrimonial de un geositio se establece en base a criterios que representan tres grandes categorías de cualidades, como son el valor intrínseco, la potencialidad de uso y la necesidad de protección del geositio. Dentro del valor intrínseco se encuentran el grado de conocimiento y la utilidad que tiene para ilustrar procesos, y es en estas cualidades en las que este estudio pretende ser un aporte entregando una caracterización de la zona, la identificación de los procesos geomorfológicos presentes y una interpretación para la generación y evolución de cavidades en este lugar, comparándolas también con las morfologías presentes en Punta Totalillo.

Un conjunto de geositios es el que define un Geoparque, iniciativa de protección de carácter nacional auspiciada por UNESCO que contiene uno o varios parajes considerados como un patrimonio geológico de especial importancia debido a su rareza o estética. En la zona costera comprendida entre Chañaral (26° 20' S) y el río Copiapó (27° 19' S) se han identificado y caracterizado diversos sitios por su interés para la geomorfología, la geología, la paleontología y por la singularidad de su paisaje distintivo del desierto costero (Figura 5.6). A partir de estas áreas se propone el desarrollo de un Geoparque en el litoral de Atacama (proyecto Fondecyt N° 1070446), impulsado por Castro et al. (2009). Los geositios (Figura 5.6), de norte a sur, corresponden a: Geositio Rocas Negras (rocas metamórficas paleozoicas), Geositio Campo de Tafonis (Zoológico de Piedra), Geositio Granito Orbicular (Santuario de la Naturaleza Granito Orbicular), Geositio Duna Ramadas (sucesiones de dunas longitudinales), Geositio Los Dedos/Bahía Inglesa (terrazas marinas y yacimiento fosilífero de vertebrados marinos), Geositio Chorrillos (terrazas y acantilados marinos), Geositio La Higuera (formas residuales en barrancos de la quebrada La Higuera) y Geositio Las Salinas (humedal costero del río Copiapó). Los últimos cuatro geositios se ubican dentro de la parte terrestre del Área Marina y Costera Protegida de Múltiples Usos, Isla Grande de Atacama (AMCP-MU); la cual se creó en el año 2005 con el objetivo de contribuir con la conservación de la biodiversidad de importancia mundial de los ecosistemas de surgencia costera y de la corriente de Humboldt en la región oceánica del norte de Chile. Es parte del proyecto GEF Marino (*Global Environmental Funds*),

el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD) y la Comisión Nacional del Medio Ambiente (CONAMA).

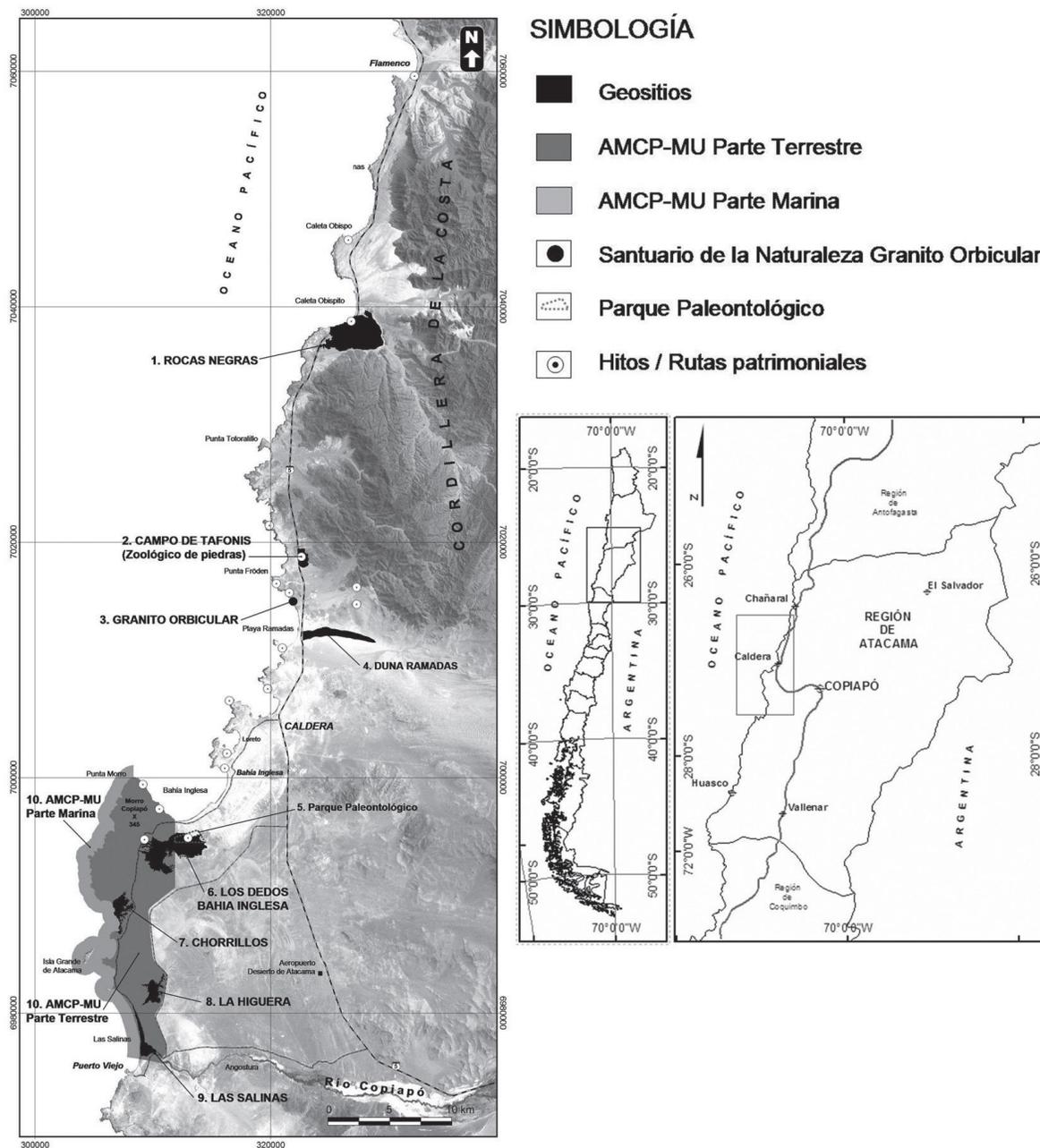


Figura 5.6: Áreas de protección y geositios en la costa del sur de Atacama. (Tomado de Castro et al., 2010).

6. CONCLUSIONES

Este estudio constituye una parte importante en la base tanto teórica como práctica para la implementación del parque biológico en Punta Totalillo. La caracterización geológica realizada para la zona, así como la contextualización dentro del desierto costero y desierto de Atacama, proveen parte del marco teórico de este parque biológico; siendo la geología el sustento de las entidades biológicas pertenecientes al área. Por otro lado, la descripción y análisis de las morfologías de cavidades presentes en la zona sirven en la práctica para el diseño de caminos y estaciones dentro del parque, dado su valor estético; así como aportan también al conocimiento referente a estas estructuras. Todo esto le agrega un atractivo tanto turístico como científico al parque biológico.

Los procesos a través de los cuales se produce el desarrollo de cavidades del tipo alveolos y *tafoni*, tales como la desagregación granular y la exfoliación de las rocas, parecieran estar controlados principalmente por mecanismos de meteorización física como lo son la haloclastía y la meteorización por insolación. Por su parte, la litología plutónica y la textura de grano grueso hacen que estas rocas sean más propensas a estos tipos de meteorización. Las diferencias en la cantidad y tamaño de las cavidades encontradas en los distintos afloramientos parecieran responder a variaciones texturales en las rocas, más que a variaciones químicas o composicionales.

Tanto la ubicación geográfica, y por ende el tipo climático, como la geomorfología de la zona juegan un papel importante en el desarrollo de las cavidades. La cercanía al mar permite una buena disponibilidad de sales en el medio, y la baja humedad relativa y las temperaturas observadas participan en la evaporación de las soluciones salinas. La radiación solar actúa a través de la meteorización por insolación, mientras que los vientos desde el W y SW se encargan de movilizar las gotas en suspensión y de remover el regolito de las cavidades. La geomorfología por su parte participa en la intensidad en que se interceptan las gotas en suspensión en el aire, acumulándose en mayor medida en laderas y paredes rocosas con mayores pendientes, como también a lo largo de quebradas.

Siendo la haloclastía uno de los principales mecanismos a través del cual se desarrollan las cavidades, estudios futuros se podrían enfocar en un análisis químico de las sales con el fin de determinar cuáles son las que están participando en mayor medida en la meteorización. Otros mecanismos se podrían evaluar también, como por ejemplo la hidratación de feldespatos a minerales de arcilla, haciendo un análisis de rayos X. Por otro lado, también se podría hacer un intento por definir las tasas a las cuales se meteorizan estas rocas, realizando por ejemplo un análisis de isótopos cosmogénicos en el regolito de las cavidades, o bien realizando un monitoreo periódico de una o más cavidades.

7. REFERENCIAS

- AGUIRRE L., HERVE F., DEL CAMPO M., 1976. An orbicular tonalite from Caldera, Chile. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV, 17 (2): 231-259.
- AIRES-BARROS, L., 1977. Experiments on thermal fatigue of non-igneous rocks. Engineering Geology 11, 227–238.
- AIRES-BARROS L., GRACA R.C., VELEZ A., 1975. Dry and wet laboratory tests and thermal fatigue of rocks. Engineering Geology 9, 249–265.
- ALPERS C.N., BRIMHALL, G.H., 1988. MiddleMiocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: evidence from supergene mineralization at La Escondida. Geological Society of America Bulletin 100, 1640–1656.
- AMOROSO G. G., FASSINA V., 1983. Stone decay and conservation. Elsevier, Amsterdam. 448 pp.
- AVSYUK G. A., MARKOV K. K., SHUMSKII P. A., 1956. Geographical observations in an Antarctic “oasis”: Washington, D.C., Israel Program for Scientific Translation, Ltd., National Science Council and Department of Interior, 53 p. Translated from Vesoiuznoe Geograficheskoe Obshchestvo (Moskva), Izvestia 85 (4), p. 316-356.
- BARDIN V. I., 1963. Zonality of periglacial phenomena in the mountains of Queen Maude Land: Soviet Antarctic Expedition Information Bulletin 5, p. 4-6. Translated by American Geophysical Union from Bulletin 43, p. 11-14.
- BARDIN V. I., 1964. Geographical observations in the Schirmacher Oasis (E. Antarctica), *in* Bugaev, V. A., ed., Izdatel'stvo, Nauka, Moskva. Translated by Israel Program for Scientific Translation, Ltd., Jerusalem, 1966, p. 144-160.
- BARTRUM J.D., 1936. Honeycomb weathering near the shore line: New Zealand Journal of Science and Technology, v. 18, p. 593-600.
- BECK M., BURMESTER R., CEMBRANO J., DRAKE R., GARCÍA A., HERVÉ F., MUNIZAGA F., 2000. Paleomagnetism of the North Patagonian Batholith, southern Chile. An exercise in shape analysis. Tectonophysics 326 (1–2), 185–202.
- BELL C.M., 1987. The origin of the Upper Paleozoic Chañaral melange of N. Chile. J. Geol. Soc. (Lond.) 144, 599–610.
- BERNARDI A., VINCENZI S., 1993. Modelling daily thermal cycles in the Trajan Column. The Science of the Total Environment 128, 257–267.
- BLACKWELDER E., 1929. Cavernous rock surfaces of the desert: American Journal of Science, v. 17, p. 393-399.

BÖRGEL R., 1973. The coastal desert of Chile. Pages 111-114 in D.H.K. Amiran, and A.W. Wilson, editors. Coastal deserts: their natural and human environments. Tucson: University of Arizona Press.

BOURCART J., 1930. Le probleme des "taffoni" de Corse et l'érosion alvéolaire: Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, v. 3, p. 5-18.

BOURCART J., 1957. L'érosion des continents: Paris, Armand Colin, p. 129.

BROWN M., DIAZ F., GROCCOTT J., 1993. Displacement history of the Atacama fault system 25jS–27jS, northern Chile. Geol. Soc. Amer. Bull. 105, 1165– 1174.

BRYAN K., 1928. Niches and other cavities in sandstone at Chaco Canyon, New Mexico: Zeitschrift für Geomorphologie, v. 3, p. 125-140.

CAILLEUX A., 1953. Taffonis et érosion alvéolaire: Cahier Géologie de Thoiry, v. 16-17, p. 130-133.

CAMUFFO D., VINCENZI S., PILAN L., 1984. A first-order analysis of the heat wave in the soil. Water, Air and Soil Pollution 23, 441–454.

CASTRO C., 2007. Geositorios de valor patrimonial en el Área Marina Costera Protegida de Múltiples Usos (AMCP-MU) Isla Grande de Atacama. En: Pnud/Conama, (2007) Áreas Marinas y Costeras protegidas de Múltiples Usos. Alcances y desafíos del modelo de gestión para la Conservación de la biodiversidad marina de Chile. Santiago, Ocho Libros Editores. p. 111-116.

CASTRO C., JARA M., ZÚÑIGA A., 2010. Guía de manejo Geositorio Campo de Taffonis (Zoológico de Piedras). Proyecto FONDECYT N°1070442: "Bases geomorfológicas para la determinación de áreas de conservación en terrenos fiscales del área litoral de Atacama, III Región".

CASTRO C., MARQUARDT C., NARANJO J.A., SUÁREZ M.E., ZÚÑIGA A. 2009. Proposición de Geoparque en el Litoral de Atacama; Proyecto FONDECYT N° 1070446. En: XII Congreso Geológico Chileno; Santiago, 22-26 Noviembre, 2009. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.

CASTRO C., MARQUARDT C., ZÚÑIGA A., 2007. Geomorfología de la costa de Atacama: Puerto Flamenco-Río Copiapó (26°33'-27°18'). Informe Técnico Fondecyt N° 1070442.

CASTRO C., MARQUARDT C., ZÚÑIGA A., 2010. Peligros naturales en geositorios de interés patrimonial en la costa sur de Atacama; Proyecto FONDECYT N° 1070442. Revista de Geografía Norte Grande, 45: 21-39.

CAYEUX L., 1911. Description physique de l'île de Délos, in Exploration Archéologique de Delos, v. 4, Paris, Fontemoing et cie, p. 162-186.

CHARRIER R., PINTO L., RODRÍGUEZ M.P., 2007. Tectonostatigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: MORENO, T. & GIBBONS, W. (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, 21–114.

CHRONIC H., 1980. *Roadside geology of Colorado: Missoula, Montana*, Mountain Press, p. 301.

CLARK A.H., COOKE R.U., MORTIMER C., SILLITOE R.H., 1967. Relationships between supergene mineral alteration and geomorphology, southern Atacama Desert—an interim report. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy* 76, 1389–1396.

CLARKE J., 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology*, 73: 101-114.

COIRA B., DAVIDSON J., MPODOZIS C., RAMOS V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Sci. Rev.* 18, 303– 332.

COOKE R., 1973. *Geomorphology in Deserts*. University of California Press, Los Angeles, U.S.A.

COOKE R., DOORNKAMP J., 1974. *Geomorphology in Environmental management*. Clarendon Press, Great Britain (pp. 273-295).

COOKE R., SMALLEY I., 1968. Salt Weathering in Deserts. *Nature* 220: 1226-27.

COOKE R.U., WARREN A., 1973. *Geomorphology in Deserts*. Batsford, London. iii-xii, 394, 30 pp.

COTTON C. A., 1922. *Geomorphology of New Zealand, Part I: Wellington*, Dominion Museum, p. 258-259.

DALLMEYER R.D., BROWN M., GROCCOTT J., TAYLOR G.K., TRELOAR P.J., 1996. Chronology of magmatic and tectonic events in a retreating arc: the Mesozoic evolution of the Andean Plate Boundary Zone, north Chile. *J. Geol.* 104, 19– 40.

DANA J. D., 1849. *Geology: U.S. Exploring Expedition (1838-1842)*, v. 10, Philadelphia, C. Sherman, 529 p.

DARWIN C. R., 1839. *Journal of researches into the natural history and geology of the countries visited during the voyage of HMS Beagle round the world*: Mew York, D. Appleton, p. 450.

DELOUIS B., MONFRET T., DORBATH L., PARDO M., RIVERA L., COMTE D., HAESSLER H., CAMINADE J.P., PNOCE L., KAUSEL E., CISTERNAS A., 1997. The Mw=8.0 Antofagasta (Northern Chile) earthquake of 30 July 1995: a precursor to the end of the large 1877 gap. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87, 427–445.

deSILVA S.L., FRANCIS P.W., 1991. Volcanoes of the Central Andes. Springer-Verlag, New York.

DILLON M.O., RUNDEL P.W., 1990. The botanical response of the Atacama and Peruvian desert floras to the 1982–83 El Niño event. In: Glynn, P.W. (Ed.), Global Ecological Consequences of the 1982–83 El Niño-Southern Oscillation. Amsterdam, Elsevier, North-Holland Press, pp. 487–504.

DIRECCIÓN METEOROLÓGICA DE CHILE. Dirección General de Aeronáutica Civil. Descripción Climatológica de la Región de Atacama. [en línea] http://www.meteochile.cl/climas/climas_tercera_region.html [consulta: 23 mayo 2011].

DUNAI T., GONZÁLEZ LÓPEZ G., JUEZ-LARRÉ J., 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* 33, 321–324.

ERICKSEN G.E., 1981. Geology and origin of the Chilean nitrate deposits. USGS Professional Paper 1188, 1 – 37.

EVTEEV S. A., 1964. At what speed does wind “erode” stones in Antarctica, *in* Soviet Antarctic Expedition, Volume 2, Amsterdam, Elsevier, p. 211. Translated from Soviet Antarctic Expedition Bulletin 17, 1960.

FALVEY M., GARREAUD R., 2005. Moisture variability over the South American Altiplano during the SALLJEX observing season. *J. Geophys. Res.* 110, D22105. doi:10.1029/2005JD006152.

FARÍAS M., CHARRIER R., COMTE D., MARTINOD J., HÉRAIL, G., 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics* 24, TC4001.

FARRAR E., CLARK A. H., HAYNES S. J., QUIRT G. S., CONN H., ZENTILLI M., 1970. K-Ar evidence for the post-Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile, *Earth and Planetary Sci. Letters*, 10: 60-66.

FEDEROV A.V., DEKENS P.S., MCCARTHY M., RAVELO A.C., deMENOCA P.B., BARREIRO M., PACANOWSKI R.C., PHILANDER S., 2006. The Pliocene paradox (Mechanism for a permanent El Niño). *Science* 312, 1485–1489.

FRENZEL G., 1965. Studies on Mediterranean Tafoni. *Neue Jahr. f. Geol. Min. Pal.* 122: 313-323.

FUTTERER K., 1897. Ein Beispiel für Winderosion am Heidelberg Schlossturm: *Mitteilungen der grossherzoglichen badischen geologischen Landesanstalt*, v. 3, p. 473-496.

FUTTERER K., 1899. Ueber Windkorrasion am Heidelberg Scholossturm: *Mitteilungen der grossherzoglichen badischen geologischen Landesanstalt*, v. 5, p. 471-495.

GALLI-OLIVER C., 1967. Pediplain surface in northern Chile and the Andean uplift. *Science* 158, 653–655.

GARCÍA F., 1967. Geología del Norte Grande de Chile. Sociedad Geológica de Chile, Symposium sobre el Geosinclinal Andino. 138 pp., Santiago, Chile.

GARCÍA M., HERAIL G., 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile. *Geomorphology* 65, 279–300.

GARZIONE C., et al., 2008. Rise of the Andes. *Science* 320, 1304–1307.

GARREAUD R., MOLINA A., FARIAS M., 2010. Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 292: 39-50.

GARREAUD R., RUTLLANT J., 1996. Análisis meteorológico de los aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el periodo 1991–1993. *Atmósfera*. 9, 251–271.

GARREAUD R., VUILLE M., CLEMENT A., 2003. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 194, 5–22.

GEIGER R., 1966. *The Climate Near the Ground*. Harvard University Press, Cambridge, MA.

GODOY E., LARA L., 1998. Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N.5, 1 mapa, escala 1:100.000. Santiago, Chile.

GÓMEZ-HERAS M., 2006. Procesos y formas de deterioro térmico en piedra natural del patrimonio arquitectónico, UCM, Servicio de Publicaciones, Madrid, <http://www.ucm.es/BUCM/tesis/geo/ucm-t28551.pdf>.

GÓMEZ-HERAS M., SMITH B.J., FORT R., 2006. Surface temperature differences between minerals in crystalline rocks: Implications for granular disaggregation of granites through thermal fatigue. *Geomorphology*, 78: 236-249.

GÓMEZ-HERAS M., SMITH B.J., FORT R., 2008. Influence of surface heterogeneities of building granite on its thermal response and its potential for the generation of thermoclasty. *Environmental Geology* 56, 547–560.

GÓMEZ SILVA B. El desierto de Atacama: una breve descripción. Instituto del Desierto, Universidad de Antofagasta. <http://www.uantof.cl/indes>.

GONZÁLEZ G.L., DUNAI T., CARRIZO D., ALLMENDINGER R., 2006. Young displacements on the Atacama Fault System, Northern Chile from field observations and cosmogenic ^{21}Ne concentrations. *Tectonics* 25, TC3006. doi:10.1029/2005TC001846,2006.

GONZÁLEZ-PARTIDA E., VASALLO L., 2001. Geoquímica de elementos mayores de los cuerpos intrusivos terciarios de Tierra Caliente, Edo. de México, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LIV, p. 1-9.

GOUDIE A.S., VILES H.A., 1997. Salt Weathering. Wiley, Chichester. 241 pp. Hall, K., 1999. The role of thermal stress fatigue in the breakdown of rock in cold regions. *Geomorphology* 31, 47–63.

GREGORY-WODZICKI K.M., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: a review. *Bull. Geol. Soc. Am.* 112, 1091–1105.

GRENIER P., 1968. Observaciones sobre los taffoni del desierto chileno. B.A.G.F. (pp. 193-211).

GRISEZ L., 1960. Alvéolosation littorale de schistes métamorphiques: *Revue de Géomorphologie Dynamique*, v. 11, p. 164-167.

GROCOTT J., BROWN J., DALLMEYER R.D., TAYLOR G.K., TRELOAR P.J., 1994. Mechanism of continental growth in extensional arcs: an example from the Andean plate boundary zone. *Geology* 22, 391–394.

GUILCHER A., 1954. *Morphologie Litorale et Sous Marine*. R.U.F (216 págs.).

HALL K., 1999. The role of thermal stress fatigue in the breakdown of rock in cold regions. *Geomorphology* 31, 47–63.

HALL K., ANDRE M.-F., 2001. New insights into rock weathering from high–frequency rock temperature data: an Antarctic study of weathering by thermal stress. *Geomorphology* 41, 23-35.

HALL K., ANDRE M.-F., 2003. Rock thermal data at the grain scale: applicability to granular disintegration in cold environments. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 823–836.

HALL K., HALL A., 1991. Thermal gradients and rock weathering at low temperatures: some simulation data. *Permafrost and Periglacial Processes* 2, 103–112.

HARTLEY A.J., 2003. Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society of London* 160, 7–10.

HARTLEY A., CHONG G., 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: implications for the desertification of western South America. *Geology* 30, 43–46.

HARTLEY A., CHONG G., HOUSTON J., MATHER A.E., 2005. 150 million years of climate stability: Evidence from the Atacama Desert, northern Chile. *Geological Society of London Journal* 162, 421–441.

HAUG E., 1907. *Traité de Géologie*, v. 1: Paris, Armand Colin, p. 378.

HERM D., 1969. Marines Pliozoen und Pleistozoen in Nord-und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. *Zitteliana*, 2, 159 p. München.

HOKE G.D., ISAACKS B.L., JORDAN T.E., YU J.S., 2004. Groundwater-sapping origin for the giant quebradas of northern Chile. *Geology* 32, 605–608.

HOUSTON J., 2006. Evaporation in the Atacama Desert: An empirical study of spatio-temporal variations and their causes. *Journal of Hydrology*, 330: 402-412.

HOUSTON J., HARTLEY A., 2003. The Central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *Int. J. Climatol.* 23, 1453–1464.

HUME W. F. 1925. *Geology of Egypt*, v. 1, Surface features: Cairo, Government Press, p. 214-216.

INSEL N., POULSEN C.J., EHLERS T.A., 2009. Influence of the Andes Mountains on South America moisture, transport, convection and precipitation. *Clim. Dyn.* doi:10.1007/s00382-009-0637-1.

JENNINGS J. N., 1968. Tafoni, in Fairbridge, R. W., ed., *Encyclopedia of geomorphology*: New York, Reinhold, p. 1103-1104.

JUTSON J. T., 1918. The influence of salts in rock weathering in sub-arid western Australia: *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, v. 30, p. 165-172.

JANOUSEK V., FARROW C. M., ERBAN V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47: 1255-1259.

JENKINS K.A., SMITH B.J., 1990. Daytime rock surface temperature variability and its implications for mechanical rock weathering: Tenerife, Canary Islands. *Catena* 17, 449–459.

JULIÁ C., MALDONADO A., MONTECINOS S., 2008. Características Climáticas de la Región de Atacama. Pp. 25-42. En: Arancio, G., J. Gutiérrez y F. Squeo (Eds). *Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Atacama*. Universidad de La Serena, La Serena, Chile. 466 p.

KELLER G., ADATTE T., STINNESBECK W., STÜBEN D., KRAMAR U., BERNER Z., LI L., PERCH-NIELSEN K., 1997. The Cretaceous-Tertiary transition on the shallow Saharan Platform of southern Tunisia. *Geobios* 30 (7), 951–975.

KELLY W.C., ZUMBERGE J.H., 1961. Weathering of a quartz diorite at marble point, McMurdo Sound, Antarctica. *Journal of Geology* 69 (4), 433–446.

KENNETT J., 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *J. Geophys. Res. Oceans* 82.

KERR A., SMITH B.J., WHALLEY W.B., MCGREEVY J.P., 1984. Rock temperatures from southeast Morocco and their significance for experimental rock-weathering studies. *Geology* 12, 306–309.

KLAER W., 1956. Verwitterungsformen in Granita uf Korsika: Petermanns Geographische Mitteilungen, v. 261, p. 146.

LAMB S., DAVIS P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature* 425, 792–797.

LAMB S., HOKE L., 1997. Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics* 16.

LARA L., GODOY E., 1998. Hoja Quebrada Salitrosa, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N.4, 1 mapa, escala 1:100.000. Santiago, Chile.

LATORRE C., BETANCOURT J.L., RYLANDER K.A., QUADE J., 2002. Vegetation invasions into Absolute Desert: a 45,000-yr rodent midden record from the Calama-Salar de Atacama Basins, Northern Chile (22–24°S). *Geol. Soc. Am. Bull.* 114, 349–366. doi:10.1130/0016-7606(2002)114b0349:VIIADAN2.0.CO;2.

LENTERS J., COOK K., 1995. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. *J. Climate* 8, 2988–3005.

LETTAU H., 1978. Explaining the World's Driest Climate. Univ. of Wis. Pres, Madison.

LEYTON L., ANDRADE B., 1987. Morfología de Cavidades en la Costa de Chile Central. *Revista de Geografía Norte Grande*, 14: 21-34.

LIGUS M., 1952. Problèmes géomorphologiques corses: *Revue de Géomorphologie Dynamique*, v. 3, p. 157-198.

LUSTIG L. K., 1970. Appraisal of research on geomorphology and surface hydrology of desert environments. In W.G. McGinnies, B.J. Goldman, and P. Paylore, editors. *Deserts of the world: An appraisal of research into their physical and biological environments*. University of Arizona Press, Tucson.

MARINOVIC N.S., LAHSEN A.A., 1984. Hoja Calama, Región de Antofagasta, Carta Geológica de Chile Escala 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.

MARKOV K. K., BARDIN V. I., LEBEDEV V. L., ORLOV A. I., SUETOVA I. A., 1970. The geography of Antarctica: Israel Program for Scientific Translation, Ltd., p. 122-123. Translated from *Geografiya Antarktity, Ixdatel'stvo "Mysl"*, Moskva, 1968.

MCGREEVY J.P., 1985. Thermal properties as controls on rock surface temperature maxima, and possible implications for rock weathering. *Earth Surface Processes and Landforms* 10, 125–136.

McGREEVY J.P., WARKE P.A., SMITH B.J., 2000. Controls on stone temperatures and the benefits of interdisciplinary exchange. *Journal of the American Institute for Conservation* 39 (2), 259–274.

McNUTT R. H., CROCKETT J. H., CLARK A. H., CAELLES J. C., FARRAR E., HAYNES S. J., ZENTILLI M., 1975. Initial Sr 87/Sr 86 of plutonic and volcanic rocks of the central Andes between latitudes 26° and 29° South. *Earth Planetary Sci. Letters*, 27: 305-313.

MERCADO M., 1978. Carta Geológica N° 27, Cordillera de la Costa entre Chañaral y Caldera. Escala 1:100.000.

MILLER H., 1970. Vergleichende Studien an praemesozoischen Gesteinen Chiles unter besonderer Berücksichtigung ihrer Kleintektonik: *Geotektonische Forschungen*, Heft 36, II, 1-64.

MILLER H., 1973. III. Regionale Geologie. Neues zur Geologie von Chile. *Zbl. Geol. Paleont.* 1 (1-2): 76-140.

MORTIMER C., 1980. Drainage evolution in the Atacama Desert of northernmost Chile. *Revista Geológica de Chile* 11, 3–28.

MPODOZIS C., RAMOS V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G.E., Cañas-Pinochet, M.T., Reinemud, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: American Association of Petroleum Geologists Circum-Pacific Earth Science Series*, vol. 11, pp. 59–91.

MUÑOZ N.G., CHARRIER R.G., KLAUS J.R., 1997. Evolución de la cuenca Salar de Atacama: inversión tectónica y relleno de una cuenca antepais de retroarco. *8 Congreso Geológico Chileno* 1, 195–199.

MUÑOZ N.G., TOWNSEND F.G., 1997. Estratigrafía de la cuenca Salar dle Atacama, resultados del pozo exploratorio Tocaño—1. Implicancias regionales. *8 Congreso Geológico Chileno* 1, 555– 558.

MUSTOE G. E., 1982. The origin of honeycomb weathering. *Geological Society of American Bulletin*, v. 93, p. 108-115, 4 figs., 3 tablas, Febrero 1982.

NARANJO J.A., 1987. Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la Zona de Falla de Atacama, norte de Chile. *Rev. Geol. Chile* 31, 43– 55.

NICHOLS R. L., 1960. Geomorphology of the Marguerite Bay area, Palmer Peninsula, Antarctica: *Geological Society of America Bulletin*, v. 71, p. 1421-1450.

NOVAK V. J., 1924. The forms of the Quandersandstein in Bohemia [abs.]: *Revue de Géologie*, v. 5, p. 167-168.

OLLIER C.D., 1984. *Weathering. Geomorphology Texts*, vol. 2. Longman, London. 270 pp.

ORTIZ F., CORVALAN J., SEGERSTROM K., GARCÍA F., 1960. Geología y Estratigrafía del Área Chañaral-Taltal. Santiago. Inst. Invest. Geológicas.

ORTLIEB L., ZAZO C., GOY J.L., HILLAIRE-MARCEL C., GHALEB B., COUMOYERS L., 1996. Coastal deformation and sea level changes in the Northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky. *Quatern. Sci. Rev.* 15, 819–831. doi:10.1016/S0277-3791(96)00066-2.

PARADISE T.R., 1998. Limestone weathering and rate variability, Great Temple, Amman. *Physical Geography* 19, 133–146.

PARADISE T.R., 2002. Sandstone weathering and aspect in Petra, Jordan. *Zeitschrift für Geomorphologie* 46, 1–17.

PASKOFF R., 1970. Le Chili Semi-Aride. *Recherches Géomorphologiques*. Bordeaux, France (420 págs.).

PEEL R.F., 1974. Insolation weathering: some measurements of diurnal temperature changes in exposed rocks in the Tibesti region, central Sahara. *Zeitschrift für Geomorphologie*. N. F. Supplementband 21, 19–28.

PALMER H. S., POWERS H. A., 1935. Pits in coastal pahoehoe lavas controlled by gas bubbles: *Journal of Geology*, v. 43, p. 639-643.

PENCK A., 1894. *Morphologie der Erdoberfläche*, v. 1: Stuttgart, Germany, J. Englehorn, 214 p.

PLACZEK C. J., MATMON A., GRANGER D. E., QUADE J., NIEDERMANN S., 2010. Evidence for active landscape evolution in the hyperarid Atacama from multiple terrestrial cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters*, 295: 12-20,.

PLACZEK C., QUADE J., RECH J., PATCHETT P.J., PÉREZ DE ARCE C., 2009. Geochemistry, chronology and stratigraphy of Neogene tuffs of the Central Andean region. *Quatern. Geochronol.* 4, 22–36. doi:10.1016/j.quageo.2008.06.002.

POPOFF B., KVELBERG I., 1937. Die Tafoni-Verwitterungserscheinung: *Acta Universitatis Latviensis, Riga-Raksii, Kimijas Fakultate*, Series 4, no. 6, p. 129-368.

PREBBLE M. M., 1967. Cavernous weathering in the Taylor Dry Valley, Victoria Land, Antarctica: *Nature* v. 216, p. 1194-1195.

RAVELO A., ANDREASEN D., LYLE M., LYLE A., WARA M., 2004. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature* 429, 263–267.

RECH J., CURRIE B., MICHALSKI G., COWAN A., 2006. Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology* 34, 761–764.

RECH J., CURRIE B., MICHALSKI G., COWAN A., 2007. Reply: Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology* 34, 761–764. doi:10.1130/G23810Y.1.

RECH J., CURRIE B., SHULLENBERGER E., DUNAGAN S., JORDAN T., BLANCO N., TOMLINSON A., ROWE H., HOUSTON J., 2010. Evidence for the development of the Andean rain shadow from a Neogene isotopic record in the Atacama Desert, Chile. Earth and Planetary Science Letters, 292: 371-382.

RECH J.A., QUADE J., HART W.S., 2003b. Isotopic evidence for the source of Ca and S in soil gypsum, anhydrite and calcite in the Atacama Desert, Chile. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 575– 586.

REICH M., et al., 2009. Supergene enrichment of copper deposits since the onset of modern hyperaridity in the Atacama Desert, Chile. *Miner. Deposita* 1432–1866.

RIKHTER G. D., 1960. Protessy denundatsii v Antarktide, *in* I. V. Maksinov, ed. Ekspeditsiya ha d/e “Ob”, 1956-57 gg Nauchnyye rezul'taty: Leningrad, International Geophysical Year Antarctic Expedition, v. 7, p. 73-84.

RIQUELME R., HÉRAIL G., MARTINOD J., CHARRIER R., DARROZES J., 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S–28°S). Geomorphology, 86: 283–306.

RIQUELME R., MARTINOD J., HÉRAIL G., DARROZES J., CHARRIER R., 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). Tectonophysics, 361: 255-275.

RODRIGUEZ-NAVARRO C., DOEHNE E., SEBASTIAN E., 1999. Origins of honeycomb weathering: The role of salts and wind. *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, no. 8, p. 1250-1255, doi: 10.1130/0016-7606(1999)111<1250: OOHWTR>2.3.CO; 2.

RODWELL M., HOSKINS B., 2001. Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J. Climate* 14 (15), 3192–3211.

RONDEAU M. A., 1965. Formes d'érosion superficielles dan les grès de Fountainbleau: *Association de Géographes Fracais Bulletin*, no. 334-335, p. 58-66.

ROTH E.S., 1965. Temperature and water content as factors in desert weathering. *Journal of Geology* 73, 454–468.

RUIZ C., con la colaboración de AGUIRRE L., CORVALAN J., KLOHN C., KLOHN E., LEVI B., 1965. *Geología y Yacimiento Metalíferos de Chile*. Santiago. Inst. Invest. Geológicas, 386 p.

RUNDEL P.W., DILLON M.O., PALMA B., MOONEY H.A., GULMON S.L., EHLERINGER J.R., 1991. The phytogeography and ecology of the coastal Atacama and Peruvian deserts. *Aliso* 13(1): 1-50.

RUTLLANT J., FUENZALIDA H., ACEITUNO P., 2003. Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: the 1997–1998 Dinámica del Clima de la Región de Antofagasta (DICLIMA) experiment. *J. Geophys. Res.* 108, 4538.

SCHEMENAUER R., CERECEDA P., 1992. The quality of fog water collected for domestic and agricultural use in Chile. *Journal of applied meteorology*, Volume 31: 275-290.

SCHERBER R., 1927. Erosionswirkungen an der toskanischen Felsküste: *Natur und Museum*, v. 62, p. 231-234.

SCHEUBER E., ANDRIESSEN P.A.M., 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama Fault Zone, northern Chile. *J. Struct. Geol.* 12, 243– 257.

SCHEUBER E., REUTTER K.J., 1992. Magmatic arc tectonics in the central Andes between 21°S and 25°S. *Tectonophysics* 205, 127–140.

SEGERSTROM K., HENRÍQUEZ H., 1964. Cavities, or “tafoni”, in rock faces of the Atacama Desert, Chile. *U.S. Geological Survey Research, paper 501-C*, pages C121-C125.

SILLITOE R.H., MORTIMER C., CLARK A.H., 1968. A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, southern Atacama Desert, Chile. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions*, section B. 77, 166–169.

SILLITOE R., McKEE E., 1996. Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province. *Economic Geology* 91 (1), 164.

SIMONOV I. M., 1967. Eolian weathering in the oasis of East Antarctica: *Soviet Antarctic Expedition Information Bulletin* 5, p. 347-351. Translated by American Geophysical Union from *Bulletin* 62, p. 37-43.

SMITH B.J., 1977. Rock temperature measurements from the northwest Sahara and their implications for rock weathering. *Catena* 4, 41–63.

SMITH B.J., GOMEZ-HERAS M., McCABE S., 2008a. Understanding the decay of stone-built cultural heritage. *Progress in Physical Geography* 32, 439–461.

SMITH B.J., MCGREEVY J.P., 1988. Contour scaling of a sandstone by salt weathering under simulated hot desert conditions. *Earth Surface Processes and Landforms* 13, 697–706.

SMITH B.J., MCGREEVY J.P., WHALLEY, W.B., 1987. Silt production by weathering of a sandstone under hot arid conditions: a simulation study. *Journal of Arid Environments* 12, 199–214.

SMITH B.J., SRINIVASAN S., GOMEZ-HERAS M., BASHEER P.A.M., VILES H.A. 2008b. In: Ottosen, L.M., Rorig-Dalgaard, I., Larsen, P.K., Brajer, I., Bollingstoft, P., Marciniak, M., Svane, M. (Eds.), *Experimental studies of near-surface temperature cycling and surface wetting and its implications for salt weathering: Salt weathering on buildings and stone sculptures*. Technical University of Denmark, Copenhagen, pp. 65–78.

SMITH B.J., SRINIVASAN S., GOMEZ-HERAS M., BASHEER P.A.M., VILES H.A., 2010. Near-surface temperature cycling of stone and its implications for scales of surface deterioration, *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorph.2010.10.005.

SMITH B.J., TURKINGTON A.V., WARKE P.A., BASHEER P.A.M., McALISTER J.J., MENEELY J., CURRAN J.M., 2002. Modelling the rapid retreat of building sandstones. A case study from a polluted maritime environment: *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 205, pp. 339–354.

SMITH B.J., WARKE P.A., MCGREEVY J.P., KANE H.L., 2005. Salt-weathering simulations under hot desert conditions: agents of enlightenment or perpetrators of preconceptions? *Earth Surface Processes and Landforms* 67, 211–227.

SNETHLAGE R., WENDLER E., 1997. In: Baer, N.S., Snethlage, R. (Eds.), *Moisture cycles and sandstone degradation: Saving our architectural heritage*. Wiley, Chichester, pp. 7–24.

SOTO G. Captación de agua de las nieblas costeras (camanchaca), Chile. Manual de captación y aprovechamiento del agua de lluvia; experiencias en América Latina. Serie: Zonas áridas y semiáridas N° 13, 2000.

STRÄTER E., WESTBELD A., KLEMM O., 2010. Pollution in coastal fog at Alto Patache, Northern Chile. *Environ Sci Pollut Res*, DOI 10.1007/s11356-010-0343-x.

TAKAHASHI K., BATTISTI D., 2007. Processes controlling the mean tropical Pacific precipitation pattern. *J. Climate* 20, 3434–3451.

TAYLOR G.K., GROCCOTT J., POPE A., RANDALL, D.E., 1998. Mesozoic faults systems, deformation and fault block rotation in the Andean forearc: a crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Tectonophysics* 299, 93– 109.

THIELE R., PINCHEIRA M., 1987. Tectónica transpresiva y movimiento de desgarre en el segmento sur de la Zona de Falla de Atacama, Chile. *Rev. Geol. Chile* 31, 77–94.

TOSDAL R.M., CLARK A.H., FARRAR E., 1984. Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southern Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.* 95, 1318–1332.

TREVES S. B., 1962. The geology of Cape Evans and Cape Royds, Ross Island, Antarctica, *in* Wexler, H., ed., *American Geophysical Union Monograph Number 7*, p. 40-46.

TRICART J., 1972. *The landforms of the humid tropics, forests, and savannas*: New York, St. Martins Press, p. 106-108.

TRICART J., 1977. *Précis de Géomorphologie Tome II: Géomorphologie Dynamique Générale*". Société D'Édition D'Enseignement Supérieur (pp. 56-63).

TWIDALE C., BOURNE J. 1975. The subsurface initiation of some minor granite landforms. *J. Geol. Soc. Aust.* 22: 477-484.

VARGAS G., RUTLLANT J., ORTLIEB L., 2006. ENSO climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17–24 S). *Earth Planet. Sci. Lett.* 249, 467–483.

VERA C., et al., 2006. Toward a unified view of the American Monsoon Systems. *J. Climate* 19, 4977–5000.

VILLAGRÁN C., ARROYO M.T.K., MARTICORENA C., 1983. Efectos de la desertización de la flora andina de Chile. *Rev. Chil. Hist. Nat.* 56, 137–157.

VIRJI H., 1981. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *Monthly Weather Review* 109 (3), 599–610.

VOGEL S., VILA T., 1980. Cuadrángulos Arica y Poconchile, región de Tarapacá. *Carta Geológica de Chile Escala 1: 100,000*, 35.

VORONOV P. S., 1960. Nekotovyie cherty geomorfologii Antarktidy: Trudi Nauchono-Issledovate Skogo Institututa Geologii Arktiki, v. 113, p. 183-208.

VUILLE M., AMMANN C., 1997. Regional snowfall patterns in the high, arid Andes. *Clim. Change* 36, 413–423.

VUILLE M., BRADLEY R., KEIMIG F., 2003. Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *J. Geophys. Res. Atmos.* 105.

VUILLE M., KEIMIG F., 2004. Interannual variability of summertime convective cloudiness and precipitation in the Central Andes derived from ISCCP-B3 data. *J. Climate* 17, 3334–3348. doi:10.1175/1520-0442(2004) 017b3334:IVOSCCN2.0.CO;2.

WANG Y., XIE S., XU H., WANG B., 2004. Regional model simulations of marine boundary layer clouds over the Southeast Pacific off South America. Part I: Control experiment. *Mon. Weather Rev.* 132, 274–296.

WARKE P. A., SMITH B.J., 1994. Short-term rock temperature fluctuations under simulated hot desert conditions: some preliminary data. In: Robinson, D.A., Williams, R.B.G. (Eds.), *Rock Weathering and Landform Evolution*. Wiley, Chichester, pp. 57–70.

WARKE P. A., SMITH B.J., 1998. Effects of direct and indirect heating on the validity of rock weathering simulation studies and durability tests. *Geomorphology* 22, 347–357.

WARKE P. A., SMITH B.J., 2000. Salt distribution in clay-rich weathered sandstone. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 1333–1342.

WARKE P. A., SMITH B.J., MAGEE R.W., 1996. Thermal response characteristics of stone: implications for weathering of soiled surfaces in urban environments. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 295–306.

WETZEL W., 1927. Beitrage zur Erdgeschichte der mittleren Atacama. *Stuttgart, N. Jahr. Min. Geol. Pal.*, 58 p. 505-578.

WIHELMI H., 1964. Cavernous rock surfaces (tafoni) in semiarid and arid climates: Pakistan Geographical Review, v. 19, p. 9-13.

WILKES E., GORLER K., 1988. Sedimentary and structural evolution of the Cordillera de la Sal, 11 Región, Chile. V Congreso Geológico Chileno 1 (A1173-1-1188).

YATSU E., 1988. The Nature of Weathering: An Introduction. Sozisha: Overseas distributor Maruzen Co., Tokyo. xiii, 624 pp.

ZENTILLI M., 1974. Geological evolution and metallogenetic relationship in the Andes of northern Chile between 26° and 29° South. A thesis of degree of Doctor of Philosophy. Kingston, Ontario, Queen's University, 446 p.

ZACHOS J., PAGANI M., SLOAN L., THOMAS E., BILLUPS K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science 292, 686–693.

ZHOU J., LAU K., 1998. Does a monsoon climate exist over South America? J. Climate 11, 1020–1040.

ANEXO A: OBSERVACIONES EN TERRENO

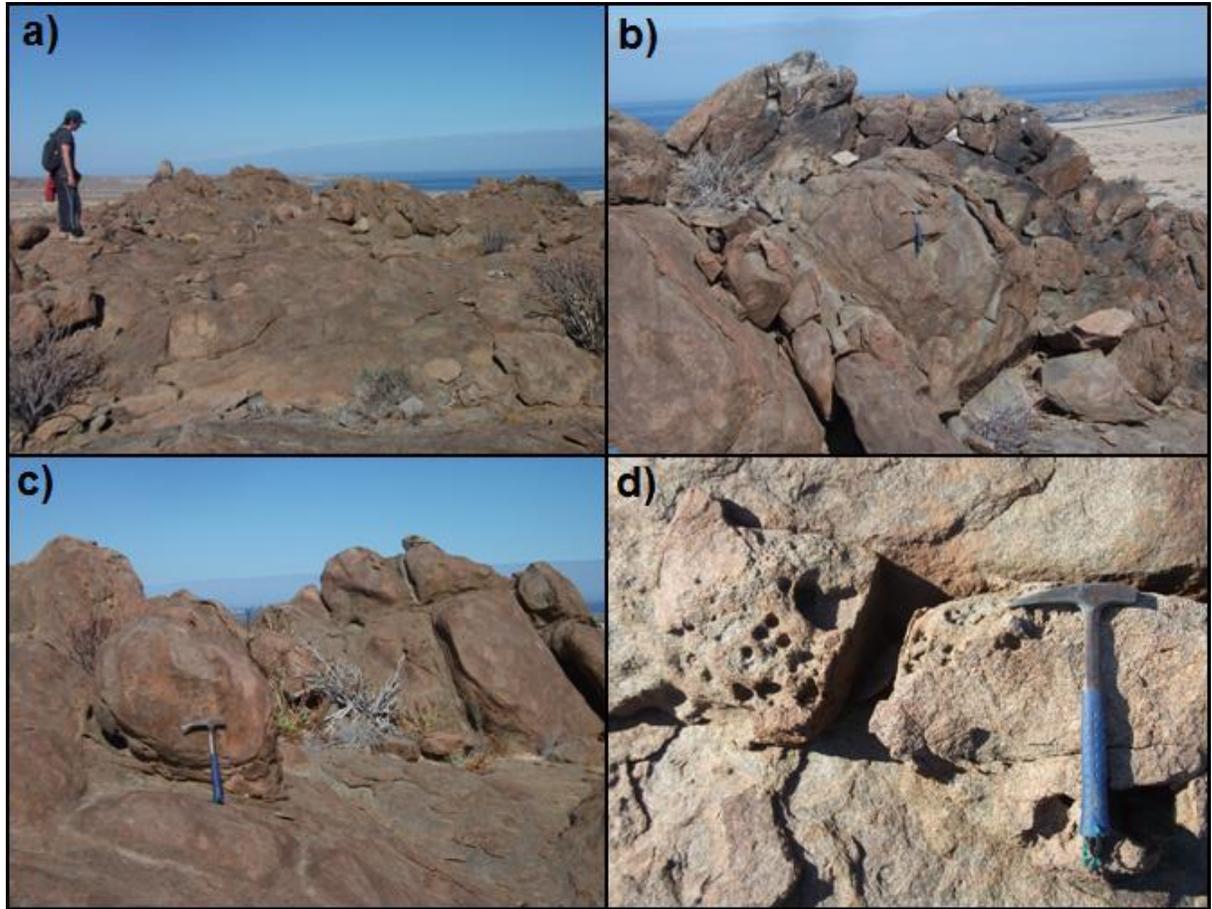


Figura 1: Afloramiento Af1, Punta Totoralillo.

a): vista general del afloramiento, se observa meteorización esferoidal y alteración rojiza; b): meteorización esferoidal y exfoliación de la roca; c): meteorización esferoidal a partir de diaclasas; d): alveolización incipiente, en general menores a 5 cm.

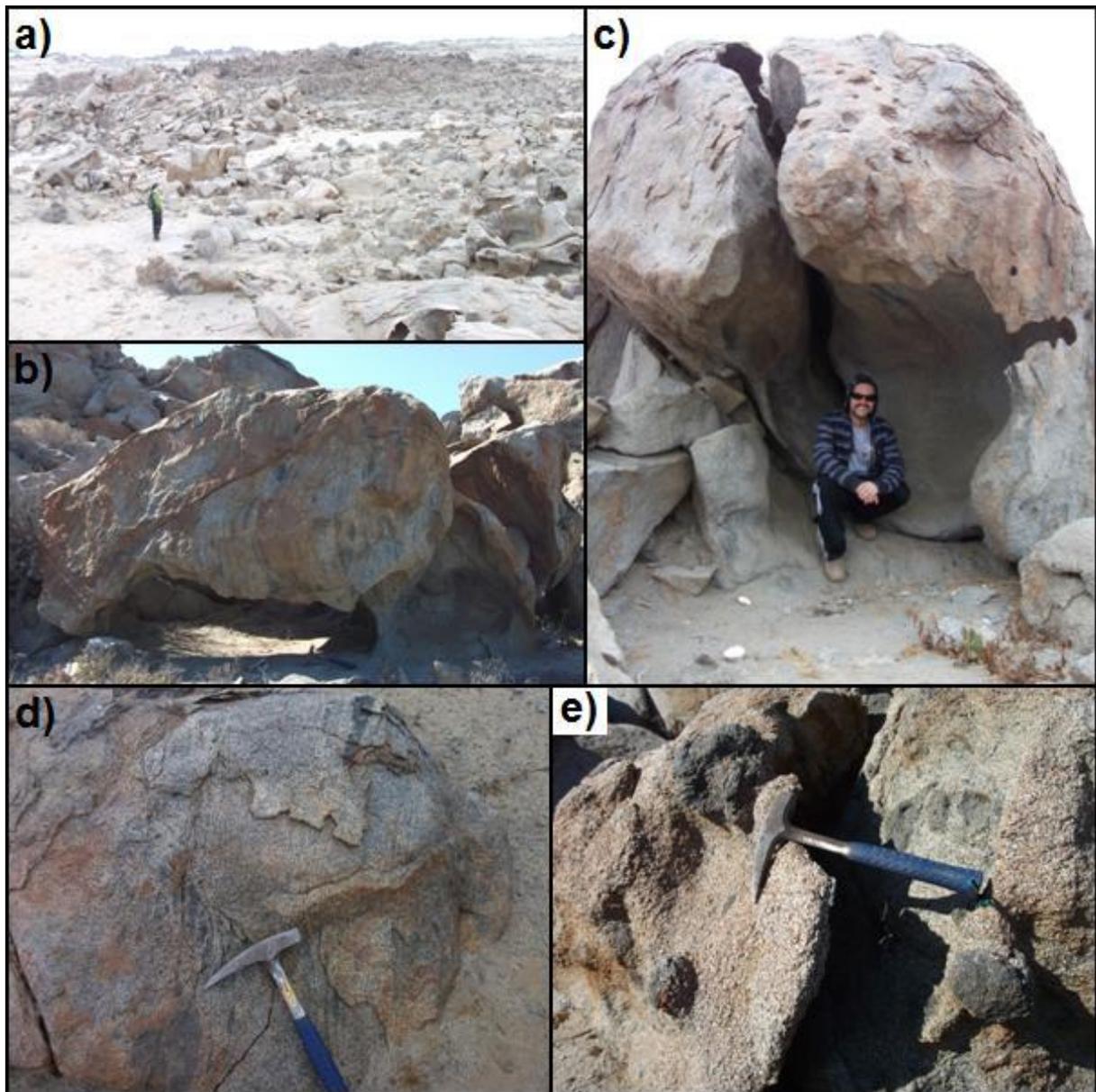


Figura 2: Afloramiento Af2, Punta Totoralillo.
a): vista general del afloramiento; b): *tafone* basal: 1,20 m de ancho, 1 m de alto; c): *tafone* lateral;
d): exfoliación de la roca; e): enclaves máficos más resistentes que la roca.

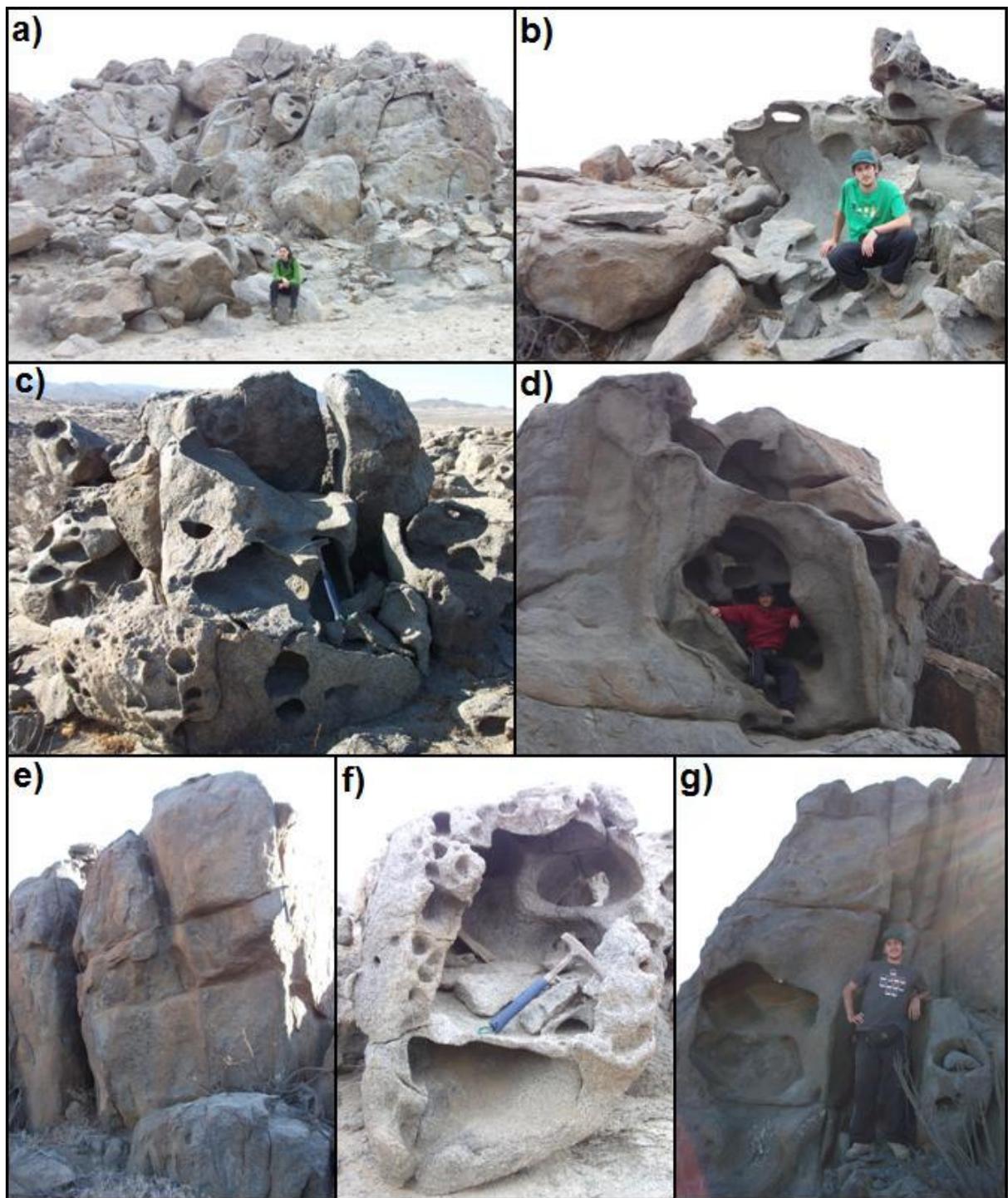


Figura 3: Afloramiento Af3, Punta Totoralillo.

a): vista general del afloramiento; b)-c): *tafoni* menores y alveolos; d): *tafoni* lateral de 1,70 m de alto y 1 m de ancho, con *tafoni* en su interior; e): meteorización esferoidal a partir de estructuras; f): *tafoni* laterales asociados con alveolos menores, en general 50% alveolos y 50% *tafoni*; g): *tafoni* laterales y meteorización esferoidal a partir de diaclasas.

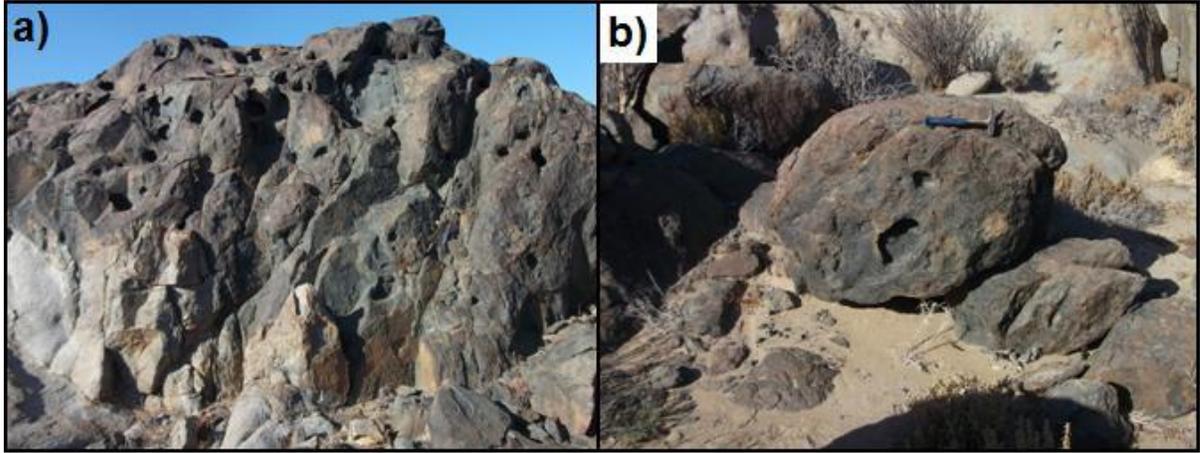


Figura 4: Diques en el Zoológico de Piedra.
a): dique Z6; b): dique Z7.



Figura 5: Terrazas marinas identificadas en el Zoológico de Piedra.
a): terraza marina pleistocena, vista a la costa; b): terraza marina pleistocena, vista al interior; c): terraza marina holocena; d): terraza marina holocena y farallón costero (límite entre ambas terrazas).



Figura 6: Desagregación granular incipiente.
Cavidades de 3 mm de diámetro, probablemente por la erosión de biotita.



Figura 7: Zona intermareal.
a): en la zona intermareal no se presentan cavidades, las caras rocosas son lisas y redondeadas;
b): alveolización incipiente, límite entre zona intermareal y zona supramareal.

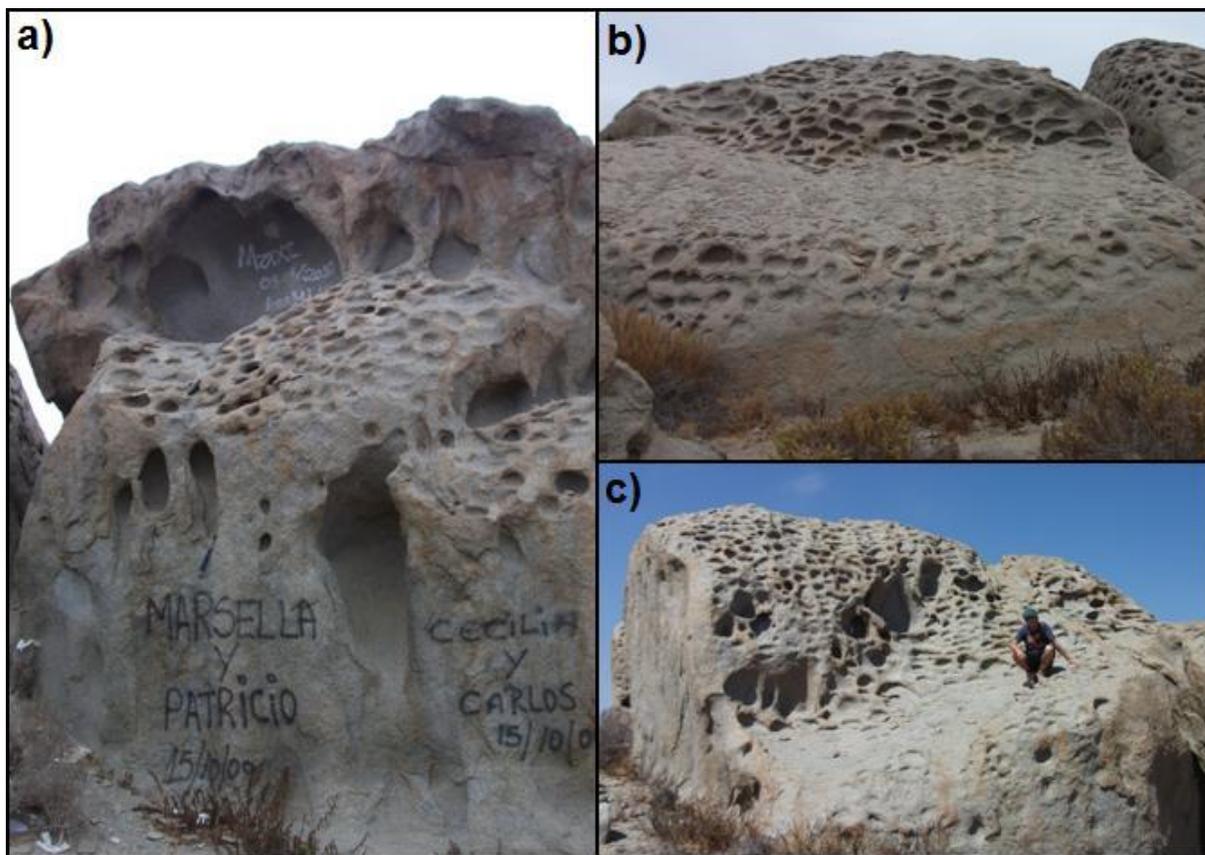


Figura 8: Relación entre la pendiente y desarrollo de cavidades.

A mayor pendiente de la pared rocosa, se tienden a formar cavidades de mayor tamaño. a): alveolos de 15 cm de diámetro, 10 cm profundidad, 40% de la roca; b): cavidades de hasta 70 cm ancho, 30 cm alto, 30 cm profundidad, 50% de la roca; c): sector terraza holocena, cercano al sitio Z10. Las tres fotografías fueron tomadas en el Zoológico de Piedra.

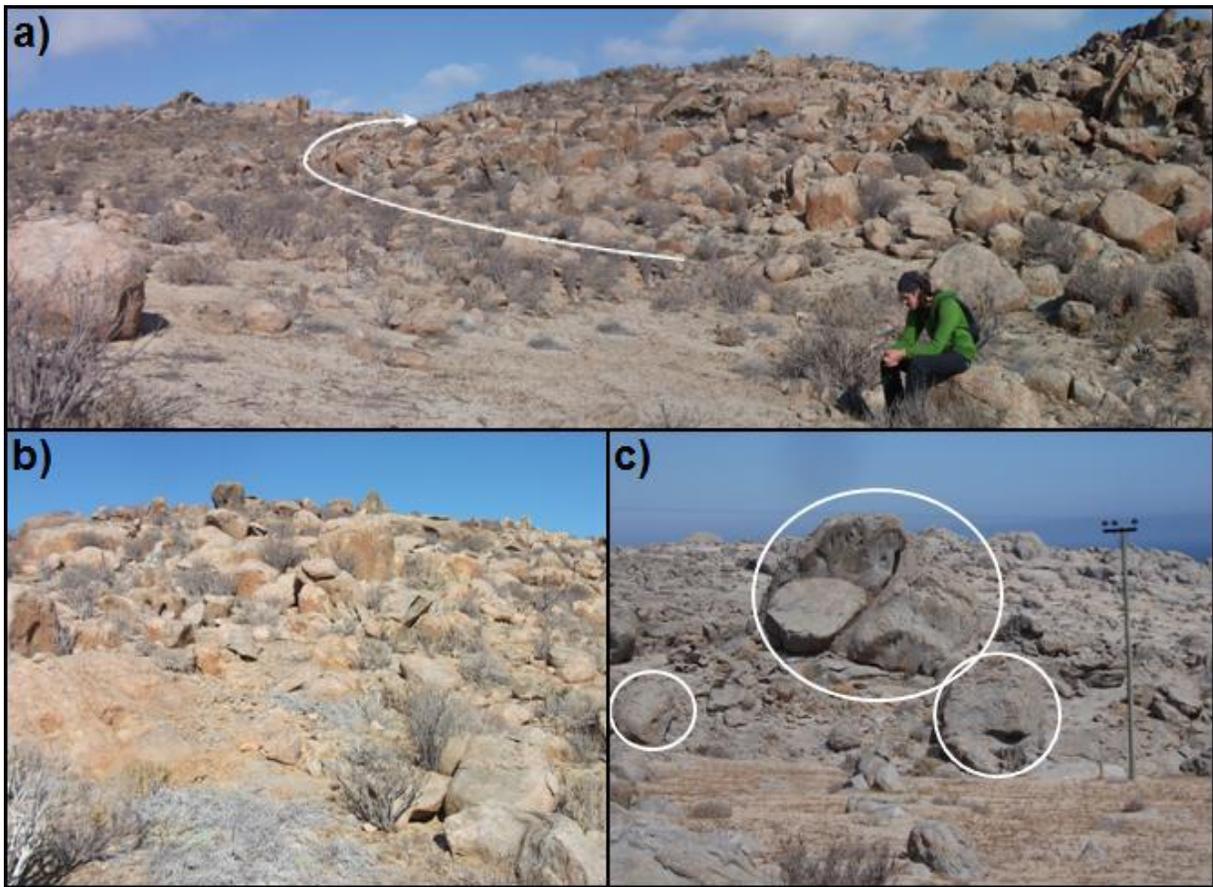


Figura 9: Las cavidades se concentran a lo largo de quebradas.

a): sector límite superior (LS2_z), las cavidades alcanzan mayores cotas a través de la quebrada (flecha blanca), foto al E, dirección: N30°E; **b):** ladera del sitio Z4, aledaña a la quebrada de a), prácticamente no se presentan *tafoni*, foto al E, dirección: N55°W; **c):** sector del sitio Z10, terraza holocena, las caras de roca a lo largo de la quebrada presentan alveolos (círculos blancos), pero más atrás se ven caras sin cavidades.

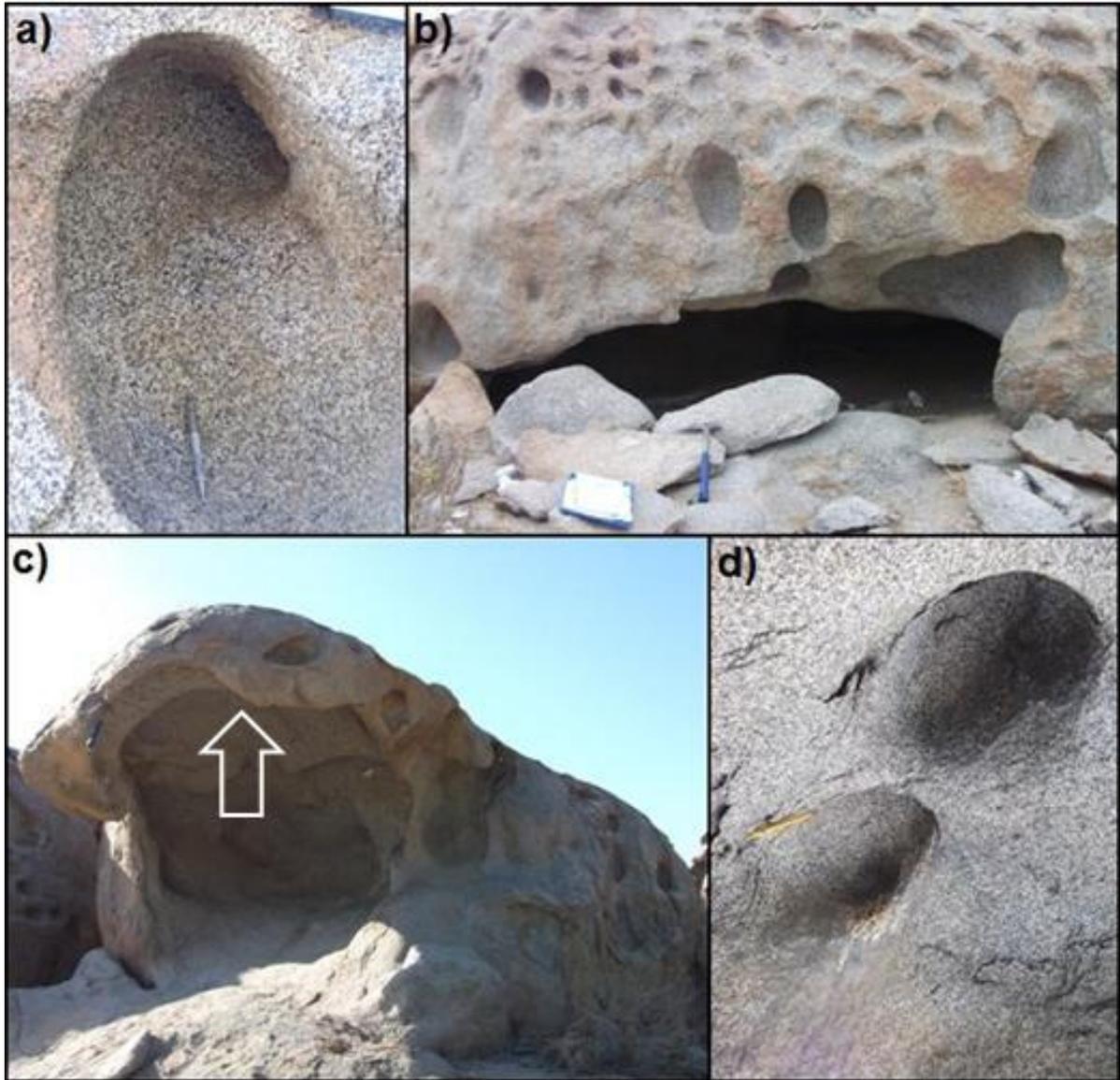


Figura 10: Dinámica de crecimiento de cavidades.

a): cavidad creciendo hacia arriba y dentro de la roca, al interior presenta exfoliación (capas 1 a 2 mm); b): *tafone* basal de 2,7 m ancho, 1,5 m profundidad, 60 cm alto; c): *tafone* lateral que a su vez presenta cavidades desarrolladas totalmente en su techo (flecha blanca); d): cavidades desarrolladas en el techo del *tafone* en c).

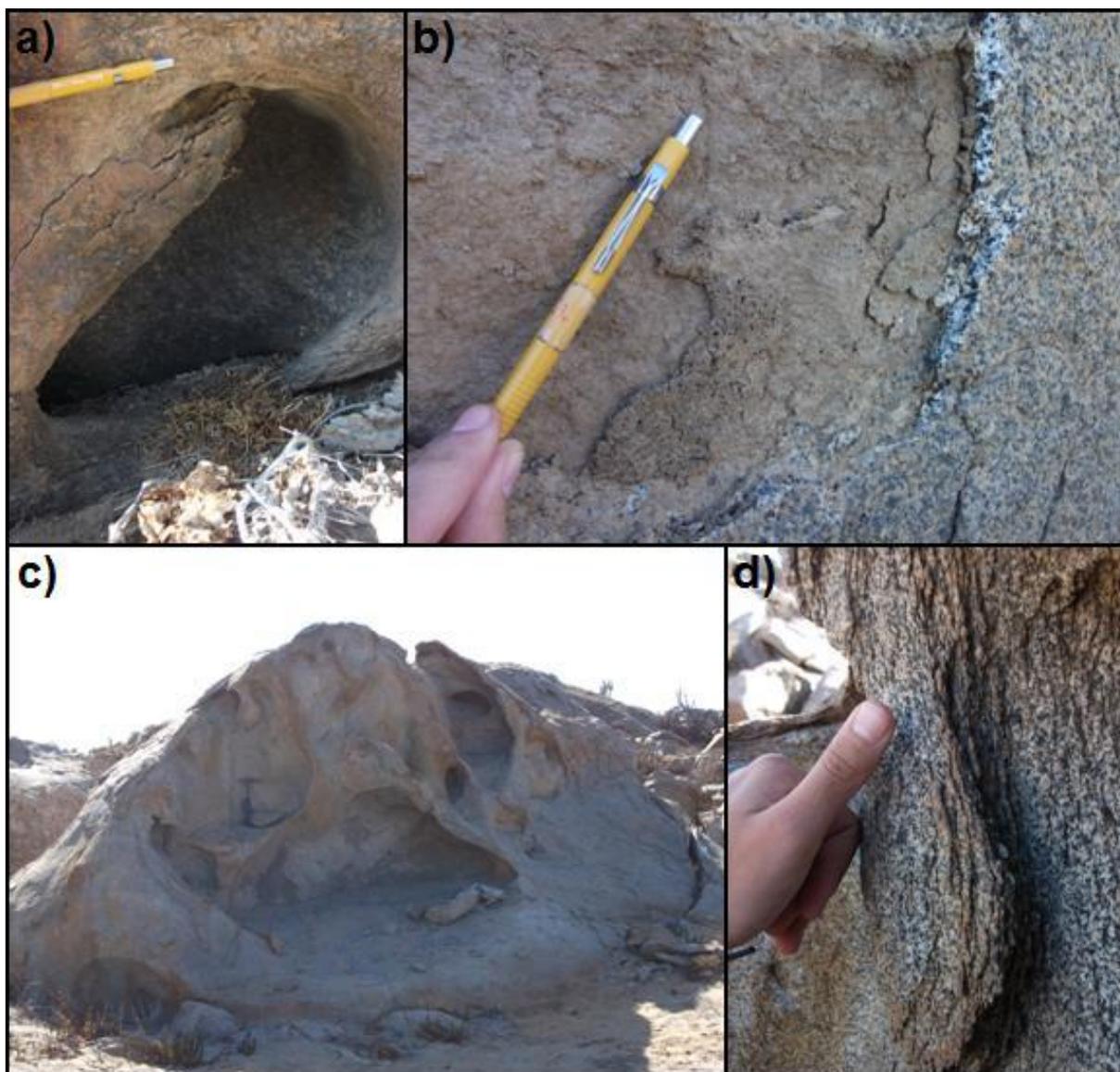


Figura 11: Exfoliación milimétrica al interior de cavidades.

a): cavidad asociada a exfoliación en dique D1; b): material tamaño arcilla entre las capas de exfoliación; c): *tafona* lateral de 2,5 m ancho, 80 cm alto, 60 cm profundidad; al interior presenta exfoliación (capas de 1 mm) que se deshacen muy fácil, hay polvillo de roca; d): exfoliación en el *tafona* de c).

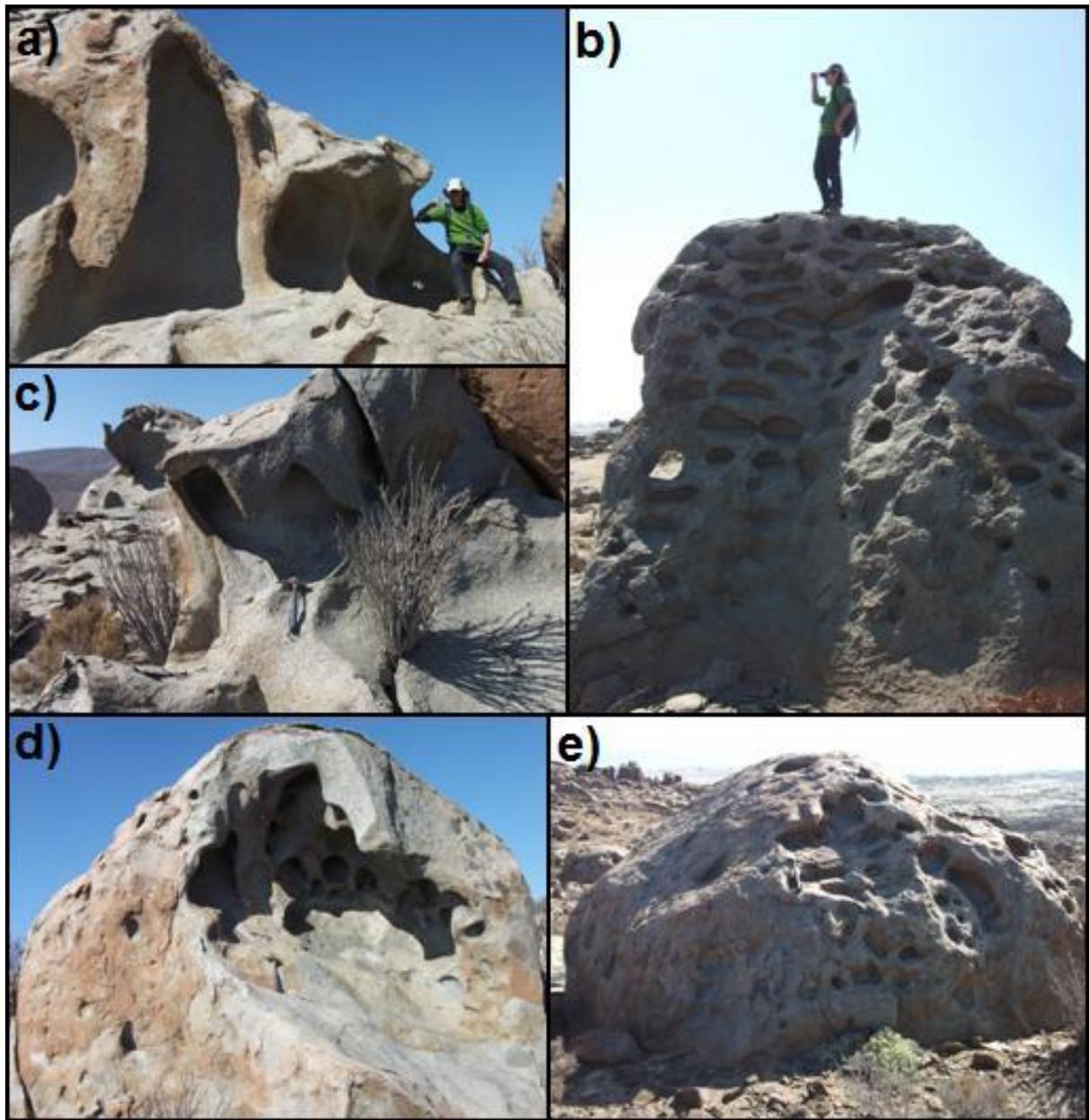
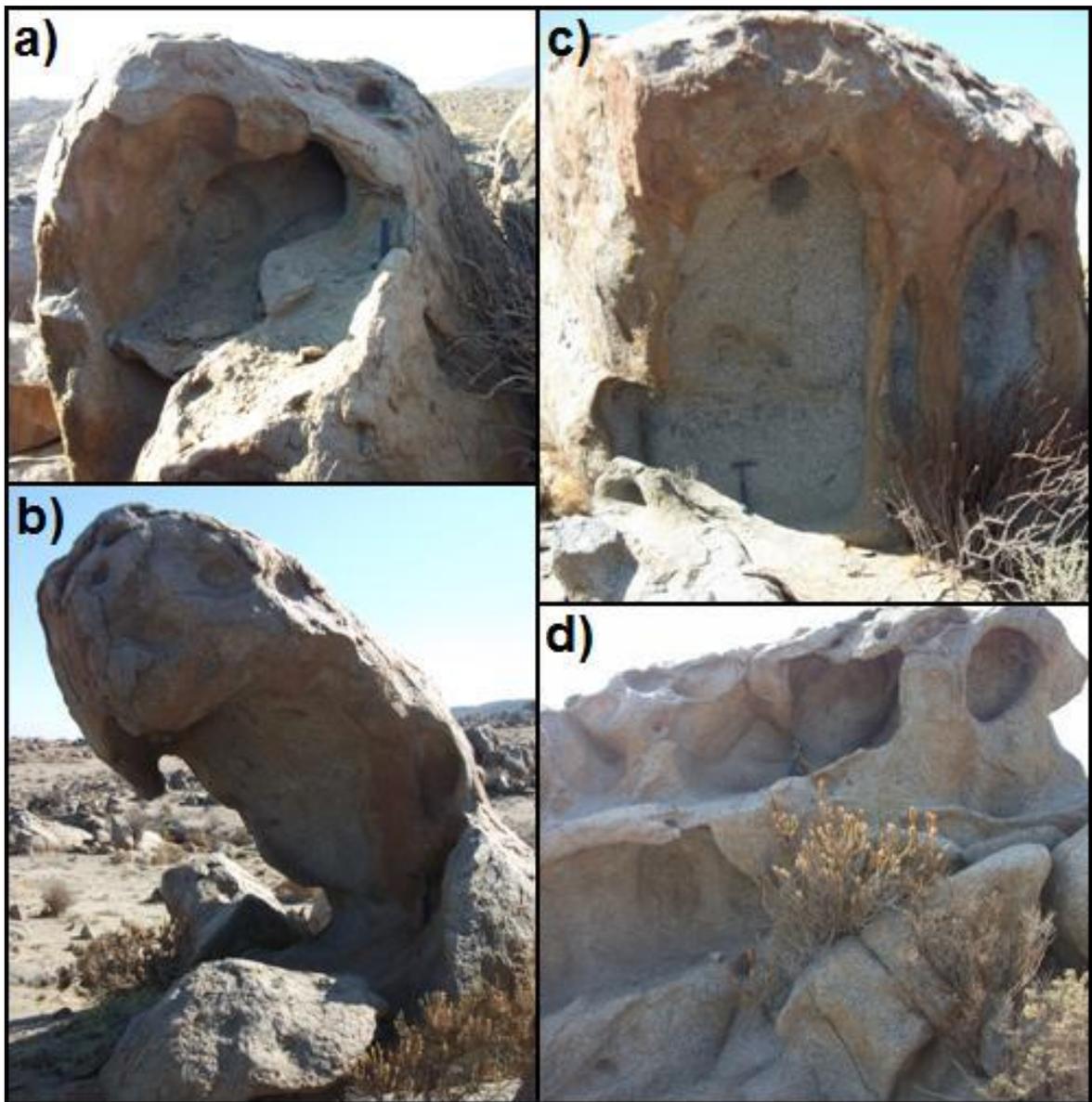


Figura 12: Sitios y muestras del Zoológico de Piedra.

a): muestra Z1; b): cara opuesta de Z1 presentando alveolos; c): muestra Z2; d): muestra Z3; e): lado posterior de Z3.



**Figura 13: Sitios y muestras del Zoológico de Piedra.
a): muestra Z5; b): muestra Z8; c): muestra Z9; d): muestra Z10.**

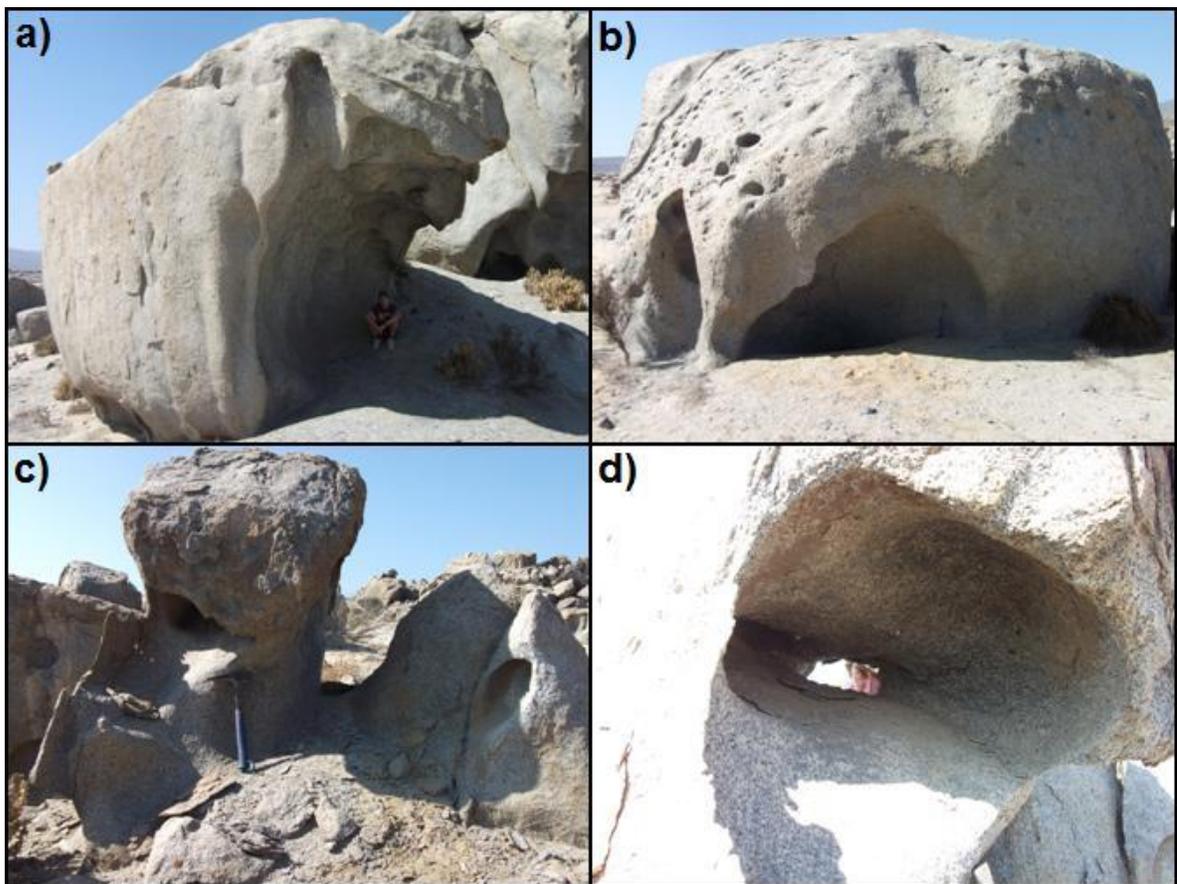


Figura 14: Sitios y muestras del Zoológico de Piedra. a): muestra Z11; b): muestra Z12; c)-d): muestra Z13.

ANEXO B: ANÁLISIS PETROGRÁFICO

Tabla 1: Petrografía microscópica de las muestras.

Abreviaciones: **anf:** anfíbola, **bt:** biotita, **px:** piroxeno, **cpx:** clinopiroxeno, **pl:** plagioclasa, **qz:** cuarzo, **K-feld:** feldespato potásico, **ep:** epidota, **chl:** clorita, **text.:** textura, **cx:** cristal.

Corte	Texturas	Mineralogía	Observaciones
A1M	Coronítica y poikilítica	anf: 22%, hasta 3 mm, principalmente como borde de pxs; bt: 23%, hasta 3 mm, como borde de anf y cxs aislados; px: 15%, hasta 1,5 mm, en text. coronítica, alterados a óxidos de Fe; pl: 21%, hasta 5 mm; qz: 17%, hasta 1,5 mm, rellena espacios; K-feld: 2%, hasta 1 mm.	Text. coronítica bien marcada: anf como borde de pxs, y a su vez bt como borde de anfs. Text. poikilítica: anf y bt tienden a rodear y contener cxs félsicos. Óxidos de Fe alterando a pxs y en contactos de cxs, pero en menor medida que en A1B; le dan el color café-rojizo a la roca. Fotomicrografías en Figura 1, Anexo B.
A1B	Coronítica y poikilítica	anf: 15%, 0,2 a 3 mm, principalmente como borde de pxs; bt: 25%, hasta 3 mm, como borde de anf y cxs aislados; px: 20%, 0,1 a 2 mm, principalmente cpxs, en text. coronítica y cxs aislados, agregados granulares y cxs alterados; pl: 22%, hasta 5 mm, cxs subhedrales; qz: 16%, hasta 1,5 mm, rellena espacios, de menor tamaño que las pls; K-feld: 2%, hasta 1,5 mm.	Text. coronítica: anf como borde de pxs, y a su vez bt como borde de anfs. Text. poikilítica: anf y bt tienden a rodear y contener cxs félsicos. Los pxs le dan el color café-rojizo a la roca, se presentan alterados por óxidos o hidróxidos de Fe, los que se presentan también en los contactos de cxs en el resto del corte. Fotomicrografías en Figura 1, Anexo B.
A3M	Coronítica y poikilítica	anf: 25%, hasta 4 mm, en text. coronítica y cxs aislados; bt: 29%, hasta 5 mm, como borde de anf y cxs aislados; px: 1%, hasta 0,5 mm, 1 cx como relicto de text. coronítica; pl: 23%, hasta 5 mm; qz: 20%, hasta 5 mm; K-feld: 2%, hasta 2,5 mm.	Text. coronítica y poikilítica (muy marcada) de cxs máficos. Muy baja cantidad de sales intercrystalinas, difícil de verlas con alto aumento. Opacos en pls y también en algunas anfs. Fotomicrografías en Figura 2, Anexo B.
A3B	Coronítica y poikilítica	anf: 26%, hasta 5 mm, en text. coronítica y cxs aislados; bt: 28%, hasta 6 mm, como borde de anf y cxs aislados; px: 1%, hasta 0,3 mm, como relictos de text. coronítica; pl: 24%, hasta 5 mm; qz: 19%, hasta 2,5 mm; K-feld: 2%, hasta 2 mm.	Text. coronítica (poco marcada) y poikilítica (muy marcada) de cxs máficos. Muy baja cantidad de sales intercrystalinas, difícil de verlas con alto aumento. Roca muy poco alterada, sólo algunas pls con ep. Opacos en pls y en algunas anfs y bts. Fotomicrografías en Figura 2, Anexo B.

Tabla 1: Petrografía microscópica de las muestras.

Abreviaciones: anf: anfíbola, bt: biotita, px: piroxeno, cpx: clinopiroxeno, pl: plagioclasa, qz: cuarzo, K-feld: feldespato potásico, ep: epidota, chl: clorita, text.: textura, cx: cristal.

Corte	Texturas	Mineralogía	Observaciones
A2.1M	Coronítica y poikilítica	anf: 23%, hasta 3 mm, en text. coronítica y cxs aislados; bt: 21%, hasta 2,5 mm, como borde de anf y cxs aislados; px: 1%, hasta 0,4 mm, como relictos de text. coronítica; pl: 17%, hasta 3 mm; qz: 26%, hasta 2,5 mm; K-feld: 2%, hasta 2 mm.	Text. coronítica menos notoria, hay cxs aislados; se observa text. poikilítica de cxs máficos rodeando a cxs félsicos. Las sales intercrystalinas se presentan en todo el corte como líneas muy finas en los contactos. Fotomicrografías en Figura 3, Anexo B.
A2.1B	Coronítica y poikilítica	anf: 26%, hasta 5 mm (2 mm en promedio), en text. coronítica y cxs aislados; bt: 24%, hasta 3 mm, como borde de anf y cxs aislados; pl: 27%, hasta 3 mm, algunos cxs con ep; qz: 26%, hasta 2 mm; K-feld: 2%, hasta 2 mm.	Text. coronítica menos notoria, hay cxs aislados; se observa text. poikilítica de cxs máficos rodeando a cxs félsicos. Se ven menos sales que en A2.1M, se presentan como líneas en ciertas zonas del corte, pero más notorias que en A3. Fotomicrografías en Figura 3, Anexo B.
Z1M	Coronítica y poikilítica	anf: 27%, hasta 5 mm, en text. coronítica y cxs aislados; bt: 27%, hasta 8 mm, como borde de anf y cxs aislados, presentan agregados de cxs submicroscópicos en dendritas; px: 1%, hasta 0,2 mm, como relicto de text. coronítica; pl: 26%, hasta 5 mm, algunos pocos cxs con ep; qz: 22%, hasta 3 mm, rellena espacios, con rutilo; K-feld: 2%, hasta 0,8 mm.	Máficos en text. coronítica y como cxs aislados; text. poikilítica de máficos (la bt más que la anf), aunque se ven ciertos cxs sin esta text. Se presenta ep y chl en abundancia muy baja. Las sales intercrystalinas se presentan en agregados bien desarrollados en los contactos y en microfracturas en cxs, tb. se ven cxs cúbicos. Fotomicrografías en Figura 4, Anexo B.
Z1B	Coronítica y poikilítica	anf: 27%, hasta 5 mm, en text. coronítica y cxs aislados; bt: 27%, hasta 9 mm, presenta dendritas; px: 1%, hasta 0,2 mm, relicto de text. coronítica; pl: 25%, hasta 6,5 mm, algunos pocos cxs con ep; qz: 23%, hasta 2,5 mm, con rutilo; K-feld: 2%, hasta 2 mm.	La text. coronítica se presenta muy poco; text. poikilítica en la mayoría de los cxs máficos. Se presenta una vetilla de qz de 0,5 mm grosor. Las sales se presentan en agregados en contactos y fracturas de cristales, también se observan cristales cúbicos. Fotomicrografías en Figura 4, Anexo B.

Tabla 1: Petrografía microscópica de las muestras.

Abreviaciones: anf: anfíbola, bt: biotita, px: piroxeno, cpx: clinopiroxeno, pl: plagioclasa, qz: cuarzo, K-feld: feldespato potásico, ep: epidota, chl: clorita, text.: textura, cx: cristal.

Corte	Texturas	Mineralogía	Observaciones
Z5M	Poikilítica	anf: 23%, hasta 3 mm; bt: 22%, hasta 2,5 mm; pl: 26%, hasta 3 mm, algunos cxs con ep; qz: 28%, hasta 3,5 mm; K-feld: 1%, hasta 0,5 mm.	Máficos en text. poikilítica (la bt más que la anf), pero no tan desarrollada. Se presenta un cx de ep. Las sales se presentan como agregados en gran parte del corte, en sectores se ve que se concentran más en contactos de cxs menores. Fotomicrografías en Figura 5, Anexo B.
Z5B	Poikilítica	anf: 22%, hasta 3 mm; bt: 23%, hasta 4 mm, 1 cx alterado a chl; pl: 26%, hasta 3 mm, algunos cxs con ep; qz: 28%, hasta 2 mm, rellena espacios; K-feld: 1%, hasta 0,5 mm.	Text. poikilítica de máficos poco marcada (la bt más que la anf). Las sales se presentan como agregados en un sector del corte. Fotomicrografías en Figura 5, Anexo B.
Z9B	Poikilítica	anf: 24%, hasta 4,5 mm; bt: 26%, hasta 5 mm; pl: 25%, hasta 6 mm, algunos pocos cxs con ep; qz: 23%, hasta 2,5 mm; K-feld: 2%, hasta 2 mm.	Máficos en text. poikilítica (la bt más que la anf), pero no tan desarrollada. Vetilla de qz de 0,2 mm grosor. Las sales se concentran bien en un sector del corte como agregados, en el resto del corte se ven líneas muy delgadas. Fotomicrografías en Figura 6, Anexo B.
Z12B	Coronítica y poikilítica	anf: 21%, hasta 5 mm, en text. coronítica y cxs aislados; bt: 24%, hasta 6 mm, como borde de anf y cxs aislados; pl: 27%, hasta 4,5 mm (2 mm en promedio), algunos cxs con ep; qz: 26%, hasta 2 mm (0,5 mm en promedio); K-feld: 2%, hasta 1 mm.	Máficos en text. coronítica y como cxs aislados; text. poikilítica de máficos bien marcada. Se presenta 1 cx de chl y una vetilla de qz de 0,1 mm grosor. Las sales se presentan en agregados bien desarrollados en casi todo el corte, también se ven cxs cúbicos. Fotomicrografías en Figura 7, Anexo B.

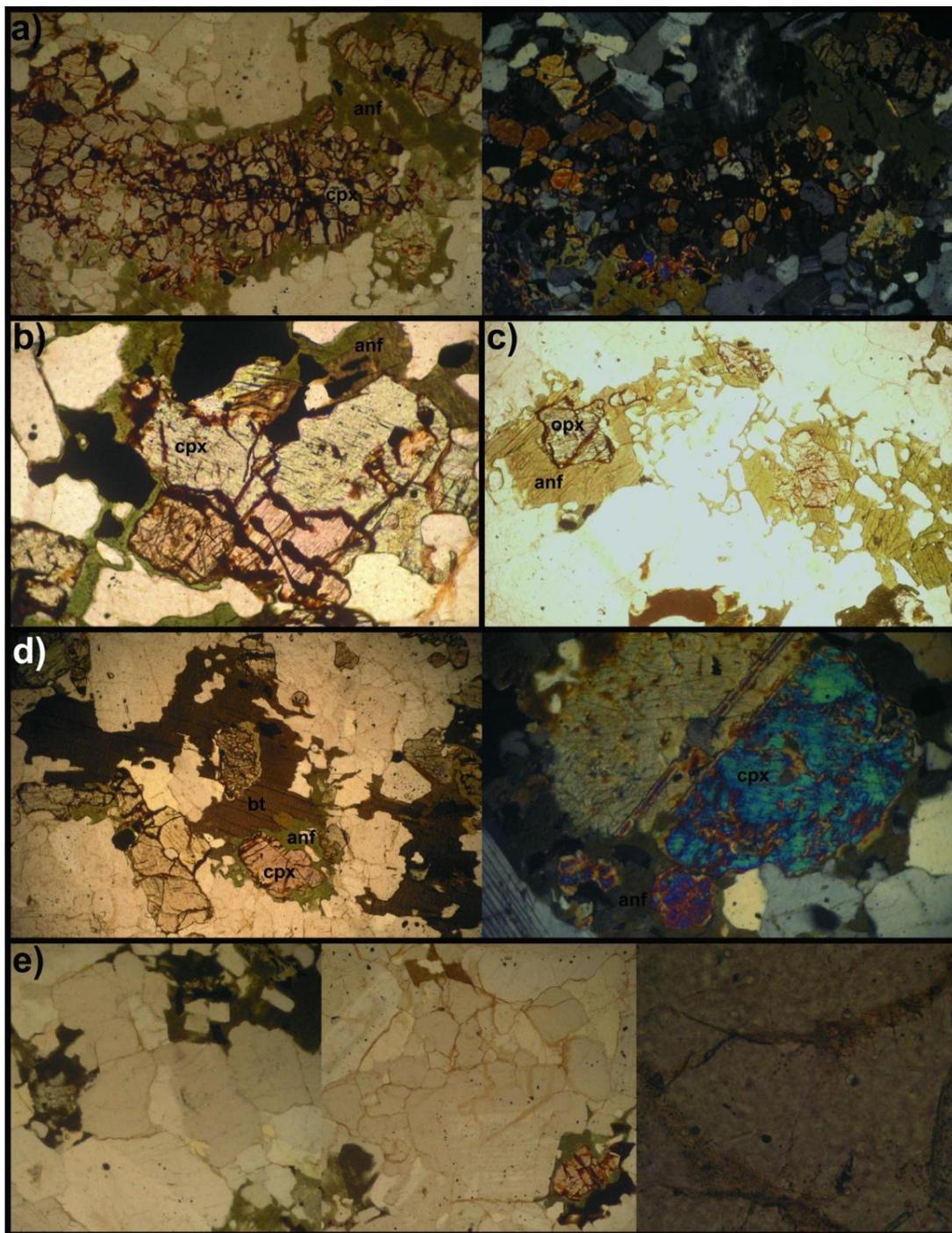


Figura 1: Fotomicrografías muestra A1M y A1B.

a): textura coronítica: clinopiroxenos alterados a óxidos de hierro con borde de anfíbolos (A1B, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos y cruzados); b): óxidos de hierro alterando a clinopiroxenos y borde de anfíbolos (A1B, aumento objetivo 10X, nícoles paralelos); c): textura poikilitica de anfíbolos (A1B, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos); d): textura coronítica de piroxeno, anfíbola y biotita (A1B, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos), clinopiroxeno con borde de anfíbola (A1M, aumento objetivo 10X, nícoles cruzados); d): óxidos de hierro en contactos cristalinos en A1M (aumento objetivo 4X, nícoles paralelos), mayor cantidad de óxidos de hierro en contactos cristalinos en A1B (aumento objetivo 4X, nícoles paralelos), óxidos de hierro en contactos de cristales de cuarzo (A1B, aumento objetivo 40X, nícoles paralelos).

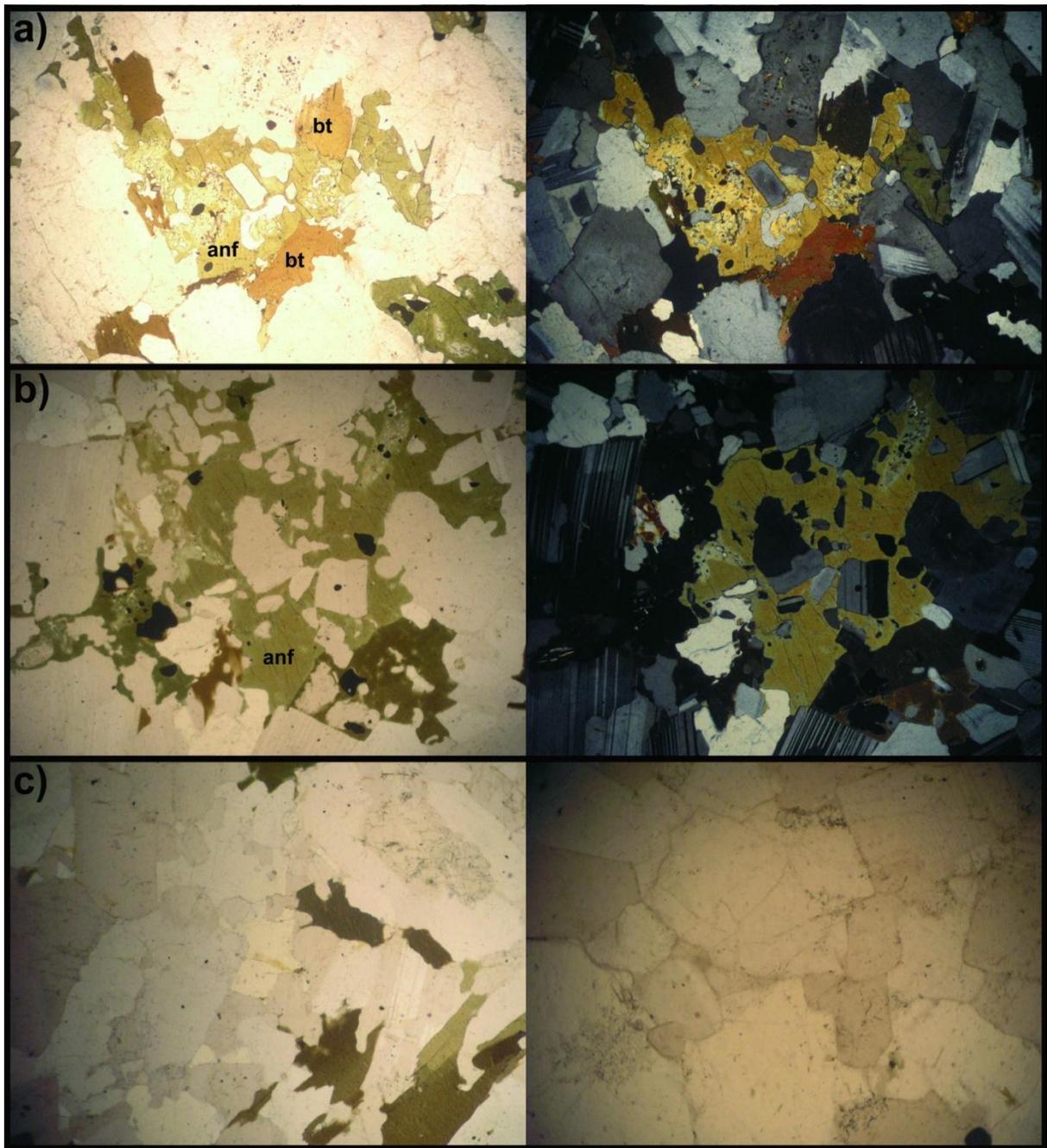


Figura 2: Fotomicrografías muestras A3M y A3B.

a): textura coronítica y poikilítica (A3M, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos y cruzados); b): textura poikilítica (A3B, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos y cruzados); c): sales intercristalinas (A3M, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos), sales intercristalinas (A3B, aumento objetivo 10X, nícoles paralelos).

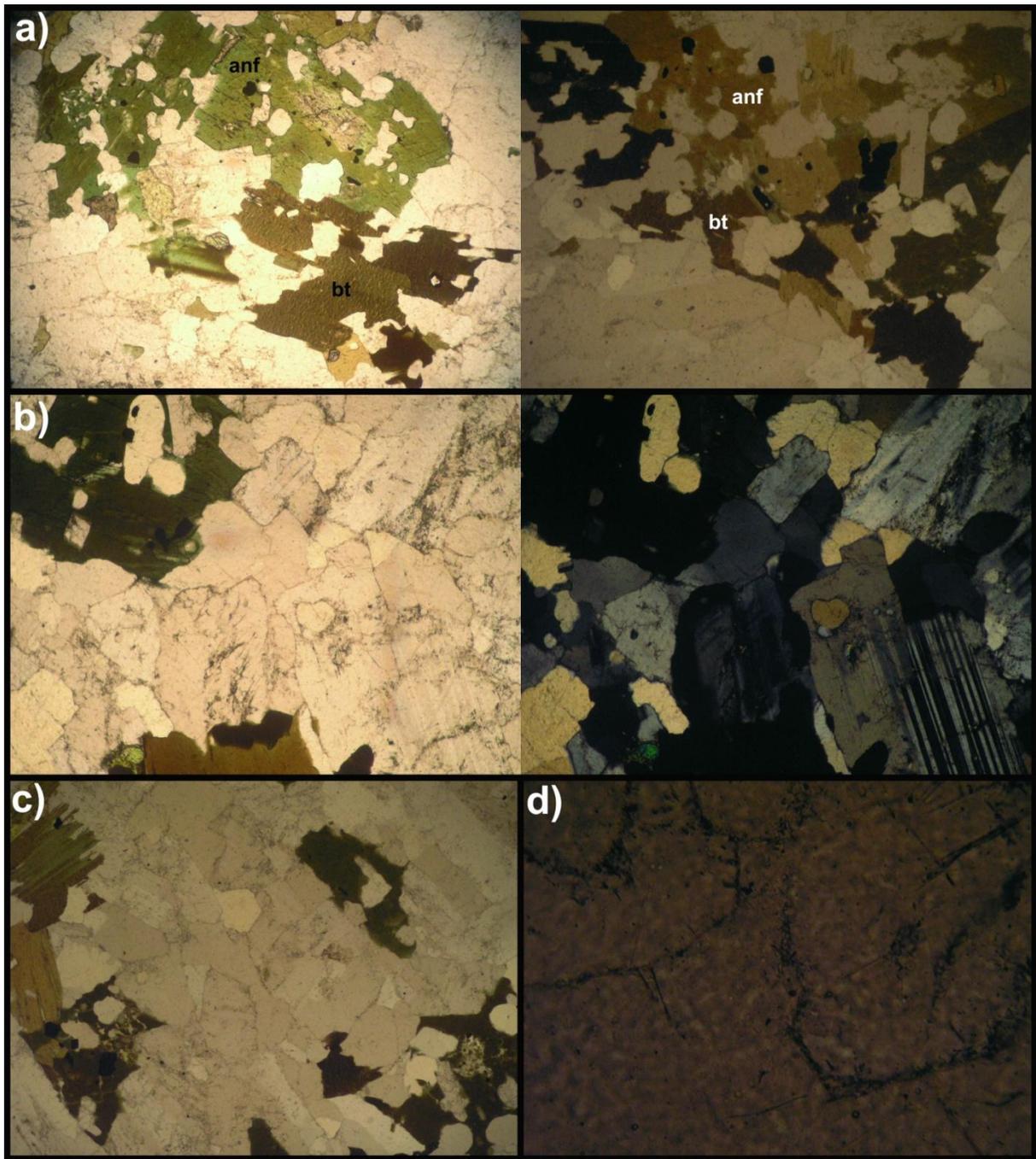


Figura 3: Fotomicrografías muestras A2.1M y A2.1B.

a): textura poikilítica (A2.1M, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos), textura poikilítica (A2.1B, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos); b): sales intercristalinas (A2.1M, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos y cruzados); c): sales intercristalinas en menor cantidad que en A2.1M (A2.1B, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos); d): sales intercristalinas (A2.1M, aumento objetivo 25X, nícoles paralelos).

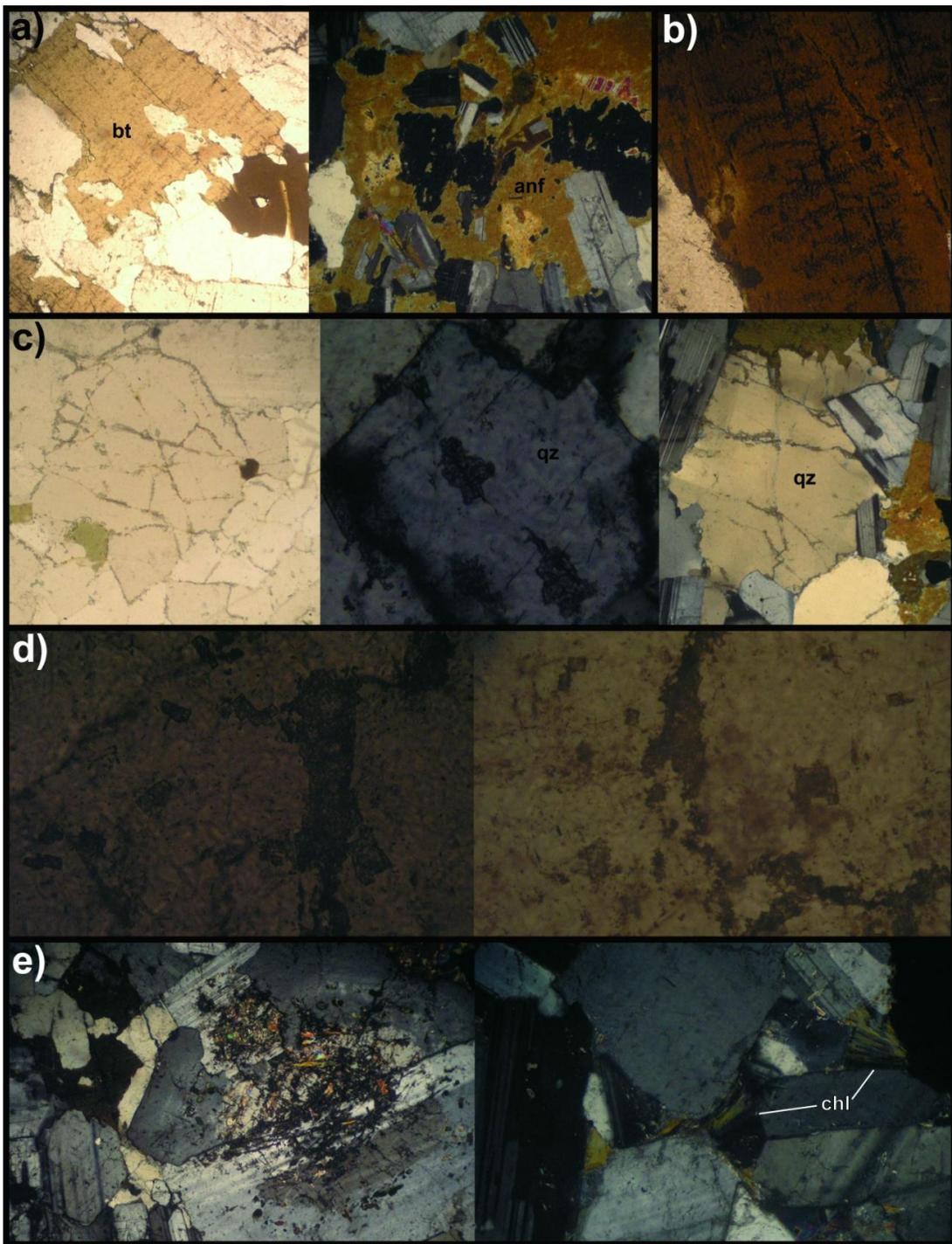


Figura 4: Fotomicrografías muestras Z1M y Z1B.

a): textura poikilítica de biotita (Z1M, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos) y de anfíbola (Z1B, aumento objetivo 4X, nícoles cruzados); b): biotita con agregados de cristales en dendritas (Z1M, aumento objetivo 10X, nícoles paralelos); c): sales intercristalinas (Z1B, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos), sales en microfracturas en cuarzo (Z1M, aumento objetivo 25X, nícoles cruzados), sales en microfracturas en cuarzo (Z1B, aumento objetivo 4X, nícoles cruzados); d): cristales cúbicos de sales (ambas en Z1M, aumento objetivo 40X, nícoles paralelos); e): plagioclasa epidotizada (Z1M, aumento objetivo 4X, nícoles cruzados), cristales de clorita (Z1M, aumento objetivo 10X, nícoles cruzados).

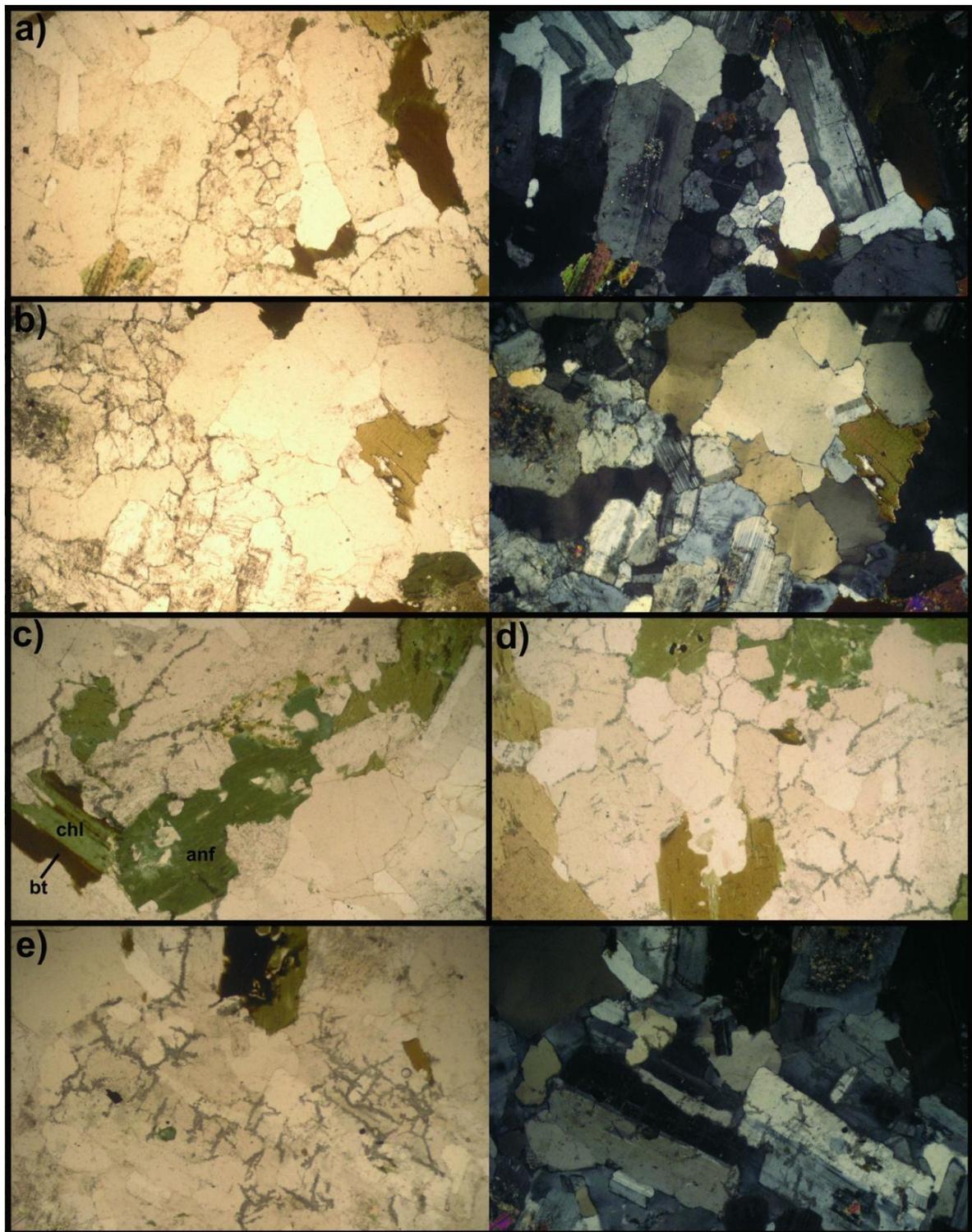


Figura 5: Fotomicrografías muestras Z5M y Z5B.

a): sales concentradas en contactos de cristales menores (Z5M, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos y cruzados); b): sales concentradas en contactos de cristales menores (Z5M, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos y cruzados); c): textura poikilítica de anfíbola (Z5B, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos); d): sales intercristalinas (Z5B, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos); e): sales en contactos y microfracturas de plagioclasa (Z5B, aumento objetivo 4X, nícoles paralelos y cruzados).

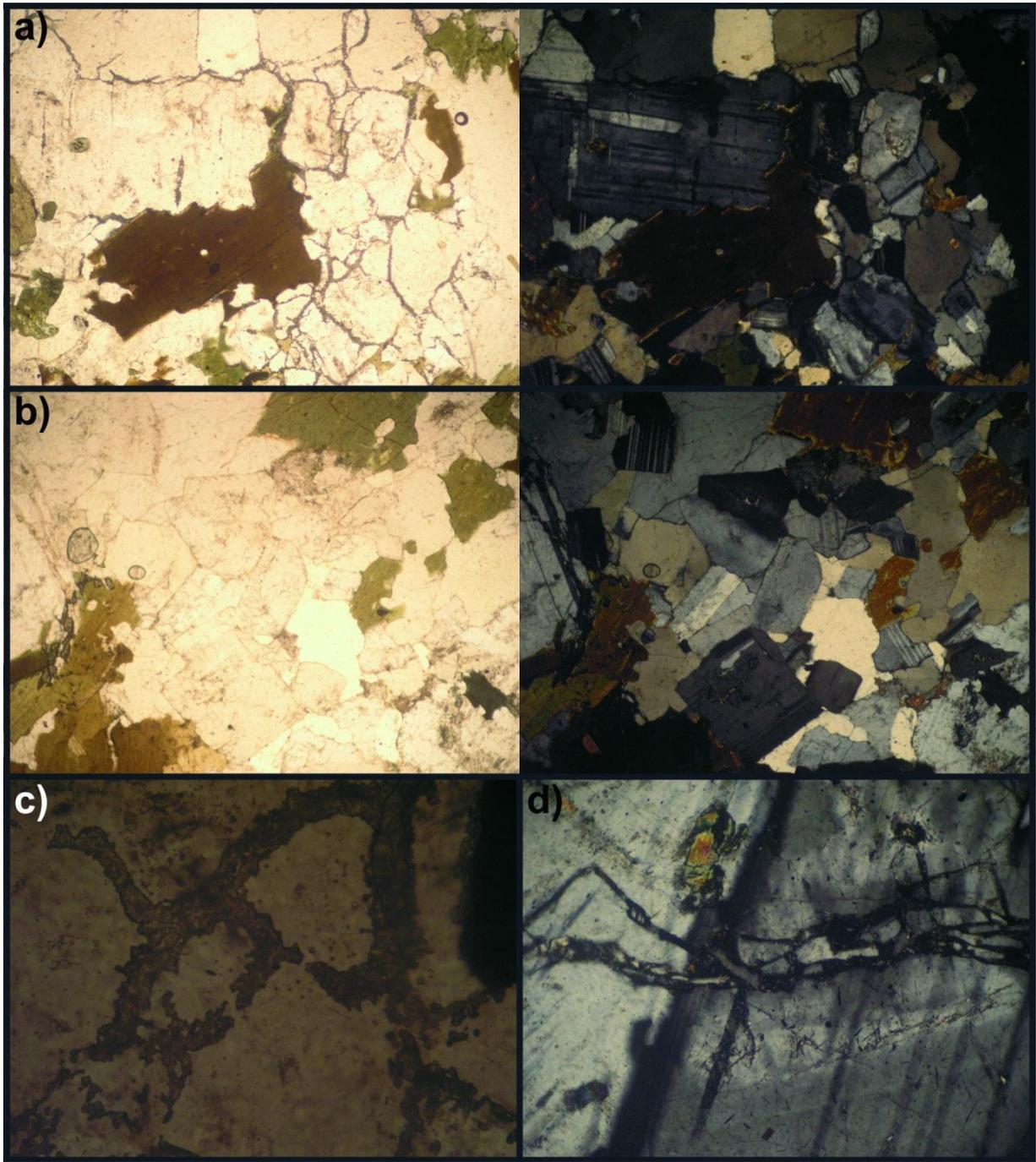


Figura 6: Fotomicrografías muestra Z9B.

a): zona del corte donde se concentran las sales (aumento objetivo 4X, nícoles paralelos y cruzados); b): zona del corte donde se presentan sales en menor concentración (aumento objetivo 4X, nícoles paralelos y cruzados); c): sales intercristalinas (aumento objetivo 40X, nícoles paralelos); d): vetilla de cuarzo (aumento objetivo 10X, nícoles cruzados).

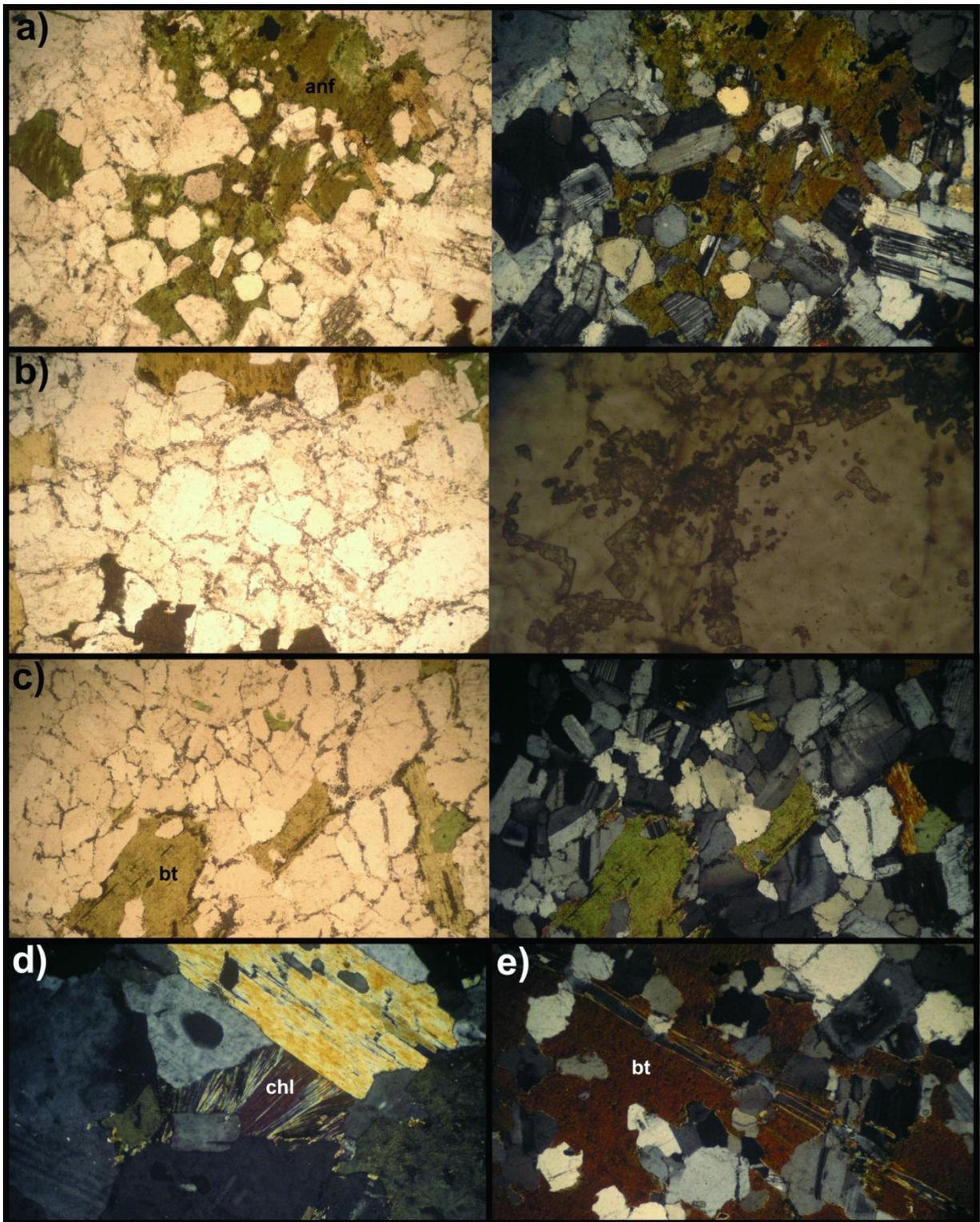


Figura 7: Fotomicrografías muestra Z12B.

a): textura poikilítica de anfíbola (aumento objetivo 4X, nícoles paralelos y cruzados); b): sales intercristalinas (aumento objetivo 4X, nícoles paralelos), cristales cúbicos de sales (aumento objetivo 40X, nícoles paralelos); c): sales intercristalinas (aumento objetivo 4X, nícoles paralelos y cruzados); d): cristal de clorita (aumento objetivo 10X, nícoles cruzados); e): vetilla de cuarzo (aumento objetivo 4X, nícoles cruzados).