

DATACIÓN Y CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS GRANITOIDES PERALUMÍNICOS DE LOS CERROS DE AMOTAPE Y DE LOS MACIZOS DE ILLESCAS Y PAITA (NOROESTE DE PERÚ)

DATING AND GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF THE PERALUMINOUS GRANITOIDS OF AMOTAPE, ILLESCAS AND PAITA MASSIFS (NORTHWESTERN PERU)

Felix Bellido¹, Pablo Valverde¹, Fredy Jaimes², Victor Carlotto² y Enrique Díaz-Martínez¹

RESUMEN

En el basamento paleozoico del terreno parautoctono Amotape, noroeste del Perú, afloran dos grupos de granitoides de tipo S. Uno se compone de migmatitas y granitoides migmatíticos peraluminicos en un dominio autóctono catazonal (Zarumilla-Qda. Angostura, Macizo de Illescas) y otro de monzogranitos biotíticos con cordierita y leucogranitos, emplazados en metasedimentos epizonales siliciclásticos (Huaypira y Paita). Ambos grupos están relacionados genéticamente como resultado de la fusión de metasedimentos de la corteza continental superior en relación con un evento tectónico extensional. La datación U-Pb de un monzogranito epizonal proporcionó una edad de intrusión de 220 ± 1.5 Ma y una edad del pico metamórfico previo de 239 ± 2 Ma en material restítico. El engrosamiento cortical del margen en el Paleozoico, seguido de rifting en el Permo-Triásico, explican la formación de esta asociación granítica, previa a la posterior separación, migración transcurrente, acreción y deformación del terreno parautoctono Amotape a partir del Jurásico.

Palabras clave: Geoquímica, granitos, geocronología, Amotape, Illescas y Paita, NO Perú

ABSTRACT

Two groups of S-type granites characterize the granite suite cropping out in the Palaeozoic basement of the para-autochthonous Amotape terrane (NW Peru). One is composed of migmatites and peraluminous anatectic granites in an autochthonous catazonal domain (Zarumilla - Qda. Angostura, and Illescas Massif). The other consists of epizonal biotite-cordierite monzogranites, emplaced in low-grade siliciclastic metasediments (Huaypira and Paita). Both groups are genetically linked and derived from melting of metasediments in the upper continental crust in relation with an extensional tectonic event. U-Pb dating of a monzogranite epizonal pluton provided an age of 220 ± 1.5 Ma for the emplacement, and another age of 239 ± 2 Ma possibly related with the peak of the metamorphic event that triggered anatectic processes and granite genesis. Palaeozoic crustal thickening followed by Permo-Triassic thinning and rifting, explains the origin of both groups of the granitic suite, prior to the rifting, transcurrent migration, accretion and deformation of the Amotape terrane since the Jurassic.

Keywords: Geochemical, granite, geochronology, Amotape, Illescas and Paita, NW Perú

INTRODUCCIÓN

En el noroeste del Perú afloran rocas metamórficas y plutónicas del basamento en el Macizo de Illescas, Paita y los Cerros de Amotape (departamentos de Tumbes y Piura; Fig. 1). Todo este conjunto de

materiales cristalinos pertenece a un mismo bloque parautoctono de corteza continental llamado terreno Amotape-Tahuín (Mourier et al., 1988), y que aquí llamaremos Terreno Parautoctono Amotape

¹IGME, Calera 1, 28760 Tres Cantos, España, f.bellido@igme.es, p.valverde@igme.es, e.diaz@igme.es

²INGEMMET, Av. Canadá 1470, San Borja, Lima - Perú, fjaimes@ingemmet.gob.pe, vcarlotto@ingemmet.gob.pe

(TPA). El basamento del TPA está constituido por metasedimentos de edad paleozoica (Palacios et al., 1994; Sánchez et al., 2006a) intruídos por granitoides que en algunos casos tienen edades triásicas (Sánchez et al., 2006b). El objeto del presente trabajo es presentar los resultados obtenidos del análisis estructural, petrológico y geoquímico de estos granitoides y su contexto geotectónico, concluyendo en un modelo que permite explicar de forma coherente su origen, formación y distribución actual dentro del contexto de la Deflexión de Huancabamba y la transición entre los Andes del Norte y los Andes Centrales.

DOMINIOS TECTONOMAGMÁTICOS

Las características texturales y composicionales de los granitoides triásicos del basamento cristalino del TPA corresponden a una asociación granítica de tipo S en la que los componentes restílicos y el grado de diferenciación permiten distinguir dos dominios (Tabla 1):

DOMINIO CATAZONAL

En los extremos noreste (zonas de la Quebrada de la Angostura y Zarumilla-Palmales, en el entorno de Tumbes) y sur (zona de Illescas-Bayovar) del TPA (Tabla 1 y Fig. 1) afloran metasedimentos, migmatitas y granitoides migmatíticos que corresponden a dominios catazonales en los que se han producido fundidos fuertemente peraluminicos. Los metasedimentos más representativos de esta zona son principalmente esquistos, paragneises y gneises migmatizados (Foto 1), apareciendo localmente esquistos fémcicos muy ricos en cordierita y anfíbolitas. Entre los minerales principales se pueden encontrar cuarzo, biotita, muscovita, sillimanita, plagioclasa y cordierita, pudiendo aparecer feldespatos potásico, apatito, circón, monacita, turmalina y minerales opacos como minerales accesorios. Una gran parte de la muscovita es de carácter retrógrado. Sus texturas son granolepidoblásticas foliadas, con una intensa recristalización estática posterior a la foliación principal.

En la zona de la Quebrada la Angostura se encuentran algunos metasedimentos fémcicos de aspecto masivo y con las estructuras deformativas regionales bastante borradas debido a un proceso importante de recristalización estática. Estas rocas son ricas en biotita, tienen texturas granolepidoblásticas o porfidoblásticas, y en ellas se encuentran abundantes microfenoblastos de cordierita sustituidos por

agregados micáceos de grano fino, y restos muscovitizados de sillimanita.

Las anfíbolitas de la zona de Illescas están fuertemente afectadas por la migmatización y tienen una paragénesis principal constituida por plagioclasa, anfíbol hornbléndico y clinopiroxeno, con proporciones accesorias de cuarzo, titanita, apatito y minerales opacos. Estas anfíbolitas corresponden posiblemente a intercalaciones de vulcanitas básicas en la serie sedimentaria. En la zona de tránsito al dominio catazonal de Illescas, se encuentran algunos paragneises de grado medio-alto con grandes cristales y agregados policristalinos de andalucita que son discordantes con las estructuras deformativas principales.

Los granitoides migmatíticos (Foto 2) tienen composiciones que varían entre tonalíticas y leucograníticas. Su mineralogía principal consta de cuarzo y proporciones variables de plagioclasa y biotita, quedando en general el feldespatos potásico relegado a proporciones menores. Entre los minerales accesorios se pueden encontrar granate, sillimanita, cordierita, opacos, apatito, circón y monacita. El granate está parcialmente corroído y sustituido por sillimanita, biotita o cordierita. En estos granitoides se encuentra una proporción variable de muscovita que en todos los casos es de origen retrógrado o secundario. También, con carácter general, la cordierita está totalmente sustituida por agregados policristalinos de grano fino de muscovita, biotita y clorita, y la sillimanita suele estar muy muscovitizada. Estos granitoides suelen estar afectados por procesos de alteración bastante intensos que se manifiestan en cloritizaciones de la biotita y sericitizaciones y epidotizaciones de la plagioclasa. En algunos leucogranitos migmatíticos (Quebrada de la Angostura) se observan con frecuencia albitizaciones irregulares de la plagioclasa. Las texturas varían entre hipidiomórficas heterogranulares o de grano medio, con orientaciones de flujo y deformativas que pueden ser muy marcadas. No obstante, la deformación de los minerales es escasa, debido que los procesos finales de cristalización se han producido en una condiciones bastante estáticas. También pueden observarse procesos de deformación frágil como fracturaciones y extinciones irregulares en el cuarzo y en los feldespatos, y crenulaciones de las micas, en las zonas afectadas por fallas importantes como la de la Quebrada de la Angostura. Estos granitoides migmatíticos contienen abundantes enclaves

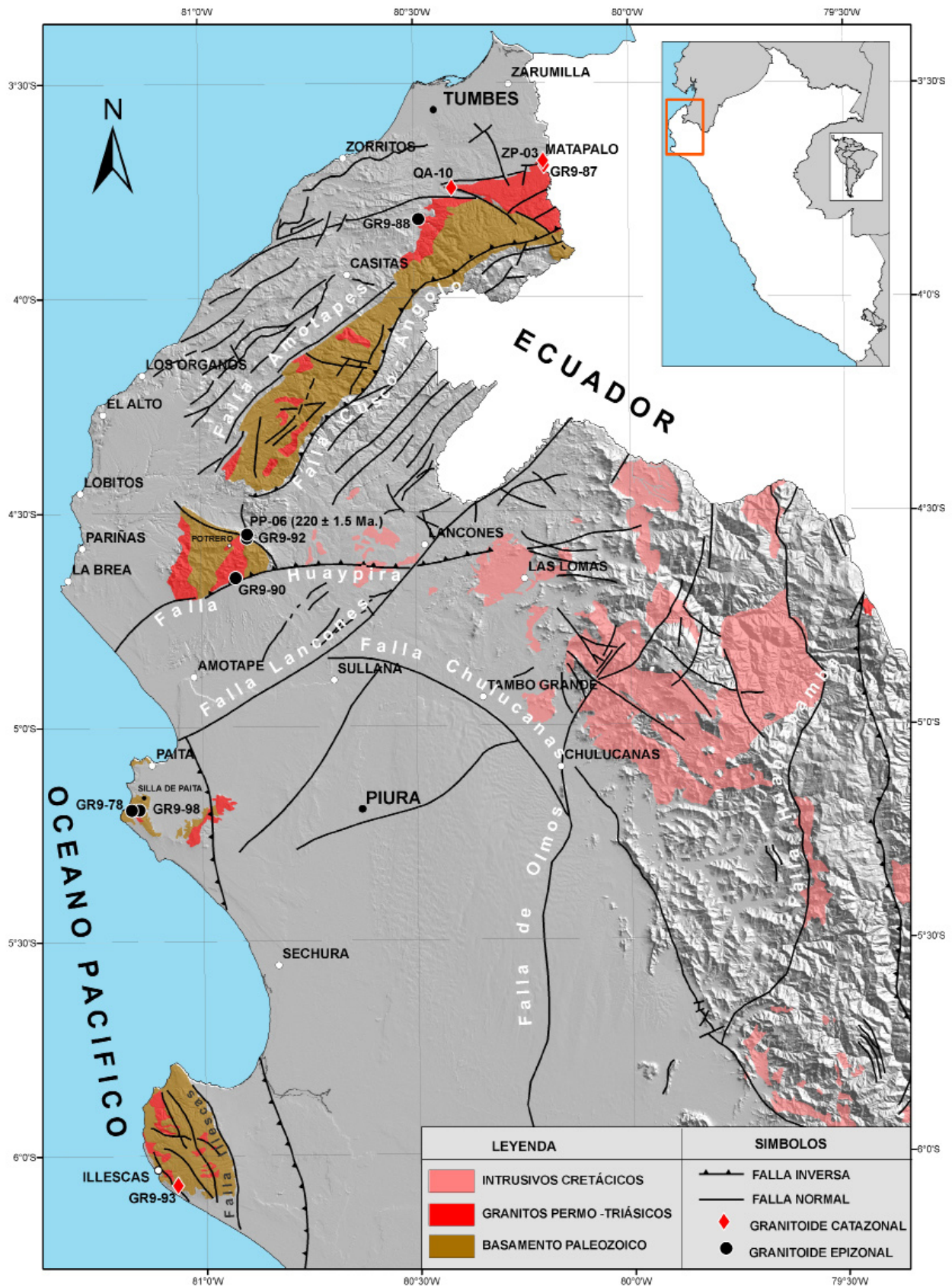


Figura 1. Mapa geológico con las unidades de rocas ígneas principales y rocas del basamento Paleozoico.

Tabla 1. Tabla de ubicación de muestras de granitoides Permo-Triásicos por dominios.

Muestra	Composición	Dominio	Localidad	UTM X	UTM Y
GR9-87	Granodiorita	Catazonal	Río Zarumilla	589.082	9.951.588
ZP-03	Tonalita	Catazonal	Río Zarumilla	588.917	9.591.594
QA-10	Tonalita	Catazonal	Quebrada de la Angostura	565.929	9.586.280
GR9-93	Monzogranito	Catazonal	Macizo de Illescas	494.020	9.327.137
GR9-90	Monzogranito	Epizonal	Huaypira - Quebrada Honda	508.793	9.485.650
GR9-92	Monzogranito	Epizonal	Pananga - Potrero	511.448	9.495.726
PP-06	Monzogranito	Epizonal	Pananga - Potrero	511.563	9.495.854
GR9-88	Monzogranito	Epizonal	Bocana Carrillo - Higuierón	556.663	9.577.842
GR9-98	Leucogranito	Epizonal	Silla de Paita	484.179	9.425.806
GR9-78	Leucogranito	Epizonal	Silla de Paita	482.305	9.425.570

metamórficos de alto grado, y restitas ricas en biotita, en su mayor parte de origen metasedimentario (Foto 2). Además, también se encuentran algunos enclaves microgranudos en la zona de Zarumilla-Palmales y enclaves y restitas anfibolíticas en la zona de Illescas. Las estructuras de estas rocas son bastante heterogéneas, con bandeados composicionales o texturales complejos. La presencia de estructuras de flujo y foliaciones generalizadas, evidencian que la migmatización fue contemporánea con parte de los procesos deformativos, aunque se prolongó hasta fases bastante tardías del evento orogénico relacionado con estos procesos tectonotérmicos.

DOMINIO EPIZONAL

En este dominio (zonas de Bocana de Carrillo-Higuierón, Huaypira, Pananga-Potrero y Paita); (Tabla 1 y Fig. 1) afloran metasedimentos de bajo grado y granitoides más homogéneos y con mucha menor proporción de enclaves metamórficos y restitas. Los materiales metamórficos de este dominio son metasedimentos siliciclásticos del Paleozoico medio y superior, afectados por metamorfismo regional de bajo grado, en los que produce metamorfismo de

contacto. Los materiales más comunes son pizarras, filitas y metasamitas y sus asociaciones mineralógicas principales están generalmente compuestas por proporciones variables de cuarzo, plagioclasa ácida, muscovita, clorita y biotita. Los minerales accesorios más comunes son: opacos, apatito, circón, monacita, turmalina, epidota y carbonatos.

En las inmediaciones de las intrusiones graníticas, los metasedimentos suelen presentar corneanizaciones o texturas nodulosas o mosqueadas, debido a la neoformación de porfiroblastos de cordierita y/o andalucita, que suelen estar totalmente sustituidos por agregados micáceos (biotita, clorita y muscovita-sericita). También se observa blastesis de biotita, muscovita y clorita, así como turmalinizaciones y recristalizaciones del resto los minerales metamórficos regionales. En la zona de la Silla de Paita, la andalucita de contacto es objeto de explotación como mineral refractario.

Los plutones de este dominio son bastante superficiales y desenraizados y están constituidos por monzogranitos y granitos biotíticos porfídicos con muscovita y cordierita y por leucogranitos.

Tabla 2a. Composición de elementos mayores y trazas de los granitoides Permo-Triásicos

Unidad	Río	Quebrada	Río	Illescas	Huaypira
Numero	Zarumilla	Angostura	Zarumilla		
Litología	GR9-87	QA-10	ZP-03	GR9-93	GR9-90
	Gmig	Gmig	Gmig	Gmig	Mzg
SiO₂	62.98	64.65	67.31	68.00	70.81
TiO₂	1.124	0.975	0.990	0.828	0.480
Al₂O₃	15.83	16.00	13.99	14.82	14.26
Fe₂O₃	2.257	2.481	2.084	3.273	1.296
FeO	3.620	3.022	4.140	3.270	1.890
MnO	0.064	0.080	0.123	0.172	0.063
MgO	2.646	2.145	2.432	2.194	1.225
CaO	3.930	0.174	2.432	1.705	1.314
Na₂O	2.507	2.804	1.928	1.618	3.114
K₂O	2.527	2.273	1.984	2.511	3.484
P₂O₅	0.224	0.336	0.028	0.104	0.115
LOI	1.89	2.72	2.10	1.14	1.74
Tot	99.599	97.660	99.541	99.635	99.791
Sc	17.0	14.7	16.1	17.0	8.0
V	116.0	103.5	122.8	108.0	34.0
Cr	68.0	76.8	87.0	89.0	36.0
Ni	26.2	38.6	32.9	26.2	8.6
Zn	85.1	100.4	93.6	79.9	37.7
Ga	20.0	21.5	18.8	18.9	17.1
Ge	1.8	0.6	0.1	2.1	5.0
As	6.8	4.2	5.2	0.3	2.3
Rb	119.7	100.6	83.9	100.6	154.4
Sr	231.8	192.7	179.0	160.7	133.5
Y	22.6	25.3	24.4	27.8	25.6
Zr	159.6	225.1	232.6	207.4	152.2
Nb	12.4	15.1	11.3	12.0	9.5
Sn	1.9	3.7	1.6	6.7	6.0
Cs	3.1	2.4	0.8	3.8	6.2
Ba	862.4	594.4	740.8	779.8	535.8
La	27.60	23.20	35.40	31.50	22.40
Ce	48.20	49.70	85.80	63.50	41.90
Pr	5.40	5.89	8.94	6.80	4.80
Nd	21.90	23.70	34.90	27.20	19.50
Sm	4.71	5.42	7.00	5.84	4.61
Eu	1.78	1.31	1.44	1.17	0.74
Gd	4.63	5.70	6.28	5.24	4.38
Tb	0.74	0.93	0.80	0.81	0.75
Dy	4.28	5.22	4.39	4.93	4.54
Ho	0.87	0.99	0.94	1.05	0.91
Er	2.25	2.75	2.77	3.11	2.64
Tm	0.28	0.37	0.40	0.48	0.40
Yb	1.56	2.28	2.77	3.08	2.59
Lu	0.23	0.32	0.42	0.48	0.37
Hf	4.8	4.5	8.7	6.4	3.2
Ta	2.1	3.7	-2.5	-2.5	0.3
Pb	15.2	7.1	15.9	17.7	19.1
Th	4.6	7.6	19.0	13.7	10.9
U	2.2	0.3	1.2	1.4	3.2

Tabla 2b. Composición de elementos mayores y trazas de los granitoides Permo-Triásicos

Unidad	Pananga	Pananga	Bocana	Silla de	Silla de
Numero	Potrero	Potrero	Carrillo	Paíta	Paíta
Litología	GR9-92	PP-06	GR9-88	GR9-98	GR9-78
	Mzg	Mzg	Mzg	Gleu	Gleu
SiO₂	71.61	71.73	73.31	74.16	74.25
TiO₂	0.482	0.478	0.468	0.172	0.162
Al₂O₃	14.150	13.910	13.260	14.420	14.070
Fe₂O₃	1.105	1.450	1.222	1.152	1.364
FeO	1.980	1.540	2.040	0.220	0.190
MnO	0.054	0.055	0.062	0.020	0.067
MgO	0.846	0.826	1.017	0.000	0.101
CaO	0.889	1.529	0.985	0.568	0.563
Na₂O	3.168	3.222	1.941	2.709	2.979
K₂O	3.796	3.631	3.882	5.256	4.744
P₂O₅	0.137	0.159	0.118	0.248	0.319
LOI	1.57	1.30	1.47	1.07	1.17
Tot	99.787	99.830	99.775	99.995	99.979
Sc	9.0	9.8	5.0	1.0	4.0
V	36.0	36.1	36.0	5.0	8.0
Cr	50.0	30.8	38.0	25.0	22.0
Ni	7.4	7.5	10.9	1.7	7.0
Zn	33.9	48.3	41.9	40.5	36.6
Ga	17.5	17.3	14.0	17.9	16.0
Ge	2.3	0.9	8.5	2.4	4.7
As	3.1	3.4	2.0	3.2	0.8
Rb	199.0	174.5	137.1	306.1	267.9
Sr	102.4	115.0	115.5	79.1	58.5
Y	22.6	23.1	21.5	7.6	4.2
Zr	153.8	147.0	156.4	69.3	58.0
Nb	9.8	11.0	8.6	14.9	16.0
Sn	9.2	4.1	6.6	13.8	16.9
Cs	3.2	10.3	8.0	21.3	22.3
Ba	440.6	374.1	656.8	375.5	315.9
La	20.80	18.50	32.70	10.90	2.41
Ce	39.70	43.70	60.60	21.90	4.74
Pr	4.50	4.92	6.70	2.68	0.67
Nd	18.10	19.50	26.20	9.51	2.10
Sm	4.23	4.54	5.66	2.37	0.52
Eu	0.72	0.78	1.14	0.31	0.07
Gd	4.13	4.69	4.97	2.31	0.56
Tb	0.70	0.77	0.74	0.31	0.09
Dy	4.12	4.25	4.06	1.64	0.76
Ho	0.81	0.86	0.76	0.18	0.09
Er	2.27	2.56	2.12	0.43	0.25
Tm	0.35	0.36	0.30	0.06	0.04
Yb	2.22	2.42	2.06	0.28	0.20
Lu	0.32	0.37	0.31	0.03	0.02
Hf	4.8	3.7	3.0	2.1	0.3
Ta	1.3	2.4	0.1	1.5	11.1
Pb	16.7	21.8	29.4	28.2	23.8
Th	10.6	9.8	10.0	6.3	3.0
U	3.7	1.8	2.4	6.2	4.2

Estos monzogranitos y granitos tienen texturas hipidiomórficas de grano medio o medio grueso, porfídicas o con megacristales de feldespato potásico dispersos. La mineralogía principal consta de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, siendo bastante frecuente la presencia de fenocristales o megacristales de cordierita (Foto 4). Como minerales accesorios se encuentran: muscovita, apatito, opacos, circón, monacita y turmalina. La muscovita es de carácter tardi o postmagmático y la cordierita se encuentra generalmente como cristales idiomorfos o subidiomorfos, totalmente sustituidos por agregados policristalinos de biotita, muscovita y clorita. Estos granitoides no presentan deformación dúctil, aunque pueden estar afectados por deformación frágil en zonas afectadas por fallas. No son raros los microenclaves restílicos y de metasedimentos de alto grado (Foto 4), que son similares a los materiales metamórficos del dominio catazonal. La presencia de enclaves de migmatita con bordes difusos indica que los granitoides epizonales fueron relativamente contemporáneos con la migmatización. En los monzogranitos son también bastante frecuentes los enclaves microgranudos tonalíticos que indican un cierto grado de hibridación con magmas básicos. Estos granitoides epizonales, pueden presentar localmente orientaciones de flujo o estructuras cataclásticas, pero no se aprecian en ellos fábricas deformativas dúctiles.

Los leucogranitos muscovítico-biotíticos y muscovíticos de la zona de la Silla de Paita pertenecen a un plutón epizonal, emplazado en condiciones permisivas y de calma tectónica como puede deducirse por sus relaciones con los materiales encajantes (Foto 5) y por la naturaleza y geometría de los enclaves y megaenclaves. Estos leucogranitos tienen una proporción de micas bastante escasa, y la muscovita adquiere en ellos mayor importancia. Su mineralogía principal consta de cuarzo, plagioclasa albítica, muscovita y biotita. Como minerales accesorios se encuentran muscovita, apatito, opacos, circón, monacita y turmalina. Sus texturas son alotriomórficas de grano fino a medio, algo heterogranulares. La gran mayoría de los enclaves de estos leucogranitos pertenecen a los metasedimentos de bajo grado encajantes aunque con carácter local, se han encontrado concentraciones de pequeños xenolitos de gneises y gneises migmatíticos con sillimanita y granate (Foto 3) que proceden de las zonas profundas en las que se han formado estos

granitos a partir de la evolución de granitoides migmatíticos similares a los que afloran en los dominios catazonales.

GEOQUÍMICA DE LOS METASEDIMENTOS Y GRANITOIDES

Los análisis de elementos mayores y trazas se han realizado en los laboratorios del IGME en Tres Cantos por los procedimientos habituales establecidos, sobre muestras pulverizadas en un molino de anillos de widia. Los elementos mayores se determinaron por FRX sobre muestras fundidas con tetraborato de litio, en una perladora PERLE´X3. Las medidas se realizaron en un equipo MagiX de PANanalytical, con tubo de Rh. El Na se determinó por EAA. Las pérdidas por calcinación (LOI), se determinaron a 950°C. Los elementos traza se determinaron por FRX sobre pastillas prensadas de las muestras pulverizadas, utilizando el programa PROTRACE. Las tierras raras (REE) se determinaron por ICP-MS sobre muestras fundidas con metaborato de Li y posteriormente diluidas en medio ácido con un espectrometro Agilent 7500 ce. El Fe+2 se determinó por valoración con KMnO4 y sobre una disolución de las muestras en HF+H2SO4. Los límites de detección y la precisión analítica son los establecidos en los procedimientos estandarizados de los laboratorios del IGME.

Como ya se ha referido previamente, los metasedimentos asociados a los granitoides del TPA son principalmente rocas siliciclásticas que tienen composiciones peraluminosas. La proyección de estos materiales en el diagrama Nb/Y-Zr/Ti de Pearce (1996) (Fig. 2) se localiza principalmente en el los campos de los materiales andesíticos y basáltico-andesíticos, y las relaciones Ga/Al que presentan con respecto al Zr son típicas de rocas ígneas orogénicas según los criterios de Whalen et al. (1987). Estas características composicionales son compatibles con que estos materiales procedan en gran parte de sedimentos derivados de la erosión de rocas ígneas calcoalcalinas orogénicas.

Los espectros de REE de los metasedimentos, normalizados a la composición de la corteza continental total (BCC) estimada por Rudnick y Gao (2004) (Fig. 3), son muy homogéneos y tienen una configuración muy plana ($La/Ybn = 1.36$), (Tabla 3) y con anomalías negativas de Eu débiles pero constantes.

Los granitoides estudiados (Tablas 2a y 2b) tienen

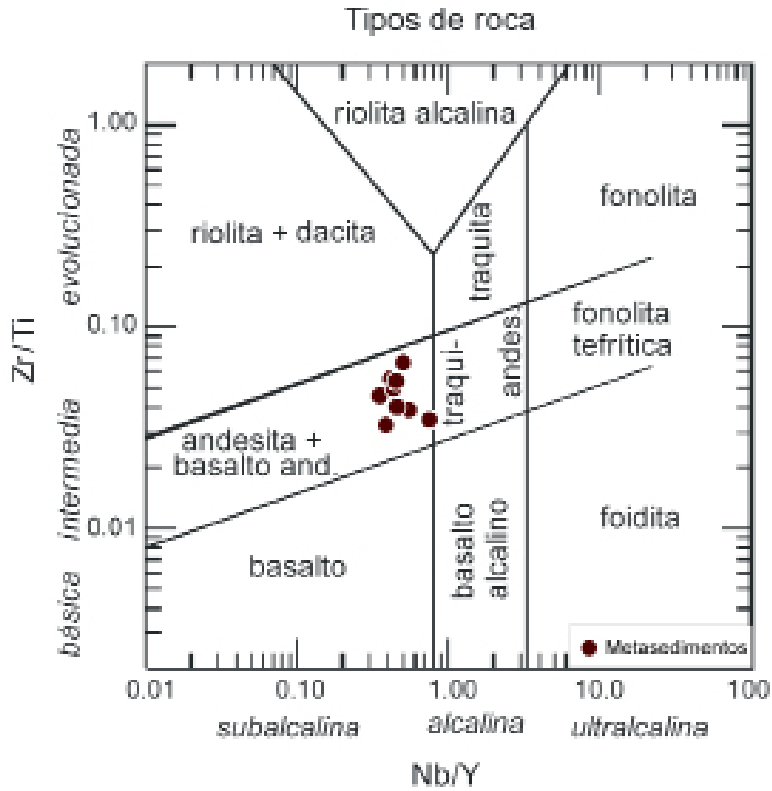


Figura 2. Estimación de la composición de los materiales de procedencia de los metasedimentos, determinada a partir de la proporción de elementos incompatibles (Nb/Y vs. Zr/TiO_2). Diagrama de Winchester y Floyd (1977) modificado por Pearce (1996).

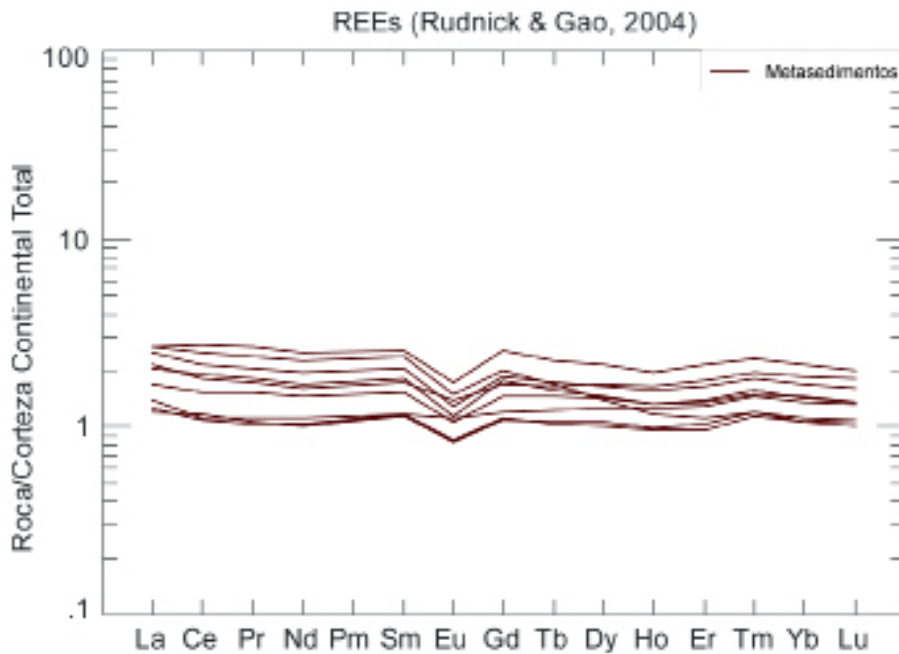


Figura 3. Diagrama de REE de los metasedimentos del Macizo de Amotape, normalizado a la composición de la corteza continental total (Rudnick & Gao, 2004).

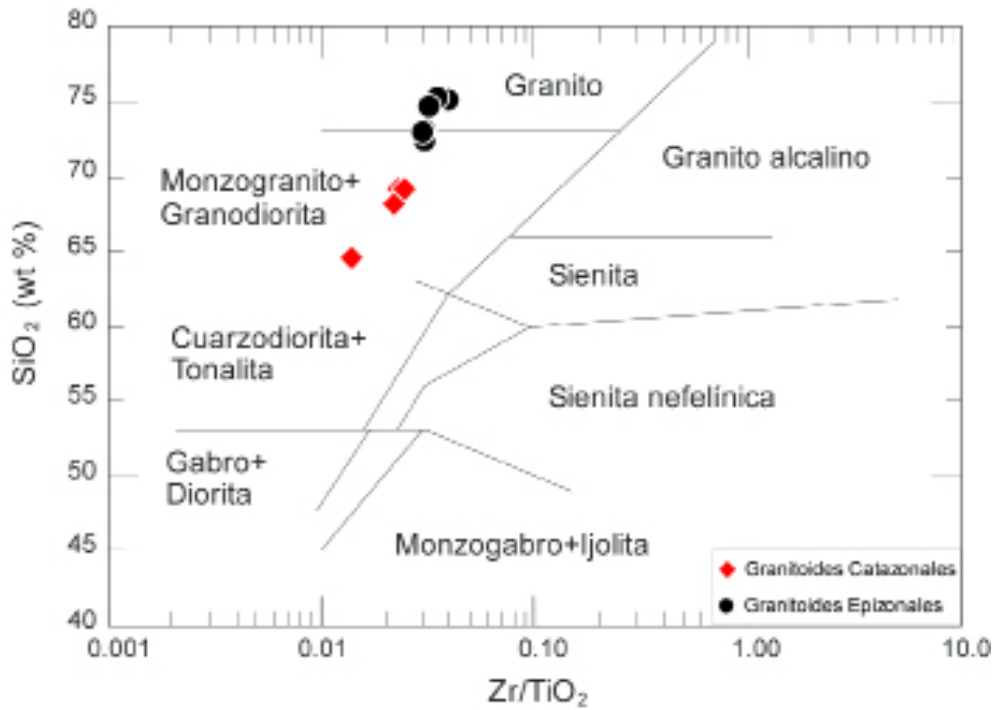


Figura 4. Clasificación de los granitoides estudiados, según el diagrama de Winchester y Floyd (1977).

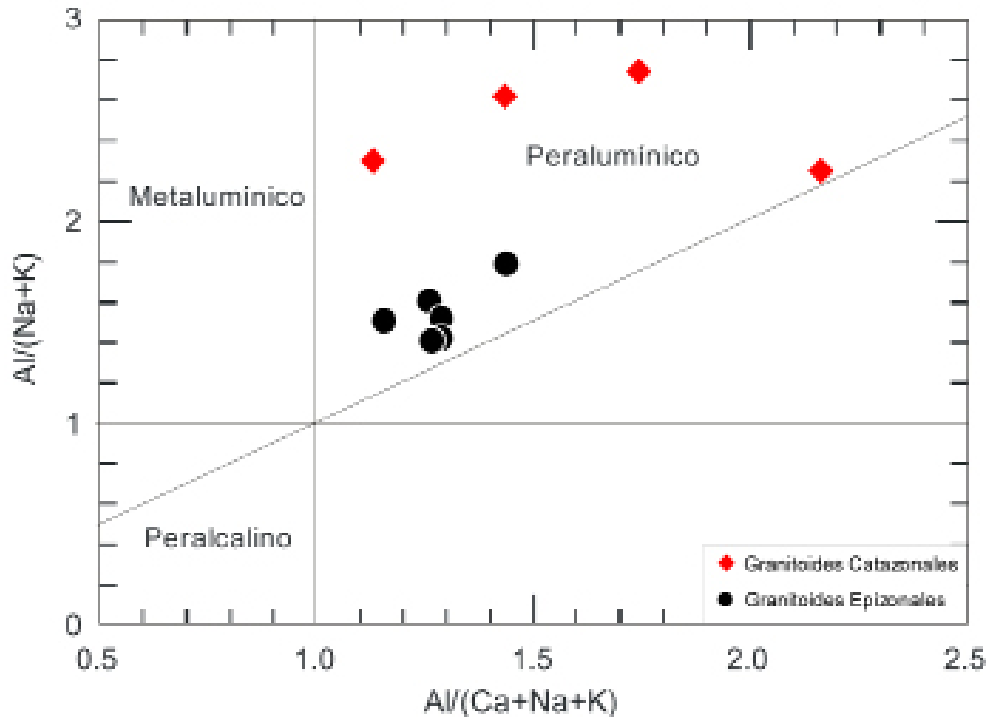


Figura 5. Grado de saturación en Al₂O₃ de los granitoides estudiados, según el diagrama de Maniar y Piccoli (1989). Todos los granitoides estudiados se proyectan en el campo peraluminico.



Foto 1. Migmatita del Macizo de Illescas, con fragmentos desmembrados de esquistos y gneis migmatizados, inmersos en una matriz heterogénea de movilizados migmatíticos.



Foto 2. Granitoide migmatítico del río Zarumilla, con enclaves de gneis bandeado migmatizado con foliaciones giradas.



Foto 3. Leucogranito de la Silla de Paita, con pequeños enclaves de gneis migmatizado con biotita, sillimanita y granate.

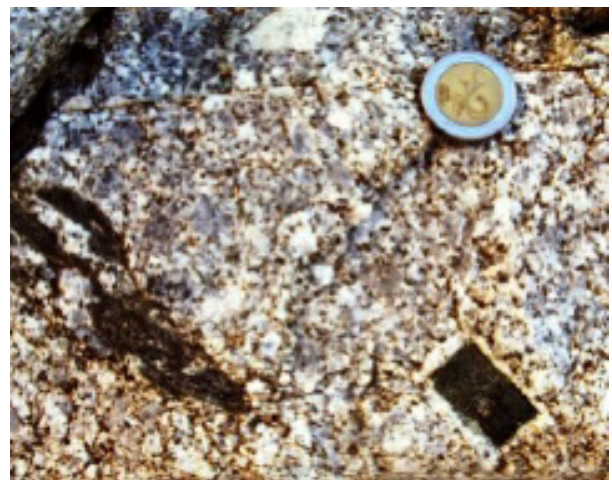


Foto 4. Monzogranito biotítico con cordierita de la zona de Huaypira, con un megacrystal de cordierita (de color oscuro y aureola feldespática de color blanco) y un pequeño enclave de metasedimentos migmatizados (izquierda).



Foto 5. Plutón leucogranítico de la Silla de Paita. En los relieves montañosos se observa la relación intrusiva del leucogranito (tono más claro) con los metasedimentos filítico-esquistosos de bajo grado (tono más oscuro).

composiciones granodioríticas, monzograníticas y graníticas, y el conjunto se adapta a una línea evolutiva calcoalcalina en el diagrama Zr/TiO₂-SiO₂ de Winchester y Floyd (1977) (Fig. 4). Tal y como puede apreciarse en el diagrama de Maniar y Piccoli (1989) (Fig. 5), todos los granitoides son de carácter peralumínico.

Los granitoides migmatíticos son los materiales más básicos, siendo los más ricos en Fe, Mg y Ti, así como en elementos traza de significado fémico (V, Cr, Ni, Zn) y en Sr, Zr, Ba y REE, mientras que los monzogranitos epizonales son más ricos en Si, Na, K, Rb, Cs y U.

Los leucogranitos de la Silla de Paita son muy diferenciados y ricos en Si y K y tienen contenidos en Rb, Nb, Sn, Cs y U bastante elevados, siendo muy bajos los contenidos de Y y REE. En los diagramas de REE normalizados a la composición condrítica (Taylor y McLennan, 1985) (Fig. 6), puede observarse que las configuraciones de los espectros de los granitoides migmatíticos y de los monzogranitos son muy parecidas, presentando en ambos casos un fraccionamiento moderado, con relaciones medias La/Yb y Gd/Yb muy similares y a su vez semejantes a las de los metasedimentos (Tabla 3). Los leucogranitos de la Silla de Paita presentan

fraccionamientos de HREE bastante superiores.

Las anomalías positivas de Eu que se observan en algunos granitoides migmatíticos son debidas a la retención de plagioclasa restítica y, en el caso de los leucogranitos de la Silla de Paita, las mayores anomalías negativas de Eu se deben a la actuación de procesos de cristalización fraccionada de plagioclasa en la génesis de los magmas de los que proceden.

La normalización a la composición media de los metasedimentos analizados en esta zona (Fig. 7) produce unos espectros de REE con configuración muy plana, con débiles anomalías negativas o positivas de Eu y con un fraccionamiento LREE/HREE prácticamente inapreciable para los granitoides migmatíticos y los monzogranitos cordieríticos. Los leucogranitos de la Silla de Paita muestran anomalías negativas de Eu más elevadas y un mayor fraccionamiento de HREE.

Los granitoides migmatíticos y los monzogranitos tienen enriquecimientos de REE muy pequeños con respecto a los valores de los metasedimentos, mientras que los leucogranitos de la Silla de Paita presentan sensibles empobrecimientos, con notables fraccionamientos de las HREE. Este fraccionamiento de las HREE en los leucogranitos es posiblemente debido a la presencia de granate en los materiales

Tabla 3. Relación de elementos de tierras raras

	Metsed	Gramig	Mzg-Cord	Graleu-S.P.
ΣREE	180.01	149.91	117.51	32.71
La/Yb_n	9.66	8.59	7.02	17.22
Gd/Yb_n	1.77	1.91	1.60	4.48
K/Rb	227	197	192	146
K/Nb	2060	1576	3242	2726
Ba/Nb	52.87	59.86	52.93	22.47
Th/Nb	1.11	0.92	1.07	0.30
La/Nb	2.80	2.38	2.49	0.44
Y/Nb	2.14	1.99	2.40	0.39
Zr/Th	14.36	22.92	14.78	15.17
Zr/Hf	40.29	35.60	42.87	33.00
Zr/Y	7.61	8.24	6.60	11.41
U/Th	0.20	0.17	0.27	1.19

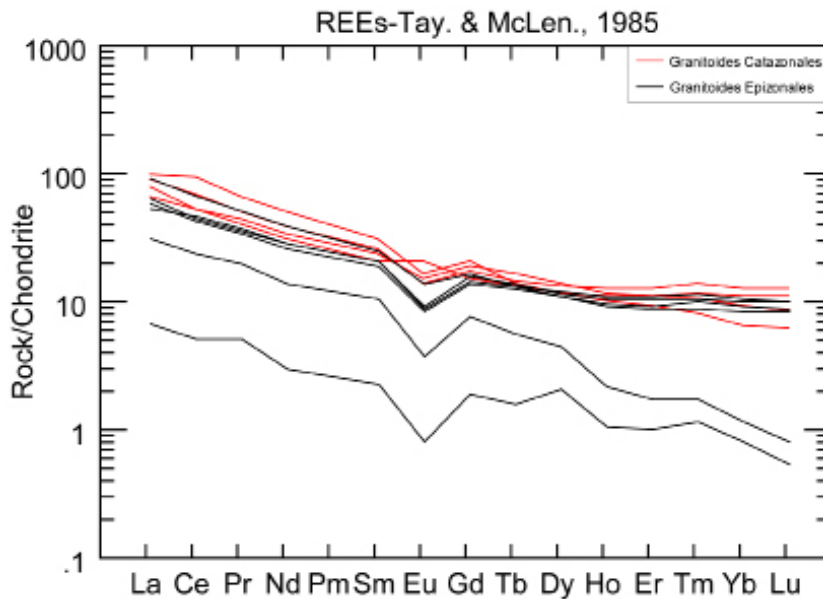


Figura 6. Diagrama de REE de los granitoides estudiados, normalizados a la composición condritica. Valores de Evensen et al. (1978) ajustados a una composición sin componentes volátiles por Taylor y McLennan (1985).

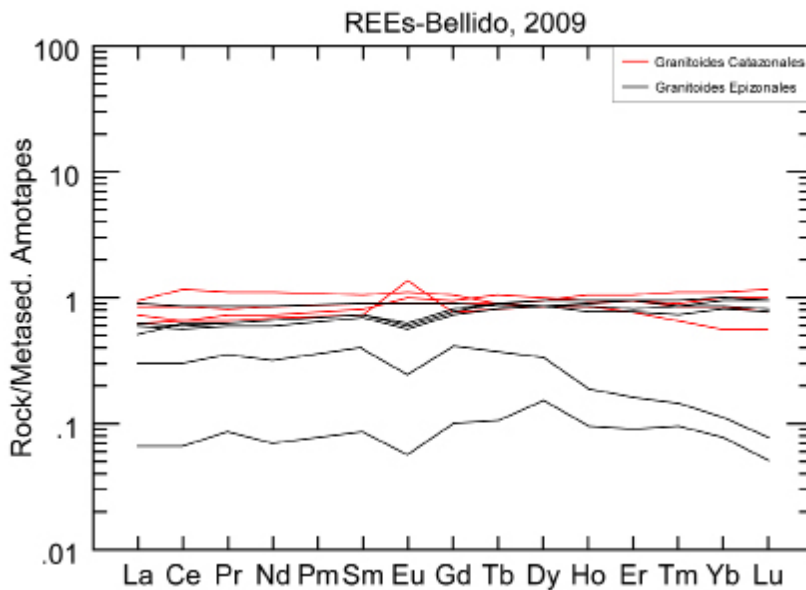


Figura 7. Diagrama de normalización de REEs de los granitoides a la composición media de los metasedimentos del Macizo de Amotape (calculada a partir de los datos de este trabajo).

restíticos de la zona de fusión, hecho que es apoyado por la presencia de enclaves de gneises granatíferos en algunos de estos leucogranitos y en los granitoides migmatíticos de los dominios catazonales.

La ausencia de fraccionamientos apreciables de las HREE en los monzogranitos cordieríticos, es

posiblemente debida a que los magmas de los que proceden se han formado a partir de tasas de fusión de los metasedimentos más elevadas, que han implicado la destrucción del granate.

Las relaciones Th/Nb y La/Nb, que son muy poco sensibles a los procesos de fraccionamiento y

por lo tanto buenas indicadores de la composición de los materiales originales, presentan unos valores medios bastante semejantes en los metasedimentos, granitoides migmatíticos y monzogranitos (Tabla 3). Este hecho apoya la hipótesis de que estos granitoides se han formado principalmente a partir de la fusión de metasedimentos equivalentes a los que afloran en el macizo de los Cerros de Amotape.

En el caso de los leucogranitos de la Silla de Paita, las relaciones Th/Nb y La/Nb son netamente inferiores, lo que es consecuencia de un contenido en Nb relativamente elevado (Tabla 3). Esto puede ser debido a que los leucogranitos procedan de la diferenciación de unos magmas híbridos, formados por mezcla de fundidos derivados de metasedimentos con magmas infracorticales más ricos en Nb y pobres en Th y La. No obstante, esta hipótesis debe ser verificada con posteriores estudios isotópicos de Nd y Sr. Estos leucogranitos presentan también relaciones medias y un balance de masas U/Th e Y/Nb muy diferentes a las de los monzogranitos y granitoides migmatíticos, siendo sus contenidos en U sensiblemente superiores. También se observan en los mismos relaciones K/Rb y Ba/Nb propias de granitos bastante diferenciados.

En cuanto a su caracterización geodinámica por criterios geoquímicos, los granitoides estudiados corresponden en su totalidad a tipos orogénicos, proyectándose en su mayoría en el campo de arco volcánico en los diagramas Y-Nb e Y+Nb-Rb de Pearce et al. (1984), con la excepción de los leucogranitos de la Silla de Paita que se sitúan en el campo de los granitoides sincolisionales (Figs. 8a y 8b).

ESTUDIOS GEOCRONOLÓGICOS

Estos estudios se han realizado sobre un monzogranito biotítico porfídico con cordierita del dominio epizonal situado en la zona de Pananga-Potrero (muestra PP-6, X = 80° 53' 46" W, Y = 4° 33' 40" S; Tabla 1). Se trata de un monzogranito biotítico de grano medio a grueso (2 a 7 mm), con megacrístales idiomorfos de feldespato potásico de color blanco, fenocrístales idiomorfos de cordierita de hasta 2.5 cm de longitud, enclaves centimétricos a decimétricos de rocas metamórficas de alto grado y enclaves oscuros de rocas ígneas microgranudas. El macizo granítico al que pertenece esta muestra intruye en filitas y pizarras de bajo grado, que en las inmediaciones de los contactos están corneanizadas

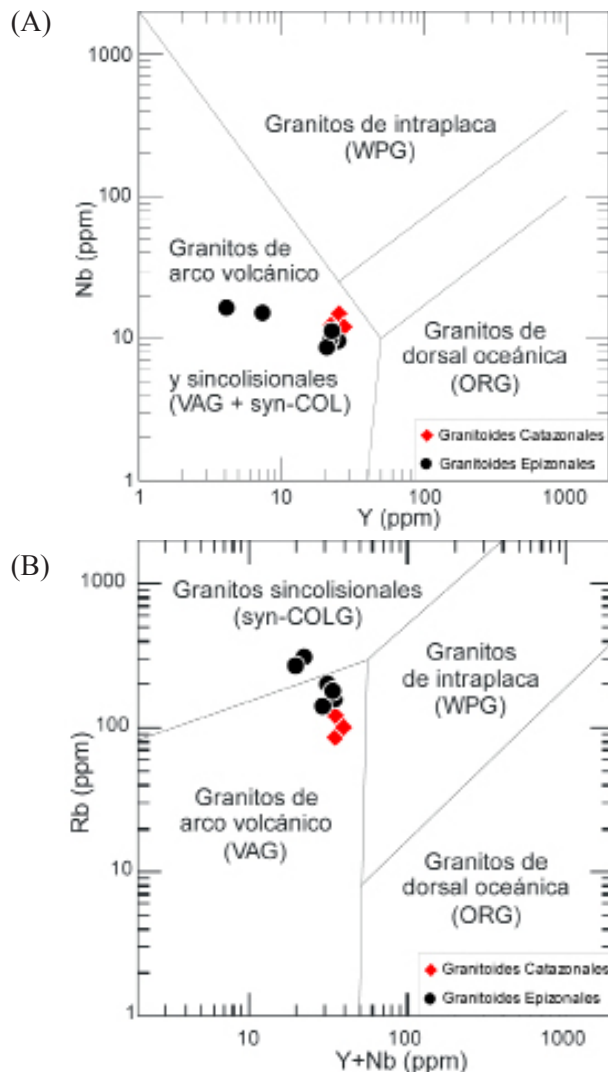


Figura 8. Identificación del contexto geodinámico de los granitoides estudiados según los diagramas Y vs Nb e Y+Nb vs Rb (Pearce et al., 1984). Todos los granitoides estudiados se proyectan en el campo de los granitos de arco volcánico y sincolisionales

o presentan texturas moteadas debido a la presencia de pequeños fenoblastos de cordierita o andalucita. En la muestra seleccionada se han separado circones y monacitas.

Los minerales datados fueron previamente seleccionados bajo la lupa binocular y posteriormente lavados y pesados. La disolución de la monacita se hizo con 6N HCl y la del circón con HF y 8N HNO₃. Antes de su disolución, los circones fueron tratados por el método de abrasión química ("chemical abrasion", CA method; Mattison 2005). Una vez disueltos los minerales, la solución fue secada y el residuo recogido con HCl ultrapuro 3N. La solución

de HCl fue dividida en 2 alícuotas, para medir la composición isotópica del Pb (IC) y para medir la relación U/Pb y las concentraciones de U y Pb por dilución isotópica (ID). Para la dilución isotópica se empleó un trazador $^{208}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, cuya calibración fue contrastada con distintos estándares de circón. Las relaciones U-Pb fueron determinadas en el laboratorio del IGME por ID-TIMS siguiendo los métodos de Krogh (1973) y Mattison (2005) para el circón, y el método de Manhés et al. (1979) para la monacita. Los detalles analíticos son los referidos por Valverde-Vaquero (2009).

Los datos que se presentan a continuación son preliminares y han de ser interpretados con cautela, ya que necesitan ser corroborados con más análisis. Una fracción de cristales aciculares de circón de 60-80 micras de longitud, formada por 12 cristales, permite determinar una edad concordante de 220 ± 1.5 Ma. Por otra parte, una fracción constituida por dos cristales de monacita, uno de 100 micras y otro 30-40 micras, ha proporcionado una edad concordante de 239 ± 2 Ma (Fig. 9).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Nuestras observaciones en el TPA ponen en evidencia que los Cerros de Amotape, la Silla de Paíta y el Macizo de Illescas forman parte de un único fragmento de corteza continental afectado por una evolución tectónica común a todos ellos. Existe en profundidad un substrato metamórfico catazonal con migmatitas y granitoides migmatíticos (Fig. 10A) que proceden de la fusión de metasedimentos siliciclásticos por procesos anatéticos que se asocian con un episodio de tectónica extensional de edad triásica (Fig. 10B).

La asociación de granitoides migmatíticos estudiados es bastante similar a la que se encuentra en el Complejo Anatético de Toledo (España), relacionado con el Orógeno Varisco Ibérico, que ha sido estudiada en detalle por Barbero (1992, 1995) y Barbero y Villaseca (1995). En este complejo se encuentra un conjunto de migmatitas y granitoides migmatíticos peraluminicos que son muy similares en textura, composición y significado a los que afloran en los complejos migmatíticos de Quebrada de la Angostura-Río Zarumilla y Macizo de Illescas.

El pico metamórfico relacionado con la migmatización en el Complejo Anatético de Toledo, se produjo a unas condiciones de $800 \pm 50^\circ\text{C}$ y 4-6

Kb según los autores referidos previamente, y los procesos de fusión comenzaron con reacciones del tipo $\text{Bi} + \text{Sill} + \text{Pg} + \text{Q} = \text{Gt} + \text{Fk} + \text{fundido}$, que evolucionaron según progresaba la extensión a $\text{Bi} + \text{Sill} + \text{Pg} + \text{Q} = \text{Gt} + \text{Cd} + \text{Fk} + \text{fundido}$. Estas reacciones y asociaciones metamórficas son análogas a las que se encuentran en las migmatitas y granitoides migmatíticos de Quebrada de la Angostura-Río Zarumilla y Macizo de Illescas.

Los granitoides peraluminicos epizonales del TPA corresponden a fundidos corticales más desenraizados y evolucionados, que están emplazados con carácter alóctono en metasedimentos de bajo grado, en los que producen metamorfismo de contacto. Estos granitoides epizonales son muy parecidos a algunos tipos de granitoides variscos que se encuentran en el bloque situado a techo de la banda milonítica extensional de Toledo (España), y a los granitoides con cordierita del Domo Extremeño y de la alineación Alburquerque-Pedroches en España (plutones de Campanario, Cabeza de Araya, Alburquerque, etc.). El origen de estos granitoides se debe a la fusión de metasedimentos siliciclásticos en niveles superiores de la corteza, bajo unas condiciones P-T que deben de haber sido relativamente similares a las observadas en el Complejo Metamórfico de Toledo.

En el caso de los leucogranitos de la Silla de Paíta, como ya se ha referido previamente, es posible que deriven de la diferenciación de magmas híbridos con participación de fundidos infracorticales más ricos en Nb, aunque este extremo se encuentra pendiente de confirmación por estudios más detallados.

La clasificación geoquímica de estos granitoides en los diagramas como de tipo VAG (arco volcánico) o sincolisionales, a pesar de que el resto de las evidencias geológicas y geoquímicas indican que se trata de granitoides de tipo S generados por la fusión de metasedimentos, es un artefacto posiblemente debido a que las proporciones de elementos inmóviles son heredadas de rocas ígneas de un arco volcánico previo (probablemente Ordovícico-Silúrico), que fueron erosionadas e incorporadas a los sedimentos de esa edad y posteriores que luego sufrirían el metamorfismo, migmatización y fusión.

La edad U-Pb de 220 Ma de los circones del monzogranito de Pananga-Potrero determinada en este trabajo se encuentra dentro del intervalo de edades de emplazamiento de los granitoides de las zonas de la Quebrada de la Angostura, Matapalo y

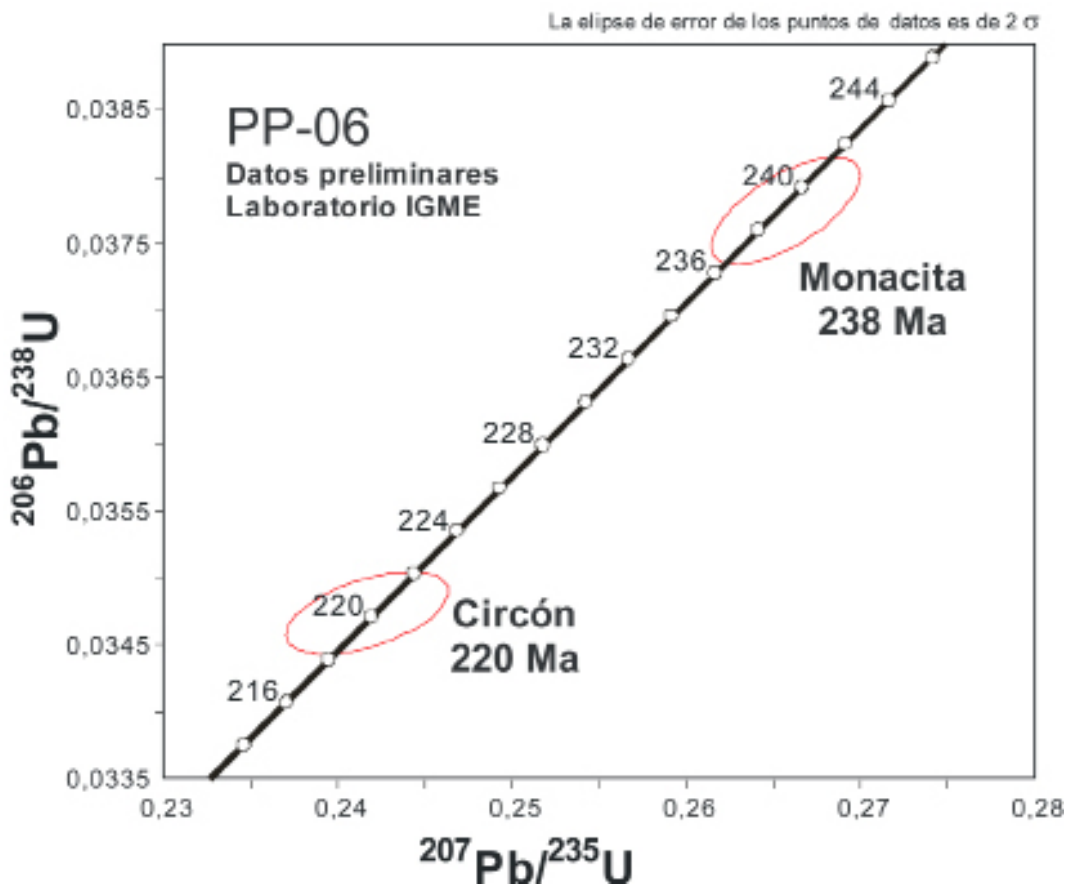


Figura 9. Edad de los circones y monacitas del monzogranito epizonal PP-06, según el diagrama de concordia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Datos preliminares obtenidos en el laboratorio del IGME.

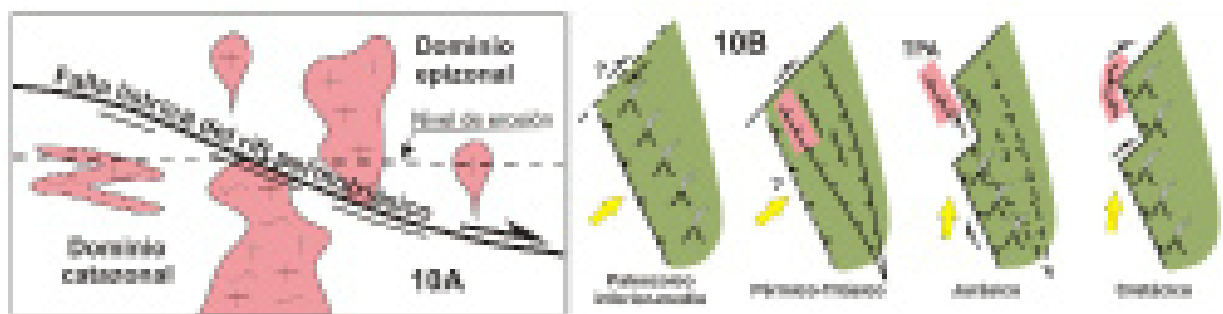


Figura 10. A) Modelo estructural para explicar la relación entre el dominio catazonal y el dominio epizonal en la zona estudiada. El desplazamiento relativo entre los dos dominios está originado por las fallas listricas del rift permotriásico, y la erosión posterior ha dado lugar a la distribución actual de afloramientos. B) Modelo conceptual para la evolución del margen occidental de Sudamérica en el norte de Perú.

Peñitas (222.9 ± 1.2 Ma y 219.5 ± 1.2 Ma), de acuerdo con las dataciones previas realizadas por el método de Ar/Ar en biotitas de estos granitos (Sánchez et al., 2006b) y coincide con las edades U-Pb en circones en otros granitos similares que afloran al otro lado de la frontera con Ecuador (221-227 Ma; Noble et al., 1997).

La edad de 239 Ma obtenida en la fracción de monacita es enigmática, pues es casi 20 Ma más antigua que la del circón. No obstante, hay que tener en cuenta que en el macizo plutónico de los Cerros de Amotape se encuentran con relativa frecuencia enclaves metamórficos restíticos, que son similares a los materiales de alto grado que

afloran en las zonas de Río Zarumilla-Matapalo, en la Quebrada de la Angostura y en el Macizo de Illescas. La disgregación de estas restitas, podría liberar monacitas más antiguas, y en este sentido, Cardona et al. (2008, 2009), mediante estudios SHRIMP en circones de gneises migmatíticos del Macizo de Illescas, determinan edades medias de 257 ± 8 Ma que interpretan como correspondientes al evento metamórfico responsable de la migmatización. Dada la alta temperatura de cierre de este mineral ($>900^\circ\text{C}$; Cherniak et al., 2004), es posible considerar la hipótesis de que estas monacitas xenocristalinas sean heredadas de la disgregación de los enclaves metamórficos y que su edad corresponda al pico del metamorfismo en el basamento. No obstante, esta hipótesis tiene que ser confirmada por nuevos análisis que tenemos previsto realizar en estos granitoides y en los granitoides migmatíticos y metasedimentos de alto grado de los dominios catazonales.

La interpretación de los dominios metamórficos y granitoides catazonales y epizonales, y su integración dentro del modelo evolutivo establecido para el margen occidental de Gondwana y Sudamérica (Mourier et al., 1988; Jaillard et al., 2000; Sempere et al., 2002) permite proponer un modelo de evolución del TPA (Fig. 10; Bellido et al., 2008) que implicaría un engrosamiento cortical del margen activo de Gondwana durante el Paleozoico (Ordovícico-

Devónico inferior; Mukasa y Henry, 1990), incluyendo un arco magmático de subducción. Este arco magmático sería erosionado en parte durante el Devónico y el Carbonífero, y posteriormente, durante el Pérmico y el Triásico un proceso de extensión y adelgazamiento cortical (Fig. 10A) culminaría con los procesos tectonotérmicos que formaron los granitoides estudiados y el desmembramiento del TPA. Este terreno parautoctono se desplazaría posteriormente hacia el norte por fallas transcurrentes hasta llegar a acrecionarse al margen de Gondwana durante el Cretácico, próximo a su situación actual (Fig. 10B). La acreción de terrenos alóctonos oceánicos al margen continental de los Andes del Norte del Campaniense al Eoceno (Aguilar et al., 2009) deformó considerablemente el TPA para dar lugar a la configuración de la Deflexión de Huancabamba.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del convenio de colaboración establecido entre el INGEMMET y el IGME, dentro del proyecto “Estudio de la evolución tectonosedimentaria de los Andes del Perú durante el Paleozoico Superior”, con financiación propia de ambas instituciones. Agradecemos a Mirian Mamani por la revisión del trabajo.

REFERENCIAS

- Aguilar, R., Aleman, A.M., Ordoñez, M., Montenegro, G., Noya, J. & Ortega, R. (2009). Evolución tectonoestratigráfica y sistema petrolífero de la Cuenca Progreso en Ecuador y Perú. X Simposio Bolivariano, Cartagena, Colombia. CD-ROM, Artículo 05-29, 12 p.
- Barbero, L. (1995): Granulite facies metamorphism in the Anatectic Complex of Toledo, Spain: late Hercynian tectonic evolution by crustal extension. *Journal of the Geological Society of London*, 152, 365-382.
- Barbero, L. & Villaseca, C. (1995). Geochemical and isotopic disequilibrium in crustal melting: An insight from the anatectic granitoids from Toledo, Spain. *Journal of Geophysical Research*, 100, 15745-15765.
- Bellido, F., Jaimes, F., Carlotto, V. & Díaz Martínez, E. (2008). Los granitoides peraluminicos triásicos de los Cerros de Amotape y del Macizo de Illescas (Noroeste de Perú): Implicaciones para la evolución geodinámica del Terreno Amotape. XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología, Lima, Perú, CD-ROM, G-07, 6 p.
- Cardona, A., Cordani, U.G. & Nutman, A.P. (2008). U-Pb SHRIMP zircon, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and Nd isotopes from granitoid rocks of the Illescas Massif, Peru: a southern extension of a fragmented Late Paleozoic orogen? VI South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche, Argentina.
- Cardona, A., Cordani, U.G., Ruiz, J., Valencia, V.A., Armstrong, R., Chew, D., Nutman, A. & Sánchez, A.W. (2009). U-Pb zircon geochronology and Nd isotopic signatures of the pre-Mesozoic metamorphic basement of the eastern Peruvian Andes: growth and provenance of a late Neoproterozoic to Carboniferous accretionary orogen on the northwest margin of Gondwana. *Journal of Geology*, 117, 285-305.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., Grove, M. & Harrison, T.M. (2004). Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 829-840.

- Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A. & Dumont, J.F. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Perú, Bolivia and northernmost Chile. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*, 481-559, Rio de Janeiro.
- Krogh, T.E. (1973). A low-contamination method for hidrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 485-494.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Manhès, G., Allègre, C.J., Dupré, B. & Hamelin, B. (1979). Lead-lead systematics, the "age of the Earth" and the chemical evolution of our planet in a new representation space. *Earth and Planetary Science Letters*, 44, 91-104.
- Mattison, J.M. (2005). Zircon U-Pb chemical abrasion (CA-TIMS) method : Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology* 220, p. 47-66.
- Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P. & Farfán Medrano, A. (1988). An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 88, 182-192.
- Mukasa, S.B. & Henry, D.J. (1990). The San Nicolás batholith of coastal Peru: early Palaeozoic continental arc or continental rift magmatism? *Journal of the Geological Society of London*, 147, 27-39.
- Noble, S.R., Apsden, J.A. & Jemielita, R. (1997). Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 789-798.
- Palacios, O. (1994). Geología de los cuadrángulos de Paita, Piura, Talara, Sullana, Lobitos, Quebrada Seca, Zorritos, Tumbes y Zarumilla. Boletín N° 54. Serie A. Carta Geológica Nacional. INGEMMET, Perú.
- Pearce, J.A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In Bailes, A. H. Christiansen, E. H., Galley, A.G., Jenner, G.A., Keith, Jeffrey D., Kerrich, R., Lentz, David R., Leshner, C. M., Lucas, Stephen B., Ludden, J. N., Pearce, J. A., Peloquin, S.A., Stern, R. A., Stone, W. E., Syme, E.C., Swinden, H. S. y Wyman, D. A. (eds.), *Trace element geochemistry of volcanic rocks; applications for massive sulphide exploration*, Short Course Notes - Geological Association of Canada, 12, 79-113.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Rudnick, R.L. & Gao, S. (2004). Composition of the Continental Crust. In: *The Crust*. R.L. Rudnick, R.L.(ed.), Vol. 3. *Treatise on Geochemistry*. Holland, H.D., Turekian, K.K. (eds.), Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-64.
- Sánchez, J., Carlotto, V., Díaz-Martínez, E., & Chacaltana, C. (2006a). Estratigrafía y sedimentología del Paleozoico superior de la Quebrada Gramadal, Cerros de Amotape, norte del Perú. XIII Congreso Peruano de Geología, Lima. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial, 7, 570-573.
- Sánchez, J., Palacios, O., Feininger, T, Carlotto, V. & Quispesivana, L. (2006b). Puesta en evidencia de granitoides triásicos en Los Amotapes-Tahuín: Deflexión de Huancabamba. XIII Congreso Peruano de Geología, Lima. Resúmenes extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial, 7, 312-315.
- Sempere, T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Carlotto, V., Jacay, J., Arispe, O., Néraudeau, D., Cárdenas, J., Rosas, S. & Jiménez, N. (2002). Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics*, 345, 153-181.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*: Blackwell, Oxford, 312 p.
- Valverde-Vaquero, P. (2009). Método de datación U-Pb ID-TIMS en el laboratorio geocronológico del IGME (Tres Cantos, Madrid, España). Comunicaciones del VII Congreso Ibérico de Geoquímica y X Congreso Nacional de Geoquímica. Soria 21-23 de Septiembre de 2009. CD-ROM del Congreso, Sección 9, p 758-766.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., & Chappell, B.W. (1987). A-Type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 95, 407-419.
- Winchester, J. A. & Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, 20, 325-343.