

CAPÍTULO 9

GEOCRONOLOGÍA

9.- GEOCRONOLOGÍA

9.1.- EDAD DE LA FORMACIÓN "OLLO DE SAPO"

Entre los problemas más discutidos sobre la Formación "Ollo de Sapo" cabe citar su posición estratigráfica y su edad. PARGA PONDAL *et al.* (1964) señalaron que los materiales de la Formación "Ollo de Sapo" tienen una edad Precámbrico Superior, y lo hacen en función de una comparación con otras formaciones similares, en especial con materiales que se encuentran en la base o por debajo del Cámbrico Inferior, en el Macizo Armoricano, la Montaña Negra y los Pirineos. RIEMER (1966) también consideró estos materiales como Precámbricos, basándose en la ausencia de rocas semejantes en las series cámbricas conocidas en otras áreas del NO de la Península. A estos autores hay que añadir que la mayor parte de los que han realizado las hojas MAGNA, a escala 1:50.000, han considerado estos materiales como Precámbricos. Otros autores, sin embargo consideraron que los materiales de la Formación "Ollo de Sapo" tenían una edad de Cámbrico Superior (MARTÍNEZ GARCÍA, 1973; ARCHE *et al.*, 1977).

Como ya se ha visto en capítulos anteriores, tanto estratigráfica como estructuralmente, podemos decir que el "Ollo de Sapo" está debajo del Ordovícico Inferior, pero tiene intercalaciones de pizarras con facies similares a las pizarras de las Capas de Los Montes, además estas últimas tienen intercalados materiales volcánicos iguales a algunos que pertenecen a la Formación "Ollo de Sapo". Además, el "Ollo de Sapo" está encima de sedimentos no datados de facies cámbrica, correlacionables con el Cámbrico Inferior de la ZAOL. En consecuencia, se podría decir que el "Ollo de Sapo" es Cámbrico Medio a Ordovícico Inferior.

Todas estas interpretaciones se basan en consideraciones estratigráficas, pero más importantes son las dataciones isotópicas realizadas sobre la Formación "Ollo de Sapo" o sobre los ortogneises graníticos en sus proximidades.

FERRAGNE (1972) realizó una isócrona Rb-Sr en roca total sobre los ortogneises que afloran en las inmediaciones de Porto, obteniendo un resultado de 470 Ma. Asimismo, este autor consideró que los ortogneises están recubiertos por los depósitos sedimentarios ordovícicos transgresivos (Capas de Los Montes, 540 a 500 Ma), y por lo tanto no pueden derivar de un granito con una edad de 470 Ma, lo que le llevó a considerar que la edad de 470 Ma correspondía a un rejuvenecimiento metamórfico.

LANCELOT *et al.* (1985) obtuvieron una edad de 618 ± 9 Ma (Precámbrico) para los ortogneises de Miranda do Douro (Portugal), a los que interpretaron como el equivalente intrusivo de los miembros volcánicos de los ortogneises del "Ollo de Sapo". Consideraron que estos ortogneises eran granitoides cadomienses equivalentes a los granitoides sincinemáticos y tardíos de la orogenia Pan-Africana. Estos mismos autores dataron un ortogneis al que denominaron de Viana do Bolo, que corresponde al Ortogneis de San Sebastián, dentro del Antiforme del "Ollo de Sapo", obteniendo una edad de 465 ± 10 Ma, que es considerada como la edad mínima para su emplazamiento y que corresponde al Ordovícico Inferior.

GEBAUER (1993) y GEBAUER *et al.* (1993) realizaron dataciones U-Pb mediante el uso de una microsonda SHRIMP, en circones procedentes del ortogneis glandular, obteniendo una edad de 488 Ma. Además, obtuvieron datos isotópicos sobre los núcleos heredados de los circones, que tienen una signatura típica de Gondwana. La edad de 488 Ma correspondería también al Ordovícico Inferior.

FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.* (1999, 2000b) seleccionaron dos muestras dentro del Dominio del "Ollo de Sapo" (DOS), en los afloramientos más septentrionales en la costa gallega (en las playas de Xilloi y Areagrande). Se trata de grauvacas feldespáticas, con un tamaño de grano grueso a medio, que ORTEGA CUESTA *et al.* (1996) interpretan como sedimentos inmaduros que incorporan gran cantidad de componentes volcánicos. En estas muestras seleccionan circones con los que, mediante técnicas de ablación láser, obtienen edades U-Pb de 440-460 Ma. Estas edades son más jóvenes que las obtenidas en otras unidades magmáticas de la Formación "Ollo de Sapo".

Dentro de los gneises que afloran en el Sistema Central Español (SCE), varios trabajos aportan datos sobre edades de ortogneises más o menos próximos a la Formación "Ollo de Sapo". VIALETTE *et al.* (1986) dataron mediante el método Rb-Sr en roca total, los gneises de Antoñita y de Pedrezuela, obteniendo unas edades de 500 ± 26 Ma y 476 ± 10 Ma, respectivamente. VIALETTE *et al.* (1987) mediante el método Rb-Sr en roca total, dataron más ortogneises graníticos en la Sierra de Guadarrama, obteniendo para los gneises glandulares más leucocráticos 494 ± 10 Ma, para los gneises glandulares 474 ± 7 Ma y para los leucogneises 471 ± 12 Ma.

WILDBERG *et al.* (1989) mediante el método U-Pb en circones, dataron también gneises en la Sierra de Guadarrama, incluyendo las zonas de Somosierra y Hiendelaencina. Para el gneis de El Cardoso dan un resultado de $541^{+31.35}$ Ma, para el gneis de Madarquillos (paragneis migmatítico), la edad es de 370 ± 8 Ma y para el gneis de Antoñita obtuvieron 378 ± 6 Ma. Esta última edad contrasta con la obtenida por VIALETTE *et al.* (1987) y WILDBERG *et al.* (1989) cuestionan dichas edades en su trabajo, indicando que estas edades representan isócronas ficticias inducidas por el metamorfismo varisco.

VALVERDE-VAQUERO (1997) y VALVERDE-VAQUERO y DUNNING (2000) realizaron estudios de edades U-Pb más detallados en los principales tipos de ortogneises en la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español), que forma parte de la terminación SE del Dominio del Ollo de Sapo o, por lo menos, constituyen los últimos afloramientos importantes. Según estos autores, sus nuevos resultados invalidan los datos de WILDBERG *et al.* (1989; ver discusión en VALVERDE-VAQUERO y DUNNING, 2000).

Los macizos y rocas que dataron incluyen varios tipos de gneises y una vena aplítica, y las edades obtenidas oscilan entre 477 ± 4 y $488^{+10.8}$ Ma. Estas nuevas edades sugieren que el evento ígneo (volcánico y plutónico) que originó el protolito de estos gneises estaba asociado con la actividad tectónica del Ordovícico Inferior y que estos ortogneises fueron parte de un cinturón magmático, de carácter ácido.

Todas estas dataciones realizadas en rocas del dominio del "Ollo de Sapo" se hallan resumidas en las Tablas 9.1 y 9.2.

NOROESTE DE ESPAÑA (Sanabria-Galicia-Norte de Portugal)			
AUTORES	MÉTODO	TIPO DE ROCA	EDAD (Ma)
FERRAGNE (1972)	Rb-Sr, roca total	Ortogneis de Porto	470
LANCELOT <i>et al.</i> (1985)	U-Pb, circón	Ortogneis de Miranda do Douro	618 ± 9
		Ortogneis de Viana do Bollo (Ortogneis de San Sebastián)	465 ± 10
GEBAUER (1993) GEBAUER <i>et al.</i> (1993)	U-Pb, circón	Gneis glandular, Sanabria	488
FERNÁNDEZ-SUÁREZ <i>et al.</i> (1999, 2000b)	U-Pb, circón	Rocas volcanoclásticas del Norte del DOS	440-460

Tabla 9.1: Resumen de las principales dataciones de los ortogneis realizadas en el NO de la ZCI.

SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL			
AUTORES	MÉTODO	TIPO DE ROCA	EDAD (Ma)
VIALETTE <i>et al.</i> (1986)	Rb-Sr, roca total	Gneis de Antoñita	500 ± 26
		Gneis de Pedrezuela	476 ± 10
VIALETTE <i>et al.</i> (1987)	Rb-Sr, roca total	Gneis glandular, facies leucocrática	494 ± 10
		Gneis glandular	474 ± 7
		Leucogneis	471 ± 12
WILDBERG <i>et al.</i> (1989)	U-Pb, circón	Gneis de El Cardoso	541 ⁺³¹ ₋₃₅
		Gneis de Madarquillos	370 ± 8
		Gneis de Antoñita	378 ± 6
VALVERDE-VAQUERO Y DUNNING (2000)	U-Pb, circón	Gneis de El Cardoso	480 ± 2
		Gneis de Riaza	468 ⁺¹⁶ ₋₈
		Gneis de Buitrago	488 ⁺¹⁰ ₋₈
		Vena aplítica	482 ⁺¹⁴ ₋₁₁
		Leucogranito gnéisico	482 ⁺⁹ ₋₈
		Gneis granítico porfídico de La Morcuera	477 ± 4

Tabla 9.2: Resumen de las principales dataciones realizadas en el Sistema Central Español.

9.1.1.- Metodología y resultados

Para determinar la edad de la Formación “Ollo de Sapo” se han seleccionado dos muestras, que se han recogido en la parte oriental de la zona de estudio, donde menor es el grado metamórfico; ambas muestras están dentro de la Hoja de Molezuelas de la Carballeda (nº 268). En la Figura 9.1 se presenta un mapa geológico esquemático, en el que está indicada la situación de las dos muestras. Para una localización más exacta, en la Tabla 9.3 se dan las coordenadas UTM de estas muestras referidas al Huso 29. La Tabla 9.4 muestra los resultados de los análisis.

268-27	X = 720.125	Y = 4.654.175
268-51	X = 716.800	Y = 4.669.625

Tabla 9.3: Coordenadas UTM, referidas al Huso 29, de las muestras datadas en la Formación “Ollo de Sapo”.

El tratamiento previo de las muestras se realizó en Bilbao (UPV/EHU). Las muestras fueron trituradas y molidas utilizando una prensa hidráulica de 80 tn, una trituradora de mandíbulas Retsch y un molino de disco Herzog. Posteriormente se realizó una separación mineral convencional utilizando una combinación de técnicas que incluían el uso de una mesa vibradora Wilfley y la decantación en líquidos densos (ioduro de metileno). A partir de los concentrados obtenidos, se obtuvieron diferentes fracciones mediante un separador magnético Frantz de barrera, efectuándose la selección final de los minerales para la datación con ayuda de una lupa binocular. El tratamiento químico de los circones y los análisis de isótopos de U-Pb se realizaron en Clermont-Ferrand (CNRS-Université). Solamente se analizaron los circones separados menos magnéticos (inclinación 2°, intensidad 2,2 A), de aspecto limpio y sin fracturas.

Los circones fueron sometidos a un proceso de limpieza y abrasión por aire con piritita siguiendo el método de KROGH (1982). La disolución de los circones, la disolución isotópica con un trazador mixto ^{205}Pb - ^{235}U , la separación química de U y Pb, la extracción cromatográfica y los análisis mediante espectrometría de masas se realizaron siguiendo los métodos descritos por PAQUETTE Y PIN (2001). Para los análisis se utilizó un espectrómetro de masas con fuente de ionización térmica VG sector 54W operando en modo estático y multicolección. Las relaciones isotópicas medidas fueron corregidas para discriminación de masas ($0,1 \pm 0,015\%$ per amu para Pb y U), contribución del trazador ^{205}Pb y blancos del procedimiento: $7 \pm 2,5$ pg para el Pb y menos de 1 pg para el U. El Pb común inicial fue corregido utilizando el modelo de crecimiento en dos estadios de STACEY Y KRAMERS (1975). Las incertidumbres analíticas en las relaciones Pb/U y las edades, con un 95% de confianza, se calcularon utilizando los programas PBDAT 1.24 e Isoplot 2.49b (LUDWIG, 1993, 2001).

Muestra 268-27: Corresponde al ortogneis glandular y se encuentra situada al SO de la localidad de Mombuey, en la carretera que va desde la nacional N-525 hasta Fresno de Carballeda, en las cercanías del puente de la autovía A-52 sobre dicha carretera local. Las características son las típicas de un cuerpo intrusivo subvolcánico y es una roca de características texturales muy homogéneas. Se han analizado seis fracciones de circón que son discordantes (Figuras 9.2 y 9.3). Las fracciones z1, z2, z3 y z6 definen una línea de mezcla (L1; MSWD = 3,0) con una intersección

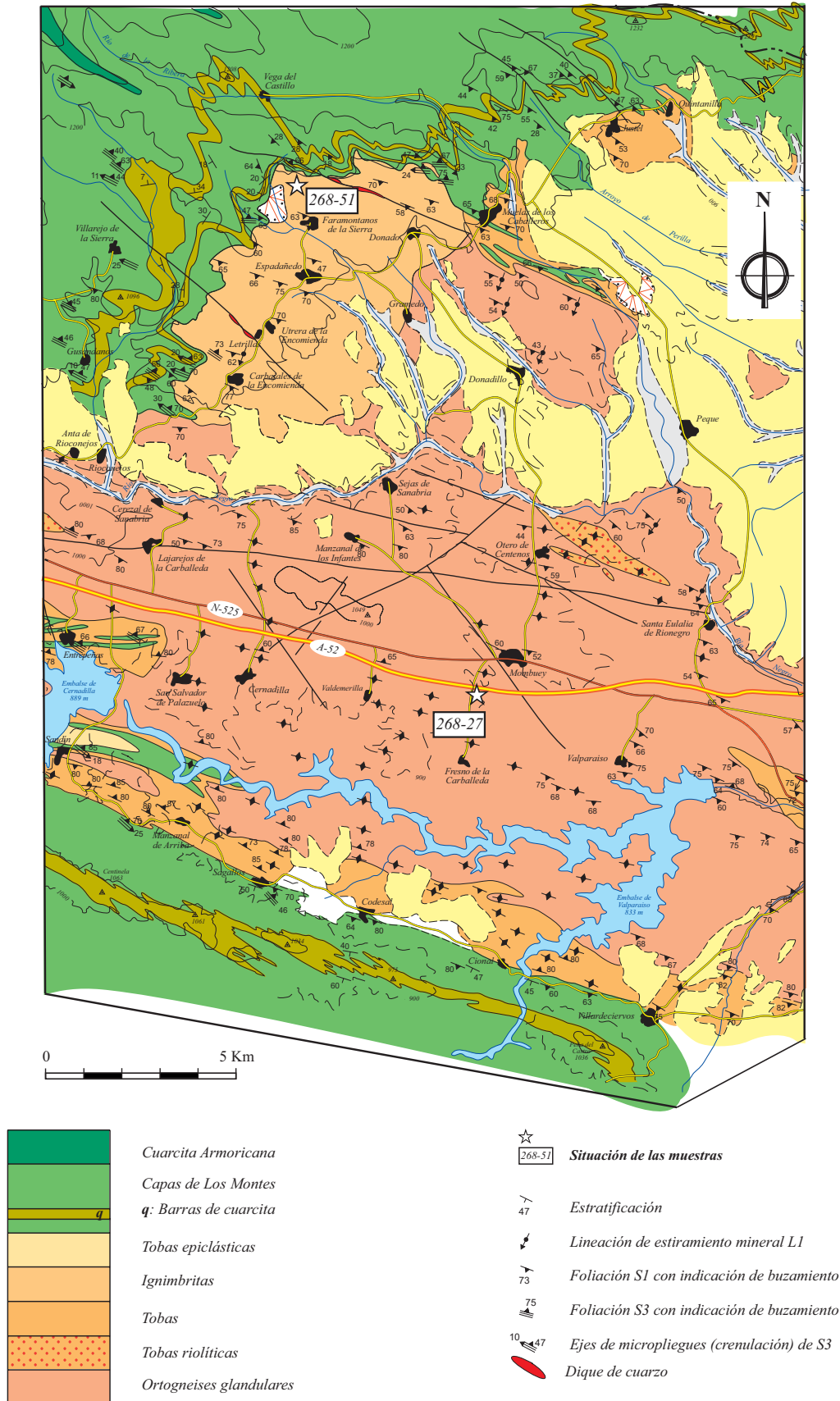


Figura 9.1: Mapa geológico esquemático, en el que se han situado las localidades donde se han recogido las muestras utilizadas para la geocronología U-Pb en circones, pertenecientes al ortogneis glandular.

N° MUESTRA	Peso		Concentración		Medido		Relaciones atómicas corregidas				Edades aparentes (Ma)				
	U (ppm)	Pb rad (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	coef core
Muestra 2Z															
z1 [14] l.p. <100µm un. li.ye.	70	403	30,6	1951	0,0782	0,07652 ± 10	0,6027 ± 9	0,05713 ± 4	475	479	496	0,87			
z2 [4] l.p. >100µm un. li.ye.	54	266	22,1	641	0,1305	0,07764 ± 10	0,6227 ± 11	0,05817 ± 7	482	492	536	0,73			
z3 [12] l.p. <100µm un. li.ye.	48	482	37,4	2507	0,0887	0,07779 ± 11	0,6646 ± 11	0,06196 ± 5	483	517	673	0,89			
z4 [5] s.p. >100µm ab. li.ye.	29	209	22,6	1621	0,1415	0,10341 ± 31	1,0135 ± 47	0,07108 ± 24	634	711	960	0,69			
z5 [3] s.p. >100µm ab. li.ye.	42	181	20,1	1765	0,1708	0,10310 ± 26	1,0422 ± 38	0,07332 ± 19	633	725	1023	0,71			
z6 [4] s.p. >100µm ab. li.ye.	29	271	31,8	3637	0,1712	0,10898 ± 25	1,2392 ± 40	0,08247 ± 17	667	819	1257	0,75			
Muestra 5I															
z7 [5] l.p. >100µm un. li.ye.	74	397	32,3	634	0,1506	0,07477 ± 12	0,5859 ± 12	0,05684 ± 8	465	468	485	0,78			
z8 [5] s.p. >100µm ab. li.ye.	33	289	42,9	3949	0,1560	0,13770 ± 24	1,8584 ± 40	0,09788 ± 11	832	1066	1584	0,84			
z9 [9] l.p. >100µm un. li.ye.	65	400	31,4	629	0,1139	0,07426 ± 9	0,5819 ± 9	0,05683 ± 6	462	466	485	0,76			
z10 [14] l.p. >100µm un. li.ye..	46	556	38,7	4658	0,0660	0,07189 ± 10	0,5628 ± 9	0,05678 ± 5	448	453	483	0,87			

Tabla 9.4: Datos U-Pb. Los análisis han sido realizados sobre los circones menos magnéticos, con hábito euhedral y libres de microfisuras. Las relaciones isotópicas están corregidas por discriminación de masa (0,1-0,015% por amu de Pb y U), contribución del trazador isotópico y blanco analítico: 7,5-2,5 pg de Pb y <1 pg de U. El Pb común inicial está determinado para cada fracción según el modelo de STACEY Y KRAMERS (1975). El número entre corchetes corresponde al número de granos en cada fracción. Abreviaturas: rad=radiogénico; l.p.=prismático largo; s.p.= prismático corto; un.=no desbastado; ab.= desbastado mecánicamente (KROGH, 1982); li.ye.=amarillo pálido.

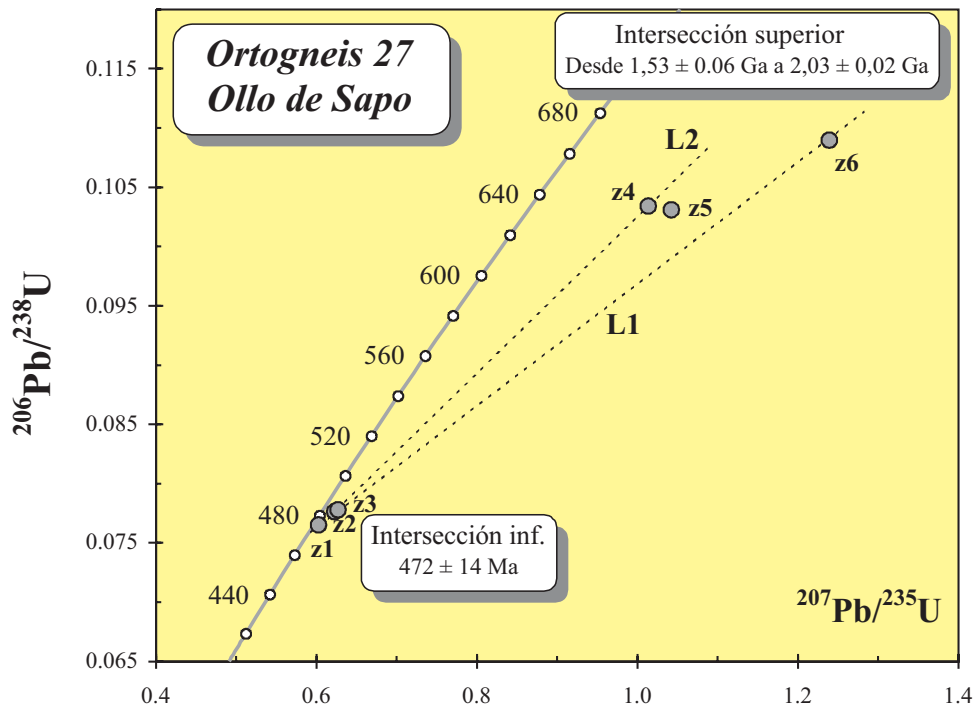


Figura 9.2: Diagrama de concordia para los circones de la muestra 268-27, donde se encuentran representadas las seis fracciones de circones.

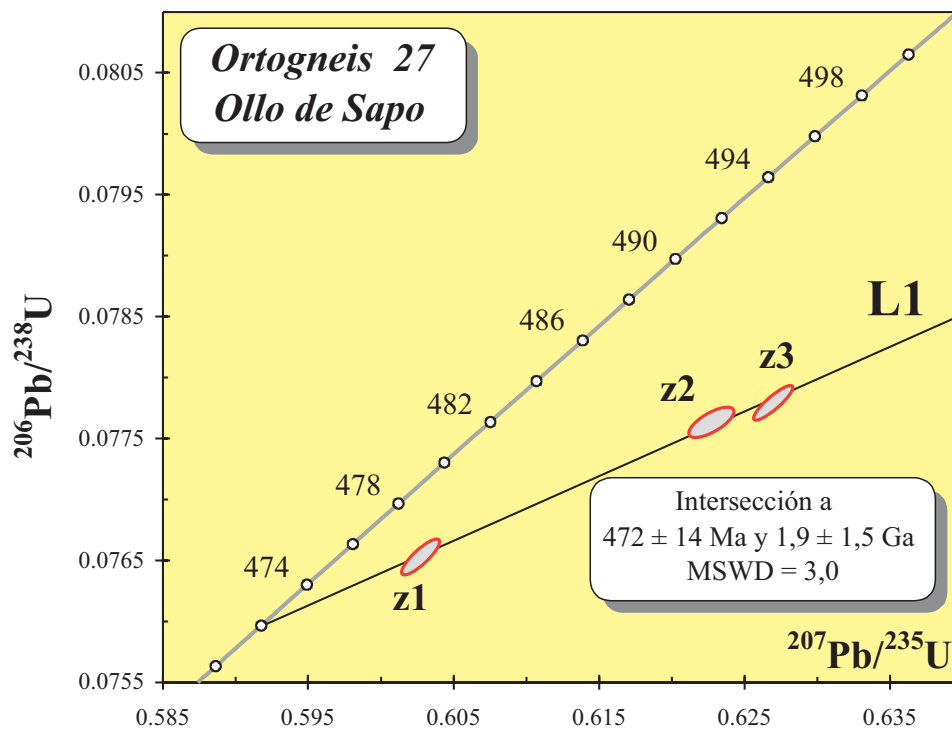


Figura 9.3: Diagrama de concordia para los circones de la muestra 268-27. En este diagrama sólo están representadas tres fracciones que dan lugar a la intersección inferior. La edad obtenida se puede considerar como el momento de cristalización del protolito del “Olo de Sapo” en este punto.

inferior de 472 ± 14 Ma y una intersección superior de 1,9 Ga, con origen en la intersección inferior a 472 Ma. También se puede trazar una línea de mezcla (L2) con la fracción z4 que da una intersección superior de 1,53 Ga. Estas intersecciones superiores tienen un significado geológico dudoso al tratarse de proyecciones muy distantes de la curva de concordia. Sin embargo, la intersección inferior a 472 ± 14 Ma se considera como la mejor estimación de la edad de cristalización del protolito.

Muestra 268-51: Esta muestra pertenece a las ignimbritas y se encuentra situada al NO de la localidad de Donado. Se accede al lugar del muestreo por una pista que sale desde dicho pueblo y es paralela al arroyo de Abranal. Se han datado cuatro fracciones de circon (Figuras 9.4 y 9.5). Las fracciones z7, z8 y z9 están alineadas definiendo una línea de discordia (L1; MSWD = 0,03) con una intersección superior a 488 ± 6 Ma. La fracción z10 es fuertemente discordante y contiene herencias de edad Proterozoica (intersección superior de la línea de mezcla L2 a 2,1 Ga). Asumiendo que las fracciones z7, z8 y z9 no contienen componentes heredados y que la discordia se debe a la pérdida de Pb (ver KROGH, 1982), se considera que la intersección superior es a 488 ± 6 Ma y proporciona la mejor estimación de la edad de cristalización del protolito.

En resumen, las edades indican una edad de Ordovícico Inferior para los materiales de la Formación "Ollo de Sapo". Estos resultados guardan una gran semejanza con los de GEBAUER *et al.* (1993) y también con los resultados de VALVERDE-VAQUERO Y DUNNING (2000) en la zona de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español), cuyas edades oscilan entre los 480 ± 2 Ma (Gneis del Cardoso, toba volcánica) y 477 ± 4 Ma (Gneis de la Morcuera, cuerpo intrusivo).

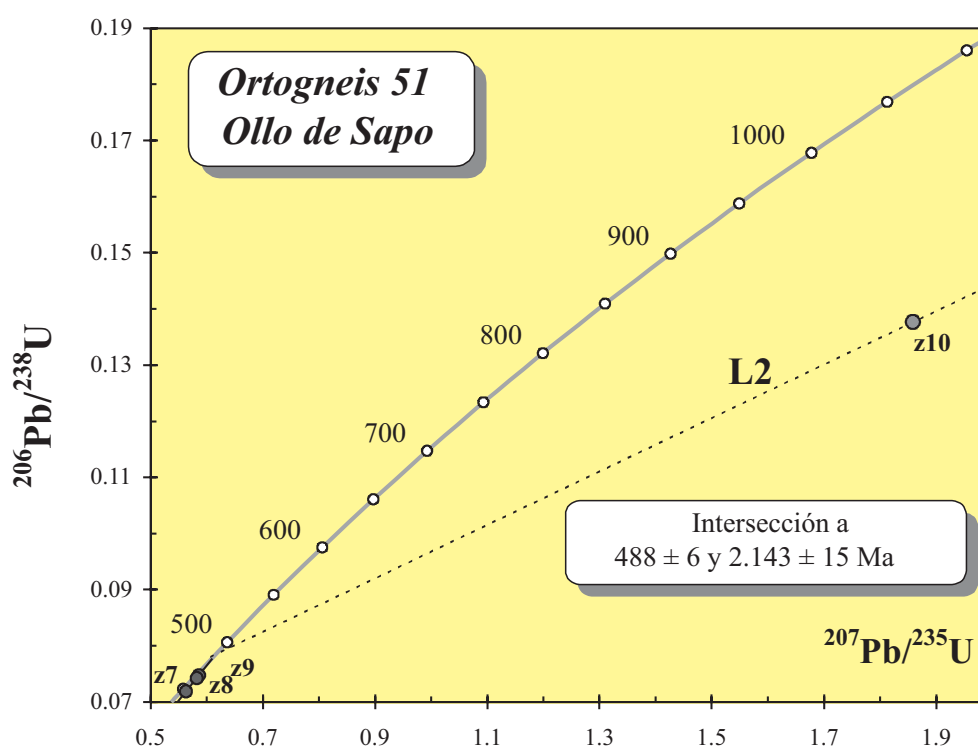


Figura 9.4: Diagrama de concordia para los circones de la muestra 268-51, donde se encuentran representadas las cuatro fracciones de circones obtenidas en esta muestra.

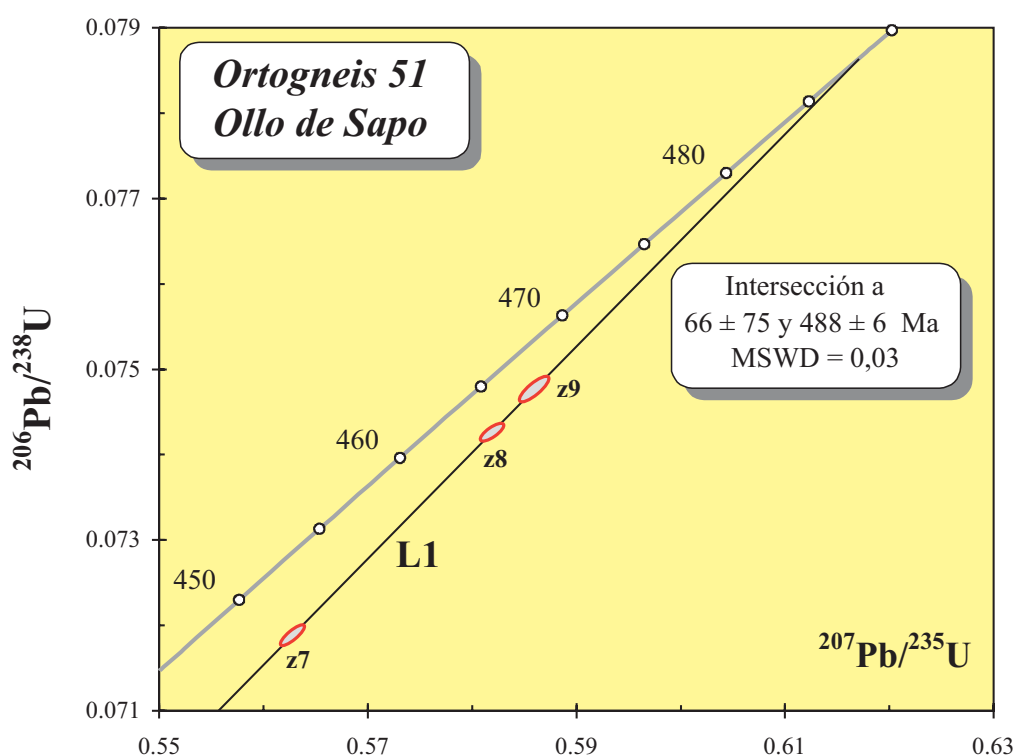


Figura 9.5: Diagrama de concordia para los circones de la muestra 268-51. En este diagrama sólo están representadas tres fracciones que dan una edad de 488 ± 6 Ma, la cual se puede considerar como el momento de cristalización del “Ollo de Sapo” en este punto.

9.2.- EDAD DE LA MIGMATIZACIÓN

LANCELOT *et al.* (1985) datan dos muestras pertenecientes a rocas de la Formación “Ollo de Sapo”, obteniendo dos puntos de intersección con la curva de concordia. En el límite superior la línea intercepta a la curva de concordia a 1.797 ± 30 Ma, mientras que la intersección inferior se produce a 325 ± 3 Ma, interpretando esta última edad como la correspondiente al principal evento tectonotérmico varíscico en esta zona.

VALVERDE-VAQUERO (1997), a partir del estudio de monacitas en micaesquistos con estaurolita y en ortogneises, obtiene una edad para el pico metamórfico de 337 ± 3 Ma y 330 ± 2 Ma. Para el metamorfismo barroviense obtiene una edad de 326 Ma y para el metamorfismo de baja presión y alta temperatura de 322- 320 Ma.

BEA *et al.* (2003) y MONTERO *et al.* (2003, 2004) estudiaron el metamorfismo en el complejo anatético de Peña Negra, en el Sistema Central Español (Batolito de Ávila), a partir de dataciones en cristal único sobre circones y establecieron que durante la Orogenia Varisca existió un proceso de anatexia continuada desde los 352 hasta los 297 Ma; además indicaron que hay un máximo de la fusión anatética entre 335 a 305 Ma. Por lo que los procesos de anatexia de los materiales que forman la Zona Centroibérica están sufriendo un proceso continuo de fusión durante 55 Ma.

9.2.1.- Metodología y resultados

La temperatura de cierre relativamente alta de las monacitas, por encima de los 700°-725°C (COPELAND *et al.*, 1988; MEZGER *et al.*, 1991) y la ausencia general de componentes heredados hacen que este mineral sea especialmente indicado para datar eventos termales de alto grado. El crecimiento de cristales de monacita durante el metamorfismo progrado en facies de anfibolitas y granulitas en rocas de naturaleza metapelítica está ampliamente documentado (PARRISH, 1990; SMITH y BARREIRO, 1990) y sus edades de cristalización obtenidas mediante el método U-Pb son interpretadas frecuentemente como cercanas al pico térmico. Todas las edades presentadas en este trabajo para los gneises bandeados en facies de anfibolitas son muy uniformes y varían en un intervalo muy estrecho.

Dentro de los gneises bandeados, la gran mayoría de las monacitas aparecen asociadas a los agregados de biotitas o se encuentran incluidas en lepidoblastos de biotitas y, por lo tanto, sus edades pueden ser consideradas como las edades máximas en las que se han desarrollado las fábricas gneísicas que presentan las rocas de la zona de estudio y, además, son edades que están cercanas o muy próximas al pico metamórfico.

Se han recogido tres muestras para el estudio de la edad del metamorfismo (TAB-1, TAB-2 y TAB-3), dentro de los gneises bandeados de la Serie de "Viana do Bolo", donde se han separado monacitas. En la Figura 9.6 se presenta un mapa con la situación de las tres muestras recogidas. Para una localización exacta de las muestras, la Tabla 9.5 muestra las coordenadas UTM de las mismas, referidas al Huso 29. Los resultados analíticos se muestran en la Tabla 9.6.

TAB-1	X = 661.298	Y = 4.665.548
TAB-2	X = 661.511	Y = 4.665.580
TAB-3	X = 661.541	Y = 4.667.709

Tabla 9.5: Coordenadas UTM, referidas al Huso 29, de las muestras pertenecientes a los materiales de la Serie de "Viana do Bolo".

La preparación de las muestras se realizó en los laboratorios del IGME en la localidad de Tres Cantos, Madrid, con la ayuda de Jesús Reyes Andrés. Los concentrados de monacita y circón se obtuvieron a partir de muestras de roca pulverizada, por una combinación de métodos de separación magnética y por densidad. Las muestras se molieron a la fracción de un milímetro y el material resultante se pasó por una mesa Wilfley. Después se tamizaron las muestras con mallas de 0,250 y 0,125 mm, obteniendo dos fracciones granulométricas utilizadas para la concentración posterior, una comprendida entre 0,250 a 0,125 mm y otra de $\varnothing < 0,125$ mm. Tras el tamizado, se utilizó un separador magnético FRANTZ, con el cual se separó la biotita y el resto de los minerales magnéticos, mejorando la calidad del concentrado. Finalmente, se usó bromoformo y los concentrados fueron lavados con acetona para eliminar los restos de bromoformo.

Las monacitas fueron datadas por Urs Schaltegger, en el ETH de Zurich, siguiendo los siguientes procedimientos. Los granos de monacita fueron desvastados en una dilución de HNO₃ y

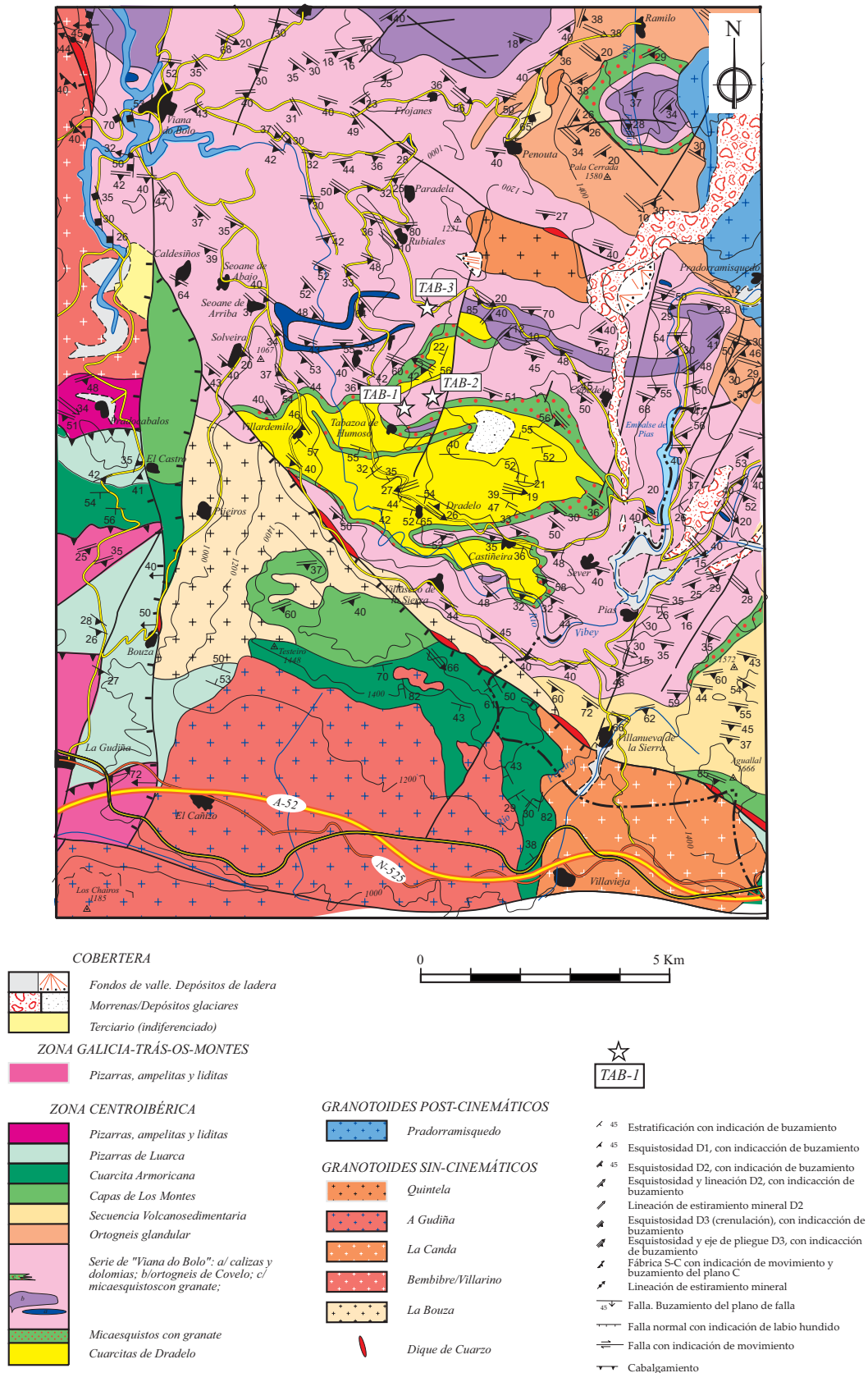


Figura 9.6: Esquema de mapa geológico, en el que se han situado las localidades, donde se han recogido las muestras utilizadas para la geocronología U-Pb en monacitas, pertenecientes a la Serie de "Viana do Bolo".

Número Muestra	Descripción a)	Peso [mg]	nº de granos	Concentraciones			Th/U b)	Relaciones atómicas						Edades aparentes			Error corr.	
				U	Pb rad. [ppm]	Pb nonrad. [pg]		206/204 c)	206/238 d) e)	Error 2s [%]	207/235 d)	Error 2s [%]	207/206 d) e)	Error 2s [%]	206/238	207/235		207/206
TAB-1																		
1	mon, amarillo no incl	0,0113	1	1837	151,00	4,8	2,63	13672	0,04997	0,38	0,3631	0,42	0,05270	0,12	314,4	314,6	315,9	0,96
2	mon, amarillo no incl	0,0040	2	5144	492,48	8,4	3,61	7775	0,04983	0,35	0,3619	0,40	0,05266	0,12	313,5	313,6	314,4	0,96
3	mon, clrsl pequeño	0,0034	4	4590	524,53	4,4	4,95	11178	0,04979	0,37	0,3624	0,41	0,05274	0,14	312,2	313,8	317,8	0,94
TAB-2																		
4	mon, amarillo	0,0035	2	2479	290,76	12,0	5,15	2314	0,04986	0,34	0,3625	0,42	0,05273	0,20	313,7	314,1	317,1	0,88
5	mon, clrsl	0,0033	4	1168	123,30	5,6	4,36	2173	0,04951	0,34	0,3608	0,43	0,05285	0,22	311,5	312,8	322,2	0,86
TAB-3																		
7	mon, verde res	0,0059	2	6299	712,71	15,7	4,79	7670	0,05090	0,43	0,3695	0,46	0,05265	0,14	320,0	319,3	313,6	0,95
8	mon, verde redond	0,0044	2	4878	598,96	5,0	5,62	13426	0,04943	0,39	0,3590	0,43	0,05527	0,12	311,0	311,4	314,6	0,96
9	mon, verde	0,0041	4	5492	651,74	3,7	5,32	19257	0,04944	0,35	0,3589	0,38	0,05264	0,13	311,1	311,4	313,4	0,94
10	mon, amari-verde	0,0052	1	6601	748,31	3,4	4,94	31826	0,04950	0,35	0,3589	0,40	0,05258	0,12	311,5	311,4	310,7	0,96
11	mon, amar-verde, euh	0,0012	1	6133	822,24	2,9	6,48	7941	0,04927	0,34	0,3576	0,39	0,05264	0,13	310,0	310,4	313,3	0,95
12	mon, amar-verde, euh	0,0028	1	3448	451,21	1,7	6,20	17972	0,04942	0,37	0,3587	0,40	0,05265	0,13	310,9	311,3	313,6	0,95

- a) mon= monocristal; frags = fragmentos; gde = grande; prl = prismático largo; prism = prismático; prc = prismático corto
b) Calculado sobre la base de la relación radiogénica Pb208/Pb206, asumiendo concordia
c) Corregido para la fraccionación y "spike"
d) Corregido para la fraccionación, "spike", blanco y plomo común (STACEY Y KRAMERS, 1975)
e) Corregido para desequilibrio inicial del Th, usando una relación estimada de Th/U de 4 para el fundido

Tabla 9.6: Datos U-Pb para las monacitas de los gneises bandeados.

lavados varias veces con agua destilada y acetona en un recipiente ultrasónico. La disolución se realizó en 6N HCl usando viales Savillex para la monacita, fue seguido por separación química en resina de intercambio de aniones, usando cantidades mínimas de ácidos ultrapuros. Los análisis isotópicos fueron realizados en un espectrómetro de masas MAT262 equipado con un sistema contador de iones. Luego fue calibrado por análisis reiterados con el estándar NBS 982, usando la relación 208/206 de 1,00016 para una corrección de masas (TODT *et al.*, 1996). El procedimiento del Pb fue estimado a $1,5 \pm 0,75$ pg. El Pb común en exceso de esta cantidad fue corregido con el modelo de STACEY Y KRAMERS (1975) para la edad respectiva de la monacita. No ha sido aplicada la corrección para el desequilibrio inicial de ^{230}Th . Las incertidumbres de la composición isotópica del "spike", blanco y Pb común fueron tomadas en cuenta y prolongadas a las incertidumbres finales de las relaciones isotópicas y las edades. Los cálculos de las edades de concordia y medias fueron determinados con el programa de LUDWIG (1999). Las elipses de los diagramas de concordia representan incertidumbres de 2 sigma.

Muestra TAB-1. Se han realizado tres análisis en esta muestra (Figura 9.7), uno en un único cristal y dos en microfracciones de 2 y 4 granos cada uno. Los rangos de las concentraciones de U se encuentran entre 1.800 y 5.100 ppm, con unas relaciones de Th/U de 2,6 a 5. Los análisis 1 y 2 son analíticamente concordantes, mientras que el tercer análisis está un poco por debajo de la línea de concordia. La edad de concordia (LUDWING, 1999) que se obtiene a partir de estos análisis es de $313,9 \pm 0,63$ Ma (MSWD de concordia = 11,3). A pesar de la incertidumbre sobre la causa de la discordia en el tercer análisis, la edad de concordia estimada puede ser considerada mejor que las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, que abarcan el rango de edad entre 314,4 y 317,8 Ma.

Muestra TAB-2. Tres análisis consistentes de 1 a 4 granos, dan lugar a unos resultados dispersos. Dos microfracciones de monacitas con 2.500 y 1.200 ppm de U (Th/U = 5,2 y 4,2) forman una concordia (análisis 4) y el análisis 5 da lugar a una ligera discordia, situándose un poco por debajo de la línea de concordia. La edad de cristalización de la monacita puede ser estimada en 314 Ma, en base al análisis 4 (Figura 9.8).

Muestra TAB-3. En esta muestra se han realizado seis análisis, de 1 a 4 granos cada uno. Cinco de estos análisis ofrecen una edad de concordia de $311,1 \pm 0,5$ Ma (análisis 8 a 12, Figura 9.9). Los puntos están un poco por debajo de la línea de concordia, al igual que ocurre con la muestra TAB-1. Un sexto análisis está en discordia inversa y tiene una edad de 313,6 Ma, similar a los análisis anteriores. La discordia inversa puede estar relacionada con una pérdida de plomo (SCHALTEGGER, com. pers.), asociada a pequeñas inclusiones de color negro que tienen estos cristales de monacitas.

A partir de los resultados de estas tres muestras se puede concluir que la edad para el pico del metamorfismo de baja presión y alta temperatura se encuentra entre 311 y 314 Ma.

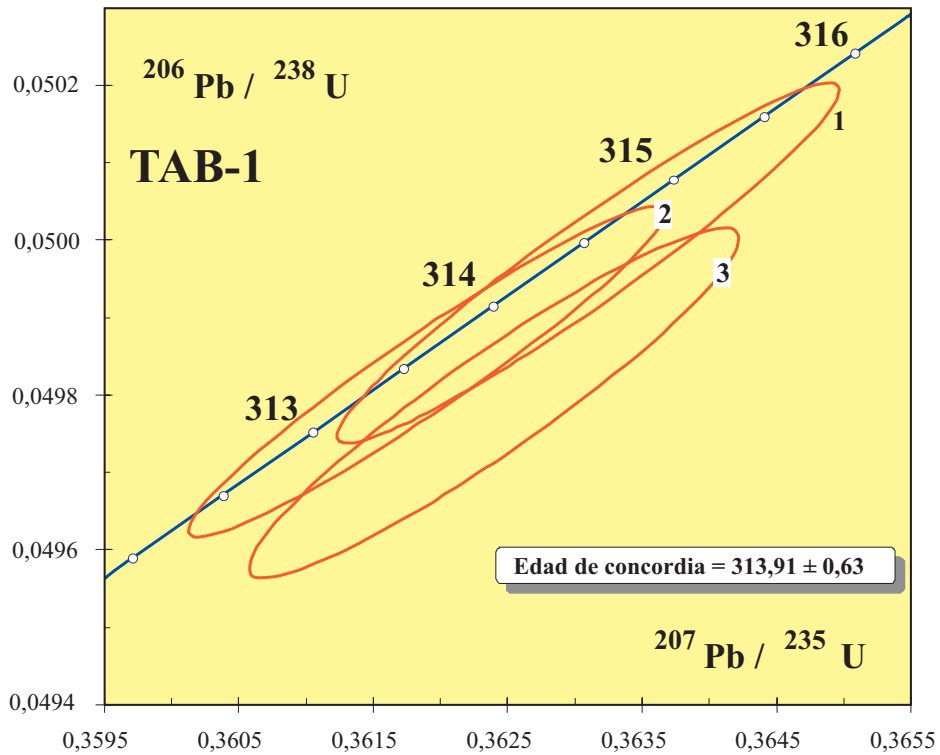


Figura 9.7: Diagrama de concordia para las monacitas de la muestra **TAB-1** y que corresponde a un metasedimento migmatizado, paragneises de la Serie de "Viana do Bolo".

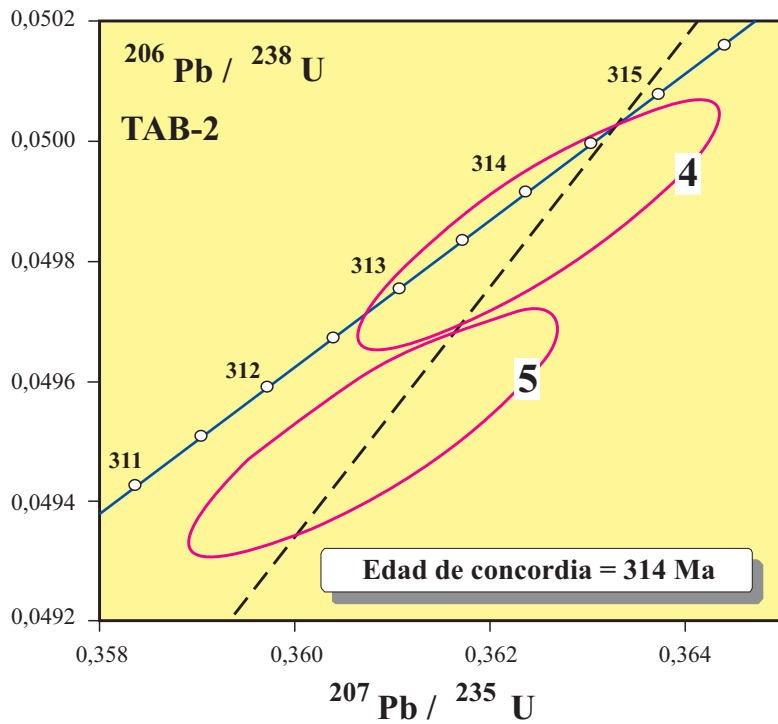


Figura 9.8: Diagrama de concordia para las monacitas de los gneises bandeados de la Serie de "Viana do Bolo" de la muestra **TAB-2**.

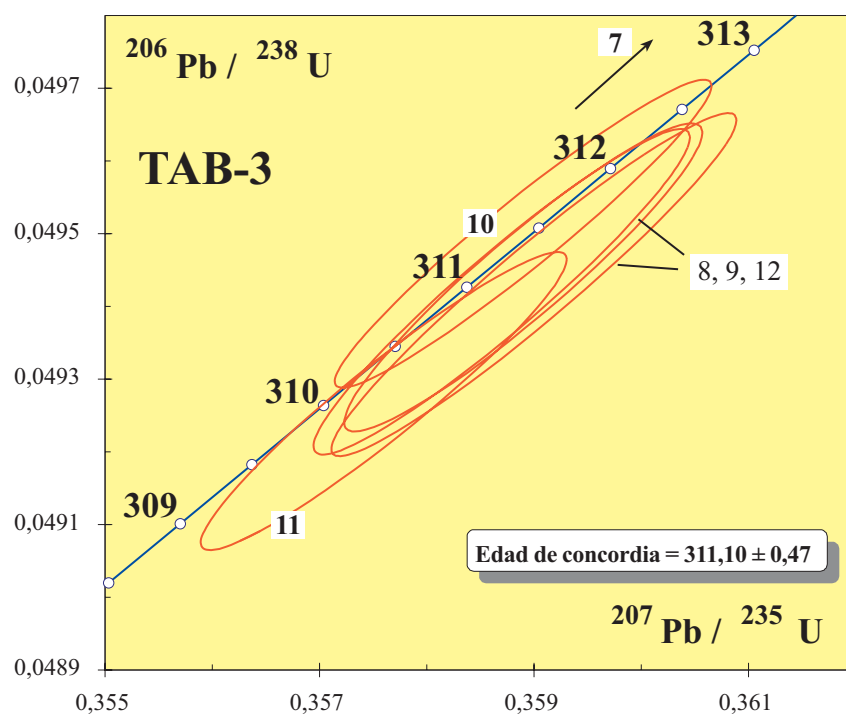


Figura 9.9: Diagrama de concordia para las monacitas de los gneises bandeados de la Serie de "Viana do Bolo" y pertenecientes a la muestra **TAB-3**.

