

Apéndice 1. Datos analíticos de Ablación Láser ICP-MS de la muestra A-46-397-andesita-dacita del CVI

Análisis	Relaciones Isotópicas						Edades Isotópicas						
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	% 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	% 1σ	rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	% 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ
1	0,16232	0,03573	0,00551	0,00064	0,52767	0,18362	0,04445	35,4	4,1	152,7	31,21	2685,8	352,71
2	0,02293	0,00872	0,00372	0,0003	0,21206	0,04528	0,01754	24	1,9	23	8,66	0,1	701,75
3	0,03451	0,00668	0,00315	0,0002	0,32801	0,08119	0,01645	20,3	1,31	34,5	6,56	1226	353,44
4	0,0413	0,01334	0,00312	0,00037	0,36714	0,09364	0,03194	20,1	2,38	41,1	13	1500,8	536,09
5	0,02275	0,00761	0,00326	0,0003	0,27510	0,05228	0,01801	21	1,91	22,8	7,55	297,5	639,26
6	0,04827	0,01006	0,00325	0,00028	0,41338	0,09491	0,02106	20,9	1,77	47,9	9,74	1526,3	368,75
7	0,01977	0,01294	0,00346	0,00059	0,26052	0,04097	0,02755	22,2	3,79	19,9	12,88	0,1	884,39
8	0,01916	0,0101	0,00337	0,00027	0,15198	0,04364	0,02323	21,7	1,76	19,3	10,06	0,1	833,63
9	0,027	0,04842	0,00324	0,0012	0,20652	0,0624	0,11398	20,9	7,71	27,1	47,87	687,9	1931,29
10	-0,06955	0,032	0,00285	0,00062	0,47281	-0,18465	0,09332	18,4	3,98	-73,2	34,92	0,1	0
11	0,13219	0,02524	0,02261	0,00133	0,30807	0,04669	0,0089	144,1	8,36	126,1	22,64	33,3	402,34
12	0,15159	0,02331	0,02223	0,00106	0,31009	0,0519	0,00795	141,7	6,68	143,3	20,55	281,1	317,3
13	0,20407	0,03699	0,02989	0,00142	0,26209	0,04851	0,00863	189,8	8,9	188,6	31,19	124	372,13
14	0,02353	0,0115	0,00357	0,00042	0,24071	0,04663	0,02334	23	2,67	23,6	11,41	30,3	897,18
15	0,05251	0,03603	0,00333	0,00075	0,32824	0,11886	0,08542	21,4	4,82	52	34,76	1939,2	921,55
16	0,06202	0,07234	0,00414	0,00152	0,31477	0,11837	0,14388	26,6	9,75	61,1	69,16	1931,7	1328,54
17	0,02374	0,01407	0,00331	0,00037	0,18860	0,04904	0,0295	21,3	2,4	23,8	13,96	149,6	1010,85
18	0,01528	0,05021	0,00272	0,00097	0,10852	0,03929	0,12984	17,5	6,23	15,4	50,21	0,1	2549,01
19	0,09317	0,06331	0,00354	0,00145	0,60279	0,18682	0,14546	22,7	9,34	90,4	58,81	2714,3	913,29
20	0,02182	0,03514	0,00331	0,00063	0,11818	0,03856	0,06245	21,3	4,08	21,9	34,92	0,1	1642,65

Notas: Análisis realizados en los laboratorios de PCIGR (Pacific Center for Isotopic and Geochemical Research) de la Universidad de British Columbia, Canadá.

Apéndice 2. Datos analíticos de Ablación Láser ICP-MS de la muestra A-66-07. Toba del CVI

Análisis	206Pb		U/Th		Relaciones isotópicas						Edades isotópicas (Ma)				Conc (%)	
	204Pb		206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	Best age		±
			207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	(Ma)	(Ma)	
A6607-1	2570	1.2	27.0366	28.1	0.0167	28.3	0.0033	3.5	0.12	21.0	0.7	16.8	4.7	21.0	0.7	-3.8
A6607-2	1560	1.0	25.6547	29.7	0.0179	30.0	0.0033	4.3	0.14	21.4	0.9	18.0	5.4	21.4	0.9	-5.1
A6607-3	2690	1.3	23.6410	120.7	0.0187	120.8	0.0032	3.0	0.02	20.6	0.6	18.8	22.5	20.6	0.6	-9.9
A6607-4	2420	1.1	33.6297	44.9	0.0126	45.1	0.0031	3.3	0.07	19.8	0.7	12.7	5.7	19.8	0.7	-1.7
A6607-5	2710	1.2	25.7603	23.9	0.0180	24.2	0.0034	3.9	0.16	21.6	0.8	18.1	4.3	21.6	0.8	-5.0
A6607-7	4135	1.4	23.1732	55.9	0.0190	56.1	0.0032	5.5	0.10	20.6	1.1	19.1	10.6	20.6	1.1	-13.0
A6607-8	1800	1.5	21.6534	31.5	0.0199	31.8	0.0031	4.3	0.14	20.2	0.9	20.0	6.3	20.2	0.9	282.2
A6607-9	1525	1.1	22.6676	122.3	0.0190	122.5	0.0031	7.1	0.06	20.1	1.4	19.1	23.2	20.1	1.4	-19.3
A6607-11	1295	1.4	11.6748	20.0	0.0360	21.9	0.0031	9.0	0.41	19.6	1.8	35.9	7.7	19.6	1.8	1.5
A6607-12	1900	1.6	25.4995	26.1	0.0167	26.2	0.0031	2.5	0.09	19.9	0.5	16.8	4.4	19.9	0.5	-4.9
A6607-13	1560	1.5	17.4654	20.0	0.0247	20.3	0.0031	3.3	0.16	20.1	0.7	24.8	5.0	20.1	0.7	4.0
A6607-14	2345	1.4	26.2188	59.8	0.0166	59.9	0.0032	2.6	0.04	20.3	0.5	16.7	9.9	20.3	0.5	-4.3
A6607-15	2325	1.1	23.0575	21.3	0.0196	21.5	0.0033	2.7	0.13	21.1	0.6	19.7	4.2	21.1	0.6	-14.4
A6607-16	4715	1.1	21.8554	6.8	0.0213	6.8	0.0034	0.5	0.07	21.8	0.1	21.4	1.5	21.8	0.1	-142.9
A6607-17	5925	1.2	22.3838	11.0	0.0203	11.1	0.0033	1.2	0.11	21.2	0.3	20.4	2.2	21.2	0.3	-28.9
A6607-18	3050	1.1	23.4787	23.5	0.0196	23.6	0.0033	2.6	0.11	21.5	0.5	19.7	4.6	21.5	0.5	-11.2
A6607-19	4205	0.9	22.5078	8.4	0.0205	8.6	0.0033	1.8	0.21	21.5	0.4	20.6	1.8	21.5	0.4	-24.8
A6607-20	1305	2.2	20.6436	15.6	0.0201	15.9	0.0030	3.3	0.20	19.4	0.6	20.3	3.2	19.4	0.6	16.1
A6607-21	2430	0.9	24.8143	21.5	0.0176	21.7	0.0032	2.5	0.11	20.4	0.5	17.7	3.8	20.4	0.5	-6.1
A6607-24	540	1.7	14.3387	26.6	0.0324	26.9	0.0034	3.7	0.14	21.7	0.8	32.4	8.6	21.7	0.8	2.4
A6607-25	1510	1.6	23.4798	34.0	0.0191	34.1	0.0033	2.8	0.08	21.0	0.6	19.2	6.5	21.0	0.6	-10.9
A6607-26	2490	1.5	30.5257	37.9	0.0142	38.3	0.0031	5.6	0.15	20.2	1.1	14.3	5.4	20.2	1.1	-2.3
A6607-27	1740	1.5	26.5921	31.2	0.0163	31.4	0.0031	2.9	0.09	20.2	0.6	16.4	5.1	20.2	0.6	-3.9
A6607-29	2980	1.8	21.3224	13.3	0.0216	13.7	0.0033	3.0	0.22	21.5	0.6	21.7	2.9	21.5	0.6	48.7
A6607-30	1335	1.2	23.9265	23.8	0.0190	24.3	0.0033	5.2	0.21	21.2	1.1	19.1	4.6	21.2	1.1	-8.9
A6607-31	2835	1.0	23.1404	13.2	0.0194	14.2	0.0033	5.4	0.38	20.9	1.1	19.5	2.7	20.9	1.1	-13.5
A6607-32	2030	1.2	23.3998	20.5	0.0181	22.0	0.0031	8.0	0.36	19.8	1.6	18.2	4.0	19.8	1.6	-10.8
A6607-33	1720	1.8	28.1631	40.1	0.0156	42.0	0.0032	12.6	0.30	20.6	2.6	15.8	6.6	20.6	2.6	-3.1
A6607-34	850	1.6	10.0312	39.9	0.0477	40.1	0.0035	3.8	0.09	22.3	0.8	47.3	18.5	22.3	0.8	1.4
A6607-36	2425	1.6	19.8993	185.6	0.0219	185.8	0.0032	8.5	0.05	20.3	1.7	22.0	40.4	20.3	1.7	9.8
A6607-37	19845	2.5	19.2622	3.6	0.2170	3.7	0.0303	1.0	0.27	192.5	1.9	199.4	6.7	192.5	1.9	68.3
A6607-38	8800	1.4	23.2908	21.3	0.0198	21.3	0.0033	1.2	0.06	21.5	0.3	19.9	4.2	21.5	0.3	-12.5
A6607-39	4995	1.2	26.2334	21.9	0.0167	22.0	0.0032	2.1	0.10	20.4	0.4	16.8	3.7	20.4	0.4	-4.3
A6607-40	4045	1.3	23.3193	14.5	0.0186	15.1	0.0031	4.3	0.29	20.2	0.9	18.7	2.8	20.2	0.9	-11.6
A6607-41	7455	1.6	23.5195	17.8	0.0191	17.9	0.0033	1.9	0.11	21.0	0.4	19.2	3.4	21.0	0.4	-10.7
A6607-42	625	1.6	11.6602	16.5	0.0379	16.8	0.0032	3.4	0.20	20.6	0.7	37.7	6.2	20.6	0.7	1.5
A6607-43	1525	1.3	21.3045	34.8	0.0207	34.9	0.0032	1.7	0.05	20.6	0.4	20.8	7.2	20.6	0.4	44.7
A6607-44	2420	1.5	26.0710	27.2	0.0167	27.4	0.0032	2.7	0.10	20.3	0.6	16.8	4.6	20.3	0.6	-4.4
A6607-45	2275	1.8	19.7121	29.8	0.0228	30.4	0.0033	5.9	0.19	20.9	1.2	22.9	6.9	20.9	1.2	9.2
A6607-46	2100	2.1	21.1193	20.6	0.0198	20.8	0.0030	3.2	0.15	19.5	0.6	19.9	4.1	19.5	0.6	29.2
A6607-47	2735	2.4	24.1086	34.7	0.0174	35.0	0.0030	4.6	0.13	19.6	0.9	17.5	6.1	19.6	0.9	-7.6
A6607-48	2690	2.1	21.6466	36.4	0.0206	36.4	0.0032	1.3	0.04	20.8	0.3	20.7	7.5	20.8	0.3	264.2
A6607-50	3605	1.7	17.5394	268.2	0.0249	268.3	0.0032	5.7	0.02	20.4	1.2	24.9	66.2	20.4	1.2	4.1

Notas: Análisis realizados en los laboratorios del Laser Chron Center, Universidad de Arizona, USA.

## **CAPÍTULO IV**

**GEOQUÍMICA, ISÓTOPOS DE Sr-Nd-Pb Y  
EDADES U-Pb DE LOS INTRUSIVOS  
ASOCIADOS AL PÓRFIDO DE Cu-(Au-Mo) Y A  
LAS VETAS EPITERMALES DE Au-(Ag-Cu) EN  
ALTAR. EVOLUCIÓN MAGMÁTICA Y  
MINERALIZACIÓN**

## 1. INTRODUCCIÓN

El segmento de subducción horizontal de los Andes Centrales ( $\sim 27^{\circ}$ - $33^{\circ}30'$  S) es conocido por su 'fertilidad' dado que en el mismo se localizan numerosos depósitos de Cu, Mo, Au y Ag de clase mundial (Fig. 1). En el límite norte de este segmento ( $\sim 27^{\circ}$  S), en una zona de transición a la Zona Volcánica Central (ZVC, Zona Volcánica Central) de los Andes Centrales, se localizan los pórfidos de Au del Cinturón de Maricunga (14-11 Ma; Sillitoe et al., 1991; McKee et al., 1994; Kay et al., 1999) y los depósitos de Cu-Au y Cu-Mo-Au Bajo de la Alumbrera (800 Mt de Cu-Au) y Agua Rica (797 Mt al 0,49 % Cu, 0,23 g/t Au, 0,03 %

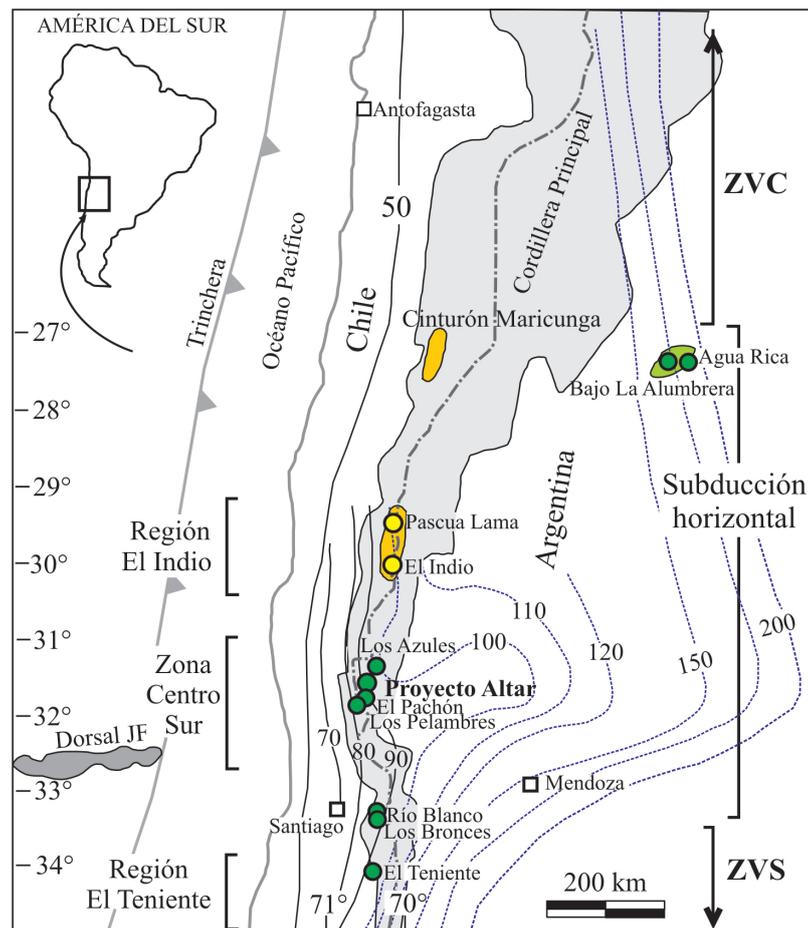


Figura 1. Localización de cinturones metalogénicos y depósitos minerales (círculos y áreas amarillas: Au; verdes: Cu) en el segmento de subducción horizontal Andino. También se muestran los contornos de profundidad de la zona Wadati-Benioff (Cahill y Isacks, 1992; Anderson et al., 2007) y la posición de la dorsal de Juan Fernández de Yañez et al. (2001). Figura modificada de Kay et al. (1999).

Mo, Yamana Gold 2006; www.yamana.com). Las edades de los intrusivos asociados al pórfido de Cu-Au Bajo La Alumbrera son  $8,02 \pm 0,14$  Ma,  $7,98 \pm 0,14$  Ma (Harris et al., 2004) y  $6,8 \pm 0,2$  Ma (Halter et al., 2004). Las edades de los pórfidos relacionados al pórfido de Cu-Mo-Au y brechas epitermales polimetálicas de Agua Rica son  $8,56 \pm 0,48$  Ma y  $5,1 \pm 0,05$  Ma (Sasso, 1997; Perelló et al., 1998).

En la zona central del segmento de subducción horizontal ( $\sim 29^\circ$ - $30^\circ$  S) se localizan los depósitos epitermales de Au-Ag de alta sulfuración como Pascua (12 Moz Au; 9,5 a 6 Ma, [Bissig et al., 2001](#)) y El Indio (12 Moz Au; ca. 9,5 a 6 Ma, [Bissig et al., 2001](#)) del Cinturón El Indio-Pascua Lama.

En la zona centro-sur del segmento de subducción horizontal se ubican los depósitos de Cu-Mo porfírico de clase mundial Los Pelambres-El Pachón (21 Mt Cu, 10,4-10,8 Ma, [Mathur et al., 2001](#); 11,1-11,2 Ma, [Bertens et al., 2003](#)) y Los Bronces-Río Blanco (49 Mt Cu; 6,3 - 4,3 Ma, [Deckart et al., 2005](#)). El depósito El Teniente (75 Mt Cu; 5,89, 4,96-5,01, 4,80-4,89 y 4,70 Ma: [Cannell et al., 2005](#)) se encuentra cerca del límite sur de este segmento, en la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes Centrales ( $\sim 34^\circ$ S).

En la última década se han descubierto nuevos prospectos de Cu en la Cordillera Principal del sudoeste de la Provincia de San Juan, en la porción sur del segmento de subducción horizontal de los Andes Centrales ([Fig.1](#)). Estos nuevos prospectos, como Altar ( $31^\circ 29' S$  y  $70^\circ 28' O$ ), Piuquenes, Los Azules y Rincones de Araya, forman un “*cluster*” con gran potencial minero.

En este trabajo se presentan los resultados de los estudios petrográficos, la composición química de los minerales magmáticos, la geoquímica, los análisis de los isótopos de Sr, Nd y Pb y la geocronología U-Pb de la Suite Subvolcánica Superior de la región del proyecto Altar. Las rocas de esta suite constituyen los últimos registros magmáticos previos a la inhibición del volcanismo en el área y algunas de ellas están vinculadas a la mineralización de Cu-(Au-Mo) del depósito de tipo pórfido y a la mineralización de Au-(Ag-Cu) de las vetas epitermales de alta sulfuración. El análisis de las características geoquímicas e isotópicas de estas rocas asociadas a la mineralización aporta datos sobre el origen de sus magmas y sobre el ambiente geodinámico que favoreció la formación de los depósitos de Cu porfírico de clase mundial en la región. Se analizan sus similitudes y diferencias con las adakitas (rocas originadas por fusión de la placa oceánica subductada; [Mungall, 2002](#)), con otros cuerpos ígneos fértiles del segmento de subducción horizontal y de las zonas de transición al norte y al sur de este segmento y con intrusivos estériles de edad Mioceno medio a tardío de la región.

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1. Trabajos de campo y de muestreo

Este capítulo es resultado de tres campañas de mapeo en la Alta Cordillera de San Juan (entre 2007 y 2010) y de dos campañas de muestreo de los registros de coronas de las compañías mineras Río Tinto Mining & Exploration y Peregrine Metals Ltd. Un total de 150

muestras de los stocks subvolcánicos fueron recolectadas de la superficie del área de estudio y se logearon y muestrearon un total de 26 sondajes.

## 2.2. Trabajos de gabinete y de laboratorio

Las distintas litologías y tipos de alteración fueron analizadas primero con lupa binocular y luego con el microscopio de luz transmitida y reflejada y por difracción de rayos X (DRX) en los laboratorios del Departamento de Geología y Petróleo de Universidad Nacional del Comahue (Neuquén) y del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur (Bahía Blanca).

El mapeo detallado de los afloramientos junto a los datos obtenidos de los testigos de perforación, permitieron la confección de perfiles transversales del proyecto y conocer las características y relaciones de corte entre los distintos plutones subvolcánicos del depósito de Cu-(Au-Mo) Altar.

Se seleccionaron veinte (20) muestras de los distintos stocks subvolcánicos de la SSS para realizar análisis químicos y completar los datos presentados en el capítulo III. Se analizaron los elementos mayoritarios, traza y elementos de tierras raras utilizando los métodos ICP-ES y ICP-MS en los laboratorios de Acme Analytical Laboratories Ltd. (Canada). También se analizaron los isótopos de Sr, Nd y Pb de siete (7) muestras de la SSS en el laboratorio del Departamento de Mineralogía de la Universidad de Ginebra (Suiza), siguiendo la metodología descrita en [Chiaradia et al. \(2009\)](#).

## 2.3. Geocronología

Para definir la edad de los cuerpos subvolcánicos aflorantes en el proyecto se seleccionaron seis muestras de superficie (1-5 kg). La separación de los cristales de circón de dos de las muestras (muestras A-1 y A-154) se realizó mediante el método de elutriación en los laboratorios del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) de la Universidad de La Plata. Las edades radimétricas U-Pb en circones de estas muestras fueron determinadas mediante espectrometría de ablación láser (LA- ICP-MS) en el laboratorio LaserChron Center de la Universidad de Arizona, en Estados Unidos.

Se separación de los cristales de circón del resto de las muestras (A-106, A-1012, A-1013, A-1014) y el análisis de sus edades radimétricas U-Pb en circones también por el método de espectrometría de ablación láser LA-ICP-MS se realizó en el Pacific Center for Isotopic and Geochemical Research (PCIGR) de la Universidad de British Columbia (Canadá). Las edades, correcciones y errores fueron obtenidos siguiendo las mismas metodologías utilizadas por ambos laboratorios, ya referidas en el capítulo III.

## 2.4. Análisis químicos de los minerales magmáticos

Se seleccionaron las muestras más frescas representativas de los distintos intrusivos subvolcánicos y se determinaron las composiciones químicas de sus silicatos y óxidos. Las composiciones químicas de plagioclasa (n=42), ulvoespinelo (n=17), anfíbol (n=16) y magnetita (n=8) se determinaron con una microsonda de electrones EPMA en dos laboratorios (la letra “n” indica la cantidad de análisis en cada mineral). Los análisis químicos de los minerales señalados con letra negrita en las tablas correspondientes se realizaron mediante una microsonda electrónica Cameca SX-50 (EPMA) con cuatro espectrómetros multicristalinos, en el laboratorio del Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Utah, en Estados Unidos.

Las condiciones analíticas fueron las siguientes: aceleración de corriente 15 Kv, intensidad de corriente 30 nÁ y el diámetro del láser fue de 10 µm. El tiempo de análisis fue de 10 segundos en el pico y de 10 segundos en el “background”. Los “standards” utilizados para los minerales de origen magmático fueron: albita (Na), diópsido (Ca, Mg, Si), hematita (Fe), magnetita (Fe), sanidina (K, Al) y rutilo (Ti).

Los análisis químicos de los minerales señalados con un asterisco en las tablas fueron realizados mediante la microsonda electrónica Jeol-JXA 8900-RL en el laboratorio de microanálisis del Centro de Desarrollo de Tecnología Nuclear (CDTN) de la Universidad Federal de Minas Gerais, en Brasil. Las condiciones analíticas fueron las siguientes: aceleración de corriente 20 Kv, intensidad 25 nÁ y diámetro analizado entre 1 y 10 µm. Se midió sobre las líneas espectrales K $\alpha$  del Fe y Mn con un cristal LIF; las K $\alpha$  del Mg, Si, Al y Na con un cristal TAP y las K $\alpha$  del Ca, Cr, Ti y K con un cristal PET. Los patrones utilizados fueron ortosa (Si, Al, K), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fe), periclasa (Mg), wollastonita (Ca), rodonita (Mn), rutilo (Ti), albita (Na), y Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Cr).

## 3. CONTEXTO TECTÓNICO

Desde el punto de vista geotectónico, la región de Altar está enmarcada en el sector sur del segmento de subducción subhorizontal de los Andes Centrales (~27° - 33°30' S). La placa oceánica subductada presenta una transición suave hacia el norte, hacia la Zona Volcánica Central (ZVC) y una transición abrupta al sur hacia la Zona Volcánica Sur (ZVC), con un ángulo de subducción de 30°S (Fig. 1, Cahill y Isacks 1992, Anderson et al., 2007; Gans et al., 2011). Numerosos estudios tectónicos y magmáticos han documentado la evolución del segmento de subducción horizontal desde el Mioceno a la actualidad (Allmendinger et al. 1990; Kay y Abruzzi 1996; Kay y Mpodozis 2002). Durante el Mioceno temprano (27–20

Ma) la geometría de la placa subductada era similar a la observada actualmente en el segmento de subducción normal a los 35° S, con un espesor de corteza de 35-40 km (Kay y Abruzzi 1996; Kay y Mpodozis 2002). La somerización de la placa oceánica progresó desde el Mioceno medio al tardío (20–5 Ma), acompañada por el aumento del espesor de la corteza continental, la subducción de la dorsal de Juan Fernández (e.j. Yañez et al., 2001), la disminución del espesor de la cuña astenosférica y la migración del arco en dirección al este (Kay et al., 2002). Hacia fines del Mioceno, los cinturones de Maricunga y El Indio presentaban espesores corticales superiores a 55 km, mientras la región sur tenía una corteza más delgada (~30-35 km) en el mismo período (Kay et al., 1991). La actividad magmática sobre el arco del segmento de subducción horizontal finalizó a los 5 Ma. El magmatismo posterior sobre este segmento estuvo presente en el retroarco, en los centros magmáticos Farallón Negro, Pocho y San Luis (Kay y Mpodozis 2002).

#### 4. GEOLOGÍA LOCAL

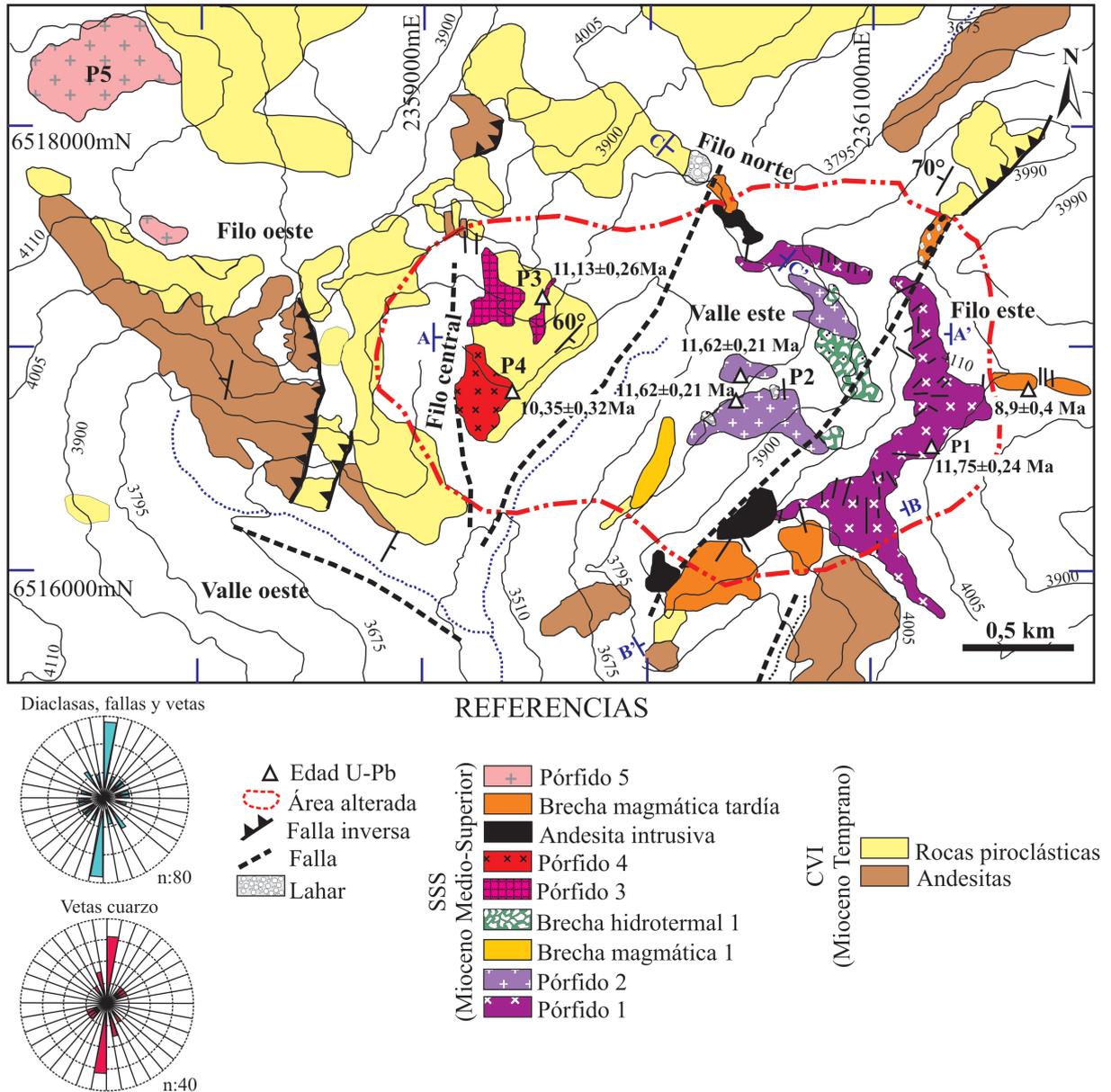
En el capítulo III las rocas ígneas de la región de Altar han sido clasificadas en un Complejo Volcánico Inferior (CVI) y una Suite Subvolcánica Superior (SSS). El CVI comprende una intercalación de lavas de andesitas y niveles piroclásticos de composición andesítica a dacítica que hacia la parte superior pasan a un nivel piroclástico macizo y compacto de composición riolítica. El CVI está afectado por deformación (plegamiento y fallamiento). Los planos de estratificación muestran rumbos N 70°- N 340° e inclinan entre 25° y 85° hacia el NO, O y SE (Fig. 2).

En cercanías del área alterada predominan los lineamientos con orientación N-S y NE-SO. La traza del arroyo Altar, de orientación NE-SO, al cruzar el valle este del distrito está controlada por una falla (Fig. 2). En los filos del sector oeste se reconocen fallas inversas con vergencia al este afectando al CVI (Fig. 2).

La Suite Subvolcánica Superior está integrada por una serie de plutones subvolcánicos y brechas magmáticas e hidrotermales que intruyen a la CVI en los filos central y este del distrito Altar (Fig. 2). Al menos cinco pórfidos y tres brechas magmáticas han sido reconocidas en el depósito de acuerdo a sus relaciones de corte, texturas, fenocristales, venillas, alteraciones y mineralizaciones (Fig. 2, Tabla 1).

El pórfido de mayor tamaño ocupa un área de ~1 km<sup>2</sup>, la mayoría de los cuerpos tienen ~0,5 km<sup>2</sup> y el más pequeño ocupa <0,3 km<sup>2</sup>. Los mismos se presentan como plutones, diques

y lacolitos. Están afectados por fallamiento y cortados por brechas de falla que han sido observadas tanto en superficie como en los testigos. Si bien la mayoría de los intrusivos



**Figura 2.** Mapa geológico de detalle del proyecto Altar que incluye litologías, estructuras (fallas y plegamientos), ríos, localización de las dataciones U-Pb de las rocas de la Suite Subvolcánica Superior y de los perfiles de la figura 3 (A-A', B-B', C-C').

no muestran un claro control estructural, el mismo se ve evidenciado por el predominio de las orientaciones N-S en fallas y diaclasas (Fig. 2). Un depósito lahárico tardío de  $\sim 0,2 \text{ km}^2$ , discordante sobre las rocas volcánicas previas y no afectado por deformación, aflora en el filo norte del distrito minero (Fig. 2).

El sistema Altar está parcialmente expuesto como consecuencia de la erosión glacial para revelar la transición entre ambientes porfíricos subvolcánicos y las vetas epitermales superficiales de alta-sulfuración. La mineralización está hospedada en los diferentes

intrusivos porfíricos de la SSS y en las rocas de caja volcánicas y volcanoclásticas del Mioceno temprano contiguas a los intrusivos (Fig. 2).

#### 4. DESCRIPCIÓN DE LOS CUERPOS ÍGNEOS

##### 4.1. Plutones subvolcánicos y brechas magmáticas pre-mineralización y sin-mineralización

Las alteraciones hidrotermales y las mineralizaciones de Cu-(Au-Mo) y Au (Ag-Cu) en el proyecto se asocian espacial y temporalmente al emplazamiento de algunos de los cuerpos intrusivos porfíricos.

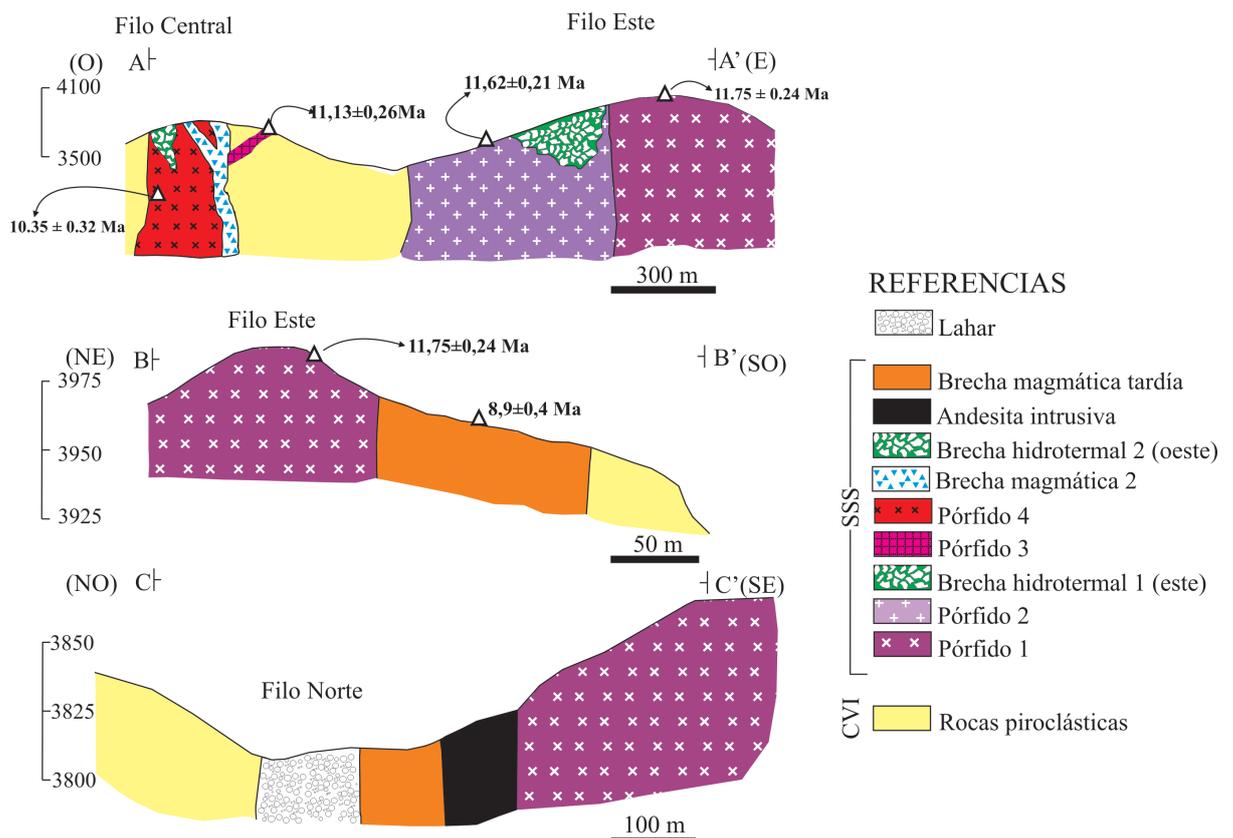
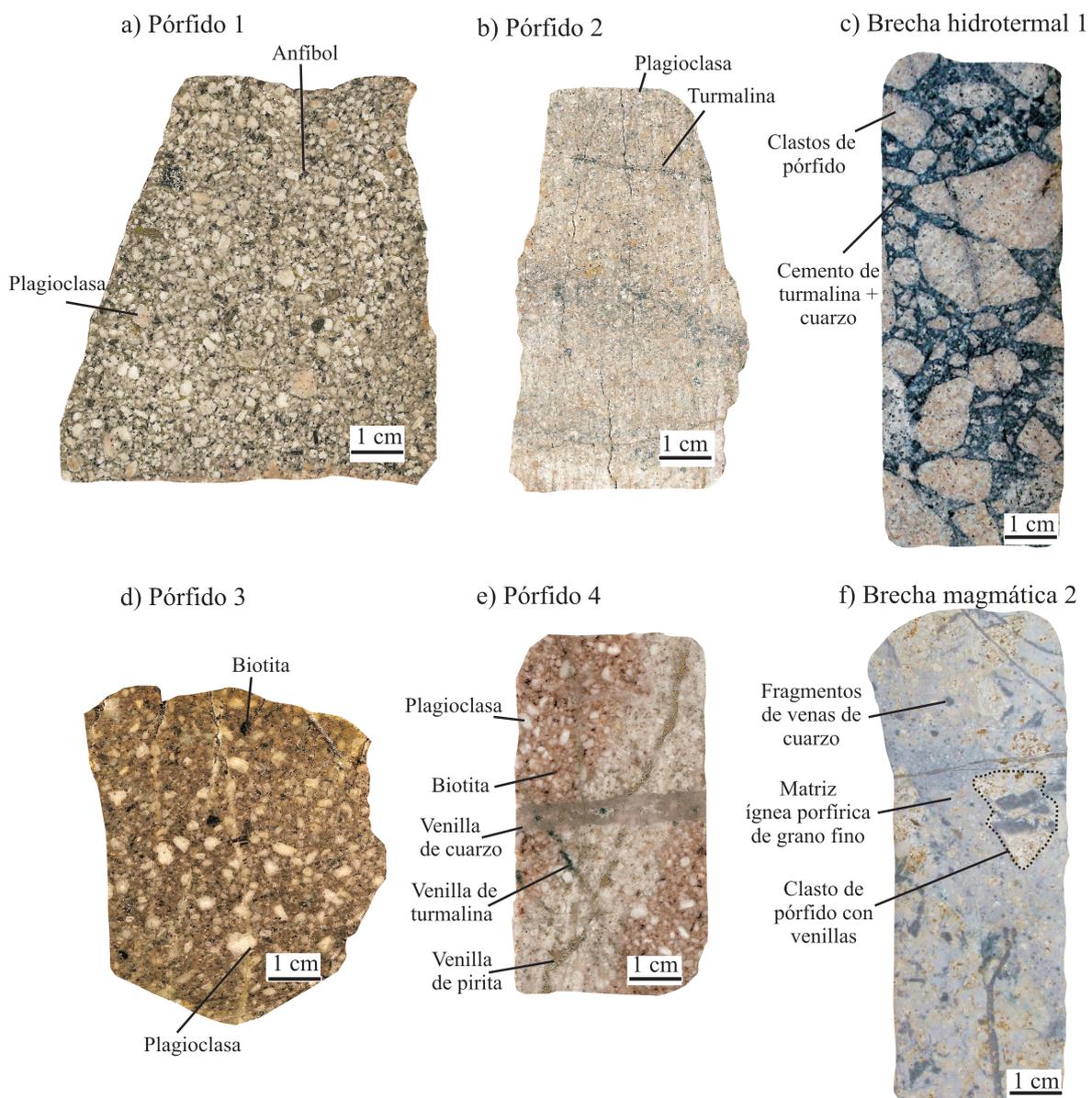


Figura 3. Perfiles A-A', B-B' y C-C' de los fillos del proyecto Altar (localización en Fig. 2) que muestran las diferentes litologías de la Suite Subvolcánica Superior y sus relaciones de contacto con las rocas del Complejo Volcánico Inferior.

El pórfido 1 ha sido mapeado en el filo este del distrito a elevaciones de 4000m donde intruye a las tobas del Complejo Volcánico Inferior (Figs. 2 y 3, perfiles A-A', B-B') y en el filo norte (Fig. 3, perfil C-C'; Fig. 4a). Presenta una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (30-60% en vol., 0,2-7mm, An<sub>17-44</sub>, Tabla 2), clinocianita, verde y pleocroico (2-15% en vol., 0,2-3mm, edenita; Tabla 3), ulvoespinelo accesorio (1-1,5% en vol., <0,5 mm, Tabla 4), apatito y circón en una pasta de cuarzo + feldespatos de grano fino (< 40 μm) (Fig. 4a). Los fenocristales de plagioclasa tienen zonación y las zonas presentan

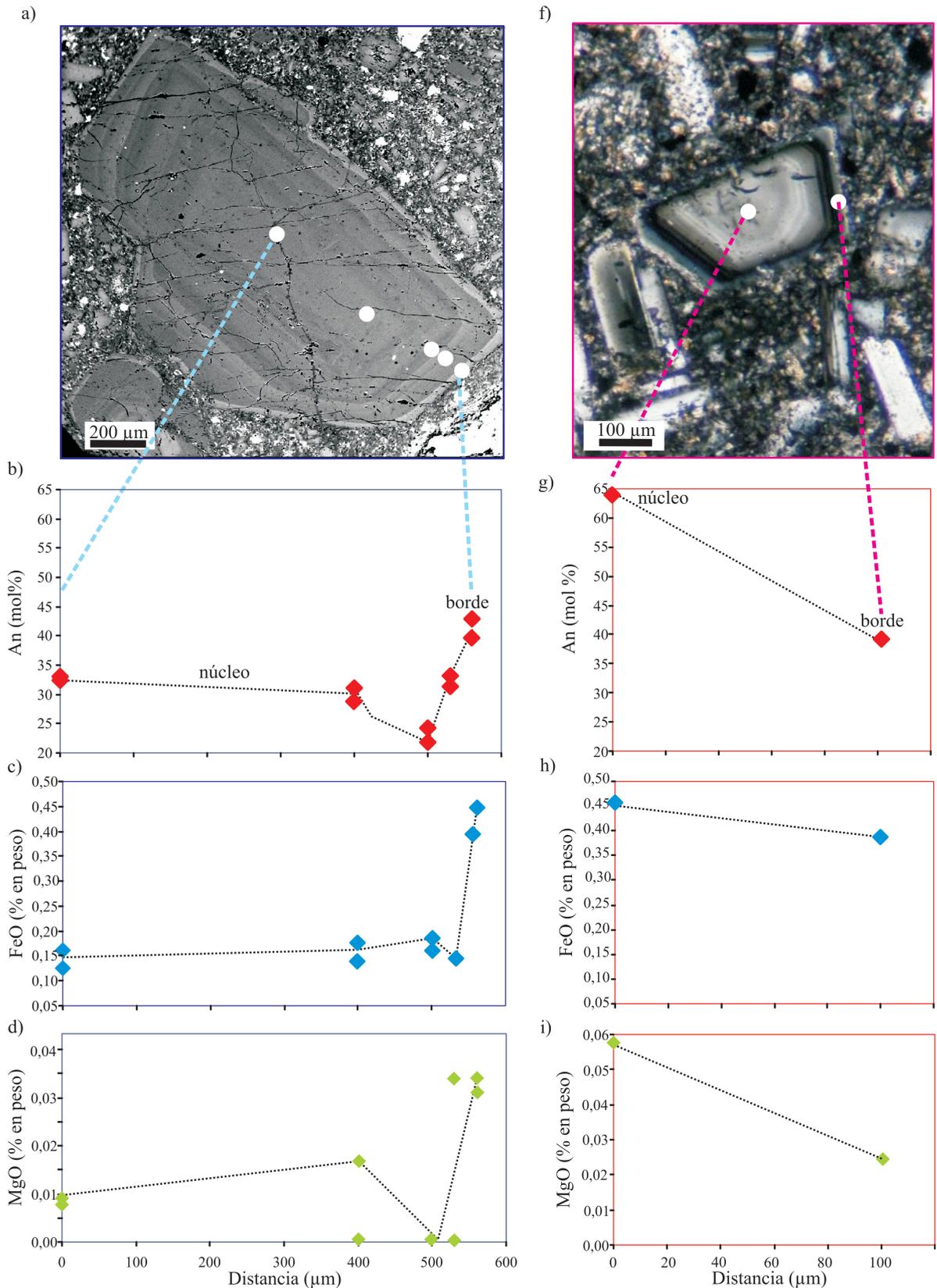
diferencias en las concentraciones de An (mol %), MgO y FeO\* (% en peso). El fenocristal de plagioclasa de la figura 5a tiene un núcleo de oligoclasa (An<sub>28-32</sub>) con concentraciones de MgO menores a 0,02 % en peso y de FeO\* entre 0,10 y 0,18 % en peso (Fig. 5b; Tabla 2). Las secciones intermedias del fenocristal son de oligoclasa (An<sub>21-34</sub> y An<sub>31-33</sub>) y el borde externo (de color claro en la foto, Fig 5a) es de andesina (An<sub>39-42</sub>) que exhibe además un aumento en el contenido de MgO (0,03% en peso) y de FeO\* (0,39-0,45% en peso) (Figs. 5b, 5c y 5d). Otros cristales muestran una zonación alternante con núcleos de labradorita (An<sub>64</sub>) y bordes de andesina (An<sub>39</sub>)(Figs. 5f, 5g, 5h y 5i; Tabla 2).



**Figura 4.** Fetas representativas de las distintas unidades subvolcánicas y de la brecha hidrotermal 1 y brecha magmática 2 de Altar.

El pórfido 1 está cortado por vetas de sílice con mineralización de Au-(Ag-Cu) (Peregrine Metals Ltd, 2010) que muestran una disposición radial con respecto al centro del proyecto y están asociadas al “*lithocap*” del depósito epitermal de alta sulfuración. En

general este plutón presenta alteración propilitica débil a moderada y alteraciones argílica y filica en contacto con las vetas de sílice.



**Figura 5.** a) Imagen BSE de fenocristal de plagioclasa con zonación composicional. b, c, d) Perfiles de variación composicional de An (mol %), FeO\* (% en peso) y MgO (% en peso) que evidencia un proceso de recarga magmática (en el borde del cristal). f) Microfotografía de fenocristal de plagioclasa con zonación composicional. g, h, i) Variación composicional de An (mol %), FeO\* (% en peso) y MgO (% en peso) entre el núcleo y el borde del cristal.

El pórfido 2 aflora en el valle este del proyecto (Fig. 2) donde intruye al pórfido 1 y a las rocas piroclásticas del CVI (Fig. 3, perfil A-A'). Se trata de un plutón de textura porfírica rodeado de una facies de grano más fino y muy fracturada en los niveles superficiales. Está siempre afectado por alteración filica (cuarzo + filosilicatos incoloros + illita + turmalina) intensa que oblitera la composición original (Fig. 4b). Sin embargo, su textura se preserva y es posible reconocer relictos de fenocristales (50% en vol., 0,4-3 mm) y circón. La pasta original está alterada por un agregado de cuarzo microgranular (100-200  $\mu\text{m}$ ). Está cortado por un "stockwork" de venillas de cuarzo (10->50 % en vol.) y por debajo de la zona de oxidación está mineralizado con Cu-(Mo-Au).

La brecha magmática 1 ha sido interceptada en el valle este en profundidad, en el contacto entre el pórfido 2 y las rocas de caja. Consiste de fragmentos subredondeados de toba (8-10%; 1-2 cm) en una matriz ígnea porfírica constituida por una alta proporción de fenocristales tabulares de plagioclasa (0,1-3 mm) en una pasta de grano fino. Está afectada por alteración filica y tiene mineralización débil de Cu.

La brecha hidrotermal 1 (Fig. 4c) está expuesta en el valle este del distrito (Fig. 2) donde corta al pórfido 2 en los niveles superficiales (Fig. 3, perfil A-A'). Consiste de fragmentos sub-angulares a sub-redondeados (70-80 % en vol.; 1 a 4 cm de diámetro) de rocas porfíricas en una matriz de grano fino (20-10% en vol.) reemplazada por un cemento hidrotermal (cuarzo+turmalina) que también rellena huecos (<10 % en vol.). Los fragmentos y la matriz están afectados por alteración filica y tiene mineralización de Cu-(Au-Mo) débil.

El pórfido 3 aflora en la porción norte del filo central (Fig. 2) en forma de un stock y diques que cortan a las rocas piroclásticas del CVI (Fig. 3, perfil A-A'). Presenta textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (45-50 % en vol., 0,1-4 mm;  $\text{An}_{8-27}$ , oligoclasa, Tabla 2), clinoanfíbol (3-10 % en vol., <1mm, edenita, Tabla 3, Fig. 6), biotita (1% en vol., <3 mm, Tabla 5) y cuarzo (1 % en vol., <2 mm), con magnetita y ulvoespinelo como minerales accesorios (1% en vol., < 1 mm, Tabla 4) y circón en una pasta hidrotermal de cuarzo + feldespato + biotita de grano grueso (100-200  $\mu\text{m}$ ) (Fig. 4d). La composición promedio de la magnetita es  $\text{Fe}_{1,97}^{3+} \text{Ti}_{0,01} \text{Al}_{0,01} \text{Si}_{0,01} \text{Fe}_{1,01}^{2+} \text{O}_4$  (Tabla 4).

Presenta venillas de cuarzo (2-40 % en vol.) y está afectado por alteración potásica moderada, y localmente alteración filica intensa. Los halos de albita ( $\text{Ab}_{80} \text{An}_{17}$ ) alrededor de algunos fenocristales de oligoclasa obedecen a la albitización moderada (Tabla 2). Tiene mineralización de Cu-Au débil a moderada.

El pórfido 4 aflora en la porción sur del filo central (Fig. 2) donde intruye a las rocas de caja volcánicas (Fig. 3, perfil A-A'). Presenta una textura porfírica con fenocristales de

plagioclasa (60-70 % en vol., 0.1-5 mm) alterados a albita hidrotermal ( $Ab_{94-98} An_{1-4}$ ; Tabla 2), de biotita hidrotermal (1 % en vol., <1 cm, Fig. 4d; Tabla 4) y trazas de circón en una pasta alterada a un agregado microgranular (100-400  $\mu m$ ) de cuarzo hidrotermal. Está afectado por intensa alteración potásica en profundidad y alteración filica a niveles someros. Se diferencia del pórfido 3 por presentar mayor densidad de venillas de cuarzo (20->50 % en vol.), menor proporción de pasta y mayor fracturamiento (Fig. 4e). Este pórfido contiene las leyes de cobre más elevadas del proyecto y mineralización de Mo y Au.

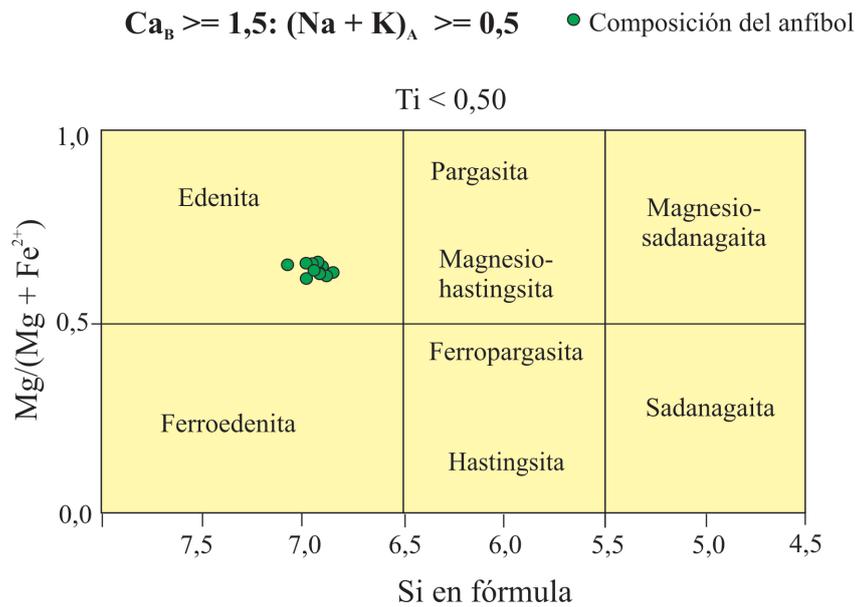


Figura 6. Clasificación del anfíbol magmático. Los análisis corresponden al pórfido 1 y al pórfido 5.

La brecha magmática 2 aflora en el filo central (Fig. 2) donde rodea al pórfido 4 (Fig. 3, perfil A-A'). Contiene clastos (55 %) de pórfidos, toba y fragmentos de venillas de cuarzo en una matriz ígnea porfirítica de grano fino con cristales de cuarzo y plagioclasa. Está siempre afectada por alteración filica intensa, fuerte venilleo de cuarzo (20->50 % en vol.) (Fig. 4f) y tiene mineralización de Cu-Au fuerte.

Las brechas hidrotermales similares a la brecha hidrotermal 1, que fueron interceptadas en los niveles superficiales de los sondeos del filo central, cortando al pórfido 4, han sido agrupadas como brecha hidrotermal 2 (Fig. 3, perfil A-A').

#### 4.2. Plutones subvolcánicos y brecha magmática post-mineralización

Los intrusivos que se describen a continuación se consideran posteriores a la mineralización principal, sin embargo algunos presentan alteración hidrotermal débil a moderada.

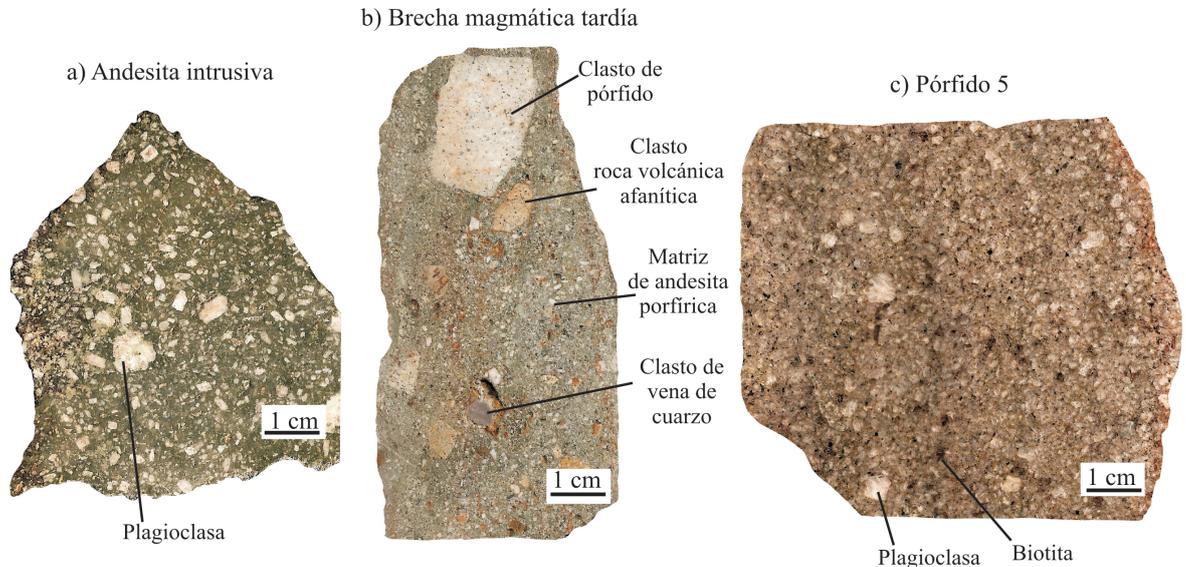
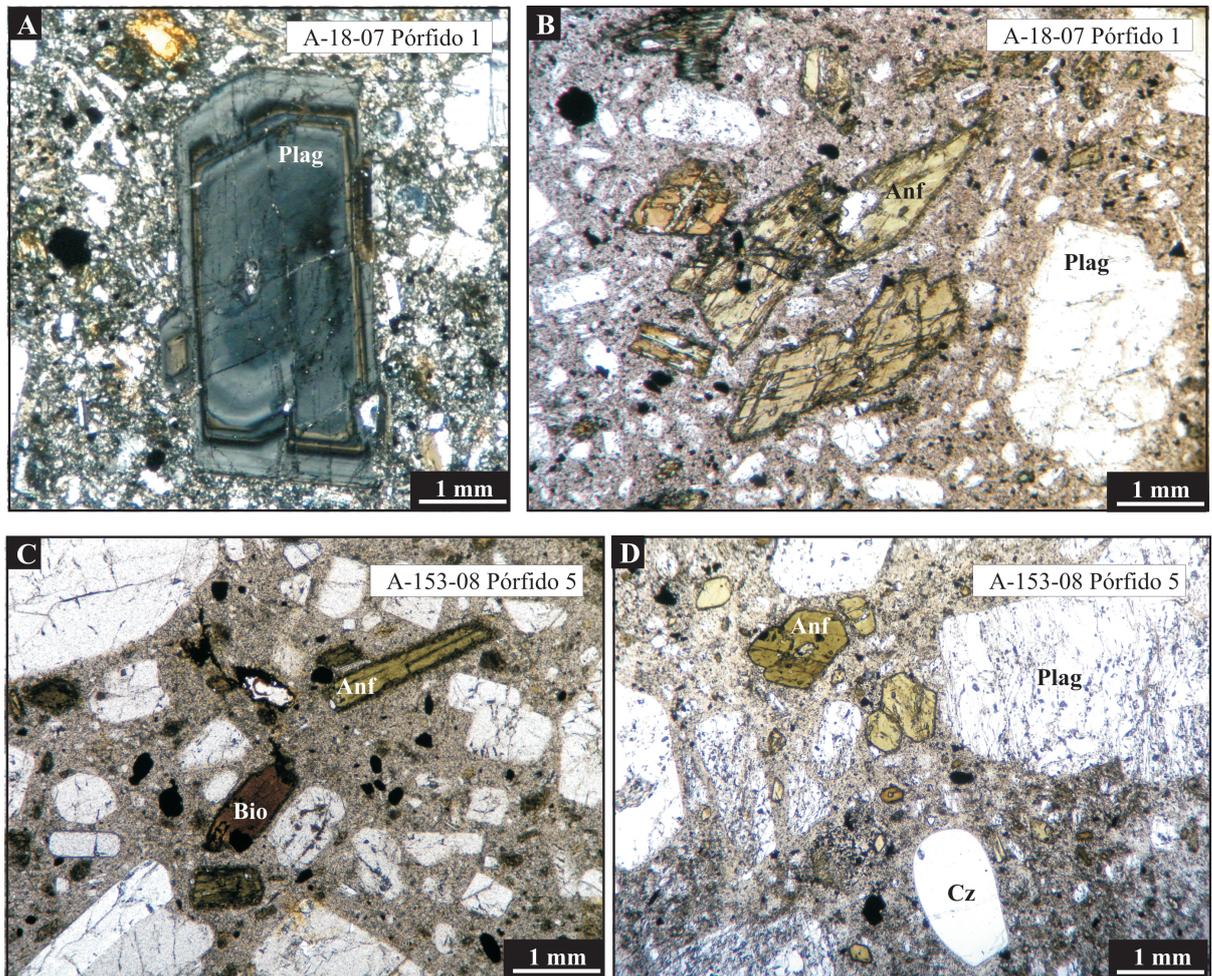


Figura 7. Fetas representativas de los plutones subvolcánicos y de la brecha magmática post-mineralización.

Una andesita intrusiva con textura porfírica ha sido mapeada en los filos este y noreste del distrito donde intruye a los pórfidos 1 y 2 (Figs. 2, 3, perfil B-B'). Se diferencia de los pórfidos por la diversidad de tamaños de los fenocristales de plagioclasa y por el grano más fino y la mayor proporción de plagioclasa de la pasta. Esta roca tiene fenocristales de plagioclasa de tamaño variable (40-70 % en vol., 0,2 -6 mm), anfíbol (1-7% in vol., <1 mm) y opacos de grano fino (<1mm, magnetita y ulvoespinelo) en una pasta verdosa de grano fino a submicroscópica (Fig. 7a). Presenta escasas venillas de cuarzo (1-2 % en vol.), alteraciones potásica y propilítica moderadas y mineralización es débil a ausente.

Una brecha magmática de composición andesítico-dacítica (Brecha Magmática Tardía) intruye a los pórfidos 1 y 2 y a la andesita intrusiva en los filos del noreste y este del distrito (Fig. 2, Fig 3, perfiles B-B' y C-C'). Contiene proporciones variables de fragmentos (0,2-20 cm) de pórfidos y de la andesita intrusiva (Fig. 7b) en una matriz porfírica de grano fino. En algunos sectores esta brecha suele contener sólo fragmentos de pórfidos. No contiene sulfuros ni venillas de cuarzo que la atraviesen (excepto dentro de los fragmentos de pórfidos mineralizados). Está afectada por alteraciones potásica y propilítica y localmente por alteración fílica.

El pórfido 5 de composición dacítica está expuesto en la zona noroeste del área mapeada (Fig. 2). Presenta textura porfírica con fenocristales de plagioclasa de composición oligoclasa (40-50 % en vol., 0,2-5 mm,  $An_{21-32}$ , Tabla 2), clinoanfíbol cálcico (edenita; 3-10 % in vol., 0,2-4 mm, Tabla 3), biotita (1-3 % in vol., 0,2-2 mm, Tabla 5), cuarzo (1 % en vol., 1 mm), magnetita y ulvoespinelo como accesorios (0,5-1,5, <1 % en vol, Tabla 4), apatito y circón en una pasta de grano fino a submicroscópica (Fig 7c). Está fresco a débilmente alterado y no contiene venillas ni mineralización. Otros pórfidos tardíos han sido reconocidos en los filos este y oeste del proyecto y fuera del área de estudio.



**Figura 8.** Microfotografías de los pórfidos. A) Fenocristal de plagioclasa del pórfido 1 con zonación composicional. B) Fenocristales de edenita y de plagioclasa en una pasta de grano fino. C) Fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita en la pasta afanítica del pórfido 5. D) Fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo en el pórfido 5.

A diferencia del pórfido temprano (pórfido 1), los pórfidos 3 y 5 presentan una proporción menor de fenocristales de anfíbol (5 % en vol.) y tienen fenocristales de biotita magmática y de cuarzo. El pórfido 5 no muestra zonación en sus plagioclasas, que sí se reconoce en muestras frescas de los pórfidos 1 y 3 (Fig. 8). Cabe destacar que las características y la composición de las plagioclasas de los pórfidos 2 y 4 no se pudieron determinar por el alto grado de alteración que presentan en todas las muestras.

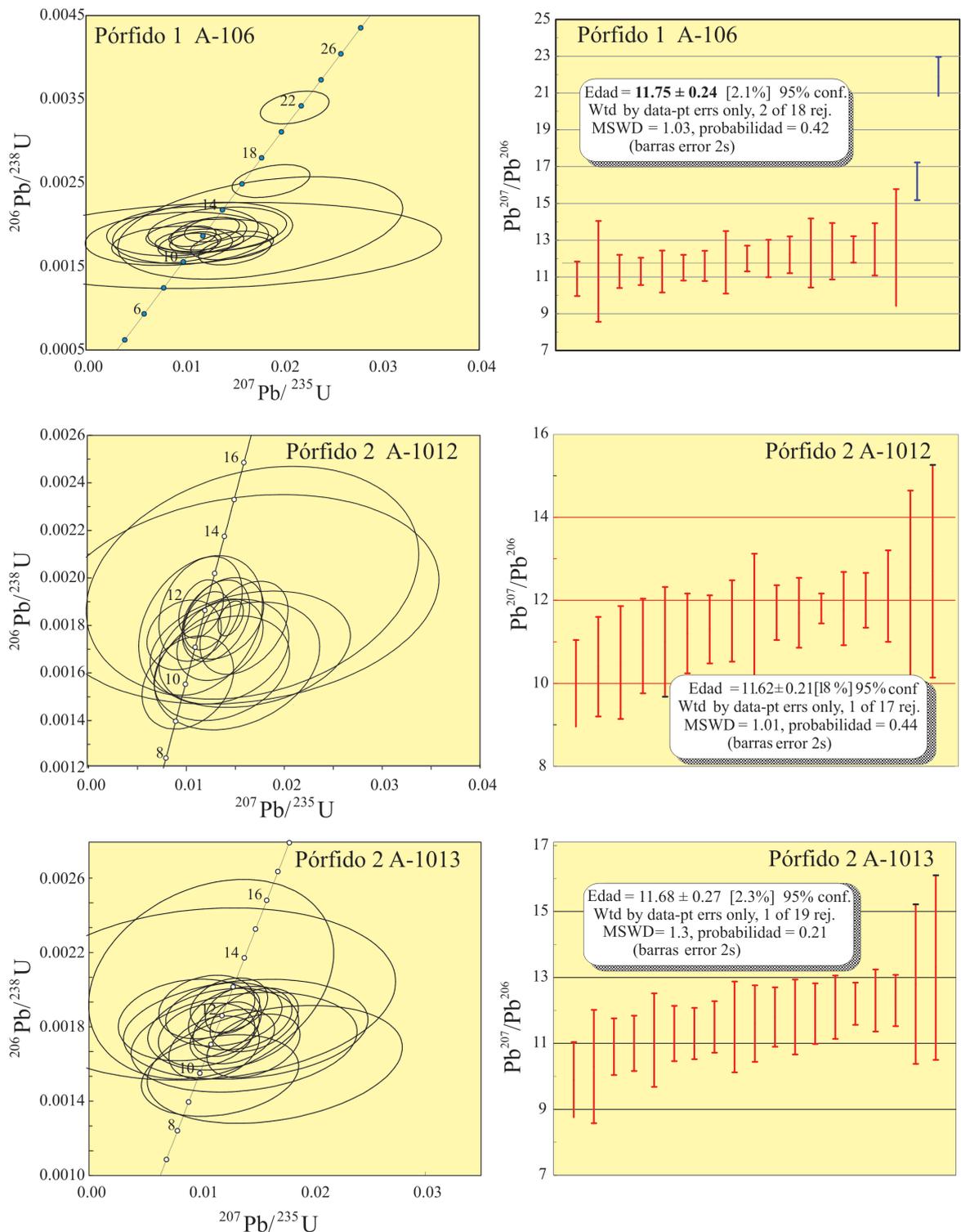
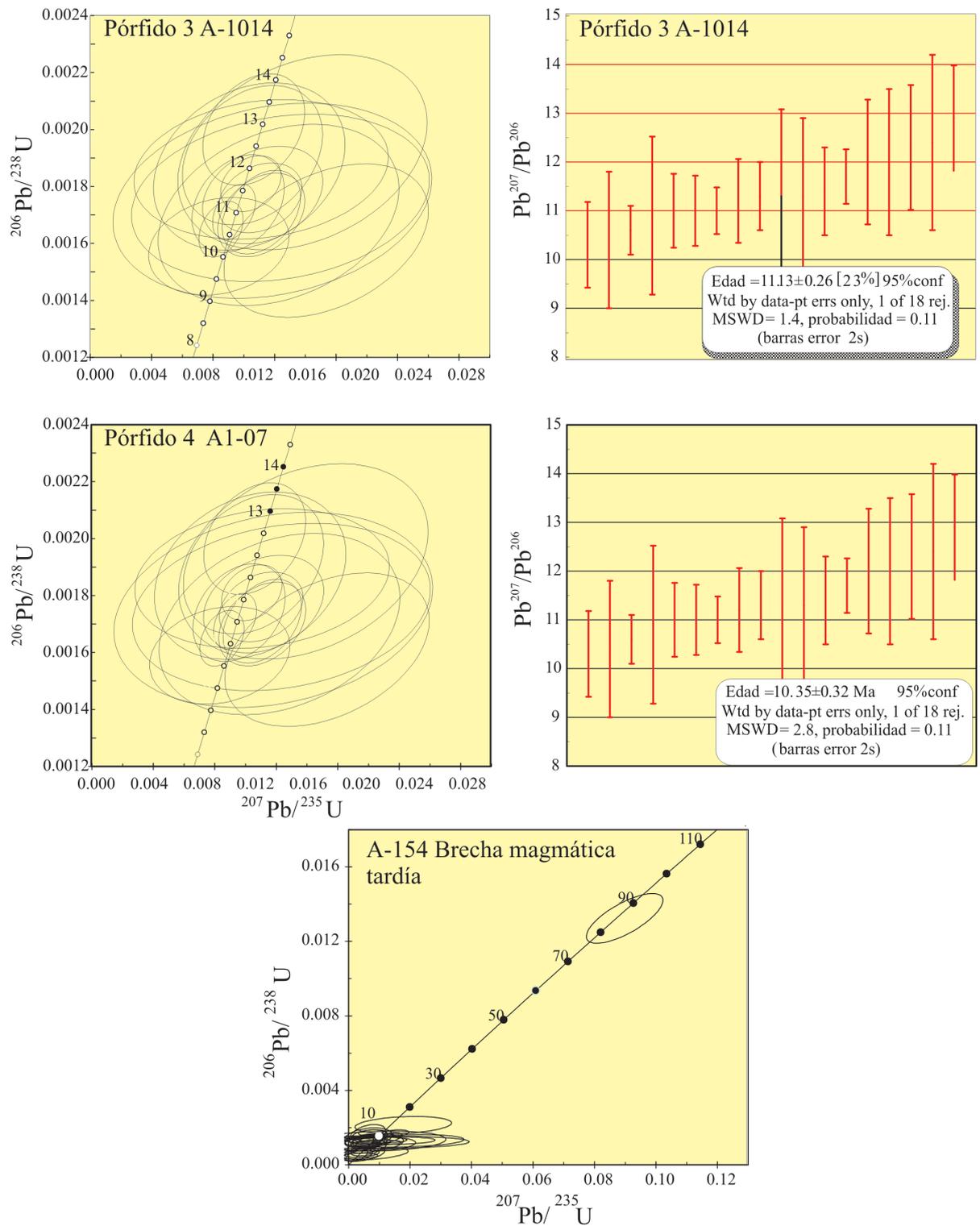


Figura 9. Diagramas de concordia U-Pb y diagramas de probabilidad de las muestras A-106, A-1012 y A-1013 correspondientes a los pórfidos 1 y 2 de la Suite Subvolcánica Superior.

Un depósito lahárico tardío de  $\sim 0,2 \text{ km}^2$ , discordante sobre las rocas volcánicas previas y no afectado por deformación, aflora en el filo norte del distrito minero (Fig. 2, Fig 3, perfil C-C'). Este depósito está compuesto por fragmentos líticos (>90%) redondeados, sin selección, con tamaños que varían de pocos mm a más de 2 m, rodeados por una matriz de



**Figura 10.** Diagramas de concordia U-Pb y diagramas de probabilidad de las muestras A-1014, A-1-07 y A-154 correspondientes a los pórfidos 3 y 4 y a la brecha magmática tardía de la Suite Subvolcánica Superior.

roca de grano fino que tiene laminación. Los fragmentos son de rocas volcánicas, principalmente de toba y de andesita del CVI, aunque también presenta fragmentos de pórfidos y de andesita intrusiva de la SSS en proporciones subordinadas.

## 5. GEOCROLOGÍA

Cinco muestras de pórfidos andesíticos-dacíticos y una muestra de la brecha magmática tardía fueron seleccionadas para obtener sus edades en cristales individuales de circón con el método U-Pb LA-ICP-MS (Tabla 6, Apéndices 1-6). Veinte análisis en circones del pórfido 1 del filo este (muestra A-106, Fig. 9) arrojaron una edad de cristalización promedio de  $11,75 \pm 0,24$  Ma, con un MSDW de 1,03 y una probabilidad de 0,42. Veinte análisis puntuales del pórfido 2 (muestra 1013) dieron una edad de cristalización promedio de  $11,68 \pm 0,27$  Ma, con un MSDW de 1,3 y una probabilidad de 0,21 (Fig. 9). Diecinueve análisis puntuales en diferentes granos de circón correspondientes a la facies de grano fino del pórfido 2, (muestra A-1012) dieron una edad U-Pb de cristalización promedio de  $11,62 \pm 0,21$  Ma, con MSDW de 1,01 y una probabilidad de 0,44 (Fig. 9). Veinte análisis puntuales de diferentes circones del pórfido 3 localizado en el filo central del proyecto (muestra A-1014, Fig. 10) arrojaron una edad de  $11,13 \pm 0,26$ , con un MSDW de 1,4 y una probabilidad de 0,11. El pórfido 4 del filo central dio una edad U-Pb de  $10,35 \pm 0,32$  (muestra A-1-07, Fig. 10) (ver Fig. 2 para ver la ubicación las muestras).

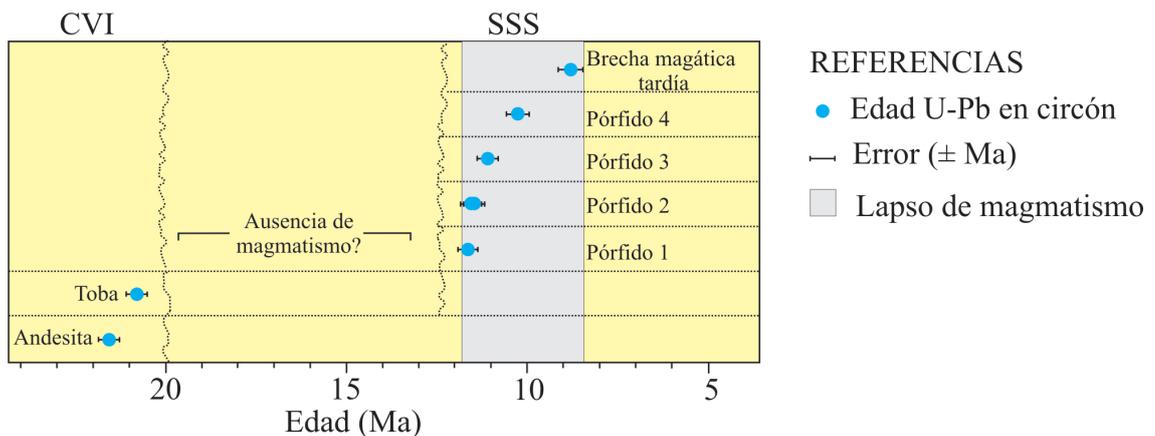


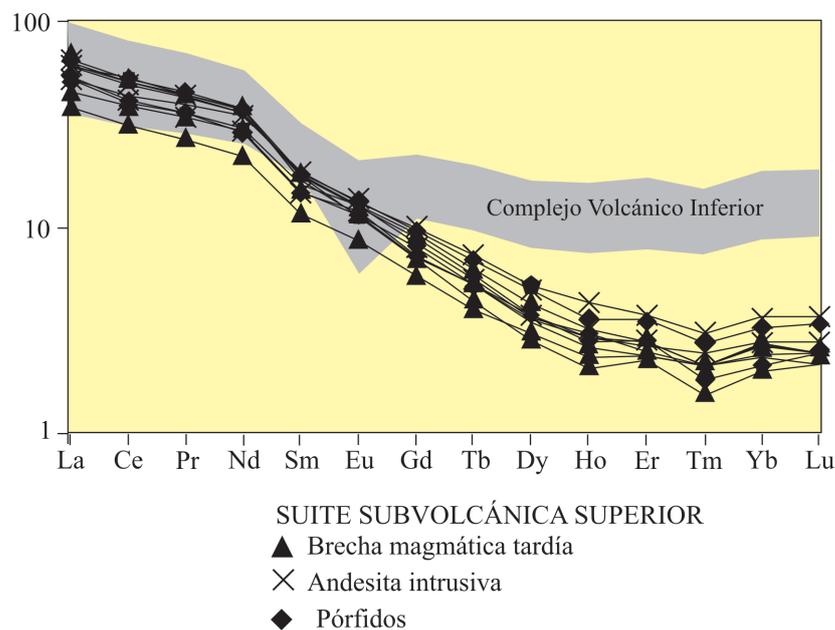
Figura 11. Síntesis de las edades U-Pb de las rocas ígneas del Complejo Volcánico Inferior (CVI) y de la Suite Subvolcánica Superior (SSS) de Altar.

Treinta análisis en diferentes cristales de circón correspondientes a una muestra de la brecha magmática tardía del SSS (muestra A-154) fueron analizados por el método U-Pb LA-ICP-MS. Veintiseis de los análisis realizados en los cristales de circón reflejaron edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  concordantes, con un promedio de  $8,9 \pm 0,4$  Ma, y un MSDW de 1,1 (Fig. 10), que se interpreta como la edad de cristalización de la roca. Tres cristales dieron edades de  $\sim 4$  Ma y dos cristales de circón dieron edades de 84 y de 144 Ma, y fueron considerados xenocristales.

En el cuadro de la figura 11 se brinda una síntesis de las edades U/Pb de las rocas ígneas del Complejo Volcánico Inferior y de la Suite Subvolcánica Superior obtenidas en este trabajo.

## 6. GEOQUÍMICA

Los análisis químicos representativos de los plutones subvolcánicos de la Suite Subvolcánica Superior se presentan en la Tabla 7. En esta tabla se incluye la ubicación de cada muestra analizada y su grado de alteración. Los datos geoquímicos de las muestras menos alteradas de cada plutón fueron considerados en los sucesivos diagramas geoquímicos. Las muestras frescas se ubican en colores blancos, en tanto que las muestras con alteración débil a moderada se señalan con patrones negros. Los pórfidos andesíticos-dacíticos 2 y 4 fueron excluidos de la interpretación geoquímica debido a la alteración hidrotermal fuerte que presentan en todas las muestras (de afloramientos y de subsuelo).



**Figura 12.** Tierras raras de las rocas ígneas de la Suite Subvolcánica Superior normalizados a condrito (Sun y Mc Donough, 1989). Para comparar se ha agregado el patrón de las rocas del Complejo Volcánico Inferior.

Los plutones de la Suite Subvolcánica Superior tienen concentraciones de  $\text{SiO}_2$  entre 59,63 y 67,16% en peso y corresponden a andesita y dacita. Presentan afinidades calcoalcalinas y se ubican próximos al límite entre los campos subalcalino y alcalino. La relación  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  en un análisis de roca total del pórfido 5 ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 2,37$ ) (Muestra A-1017; Tabla 7) corresponde a magmas oxidados de tipo "I" (relación  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 0,3$ ; Blevin y Chappell, 1992). Tienen concentraciones de  $\text{K}_2\text{O}$  baja a intermedia, altas de  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $> 5\%$ ) y los porcentajes de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y de  $\text{MgO}$  varían entre 16-19,67% y 1,2-1,8 % en peso,

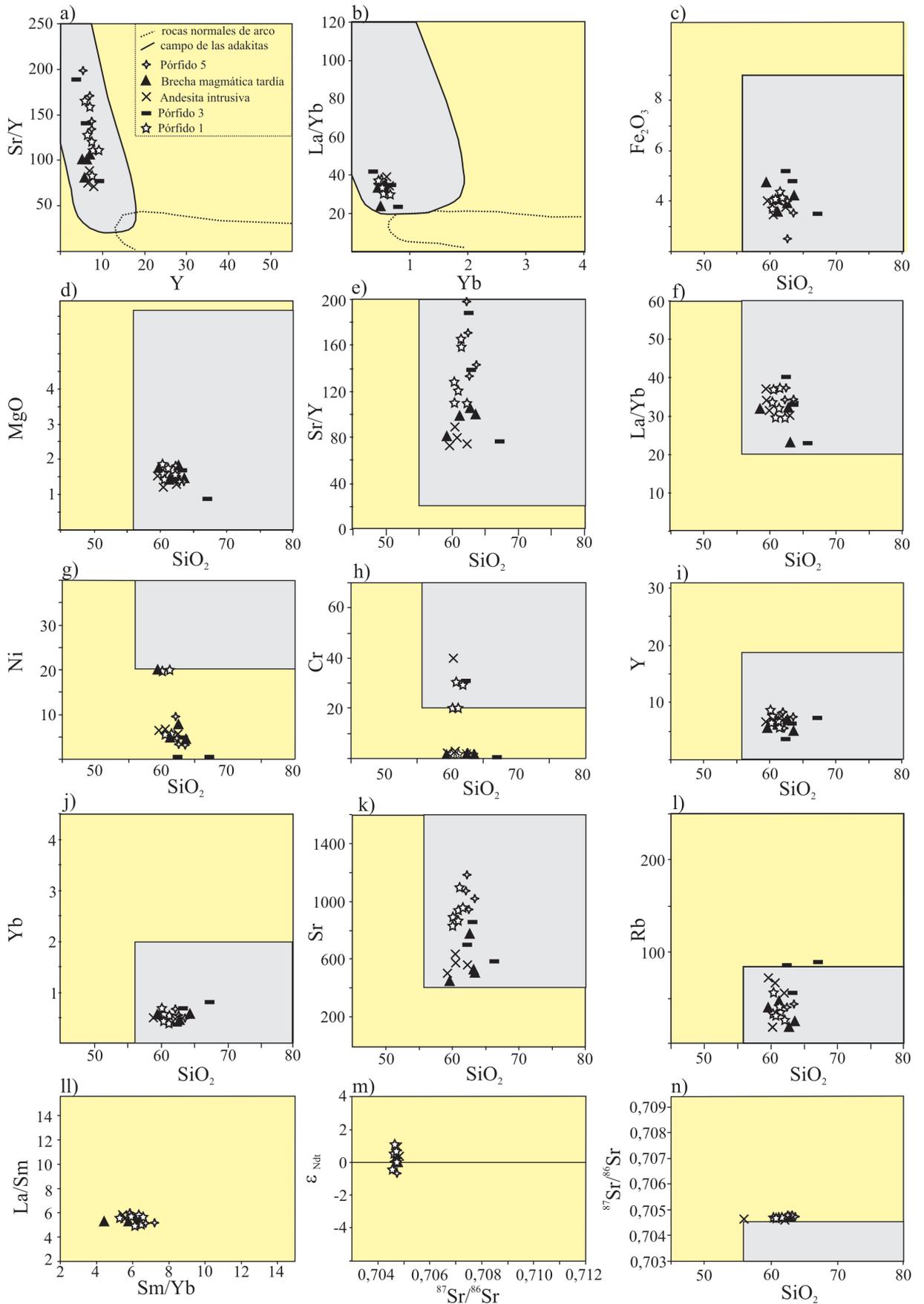


Figura 13. Diagramas tipo Harker para las rocas de la SSS de Altar que muestran los campos y los límites de las composiciones adakíticas en gris.

respectivamente. En los pórfidos andesíticos-dacíticos, las altas concentraciones de  $\text{Na}_2\text{O}$  (5-7%) se correlacionan con la abundancia de oligoclasa en la composición de la plagioclasa (Tabla 2). Las concentraciones elevadas de  $\text{Na}_2\text{O}$  (7,74-9,24%) en la andesita intrusiva y en la brecha magmática tardía obedecen a albitización moderada de las plagioclasas magmáticas.

Los análisis de ETR totales normalizados a condrito (Sun y Mc Donough, 1989) definen patrones con una forma lítrica debido a su empobrecimiento en ETR intermedios y pesados (Fig. 12). El La varía entre 22,5 y 37,8 veces condrito y el Yb entre 1,2 y 0,7 veces condrito. Los valores de la razón (La/Yb) en estas rocas varían entre 23 y 41 y carecen de anomalías de Eu.

En los diagramas de Sr/Y versus Y (Defant y Drummond, 1993) y La/Yb versus Yb (Castillo et al., 1999) (Figs 13a y b), todas las unidades rocosas de la SSS caen en el campo de las adakititas y las razones Sr/Y y La/Yb no muestran tendencias en relación al  $\text{SiO}_2$  (Figs 13c a l). Los pórfidos 1, 3 y 5 presentan los valores de las razones Sr/Y más altos (83 - 188), el intrusivo de andesita tiene valores Sr/Y de 75 a 90 y la brecha magmática tardía de 77 a 105 (Fig. 13e). Todas estas rocas exhiben valores de la razón La/Yb comprendidos en el rango 30 - 41, excepto por una muestra de la brecha magmática tardía y una del pórfido 3, con valores más bajos (Fig. 13f). Las rocas de la SSS satisfacen los parámetros de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO, Y, Yb y Sr de las rocas adakíticas (Figs. 13c, d, i, j, k), sin embargo, en el diagrama de Ni versus  $\text{SiO}_2$ , todas las muestras se sitúan debajo del campo de las adakititas, con una leve tendencia hacia la disminución del contenido de Ni con el incremento del  $\text{SiO}_2$  (Fig. 13g). En el diagrama de Cr versus  $\text{SiO}_2$ , la mayoría de las rocas de la SSS también se ubican por debajo del campo de las adakititas, con concentraciones de Cr inferiores a 20 ppm (Fig 13h). En el diagrama de Rb versus  $\text{SiO}_2$ , excepto dos muestras del pórfido 3 que tienen concentraciones de Rb > 65 ppm, las restantes plotean dentro del campo correspondiente a las adakititas (Fig. 13l).

En la mayoría de los diagramas tipo Harker (Figs. 13c-13l) es difícil observar tendencias de diferenciación debido al rango restringido de  $\text{SiO}_2$  en estas rocas. Sin embargo, si sólo se tienen en cuenta las muestras frescas (patrones blancos de la Fig. 13) y se usa el valor de la razón  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  como índice de diferenciación con el cual comparar la distribución de los elementos químicos (Fig. 14), hay un aumento de  $\text{SiO}_2$  y tendencias de diferenciación débiles desde el pórfido 1 al pórfido 5.

El diagrama de La/Sm versus Sm/Yb (Fig. 13m) muestra el comportamiento de los elementos de las tierras raras livianas versus pesadas. Estas rocas tienen un rango de La/Sm (4,9-6,2) restringido y un amplio rango de valores de la razón Sm/Yb: 5,21-6,6 en el pórfido 1, 4,1-5,5 en el pórfido 3, 5,8-7,1 en el pórfido 5, 5,5-6 en el intrusivo andesítico y 4-6,3 en la brecha magmática tardía.

## 7. ISÓTOPOS DE Sr-Nd-Pb

Los análisis de los isótopos radiogénicos Sr, Nd y Pb en las rocas de la Suite Subvolcánica Superior se presentan en la Tabla 8. Los cuerpos subvolcánicos tienen datos isotópicos relativamente homogéneos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)} = 0,704630$  a  $0,704732$ ,  $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = 0,67$  a  $-0,4$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,33$ - $18,93$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,59$ - $15,66$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,26$ - $38,61$  que indican una fuente débilmente enriquecida con contribuciones del manto y de la corteza (Fig. 13n). Los cálculos de las edades modelo de Nd varían entre 810 y 910 para todas las rocas analizadas (Tabla 8).

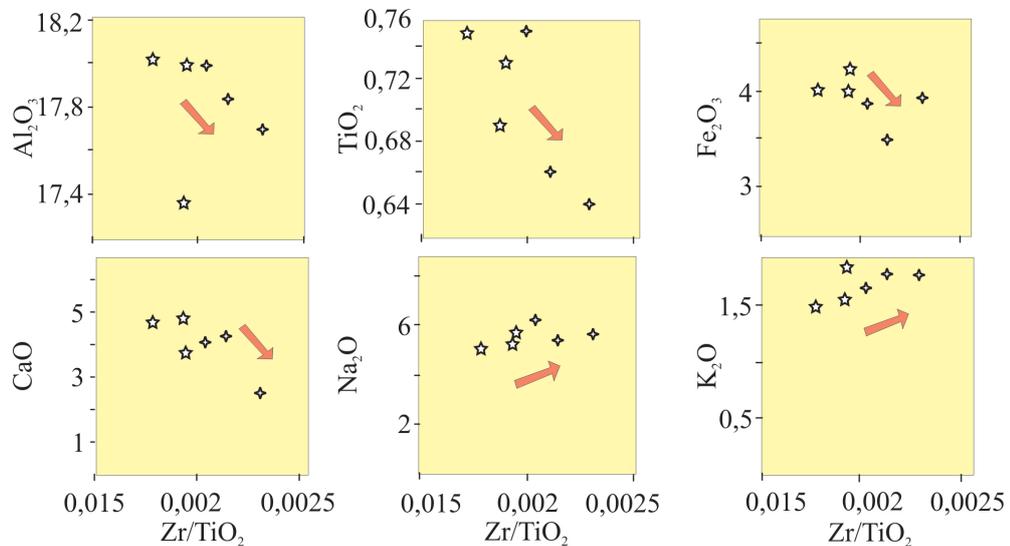


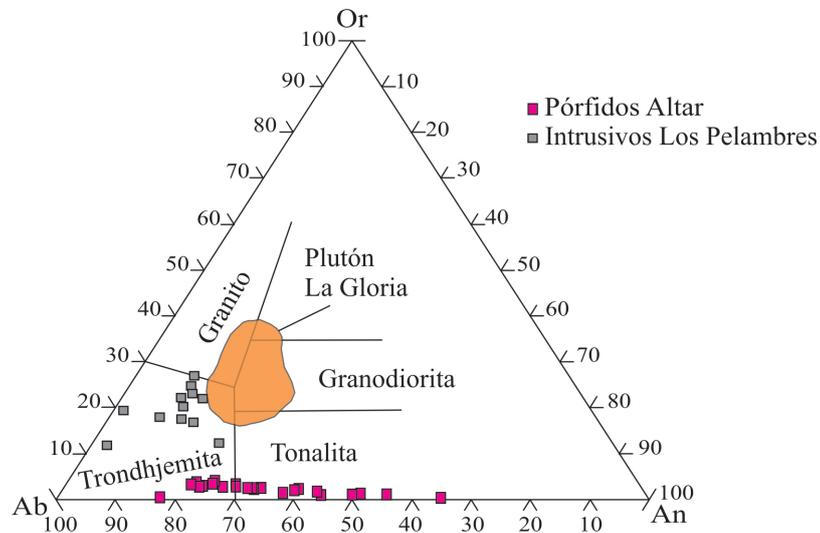
Figura 14. Diagramas tipo Harker de las muestras frescas de la Suite Subvolcánica Superior

## 8. DISCUSIÓN

El magmatismo del Mioceno-medio tardío en el área de estudio se caracteriza por el emplazamiento sucesivo de una serie de plutones y de brechas magmáticas subvolcánicas, algunos de los cuales se asocian a la alteración hidrotermal y a la mineralización de Cu-(Mo-Au) y de Au-(Ag-Cu) en el distrito. El pórfido 1 no parece haber aportado fluidos hidrotermales, pero está cortado por las vetas epitermales de Au-(Ag-Cu) y se interpreta como un pórfido pre-mineralización, mientras que los pórfidos 2, 3 y 4 y las brechas magmáticas 1 y 2 están asociados a la mineralización. La andesita intrusiva, la brecha magmática tardía y el pórfido 5 son post-mineralización.

El pórfido pre-mineralización, los pórfidos mineralizados y los post-mineralización presentan firmas geoquímicas e isotópicas similares y parecen provenir de una misma cámara magmática. Las edades U-Pb en circones de  $11,75 \pm 0,24$  Ma para el pórfido 1, de  $11,62 \pm 0,21$  Ma y  $11,68 \pm 0,27$  Ma para el pórfido 2, de  $11,13 \pm 0,26$  Ma para el pórfido 3, de  $10,35 \pm 0,32$  Ma para el pórfido 4 y de  $8,9 \pm 0,4$  Ma para la brecha magmática tardía, indican que el período de actividad magmática que originó la SSS duró  $\sim 3$  Ma.

La abundancia de oligoclasa en la composición de las plagioclasas magmáticas se correlaciona con las elevadas concentraciones de  $\text{Na}_2\text{O}$  (5-7% en peso) determinadas en los plutones porfíricos. En el diagrama Ab-An-Or (Barker, 1979; Fig. 15) se muestran las composiciones de las plagioclasas magmáticas de los pórfidos frescos de Altar, y para comparar se han agregado las composiciones modales de las plagioclasas de los intrusivos fértiles de Los Pelambres y del plutón estéril La Gloria ( $10,3 \pm 0,2$  Ma, Deckart et al., 2010). Las muestras de Altar, con mayor rango de Ab-An y menor de Or que los otros dos plutones, caen en los campos de la tonalita y de la trondhjemita.



**Figura. 15.** Diagrama Ab-An-Or con las composiciones de las plagioclasas magmáticas de los pórfidos de Altar, de Los Pelambres y del plutón estéril La Gloria.

Los fenocristales de plagioclasa del pórfido 1 tienen zonación composicional, con núcleos de  $\text{An}_{28-32}$  secciones intermedias de  $\text{An}_{21-34}$  y  $\text{An}_{31-33}$  y un delgado borde externo de  $\text{An}_{39-42}$ . Los cambios de presión, temperatura y contenido de agua en el magma pueden afectar la concentración molar de anortita en las plagioclasas, pero no causan cambios en las concentraciones de sus elementos traza (Ginibre et al., 2007). En los fenocristales de plagioclasa de este pórfido (1) se observa que las variaciones del contenido molar de An se correlacionan con cambios significativos en los elementos traza (Fe y Mg) con respecto a las zonas adyacentes (Fig. 5). Este hecho refleja que la cristalización de las rocas tuvo lugar en un

sistema abierto (Ginibre et al., 2007) y el borde externo más cálcico del fenocristal indica un evento de recarga en la cámara magmática con un magma menos evolucionado (más máfico). La zonación composicional en plagioclasa también ha sido reconocida en el pórfido 3 (Tabla 2), pero no en el pórfido 5.

La composición del anfíbol en todas las muestras analizadas es edenita y los óxidos corresponden a la serie magnetita-ulvoespinelo (Tablas 3 y 4). Las biotitas magmáticas del pórfido 3 tienen composiciones intermedias entre flogopita y biotita magnésica y las biotitas magmáticas del pórfido 5 corresponden a biotita magnésica (Tabla 5).

El pequeño incremento en las concentraciones de SiO<sub>2</sub> (andesita a dacita) desde el pórfido temprano 1 al pórfido tardío 5 (intrusivos menos alterados), la presencia de fenocristales de cuarzo en el pórfido 5 y las tendencias en los diagramas tipo Harker (Fig. 14), pueden obedecer al desarrollo de un proceso incipiente de diferenciación en la cámara magmática. El pórfido 5 parece derivar del pórfido 1 por diferenciación magmática, pero la cámara magmática habría perdido el potencial para generar mineralización.

Los isótopos de plomo de muchos pórfidos de cobre de los Andes (e.j Chuquicamata, El Salvador, El Teniente) indican que los mismos pueden ser agrupados en una “provincia isotópica” distintiva. Estos depósitos tienen datos isotópicos homogéneos, con bajos valores de las razones <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb y <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb y un origen del magma en la cuña del manto (Macfarlane et al., 1990). En la figura 16A se grafican los datos isotópicos de plomo de las muestras de Altar en un diagrama <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb versus <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb y para comparar se han incorporado los campos de las rocas volcánicas de la zona de El Indio (Kay et al., 1991; Bissig et al., 2003), litologías del basamento de esta región (Tosdal et al., 1999), basaltos de la placa de Nazca (Unruh y Tatsumoto, 1976) y menas del norte de Chile (Macfarlane, 1999).

En general se observa que los datos de los isótopos de plomo de las rocas de Altar no muestran tendencias temporales. Una interpretación para explicar las altas concentraciones de <sup>206</sup>Pb y <sup>207</sup>Pb en las andesitas basálticas fue presentada en el capítulo precedente. Entre las rocas de la SSS, el pórfido 1 es el que tiene mayor dispersión de los valores de <sup>206</sup>Pb y <sup>207</sup>Pb. Una muestra del pórfido 1 tiene valores de Pb radiogénico elevados (<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 15,66 y <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 18,9), mientras que el resto presenta razones de <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb inferiores. El valor más alto de plomo radiogénico en este pórfido no se correlaciona con un aumento del SiO<sub>2</sub> (Fig. 16B) por lo que su origen, en este caso, podría corresponder a contaminación de la fuente mantélica por fluidos acuosos ricos en Pb procedentes de los sedimentos subductados (Kessel et al., 2005). El resto de las litologías de la SSS de Altar (pórfido 4, andesita intrusiva, brecha magmática tardía y pórfido 5) tienen un rango más restringido de valores (<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 18,55-18,62 y <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 15,59-15,61) que parece corresponder a un origen del magma en

el manto, similar al que presentan las unidades volcánicas de la zona de El Indio y El Teniente y la mena del norte de Chile (Fig. 16A). Estas litologías muestran una cierta correlación en el gráfico de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $\text{SiO}_2$  que podría explicarse por un bajo grado de asimilación de rocas de la corteza o bien por la mezcla de un magma más félsico (más radiogénico) con uno más máfico (menos radiogénico) (Fig. 16B).

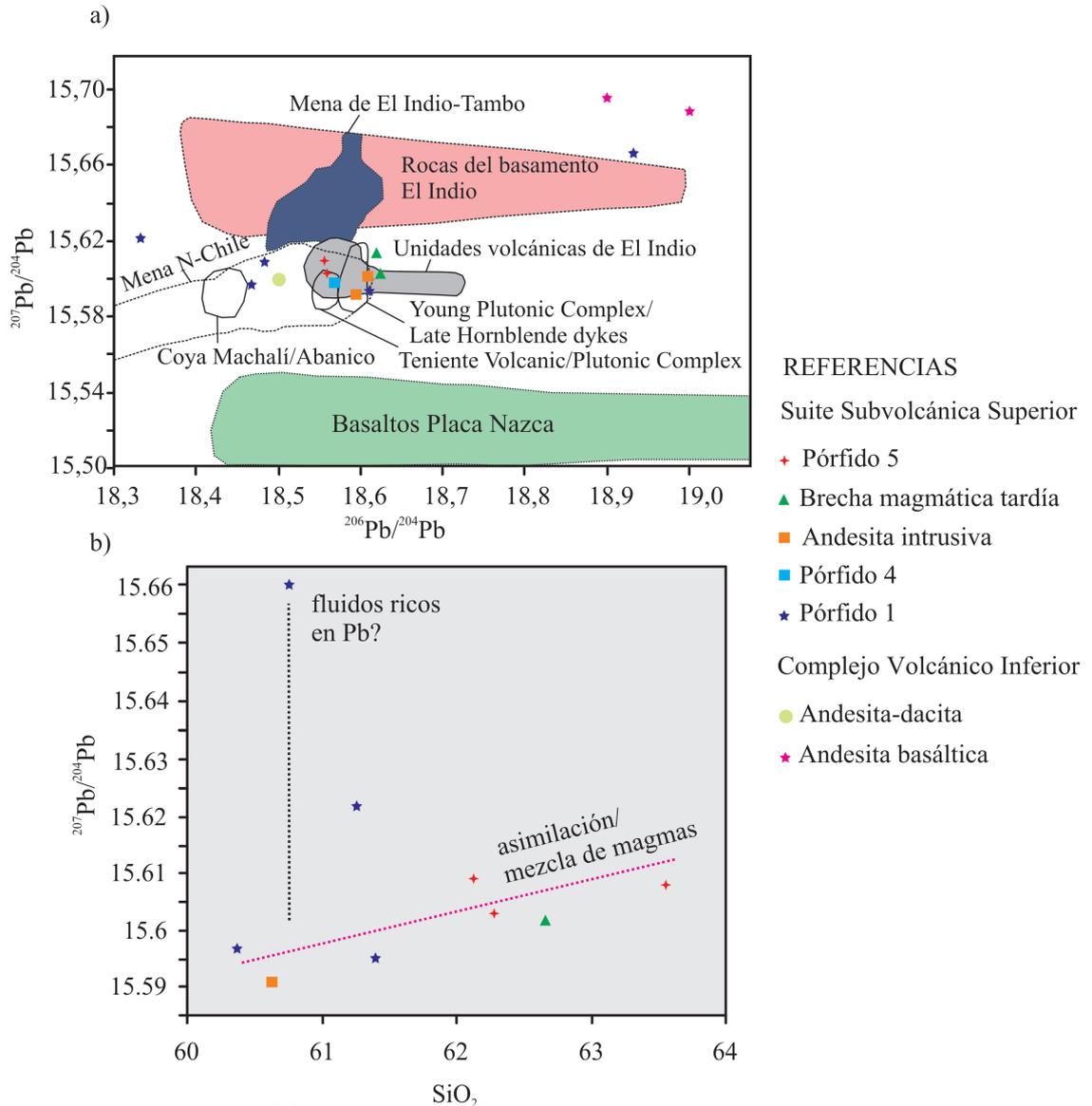


Figura. 16. A) Diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de las muestras de Altar, rocas volcánicas de la zona de El Indio, litologías del basamento, basaltos de la placa de Nazca y menas del norte de Chile (ver referencias en el texto). B) Diagrama de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $\text{SiO}_2$  de las muestras de Altar (explicaciones en el texto).

El lahar que aflora en el filo norte del distrito minero, no afectado por deformación, tiene clastos de rocas volcánicas del CVI y de las rocas de la SSS. Esto indica que este depósito tiene una edad miocena tardía o posterior.

### 8.1. Comparación con las adakititas

Los pórfidos de Cu ± Mo ± Au suelen estar asociados a rocas ígneas de composiciones intermedias con altas razones de Sr/Y y de La/Yb (e.j., [Kay, 1978](#), [Baldwin y Pearce, 1982](#); [Defant y Drummond, 1990](#); [Drummond et al., 1996](#)) que han sido equiparadas por algunos investigadores a fundidos de corteza oceánica subductada en facies metamórficas de anfibolita o eclogita ([Thiéblemont et al., 1997](#); [Sajona y Maury, 1998](#); [Oyarzún et al., 2001](#); [Mungall, 2002](#)). Sin embargo, otros investigadores indican que magmas con características geoquímicas similares pueden desarrollarse a partir de fundidos de la cuña de manto astenosférico por fraccionamiento de anfíbol y/o granate o por interacción con materiales corticales durante el ascenso a través de la litósfera superior ([Castillo et al., 1999](#); [Mcpherson et al., 2006](#); [Chiaradia et al., 2009a y b](#); [Richards, 2011](#)).

La geoquímica de las adakititas se caracteriza por concentraciones de SiO<sub>2</sub> mayores de 56 %, de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mayores de 15 %, de MgO normalmente por debajo de 3 %, contenidos de Sr superiores a 400 ppm, Y por debajo de 18 ppm, Yb inferior a 1,9 ppm, Ni superior a 20 ppm, Cr superior a 30 ppm y valores isotópicos <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr inferiores a 0,7045 ([Richards y Kerrich, 2007, Tabla 9](#)). Las rocas de la SSS de Altar presentan varias características geoquímicas que son típicas de las rocas adakíticas, como por ejemplo los valores altos de las razones de Sr/Y (Sr/Y ≥ 20) y La/Yb (La/Yb ≥ 20). Además, satisfacen los parámetros de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, Rb, Sr, Y e Yb de las rocas adakíticas. Su carácter trondhjemitico (Na<sub>2</sub>O ≥ 5,11 % en peso; [Tabla 7, Fig. 15](#)) también coincide con el reconocido en las adakititas. Por otro lado, las rocas de Altar tienen menores concentraciones de Ni y Cr y valores de la razón <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr que indican un mayor aporte de componentes de la corteza en sus magmas ([Tabla 9 y Fig. 13n](#)).

Los valores altos de las razones Sr/Y y La/Yb de las rocas pueden derivar de la alta concentración de agua en el magma (> 4 % en peso de H<sub>2</sub>O) que causa el fraccionamiento de anfíbol ± granate e inhibe el fraccionamiento de la plagioclasa ([Frey et al., 1978](#); [Kay et al., 1991](#), [Lang y Titley, 1998](#); [Richards et al., 2001](#)) a niveles profundos en la corteza. La estabilidad del granate y del anfíbol en el residuo del magma hace que los elementos de las tierras raras pesados e intermedios se comporten como compatibles en relación a los livianos, dando lugar a los valores altos de La/Yb en los magmas (e.j [Richards, 2011](#)). Al no estar presente la plagioclasa, los fundidos están enriquecidos en Sr y tienen valores altos de Sr/Y (e.j [Richards, 2011](#)).

En los diagramas de ETR totales normalizados a condrito ([Fig. 12](#)), las rocas de la SSS presentan patrones lítricos, que contrastan con los patrones subhorizontales de las rocas del

CVI y no muestran transiciones con el tiempo. El diseño lítrico de los patrones de ETR indica que las rocas de la SSS derivaron de magmas que se equilibraron con una mineralogía residual dominada por anfíbol (Kay et al., 1991), en tanto que la ausencia de la anomalía negativa de Eu puede obedecer a la ausencia del fraccionamiento de la plagioclasa debido a las condiciones de  $pH_2O$  elevadas (Frey et al., 1978; Kay et al., 1991, Lang y Tittley, 1998; Richards et al., 2001).

Tabla 9. Comparación entre las rocas de la SSS de Altar y las adakitas

% en peso	Adakitas	
	Richards y Kerrich, 2007	Rocas de la SSS de Altar
SiO <sub>2</sub>	≥56 %	≥59,6 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≥15 %	≥16,02 %
MgO	<3 %	<1,87 %
Mg n°.1	~0,5	
Na <sub>2</sub> O	≥3,5 %	≥5,11 %
K <sub>2</sub> O	≤3 %	≤3,4 %
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	~0,42	<0,32
ppm		
Rb	≤65	≤89
Sr	≥400	≥501,9
Y	≤18	≤8,6
Yb	≤1,9	≤0,8
Ni	≥20	≥3,1
Cr	≥30	<20
Sr/Y	≥20	≥75,42
La/Yb	≥20	≥23,13
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	≤0,7045	≤0,7047
Edad de la corteza oceánica subductada	≤25 M.a.	33-40 Ma

Los datos geoquímicos e isotópicos homogéneos que presentan las rocas de Altar sugieren contribuciones del manto y la corteza en sus magmas, un proceso típico de las zonas tipo MASH (fusión de rocas del manto, asimilación de rocas de la corteza, almacenamiento y homogeneización de los magmas) en cámaras magmáticas en la corteza (Kay et al., 1987; Hildreth y Moorbath, 1988) o bien por contaminación de la región fuente del manto con componentes corticales (Stern, 1991; Stern et al., 2011).

Defant y Drummond (1990) señalan que sólo la litósfera oceánica joven (con mayor temperatura) puede fundirse ( $\leq 25$  Ma). Si se tiene en cuenta la edad de la placa oceánica subductada (33-40 Ma) en la región de Altar y este requisito, es poco probable que los magmas provengan de la fusión directa de esta placa -que es el origen de las verdaderas adakitas - dado que para que esto sea posible la placa oceánica debería ser más joven. No obstante ello, otros autores (Gutscher et al., 2000) opinan que la subducción horizontal y la fusión de “ventanas de la placa oceánica” (Yogodzinski et al., 2001) pueden generar adakitas.

## 8.2. Comparación con otros pórfidos fértiles y estériles del segmento de subducción horizontal

En la siguiente discusión se comparan los datos de las rocas del SSS de Altar con los análisis e interpretaciones publicados para los pórfidos y plutones del Mioceno tardío-Plioceno del segmento de subducción horizontal: los pórfidos de La Alumbreira ( $8,02 \pm 0,14$  Ma,  $7,98 \pm 0,14$  Ma, [Harris et al., 2004](#);  $6,8 \pm 0,2$  Ma, [Halter et al., 2004](#)) y Agua Rica (intrusivo Melcho  $8,56 \pm 0,48$  Ma, [Sasso, 1997](#); pórfido Trampeadero  $5,1 \pm 0,05$  Ma, [Perelló et al. 1998](#)), otros pórfidos del Complejo Farallón Negro (las riodacitas Macho Muerto y Lomo Morado, la dacita porfídica de Agua Tapada, la andesita Bajo El Durazno y el pórfido dacítico Las Pampitas; [Halter et al., 2004](#)), los pórfidos asociados a la mineralización aurífera de Maricunga (V Lobos, Pastillos y Marte; [Kay et al., 1999](#)), los pórfidos Los Pelambres ([Reich et al., 2003](#)), los pórfidos asociados a la mineralización de El Teniente (Tonalita Sewell:  $7,05 \pm 0,14$  Ma, [Maksaev et al., 2004](#); los pórfidos dacíticos norte y central:  $6,09 \pm 0,18$ , [Skewes y Stern, 2007](#); el pórfido A:  $5,67 \pm 0,19$  Ma, [Maksaev et al., 2004](#), [Skewes y Stern, 2007](#) los diques de latita:  $4,82 \pm 0,09$  Ma, [Maksaev et al., 2004](#)), las intrusiones dacíticas Río Blanco-Los Bronces ( $6,3$  a  $4,3$  Ma, [Deckart et al., 2005](#)). También se los compara con los plutones estériles del Mioceno medio-tardío que se localizan entre los  $\sim 33^\circ$  y  $34^\circ$  S: el macizo del Cerro Mesón Alto ( $11,3 \pm 0,1$  Ma, [Deckart et al., 2010](#)), el batolito San Francisco ( $11,2 \pm 0,1$  Ma y  $14,7 \pm 0,1$  Ma, [Deckart et al., 2010](#);  $11,96 \pm 0,4$  Ma,  $8,16 \pm 0,45$  Ma, [Deckart et al., 2005](#)), el stock Yerba Loca ( $14,9 \pm 0,1$  Ma, [Deckart et al., 2010](#)) y el plutón La Gloria ( $10,3 \pm 0,2$  Ma, [Deckart et al., 2010](#)).

En las [figuras 17a a 17f](#) se muestra el modelo de colisión y migración de la dorsal de Juan Fernández con respecto al margen continental chileno durante el Mioceno ([Yañez et al., 2001](#)) y se señala la ubicación y la edad de los pórfidos y plutones mineralizados y estériles analizados en esta discusión, y la presencia o no de características geoquímicas “tipo adakita” en las rocas. En la [figura 17g](#) se muestran los dominios de fallamiento en la corteza y los sectores de esfuerzos de transpresión y transtensión producidos por la subducción de la placa oceánica y la colisión de la dorsal de Juan Fernández con el margen chileno ([Yañez et al., 2001](#)). Los datos geoquímicos de los pórfidos y plutones se han volcado en los diagramas de Sr/Y versus Y ([Defant y Drummond, 1993](#)) y La/Yb versus Yb ([Castillo et al., 1999](#)) y en los diagramas tipo Harker que muestran los campos y los límites de las composiciones adakíticas en gris ([Figs. 18, 19 y 20](#)).

Las reconstrucciones de Yañez et al. (2001) muestran que la interacción oblicua entre el segmento NE de la dorsal y la fosa, migró rápidamente (~ 20 cm/año) hacia el sur a lo largo del margen chileno desde el Mioceno temprano al tardío (20 a 10 Ma) (Figs. 17 a, b y c).

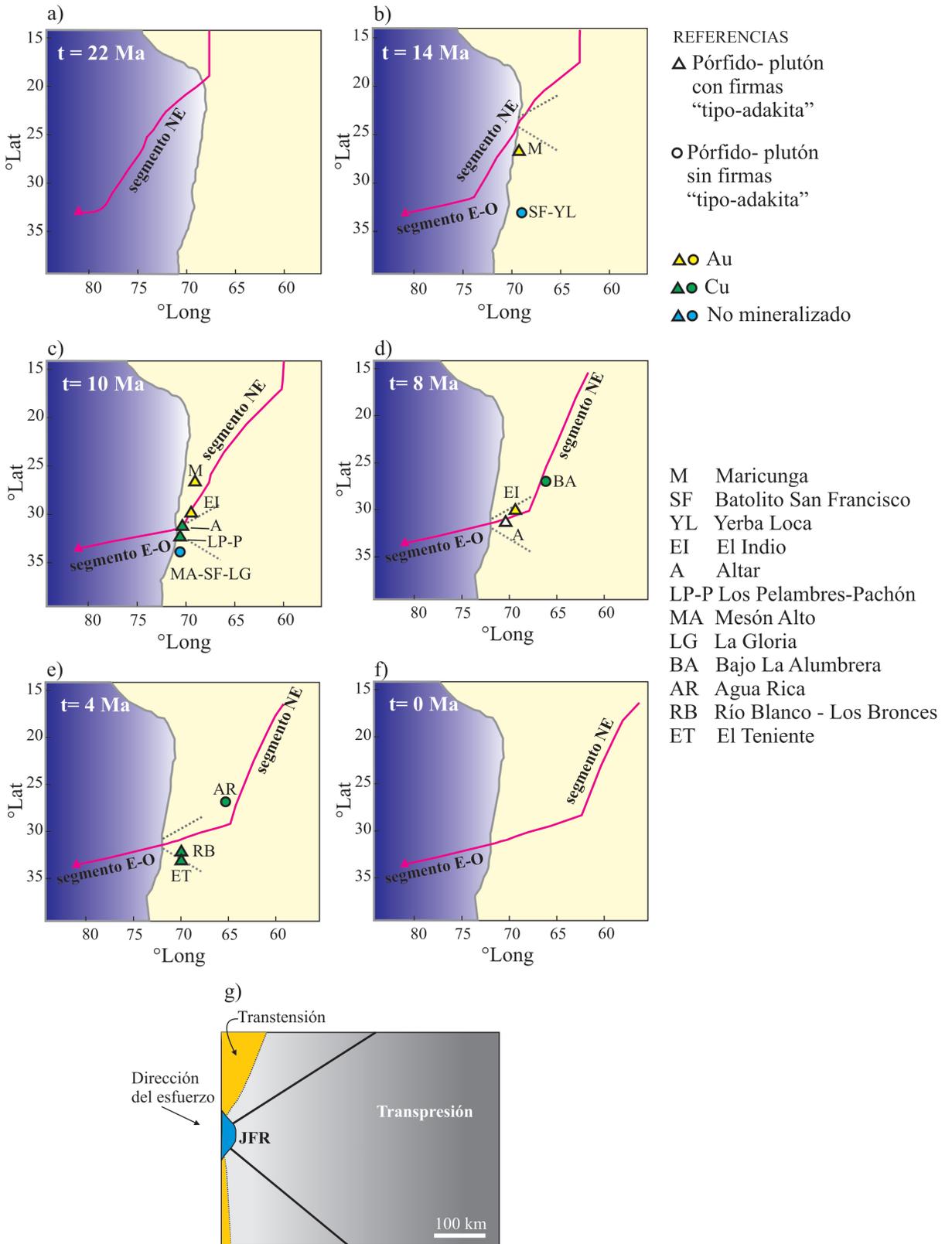


Figura 17. a-f) Modelos de la colisión y migración de la dorsal de Juan Fernández con respecto al margen continental chileno durante el Mioceno (modificado de Yañez et al., 2001) y localización de los pórfidos y plutones (considerados en esta discusión) según sus edades. Se indican las firmas geoquímicas adakíticas en estos plutones y los depósitos de Cu y Au. El triángulo punteado señala sectores afectados por transpresión en la

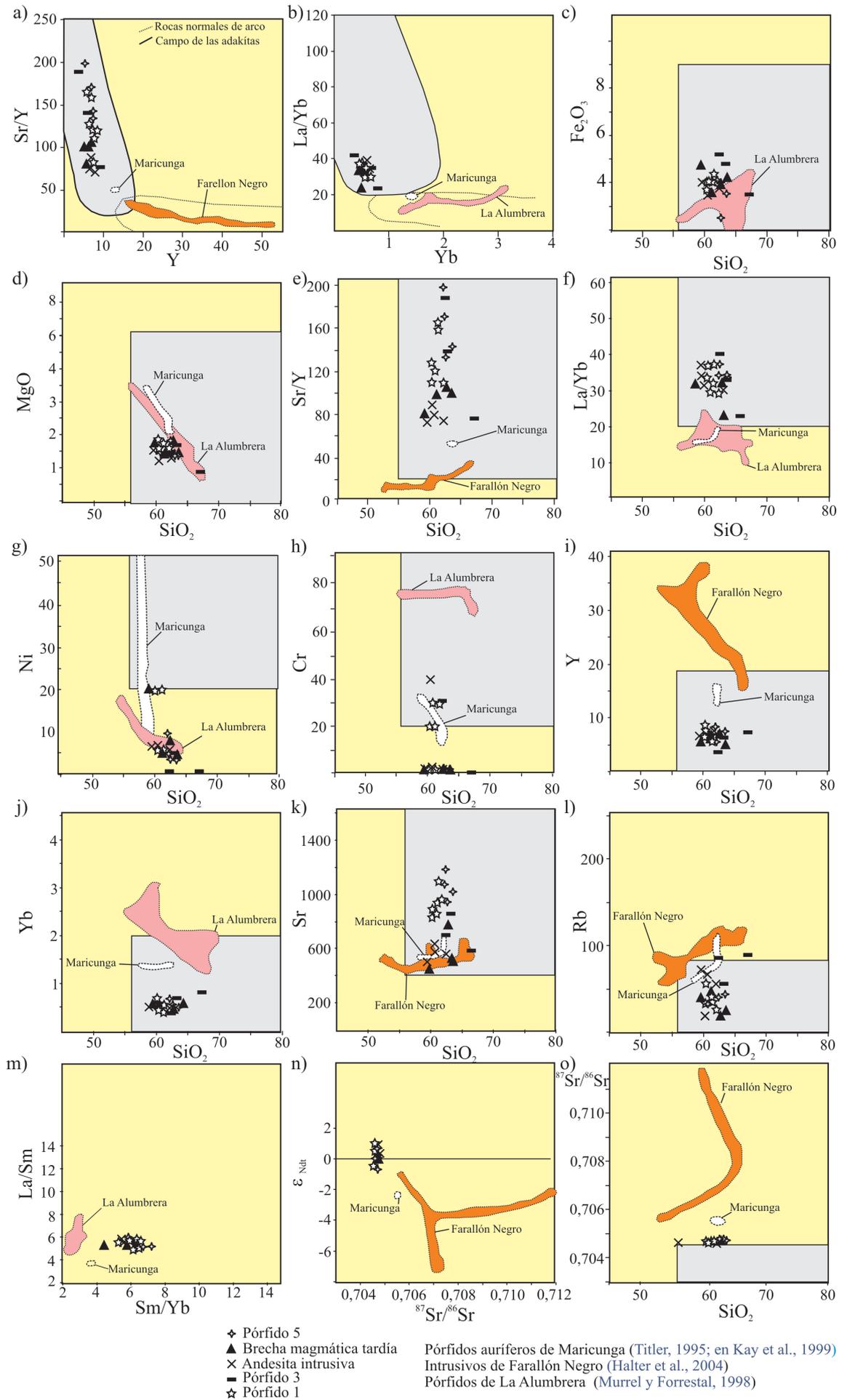
corteza en cada período. g) Dominios de fallamiento en la corteza y sectores de esfuerzos producidos por la subducción de la placa oceánica y la colisión de la dorsal de Juan Fernández con el margen chileno (modificado de [Yañez et al., 2001](#)).

Los pórfidos auríferos de Maricunga (~27° S) (14-11 Ma; [e.j Kay et al., 1999](#)) se desarrollaron en el arco magmático mioceno, relacionados temporalmente con la colisión del segmento NE de la dorsal de JF con la fosa a los 14 Ma ([Yañez et al., 2001](#); [Kay y Mpodozis, 2002](#)) y luego al pasaje de la dorsal por debajo de esta región. Los datos geoquímicos de estos intrusivos se ubican en el campo adakítico del diagrama de Sr/Y versus Y pero fuera del campo adakítico en el diagrama de La/Yb versus Yb ([Figs. 18a y 18b](#)). Presentan tendencias en la mayoría de los diagramas tipo Harker ([Figs. 18c a 18l](#)). Sus patrones de ETR totales indican que fueron generados por magmas que se equilibraron con residuos minerales de plagioclasa y piroxeno ([Fig. 18m](#)) y sus firmas isotópicas señalan contribuciones importantes de la corteza en sus magmas ([Fig. 18n](#)).

A los 11-10 Ma la dorsal de Juan Fernández arribó a la latitud de Altar, Los Pelambres-Pachón, y se produjo la colisión del brazo O-E de la dorsal con la fosa ([Yañez et al., 2001](#)) ([Fig. 17c](#)). Este momento coincidió con el emplazamiento de los pórfidos productivos en esta región ([ver Mathur et al., 2001, Reich et al., 2003 y capítulo III](#)). Es importante notar la superposición de las edades de la mineralización de molibdenita en Los Pelambres (10,4-10,8 Ma; [Mathur et al., 2001](#)) con la edad del emplazamiento del pórfido más mineralizado (10,35 Ma; pórfido 4) en Altar.

A la latitud ~27°S, a los ~9,6 Ma ([Sasso y Clark, 1998, Fig. 17d](#)) se inició el volcanismo del Complejo Farallón Negro. El proceso de somerización moderada de la placa en esta zona explica la expansión del arco volcánico de Los Andes Centrales hacia el este y el desarrollo de volcanismo en el “*back-arc*” ([ver Sasso y Clark, 1998; Kay y Coira, 2009](#)). El aumento de la intensidad de la actividad volcánica en el Complejo Farallón Negro a los 8-7 Ma ([Sasso y Clark, 1998](#)) fue sincrónico con un mayor grado de somerización de la placa ([ver Kay y Coira, 2009](#)), y con el emplazamiento de los pórfidos productivos en La Alumbraera y los intrusivos vecinos de Farallón Negro (8,02 a 6,8 Ma, [Harris et al., 2004; Halter et al., 2004](#)) en la zona de la falla Tucumán de rumbo NE ([Urreiztieta et al. 1996](#)). En este sector, desde el Mioceno medio la deformación produjo el alzamiento de bloques de basamento separados por fallas de vergencia NE ([Jordan y Allmendiguer, 1986; Ramos, 1988](#)).

Los intrusivos mineralizados del yacimiento La Alumbraera y otros prospectos de Farallón Negro no caen en los campos adakíticos de los diagramas de Sr/Y versus Y y La/Yb versus Yb ([Figs. 18a y 18b](#)). Como los plutones de Maricunga, los intrusivos de la Alumbraera



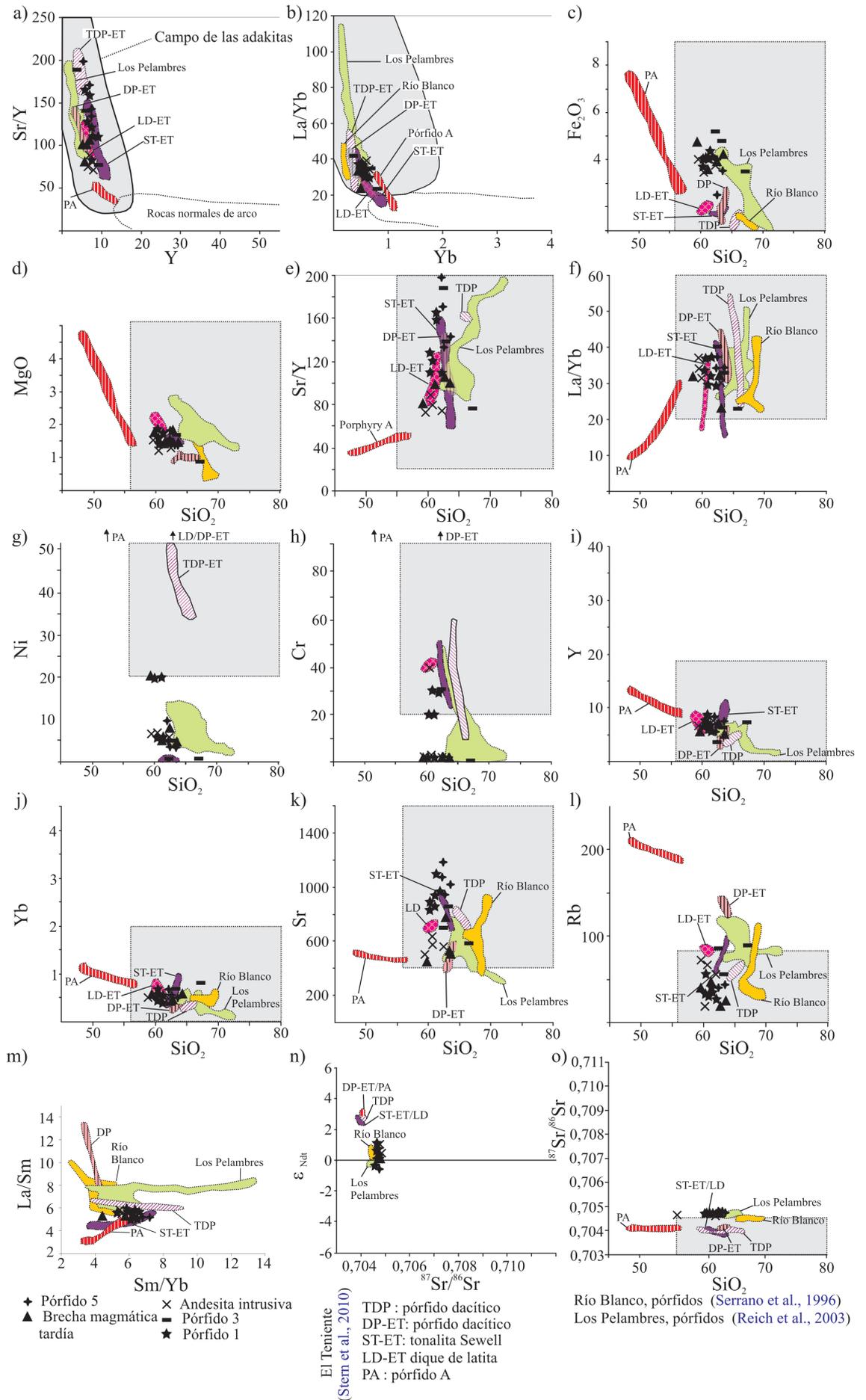
**Figura 18.** Diagramas tipo Harker para las rocas de la SSS de Altar que muestran los campos y los límites de las composiciones adakíticas en gris y las composiciones de los pórfidos productivos de Maricunga, La Alumbra y Farallón Negro.

y Farallón Negro presentan tendencias bien definidas en la mayoría de los diagramas tipo Harker (Figs. 18c a 18l). Sus patrones de ETR totales indican que fueron generados por magmas que se equilibraron con residuos minerales de plagioclasa y piroxeno (Fig. 18m). Los plutones de Farallón Negro y Maricunga señalan contribuciones importantes de componentes de corteza en sus magmas (Fig. 18n).

Entre los ~6 y 4 Ma, el emplazamiento de los pórfidos y brechas mineralizados de Río Blanco-Los Bronces (6,3 a 4,3 Ma, Deckart et al., 2005) y el Teniente (con episodios de mineralización entre 5,89 a 4,7 Ma, Cannell et al., 2005) a los ~33-34°S ocurrió en conjunción con una disminución del ángulo de subducción de la placa oceánica que se extendió hacia el sur en este período (Serrano et al., 1996) (Fig. 17e). Los datos geocronológicos indican que los depósitos gigantes Río Blanco-Los Bronces y El Teniente son casi contemporáneos (ver Deckart et al., 2005).

Al norte del segmento de subducción horizontal, a los ~5 Ma, se emplazó el pórfido mineralizado Trampeadero (5,1 Ma, Perelló et al., 1998) en el depósito Agua Rica (27°S). En esta región, la denudación de la superficie impuesta por el alzamiento del terreno produjo la superposición de la mineralización epitermal en la mineralización del pórfido de Cu (Mo) (Sasso, 1997; Sasso y Clark, 1998; Franchini, 2011).

A diferencia de los plutones fértiles localizados en la porción norte del segmento de subducción horizontal (~27°S), los datos geoquímicos de los plutones fértiles localizados en su porción sur (El Teniente, Río Blanco-Los Bronces) (~31-34°S) satisfacen la mayoría de los atributos de las rocas adakíticas (Figs. 19a-19l). No obstante ello, estos intrusivos presentan tendencias en los diagramas Harker (pórfido A, pórfido dacítico Teniente y los diques de latita de la zona El Teniente, Los Pelambres y Río Blanco-Los Bronces) con datos geoquímicos que caen fuera y dentro de los campos de las adakitas (Figs. 19c a 19l). El pórfido A de El Teniente tiene concentraciones de SiO<sub>2</sub> inferiores a las adakitas. La mayoría de las rocas de El Teniente (Sewell Tonalita, pórfido dacítico Teniente) y de Los Pelambres tienen concentraciones de Cr inferiores a los rangos de las rocas adakíticas (Figs. 19g y 19h). La mayoría de los plutones de El Teniente y de Los Pelambres tienen amplios rangos de Sm/Yb que sugieren el equilibrio de los magmas con residuos minerales de anfíbol ± granate (Fig. 19m). En general, sus firmas isotópicas indican que sus magmas tuvieron contribuciones del manto débilmente enriquecido con componentes de la corteza (Fig. 19n). Dentro de este



**Figura 19.** Diagramas tipo Harker para las rocas de la SSS de Altar que muestran los campos y los límites de las composiciones adakíticas en gris y las composiciones de los pórfidos productivos de Los Pelambres, Río Blanco y El Teniente.

grupo, los pórfidos de El Teniente son los que exhiben el menor contenido de componentes de la corteza. Salvo los pórfidos de El Teniente, tienen razones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  más elevadas que las adakitas (Fig. 19o). Los pórfidos de Los Pelambres presentan similares características geoquímicas e isotópicas a las rocas de la SSS de Altar.

Los plutones estériles del Mioceno medio y tardío ubicados entre los 33° y 34° S, cerca de los yacimientos Río Blanco-Los Bronces y El Teniente, no satisfacen los parámetros de Sr/Y y La/Yb adakíticos, excepto por las rocas de Cerro Mesón Alto (Figs. 20a and 20b). El plutón Gloria cae en el campo adakítico en el diagrama de Sr/Y versus Y, pero fuera del campo adakítico en el diagrama de La/Yb versus Yb (Figs. 20a y 20b).

Los intrusivos estériles muestran tendencias bien definidas en la mayoría de los diagramas tipo Harker (Figs. 20c a 20l). En general, los diagramas de ETR totales indican residuos minerales de los magmas constituidos por plagioclasa y piroxeno (Fig. 20m). Las firmas isotópicas de estas rocas muestran variaciones poco significativas y grafican en el campo del manto ("mantle array") (Deckart et al., 2010), con escasa a nula contribución cortical (Serrano et al., 1996) (Figs. 20n y 20o).

Los plutones productivos de la zona centro-sur del segmento de subducción horizontal (~31-34°S) tienen firmas geoquímicas características ("tipo-adakita") y diferentes a la de los pórfidos productivos de la zona norte del segmento de subducción horizontal (~27°S). Estas diferencias geoquímicas podrían obedecer al diferente ambiente geotectónico en el cual se originaron, desarrollaron y emplazaron los magmas fértiles. La asimilación de componentes corticales asociados al Complejo Farallón Negro ha sido explicado por la mezcla de un magma máfico (derivado del manto) con un magma félsico con contenido significativo de componentes de la corteza (Halter et al., 2004).

La figura 17 pone de manifiesto una conexión espacial y temporal entre la formación de los depósitos minerales asociados a rocas ígneas con firmas "tipo adakita" en la zona de subducción horizontal del arco magmático mioceno y la colisión-subducción y migración de los brazos NE y O-E de la dorsal de Juan Fernández en la zona. Los pórfidos fértiles de Bajo La Alumbra y Agua Rica, que carecen de firmas "tipo adakita" en la zona de "back-arc", parecen relacionarse con el paso más tardío del brazo NE de la dorsal de JF por debajo de la región y a una somerización moderada de la placa oceánica en esta zona.

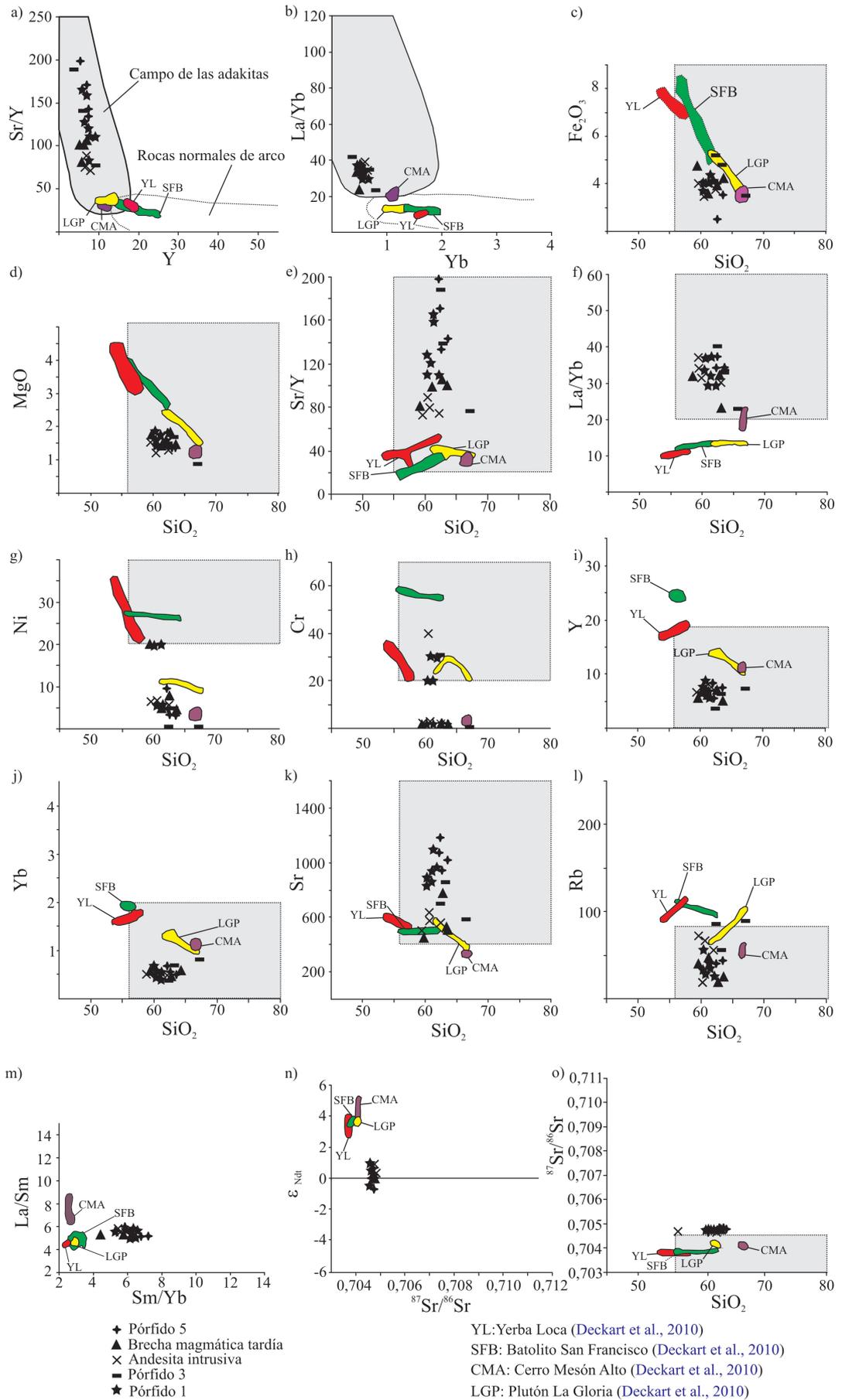


Figura 20. Diagramas tipo Harker para las rocas de la Altar que muestran los campos y los límites de las composiciones adakíticas en gris y las composiciones de los pórfidos estériles contemporáneos del segmento de subducción horizontal.

Las características geoquímicas de los plutones estériles del Mioceno medio-tardío de la región comprendida entre los 33-34°S, que son anteriores a los plutones fértiles, indican que la generación de magmas fértiles y estériles ocurrió a diferentes profundidades de la corteza y/o bien con diferentes presiones de agua en el sitio de origen y de almacenamiento del magma en la corteza.

La subducción de la dorsal oceánica pudo haber aumentado la hidratación de la corteza inferior y/o manto por su mayor contenido de volátiles generando magmas más hidratados (Cooke et al., 2005; Rodriguez et al., 2007; Parman et al., 2011). Asimismo, el fenómeno de erosión por subducción ha sido señalado también como un proceso que puede aumentar la hidratación del manto (Stern, 1989).

Se sugiere que en el período compresivo relacionado a la somerización de la placa oceánica y al arribo de la dorsal de JF, las cámaras magmáticas de almacenamiento se habrían trasladado a niveles más profundos en la corteza. Como se ya se indicó en el capítulo III, la dorsal pudo haber aportado fluidos al manto y a la corteza inferior y generado cambios en el régimen de esfuerzos tectónicos que posibilitaron el rápido ascenso de los magmas desde las cámaras magmáticas profundas a niveles más superficiales en la corteza (ver Richards et al., 2001; 2003; Chiaradia et al., 2009a y b).

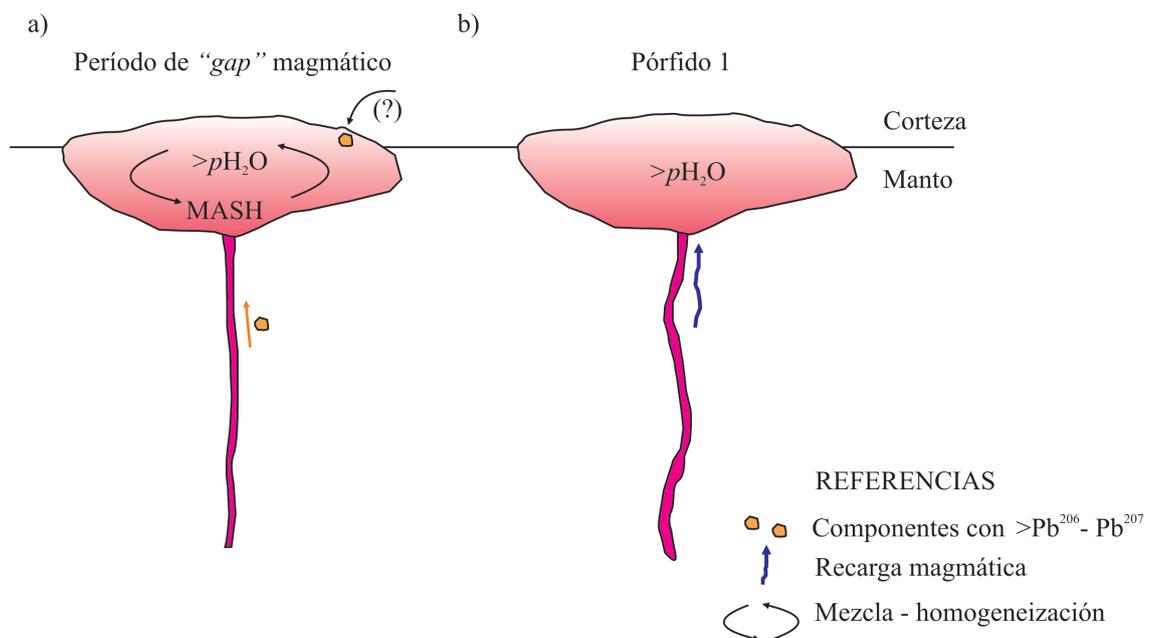


Figura 21. Modelo que muestra los procesos que debieron ocurrir en la cámara magmática que alimentó los cuerpos subvolcánicos de la SSS.

Cabe destacar que la mezcla de magmas de diferentes composiciones (distintos estadios de evolución), como el que se ha reconocido en el pórfido 1 de Altar, es un proceso que suele

asociarse a la formación de depósitos minerales (Hedenquist y Lowenstern, 1994). Cuando un magma más máfico intruye a un magma félsico, ocurren variaciones de temperatura de hasta  $\sim 300^{\circ}\text{C}$  y cambios de la  $f\text{O}_2$  en ambos magmas (Vigneresse, 2007). El aumento de la oxidación del magma puede ocasionar la desestabilización de los sulfuros presentes en el mismo, dando lugar a que los metales (Cu, Au) puedan ser transportados por los fluidos hidrotermales (Vigneresse, 2007).

## 9. CONCLUSIONES

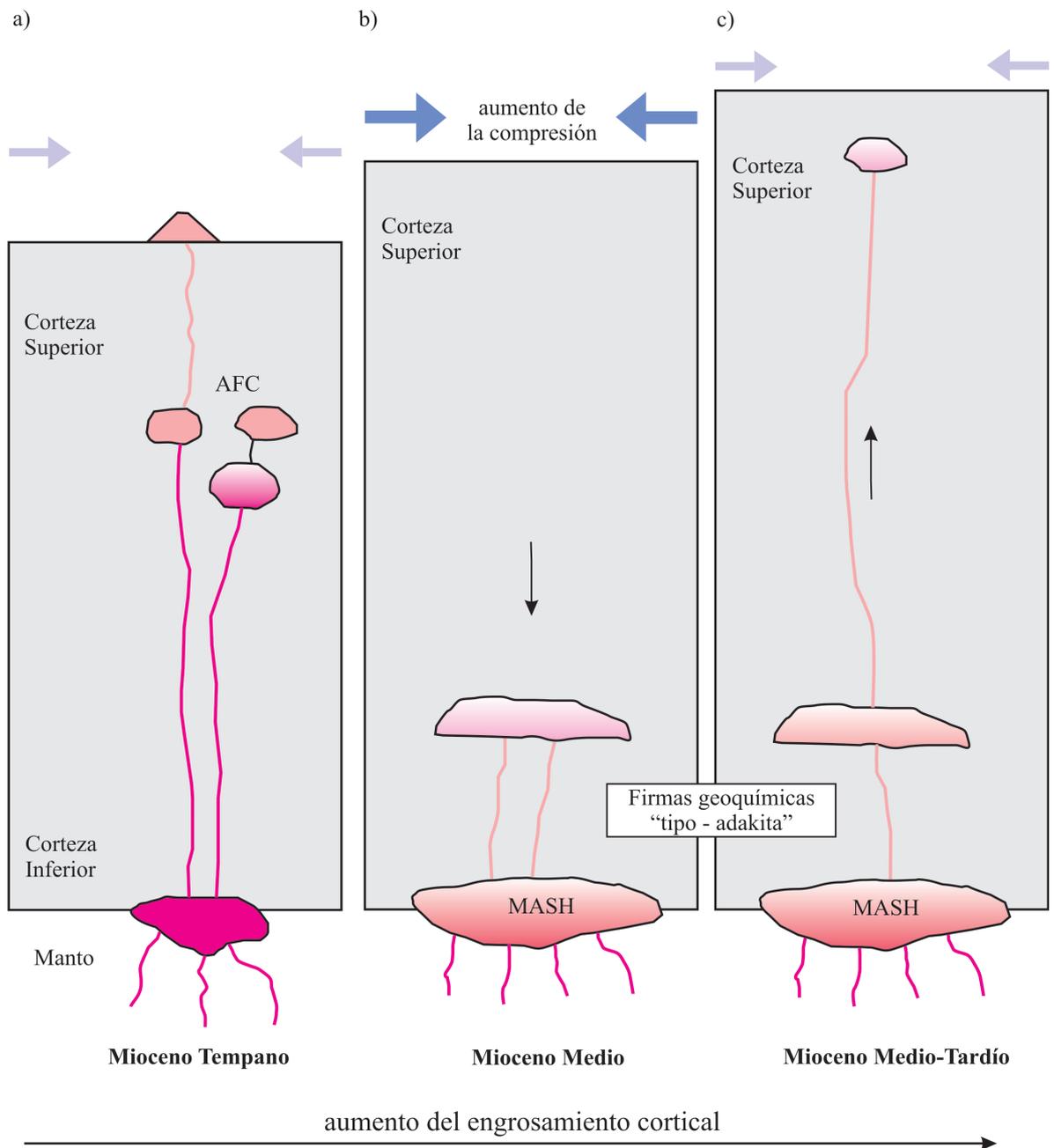
En el Mioceno medio-tardío, la actividad ígnea en el proyecto Altar estuvo activa durante un lapso de  $\sim 3$  Ma. La SSS de Altar comprende un plutón pre-mineral, tres plutones mineralizados, dos brechas magmáticas intra-minerales y dos plutones y una brecha magmática post-minerales. Todos los cuerpos porfíricos subvolcánicos pre, intra y post-minerales presentan firmas geoquímicas e isotópicas similares y parecen provenir de una misma cámara magmática con condiciones de alta  $p\text{H}_2\text{O}$ .

Durante una primera etapa compresiva, que se correlaciona con el “gap” magmático en el área, la cámara magmática de la SSS habría experimentado procesos almacenamiento y homogeneización tipo MASH (Fig. 21a) y habría recibido aportes variables de Pb radiogénico desde el manto, provenientes de fluidos vinculados a la placa oceánica subductada. El pórfido pre-mineral (pórfido 1) refleja un evento de recarga en la cámara magmática por un magma menos evolucionado (Fig. 21b). Sugerimos que la interacción entre un magma más máfico y otro más félsico debe haber actuado como un método efectivo para aumentar el contenido de volátiles y de metales en la cámara magmática, generando inestabilidades térmicas y químicas que favorecieron la exsolución de metales, volátiles y fluidos. Desde el pórfido 1 al 5, la cámara magmática parece haber experimentado un proceso incipiente de diferenciación magmática, siempre en condiciones de alta presión de agua.

En general, los datos isotópicos de la SSS de Altar indican una fuente débilmente enriquecida, es decir con un bajo grado de asimilación de rocas más radiogénicas. Excepto por el pórfido 1 que tiene el rango más amplio de valores isotópicos de plomo, el resto de las litologías de la SSS de Altar presenta un intervalo más restringido de razones de isótopos de Pb, similares a las de las unidades volcánicas de la zona de El Indio y El Teniente y de la mena del norte de Chile, que indican un origen del magma en el manto (Fig. 16).

Los magmas del Mioceno temprano experimentaron procesos de cristalización fraccionada y asimilación de rocas de la corteza (AFC) (Fig. 22a). A partir de los datos analizados en este capítulo se sugiere que las firmas de “tipo adakita” reconocidas en las rocas de la SSS de Altar y en otros pórfidos del segmento de subducción horizontal, parecen

implicar un mayor grado de hidratación en el sitio de origen y de almacenamiento del magma, acompañado por un proceso de profundización de las cámaras magmáticas debido a los esfuerzos compresivos en la corteza (Figuras 22 b). Un cambio posterior en el régimen de esfuerzos tectónicos a los 11-10 Ma, posiblemente vinculado con la colisión del segmento O-E de la dorsal y la trinchera, permitió el rápido ascenso de los magmas desde las cámaras magmáticas de almacenamiento a niveles más superficiales en la corteza (Figuras 22c).



**Figura 22.** Modelo de evolución de las cámaras magmáticas en la zona de Altar durante el Mioceno, con aumento de la compresión en la corteza y profundización de las cámaras magmáticas durante el Mioceno medio que favoreció la generación de magmas con firmas "tipo adakita" (ver explicaciones en el texto).

El emplazamiento de magmas mineralizados con firmas "tipo adakita" muestra una conexión temporal y espacial con la colisión y subducción de la dorsal de Juan Fernández por

debajo de esta región como se observa en la figura 17. En la figura 23 se brinda un posible modelo petrogenético para las rocas del Mioceno inferior, medio-y tardío en el segmento de subducción horizontal a la latitud de Altar. Este modelo ha sido construido teniendo como referencias los resultados de las investigaciones previas, el trabajo de Gans et al. (2011) y los resultados presentados en este capítulo.

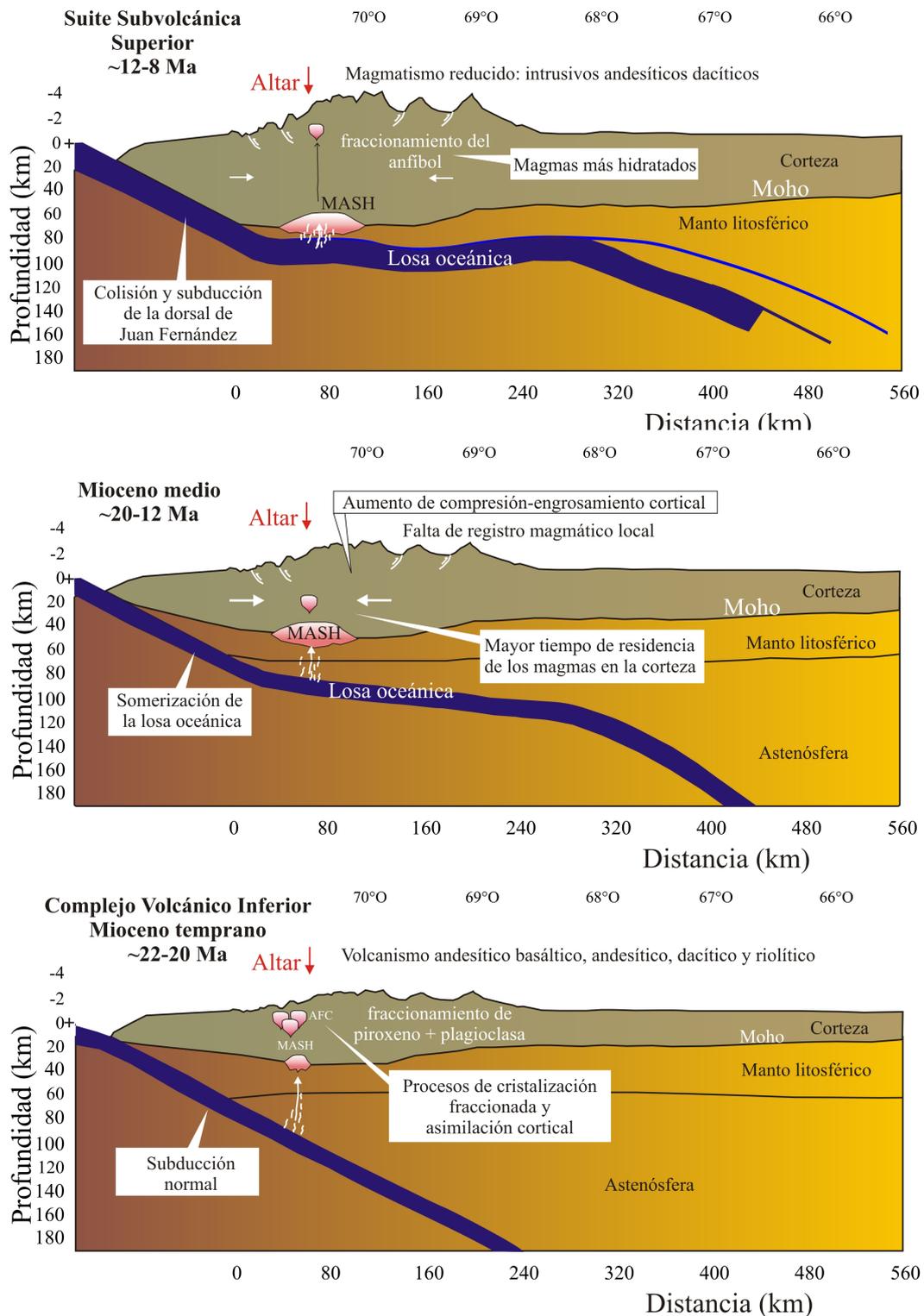


Figura 23. Modelo petrogenético para las rocas ígneas de la región de Altar durante el Mioceno inferior y medio-tardío.

**REFERENCIAS**

- Allmendinger R.W., Figueroa D., Snyder D., Beer L., Mpodozis C., Isacks B.L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics* 9:789–809.
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G. y Beck, S., 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, 171, 419-434.
- Baldwin, J.A., y Pearce, J.A., 1982, Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes: *Economic Geology*, v. 77, p. 664–674.
- Barker, F., 1979, Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin, *in* Barker, F., ed., *Trondhjemites, dacites and related rocks*: Amsterdam, Elsevier, p. 1–11.
- Bertens, A., Deckart, K., y González, A. 2003. Geocronología U-Pb, Re-Os y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  del pórfido Cu-Mo Los Pelambres, Chile central. 10° Congreso Geológico Chileno (Concepción), CD Rom.
- Best, M.G., 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. Second edition. Eds: Blackwell Publishing company. Eds: Blackwell Publishing company.
- Bissig, T., Lee, J.K.W., Clark A.H., y Heather K.B., 2001. The Neogene history of volcanism and hydrothermal alteration in the Central Andean flat-slab region: new  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  constraints from the El Indio-Pascua Au (Ag, Cu) belt, III/IV Region, Chile, Provincia San Juan, Argentina. *International Geological Review*, 43, 312-340.
- Bissig, T., Clark, A., Lee, J., y von Quadt, A., 2003. Petrogenetic and metallogenic responses to Miocene slab flattening: Constraints from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile/Argentina. *Mineralium Deposita*, 38, 844-862.
- Blevin, P.L., y Chappell, B.W., 1992, The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, v. 83, p. 305–316.
- Cahill, T., y Isacks, B., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, 97, 17503-17529.
- Cannell, J., Cooke, D., Walshe, J. L. y Stein, H., 2005. Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of El Teniente porphyry Cu-Mo deposit. *Economic Geology*, 100, 979-1004.
- Castillo, P.R., Janney, P.E., y Solidum, R.U., 1999, Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 134, p. 33–51.

- Chiaradia, M., Merino, D., y Spikings, R., 2009a. Rapid transition to long-lived deep crustal magmatic maturation and the formation of giant porphyry-related mineralization (Yanacocha, Peru). *Earth and Planetary Science Letters*, 288, 505-515.
- Chiaradia, M., 2009b. Adakite-like magmas from fractional crystallization and melting-assimilation of mafic lower crust (Eocene Macuchi arc, Western Cordillera, Ecuador): *Chemical Geology*, v. 265, p. 468–487.
- Cooke, D.R., Hollings, P., y Walshe, J.L., 2005, Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls: *Economic Geology*, v. 100, p. 801–818.
- Deckart, K., Clark, A.H., Aguilar, C., Vargas, R., Bertens, A., Mortensen, J.K. y Fanning, M., 2005. Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Río Blanco porphyry copper deposit, Central Chile: Implications of an integrated U-Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  database. *Economic Geology*, 100, 905-934.
- Deckart, K., Godoy, E., Bertens, A., Jerez, D., Saeed, A., 2010. Barren Miocene granitoids in the Central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf and U-Pb isotope systematics. *Andean Geology* 37 (1): 1-31.
- Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: *Nature*, v. 347, p. 662–665.
- Defant, M.J., y Drummond, M.S., 1993, Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc: *Geology*, v. 21, p. 547–550.
- Defant, M.J., and Kepezhinskas, P., 2001, Adakites: A review of slab melting over the past decade and the case for a slab-melt component in arcs: *EOS, Transactions*, v. 82, p. 65, 68–69.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., y Kepezhinskas, P.K., 1996, Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas: *Geological Society of America, Special Paper* 315, p. 205–215.
- Frey, F.A., Chappell, B.W., y Roy, S.D., 1978. Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne Intrusive Series, Sierra Nevada batholith, California. *Geology*, 6, 239-242.
- Gans, C. R., Beck, S. L., Zandt, G., Gilbert, H., Alvarado, P., Anderson, M. y Linkimer, L., 2011. Continental and oceanic crustal structure of the Pampean flat slab region, western Argentina, using receiver function analysis: *New high-resolution results. Geophysical Journal International*, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05023.x.
- Ginibre, C., Wörner, G., y Kronz, A., 2007. Crystal Zoning as an Archive for Magma Evolution. *Elements*, 3, 261–266.
- Gutscher, M.-A., Maury, R., Eissen, J.-P., y Bourdon, E., 2000, Can slab melting be caused by flat subduction?: *Geology*, v. 28, p. 535–538.

- Halter, W.E., Bain, N., Becker, K., Heinrich, C.A., Landtwing, M., VonQuadt A., Clark, A.H., Sasso, A.M., Bissig, T., y Tosdal, R.M., 2004, From andesitic volcanism to the formation of a porphyry Cu-Au mineralizing magma chamber: the Farallon Negro volcanic complex, northwestern Argentina: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 136, p. 1–30.
- Harris, A. C., Allen, C. M., Bryan S.E., Campbell I. H., Holcombe, R.J., Palin, M., 2004. ELA-ICP-MS U–Pb zircon geochronology of regional volcanism hosting the Bajo de la Alumbrera Cu–Au deposit: implications for porphyry-related mineralization. *Mineralium Deposita* (2004) 39: 46–67.
- Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature* 370, 519–527.
- Hildreth, W.; y Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.
- Jordan, T.E., y Allmendinger, R.W., 1986, The Sierra Pampeanas of Argentina: A modern analog of Rocky Mountain foreland deformation: *American Journal of Science*, v. 286, p. 737–764.
- Jordan, T.E., Bryan, L.I., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., and Ando, C.J., 1983, Andean tectonics related to geometry of subducted Nasca plate: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 341–361.
- Kay, R.W., 1978, Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific ocean crust: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 4, p. 117–132.
- Kay, S.M., Makshev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., y Nasi, C., 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29°-30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92, 6173-6189.
- Kay, S, y Coira, B., 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano Puna Plateau, en Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir* 204, p. 229–259, doi: 10.1130/2009.1204(11).
- Kay, S., y Mpodozis, C., 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *Geological Society of America Today* 11, 4-9.
- Kay, S. M. y Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 39-57.

- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A., y Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the Central Andes (28 to 33°S). In: Harmon, R.S., and Rapela, C.W., (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America Special Paper 265, 113-137.
- Kay, S.M. Mpodozis, C. y Coira, B., 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S latitude), in: Skinner, B.J., (Ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geologists, Special Publication 7, 27-59.
- Landtwing, M., Dillenbeck, E., Leake, M. y Heinrich, C., 2002. Evolution of the breccia-hosted porphyry-Cu–Mo–Au deposit at Agua Rica, Argentina: progressive unroofing of a magmatic–hydrothermal system. *Econ. Geol.* 97, 1273–1292.
- Lang, J.R., y Titley, S.R., 1998. Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits. *Economic Geology* 93, 138-170.
- Macfarlane, A.W., Marcet, P., LeHuray, A.P., y Petersen, U., 1990, Lead isotope provinces of Central Andes inferred from ores and crustal rocks: *Economic Geology*, v. 85, p. 1857–1880.
- Macfarlane, A.W., 1999, Isotopic studies of northern Andean crustal evolution and ore metal sources: *Society of Economic Geologists Special Publication 7*, p. 195–217.
- Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J. y Zentilli, M., 2004. New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U/Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Re/Os and fission-track dating: Implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit. In Sillitoe, R.H., Perelló, J. y Vidal, C.E. (Eds.), *Andean Metallogeny: New discoveries, Concepts, Update*, Society of Economic Geologists, Special Publication 11: 15-54.
- Mathur, R., Ruiz, J.R., y Munizaga, F.M., 2001. Insights into Andean metallogenesis from the perspective of Re-Os analyses of sulfides. In: *South American symposium on isotope geology, extended abstracts volume (CD version)*, Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Chile.
- McKee, E.H., Robinson A.C., Rytuba, J.J., Cuitiño, L., and Moscoso, R.D., 1994. Age and Sr isotopic composition of volcanic rocks in the Maricunga Belt, Chile: Implications for magma sources. *Journal of South American Earth Sciences*, 7, 167-177.

- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., y Thirlwall, M.F., 2006, Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 243, p. 581–593.
- Merzbacher, C., y Eggler, D.H., 1984. A magmatic geohygrometer: Application to Mount St. Helens and other dacitic magmas. *Geology*, 12, 587-590.
- Mungall, J.E., 2002, Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits: *Geology*, v. 30, p. 915–918.
- Naney, M.T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, 283, 993-1033.
- Oyarzun, R., Márquez, A., Lillo, J., López, I., and Rivera, S., 2001, Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism: *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 794–798.
- Parman, S.W., Grove, T.L., Kelley, K.A., y Plank, T., 2011, Along-arc variations in the pre-eruptive H<sub>2</sub>O contents of Mariana arc magmas inferred from fractionation paths: *Journal of Petrology*, v. 52, p. 257–278.
- Peregrine Metals Ltd., 2010. Altar Project San Juan Province Argentina Project, Province, NI 43-101 Technical Report October 4. p.159.
- Perelló, J., Rojas, N., Devaux, C., Fava, L., Etchart, E., y Harman, P., 1998, Discovery of the Agua Rica porphyry Cu-Mo-Au deposit, Catamarca province, northwestern Argentina, Part II: Geology: Australian Mineral Foundation Symposium, Perth, Western Australia, 30 November and 1 December 1998, Proceedings, p. 117–132.
- Ramos V.A., Reynolds J.H., Jordan T.E. y Tabbutt K.D., 1988. Time constraints for the uplift of the Sierras de Toro Negro, Umango, and Espinal, western Sierras Pampeanas, Argentina. *Geological Society America Abstrac Programs* 20:61.
- Reich, M., Parada, M.A., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F., y Lehmann, B., 2003. Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications. *Mineralium Deposita*, 38, 876-885.
- Richards, J.P., Boyce, A.J., y Pringle, M.S., 2001. Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, 96, 271-305.
- Richards, J., 2003. Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. *Economic Geology* 98, 1515–1533.

- Richards, J. y Kerrich, R., 2007. Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis. *Economic Geology*, 102, 537-576.
- Rodríguez, C., Sellés, D., Dungan, M., Langmuir, C., y Leeman, W., 2007, Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longaví Volcano (36.2°S; Andean Southern Volcanic zone, Central Chile): *Journal of Petrology*, v. 48, p. 2033–2061.
- Rutherford, M.J., y Devine, J.D., 1988. The May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens. 3. Stability and chemistry of amphibole in the magma chamber. *Journal of Geophysical Research*, 93, 11949-11959.
- Sajona, F.G., y Maury, R.C., 1998, Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines: *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série II, Sciences de la terre et des planètes*, v. 326, p. 27–34.
- Sasso, A.M., 1997, Geological evolution and metallogenetic relationships of the Farallón Negro volcanic complex, NW Argentina: Kingston, Queen's University, unpublished Ph.D. thesis, 842 p.
- Sasso, A.M. y Clark, A.H., 1998. The Farallón Negro Group, Northwest Argentina: magmatic hydrothermal and tectonic evolution and implications for Cu-Au metallogeny in the Andean backarc. *Society of Economic Geology Newsletter* 34, 18-18.
- Serrano, L., Vargas, R., Stambuk, V., Aguilar, C., Galeb, M., Holmgren, C., Contreras, A., Godoy, S., Vela, I., Skewes, A.M., y Stern, C.R., 1996, The late Miocene to early Pliocene Río Blanco-Los Bronces copper deposit, central Chilean Andes: *Society of Economic Geologists Special Publication* 5, p. 119–129.
- Sillitoe, R.H., 1991, Intrusion-related gold deposits, *in* Foster, R.P., ed., *Gold metallogeny and exploration*: Glasgow, Blackie and Son, p. 165–209.
- Sillitoe, R.H., 1999. *Geology and Exploration Potential of the Altar and Quebrada de la mina Porphyry Copper Gold Prospects, San Juan Province, Argentina*. Unpublished Report Prepared for Rio Tinto Mining and Exploration Ltd, 10p.
- Skewes, A.M., y Stern, C.R., 2007, Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit—a discussion: *Economic Geology*, v. 102, p. 1165–1170.
- Stern, C.R. 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Front. *Revista Geológica de Chile* 16: 145-162.

- Stern C. R., 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology* 19:78–81.
- Stern, C. H., Floody, R., y Espiñeira, D., 2011. Olivine-hornblende-lamprophyre dikes from Quebrada los Sapos, El Teniente, Central Chile (34°S): implications for the temporal geochemical evolution of the Andean subarc mantle. *Andean Geology* 38, 1, 1-22.
- Sun, S. y McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes: Geological Society of London Special Publication 42, p. 313–345.
- Thiéblemont, D., Stein, G., y Lescuyer, J.-L., 1997, Gisements épithermaux et porphyriques: la connexion adakite: *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Sciences de la terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences*, v. 325, p. 103–109.
- Tosdal, R.M., Wooden J.L. y Bouse R.M., 1999. Pb isotopes ore deposits and metallogenic terranes. *Rev Econ Geol* 12:1–28.
- Unruh D.M., y Tatsumoto M., 1976. Lead isotopic composition and U, Th and Pb concentrations in sediments and basalts from the Nazca Plate. In: Yeats RS, Hart SR (eds) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 34, pp 341–347.
- Urreiztieta, M., Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P.R. y Rosello, E., 1996. Cenozoic dextral transpression and basin development of the southern edge of the Puna Plateau. Northwestern Argentina. *Tectonophysics* 254, 17-39.
- Vignerese, J.L., 2007. The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation. *Ore Geology Reviews* 30 (2007) 181–216.
- Yamana Gold 2006. Report 2006.
- Yáñez, G., Ranero, G., von Huene, R., and Diaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across a segment of the southern central Andes (32°-34°S): Implications on the role of the Juan Fernández Ridge in the tectonic evolution of the margin during the upper tertiary. *Journal of Geophysical Research*, 106, 6325-6345.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Wöerner, G., y Volynets, O.N., 2001, Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges: *Nature*, v. 409, p. 500–504.

Tabla 1. Características petrográficas y relaciones entre los diferentes intrusivos del Proyecto Altar

Pórfido	Relaciones de corte Localización	Fenocristales		Feno. vol (%)	Pasta vol (%) ; tamaño de grano	Venillas vol (%)	Alteración	Mineralización
		vol (%) ; tamaño (mm)						
Pórfido 1	Intruye a las rocas de caja volcánicas del CVI. Aflora en los filos del sector este del proyecto.	Plagioclasa: 30-60 ; 0,2-7 mm Edenita: 2-15 ; 0,2-3 mm Ulvoespínelo: 1-1,5 ; <1 mm Apatito y circón: trazas	60-70	30-45	Grano-fino (<40 µm) Cuarzo + feldespato	<1	Propilítica moderada; Fílica y argílica avanzada intensa local	No-mineralizado
Pórfido 2	Intruye al CVI y al pórfido 1 Aflora en el valle este.	Plagioclasa: 50 ; 0,4-3 mm Circón: trazas	50	50	Grano grueso (100-200 µm) Cuarzo* ± filosilicato* ± rutilo* ± hematita* ± turmalina*	10->50	Fílica intensa	Moderada
Brecha magmática 1	Intruye al CVI y al pórfido 2 en el valle este	Plagioclasa: 45; 0,1-3 mm	45	55	Grano-fino; cuarzo + feldespato	<5	Fílica	Débil
Pórfido 3	Intruye al CVI. Aflora en la parte norte del filo central	Plagioclasa: 45-50 ; 0,1-4 mm Edenita: 3-10 ; <1 mm Biotita: 1 ; <3 mm Cuarzo: 1 ; <2 mm Magnetita-Ulvoespínelo: 1 ; <1 mm Circón: traza	50-60	40-50	Grano grueso (100-200 µm) Cuarzo* + feldespato K* + biotita*	2-40	Potásica moderada Fílica intensa local	Débil a moderada
Pórfido 4	Intruye al CVI. Aflora en el sector sur del filo central.	Plagioclasa: 60-70 ; 0,1-5 mm Biotita: 1 ; <1 cm Circón: trazas	60-70	30-40	Grano grueso (100-400 µm) Cuarzo*± filosilicato	20->50	Fílica intensa	Fuerte

\* Mineral hidrotermal

Feno vol (%) representa la proporción total de fenocristales en la roca.

Tabla 1. Características petrográficas y relaciones entre los diferentes intrusivos del Proyecto Altar (continuación)

Relaciones de corte Localización		Fenocristales vol (%) ; tamaño (mm)	Feno vol (%)	Pasta vol (%) ; tamaño de grano	Venillas vol (%)	Alteración	Mineralización
Brecha magmática 2	Intruye a los pórfidos 3 y 4. Aflora en el filo central.	Fragmentos Líticos: 55	55	45 Matrix ígnea de grano fino	20→50	Filica intensa	Fuerte
Andesita Intrusiva	Intruye a los pórfidos 1 y 2. Aflora en los filos norte y este y en el valle este	Plagioclasa: 40-70 ; 0,2-6 mm Anfibol: 1-7 ; <1 mm Ulvoespineo: 1 ; <1 mm Apatito: 1 ; <0,5 mm	75-45	25-55 Grano fino a submicroscópico	1-2	Alteración a feldespato secundario moderada, filica débil propilitica moderada	No-mineralizado
Brecha magmática tardía	Intruye a rocas de caja, pórfidos 1, 2 y andesita intrusiva. Aflora en los filos norte y este	Fragmentos de cristales: 15-40 0,5-4 mm Fragmentos Líticos: 25-40	75-55	25-45 Submicroscópico	<1	Alteración a feldespato secundario moderada, filica débil propilitica moderada	No-mineralizado
Pórfido 5	Intruye a las rocas volcánicas Aflora en los filos del noroeste, este y sudeste	Plagioclasa: 40-50 ; 0,2-5 mm Edenita: 3-10 ; 0,2-4 mm Biotita: 1-3 ; 0,2-2 mm Cuarzo: 1 ; 1 mm Ulvoespineo: 0,5-1,5 ; <1 mm Apatito y circón: trazas	40-60	40-60 Grano fino a submicroscópico	<1	Alteración a feldespato secundario débil, filica débil propilitica débil	No-mineralizado

\* Mineral hidrotermal

Feno vol (%) representa la proporción total de fenocristales en la roca.

Tabla 2. Composición química representativa de las plagioclasas de los plutones porfíricos de Altar

Intrusivo	Pórfido I A-1807																		
Muestra	89*	90*	91*	92*	95*	96*	93*	94*	97*	98*	103*	104*	105*	106*	107*	ph 3	andesina	andesina	andesina
Análisis	I borde	I borde	ph I m.s	ph 2 borde	andesina	andesina	andesina												
Descripción	I borde	I borde	ph I m.s	ph 2 borde	andesina	andesina	andesina												
	andesina	andesina	oligoclasa	labradorita	labradorita	labradorita	labradorita												
SiO <sub>2</sub>	58.32	56.97	59.26	58.49	62.45	62.68	60.78	59.66	60.27	60.11	52.25	52.29	58.96	59.09	55.30				
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	0.03	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.06	0.04	0.06				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.71	26.20	24.63	24.61	22.86	23.52	24.08	24.55	24.99	24.75	30.15	30.31	25.89	25.81	27.68				
CaO	7.61	8.29	6.06	6.33	4.10	4.61	5.52	6.03	6.30	6.24	12.77	12.87	7.60	7.55	9.84				
MgO	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.06	0.04	0.03	0.02	0.04				
FeO	0.45	0.39	0.14	0.15	0.16	0.19	0.14	0.18	0.10	0.16	0.46	0.43	0.39	0.39	0.41				
MnO	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00				
K <sub>2</sub> O	0.42	0.35	0.52	0.46	0.64	0.58	0.52	0.48	0.44	0.44	0.12	0.12	0.41	0.41	0.25				
Na <sub>2</sub> O	6.15	5.86	6.97	6.77	7.73	7.53	7.23	7.11	6.81	6.96	3.85	3.85	6.29	6.31	5.16				
Cl	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01				
F	0.20	0.00	0.00	0.00	0.08	0.14	0.03	0.13	0.01	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Total	98.72	98.28	97.61	96.86	98.05	99.17	98.30	98.03	99.01	98.69	99.77	99.92	99.64	99.64	98.74				
for F, Cl	0.00	-0.08	0.00	0.00	-0.06	-0.03	0.00	-0.01	-0.06	0.00	-0.05	0.00	0.00	0.00	0.00				
TOTAL	98.72	98.28	97.61	96.85	98.05	99.17	98.30	98.03	99.01	98.68	99.77	99.92	99.64	99.64	98.74				
Si	10.54	10.36	10.78	10.73	11.22	11.15	10.95	10.81	10.79	10.81	9.49	9.49	10.55	10.57	10.06				
AlIV	5.48	5.62	5.28	5.32	4.84	4.93	5.11	5.24	5.27	5.25	6.46	6.48	5.46	5.45	5.94				
	16.02	15.98	16.07	16.06	16.07	16.08	16.07	16.05	16.07	16.06	15.95	15.97	16.01	16.02	16.00				
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01				
Mg	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01				
Fe	0.06	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06				
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Ca	1.47	1.62	1.18	1.24	0.79	0.88	1.07	1.17	1.21	1.20	2.49	2.50	1.46	1.45	1.92				
Na	2.15	2.07	2.46	2.41	2.70	2.60	2.53	2.50	2.36	2.43	1.36	1.35	2.18	2.19	1.82				
K	0.10	0.08	0.12	0.11	0.15	0.13	0.12	0.11	0.10	0.10	0.03	0.03	0.09	0.09	0.06				
Or	2.58	2.16	3.18	2.86	4.05	3.66	3.19	2.94	2.74	2.73	0.73	0.69	2.49	2.51	1.52				
Ab	57.84	54.93	65.37	64.06	74.21	72.00	68.08	66.10	64.35	65.03	35.04	34.88	58.48	58.69	47.95				
An	39.58	42.91	31.45	33.08	21.75	24.33	28.74	30.96	32.91	32.24	64.23	64.43	39.03	38.80	50.53				

Abreviaturas: ph: fenocrystal, ph m.s.: sección media del fenocrystal.

Análisis en negrita fueron realizados en los laboratorios de la Universidad de Utah, USA. Los análisis indicados con asterisco fueron realizados en el CDTN, Universidad de Minas Gerais Brasil.



Tabla 2. Composición química representativa de las plagioclasas de los plutones porfíricos de Altar (continuación).

Intrusivo	Pórfido 3		Pórfido 5		Pórfido 5		Pórfido 5		Pórfido 5	
	A-53-42	A-53-42	A-53-42	A-156						
Muestra	5342-1,5	1,6	2,2	156-2,4	156-1,2	156-1,1	156-3,6	156-2,3	156-3,7	156-1,0
Descripción	ph 2	ph 3	ph 3 núcleo	ph 2	ph 1	ph 1	ph 3	ph 2	ph 3	ph 1
	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa
SiO <sub>2</sub>	61.48	61.92	61.54	62.58	62.99	62.83	61.90	62.46	66.77	60.76
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.76	23.93	23.54	24.04	23.51	23.67	23.83	24.06	20.65	24.91
CaO	5.42	5.63	5.25	5.55	5.18	5.18	5.48	5.56	3.86	6.56
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.29	0.19	0.23	0.15	0.18	0.16	0.34	0.13	0.30	0.18
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.56	0.51	0.55	0.55	0.60	0.56	0.56	0.51	0.57	0.40
Na <sub>2</sub> O	8.33	8.18	8.16	8.13	8.32	8.24	8.22	7.94	7.60	7.39
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.82	100.37	99.26	101.02	100.77	100.63	100.33	100.66	99.74	100.20
for F, Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.82	100.37	99.26	101.02	100.77	100.63	100.33	100.66	99.74	100.20
Si	10.96	10.97	11.01	11.00	11.09	11.07	10.97	11.01	11.72	10.79
AlIV	4.99	5.00	4.97	4.98	4.88	4.92	4.98	5.00	4.27	5.21
	15.95	15.96	15.98	15.98	15.97	15.99	15.95	16.00	16.00	16.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02	0.04	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.03	1.07	1.01	1.05	0.98	0.98	1.04	1.05	0.73	1.25
Na	2.88	2.81	2.83	2.77	2.84	2.82	2.82	2.71	2.59	2.54
K	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13	0.13	0.13	0.11	0.13	0.09
Or	3.14	2.90	3.18	3.13	3.40	3.19	3.18	2.95	3.72	2.32
Ab	71.25	70.33	71.41	70.33	71.86	71.85	70.74	69.95	75.21	65.52
An	25.61	26.77	25.40	26.54	24.74	24.96	26.08	27.10	21.08	32.16

Abreviaturas: ph: fenocristal, ph m.s: sección media del fenocristal.

Análisis en negrita fueron realizados en los laboratorios de la Universidad de Utah, USA. Los análisis indicados con asterisco fueron realizados en el CDTN, UFMG.

Tabla 3. Análisis químicos representativos de los anfíboles de los intrusivos de Altar

Intrusivo	Pórfido 1	Pórfido 1	Pórfido 1	Pórfido 1	Pórfido 1	Pórfido 1	Pórfido 1
Muestra	A-1807	A-1807	A-1807	A-1807	A-1807	A-1807	A-1807
Análisis	18-99*	18-100*	18-101*	18-102*	<b>18-1.0</b>	<b>18-1.1</b>	<b>18-1.2</b>
Descripción	ph 1 núcleo	ph 1 núcleo	ph 1 borde	ph 1 borde	ph 2	ph 2	ph 2
% en peso							
SiO <sub>2</sub>	47.93	47.88	47.59	48.31	47.61	47.63	47.83
TiO <sub>2</sub>	1.06	1.08	1.10	1.15	1.12	1.10	1.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.26	7.40	7.67	7.57	6.83	6.95	6.72
FeO t	13.53	13.35	13.67	13.60	14.51	15.09	14.84
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.84	0.74	0.72
MgO	15.08	15.12	14.86	15.23	14.37	13.93	14.35
CaO	10.97	10.98	11.02	10.87	11.13	11.03	11.29
Na <sub>2</sub> O	1.49	1.57	1.55	1.46	1.56	1.59	1.55
K <sub>2</sub> O	0.42	0.41	0.40	0.33	0.48	0.51	0.49
F	0.05	0.43	0.23	0.30	0.08	0.00	0.27
Cl	0.04	0.04	0.04	0.09	0.03	0.04	0.05
TOTAL	97.83	98.26	98.14	98.91	98.57	98.60	99.22
for F,Cl	-0.03	-0.19	-0.11	-0.14	-0.11	-0.04	-0.32
T site							
Si	6.99	6.95	6.93	6.96	6.97	6.98	6.96
Al	1.01	1.05	1.07	1.04	1.03	1.02	1.04
<i>total</i>	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
C site							
Al oct	0.24	0.22	0.25	0.25	0.15	0.18	0.12
Ti	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12
Mg	3.28	3.27	3.23	3.27	3.13	3.04	3.11
<i>subtotal</i>	3.64	3.61	3.59	3.64	3.41	3.35	3.35
Fe	1.36	1.39	1.41	1.36	1.59	1.65	1.65
<i>Total</i>	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
B site							
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.09	0.09
Fe	0.29	0.23	0.26	0.28	0.18	0.20	0.16
<i>subtotal</i>	0.29	0.23	0.26	0.28	0.29	0.29	0.25
Ca	1.71	1.71	1.72	1.68	1.71	1.71	1.75
<i>Subtotal</i>	2.00	1.94	1.98	1.96	2.00	2.00	2.00
Na	0.42	0.06	0.02	0.04	0.44	0.45	0.44
A site							
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01
Na	0.00	0.38	0.41	0.37	0.00	0.00	0.00
K	0.08	0.08	0.07	0.06	0.09	0.09	0.09
<i>Subtotal</i>	0.08	0.45	0.49	0.43	0.09	0.09	0.09
Mg/Fe+Mg	0.67	0.67	0.66	0.67	0.64	0.62	0.63

Fórmula mineral calculada para 23 oxígenos.

Abreviaturas: ph: fenocristal, ph m.s: sección media del fenocristal.

Análisis en negrita fueron realizados en los laboratorios de la Universidad de Utah, USA. Los análisis indicados con asterisco fueron realizados en el CDTN, Universidad de Minas Gerais Brasil.

Tabla 3. Análisis químicos representativos de los anfíboles de los intrusivos de Altar (continuación)

Intrusivo	Pórfido 1	Pórfido 1	Pórfido 1	Pórfido 1	Pórfido 5				
Muestra	A-1807	A-1807	A-1807	A-1807	A-156-08	A-156-08	A-156-08	A-156-08	A-156-08
Análisis	<b>18-6.0</b>	<b>54-2.0</b>	<b>54-2.1</b>	<b>54-2.2</b>	<b>156-2.0</b>	<b>156-2.1</b>	<b>156-2.2</b>	<b>156-3.2</b>	<b>156-3.3</b>
Descripción	ph 3	ph 4	ph 4	ph 4	ph 1	ph 1	ph 1	ph 2	ph 2
SiO <sub>2</sub>	46.93	43.71	44.71	44.22	47.06	47.27	48.75	47.70	46.85
TiO <sub>2</sub>	1.28	0.86	1.02	0.97	1.22	1.26	1.00	1.08	1.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.67	8.26	7.41	7.71	7.93	7.77	6.62	7.54	7.65
FeO t	14.32	12.62	12.80	12.51	14.75	14.25	13.41	14.33	14.49
MnO	0.64	0.65	0.61	0.57	0.66	0.61	0.58	0.64	0.63
MgO	14.25	12.49	13.48	13.35	13.96	13.96	14.94	14.10	13.99
CaO	11.11	9.84	10.06	9.87	10.65	10.78	10.80	11.02	10.92
Na <sub>2</sub> O	1.82	1.45	1.38	1.57	1.71	1.68	1.52	1.71	1.72
K <sub>2</sub> O	0.51	0.56	0.50	0.47	0.47	0.47	0.39	0.44	0.49
F	0.33	0.07	0.17	0.11	0.26	0.37	0.32	0.29	0.03
Cl	0.07	0.07	0.07	0.03	0.05	0.09	0.04	0.06	0.05
TOTAL	98.92	90.59	92.22	91.37	98.71	98.48	98.37	98.91	98.16
for F,Cl	-0.40	-0.14	-0.24	-0.14	-0.31	-0.46	-0.34	-0.35	-0.08
T site									
Si	6.85	6.91	6.94	6.92	6.87	6.90	7.07	6.94	6.88
Al	1.15	1.09	1.06	1.08	1.13	1.10	0.93	1.06	1.12
total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
C site									
Al oct	0.17	0.45	0.30	0.34	0.24	0.24	0.21	0.23	0.21
Ti	0.14	0.10	0.12	0.11	0.13	0.14	0.11	0.12	0.15
Mg	3.10	2.94	3.12	3.11	3.04	3.04	3.23	3.06	3.06
subtotal	3.40	3.49	3.54	3.57	3.41	3.41	3.55	3.40	3.42
Fe	1.60	1.51	1.46	1.43	1.59	1.59	1.45	1.60	1.58
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
B site									
Mn	0.08	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08
Fe	0.15	0.16	0.20	0.21	0.21	0.15	0.17	0.15	0.20
subtotal	0.23	0.25	0.28	0.28	0.29	0.23	0.25	0.23	0.28
Ca	1.74	1.67	1.67	1.66	1.67	1.69	1.68	1.72	1.72
Subtotal	1.97	1.91	1.95	1.94	1.96	1.91	1.92	1.94	2.00
Na	0.03	0.09	0.05	0.06	0.04	0.09	0.08	0.06	0.49
A site									
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.48	0.36	0.37	0.42	0.44	0.39	0.35	0.42	0.00
K	0.10	0.11	0.10	0.09	0.09	0.09	0.07	0.08	0.09
Subtotal	0.58	0.47	0.47	0.51	0.53	0.48	0.42	0.51	0.09
Mg/Fe+Mg	0.64	0.64	0.65	0.66	0.63	0.64	0.66	0.64	0.63

Fórmula mineral calculada para 23 oxígenos.

Abreviaturas: ph: fenocristal, ph m.s: sección media del fenocristal.

Análisis en negrita fueron realizados en los laboratorios de la Universidad de Utah, USA. Los análisis indicados con asterisco fueron realizados en el CDTN, Universidad de Minas Gerais Brasil.



Tabla 4. Composición química representativa de los óxidos de las rocas intrusivas de Altar (continuación)

Intrusivo	Porfido 3 A-53-42 5342-3.4	Porfido 3 A-53-42 5342-3.3	Porfido 3 A-53-42 5342-3.5	Porfido 3 A-53-42 5342-1.3	Porfido 3 A-53-42 5342-3.7	Porfido 3 A-53-42 5342-3.2	Porfido 5 A-15608 156-3.0	Porfido 5 A-15608 156-3.4	Porfido 5 A-15608 156-3.1	Porfido 5 A-15608 156-3.5
	mt	mt	mt	mt	mt	mt	ulv	ulv	ulv	ulv
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.03	0.01	0.00	0.11	0.00	0.02	1.64	1.51	1.52	1.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24	0.08	0.06	0.29	0.04	0.23	0.12	0.18	0.10	0.14
SiO <sub>2</sub>	0.13	0.11	0.06	0.13	0.20	0.35	0.09	0.07	0.05	0.09
FeO <sub>T</sub>	88.97	89.39	89.96	92.84	89.95	87.90	64.52	65.36	64.71	65.41
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.36	0.20	0.17	0.13	0.08	29.13	28.50	28.40	27.99
MnO	0.34	0.37	0.35	0.35	0.36	0.34	0.49	0.48	0.76	0.49
<b>Total</b>	90.10	90.32	90.62	93.88	90.67	88.93	95.99	96.11	95.55	95.65
FeO	30.36	30.36	30.28	31.29	30.40	29.98	54.53	54.22	53.56	53.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	65.13	66.59	66.31	68.39	66.17	64.37	11.10	12.38	12.39	13.09
Cationes para 4 oxígenos										
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.09	0.09	0.09	0.09
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.83	0.82	0.82	0.81
Fe <sup>2+</sup>	1.01	1.01	1.01	1.00	1.01	1.01	1.74	1.72	1.71	1.71
Fe <sup>3+</sup>	1.96	1.97	1.98	1.97	1.98	1.96	0.32	0.35	0.36	0.38
Al	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Si	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
H	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Abreviaturas: ulv: ulvoespínelo; mt: magnetita

Análisis en negrita fueron realizados en los laboratorios de la Universidad de Utah, USA. Los análisis indicados con asterisco fueron realizados en el CDTN, Universidad de Minas Gerais Brasil. fueron realizados en el CDTN, Universidad de Minas Gerais Brasil.



Tabla 6. Resumen de las edades U-Pb LA-ICP-MS U-Pb en circones de la SSS de Altar

Cuerpo intrusivo	Muestra	Latitud	Longitud	N° análisis	Edad (Ma)	2σ ±	MSWD
Pórfido 1	A-106	-31.4859	-70.4627	20	11.75	0.24	1.03
Pórfido 2	A-1013	-31.4813	-70.4699	20	11.68	0.27	1.3
Pórfido 2	A-1012	-31.4828	-70.4708	19	11.62	0.21	1.01
Pórfido 3	A-1014	-31.4783	-70.4792	20	11.13	0.26	1.4
Pórfido 4	A-1	-31.4829	-70.4816	25	10.35	0.32	2.8
Brecha magmática tardía	A-154	-31.4818	-70.4500	34	8.9	0.4	1.1

Notas: coordenadas geográficas en latitud, longitud, WGS 84.

Tabla 8. Datos isotópicos de las rocas de la SSS de Altar

	Pórfido		Pórfido		Pórfido		Pórfido		Andesita intrusiva		Brecha magmática tardía		Pórfido		Pórfido	
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
Muestra	A-54-07 <sup>1</sup>	A-49-07	A-58-07	A-59-07	A-21-07	A-18-07 <sup>1</sup>	A-167-08	A-95-07	A-154-08	A-99-07	A-153-08	A-21-08	A-156-08			
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.704684	0.704684	0.704707	0.704724	0.704716	0.704630	0.704707	0.704732	0.704689	0.704703	0.704708	0.704682	0.704737			
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512624	0.512646	0.512623	0.512632	0.512630	0.512654	0.512647	0.512667	0.512630	0.512635	0.512609	0.512631	0.512647			
εNd (0)	-0.3	0.2	-0.3	-0.1	-0.2	0.3	0.2	0.56	-0.2	-0.1	-0.6	-0.1	0.2			
εNd(t)	-0.1	0.3	-0.2	0	0	0.4	0.31	0.67	0	0.1	-0.4	0	0.3			
TDM	890.00	850	890	870	880	840	810	815	880	870	910	870	850			
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	18.607	18.333	18.468	n.a	18.933	18.481	18.592	18.611	18.623	n.a	18.554	18.56	n.a			
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.595	15.622	15.597	n.a	15.665	15.609	15.591	15.602	15.602	n.a	15.608	15.603	n.a			
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	38.4	38.262	38.276	n.a	38.616	38.382	38.378	38.423	38.432	n.a	38.375	38.375	n.a			
Easting*	2361266	2361220	2361228	2361228	2357857	2358383	2360337	2360248	2361577	2360398	2357906	2361299	2362026			
Northing*	6516726	6516798	6516678	6516678	6517478	6517257	6516068	6517765	6516856	6516149	6517484	6515410	6516842			

\*La ubicación de las muestras se brinda en coordenadas Gauss Krueger, Inchauspe (2) (Fig. 2).

Tabla. 7. Análisis químicos representativos de la Suite Subvolcánica Superior

Análisis	Pórfido	Pórfido	Pórfido	Pórfido	Pórfido	Pórfido	Pórfido	Pórfido	Pórfido
% en peso	1	1	1	5	1	2	2	3	3
	A-49-07	A-58-07	A-59-07	A-21-07	A-106	A-1013	A-1012	A-6-07	A-9-07
SiO <sub>2</sub>	61.26	60.37	60.35	60.73	60.47	76.53	67.14	67.16	62.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.08	17.96	17.71	17.36	17.74	12.48	17.63	16.12	16.02
TiO <sub>2</sub>	0.72	0.71	0.68	0.69	0.67	0.59	0.72	0.58	0.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.03	4.06	3.65	4.06	3.74	2.33	5.31	3.49	5.16
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.09	0.12	0.09	0.14	0.17	0.01	0.02	0.07	0.05
CaO	3.22	3.04	3.01	4.8	3.24	0.21	0.25	0.91	1.51
MgO	1.75	1.61	1.87	1.45	1.53	0.58	1	0.86	1.49
K <sub>2</sub> O	1.91	1.74	1.75	1.56	2.4	2.14	3.99	3.44	3.05
Na <sub>2</sub> O	6.84	6.85	6.79	5.29	5.72	3.17	0.6	5.51	5.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.25	0.25	0.25	0.26	0.08	0.15	0.06	0.09
LOI	1.6	3.1	3.6	3.4	3.8	1.8	3	1.6	3.6
Total	99.74	99.75	99.77	99.78	99.74	99.91	99.82	99.79	99.75
ppm									
Ba	711	768	676	507	727	134	734	552	529
Be	<1	2	2	2	1	1	2	2	2
Co	10.2	8.6	7.5	8.9	11.8	1.3	1.9	4.6	7.4
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.002	<0.002	0.002	0.003	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.003
Cu	5.2	20.8	2.1	6.2	27.4	125.1	26	115.5	317.9
Ga	23.6	23.5	23.6	23.1	23.7	20	32.6	20	20.7
Nb	6.0	6.0	5.8	5.4	5.4	4.9	6.6	7.4	5.3
Ni	<20	<20	<20	6.1	5.3	0.9	0.4	<20	<20
Pb	2.7	1.1	0.9	10.2	2.4	3.5	4.4	39	40
Rb	40.0	33.7	34.4	31.8	56.3	53.4	129.7	89	84.9
Sc	4	4	4	5	4	4	4	4	5
Sr	1096.7	822.1	889.2	855.5	624.9	407.8	351.4	574.8	697.6
Th	3.1	3.6	3.3	2.9	2.9	2.3	4.3	5.5	3.1
U	1.1	1.1	0.9	1	0.9	0.5	2.4	2	1.5
V	89	84	79	78	77	76	74	51	77
Y	6.9	7.5	6.9	7.1	7.5	1.9	2.8	7.5	3.7
Zn	81	186	61	155	522	10	11	98	113
Zr	128.0	146.0	142.7	133.3	153.2	110.9	176	126.2	113
Mo	1.2	1.7	0.6	1.5	0.1	6.9	78.3	6.2	7.2
As	17.6	17.1	15.4	5	15.6	13	4.6	19.1	31
Cd	0.3	0.6	<0.1	0.1	1.3	<0.1	0.1	0.2	0.3
Sb	0.4	0.3	0.2	0.2	0.3	0.1	<0.1	0.5	0.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.5	0.6	0.3	0.5
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.7	<0.1	0.9	1
Au	2.9	2.3	3.1	2.5	3.4	484.3	12.7	70.5	107.2
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.1	0.3
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.3	0.7	<0.5	0.7
Cs	0.6	1.0	1.0	1.6	2.4	1	1.7	3	3.7
Hf	3.9	4.4	4.1	3.8	4.1	3.2	5	3.9	3.1
Sn	<1	1	<1	<1	<1	2	5	3	3
Ta	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	0.3
W	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	1.9	2.4	1.1	1.3
La	17.4	19.8	20.0	17.6	19.3	13.8	26	18.5	15.5
Ce	41.5	46.2	46.2	38.8	43.7	31.2	55.7	36.1	30.7
Pr	5.08	5.86	5.63	5.21	5.24	3.42	6.03	4.34	3.7
Nd	20.5	22.8	22.2	21.1	21	12.5	21.3	17.5	14.1
Sm	3.50	3.91	3.55	3.57	3.4	1.5	2.09	3.35	2.05
Eu	0.99	1.13	0.97	0.95	1	0.38	0.46	0.72	0.48
Gd	2.27	2.46	2.29	2.29	2.3	0.84	0.95	2.29	1.29
Tb	0.29	0.31	0.29	0.3	0.3	0.09	0.12	0.31	0.16
Dy	1.36	1.47	1.34	1.35	1.5	0.45	0.59	1.61	0.82
Ho	0.22	0.24	0.23	0.23	0.23	0.06	0.1	0.26	0.13
Er	0.58	0.65	0.65	0.6	0.64	0.19	0.29	0.76	0.37
Tm	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.03	0.05	0.1	0.05
Yb	0.54	0.59	0.54	0.59	0.57	0.21	0.36	0.8	0.37
Lu	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.04	0.06	0.12	0.06
TOT/C	0.06	0.13	0.17	0.41	0.54	<0.02	<0.02	0.11	0.09
TOT/S	0.10	0.42	0.43	0.17	0.07	0.11	0.11	0.12	0.64
Ni	5.3	6.3	3.4	<20	<20	<20	<20	5.9	11.9
Easting*	2361220	2361228	2361228	2357857	2361092	2360410	2360319	2359566	2359560
Northing*	6516798	6516678	6516678	6517478	6516391	6516898	6516729	6517295	6517290
Alteración	Fresca	Fresca	Moderada	Débil	Moderada	Fuerte	Fuerte	Moderada	Moderada

\*La ubicación de las muestras se brinda en coordenadas Gauss Krueger, Inchauspe (2) (Fig. 2).

Tabla. 7. Análisis químicos representativos de la Suite Subvolcánica Superior (continuación)

Análisis % en peso	Pórfido 3 A-1014	Pórfido 4 A-1-07	Pórfido 4 A-118-08	Andesita intrusiva A-1021	Andesita intrusiva A-1024	Brecha Magmática A-187-08	Pórfido 5 A-1017	Pórfido 5 A-153-08	Pórfido 5 A-21-08	Pórfido 5 A-156-08
SiO <sub>2</sub>	63.31	84.08	74.07	59.6	62.4	59.63	62.53	63.55	62.28	62.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.46	9.38	15.57	17.4	17.99	18.22	17.86	17.84	17.7	17.99
TiO <sub>2</sub>	0.7	0.34	0.66	0.71	0.61	0.79	0.61	0.66	0.64	0.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.81	1.12	0.63	4	3.77	4.73	2.49	3.54	3.98	3.95
FeO	-	-	-	-	-	-	<b>1.05</b>	-	-	-
MnO	0.1	<0.01	<0.01	0.28	0.17	0.11	0.06	0.05	0.03	0.05
CaO	1.63	0.07	0.17	3.58	1.22	1.18	4.18	4.22	2.47	4.08
MgO	1.66	0.5	0.63	1.52	1.29	1.69	1.37	1.38	1.82	1.41
K <sub>2</sub> O	2.12	1.97	3.80	2.53	2.66	1.37	1.81	1.8	1.78	1.66
Na <sub>2</sub> O	6.47	0.38	0.23	5.65	6.66	7.74	5.65	5.47	5.72	6.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	<0.01	0.04	0.25	0.24	0.06	0.23	0.24	0.24	0.26
LOI	1.2	2.1	4.1	4.3	2.7	4.3	1.8	1	3.1	0.9
Total	99.74	99.96	99.89	99.79	99.66	99.85	98.6	99.75	99.74	99.73
ppm										
Ba	613	257	390	704	1515	249	585	561	453	549
Be	2	<1	<1	2	2	<1	2	2	2	1
Co	10.5	0.7	1.1	9.7	7.4	4.2	7.1	7.6	7.7	8.5
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.002	0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
Cu	96.6	115.1	112.7	4.7	146.6	69.5	12	28.2	9	22.8
Ga	23.1	14	28.0	23.9	23.6	23.8	23.4	24	22.9	24.9
Nb	6	3.7	5.5	5.7	5.8	5.8	5.6	5.4	5.6	6.3
Ni	4.8	<20	23	6.2	5.2	<20	3.4	3.1	4.6	4.8
Pb	12.4	37.6	10.9	5.3	3.7	3.9	8.3	1.4	6.1	4.5
Rb	55.5	50.4	93.8	73.2	57	38.8	42	43.5	41.1	37.2
Sc	5	2	4	5	4	4	4	4	4	4
Sr	864.4	27.4	62.0	505.3	553.7	451.9	946.7	1019.5	1069.1	1175.3
Th	3.5	2.6	2.8	3.2	3.3	2.6	3	3.3	2.9	2.9
U	1.3	0.3	0.6	0.9	1.1	0.9	1	1.1	1	0.8
V	86	24	69	88	67	77	68	77	68	89
Y	6.2	0.7	1.8	6.7	7.3	5.8	7.1	7.2	5.4	6.9
Zn	214	13	4	189	470	114	80	47	242	82
Zr	146.9	80.9	143.2	147.4	152.6	146.2	147.6	141.3	147.7	153
Mo	4.5	4.2	3.7	0.1	0.2	0.6	0.3	0.4	0.3	0.8
As	5.9	28.4	856.6	9.8	4.7	24.5	16	14.7	15.2	19.3
Cd	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.9	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1
Sb	0.2	1.5	29.2	0.2	0.3	0.6	0.2	0.1	0.2	0.3
Bi	0.1	0.4	2.5	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	1	1.2	5.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	56.8	48.2	66.0	5.9	4.6	3.5	13	<0.5	12.4	<0.5
Hg	<0.01	0.02	0.17	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	<0.01	0.02
Tl	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	7.5	3.3	<0.5	<0.5	<0.5	0.8	<0.5	<0.5	<0.5
Cs	2.2	1.7	6.0	3.6	1.2	0.4	1.2	1.5	2.6	1.2
Hf	3.8	2.2	3.8	4.1	4.1	3.9	4	3.6	4.3	4
Sn	2	6	4	1	1	1	1	1	2	2
Ta	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4
W	0.7	4	20.7	<0.5	<0.5	0.8	<0.5	0.7	<0.5	0.5
La	23.3	6.6	14.8	21.8	17.9	17.2	20.7	19.5	17.1	18.9
Ce	49.6	12.8	32.7	50.6	46.8	39.2	49.2	42.2	38.3	42.4
Pr	5.74	1.47	3.94	5.97	5.22	4.84	5.66	5.49	4.95	5.45
Nd	21.8	5.3	14.8	23.5	20.3	20.3	22	22.3	19.7	22.5
Sm	3.32	0.34	1.80	3.51	3.26	3.17	3.51	3.53	3.22	3.66
Eu	0.99	0.04	0.34	1.03	0.91	0.86	0.98	0.99	0.81	0.98
Gd	2.02	0.16	0.56	2.32	2.17	2.03	2.32	2.25	1.94	2.37
Tb	0.28	0.01	0.06	0.29	0.28	0.23	0.28	0.28	0.25	0.29
Dy	1.44	0.11	0.26	1.4	1.37	1.06	1.37	1.28	1.16	1.39
Ho	0.23	<0.02	0.04	0.22	0.24	0.18	0.24	0.23	0.2	0.21
Er	0.62	0.07	0.18	0.59	0.6	0.53	0.68	0.59	0.48	0.54
Tm	0.09	<0.01	0.03	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08	0.06	0.07
Yb	0.67	0.08	0.25	0.58	0.59	0.55	0.6	0.58	0.5	0.51
Lu	0.09	0.01	0.04	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.07	0.08
TOT/C	0.03	0.1	<0.02	0.6	0.03	0.09	0.13	0.04	0.06	0.06
TOT/S	0.06	0.14	0.13	0.07	0.35	0.58	0.17	<0.02	0.08	<0.02
Ni	<20	4.2	0.8	<20	<20	3.1	<20	<20	<20	<20
Easting*	2359520	2359299	2359277	2360335	2360397	2360108	2358320	2357906	2361299	2362026
Northing*	6517217	6516702	6516821	6516063	6517617	6515863	6517184	6517484	6515410	6516842
Alteración	Moderada	Fuerte	Fuerte	Débil	Moderada	Moderada	Fresca	Fresca	Fresca	Fresca

\*La ubicación de las muestras se brinda en coordenadas Gauss Krueguer, Inchauspe (2) (Fig. 2).