

Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile

Paulina Gana

Servicio Nacional de Geología y Minería, Avda. Santa María 0104, Santiago, Chile

Richard M. Tosdal

United States Geological Survey, Branch of Western Mineral Resources,
345 Middlefield Road MS-901, Menlo Park, California 94025, U.S.A.

RESUMEN

La geocronología U-Pb y K-Ar aplicada a rocas intrusivas del batolito de la Costa de Chile Central, permitió comprobar una edad de cristalización de 299 ± 10 Ma (U-Pb en circón) para el plutón Pomaire de la Unidad Mirasol. Ella está expuesta al norte de la Falla Melipilla, estructura de rumbo dextral y/o transpresional, de orientación oeste-noroeste que desplaza las secuencias de cobertura mesozoica y expone hacia la costa niveles más profundos y deformados. Una edad de 214 ± 1 Ma (U-Pb en circón) obtenida para las Dioritas Gnéisicas de Cartagena, señala la ocurrencia de un magmatismo del Triásico Superior, interpretado como coincidente con las etapas finales de un período de fusión cortical a gran escala propuesto por otros autores para el norte de Chile. Las unidades plutónicas del Jurásico (Laguna Verde, Sauce, Peñuelas y Limache) poseen edades restringidas al lapso 156-161 Ma y presentan evidencias, en algunos casos, de haber incorporado circones de una fuente antigua desconocida. Las edades obtenidas por ambos métodos cronológicos presentan diferencias de escasos millones de años, señalando un corto período de tiempo transcurrido entre la cristalización y el enfriamiento de los plutones, así como un rápido proceso de diferenciación magmática. Las unidades Laguna Verde y Sauce experimentaron un rápido alzamiento, presumiblemente, como resultado de la tectónica extensional en el arco magmático o por el emplazamiento inducido por la presión del magma en zonas de fracturas durante el Jurásico Medio.

Palabras claves: U-Pb, K-Ar, Magmatismo, Paleozoico, Mesozoico, Región de Valparaíso, Chile.

ABSTRACT

U-Pb and K-Ar geochronology in Paleozoic and Mesozoic intrusive rocks of the Coastal Cordillera, Valparaíso, Chile. The U-Pb and K-Ar geochronology applied to intrusive rocks from the Coastal Batholith of Central Chile, demonstrates the existence of a basement block of the Mirasol Unit, with a crystallization age of 299 ± 10 Ma, exposed in the northern block of the Melipilla Fault. The age of 214 ± 1 Ma obtained in the 'Dioritas Gnéisicas de Cartagena Unit', indicates that a Late Triassic magmatism took place in this region; it coincides with the end of an extensive crustal melting period, proposed for northern Chile. The ages of the Jurassic plutonic units (Laguna Verde, Sauce, Peñuelas and Limache) are restricted to the 156-161 Ma interval, showing in certain cases, inherited zircons from an unknown source. The difference between ages obtained using both chronological methods is a few million years, indicating that a short time passed between the crystallization and the cooling of the plutonic bodies, as well as a fast magmatic differentiation process. The Laguna Verde and Sauce Units, experienced a fast uplift, probably as a result of an extensional tectonic process in the magmatic arc, or induced by the magmatic pressure through fracture zones during Middle Jurassic.

Key words: U-Pb, K-Ar, Magmatism, Paleozoic, Mesozoic, Valparaíso, Chile.

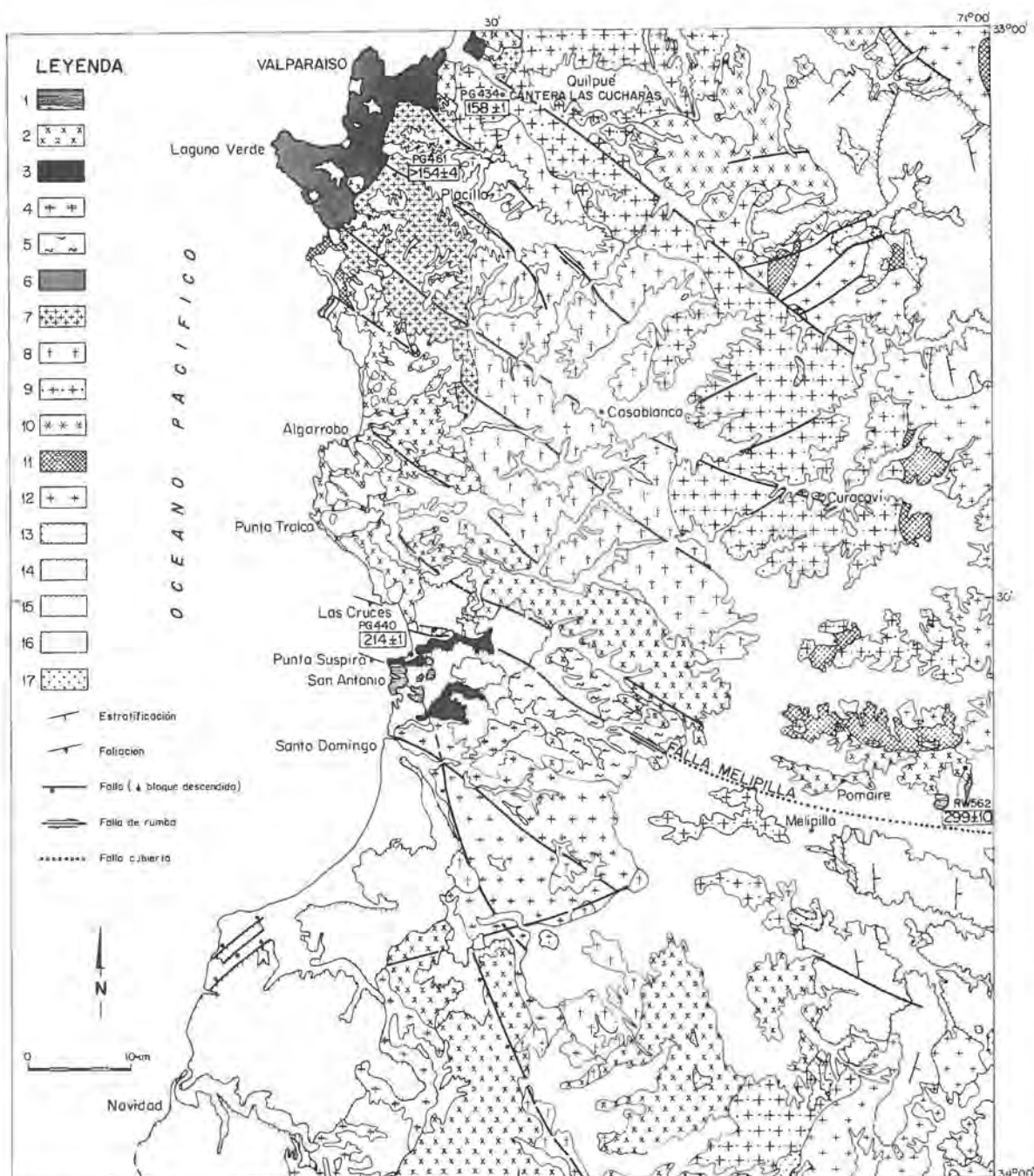


FIG. 1. Marco geológico y ubicación de muestras. 1- rocas metamórficas (Paleozoico-Triásico Superior?); 2- Unidad Mirasol (Paleozoico); 3- Dioritas Gnéisicas de Cartagena (Triásico Superior); 4- Unidad Tejas Verdes (Triásico Superior-Jurásico Inferior); 5- Zona de deformación, milonitas. Intrusivos del Jurásico Medio; 6- Unidad Laguna Verde; 7- Unidad Sauce; 8- Unidad Peñuelas; 9- Unidad Limache; 10- Unidad Lliu-Lliu; 11- mezcla plutónica; 12- Intrusivos del Cretácico; 13- Secuencia volcano-sedimentaria, Grupo Melón (Jurásico); 14- Secuencia volcano-sedimentaria, formaciones Lo Prado y Veta Negra (Cretácico Inferior); 15- terrazas marinas y transicionales (Mioceno-Plioceno); 16- Cuaternario; 17- zona de alteración (tomado de Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996).

INTRODUCCION

En la Cordillera de la Costa, entre las localidades de Valparaíso y Santo Domingo, afloran intrusivos del arco magmático jurásico, emplazados en cuerpos plutónicos y metaplutónicos del Triásico Superior y Paleozoico Superior y en el complejo metamórfico paleozoico (Fig. 1). Estas unidades, complejamente entremezcladas, registran la transición del magmatismo desde Gondwana al margen tectónico andino. Ha sido crítico, en el entendimiento de esta transición, el limitado reconocimiento de las unidades geológicas, así como la cronología de eventos, tanto intrusivos como tectónicos, que han tenido lugar en esta región.

Estudios geocronológicos previos han restringido, en líneas generales, la cronología de eventos en la región de Valparaíso. Estos han demostrado la existencia de un basamento metamórfico paleozoico, el Complejo Metamórfico Valparaíso (Gana *et al.*, 1996), intruido por granitoides gondwánicos en el Carbonífero (aproximadamente 300 Ma) y plutones jurásicos y cretácicos. Estos últimos representan los productos

iniciales del magmatismo andino, posterior al restablecimiento de la zona de subducción en dirección este. Las cuarenta y seis nuevas edades K-Ar en biotita y hornblenda (Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996), más cuatro nuevas edades U-Pb en plutones, señalan restricciones adicionales acerca de la construcción de la Cordillera de la Costa.

El estudio geocronológico presentado aquí, tiene por objeto obtener respuesta a los siguientes problemas: 1- comprobar la edad de una supuesta porción del basamento paleozoico emergido tectónicamente a través de la Falla Melipilla (Wall *et al.*, 1996); 2- determinar la edad de cristalización de las Dioritas Gnéisicas de Cartagena, tradicionalmente correlacionadas con unidades paleozoicas o jurásicas; 3- comprobar la extensión areal del magmatismo jurásico, detectado localmente por Godoy y Loske (1988), y por datos regionales K-Ar en los trabajos de Espíñeira (1989) y Rivano *et al.* (1993).

MARCO GEOLOGICO

La geología de la Cordillera de la Costa entre los 33 y 34°S ha sido interés de numerosos estudios, de tipo regional (Thomas, 1958; Corvalán y Dávila, 1963-1964 in Corvalán y Munizaga, 1972), petrológicos y geocronológicos (Muñoz-Cristi, 1964; González-Bonorino, 1967; Cordani *et al.*, 1976; Siña y Parada, 1985; Hervé *et al.*, 1988; Godoy y Loske, 1988). Recientes trabajos de geología básica, a escala 1:100.000 realizados por Gana *et al.* (1994a, 1994b, 1996) y Wall *et al.* (1996), han aportado nuevos conocimientos acerca de la distribución, edad y evolución geológica de este sector de la Cordillera de la Costa (Fig. 1). De acuerdo con lo anterior, se ha determinado la presencia de un basamento plutónico-metamórfico de edad paleozoica a triásica superior, expuesto en el margen costero y reconocido hasta 60 km al oriente, sobreyacido por escasos remanentes de secuencias sedimentarias del Cretácico Superior-Paleógeno y por depósitos aterrazados del Mioceno al Plioceno-Pleistoceno. Una cobertura volcano-sedimentaria mesozoica de aproximadamente 15 km de espesor, se ubica al este del basamento,

coincidente con el relieve abrupto de esta cordillera; ambos están intruidos por masas batolíticas de edad jurásica y cretácica.

El basamento consiste en ortogneises y paragneises (Complejo Metamórfico Valparaíso), intruidos por granitoides metaluminosos a peraluminosos (Unidades Mirasol y Tejas Verdes, Gana *et al.*, 1994a). Este magmatismo gondwánico se extiende al sur de los 34°S, donde se encuentra intruyendo a un complejo metamórfico de prisma de acreción paleozoico (Hervé, 1977). En la localidad de San Antonio, las rocas paleozoicas están intruidas por plutones dioríticos gnéisicos (Dioritas Gnéisicas de Cartagena).

La cobertura volcano-sedimentaria de edad jurásica a cretácica inferior, constituye un bloque monoclinal, de rumbo nor-noroeste a noreste, inclinado hacia el este (Formaciones Ajial, Cerro Calera, Horqueta, Lo Prado, Veta Negra, Las Chilcas; Thomas, 1958; Piracés y Maksae, 1976), e intruida en su base por plutones pertenecientes al batolito del Jurásico Medio. Este consiste en una asociación zonada, variable desde gabros a leucogranitos,

calcoalcalinos, de margen activo, que posiblemente constituyen diferentes niveles de una cámara magmática, cuya base la forman productos del manto o corteza inferior (Gana *et al.*, 1994a). Este magmatismo jurásico se extiende hacia el norte en forma continua, con características litológicas variables, hasta cerca de los 30°S, donde se encuentran relacionados espacialmente a asociaciones plutónicas bimodales de edad triásica superior-jurásica inferior (Rivano *et al.*, 1985; Gana, 1991; Parada *et al.*, 1991). Su prolongación sur alcanza los 37°S, habiendo sido inicialmente interpretados como parte del magmatismo gondwánico rejuvenecido debido a su proximidad con plutones de esa edad (Hervé y Munizaga, 1978; Gana y Hervé, 1983).

El batolito cretácico se emplaza en el margen oriental de la Cordillera de la Costa, intruyendo niveles superiores de la secuencia volcano-sedimentaria mesozoica. Se expone en forma continua a lo largo de gran parte de la Cordillera de la Costa de Chile

norte y central, aproximadamente entre los 21 y 35°30'S. Esta serie magmática calcoalcalina metaluminosa, constituida por gabros a granodioritas, resultó de la actividad de un arco magmático de eje NS a NNE, que alcanzó su apogeo en el Cretácico Superior, interpretándose su posición como una migración del foco magmático durante el Mesozoico (Parada *et al.*, 1988).

La tectónica de la zona está dominada por un sistema de bloques, limitados por fallas con movimientos de rumbo posiblemente cretácicos, que tuvieron una reactivación normal durante el Terciario. La estructura de mayor importancia regional corresponde a la Falla Melipilla (33°40'S, Wall *et al.*, 1996), discontinuidad cortical de dirección oeste-noroeste interpretada como una falla de rumbo dextral y/o transpresional, que desplaza a los intrusivos paleozoicos y a las secuencias de cobertura mesozoica y expone hacia la costa niveles corticales más profundos y deformados.

UNIDADES PLUTONICAS: DESCRIPCION Y GEOCRONOLOGIA

El estudio geocronológico realizado mediante los métodos U-Pb y K-Ar, está centrado en las rocas plutónicas de las unidades Mirasol, Dioritas Gnéisicas de Cartagena, Sauce y Limache. Adicionalmente, se presentan datos K-Ar de las unidades jurásicas Laguna Verde y Peñuelas que forman parte del arco magmático jurásico. Los análisis por U-Pb en cirión y titanita fueron realizados en laboratorios del United States Geological Survey; los datos por K-Ar en biotita y anfíbola proceden del Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería y están contenidos en Gana *et al.* (1996) y Wall *et al.* (1996). Una descripción *in extenso* de estas unidades se encuentra en las publicaciones citadas.

UNIDAD MIRASOL

Corresponde a un complejo de plutones compuestos, que se exponen en forma continua por 40 km en dirección noroeste entre los 33°12' y 33°30'S. Hacia el sur, aflora en forma de tres plutones de longitud variable entre 19 y 25 km (Fig. 1). Están compuestos por tonalitas, granodioritas y granitos de anfíbola y biotita, granitos y pegmatitas de microclina. Son rocas de grano grueso a medio, con una marcada

foliación magmática, afectada por deformación milonítica inhomogénea. Son rocas de composición calcoalcalina, metaluminosas a peraluminosas. Intruyen a rocas metamórficas paleozoicas del basamento, y están, a su vez, intruidas por rocas de la Unidad Dioritas Gnéisicas de Cartagena y por plutones del Jurásico Medio y del Cretácico.

La muestra RW-562 (Tabla 1), seleccionada para análisis U-Pb, pertenece al Plutón Pomaire, cuerpo elongado de 19 km, el cual contiene bloques xenolíticos sedimentarios, metamorizados en grado medio a alto, con presencia de granate en el intrusivo y vetillas de granito en las metasedimentitas. Es un monzogranito de biotita, grano grueso, cataclástico, cortado por vetillas de epidota, franjas de granulización cataclástica y afectado por un avanzado estado de meteorización. Formado por cuarzo con bordes indentados, oligoclasa alterada a epidota, ortoclasa peritítica, biotita, y clorita con allanita como accesorio.

Mediante el método U-Pb se analizaron cuatro fracciones de circones. Estas tienen edades $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$, y $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ligeramente discordantes (Tabla 1, Fig. 2a). Tres de estas cuatro fracciones tienen edades $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ entre 296 y 302 Ma, mientras que la cuarta fracción (N>163) tiene 321 Ma.

TABLA 1. DATOS GEOCRONOLOGICOS U-PB PARA CIRCONES Y TITANITAS DE ROCAS PLUTONICAS DEL BATOLITO DE LA COSTA DE CHILE CENTRAL (33-34°S).

Fracción ζ	Peso (mg)	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	^{238}U (ppm)	Razones α observadas			Razones atómicas y δ			Edades Ma		
				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
RW-562 Unidad Mirasol, monzogranito, UTM 6275,28N; 312,46E, El Rosario, Pomaire												
Circón												
N>163	3,4	15,4	376	4866	0,05574	0,1309	0,04725(0,1)	0,34403(0,4)	0,05281(0,4)	297,6	300,2	321
M>130	3,6	16,0	403	4167	0,05582	0,1324	0,04600(0,1)	0,33226(0,5)	0,05238(0,5)	289,9	291,3	302
M<63	5,3	17,2	436	11905	0,05352	0,1349	0,04548(0,1)	0,32831(0,3)	0,05236(0,3)	286,7	288,3	301
N<63	3,9	23,0	587	11299	0,05347	0,1378	0,04534(0,1)	0,32660(0,3)	0,05225(0,2)	285,8	287,0	296
M>63A	1,9	17,3	425	1960	0,06064	0,1547	0,04725(0,1)	0,34491(0,2)	0,05328(0,2)	295,9	300,9	340
PG-440 Dioritas Gneísicas de Cartagena, diorita gneísica, UTM 6285,55N; 258,14E, Punta Suspiro												
Circón												
M>163(R2)	7,5	5,7	196	4281	0,05381	0,3395	0,03375(0,1)	0,23478(0,1)	0,05045(0,1)	214,0	214,1	216
N>163	6,1	4,9	167	2681	0,05567	0,3440	0,03374(0,1)	0,23431(0,8)	0,05037(0,7)	213,9	213,8	212
N<63	5,8	5,1	177	6173	0,05251	0,3056	0,03357(0,1)	0,23238(0,8)	0,05021(0,8)	212,8	212,2	206
N<130F	6,9	5,8	200	3205	0,05504	0,3173	0,03355(0,1)	0,23379(0,4)	0,05054(0,4)	212,7	213,3	220
M>163(R3)	8,7	5,4	186	5208	0,05312	0,3256	0,03371(0,1)	0,23412(0,2)	0,05037(0,2)	213,7	213,6	212
N>163	8,9	5,8	201	2857	0,05556	0,3457	0,03368(0,1)	0,23450(0,4)	0,05050(0,3)	213,5	213,9	218
PG-461 Unidad Sauce, diorita cuarcífera, UTM 6334,82N; 262,35E, Placilla												
Circón												
N>163	5,2	4,3	192	1826	0,05851	0,1928	0,02556(0,1)	0,17475(0,6)	0,04958(0,6)	162,7	163,5	175
N<80	5,8	7,3	332	3448	0,05369	0,1959	0,02547(0,1)	0,17388(1,3)	0,04951(1,2)	162,1	162,8	172
M>80	6,2	8,5	384	1768	0,05786	0,1745	0,02548(0,1)	0,17443(1,2)	0,04965(1,1)	162,3	163,3	179
M>163	6,7	5,1	232	1414	0,05974	0,1882	0,02516(0,1)	0,17158(0,7)	0,04946(0,6)	160,2	160,8	170
Titanita	23,6	6,0	278	306	0,09707	0,3675	0,02470(0,2)	0,16804(0,5)	0,04934(0,4)	157,3	157,7	164
PG-434, Unidad Limache, granodiorita, UTM 6339,56N; 268E, Cantera Las Cucharas												
Circón												
N<63	5,4	5,7	264	3125	0,05404	0,1920	0,02505(0,1)	0,17068(0,1)	0,04942(0,1)	159,5	160	168
N>63An	3,9	4,9	221	426	0,08371	0,2890	0,02535(0,1)	0,17260(0,4)	0,04939(0,4)	161,7	161,7	166
N>63Ae	4,7	2,8	130	574	0,08371	0,2890	0,02526(0,1)	0,17173(0,5)	0,04932(0,5)	160,8	160,9	163
M<80	7,5	5,6	260	720	0,06953	0,3223	0,02516(0,1)	0,17091(1,0)	0,04927(0,9)	160,2	160,2	161
N>163	5,5	4,7	212	1283	0,06047	0,2004	0,02506(0,1)	0,16970(0,5)	0,04911(0,5)	159,5	159,1	154
M>80	9,1	5,3	244	479	0,07986	0,3419	0,02504(0,1)	0,17035(1,0)	0,04935(1,0)	159,4	159,7	164
M>100	9,6	5,7	265	367	0,08903	0,7340	0,02478(0,1)	0,16819(0,5)	0,04922(0,5)	157,8	157,8	158
Titanita	24,5	3,2	150	405	0,08544	0,2207	0,02441(0,1)	0,16621(0,7)	0,04938(0,7)	155,5	156,1	166

* Denota Pb radiogénico. Disolución de la muestra y química de intercambio iónico modificado de Krogh (1973) y Mattinson (1987).

ζ N-nomagnético y M-magnético, a inclinación lateral de 1.8 y 1 del separador isodinámico Franz. A, desgastado; n- cristales aciculares; e- cristales equidimensionales. Los tamaños están en micrones. R- residuo del experimento de lixiviación hidrotermal siguiendo el procedimiento modificado de Mattinson (1994); 2- denota disolución en dos pasos con 24 horas a 80° y 160° sobre platina caliente; 3- disolución en tres pasos durante 24 horas a 80° y 160° sobre platina caliente y 2 horas a 200° en horno.

α Razones observadas colectadas en copas Faraday, corregidas por 0.125% por unidad de fraccionamiento de masa, sobre la base de réplica de análisis de NBS 981 y 983. Los errores en las razones $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ son menores que 0.1%, la precisión en la razón $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es generalmente menor que 5%. Datos isotópicos medidos en espectrómetro de masa con colector múltiple Finigan Mat MAT 262 del U.S. Geological Survey en Menlo Park.

γ Razones atómicas calculadas usando las siguientes constantes: $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$; $^{235}\text{U}=0.98485 \times 10^{-9} \text{ yr}^{-1}$; $^{238}\text{U}=0.155125 \times 10^{-9} \text{ yr}^{-1}$ y corregido por las razones de Pb comunes $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=38.424/15.632/18.575/1$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=38.490/15.639/18.555/1$; $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=38.307/15.599/18.522/1$; y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}=38.396/15.614/18.853/1$; el error de las razones medidas es <0.1% con un nivel de confianza 2 σ . Corregido por 'blank' de laboratorio de 100 picogramos de Pb; los 'blanks' actuales son más bajos, entre 30 y 100 picogramos.

TABLA 2. COMPILACION DE EDADES ISOTÓPICAS DE LAS UNIDADES PLUTÓNICAS DEL PALEOZOICO AL JURASICO EN LA CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE VALPARAISO Y NAVIDAD.

Unidad	K-Ar Edad (Ma) $\pm 2 \sigma$ (n)	Material (referencia)	Rb-Sr Edad (Ma) $\pm 2 \sigma$ (n)	Material (referencia)	U-Pb Edad (Ma) (n)	Material (referencia)
Mirasol	250 $\pm$ 6	Biotita (2)	308 $\pm$ 15	Roca total (6)	299 $\pm$ 10	Circón (1)
	292 $\pm$ 7	Biotita (2)	299 $\pm$ 31	Roca total (6)	290	Circón (3)
	287 $\pm$ 7	Biotita (6)	292 $\pm$ 2	Roca total (6)	309	Circón (3)
	287 $\pm$ 20	Biotita (8)			383	Circón (4)
	285 $\pm$ 7	Biotita (10)			405	Circón (4)
	159 $\pm$ 4	Biotita (11)				
	274 $\pm$ 6	Biotita (11)				
	284 $\pm$ 5	Biotita (11)				
	147	Anfibola (4)				
	288 $\pm$ 7	Anfibola (5)				
	167 $\pm$ 3	Anfibola (5)				
	296 $\pm$ 7	Anfibola (6)				
	191 $\pm$ 4	Kfeld (5)				
	214	Roca total (9)				
Diontas grésicas de Cartagena	157 $\pm$ 1	Plagioclasa (5)			214 $\pm$ 1	Circón (1)
	213 $\pm$ 10	Anfibola (5)				
	145 $\pm$ 5	Anfibola (2)				
	167 $\pm$ 8	Anfibola (5)				
Laguna Verde	159 $\pm$ 4	Biotita (2)	165	Biotita (4)	160-163	Circón (3)
	161 $\pm$ 5	Anfibola (2)	156,3 $\pm$ 1,2	Biotita, Kfeld, Apatita, roca total (3)		
	167 $\pm$ 3	Anfibola (5)		Roca total (6)		
	181	Anfibola (7)	155 $\pm$ 92			
Sauce	157 $\pm$ 4	Biotita (2)			>154 $\pm$ 4	Circón (1)
	155 $\pm$ 4 (2)	Biotita (2)			157	Titanita (1)
	157 $\pm$ 4	Biotita (2)				
	156 $\pm$ 4	Biotita (2)				
	157 $\pm$ 5	Anfibola (2)				
	156 $\pm$ 5	Anfibola (2)				
Peñuelas	158 $\pm$ 11	Anfibola (2)				
	160 $\pm$ 4	Biotita (2)			399	Circón (4)
	150 $\pm$ 4	Biotita (2)			386-389	Circón (4)
	161 $\pm$ 4	Biotita (2)				
	158 $\pm$ 4 (2)	Biotita (2)				
	152 $\pm$ 4	Biotita (2)				
	157 $\pm$ 4	Biotita (2)				
Limache	165 $\pm$ 4	Biotita (11)				
	129 $\pm$ 8	Anfibola (2)				
	161 $\pm$ 9	Anfibola (11)				
	150 $\pm$ 4	Biotita (2)	173 $\pm$ 28 (6)		158 $\pm$ 1	Circón (1)
	165 $\pm$ 4	Biotita (2)			165	Circón (4)
	156 $\pm$ 4 (2)	Biotita (2)			155,5	Titanita (1)
	155 $\pm$ 4 (2)	Biotita (2) (11)				
	153 $\pm$	Biotita (2)				
	162 $\pm$ 4 (2)	Biotita (2)				
	144 $\pm$ 5	Biotita (2)				
	159 $\pm$ 4	Biotita (2)				
	147	Biotita (4)				
	160 $\pm$ 4	Biotita (11)				
	154 $\pm$ 4	Biotita (11)				
	160 $\pm$ 4	Biotita (11)				
	157 $\pm$ 4	Biotita (11)				
	158 $\pm$ 4	Biotita (11)				
	161 $\pm$ 4	Anfibola (2)				
	145 $\pm$ 8	Anfibola (11)				
	164 $\pm$ 8	Anfibola (11)				
	144 $\pm$ 7	Anfibola (11)				

Fuente: 1- este trabajo; 2- Gana *et al.*, 1996; 3- Godoy y Loske, 1988; 4- Corvalán y Munizaga, 1972; 5- Cordani *et al.*, 1976; 6- Hervé *et al.*, 1988; 7- Irwin *et al.*, 1987; 8- Muñoz-Cristi, 1962; 9- González-Bonorino, 1967; 10- Conn *et al.*, 1993; 11- Wall *et al.*, 1996.

n= número de edades iguales.

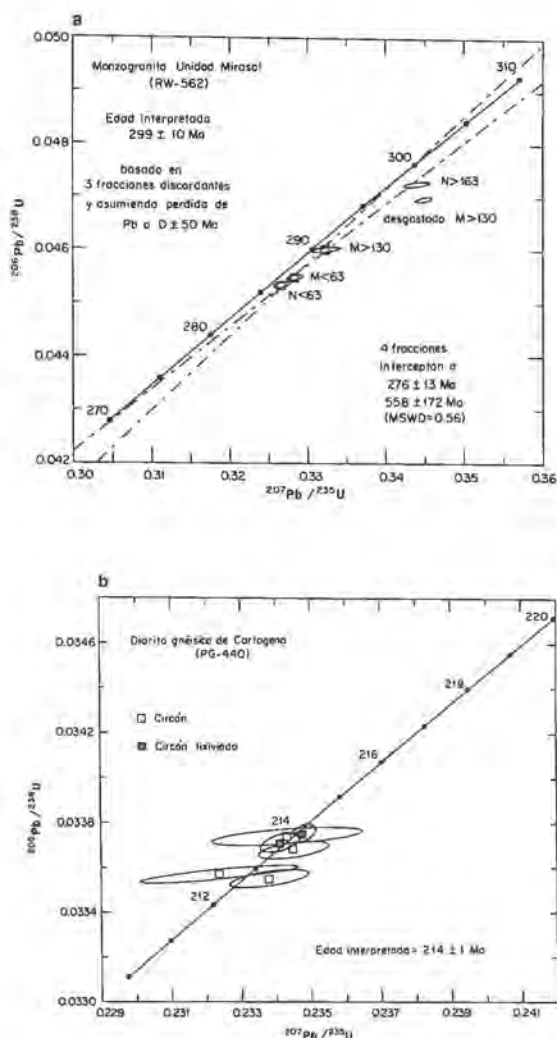


FIG. 2. Diagramas de concordia U-Pb de plutones datados: a- monzogranito de biotita (RW-562) de la Unidad Mirasol, señalando el tamaño y las propiedades magnéticas de las diferentes fracciones. b- diorita gnésica (PG-440) de la unidad Dioritas Gnésicas de Cartagena; los cuadrados achurados representan circones lixiviados de acuerdo a la técnica de Mattinson (1996).

Si la discordancia refleja solamente la presencia de circones heredados, entonces las cuatro fracciones definen una discordia ($MSWD=0.56$) con una intersección inferior de 276 ± 13 Ma, edad de cristalización del monzogranito, y una intersección superior de 558 ± 172 Ma, correspondiente a la edad promedio heredada. Otros datos geocronológicos para plutones de esta unidad (Tabla 2) indican edades más antiguas que 290 Ma, tanto por métodos U-Pb y Rb-Sr

como por K-Ar, con excepción de algunas K-Ar. Este patrón regional sugiere que la edad de 276 ± 13 Ma puede ser demasiado joven. Si es así, la distribución lineal de las edades U-Pb de los circones es fortuita, pudiendo ser el resultado de la superposición de la pérdida de Pb, sobre circones originalmente más antiguos o que contienen pequeñas cantidades de circones heredados. La pérdida de Pb puede haber ocurrido durante un episodio de magmatismo más joven, o como resultado de una intensa meteorización en el Cenozoico.

Para probar la posibilidad de pérdida de Pb y la presencia de circones heredados, se desgastaron circones magnéticos de tamaño mayor que 63 micrones. La abrasión remueve las partes externas de los circones, mejorando por lo tanto, la importancia cronológica de los circones más antiguos heredados, residentes en el centro de los cristales. Las edades U-Pb de las fracciones desgastadas son también discordantes y más antiguas, pero no se ubican a lo largo de la línea de discordia, como podría ser en el caso de herencia simple. Más bien, la edad U-Pb cae a la derecha de la discordia, indicando complicaciones adicionales en la sistemática del U-Pb, pero más importante, que la edad de 276 ± 13 Ma puede no tener algún significado geológico.

La pérdida de plomo superpuesta a la línea de herencia, rota la discordia a través de las fracciones de circones, hacia la intersección de una edad más joven y sin sentido. Este es el caso de esta muestra. Más bien, se aprecia una buena concordancia de las edades $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ entre tres de las cuatro fracciones, justificando que la roca no es más antigua que 296-301 Ma. Si se asume que la pérdida de Pb ocurrió durante el Cenozoico, entonces se puede ajustar en forma forzada una línea de regresión a través de estos tres puntos, sugiriendo una edad de cristalización de 299 ± 10 Ma, de acuerdo con el promedio de las edades $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$.

DIORITAS GNEISICAS DE CARTAGENA

Esta unidad comprende dioritas gnésicas, anfíbolitas, dioritas cuarcíferas y gabros, parcialmente metamorizados, que forman un cuerpo tabular de 2 km de espesor medio, inclinado suavemente hacia el sur, expuesto entre las localidades de Las Cruces y San Antonio. Sus texturas magmáticas se encuentran afectadas por foliación gnésica discreta, marcada por intercalaciones félsicas, a la que en ocasiones,

se sobreimpone una deformación milonítica coplanar con la gnéissica. La deformación dinámica se expresa en la rotación de cristales, recrystalización y foliación con doblamiento de minerales. Son rocas calcoalcalinas, metaluminosas, de tipo I, compatibles con magmas basálticos de margen continental activo. Intruyen a plutones del Paleozoico con formación de zonas de enclaves magmáticos y se encuentran interdigitados con gneises tonalíticos pertenecientes al Complejo Metamórfico Valparaíso (Gana *et al.*, 1996).

La muestra PG-440 (Tablas 1, 2), analizada por los métodos U-Pb y K-Ar, proviene de la localidad Punta Suspiro. Consiste en una diorita gnéissica, grano medio, fuertemente foliada, compuesta por cuarzo, andesina-labradorita An_{50} , rodeados por una trama orientada de hornblenda de color verde-azul, que contiene inclusiones opacas paralelas a sus planos de macla y está reemplazada parcialmente por biotita; apatita y epidota son los accesorios principales.

Se analizaron seis fracciones de circones de la diorita (Tabla 1, Fig. 2b). Cuatro de estas fracciones fueron analizadas mediante técnicas convencionales, mientras dos fueron analizadas usando el método de disolución hidrotermal por pasos, una técnica que ayuda a remover, progresivamente, las partes dañadas del circón y aumenta la posibilidad de obtener edades concordantes en circones que tienen sistemáticas complejas debido a, ya sea, pérdida de Pb o por la presencia de circones heredados (Mattinson, 1994). Esta técnica fue aplicada a dos fracciones de circones, ya que las cuatro fracciones iniciales analizadas convencionalmente, se agrupaban a lo largo de la concordia con edades entre 212 Ma y 214 Ma. Como estas rocas fueron, inicialmente, consideradas equivalentes al magmatismo del Jurásico Medio (U-Pb en circones 160-163 Ma, Godoy y Loske, 1988) de la Unidad Laguna Verde, que aflora cerca de Valparaíso, la edad triásica superior obtenida fue inesperada. El método de disolución por pasos de dos fracciones adicionales confirmó esta edad triásica superior. Cuatro de seis fracciones, incluyendo las dos que fueron sometidas a disolución hidrotermal, se ubican a lo largo de la concordia entre 213,5 y 214 Ma. Las otras dos fracciones son ligeramente más jóvenes. De acuerdo a los datos, se asigna una edad de 214 ± 1 Ma a la diorita gnéissica. Para esta misma muestra se obtuvo una edad K-Ar en anfíbola de 145 ± 5 Ma que refleja un período de enfriamiento. Datos geocronológicos

por el método K-Ar (Tabla 2) provenientes de otras localidades de la misma unidad, dan edades en el rango 156-181 Ma, relacionadas con un rejuvenecimiento causado por el magmatismo jurásico, con excepción de una de 213 ± 10 Ma, que se ajusta a la edad U-Pb.

UNIDAD LAGUNA VERDE

Las rocas de la Unidad Laguna Verde (Fig. 1), ubicada en las cercanías de Valparaíso, 54 km al norte de Cartagena, son similares litológica y químicamente con las Dioritas Gnéissicas de Cartagena. La Unidad Laguna Verde intruye ortogneises y plutones del Paleozoico, dando origen a zonas bandeadas y de enclaves magmáticos. Presenta contactos gradacionales o a través de zonas de mezcla con la Unidad Sauce, del Jurásico y está profusamente atravesada por filones lamprofídicos y cuarcíferos. Para estas rocas se ha determinado una edad U-Pb en circones de 160-163 Ma (Tabla 2, Godoy y Loske, 1988), muy de acuerdo con edades K-Ar de 159 ± 4 Ma (biotita) y 161 ± 5 Ma (anfíbola) (Tabla 2), realizadas durante el transcurso de este trabajo. Edades Rb-Sr y K-Ar provenientes de trabajos anteriores se encuentran en el intervalo de 155 ± 92 a 167 ± 3 Ma (Tabla 2).

UNIDAD SAUCE

Corresponde a rocas que cristalizaron a partir de porciones poco diferenciadas de magma jurásico. Formada por un plutón complejo, bandeado, compuesto por dioritas cuarcíferas de piroxeno-anfíbola-biotita, con tonalitas de anfíbola-biotita y gabros subordinados. Son rocas calcoalcalinas, metaluminosas, de grano fino a medio, que muestran frecuentes texturas de desequilibrio mineral y zonas de foliación magmática y dinámica. Se relaciona, tectónicamente, con intrusivos del Paleozoico y por medio de contactos gradacionales o zonas de mezcla con la Unidad Laguna Verde, ubicada al oeste y con la Unidad Peñuelas hacia el este (Fig. 1). Limitados datos barométricos (inéditos), aplicando el geobarómetro de Al en hornblenda de Hollister *et al.* (1987) y Johnson y Rutherford (1989), indican que la diorita cuarcífera datada por U-Pb (p. 187, este volumen), cristalizó a una presión de 4,1-5,4 kbar, correspondiente a 14-19 km de profundidad.

La muestra PG-461 (Tablas 1, 2) datada por U-Pb y K-Ar, proviene de la localidad de Placilla y consiste en una diorita cuarcífera de anfíbola y biotita, que se

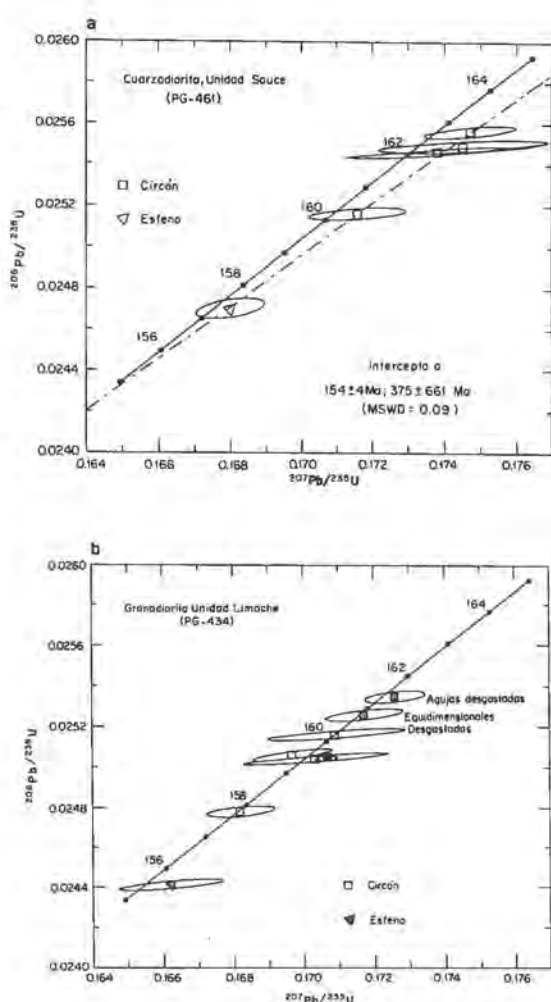


FIG. 3. Diagramas de concordia U-Pb de plutones datados. a- cuarzodiorita de la Unidad Sauce; b- granodiorita de la Unidad Limache, mostrando circones desgastados (cuadrados achurados) y circones discordantes (cuadrado lleno). Las elipses representan la precisión de los datos.

ubica cerca del contacto con la unidad Limache. Es una roca de grano medio, compuesta por cuarzo recrystalizado, andesina-labradorita An_{50} con bordes mirmequíticos, ortoclasa zonada y fracturada, hornblenda con bordes de corrosión, poikilitica con cuarzo y reemplazada parcialmente por grandes cristales de biotita que incluyen agujas de titanita.

Las edades K-Ar en biotita y hornblenda para varios plutones de la Unidad Sauce son esencialmente idénticas (Tabla 2). El promedio de cinco edades K-Ar en biotita es de 156 Ma, y de 157 Ma para el promedio de tres anfíbolos; la precisión de cada

análisis es $\pm 4-5$ Ma, excepto para una anfíbola donde la alta contaminación con argón atmosférico degradó la precisión analítica a ± 11 Ma (Tabla 2). La concordancia de los dos cronómetros minera es que tienen diferentes temperaturas críticas de retención de argón, claramente indica un enfriamiento rápido de ellas. Las relaciones de terreno indican que parte de la unidad no es más antigua que 160-163 Ma, edad interpretada para parte de la Unidad Laguna Verde (Godoy y Loske, 1988).

Mediante el método U-Pb se dataron cuatro fracciones de circon y una de titanita. Todas las fracciones de circon, tienen edades U-Pb ligeramente discordantes, a pesar que sus errores analíticos traslapan la concordia (Tabla 1, Fig. 3a). La regresión de cuatro fracciones de circon sugiere una edad de cristalización de 154 ± 4 Ma y una edad promedio de los circones heredados de 375 ± 661 Ma (MSWD = 0.09). Las edades U-Pb ligeramente discordantes para titanita se ubican sobre esta línea de discordia, sugiriendo la posible existencia de titanitas más antiguas heredadas. Se infiere que la edad indicada por la intercepción inferior de 154 ± 4 Ma es la mejor estimación para la edad de cristalización de la roca, si la interpretación de la línea de herencia es correcta. Sin embargo, se sospecha que esta edad es mínima porque los ejemplos de titanitas heredadas son poco conocidos en arcos juveniles como el arco jurásico de esta región. Además, el contenido relativamente moderado de Pb común de la titanita, aumenta la precisión analítica de la edad $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$, lo cual lleva a edades U-Pb discordantes. En este caso, la edad $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ de 157 Ma se aproxima mejor a la edad mínima de la roca. Esta edad concuerda bien con las edades K-Ar en hornblenda y con edades de 155 ± 4 Ma (biotita) y 156 ± 5 Ma (hornblenda) para la misma muestra (Tabla 2).

UNIDAD PEÑUELAS

Esta unidad intrusiva se ubica al este de la Unidad Sauce, con la cual presenta una variación litológica gradual, tendiente al predominio de tonalitas de hornblenda-biotita y monzonitas cuarcíferas, con dioritas, gabros, granitos y granodioritas de hornblenda-biotita en forma subordinada. Está constituida por plutones elongados de gran extensión areal, variable entre 42 y 16 km de longitud, al norte de la localidad de Melipilla, y plutones menores dispersos hacia el sur. Se caracterizan por su gran

variedad textural, localmente gnéissicas, así como por sus abundantes inclusiones básicas alargadas, y enjambres de diques dioríticos, graníticos y aplíticos que las atraviesan. Son rocas calcoalcalinas, metaluminosas a moderadamente peraluminosas, derivadas de rocas ígneas preexistentes (Gana, datos inéditos). Se dispone de siete edades K-Ar en biotita y dos en anfíbola (Tabla 2, Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996), de plutones pertenecientes a esta unidad. Estos indican edades en biotita en el intervalo 152-165 Ma, con un error analítico de ± 4 Ma y una edad promedio de 158 ± 4 Ma. Las edades en anfíbola muestran mayor incerteza, entregando una de ellas un valor de 161 ± 9 Ma, concordante con los datos en biotita y las relaciones de terreno. Determinaciones U-Pb realizadas por Corvalán y Munizaga (1972), indican edades más antiguas, de 386-399 Ma (Tabla 2), posiblemente debido a diferencias metodológicas y/o por proceder de circones heredados. Se considera que la mejor edad mínima para esta unidad es la de 158 ± 4 Ma, muy cercana a la determinada para la Unidad Sauce y levemente más joven que para la Unidad Laguna Verde.

UNIDAD LIMACHE

Consiste principalmente en plutones tonalíticos y granodioríticos de anfíbola-biotita, con monzogranitos subordinados, de composición calcoalcalina de potasio intermedio, metaluminosa. Contiene menos de 1% en volumen de inclusiones microdioríticas, subredondeadas, no orientadas. Sus afloramientos se distribuyen en forma continua por 55 km, en dirección nor-noroeste, entre las localidades de Quilpué y Curacaví, y como plutones aislados al sur de esta última. Sus contactos son gradacionales con plutones de la Unidad Peñuelas, y están intruidos hacia el oriente, por granitoides de la Unidad Lliu-Lliu, de edad jurásica inferida por su relación intrusiva en secuencias fosilíferas del Lías (Fig. 1). Enclaves metamórficos de la cobertura volcánica jurásica, indican que el techo del intrusivo alcanzó niveles someros de la corteza. Datos geobarométricos preliminares (inéditos) realizados utilizando los métodos de aluminio en hornblenda de Hollister *et al.* (1987) y Johnson y Rutherford (1989), indican que la cristalización de estos plutones se produjo a una presión de 2,8-3,6 kbar, equivalente a 9-13 km de profundidad.

La muestra PG-434 (Tablas 1, 2), datada por ambos métodos geocronológicos, proviene de la Cantera Las Cucharas. Es una granodiorita de anfíbola

y biotita, fresca, de grano medio, compuesta principalmente por cuarzo, andesina An_{36} con bordes micrográficos, ortoclasa y microclina peritítica, biotita, hornblenda y titanita como principal mineral accesorio.

Estudios geocronológicos de Corvalán y Munizaga (1972) dan cuenta de una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 165 Ma, en cuyo cálculo se emplearon constantes de decaimiento diferentes a los usados en este trabajo. Se determinaron diecisiete edades K-Ar en biotita y cuatro en anfíbola (Tabla 2), provenientes de distintos plutones de esta unidad. Ocho de las edades en biotita, incluyendo la de 155 ± 4 Ma determinada para la misma muestra usada para el método U-Pb, se ubican en el intervalo de 153-158 Ma, con errores de ± 4 Ma; cinco muestras poseen edades más antiguas, entre 159-165 Ma, con errores de ± 4 Ma, las cuales concuerdan con las anteriores considerando sus errores analíticos; y tres edades en biotita, más jóvenes, entre 144-150 Ma, con precisión de ± 4 -5 Ma, una de las cuales se encuentra dentro del rango predominante, considerando su error analítico. Por otra parte, dos de las edades K-Ar en anfíbola dan valores de 144 ± 7 Ma y 145 ± 8 Ma, y las dos restantes edades de 161 ± 4 Ma y 164 ± 8 Ma, estas últimas concordantes con las edades en biotita dentro de sus errores analíticos, sugiriendo la posibilidad que las diferencias resulten de cronómetros con distinta temperatura de retención de argón. Se requieren datos adicionales para confirmar o desechar esta posibilidad.

Mediante el método U-Pb se dataron siete fracciones de circón y una de titanita (Tabla 1). Seis de las siete fracciones de circón y la de titanita pueden ser tratadas como edades esencialmente concordantes, ya que sus errores analíticos traslapan la concordia (Fig. 3b). Dos de estas fracciones tienen edades U-Pb concordantes de 158 ± 1 Ma y 160 ± 1 Ma. Otra fracción tiene edades U-Pb ligeramente discordante reversa, probablemente como resultado de una pérdida de uranio producida en laboratorio; la inclusión o exclusión de esta fracción no cambia la interpretación de los datos. Dos fracciones adicionales representan circones no magnéticos desgastados, de tamaño mayor que 63 micrones, que poseen formas cristalinarias equidimensionales o aciculares. La séptima fracción representada por cuadrados rellenos en la figura 3b, claramente contiene una componente de circones heredados, ubicándose fuera de la concordia.

Es difícil interpretar la línea de edades U-Pb yacentes a lo largo de la concordia, ya que se requiere establecer ciertas suposiciones. En el caso de esta granodiorita, al menos una fracción, tiene circones

heredados demostrables, los cuales sugieren que las otras fracciones levemente discordantes contienen, asimismo, pequeñas cantidades de circones heredados. Sin embargo, esto no puede ser probado con el presente conjunto de datos. Hay dos posibles interpretaciones de los datos U-Pb de la granodiorita. **a-** la interpretación tradicional, que ignora la potencial pequeña cantidad de mineral heredado y acepta que la fracción concordante más antigua representa la edad de la roca. En este caso, se trata de la edad de 161-162 Ma de los circones desgastados no magnéticos equidimensionales, mayores que 63 micrones. Las otras edades U-Pb más jóvenes podrían atribuirse a pérdida de Pb. Los circones aciculares de similar tamaño, levemente más discordantes, podrían atribuirse a cantidades de monacita en circones heredados. La edad de 161-162 Ma es consistente con las edades K-Ar de anfíbola y algunas de biotita de diferentes plutones, pero mayor que la edad promedio de biotita de 157 ± 4 Ma; **b-** los datos U-Pb también pueden prestarse para una interpretación contraria. En este caso, las edades U-Pb concordantes más jóvenes, 158 ± 1 Ma, podrían interpretarse como la edad de cristalización del plutón. La edad mínima del plutón podría ser 155 Ma, correspondiente a la edad $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ de titanita.

Las edades más antiguas en circones podrían representar la influencia de componentes heredados como ha sido demostrado para una fracción (p. 188, este volumen). Como la mayoría de estas edades más antiguas caen esencialmente a lo largo de la discordia, se sugiere una herencia a partir de rocas del Jurásico, Triásico o Paleozoico Superior. Esta probabilidad es apoyada directamente por la elevada razón del $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ común de 15,61 en feldespatos (pie de página, Tabla 1), que sugiere una interacción cortical. Circones heredados de rocas plutónicas levemente más antiguas (jurásicas o triásicas), no se reconocen fácilmente, pero han sido documentados en el batolito cretácico de Sierra Nevada, en el oeste de Estados Unidos (Wooden *et al.*, 1996).

Tanto la Unidad Sauce como la Unidad Limache poseen características texturales y relaciones de contacto que sugieren niveles de emplazamiento probablemente medios en la corteza superior, por lo tanto, es posible que las edades K-Ar señaladas aquí se encuentren muy próximas a la edad de cristalización de estos plutones. Los datos U-Pb confirman esta interpretación. En general, la Unidad Limache parece haberse emplazado entre los 156 y 161 Ma, contemporáneamente con la mayoría de las otras unidades plutónicas jurásicas del área.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

La edad de 299 ± 10 Ma, carbonífera, obtenida para el Plutón Pomaire, confirma la presencia de rocas antiguas del basamento pertenecientes a la Unidad Mirasol, en el bloque septentrional de la Falla Melipilla. Estas rocas, de características sintectónicas, representan un magmatismo con integración de materiales corticales preexistentes, que tuvo lugar en el margen pacífico de Gondwana. Según Wall *et al.* (1996), probablemente representan en parte, la fuente de granitos altamente evolucionados que ocurrieron posteriormente en el Triásico Superior-Jurásico Inferior. Granitoides similares a la Unidad Mirasol se encuentran en la Unidad Guanta, parte de la Superunidad Elqui (Nasi *et al.*, 1985; Mpodozis y Kay, 1990; Pankhurst *et al.*, 1996) expuestos en la Alta Cordillera del norte de Chile entre los 28 y 31°S.

La edad de 214 ± 1 Ma, triásica superior, determinada para las Dioritas Gnéisicas de Cartagena, no tiene precedentes en esta zona para rocas similares.

Sin embargo, sí han sido determinadas para granitoides cataclásticos, aflorantes en el área adyacente a las Dioritas de Cartagena (Unidad Tejas Verdes, K-Ar en biotita de 212 ± 5 Ma; Wall *et al.*, 1996) y para pequeños plutones de granitoides posttectónicos, no deformados, que se distribuyen 70 km al sur (Dávila *et al.*, 1979; Godoy, 1979; Gana y Hervé, 1983). Equivalentes cronológicos de estas dioritas triásicas se encuentran en los gabros y dioritas de la Unidad Talinay (Gana, 1991), en la región costera de Chile, a la latitud 30°15'S, donde se encuentran en asociación bimodal con granitos hipersilíceos. Estos han sido datados por el método Rb-Sr en 220 ± 20 Ma. y por K-Ar en anfíbola entre 213-193 Ma (Irwin *et al.*, 1988; Gana, 1991). Este evento magmático del Triásico Superior, coincide con las etapas finales de un evento de fusión cortical a gran escala, ocurrido durante el Pérmico-Triásico Superior (Jurásico Inferior?) en el norte de Chile, y que precedió a la

dispersión de Gondwana (Mpodozis y Kay, 1990). La fusión de un elevado volumen de corteza continental causado por la acumulación de magmas basálticos en la base de la corteza (Hupper y Sparks, 1988) emplazados posteriormente a través de estructuras extensionales o transtensionales (Villegas y Parada, 1993), se habría logrado tras un período de inmovilidad continental que siguió a la interrupción de la subducción carbonífera.

Las distintas unidades que componen el batolito jurásico, poseen edades en un intervalo definido entre 156-162 Ma. La proximidad entre las edades determinadas por los métodos K-Ar y U-Pb, sugiere un enfriamiento extremadamente rápido de estos intrusivos. Las características texturales y mineralógicas de las unidades Laguna Verde y Sauce, indican que su ascenso y enfriamiento se verificó bajo condiciones de ductilidad, sometidas a una importante presión dirigida. Sin embargo, los plutones a las profundidades señaladas anteriormente, mantienen elevadas temperaturas, en el centro del arco magmático, por largo tiempo posterior a la cristalización, por lo cual se espera que las edades K-Ar en biotita deban ser notablemente más jóvenes que la edad en circones para la misma roca. Esto, obviamente, no es este caso. Suponiendo que la cristalización del magma tuvo lugar a profundidades de corteza media, el rápido enfriamiento requiere un alza-miento rápido de la unidad. Ello es, presumiblemente, el resultado de tectónica extensional en el arco magmático o bien el resultado de un emplazamiento inducido por la presión del magma a través de zonas

de fracturas en el Jurásico Medio. Este último mecanismo caracterizó al arco magmático del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior de Chile nor-central (Grocott *et al.*, 1994, 1996).

La Unidad Limache, emplazada a menor profundidad que la Unidad Sauce, bajo condiciones corticales de baja ductilidad a frágiles, incorporó circones de una fuente antigua desconocida. De acuerdo a los estudios de Parada *et al.* (1988), las relativamente bajas razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rocas similares, ubicadas en la localidad de Papudo-Quintero, al norte de la zona estudiada, sugieren una fuente magmática a partir del manto superior. Sin embargo, un 42% de esos datos corresponden a razones sobre 0.71000, que sugieren que algún grado de involucramiento cortical tuvo lugar durante la evolución de estos magmas. La similitud de edad entre unidades jurásicas, composicionalmente muy distintas, sugiere que el proceso de diferenciación magmática fue rápido con un corto tiempo de residencia al interior de la cámara magmática.

Se observa, de este modo, una recurrencia desde el Triásico Superior al Jurásico Medio, de los procesos de emplazamiento magmáticos, posiblemente relacionada a tectónica extensional, que favoreció el rápido ascenso de los magmas provenientes de la corteza profunda, a niveles relativamente someros (Dioritas Gnéisicas de Cartagena, Unidad Laguna Verde y Unidad Sauce). Es posible, además, que la fuente del magma haya sido recurrente por un largo período, lo cual explicaría la generación de productos químicamente similares de diferente edad.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el importante aporte de R. Wall y A. Gutiérrez (Servicio Nacional de Geología y Minería) en las etapas de terreno y a C. Roeschmann y C. Pérez de Arce (Departamento de Laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería). Las

sugerencias de los evaluadores Dres. E. Godoy y M. Martín (Servicio Nacional de Geología y Minería)* y R.J. Pankhurst (British Antarctic Survey), las cuales mejoraron el manuscrito original.

REFERENCIAS

Conn, H.; Olivares, A.; González, E.; Espinoza, C.; Seguel, J.; Alvarez, P.; López, M.C.; Vogel, S.; Prevot, J.C.; de Gramont, X. 1993. Proyecto Carta Metalogénica regiones V/IV Sur. *Servicio Nacional de Geología y Minería*

Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Informe Registrado, No. 2, IR-9402, 8 Vols.

Cordani, U.; Munizaga, F.; Hervé, F.; Hervé, M. 1976. Edades radiométricas provenientes del basamento cristali-

* Dirección actual: Post Doctoral Research Association, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge Ma. 02139, U.S.A.

- no de la Cordillera de la Costa de las provincias de Valparaíso y Santiago, Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 1, Actas, Vol. 2, p. F213-F222. Santiago.
- Corvalán, J.; Dávila, A. 1963-1964. Mapa geológico de la Hoja Valparaíso-San Antonio. In Corvalán, J.; Munizaga, F. 1972. *Instituto de Investigaciones Geológicas*.
- Corvalán, J.; Munizaga, F. 1972. Edades radiométricas de rocas intrusivas y metamórficas de la Hoja Valparaíso San Antonio. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Boletín, No. 28, 40 p.
- Dávila, A.; Hervé, F.; Munizaga, F. 1979. Edad K-Ar en granitoides de la Cordillera de la Costa de la provincia de Colchagua, VII Región, Chile Central. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 2, Actas, p. F109-F120. Arica.
- Espiñeira, D. 1989. Geología del Complejo Plutónico Papudo-Quintero: aspectos cronológicos y geoquímicos. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, 143 p.
- Gana, P.; Hervé, F. 1983. Geología del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII Región. *Revista Geológica de Chile*, No. 19-20, p. 37-56.
- Gana, P. 1991. Magmatismo bimodal del Triásico Superior-Jurásico Inferior, en la Cordillera de la Costa, provincias de Elqui y Limarí, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 18, No. 1, p. 55-67.
- Gana, P.; Wall, R.; Gutiérrez, A.; Yáñez, G. 1994a. Geología de la Cordillera de la Costa, Regiones de Valparaíso y Metropolitana, al oeste de los 71°00'W. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas, Vol. 1, p. 43-46, Concepción.
- Gana, P.; Yáñez, G.; Wall, R. 1994b. Evolución geotectónica de la Cordillera de la Costa de Chile Central (33°-34°S): control geológico y geofísico. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas, Vol. 1, p. 38-42, Concepción.
- Gana, P.; Wall, R.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área Valparaíso-Curacaví, regiones de Valparaíso y Metropolitana. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Mapas Geológicos, No. 1, escala 1: 100.000.
- Godoy, E.; Loske, W. 1988. Tectonismo sinplutónico de dioritas jurásicas al sur de Valparaíso: datos U-Pb sobre la 'Fase Quintay'. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 15, No. 2, p. 119-128.
- González-Bonorino, F. 1967. Nuevos datos de edad absoluta del Basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa de Chile Central. *Comunicaciones*, No. 12, 7 p.
- Grocott, J.; Brown, M.; Dalmeyer, R.D.; Taylor, G.K.; Treloar, P.J. 1994. Mechanisms of continental growth in extensional arcs: An example from the Andean plate-boundary zone. *Geology*, Vol. 22, p. 391-394.
- Grocott, J.; Wilson, J. 1996. Emplacement of plutonic complexes, strain and strain partitioning in the Coastal Cordillera, (25°-27°S), N Chile. *Third ISAG*, p. 371-374, Saint Malo.
- Hervé, F. 1977. Petrology of the crystalline basement of the Nahuelbuta Mountains, south-central Chile. In *Comparative studies on the geology of the Circum-Pacific orogenic belt in Japan and Chile* (Ichikawa, T.; Aguirre, L.; editors). *Japan Society for the Promotion of Science*, p. 1-51, Tokyo.
- Hervé, F.; Munizaga, F. 1978. Evidencias geocronológicas de un magmatismo intrusivo triásico superior-jurásico en la Cordillera de la Costa entre los 35°30' y 36°30'S. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 7, Actas, Vol. 2, p. 43-52. Neuquén.
- Hervé, F.; Munizaga, F.; Parada, M. A.; Brook, M.; Pankhurst, R.J.; Snelling, N.; Drake, R. 1988. Granitoids of the Coast Range of Central Chile: Geochronology and geological setting. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 2, p. 185-194.
- Hupper, H.E.; Sparks, R.S. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, Vol. 29, p. 599-624.
- Hollister, L.S.; Grissom, G.C.; Peters, E.K.; Stowell, H.H.; Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, Vol. 72, p. 231-239.
- Irwin, J.J.; García, C.; Hervé, F.; Brook, M. 1988. Geology of part of a long-lived dynamic plate margin: the coastal cordillera of north-central Chile, latitude 30°51'-31°S. *Canadian Journal Earth Sciences*, Vol. 25, p. 603-624.
- Johnson, M.C.; Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California). *Geology*, Vol. 17, p. 837-841.
- Krough, T.E. 1993. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 37, p. 485-494.
- Mpodzis, C.; Kay, S. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, No. 2, p. 153-180.
- Mattinson, J.M. 1987. U-Pb ages of zircons: a basic examination of error propagation. *Chemical Geology, Isotope Geoscience Section*, Vol. 66, p. 151-162.
- Mattinson, J.M. 1994. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 116, p. 117-129.
- Muñoz-Cristi, J. 1964. Estudios petrográficos y petrológicos sobre el Batolito de la Costa de las provincias de Santiago y Valparaíso. *Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Anales*, Vol. 20-21, p. 9-93.
- Nasi, C.; Mpodzis, C.; Cornejo, P.; Moscoso, R.; Maksae, V. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, No. 24-25, p. 77-111.
- Pankhurst, R.J.; Millar, I.L.; Hervé, F. 1996. A Permo-Carboniferous U-Pb age of part of the Guanta Unit of the Elqui-Limarí Batholith at río del Tránsito, Northern

- Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, No. 1, p. 35-42.
- Parada, M.A.; Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Hervé, M.; Puig, A.; Munizaga, F.; Brook, M.; Pankhurst, R.J.; Snelling, N. 1988. Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30°30'-32°30'). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, p. 249-260.
- Parada, M.A.; Levi, B.; Nyström, J.O. 1991. Geochemistry of the Triassic to Jurassic plutonism of central Chile (30-33°S); petrogenetic implications and a tectonic discussion. In *Andean magmatism and its tectonic setting* (Harmon, F.S.; Rapela, C.W.; editors), *Geological Society of America, Special Paper*, Vol. 265, p. 99-111.
- Piracés, R.; Makshev, V. 1977. Geología de la Hoja Quillota, IV y V Región. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Informe Registrado No. 1406, 135 p., 1 mapa.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Hervé, M.; Puig, A. 1985. Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31-32°S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 24, p. 63-74.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Boric, R.; Espiñeira, D. 1993. Mapa Geológico de las Hojas Quillota y Portillo. *Servicio Nacional de Geología y Minería* (1:250.000).
- Siña, A.; Parada, M.A. 1985. Los granitoides de Rocas de Santo Domingo: antecedentes de terreno, petrográficos y de química de elementos mayores para una mezcla de magmas. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 4, Actas, p. 512-530. Antofagasta.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Boletín, No. 2, 86 p., 2 mapas.
- Villegas, J.; Parada, M.A. 1993. La superunidad Limarí: aspectos litológicos y de emplazamiento del plutonismo triásico superior-jurásico inferior de Chile Central. *Comunicaciones*, No. 24, p. 29-48.
- Wall, R.; Gana, P.; Gutiérrez, A. 1996. Geología de la Hoja Santiago, área de San Antonio-Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins, escala: 1:100.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, No. 2, 1 mapa, anexo.
- Wooden, J.L.; Klister, R.W.; Fleck, R.J. 1996. Problems using the U-Pb zircon technique to determine the time of crystallization. Lessons from the Western U.S. Cordillera. *Geological Society of America, Abstract with Programs*, Vol. 28, No. 5, p. 126.