



GEOTOP

Rapport soumis au:

Ministère des Ressources naturelles du Québec

Contrat de Services professionnels N° CA 143717

N° de projet: 1996-5110-235-6116

Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-nord

par

Jean David et Martin Parent

avril 1997

Responsable administratif et coordonnateur: Clément Gariépy

Table des Matières

	page
Introduction _____	1
Méthodes analytiques _____	3
Résultats et Interprétations	
1) Ceintures volcano-sédimentaires de la partie centrale de la Province du Supérieur _____	5
2) Projet Manitou-Nipisso _____	30
3) Projet de Wakeham _____	43
4) Projet minéralisation aurifère en Beauce _____	59
5) Projet de l'Ashuanipi _____	68
Remerciements _____	86
Références _____	87

INTRODUCTION

Le programme de datation U-Pb complété pendant l'année 1996-1997 apporte un complément d'informations pertinentes à plusieurs des travaux de cartographie géologique entrepris par le Ministère des Ressources naturelles du Québec dans le cadre du Projet Moyen-nord. Des datations ont été réalisées, en collaboration avec les géologues en charge de différents projets, dans la sous-province de LaGrande (régions du Lac Yasinski et du Lac Duhesmes), dans la ceinture de Frotet-Troilus, dans la sous-province de l'Ashuanipi et dans la Province de Grenville (projets de Manitou-Nipisso, au nord de Sept-Iles, et de Wakeham, au nord de Havre St-Pierre). En outre, de nouveaux résultats ont été obtenus concernant un projet portant sur des minéralisations aurifères en Beauce, dans les Appalaches.

Dans la sous-province de LaGrande plusieurs datations ont été effectuées afin de préciser le cadre temporel d'événements volcaniques de même que celui du développement de la déformation. On a également étudié la distribution des âges de zircons hérités dans une tonalite pegmatitique recoupant les sédiments du bassin de Rossignol-Laguiche afin d'en préciser la nature des régions-sources. Une datation a également été effectuée dans la ceinture de Frotet-Troilus, un empilement volcano-sédimentaire allochtone sur les gneiss de la sous-province de l'Opatica située au sud des volcanites de la Rivière Eastmain.

Les travaux réalisés dans le cadre du projet de Manitou-Nipisso portent sur des échantillons provenant de différents complexes ignés et métamorphiques. Des échantillons caractéristiques des lithologies principales ont été étudiés dans le but d'établir la chronologie de mise en place des intrusifs et de définir l'âge du métamorphisme. Les résultats obtenus permettront de clarifier certaines des étapes de l'évolution structurale dans cette région.

Les travaux effectués dans la région de Wakeham, dans la partie nord-est de la Province de Grenville, s'inscrivent dans la poursuite de ceux initiés l'an dernier sur une série d'intrusifs porphyriques qui recourent la séquence sédimentaire du Groupe d'Aguanus. Les objectifs de l'étude visent à confirmer les interprétations concernant la nature du socle sous-jacent et de préciser l'âge des matériaux sources qui se sont accumulés dans le bassin sédimentaire.

Le projet Appalaches-Beauce porte essentiellement sur une étude structurale des minéralisations aurifères. Dans le cadre de notre travail, l'aspect chronologique du développement des grands accidents structuraux est apparu comme un des éléments les plus utiles pour mieux comprendre la relation entre les événements minéralisateurs et les diverses phases de déformation.

Les travaux amorcés dans le cadre du projet Ashuanipi ont pour objectif d'établir des contraintes temporelles quant à l'évolution tectonique de cette sous-province. Des échantillons de volcanites, de diatexites et de différents types d'intrusion ont été analysés afin de mieux comprendre la chronologie des événements géologiques qui caractérisent l'évolution tectono-métamorphiques du secteur sud de cette sous-province.

Les travaux de géochronologie évoqués ci-dessus ont été réalisés par Jean David, à l'exception des études complétées dans la sous-province de l'Ashuanipi qui étaient placées sous la responsabilité de Martin Parent.

MÉTHODES ANALYTIQUES

Les méthodes analytiques utilisées pour la technique de datation U-Pb par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique ont été décrites en détail par Machado et al. (1990). La totalité des analyses de zircon a été effectuée sur des minéraux ayant subi une abrasion d'intensité variable selon la technique décrite par Krogh (1982). L'incertitude (à 2 écarts-type) sur les rapports isotopiques est le résultat d'un calcul de propagation des erreurs tenant compte de l'erreur analytique pour chacun des rapports mesurés, de l'incertitude sur la discrimination de masse, du niveau des blancs de préparation chimique, de la reproductibilité des étalons de Pb et d'U et finalement de la composition du plomb initial incorporé dans les minéraux. Les calculs de droite discordia ou de mélange ont été faits en utilisant la méthode de régression linéaire proposée par Davis (1982) et prennent en considération les erreurs corrélées des rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de même que celle associée au rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Les incertitudes sur les âges déterminés dans ce travail sont toutes présentées pour un intervalle de confiance de 95%. Finalement, nous avons utilisé dans ce rapport l'expression "probabilité de coïncidence" pour traduire la notion de *probability of fit* telle que définie par Davis (1982), laquelle traduit sur une échelle de 0 à 100% la probabilité que des résultats analytiques soit effectivement alignés, compte tenu des erreurs associées à chacun des points d'analyse, sur une même droite discordia.

La méthode analytique utilisée pour la datation $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircons par ablation laser et ICP-MS a été décrite en détail par Machado et Gauthier (1996) et Scott et Gauthier (1996). On trouvera dans ces études des renseignements pertinents concernant les conditions analytiques de la torche au plasma et du faisceau laser, le contrôle de la discrimination de masse, la calibration du signal par l'utilisation d'un étalon de zircon, les corrections liées aux différents types d'interférences, le traitement statistique des résultats analytiques de même qu'une discussion sur les types d'interprétation allouées pour les

résultats obtenus *via* ce mode d'analyse. Les travaux ont été faits au Laboratoire Ultratrace du Département de Géologie de l'Université de Montréal. Les résultats livrés par cette méthode analytique sont essentiellement des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, donc des âges qui doivent être perçus comme des âges minimum et pour lesquels les erreurs associées ont été calculées pour un intervalle de confiance de 70%.

RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

1 Ceintures volcano-sédimentaires de la partie centrale de la Province du Supérieur

Les travaux entrepris en 1995-96 dans la ceinture volcano-sédimentaire archéenne de LaGrande, de même que dans des régions limitrophes, visent à définir de manière aussi fine que possible le cadre temporel de nombres d'événement tectoniques, magmatiques et métamorphiques qui se sont succédés dans cette région. Parmi ceux-ci figurent l'âge (ou les âges) et l'origine du ou des socle(s) sous-jacent(s) aux empilement volcano-sédimentaires, les âges de deux discordances majeures identifiées dans le "bassin" d'Opinaca, la durée des épisodes de volcanisme, l'âge des principaux épisode de structuration et l'origine du plutonisme tardi-tectonique.

Dans le cadre des travaux réalisés en 1996-97, nous avons obtenu des données U-Pb pour cinq nouveaux échantillons. De plus, nous présentons des informations chronologiques nouvelles concernant l'échantillon LG95-298, un tuf felsique de la région du Lac Sakami, qui avait été traité l'an dernier mais qui n'avait pas livré de résultats satisfaisants. En outre, deux échantillons pour lesquels nous avons présentés des résultats partiels l'an dernier (LG95-KM471 et LG95-LP90; David, 1996) ont été analysés de manière exhaustive, livrant des informations plus complètes quant à leur origine ultime.

Finalement, des travaux ont été effectués sur trois échantillons intimement associés au gîte de Troilus, situé dans la ceinture de Frotet-Troilus à une centaine de kilomètres au nord de Chibougamau. Malheureusement seul un dyke porphyrique, interprété comme étant associé à la mise en place de la minéralisation aurifère, a livré des matériaux utiles pour fins de datation par le biais du géochronomètre U-Pb.

TABLEAU 1 - Résultats analytiques: Secteur de LaGrande

Échantillon		Concentrations				Rapports isotopiques					AGE		
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206 (Ma)	disc. %	
	[1]				[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]			
LG96-GT37 - Tonalite, Lac Guyer						(2881±2 Ma; 104±500 Ma; probabilité de 74%)							
1	lz,b,pl,dia	1	169	107	6	974	0.115	0.5571±39	15.880±12	0.20674±30	2880.2	1.1	
2	lz,b,pl,dia	2	118	74	8	1045	0.009	0.5647±21	16.107±75	0.20688±46	2881.3	-0.2	
3	lz,b,pl,dia	1	178	113	4	1772	0.126	0.5516±26	15.726±78	0.20676±32	2880.3	2.1	
LG96-JG1061 - Rhyolite, Lac Yasinski						(2732±8/-6 Ma; 197±150 Ma; 50% de probabilité)							
4	lz,b,pc,m0	5	145	82	9	2657	0.114	0.5024±17	13.039±49	0.18824±22	2726.9	4.6	
5	3z,b,f,pc,m0	4	244	146	13	2397	0.186	0.5334±22	13.125±65	0.18910±34	2734.5	4.7	
6	2z,b,pc,dia	8	309	180	29	2702	0.124	0.5170±18	13.431±51	0.18841±28	2728.3	1.9	
7	2z,b,pc,dia	6	312	185	28	2151	0.163	0.5091±24	13.246±69	0.18873±34	2731.1	3.5	
8	lz,b,f,pc,nm	3	436	248	32	1299	0.139	0.4988±18	12.891±52	0.18745±22	2719.9	5.0	
9	2z,b,f,pc,nm	4	289	165	8	4450	0.179	0.4855±14	12.537±41	0.18730±20	2718.6	7.5	
LG96-JG200 - Granite tardif, Lac Yasinski						(âge probable: 2699±4 Ma; 2725±3 Ma; 165±400 Ma; 47% de probabilité)							
10	2z,ic,pl,dia	6	199	107	7	4752	0.090	0.4869±16	12.498±45	0.18618±22	2708.7	6.8	
11	lz,ic-b,pc,dia	8	126	71	6	4852	0.112	0.5025±19	13.052±52	0.18838±20	2728.1	4.6	
12	lz,ic-b,pc,dia	4	49	29	4	1443	0.132	0.5226±24	13.535±35	0.18785±36	2723.5	0.6	
13	2z,ic-b,pc,m0	4	13	8	16	125	0.149	0.5386±95	13.960±28	0.18800±13	2725.0	-2.4	
14	2z,ic,f,m0	2	29	18	3	693	0.158	0.5241±52	13.620±14	0.18841±68	2728.3	0.5	
15	lz,ic,f,fi	1	63	37	9	246	0.135	0.5225±47	13.330±13	0.18507±66	2698.9	0.2	
LG96-394 - Tuf felsique, Rivière Eastmain						(2705±3 Ma; 57±340 Ma; 52% de probabilité)							
16	lz,b,pc,dia	3	193	110	8	2231	0.123	0.5075±18	12.964±52	0.18528±24	2700.7	2.5	
17	2z,b,pc,dia	4	268	156	14	2409	0.132	0.5116±22	13.115±61	0.18593±30	2706.5	1.9	
18	lz,b,eq,dia	4	341	193	10	3906	0.157	0.4899±19	12.544±51	0.18572±46	2704.7	6.1	
19	lz,b,eq,dia	3	276	159	3	8109	0.115	0.5147±19	13.179±51	0.18569±18	2704.4	1.3	
LG95-KM471 - Granite tardif						(2618±18/-13 Ma; 917±325 Ma; 40% de probabilité)							
*20	2z,b,pc,dia	4	3100	1414	524	658	0.056	0.4332±30	10.071±71	0.16863±44	2544.1	11.0	
*21	3z,b,pc,dia	7	2617	1296	101	5438	0.042	0.4738±16	11.363±42	0.17396±18	2596.1	4.5	
*22	lz,b,eq,m0	2	1232	610	71	1067	0.020	0.4819±14	11.577±39	0.17426±22	2598.9	3.0	
*23	lz,b,eq,m0	1	3389	1379	17	5072	0.017	0.3970±11	9.579±30	0.17500±16	2606.1	21.0	
24	lz,b,pl,dia	3	706	401	8	7801	0.116	0.5085±28	12.843±73	0.18318±24	2681.9	1.4	
25	lz,b,eq,m0	1	6564	3509	36	5744	0.073	0.4965±18	12.207±48	0.17831±16	2637.2	1.8	
26	lm,f,eq,fi	4	1964	9245	44	5738	9.49	0.5089±36	12.664±90	0.18050±18	2657.5	0.3	
LG95-LP90 - Tonalite pegmatitique, Lac Sakami						(2618±2 Ma; 203±150 Ma; probabilité de 71 %)							
*27	lz,b,pc,dia	1	156	112	8	663	0.239	0.5513±31	20.887±13	0.27478±68	3333.5	19.0	
*28	lz,b,pc,dia	1	148	91	8	622	0.124	0.5410±29	14.690±47	0.19693±44	2800.9	0.6	
29	lz,b,eq,dia	1	640	365	17	1142	0.224	0.4728±30	11.456±77	0.17573±38	2612.9	5.4	
30	lz,b,pl,dia	1	157	102	6	944	0.261	0.5222±46	13.495±99	0.1874±10	2720.0	0.5	
31	lz,b,xn,m0	1	40	26	4	343	0.223	0.5420±10	14.41±32	0.1927±25	2765.2	-1.3	
32	lz,b,xn,nm	1	220	136	6	1195	0.097	0.5527±39	15.42±12	0.20239±74	2845.6	0.4	
33	lz,b,xn,m0	1	70	45	6	403	0.226	0.5302±60	14.02±18	0.19184±90	2758.0	0.7	
34	lz,b,xn,m0	1	382	190	19	546	0.207	0.4181±24	9.94±10	0.1725±14	2582.0	15.0	
*35	lm,au,f,fi	26	5202	16292	1124	3833	5.98	0.5051±30	12.282±71	0.17634±32	2618.8	-0.8	
*36	lm,au,f,fi	17	4792	14194	2959	877	5.68	0.4990±82	12.119±20	0.17615±30	2617.0	0.4	
LG95-298 - Tuf felsique, Lac Sakami						(2605±3 Ma)							
37	t,b,f,fi	38	46	24	63	881	0.031	0.4954±15	11.935±43	0.17473±26	2603.4	0.4	
38	t,b,f,fi	45	14	9	54	398	0.346	0.4972±15	11.992±49	0.17493±38	2605.4	0.2	

TABLEAU 1 - Résultats analytiques: Secteur de LaGrande (suite)

Échantillon		Concentrations				Rapports isotopiques					AGE		
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206 (Ma)	disc. %	
	[1]				[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]			
LG96-JL1 - Tonalite, Lac Duhesmes						(2685±3 Ma; 155±115 Ma; 52% de probabilité)							
39	2z,ic-b,fr,dia	3	643	324	11	4633	0.158	0.4374±20	10.981±53	0.18207±22	2671.8	15.0	
40	2z,ic-b,fr,dia	4	372	202	12	3489	0.167	0.4669±32	11.779±83	0.18295±28	2679.8	9.4	
41	1z,b,pc,dia	4	200	122	9	2898	0.173	0.5188±16	13.522±47	0.18904±20	2733.9	1.8	
42	1z,ic-b,pc,dia	2	174	102	11	985	0.162	0.5067±22	12.811±61	0.18335±24	2683.4	1.8	
43	1z,ic-b,pc,dia	3	138	83	7	1837	0.171	0.5131±21	13.386±61	0.18921±34	2735.3	2.9	
44	2z,b,pc,dia	2	148	92	29	350	0.191	0.5232±23	13.709±73	0.19004±46	2742.6	1.3	
CD96-Troilus 1- Dyke porphyrique						(2782±6 Ma; 355±200 Ma; 40% de probabilité)							
45	4z,b, pc hex,dia	4	91	56	4	2911	0.267	0.4941±19	13.287±55	0.19506±28	2785.3	8.6	
46	4z,b, pl,dia	3	161	91	5	2529	0.282	0.4449±15	11.724±42	0.19114±24	2751.9	16.0	
47	2z,b,pl,dia	2	126	77	9	813	0.281	0.4830±28	12.835±77	0.19274±30	2765.7	9.9	
48	3z,b,pc,dia	3	82	49	10	717	0.291	0.4630±25	12.238±73	0.19171±44	2756.9	13.0	
49	2z,b,pl hex,nm	3	48	32	3	1632	0.318	0.5110±26	13.757±74	0.19527±32	2787.1	5.5	

[1] Min.: nombre de grains; z=zircon; m=monazite; t=titanite; ic=incolore; b=brun; au=automorphe; sb=subautomorphe; hex=hexagonal; xn=xénomorphe; f=fragment; bp=bipyramide; pc=prisme court; pl=prisme long; eq=équadimensionnel à facettes; tb=tabulaire; susceptibilité du séparateur magnétique: dia=diamagnétique,nm=non-magnétique; m0=magnétique à 0° d'inclinaison etc., fi=non-magnétique à 1.0-1.8 A et 10° de pente.

[2] Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

[3] Corrigé pour la discrimination de masse

[4] Corrigé pour la discrimination de masse, la contamination moyenne (z, Pb=10 pg, U=1 pg; t,m, Pb=35 pg, U=5 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2 écarts-type. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

* Résultats déjà parus dans le rapport de David (1996).

1.1 LG96-GT37: tonalite du Lac Guyer

Un échantillon de gneiss tonalitique fut recueilli par Michel Gauthier (UQAM), dans la région du Lac Guyer, avec comme objectif d'identifier une nouvelle occurrence des unités lithologiques qui pourraient représenter le socle des séquences volcaniques. Les zircons de cet échantillon forment une population homogène de cristaux prismatiques allongés, sub-automorphes et de couleur brun foncé. Les cristaux possèdent des sections prismatiques simples avec des faces primaires et des terminaisons pyramidales simples. Trois fractions analytiques composées d'un seul grain de zircon ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pratiquement identiques à *ca.* 2881 Ma et discordants de -0.2% à 2.1% (#1 à 3; Tableau 1). La droite discordia définie par ces résultats livre un intercepte supérieur à 2881 ± 2 Ma et un intercepte inférieur à 104 ± 500 Ma (Fig. 1.1) avec une probabilité de coïncidence de 74%. Ces résultats sont interprétés comme reflétant l'âge de cristallisation de la tonalite à 2881 ± 2 Ma et un phénomène de perte en plomb récent. Ceci confirme la présence dans la région du Lac Guyer d'un socle nettement plus ancien que les séquences volcaniques et il indique, à l'échelle régionale, que les unités géologiques constituant ce socle sont faites de matériaux ayant des âges variables: la tonalite du Lac Guyer est en effet nettement plus ancienne qu'une autre tonalite de la sous-province de LaGrande datée à *ca.* 2.79 Ga dans la région du km 517 de la route Matagami-Radisson (LG95-KM517A et B; David, 1996). Cet âge est également plus ancien que ceux qui ont été obtenus pour des échantillons de tonalites allochtones (*ca.* 2.82 Ga) affleurant au sud de la sous-province de LaGrande, dans la ceinture de l'Opatica (pluton du Lac Rodayer; Davis et al., 1994).

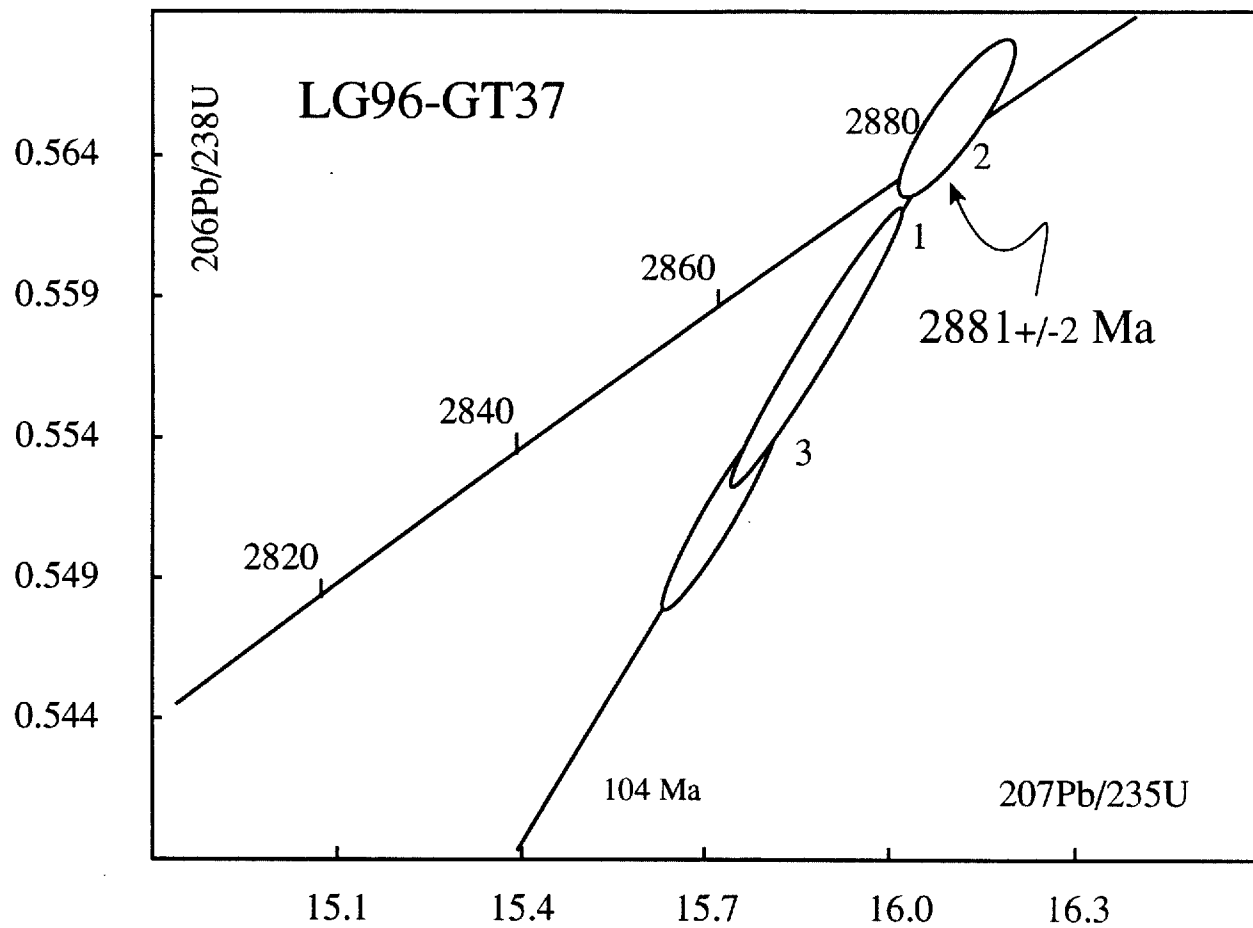


Figure 1.1: Diagramme concordia illustrant les résultats obtenus pour trois grains individuels de zircon extraits de la tonalite du Lac Guyer.

1.2 LG96-1061: rhyolite de la séquence du Lac Yasinski

La séquence supra-crustale du Lac Yasinski se compose principalement de roches sédimentaires clastiques, de basaltes tholéïtiques et de formations de fer. Il a été possible, parmi les rares horizons de roches volcaniques felsiques situés à proximité d'indices minéralisés, d'échantillonner un niveau de rhyolite contenant <1% de phénocristaux de quartz. Les zircons de cet échantillon se présentent, en très grande partie, sous forme de fragments de grains. Les quelques cristaux encore entiers sont des prismes courts, automorphes à sub-automorphes et de couleur brun foncé. La section prismatique autant que les terminaisons des grains ne montrent que des faces cristallines simples. Plusieurs fractions ont été analysées afin de déterminer l'âge avec la meilleure précision possible. Toutefois, du fait que les grains de zircon soient tous de petite taille, il n'a pas été possible de les abraser suffisamment. Par conséquent, les résultats analytiques ont tous livré des résultats relativement discordants, entre 1.9 et 7.5 % (#4 à 9; Tableau 1), correspondant à des âges minimaux $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant de 2718.6 à 2734.5 Ma. Les fractions analysées définissent néanmoins une droite discordia (probabilité de coïncidence de 50%) ayant un intercepte supérieur à $2732+8/-6$ Ma et un intercepte inférieur à 197 ± 150 Ma. L'âge de $2732+8/-6$ Ma est interprété comme étant celui du volcanisme présent dans la séquence du Lac Yasinski. Il est comparable aux âges déterminés pour de nombreuses ceintures volcano-sédimentaires de la Province du Supérieur, notamment pour certaines des séquences présentes dans la partie septentrionale de la sous-province de l'Abitibi.

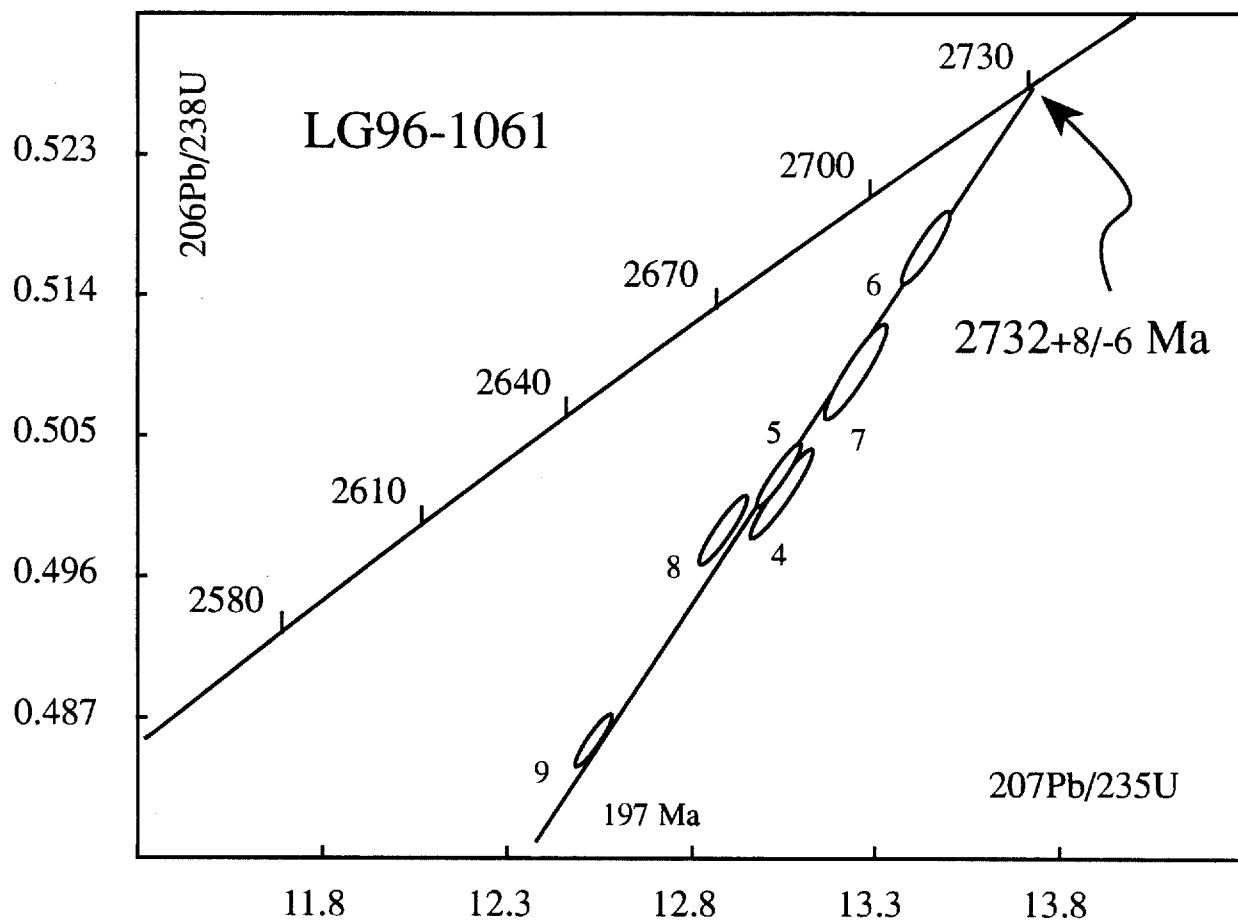


Figure 1.2: Diagramme concordia illustrant les résultats obtenus pour six fractions de zircon extraites d'une rhyolite du Lac Yasinski.

1.3 LG96-JG200: granite du Lac Yasinski

En ayant comme objectif de préciser l'âge minimum de la déformation régionale dans cette région, un échantillon de granite rose et de composition minéralogique relativement homogène fut prélevé à proximité du Lac Yasinski. Le granite, qui ne semble pas déformé, a été interprété comme étant un intrusif tardif.

Une quantité très faible de zircon a été récupérée de cet échantillon et ce minéral ne formait pas une population homogène. Les cristaux, incolores à brunâtres, se présentent sous la forme de prismes courts ou allongés, avec des terminaisons pyramidales relativement simples. Six fractions (#10 à 15; Tableau 1) ont été sélectionnées sur la base de propriétés morphologiques et magnétiques différentes. Les résultats ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre 2708.7 Ma (#10; discordant de 6.8%) et 2728.3 Ma (#14; discordant de 0.5%). Les fractions #10 à 14 livrent une droite de régression dont l'intercepte supérieur correspond à un âge de 2725 ± 3 Ma (Fig. 1.3). Aux erreurs près, cet âge est comparable à celui du volcanisme ($2732 \pm 8/-6$ Ma) livré par la rhyolite LG96-1061. Ceci est peu compatible avec les observations de terrain, étant donné le caractère nettement plus déformé de la rhyolite, et indiquerait, à *ca.* 2725 Ma, un âge étonnamment ancien pour l'activité plutonique tardive dans ce secteur de la Province du Supérieur. Toutefois, les zircons présents dans le granite pourraient tout aussi bien représenter des zircons hérités, *i.e.* ayant été incorporés dans le magma granitique lors de sa mise en place dans la séquence volcanique, et ne livrant donc pas d'information pertinente quant à l'âge de cristallisation du granite.

Un examen très minutieux de l'ensemble des zircons extraits de cet échantillon de granite a permis de constater la présence de quelques grains ayant de très minces surcroissances incolores à la surface des terminaisons cristallines. Une seule fraction, constituée d'une seule surcroissance incolore, a pu être analysée. Étant donné la trop

petite taille du matériel disponible, cette analyse (#15) a livré des résultats de qualité moyenne ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 246$), mais néanmoins concordant aux erreurs près, correspondant à un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2699 ± 4 Ma (Fig. 1.3). Ce résultat nous apparaît beaucoup plus cohérent avec les observations faites sur le terrain et il représente vraisemblablement l'âge de mise en place du granite. Une situation analogue a déjà été observée par Davis et al. (1995) pour des zircons tirés du pluton granitoïde de Barlow, situé au nord de Chibougamau à la frontière des sous-provinces de l'Abitibi et de l'Opatoca. Dans cet intrusif tardi-tectonique, seules de minces surcroissances en forme de "pelures d'oignons" à la surface des grains de zircons ont livré des âges pouvant raisonnablement être interprétés comme l'âge de cristallisation du pluton, la grande majorité des grains ayant des âges similaires à ceux de l'encaissant et considérés comme des contaminants du liquide magmatique. La mise en place de ce granite du Lac Yasinski serait donc contemporaine de la suite d'intrusions tardives qui a été reconnue dans toutes les sous-provinces archéennes situées au sud de la ceinture de LaGrande, incluant l'Opatoca, l'Abitibi et le Pontiac.

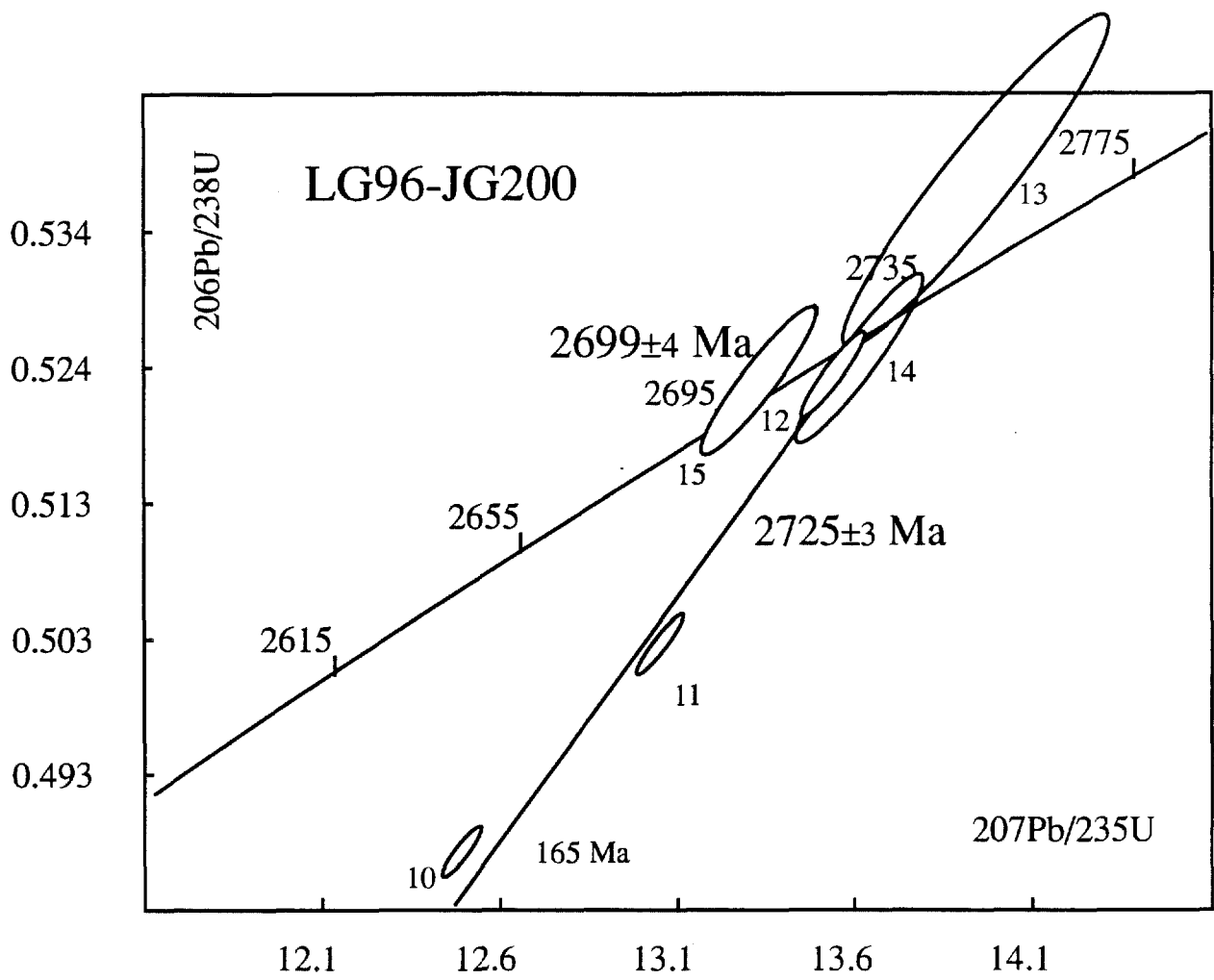


Figure 1.3: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour six fractions de zircon provenant d'un granite tardif situé dans la région du Lac Yasinski.

1.4 LG96-394: felsite de la séquence de la rivière Eastmain

La séquence volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain est constituée, à la base, d'un empilement important de basaltes reposant en discordance sur un socle de gneiss granitiques. On retrouve directement au nord de la rivière Eastmain, en bordure de la route Matagami-Radisson aux environs du km 394, une succession de basaltes similaire à celle exposée le long de la Rivière Eastmain. La position stratigraphique exacte de cette succession, par rapport au cadre général des séquences volcaniques de la sous-province de LaGrande, n'est malheureusement pas connue. A l'extrémité nord de la succession quelques horizons felsiques, vraisemblablement des tufs à cristaux, sont intercalés avec les horizons mafiques. A cet endroit, la séquence montre une schistosité pénétrative qui a complètement oblitéré les structures primaires.

Un tuf a été échantillonné et a livré des zircons qui, pour la plupart d'entre eux, se présentent sous forme de fragments. Les quelques zircons toujours entiers sont de courts cristaux brunâtres, prismatiques ou équidimensionnels, dont la caractéristique principale est de montrer des terminaisons bipyramidales à faces multiples. Quelques cristaux possèdent clairement des noyaux et la totalité des grains sont pourvus de micro-inclusions incolores. Quatre fractions (#16 à 19; Tableau 1) ont livré des résultats de bonne qualité correspondant à des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre 2700.7 et 2706.5 Ma. Ces quatre résultats se placent sur une même droite de régression dont l'intercepte supérieur livre un âge de 2705 ± 3 Ma (Fig. 1.4) interprété comme étant celui de la mise en place du tuf. Cet âge est comparable à celui obtenu pour un horizon felsique échantillonné dans le réservoir de LG-2, à l'emplacement de l'ex-Lac Long (LG95-GT83), et daté à $2709 +6/-4$ Ma (David, 1996).

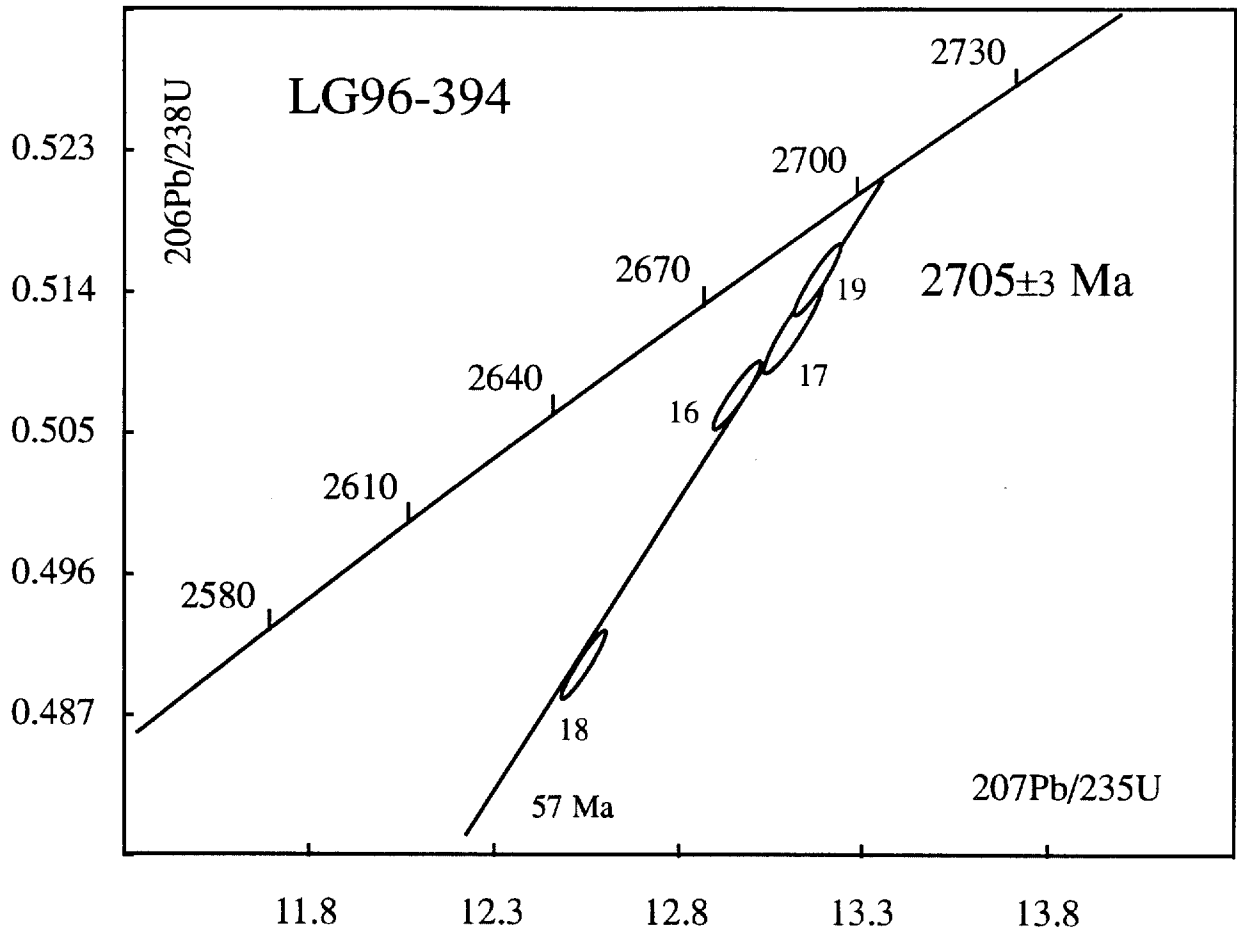


Figure 1.4: Diagramme concordia illustrant les résultats obtenus pour quatre fractions de zircon tirées d'un tuf de la Rivière Eastmain.

1.5 LG95-471: granite tardif du Km 471

Cet échantillon a déjà fait l'objet de quatre analyses sur des fractions de zircon (David, 1996) à partir desquelles un âge de mise en place à $2618 \pm 18 / -13$ Ma avait été déterminé. Trois nouvelles analyses ont été effectuées, initialement dans le but de définir l'âge de mise en place avec une précision accrue. Deux analyses, chacune portant sur un seul cristal de zircon, ont été faites (#24 et 25; Tableau 1); celles-ci sont discordantes (Fig. 1.5) et ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus anciens que ceux que nous avons obtenus précédemment, soit 2637.2 et 2681.9 Ma. Par ailleurs une fraction de monazite, ne comportant également qu'un seul grain, a aussi livré un âge plus ancien de 2657 ± 4 Ma et de surcroît concordant à l'intérieur des incertitudes analytiques (Fig. 1.5).

Les nouveaux résultats que nous avons obtenus nous laissent perplexes. D'une part, et malgré l'importance de l'incertitude rattachée à l'âge de $2618 \pm 18 / -13$ Ma, cet âge correspond exactement à celui d'une tonalite pegmatitique de la région du Lac Sakami (voir David, 1996 et la section 1.6 ci-dessous) et il est voisin de celui déterminé pour des fractions de titanite extraites d'un tuf felsique de cette même région (voir section 1.7 ci-dessous). Bien sûr, il est tout à fait possible que les deux nouveaux grains de zircon analysés représentent des cristaux hérités, ne marquant pas l'âge de cristallisation de ce magma. D'autre part la présence de monazite héritée, bien que ce phénomène ait été documenté dans la littérature, est certainement un phénomène beaucoup plus rare. Par conséquent nous n'avons pas d'arguments probants, sur la seule base des données obtenues à l'analyse U-Pb, permettant de déterminer lequel de $2618 \pm 18 / -13$ Ma ou de 2657 ± 4 Ma représente le meilleur estimé de l'âge de cristallisation du granite. En outre les observations de terrain sont, dans le cas de cet échantillon, malheureusement trop limitées: il n'était pas possible de réaliser un examen de toute la région au voisinage du site d'échantillonnage, celle-ci étant littéralement un "océan" de granites. Il est toutefois

possible, sans que nous puissions le démontrer, que ce massif granitoïde qui occupe une portion importante de la région soit une intrusion complexe caractérisée par de multiples phases intrusives. Les phases les plus anciennes pourraient être comparables, par exemple, à certaines des intrusions granitiques tardives présentes dans toutes les ceintures situées au sud (e.g. Opatica et Abitibi). Dans ce scénario les fractions # 24 à 26, incluant la monazite, seraient des témoins de l'activité plutonique précoce, laquelle aurait culminé vers 2.62 Ga.

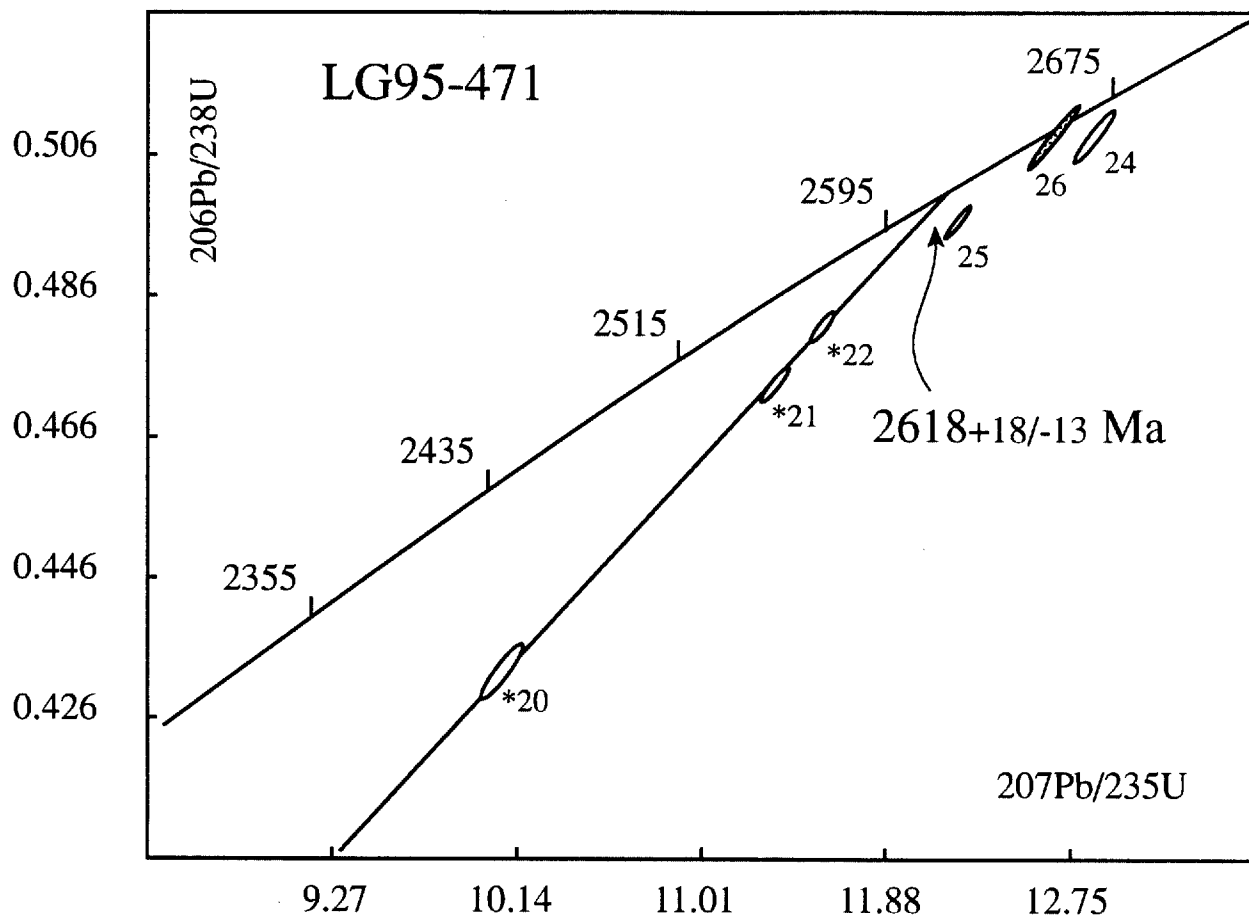


Figure 1.5: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour un granite tardif du secteur de La Grande. Les numéros d'analyse précédés d'une astérisque correspondent à des résultats présentés par David (1996). L'analyse #23, discordante de 21% (Tableau 1), n'est pas illustrée sur ce diagramme. Ellipse vide = zircon; ellipse grisée = monazite.

1.6 LG95-LP90: tonalite à tourmaline du Lac Sakami

Les travaux réalisés antérieurement (David, 1996) sur cet échantillon de tonalite provenant de la région du Lac Sakami avaient permis d'établir, à 2618 ± 3 Ma, l'âge de mise en place de cette unité *via* l'analyse de 2 grains individuels de monazite (#35 et 36; Tableau 1). Deux analyses de grains individuels de zircon (#27 et 28) avaient par ailleurs livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ nettement plus anciens, indicatifs de la présence de zircons hérités dans cette intrusion. Six nouvelles analyses de zircon ont été effectuées pour compléter l'étude, en ayant comme objectifs de confirmer l'âge de mise en place de la tonalite et de mieux définir la distribution des âges des zircons hérités.

L'analyse de l'un des rares cristaux de zircon sub-automorphe, équidimensionnel et brunâtre (#29) a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2612.9 Ma, discordant de 5.4%, mais voisin des âges obtenus pour les deux fractions de monazite. Les résultats obtenus pour ce grain de zircon sub-automorphe et les deux cristaux de monazite définissent une droite discordia ayant une forte probabilité de coïncidence (71%; Tableau 1) dont l'intercepte supérieur à 2618 ± 2 Ma (Fig. 1.6) confirme l'âge de mise en place de l'intrusion. Des résultats analytiques ont également été obtenus pour cinq nouvelles fractions de zircon, toutes constituées d'un seul grain (#30 à 34; Tableau 1). Il s'agissait, dans la plupart des cas, de zircons xénomorphes, incolores à brunâtres. Quatre de ces fractions (#30 à 33) ont livré des résultats qui recourent la courbe concordia à l'intérieur de l'enveloppe des erreurs analytiques (Fig. 1.6) livrant des âges se situant entre 2720 Ma et 2846 Ma. La fraction #28 analysée l'année dernière (David, 1996), à peine discordante, se situe également dans cette fourchette d'âges (Fig. 1.6). La fraction #33, très discordante, n'est pas illustrée à la Fig. 1.6.

La fourchette des âges U-Pb définie par les fractions #28 et #30-34 et le caractère xénomorphe de plusieurs des zircons analysés sont interprétés comme reflétant la présence dans la tonalite de grains hérités d'origine sédimentaire. L'âge tardif de cette tonalite, les observations de terrain, et la présence de tourmaline suggèrent en effet que cet épisode magmatique résulte de l'enfouissement des sédiments détritiques qui sont le principal constituant du bassin de Rossignol-Laguiche et de leur fusion partielle subséquente. En outre, la fourchette d'âges établie par les zircons hérités présents dans la tonalite à tourmaline correspond bien à celle définie par les âges obtenus sur des matériaux du socle et sur des séquences éruptives de la sous-province de LaGrande, suggérant que les régions-sources des matériaux accumulés dans le bassin de Rossignol-Laguiche étaient restreintes à cette sous-province.

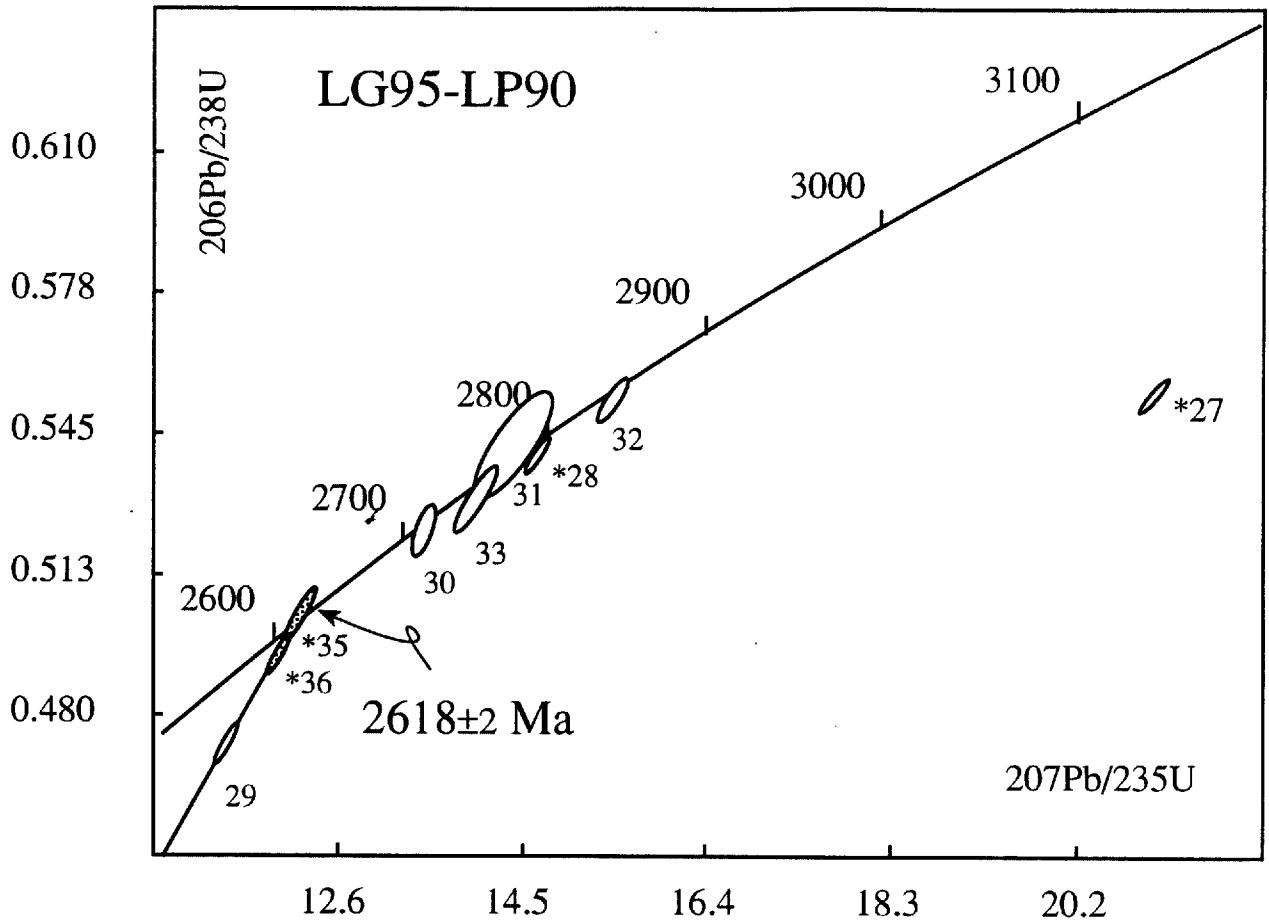


Figure 1.6: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour une tonalite pegmatitique de la région du Lac Sakami. Les numéros d'analyse précédés d'une astérisque correspondent à des résultats présentés par David (1996). L'analyse #34, discordante de 15% (Tableau 1), n'est pas illustrée sur ce diagramme. Ellipse vide = zircon; ellipse ombragée = monazite.

1.7 LG95-298: tuf felsique de la séquence du Lac Sakami

La séquence volcanique de l'indice Apple, au sud-est du Lac Sakami, contient de nombreux indices minéralisés. Le tuf felsique de cette séquence volcanique a été traité l'an dernier et seuls quelques zircons de formes très disparates avaient pu être récupérés. Deux autres espèces minérales qui sont souvent appropriées pour la datation par la méthode U-Pb sont présentes dans l'échantillon, soit le rutile et la titanite. Les résultats analytiques que nous avons obtenus pour des fractions de rutile (non présentés) sont de pauvre qualité, laquelle est due à des concentrations en Pb très faibles et des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ inférieurs à 100. Dans de telles circonstances, les corrections que l'on doit apporter pour la présence de Pb commun initial induisent la propagation d'une forte incertitude sur les âges calculés. Nous avons ainsi obtenu des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ approximatifs de l'ordre de 2.4 à 2.5 Ga, difficiles à interpréter avec confiance.

Toutefois, deux fractions de titanite (#37 et 38; Tableau 1) ont livré des résultats analytiques pratiquement concordants, correspondant à des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2603.4 et 2605.4 Ma. Le refroidissement de la titanite sous sa température de clôture à la diffusion du plomb (environ 500°C) est donc estimé à 2605 ± 3 Ma (Fig. 1.7). Nous pensons que cet âge peut être corrélé avec celui de l'épisode thermique responsable de la fusion partielle des sédiments du bassin de Rossignol-Laguiche et de la mise en place de tonalites pegmatitiques appartenant à la même série magmatique que LG95-LP90.

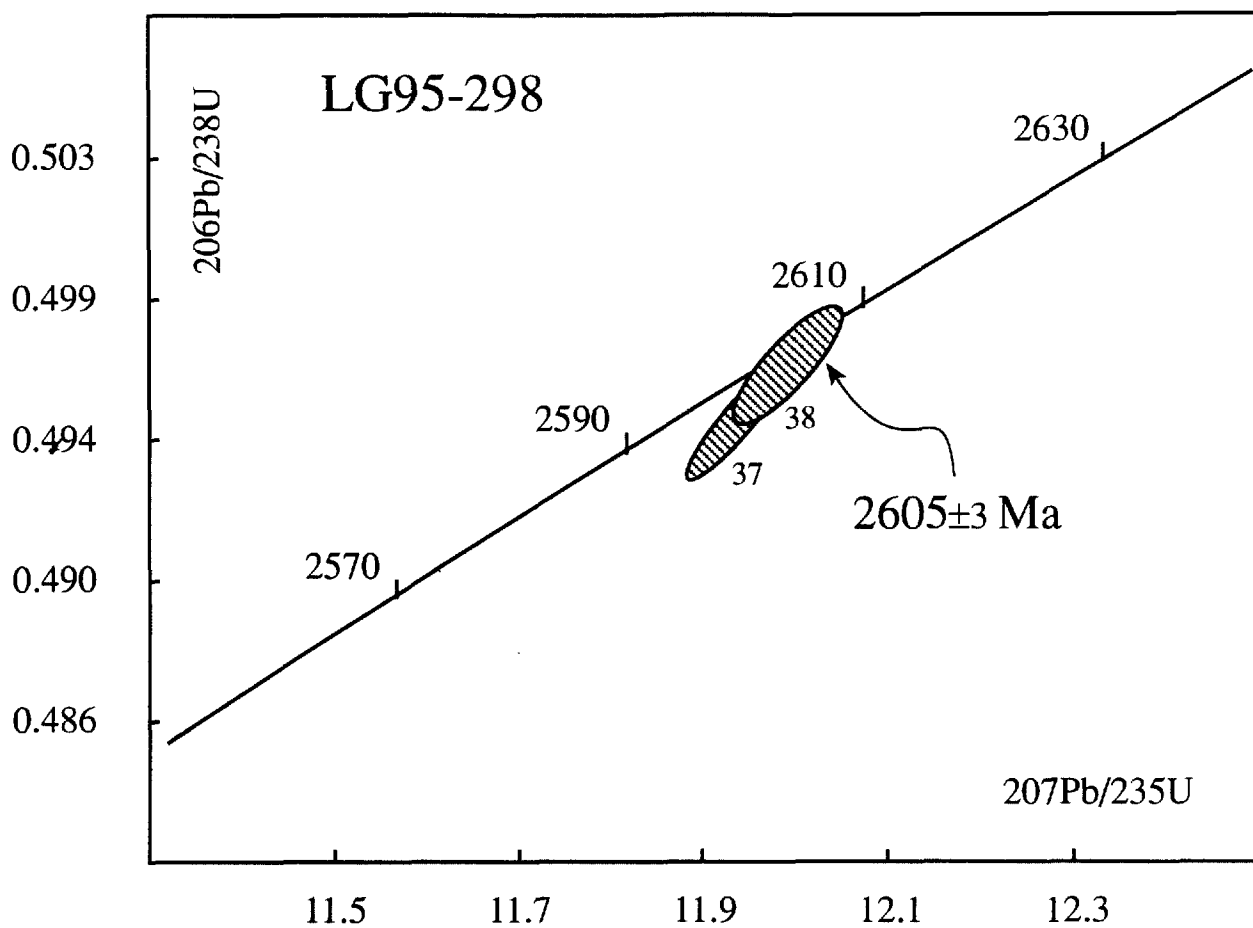


Figure 1.7: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour deux fractions de titanite extraites d'un tuf felsique de la région du Lac Sakami.

1.8 LG96-JL1 tonalite du Lac Duhesmes

Un échantillon de tonalite porphyrique a été prélevé dans la région de LG-4, au Lac Duhesmes, par Jean-Yves Labbé (MNRQ). Cette lithologie est interprétée comme un intrusif syn-cinématique et la datation de l'échantillon visait à définir l'âge de la déformation dans la région du Lac Duhesmes. Tous les zircons extraits de l'échantillon sont très fracturés et constituent une population de prismes trapus, brunâtres à incolores, à section carrée ou hexagonale et à terminaison simple. On reconnaît très nettement, à l'intérieur de nombreux cristaux, la présence de noyaux brun foncé. Six fractions ont été analysées, livrant toutes des résultats assez discordants (1.3 à 9.4%; Tableau 1) qui sont une conséquence, à notre avis, de la piètre qualité des zircons disponibles. Trois fractions analytiques (#39, 40 et 42) constituées de fragments ou de cristaux complets, incolore à légèrement brunâtre, ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre 2671.8 Ma et 2683.4 Ma. Ces trois résultats se placent sur une droite discordia ayant un intercepte supérieur à 2685 ± 3 Ma (Fig. 1.8), qui marque l'âge de mise en place de la tonalite. Trois autres analyses ont été réalisées, sur des fractions de zircon constituées de 1 ou 2 grains, et pour lesquelles le temps d'abrasion a été augmenté par rapport aux précédentes. Ces fractions (#41, 43 et 44) ont livré des résultats généralement plus concordants (Fig. 1.8), mais aussi des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus anciens. Les résultats se répartissent sur une même droite de régression dont l'intercepte supérieur correspond à un âge de $2739 + 9 / - 6$ Ma.

Quoique nous ne possédions pas d'informations concernant les relations de terrain de cet intrusif qui pourraient être pertinentes à l'interprétation des résultats obtenus, il nous apparaît tout à fait probable que la tonalite se soit mis en place à l'intérieur de lithologies plus anciennes, possiblement la séquence volcanique encaissante, qui auraient contaminé le magma tonalitique; ainsi des zircons partiellement assimilés auraient pu servir comme centres de nucléation pour la formation de nouveaux cristaux. Cette

interprétation est compatible avec les observations au microscope témoignant de la présence de noyaux brunâtres dans de nombreux grains de zircon.

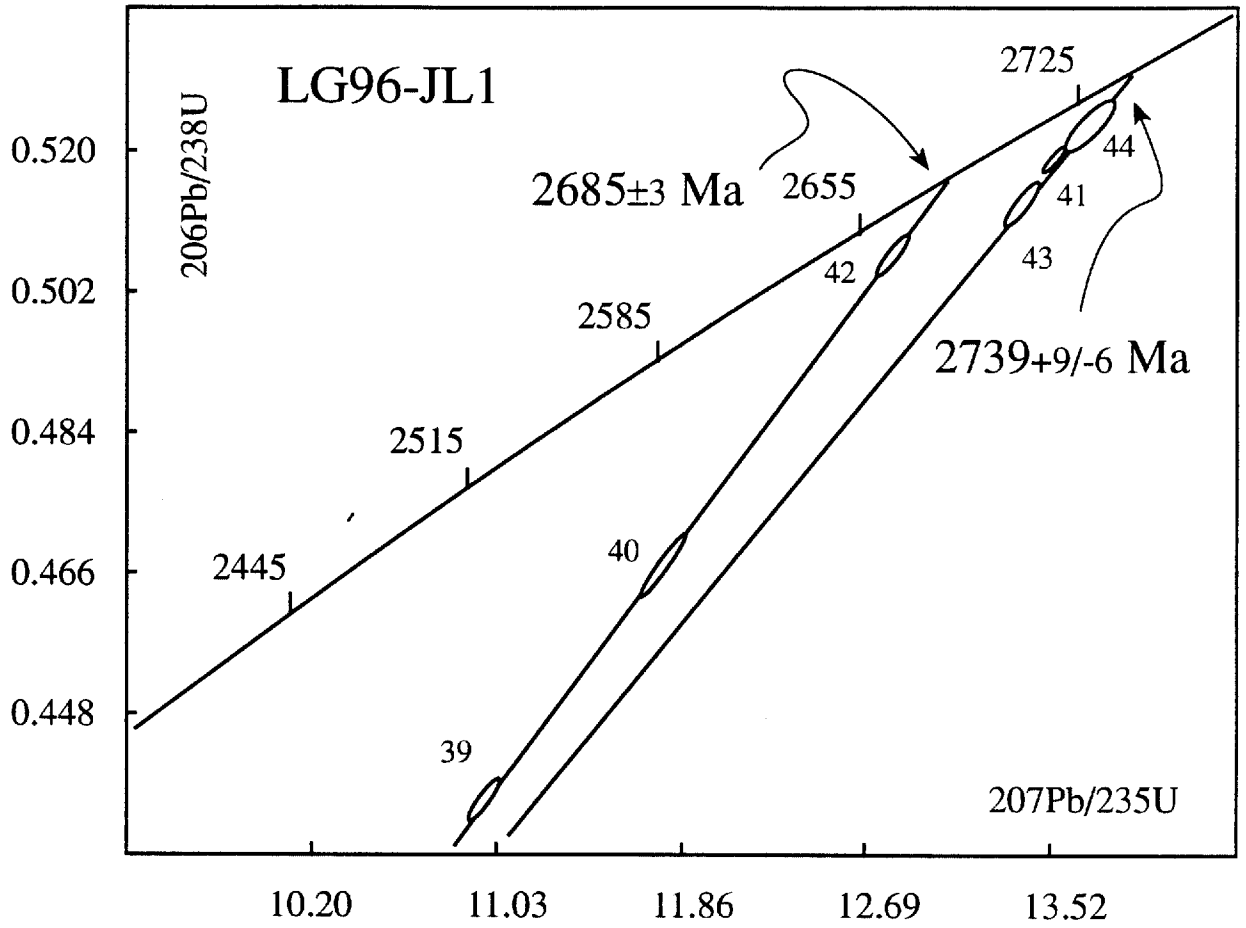


Figure 1.8: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour six fractions de zircon extraites d'une tonalite de la région du Lac Duhesmes.

1.9 LG96-Troilus1: dyke porphyrique de la Mine Troilus

Le gîte de Troilus, découvert dans la ceinture volcano-sédimentaire de Frotet-Troilus à plus de 100 km au nord de Chibougamau, a récemment été mis en exploitation ce qui a permis d'en faire une étude plus détaillée. Typiquement, la minéralisation est interprétée comme tardi-volcanique et se trouve en association avec les phases précoces d'altération qui accompagnent les derniers stades de mise en place des magmas. Trois échantillons, prélevés par Claude Dion, ont été traités: deux échantillons de dykes porphyriques associés à la minéralisation de même qu'un échantillon de volcanoclastite intermédiaire à phénocristaux. Seul l'échantillon de dyke porphyrique CD96-Troilus1, directement relié à la minéralisation de la mine, a livré les minéraux nécessaires à l'utilisation du géochronomètre U-Pb.

Les zircons extraits de cet échantillon sont d'excellente qualité et constituent une population relativement homogène. Il s'agit principalement de très petits cristaux automorphes, de couleur brun foncé, ayant des formes simples: prismes courts ou allongés, à section carrée ou hexagonale, et à terminaisons pyramidales simples ou complexes. Ils ne contiennent aucune inclusion ni fracture et, selon toute vraisemblance, les cristaux ont été formés lors d'un même événement de cristallisation. Cinq fractions analytiques, constituées de 2 à 4 cristaux chacune, ont été étudiées (#45 à 49; Tableau 1). Les résultats analytiques ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ très discordants (10-16%) qui se regroupent entre 2751.9 et 2765.7 Ma (10 à 16% discordants) et 2785.3 à 2787.1 Ma (5 à 9% discordants). La petite taille des cristaux n'a pas permis de pousser à fond le temps d'abrasion lequel est vraisemblablement resté insuffisant, expliquant ainsi le fait que le degré de discordance soit toujours demeuré élevé.

Trois fractions (#46 à 48; Fig. 1.9) se placent sur une même droite de régression dont l'âge de l'intercepte supérieur est de 2782 ± 6 Ma. Deux autres fractions de zircon (#45 et 49) ont livré des résultats qui se placent légèrement à la droite de cette discordia

(Fig. 1.9). Un segment droite arbitrairement tracé utilisant les résultats de ces deux analyses, mais qui ne peut être évalué de manière statistiquement rigoureuse, livre un âge maximum de 2790 ± 5 Ma. Eu égard aux incertitudes rattachées à ces deux droites discordia, les âges définis par leurs interceptes avec la courbe concordia ne peuvent pas être considérés comme étant statistiquement différents. A ce stade, la date de 2782 ± 6 Ma doit donc être considérée comme le meilleur estimé de l'âge de mise en place du dyke. Dans ce scénario, l'on pourrait avancer l'hypothèse que les zircons présents dans le dyke et qui sont apparemment plus anciens témoignent de la présence de contaminants issus, par exemple, de l'empilement volcanique constituant l'encaissant du dyke lequel serait âgé de ~ 2.79 Ga. Toutefois, l'on ne peut exclure que l'ensemble des résultats obtenus soit le témoin de zircons appartenant à deux populations d'âges voisins, mais différents. Cette ambiguïté pourrait être résolue par quelques analyses additionnelles, la quantité de matériel en main étant probablement suffisante pour ce faire.

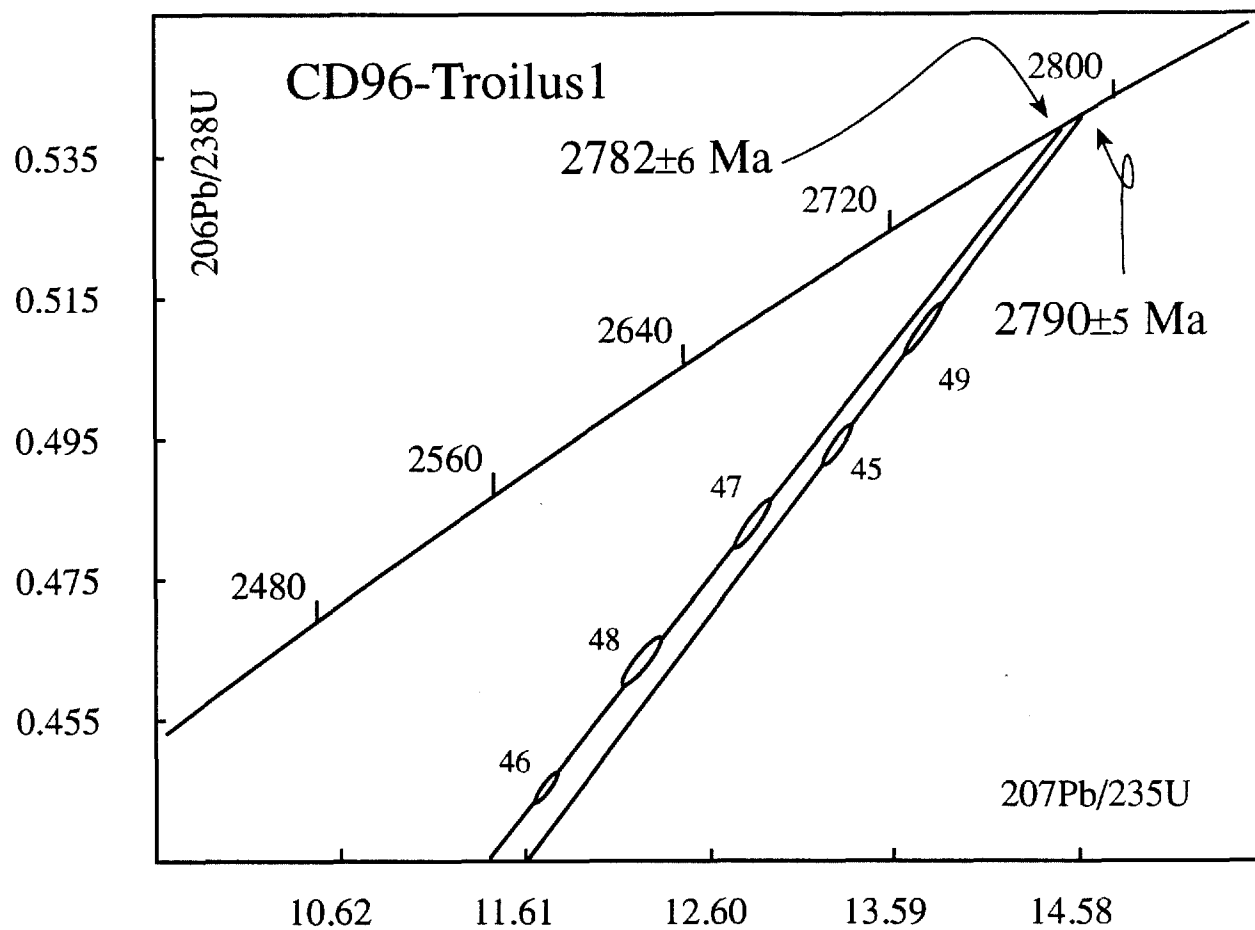


Figure 1.9: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour cinq fractions de zircon extraites d'un dyke porphyrique provenant de la ceinture métavolcanique de Frotet-Evans.

2. Le projet Manitou-Nipisso

La région de Manitou-Nipisso est constituée de quatre ensembles lithologiques distincts, soit le complexe gneissique de Manitou, le complexe igné de Matamec et les complexes anorthositiques de Havre St-Pierre et du Lac Tortue. De plus, on y a rapporté la présence d'une série d'intrusions tardives qui recoupent toutes les lithologies et les structures existantes. Cinq échantillons ont été prélevés par André Gobeil (MNRQ) et son équipe lors du levé cartographique de l'été 1996. Ces échantillons proviennent d'unités typiques des grands ensembles lithologiques décrits ci-dessus, hormis les complexes anorthositiques. L'objectif premier était de définir les relations temporelles entre les complexes et d'apporter des informations permettant de fournir un cadre temporel concernant l'histoire de leur déformation. Les cinq échantillons prélevés ont tous livré des zircons permettant de réaliser des études géochronologiques U-Pb. Quant aux indices minéralisés récemment découverts dans la région couverte par ce projet ils sont, semble-t-il, systématiquement associés aux lithologies faisant partie des complexes anorthositiques, mais dont aucun échantillon ne faisait partie de la présente étude.

TABLEAU 2 - Résultats analytiques: projet Manitou-Nipisso

Échantillon		Concentrations				Rapports isotopiques					AGE		
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206	disc. %	
	[1]				[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	(Ma)		
AG-2110 - Granite du complexe deManitou						(1168±6 Ma; -68±92 Ma; 47% de probabilité)							
1	3z,ic,eq,sb,dia	8	369	69	34	1023	0.089	0.18635±58	2.0294±80	0.07898±16	1171.8	6.5	
2	2z,ic,eq,sb,dia	10	447	81	13	3893	0.076	0.18315±74	1.9850±86	0.07861±10	1162.2	7.3	
3	2z,ic,eq,sb,dia	4	396	78	4	5184	0.107	0.19376±64	2.1105±81	0.07900±14	1172.1	2.8	
4	1z,ic,pc,sb,dia	3	299	57	10	1029	0.099	0.18841±68	2.051±12	0.07896±32	1171.3	5.4	
5	1z,ic,pc,sb,dia	3	128	26	9	561	0.113	0.20012±88	2.167±16	0.07853±44	1160.3	-1.5	
6	4z,ic,pc,au,dia	4	162	30	7	969	0.011	0.18070±70	1.862±10	0.07474±30	1061.5	-0.9	
AG96-1314 - Mangérite du complexe de Matamec						(1371±7/-5 Ma; 539±60 Ma; 14% de probabilité)							
7	2z,ic,pl,sb,dia	7	153	37	15	1069	0.130	0.2312±7	2.812±10	0.08819±22	1386.7	3.7	
8	3z,ic,pl,sb,dia	10	226	55	3	9136	0.126	0.2335±8	2.874±11	0.08927±16	1409.9	4.5	
9	2z,ic,pc,dia	6	218	53	9	2084	0.130	0.2323±10	2.796±14	0.08730±12	1367.0	1.7	
10	2z,ic,pc,au,dia	4	227	54	11	1221	0.098	0.2319±10	2.785±13	0.08707±40	1362.0	1.4	
11	4z,ic,pc,au,dia	4	229	56	19	724	0.126	0.2333±8	2.797±16	0.08694±34	1359.2	0.6	
12	2z,ic,pc,au,dia	3	298	71	18	736	0.135	0.2255±8	2.693±15	0.08663±36	1352.3	3.4	
AG96-2629 - Granite du complexe de Matamec						(1371±2 Ma; -10±90 Ma; 80% de probabilité)							
13	2z,ic,eq,au,dia	7	291	71	16	1844	0.124	0.2320±9	2.821±11	0.08819±14	1386.7	3.4	
14	3z,ic,pc,au,nm	3	420	101	15	1260	0.129	0.2285±13	2.776±16	0.08812±24	1385.0	4.7	
15	1z,ic,eq,au,nm	4	851	213	10	5044	0.148	0.2349±8	2.833±11	0.08747±10	1370.8	0.9	
16	2z,ic,eq,au,nm	6	271	65	5	4147	0.128	0.2290±10	2.766±14	0.08759±24	1373.5	3.6	
17	3z,ic,pl,m1	2	878	210	5	5015	0.097	0.2341±8	2.823±11	0.08747±14	1370.9	1.2	
18	5z,ic,pl,dia	4	286	69	57	309	0.128	0.2300±7	2.773±14	0.08745±28	1370.5	2.9	
AG96-297 - Granite du Lac Bigot						(1030+12/-7 Ma; 429±21 Ma; 42% de probabilité)							
19	2z,ic,eq,au,dia	5	419	77	13	1674	0.215	0.16561±48	1.6679±60	0.07304±12	1015.1	2.9	
20	3z,ic,pc,au,nm	8	60	12	20	277	0.310	0.17246±66	1.748±17	0.07351±58	1027.9	0.2	
21	1z,ic,eq,au,nm	6	39	9	8	319	0.398	0.17680±18	1.807±23	0.07410±52	1044.2	-0.9	
22	2z,ic,eq,au,nm	8	17	4	3	447	0.349	0.1768±21	1.848±28	0.07581±66	1090.1	4.0	
23	3z,ic,pl,m1	7	92	18	5	1316	0.224	0.16994±64	1.714±88	0.07315±26	1018.1	0.7	
24	5z,ic,pl,dia	9	46	8	6	643	0.247	0.15561±76	1.554±22	0.07245±92	998.5	7.1	
AG96-1047 - Dyke de diabase													
25	1z,ic,eq,xn,dia	18	49	8	12	764	0.170	0.1611±7	1.59±7	0.07159±18	974.3	1.2	

[1] Min.: nombre de grains; z=zircon; m=monazite; t=titanite; ic=incolore; b=brun; au=automorphe; sb=subautomorphe; hex=hexagonal; xn=xénomorphe; f=fragment; bp=bipyramide; pc=prisme court; pl=prisme long; eq=équidimensionnel à facettes; tb=tabulaire; susceptibilité du séparateur magnétique: dia=diamagnétique,nm=non-magnétique; m0=magnétique à 0° d'inclinaison etc., fi=non-magnétique à 1.0-1.8 A et 10° de pente.

[2] Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

[3] Corrigé pour la discrimination de masse

[4] Corrigé pour la discrimination de masse, la contamination moyenne (z, Pb=10 pg, U=1 pg; t,m, Pb=35 pg, U=5 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2 écarts-type. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

2.1 AG96-2110: roches granitoïdes du complexe de Manitou

Le complexe gneissique de Manitou est constitué de deux associations lithologiques différentes, l'une composée d'unités gneissiques et l'autre d'unités intrusives. Ces deux associations lithologiques présentent des assemblages minéralogiques typiques des faciès métamorphiques amphibolite supérieur et granulite. L'échantillon AG96-2110 est une roche granitoïde massive, localement foliée; la présence de fluorine, qui fut récupérée avec les différentes fractions de minéraux lourds extraites pour les fins de datation U-Pb, est compatible avec l'interprétation que les différentes lithologies composant le complexe, notamment des syénites et des mangérites, représentent une suite intrusive à caractère alcalin.

Les zircons extraits de l'échantillon AG-2110 sont peu abondants mais constituent une population homogène, à quelques exceptions près. Les cristaux de zircon, de couleur dorée, sont sub-automorphes formant des prismes courts, presque équidimensionnels, et montrant un développement important de faces secondaires, autant au niveau de la section prismatique que celui des terminaisons. Tous les cristaux possèdent des inclusions translucides.

L'analyse de cinq fractions, composées chacune de un à trois cristaux, a livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre 1160.3 et 1172.1 Ma avec des degrés de discordance entre -1.5% et 7.3% (#1 à 5; Tableau 2). Ces analyses se distribuent sur une même droite discordia dont la régression permet de définir un intercepte supérieur à 1168 ± 6 Ma et un intercepte inférieur à -68 ± 92 Ma (Fig. 2.1). L'âge de 1168 ± 6 Ma est interprété comme datant le moment de mise en place de la roche granitoïde, tandis que l'âge de l'intercepte inférieur indique que les zircons ont essentiellement été affectés par une perte en plomb récente. L'analyse d'une sixième fraction (#6), constituée de 4 petits prismes courts et incolores, a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1061.5 Ma (discordant de -0.9%; Fig. 2.1). Il est difficile d'évaluer la signification géologique exacte de ce dernier résultat; on pourrait évidemment l'associer à l'épisode de déformation d'âge grenvillien mais nous n'avons

pas, à l'heure actuelle, de critères objectifs permettant d'affirmer qu'il s'agit d'une population de zircons formés pendant un événement métamorphique.

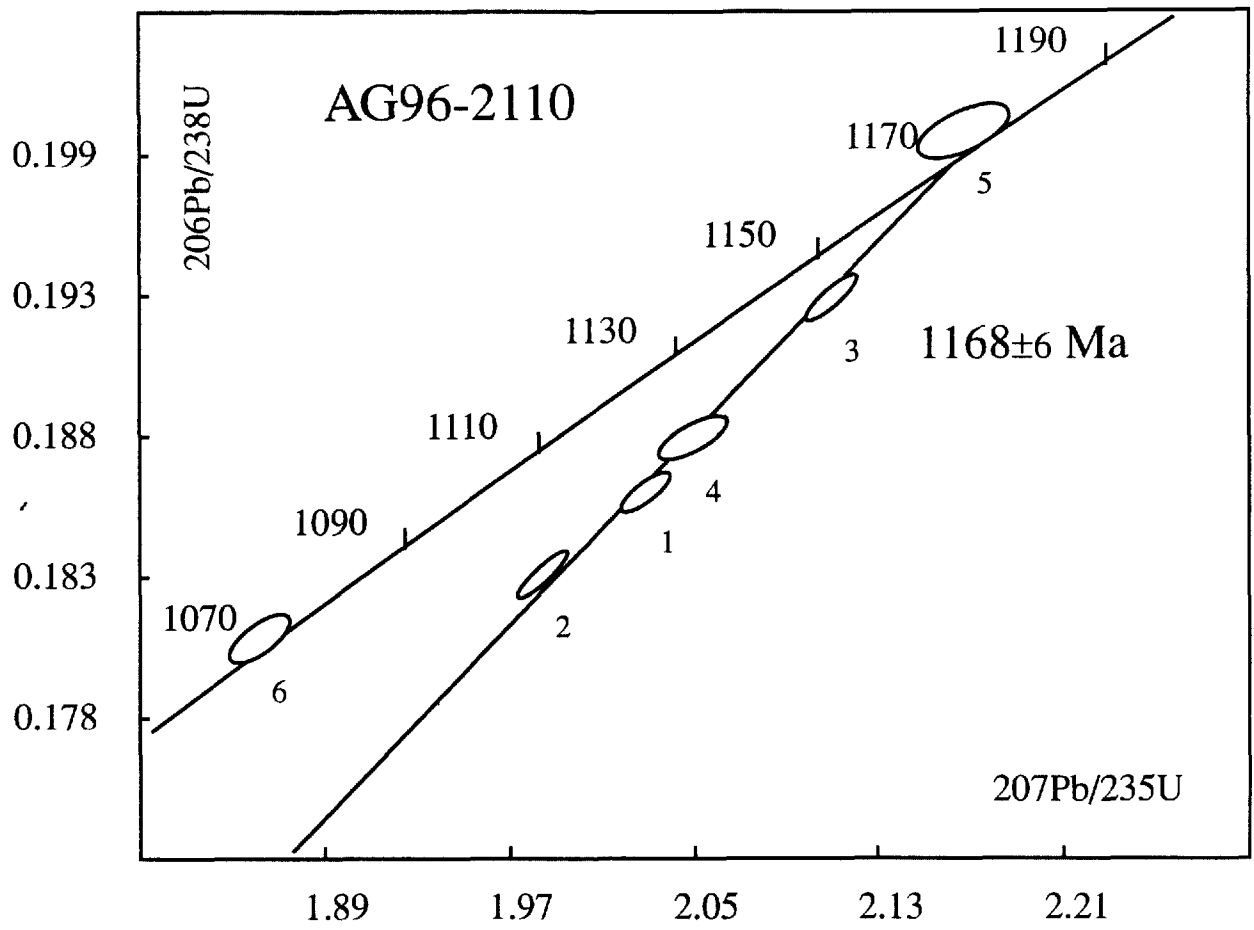


Figure 2.1: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour six fractions de zircon extraites d'un granite du complexe de Manitou.

2.2 AG96-1314: mangérite du complexe intrusif de Matamec

Un échantillon de mangérite à feldspath potassique, de granulométrie grossière, a été prélevé dans le complexe igné de Matamec. Le complexe est composé de lithologies partiellement à totalement recristallisées et présente les évidences d'un métamorphisme au faciès granulite. Les différentes caractéristiques de l'ensemble des lithologies du complexe de Matamec montrent une analogie avec celles du complexe de Manicouagan. Finalement, le complexe de Matamec constitue une écaille tectonique transportée sur le complexe gneissique de Manitou.

Les zircons tirés de l'échantillon de mangérite sont abondants et semblent se répartir en deux populations distinctes, mais homogènes, un faible pourcentage de cristaux xénomorphes et équidimensionnels représentant une troisième catégorie de grains qui sont vraisemblablement le résultat d'un phénomène d'assimilation. Les fractions analytiques #7 et 8 (Tableau 2) ont porté sur des prismes allongés, incolores, aux formes simples, sans inclusion, mais dont les arêtes étaient légèrement émoussées. Les résultats obtenus pour ces fractions ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1386.7 Ma (3.7% discordant) et 1409.9 Ma (4.5% discordant). L'absence de cohérence dans les résultats analytiques obtenus pour ces deux premières analyses (Fig. 2.2) nous ont mené à poursuivre le travail analytique en utilisant la deuxième population de zircons.

La seconde population de zircon est composée de prismes automorphes trapus, à section rectangulaire, caractérisés par des terminaisons asymétriques à facettes multiples. Ces cristaux contiennent une forte quantité d'inclusions translucides. Quatre fractions (#9 à 12), composées de quelques grains chacune, ont livrés des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ayant une faible distribution entre 1352.3 Ma (3.4% discordant) et 1367.0 Ma (1.7% discordant). Ces quatre résultats ont été régressés et déterminent une droite discordia ayant un intercepte supérieur à $1371 \pm 7/-5$ Ma (Fig. 2.2) que l'on interprète comme étant celui de la mise en place de la mangérite. Cet âge est, aux erreurs près, similaire à celui déterminé pour les roches granitoïdes du complexe de Manitou.

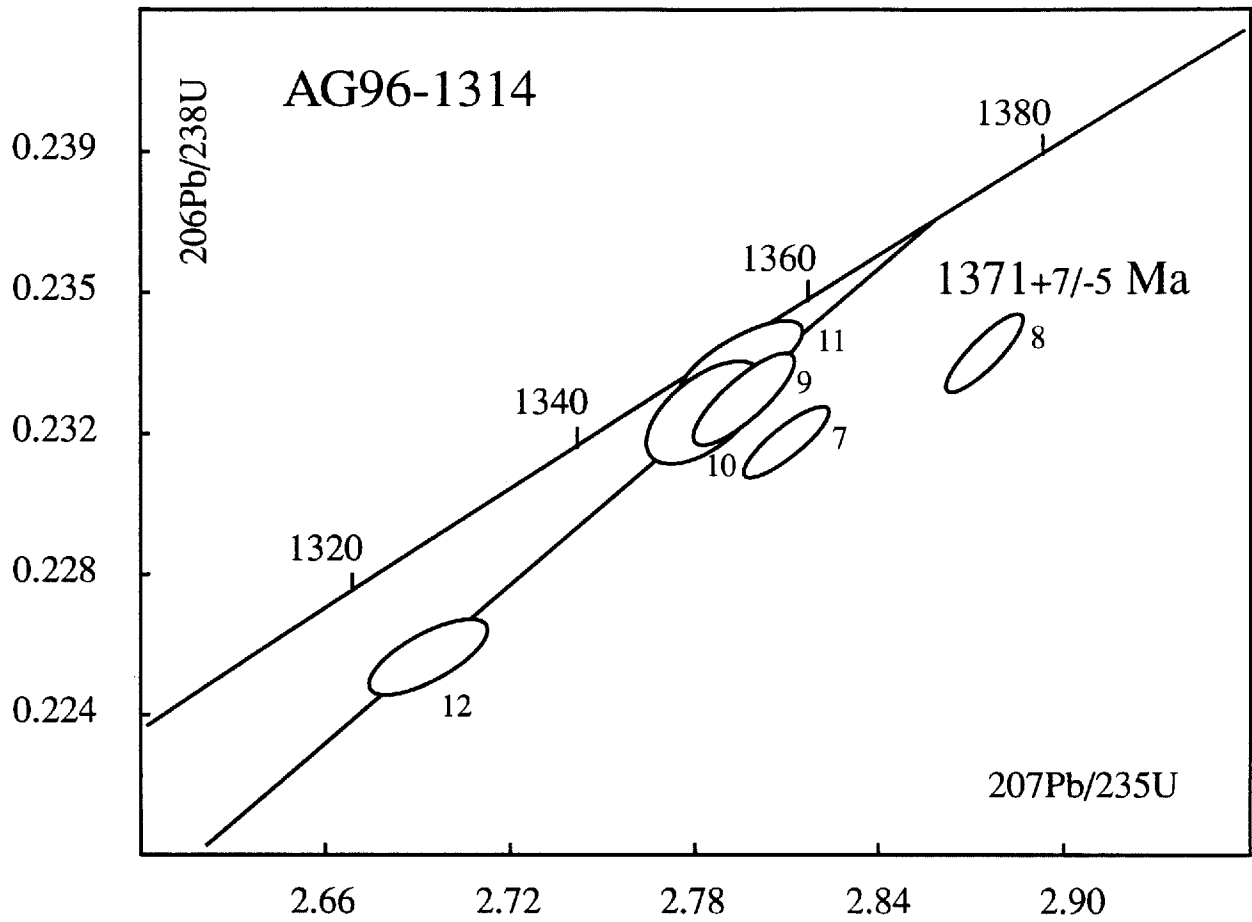


Figure 2.2: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour six fractions de zircon extraites d'une mangérite du complexe de Matamec.

2.3 AG96-2629: granite porphyrique du complexe de Matamec

Un second échantillon caractéristique des lithologies constituant le complexe igné de Matamec a fait l'objet d'une étude géochronologique; il s'agit d'un granite porphyrique riche en quartz. Les zircons extraits de cet échantillon ne constituent pas une population morphologiquement homogène. Plus de 90% des zircons sont xénomorphes, incolores à légèrement dorés, et quelques rares cristaux présentent des réminiscences de faces cristallines. Seule une faible partie des grains de zircon semblent former une population aux caractéristiques morphologiques comparables. Il s'agit de prismes incolores, automorphes à sub-automorphes, ayant des terminaisons pyramidales sur lesquelles se sont formées des faces cristallines de deuxième génération.

Plusieurs fractions analytiques ont été isolées; elles étaient composées de quelques cristaux entiers de zircon automorphe, tirés de populations ayant des propriétés magnétiques différentes. Les résultats analytiques obtenus pour les fractions #13 et 14 (Tableau 2) ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ très semblables, à 1386.7 et 1385.0 Ma, respectivement discordants de 3.4 et 4.7%. Quatre analyses additionnelles ont par la suite été effectuées (#15 à 18) en utilisant la même population morphologique mais en augmentant sensiblement le temps (et donc l'efficacité) de l'abrasion. Les résultats obtenus pour ces analyses ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pratiquement identiques, aux environs de 1371 Ma (#15 à 18), soit près de 15 Ma plus jeune que les âges obtenus pour les fractions #13 et 14. Les fractions #15 à 18 se placent le long d'une même droite de régression (Fig. 2.3) dont l'intercepte supérieur correspond à un âge de 1371 ± 2 Ma (Fig. 2.3) et l'intercepte inférieur à -10 Ma. La date de 1371 ± 2 Ma livré par l'intercepte supérieur est interprété comme représentant l'âge de cristallisation du granite; l'on notera qu'il est identique à celui obtenu pour l'échantillon de mangérite AG96-1314 provenant du même complexe.

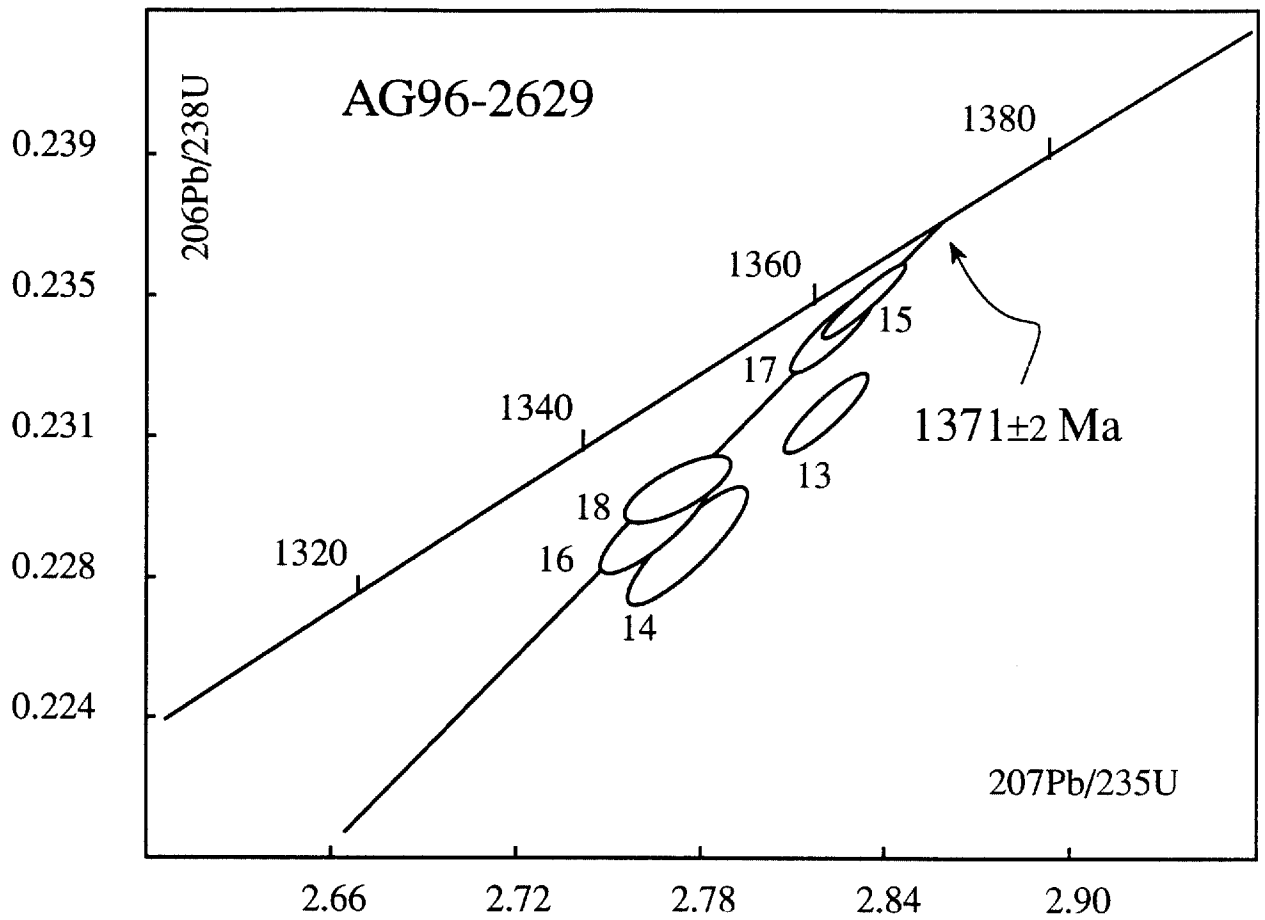


Figure 2.3: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour six fractions de zircon extraites d'un granite du complexe de Matamec.

2.4 AG96-297: granite du Lac Bigot

Les intrusions tardives de la région Manitou-Nipisso sont, pour la plupart d'entre elles, de composition granitique. Le granite non déformé du lac Bigot est intrusif dans les lithologies qui composent le complexe igné de Matamec et son étude avait pour but de préciser l'âge minimal de la mise en place structurale du complexe.

Les zircons tirés de cet échantillon se présentent selon deux types morphologiques distincts: le premier correspond à des cristaux sub-automorphes, légèrement dorés, à section rectangulaire (1:3-6) et contenant de nombreuses inclusions, tandis que le second est constitué de prismes automorphes, trapus à équidimensionnels, incolores et limpides. Ces derniers montrent des faces prismatiques et des terminaisons pyramidales simples; toutefois, des prismes allongés caractérisés par des terminaisons pyramidales devenant de plus en plus complexes, pourraient également être associés à cette seconde population.

Six fractions, (#19 à 24; Tableau 2) constituées de 1 à 5 grains appartenant à la deuxième population, ont été analysées. Elles ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre 998.5 et 1090.1 Ma, discordants de -0.9 à 7.1%. A l'exception de la fraction analytique #22, les résultats se répartissent selon une même droite discordia dont l'intercepte supérieur est de $1030+12/-7$ Ma et l'intercepte inférieur de 429 ± 21 Ma (Fig. 2.4; probabilité de coïncidence de 42%). L'âge de $1030+12/-7$ Ma défini par l'intercepte supérieur est interprété comme étant celui de la mise en place de l'intrusion granitique. Les résultats livrés par la fraction analytique #22 ne peuvent que représenter un mélange entre des matériaux (surcroissances ?) formés lors de la cristallisation du magma à 1030 Ma et des zircons hérités, plus anciens et présents en inclusion.

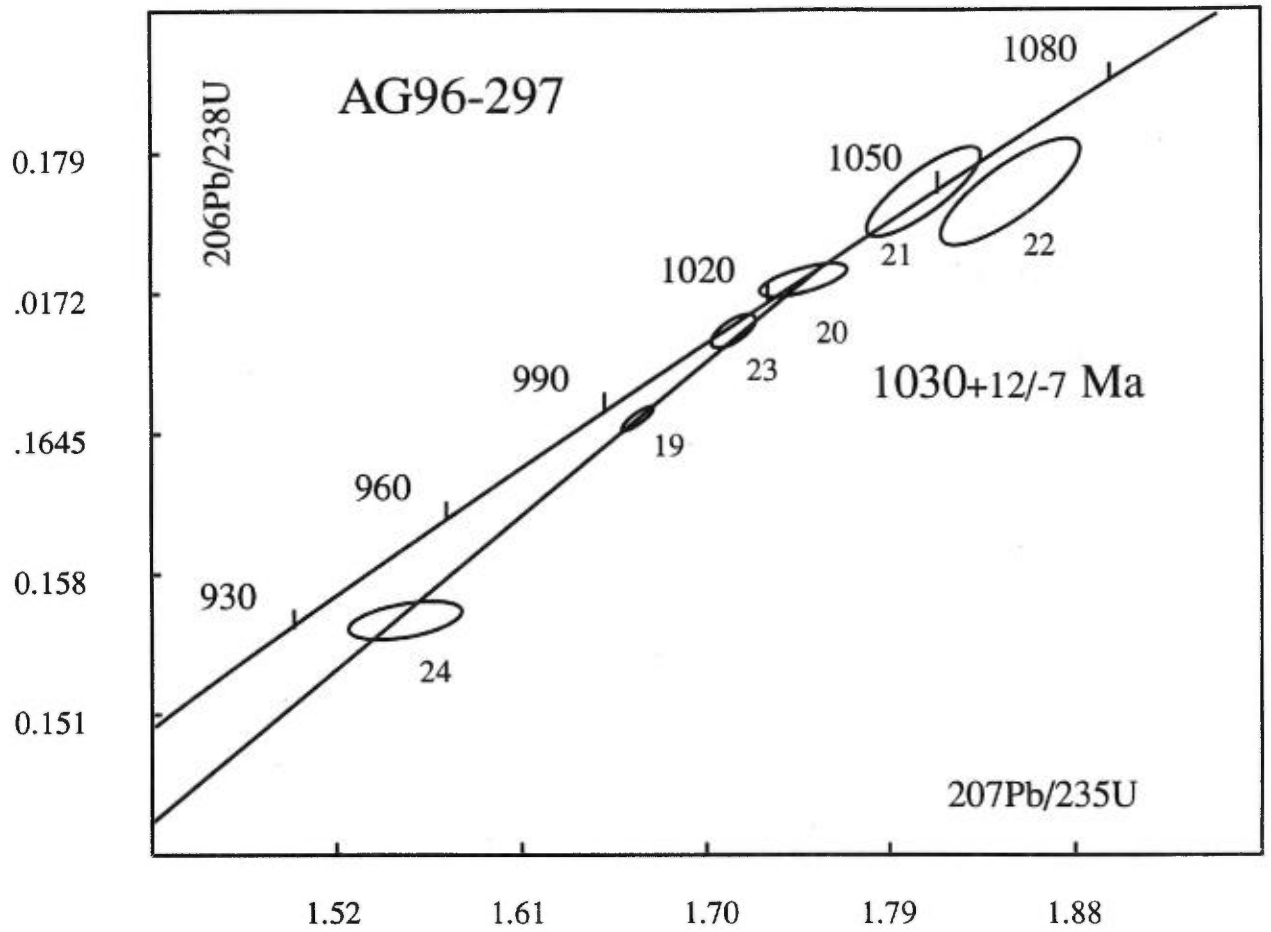


Figure 2.4: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour six fractions de zircon extraites d'un granite du Lac Bigot.

2.5 AG96-1047: dyke de diabase tardif

Dans cet échantillon de dyke de diabase tardif, qui occupe principalement la partie nord-ouest de la région du lac Manitou, nous avons extrait les zircons d'un matériel de composition granitique correspondant vraisemblablement au liquide de fin de cristallisation. Dans l'ensemble, les zircons montrent des caractéristiques morphologiques très hétérogènes. Les cristaux sont xénomorphes et équidimensionnels, incolores à rougeâtres et les quelques grains qui présentent des faces cristallines sont complètement émoussés; toutes ces caractéristiques sont typiques de cristaux affectés par un métamorphisme de haut grade. La plupart des grains représentent donc des zircons hérités qui ont été assimilés dans le magma basaltique, sans être complètement digérés.

Quatre fractions analytiques ont été préparées en utilisant chaque fois un seul grain de zircon équidimensionnel, xénomorphe et limpide. Tous les zircons choisis n'ont livré que de très faibles teneurs en uranium et, de ce fait, une seule des fractions a produit un signal suffisamment intense au spectromètre de masse pour obtenir des résultats acceptables (#25; Tableau 2). Ce résultat fut d'ailleurs obtenu pour le plus gros des cristaux préparés et il livre un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 974.3 Ma (1.2 % de discordance; Fig. 2.5). Ce résultat est interprété comme représentant l'âge minimum de la mise en place du granite, un intrusif vraisemblablement associé à la période du métamorphisme grenvillien.

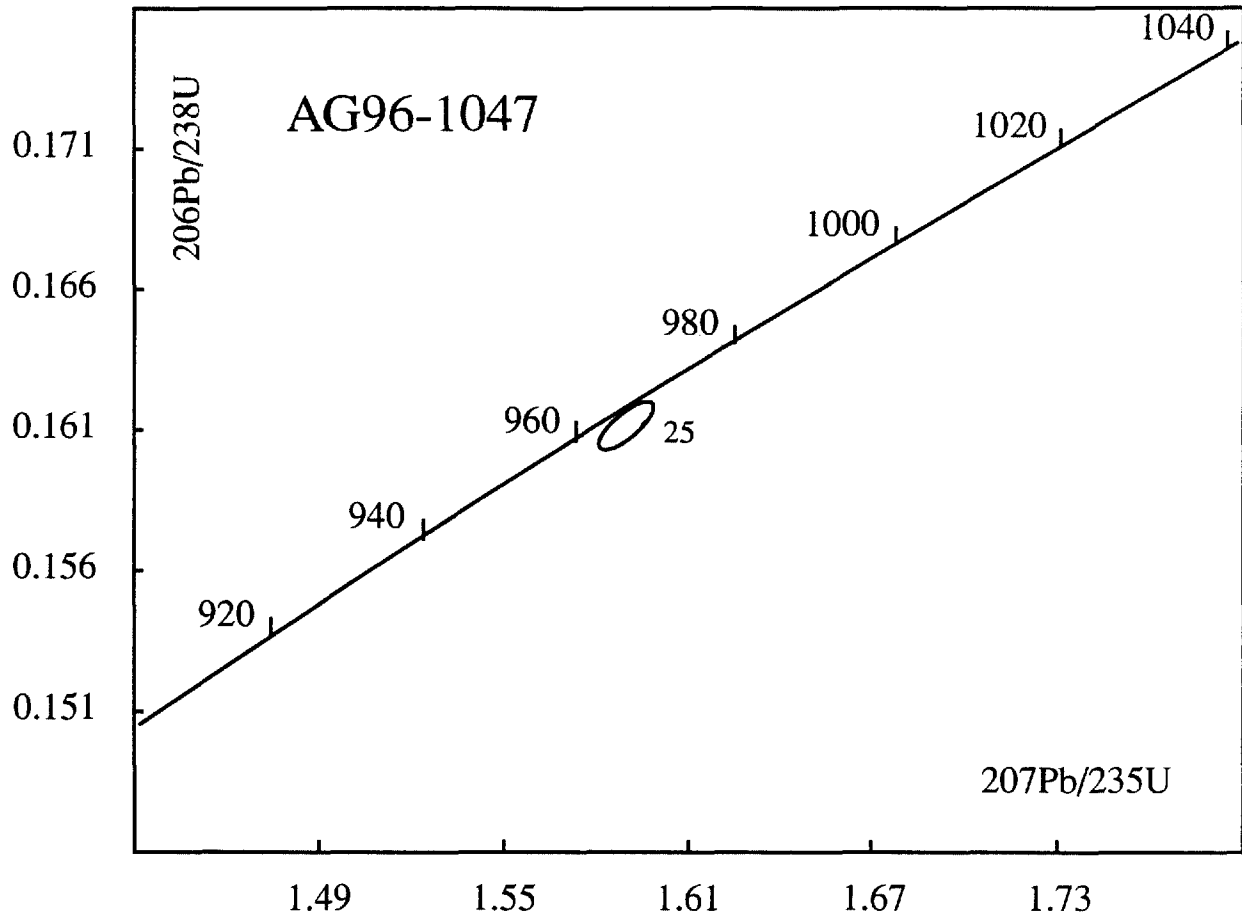


Figure 2.5: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour un grain individuel de zircon extrait d'un dyke de diabase tardif.

3 Projet de Wakeham

Les travaux de datation sur des unités lithologiques du terrane de Wakeham s'inscrivent dans la poursuite de ceux qui ont été entrepris au cours de l'année 1995-1996. Dans la présente étude, cinq échantillons de nature très différente ont été traités: des datations ont été réalisées pour des zircons détritiques extraits d'un échantillon d'arkose, pour un granite rapakivi provenant de la région du Lac Bohier et pour un granite gneissique considéré comme pouvant représenter le socle de ce terrane. Finalement, deux échantillons de gabbros ont également été traités pour en extraire des minéraux propices à la datation U-Pb.

**TABLEAU 3.1: Résultats de l'analyse par ablation laser et ICP-MS
Projet de Wakeham - Arkose Zr3**

#zr	n	204 (cps)	207 (cps)	207Pb/ 206Pb	Ecart- Type	E.-T. relatif (%)	AGE (Ma)	+	-
	[a]	[b]	[c]	[d]				[e]	[e]
1	5	40	3221	0.1851	0.015	7.95	2700	76	81
2	5	60	7995	0.1105	0.005	4.39	1808	46	49
3	5	48	2098	0.1115	0.005	4.63	1825	49	51
4	5	49	8184	0.1675	0.007	4.25	2533	42	43
5	5	56	2316	0.1201	0.002	1.80	1958	19	19
6	5	38	1894	0.1328	0.012	9.01	2136	90	97
7	5	68	7444	0.1828	0.006	3.37	2679	33	33
8	5	57	3954	0.1187	0.011	8.93	1938	92	98
9	5	68	1572	0.2028	0.093	45.70	2849	385	530
10	5	68	4311	0.1668	0.009	5.44	2526	53	55
11	5	51	1633	0.1226	0.011	8.94	1995	92	97
12	5	55	3379	0.1152	0.004	3.89	1883	41	42
13	5	42	1610	0.1083	0.008	7.45	1772	79	83
14	5	51	1136	0.1174	0.005	4.08	1918	43	44
15	5	52	3456	0.1122	0.005	4.04	1836	43	44
16	5	37	1981	0.1109	0.002	1.88	1815	20	20
17	5	51	4617	0.1074	0.005	4.74	1755	51	52
18	5	79	3739	0.1169	0.004	3.82	1911	40	42
19	5	49	1689	0.1112	0.003	2.93	1820	31	32
20	5	38	682	0.1010	0.006	6.01	1644	65	68
21	5	64	1433	0.1043	0.004	3.79	1702	41	42
22	5	31	1744	0.0880	0.006	7.25	1382	81	85
23	5	107	3285	0.1041	0.003	3.28	1700	35	37
24	5	53	3810	0.1611	0.006	3.90	2468	38	40
25	5	57	3068	0.1150	0.004	3.22	1880	34	35
26	5	55	10871	0.1621	0.006	3.89	2478	39	40
27	5	21	3139	0.1190	0.002	1.71	1942	18	18
28	5	51	4670	0.1121	0.008	7.34	1835	77	82
29	5	42	3039	0.1125	0.005	4.33	1841	46	47
30	5	51	2237	0.1126	0.008	7.50	1842	79	83
31	5	4	5356	0.1667	0.012	7.05	2525	69	72
32	5	18	1695	0.1102	0.009	8.19	1803	86	91
33	5	31	2101	0.1309	0.021	16.27	2110	161	180
34	5	25	1894	0.1164	0.012	10.28	1902	106	114
35	5	5	896	0.1155	0.009	8.04	1889	83	89
36	5	-3	2170	0.1056	0.002	2.03	1725	22	22
37	5	31	5669	0.1045	0.005	4.55	1706	50	50
38	5	27	5113	0.1098	0.002	2.02	1797	22	22
39	5	26	1453	0.1015	0.004	3.92	1653	42	44
40	5	27	5053	0.1063	0.001	1.12	1737	12	12
41	5	38	6490	0.1585	0.012	7.43	2440	73	77
42	5	54	11418	0.1468	0.004	2.99	2309	30	31
43	5	25	10248	0.1223	0.009	6.96	1991	72	75

TABLEAU 3.1: Résultats de l'analyse par ablation laser et ICP-MS (suite)
Projet Wakeham - Arkose Zr3

#zr	n	204 (cps)	207 (cps)	207Pb/ 206Pb	STD	RSD (%)	AGE (Ma)	+	-
	[a]	[b]	[c]	[d]				[e]	[e]
44	5	37	3940	0.1129	0.004	3.21	1848	34	35
45	5	59	3707	0.1192	0.006	4.77	1944	50	51
46	5	64	4125	0.1032	0.004	3.71	1684	40	42
47	5	27	2468	0.1100	0.003	2.55	1800	27	28
48	5	32	1828	0.1065	0.005	4.60	1742	49	51
49	5	51	2213	0.1003	0.005	5.05	1631	55	57
50	5	75	1882	0.1137	0.008	6.77	1860	71	75
51	5	49	1793	0.1086	0.016	15.08	1777	156	173
52	5	58	1097	0.1231	0.009	7.60	2002	78	82
53	5	49	4505	0.1111	0.004	3.22	1818	35	35
54	5	40	8800	0.1013	0.003	2.80	1648	30	31
55	5	50	3361	0.1110	0.013	11.81	1816	123	133
56	5	33	8322	0.1075	0.002	1.87	1759	20	21
57	5	33	3159	0.1396	0.014	10.29	2222	103	110
58	5	9	2378	0.1655	0.014	8.24	2514	80	85
59	5	31	2223	0.1138	0.007	6.21	1861	65	68
60	5	21	1379	0.1065	0.004	3.47	1741	37	38

[a] Nombre de cycles par bloc de données.

[b] Nombre de coups brut par seconde, incluant le bruit électronique, 204Hg et 204Pb.

[c] Nombre de coups brut par seconde, incluant le bruit électronique.

[d] Rapport corrigé pour le blanc d'Ar et la discrimination de masse.

[e] Intervalle de confiance de 70%.

3.1 Zr3 (YL96-5201): subarkose du Supergroupe de Wakeham

Un échantillon de grès ayant une composition subarkosique a été étudié dans le but de définir l'âge des populations de zircon détritique qu'il contient et d'en déduire des informations pertinentes quant à la nature des terrains sources dont sont issus les matériaux sédimentaires qui se sont accumulés pour former le Groupe d'Aguanus. Les zircons extraits de cet échantillon sont typiquement très arrondis et ils présentent des surfaces givrées caractéristiques de matériel ayant été transporté dans un milieu aqueux agité. Les cristaux sont xénomorphes, incolores à brun rougeâtre, ou légèrement dorés. Quelques cristaux (approximativement 5% de la population totale) sub-automorphes et de petites dimensions (< 30-40 μm) se présentent toujours comme des prismes trapus ou des cristaux équidimensionnels à multifacettes. Nous avons sélectionné des grains dont la taille était supérieure à 50 μm , une limite imposée par la méthode d'analyse par ablation laser et ICP-MS, en s'assurant que tous les types morphologiques de zircon soient présents dans la sous-population analysée et qu'elle soit donc aussi représentative que possible de l'ensemble des grains.

Les résultats de l'analyse de 60 grains détritiques (Tableau 3.1) sont illustrés sous forme d'histogramme à la Fig. 3.1. A l'exception d'un zircon ayant livré de fortes incertitudes (#9; Tableau 3.1), la moyenne des erreurs analytiques associées aux 59 autres analyses (calculée pour l'intervalle de confiance de 70%) est de l'ordre de +57/-60 Ma. Par conséquent, nous avons choisi de représenter les résultats obtenus à l'ICP-MS en utilisant des cases dont la taille horizontale correspond à un intervalle de temps de 125 Ma (Fig. 3.1), lequel est légèrement plus grand que celui de l'erreur analytique moyenne (~117 Ma). Il faut noter que la technique d'analyse par ICP-MS et ablation laser que nous avons utilisée ne permet, pour l'instant, que la détermination d'âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ lesquels ne correspondent à l'âge "vrai" du minéral que lorsque celui-ci est concordant *i.e.* qu'il

n'a pas subi de perturbation du système U-Pb, que ce soit lors d'un épisode de métamorphisme, d'altération ou autre. Malheureusement, il n'est pas encore possible, par cette méthode, de vérifier si les résultats sont effectivement concordants. En outre, les travaux que nous avons réalisés dans cette étude par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique, de même que la plupart des études similaires qui sont du domaine public dans la littérature scientifique, montrent que, malgré l'utilisation des techniques d'abrasion et le choix de zircons possédant le plus petit degré d'imperfections cristallines, bon nombre de zircons sont discordants. Bien que le degré de discordance soit inférieur à 10% dans la majorité des cas, il demeure que les âges livrés par la méthode de datation utilisant l'ICP-MS doivent être considérés comme des âges minimaux, sinon égaux à celui de l'âge effectif du minéral. En fait, quand on utilise ce type de méthodologie, il est probablement beaucoup plus approprié d'examiner les résultats de manière statistique, les maxima dans la distribution des âges marquant des événements géologiques "réels" se distinguant du "bruit de fond géologique".

Les résultats obtenus à l'analyse des zircons détritiques de l'arkose Zr3 couvrent un spectre d'âge variant de 1.38 ± 0.08 à 2.85 ± 0.45 Ga (Tableau 3.1). Un seul grain a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inférieur à 1.6 Ga (#22: 1.38 ± 0.08 Ga). L'âge apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de celui-ci est manifestement trop jeune puisque les intrusions porphyriques qui recoupent la séquence sédimentaire ont été datées à *ca.* 1495 Ma. Il s'agit manifestement d'un zircon soit très discordant ou très hétérogène, affecté par une histoire géologique complexe, ceci d'autant plus que l'erreur analytique associée à ce résultat est forte (voir Scott et Gauthier, 1996, pour une discussion détaillée). Il n'est donc pas conséquent d'interpréter ce résultat comme représentatif de l'âge maximal de la période de sédimentation des matériaux accumulés dans cette séquence. A l'examen de la Fig. 3.1, deux maxima se dégagent dans la fréquence de distribution des âges: le premier, vers 1.85 Ga, correspond au plus grand nombre des grains analysés tandis que le second, vers 2.6 Ga, est moins fortement représenté. Cette distribution montre que l'essentiel des grains de zircon présents dans

l'échantillon analysé est d'âge Paléoproterozoïque; elle reflète l'existence de régions-sources situées possiblement proches du bassin de sédimentation comme c'est le cas, du moins dans la configuration tectonique actuelle, des séquences volcano-sédimentaires constituant l'orogène du Nouveau-Québec. L'existence d'un pic dans la distribution de fréquence correspondant à la fin de l'Archéen peut-être interprétée de deux façons. D'une part, elle pourrait indiquer la présence de détritiques sédimentaires en provenance directe d'un socle archéen, lequel constitue une grande partie des roches présentement exposées au nord-ouest de ce bassin. La plus faible abondance des zircons datant de cette période pourrait s'expliquer soit par des contributions moins importantes (ou plus distales), soit par une probabilité clairement plus élevée que les zircons les plus anciens aient été détruits par les processus géologiques naturels de recyclage sédimentaire, métamorphisme, altération, etc. D'autre part, il est également possible que la population de zircons détritiques datant de la fin de l'Archéen représente des matériaux ayant été recyclés dans un orogène paléoproterozoïque auquel cas l'ensemble des grains détritiques serait essentiellement issu de l'érosion de la même région-source. Toutefois, comme nous n'avons pas observé de différence systématique entre les morphologies des deux populations, nous pensons que la première hypothèse est la plus probante.

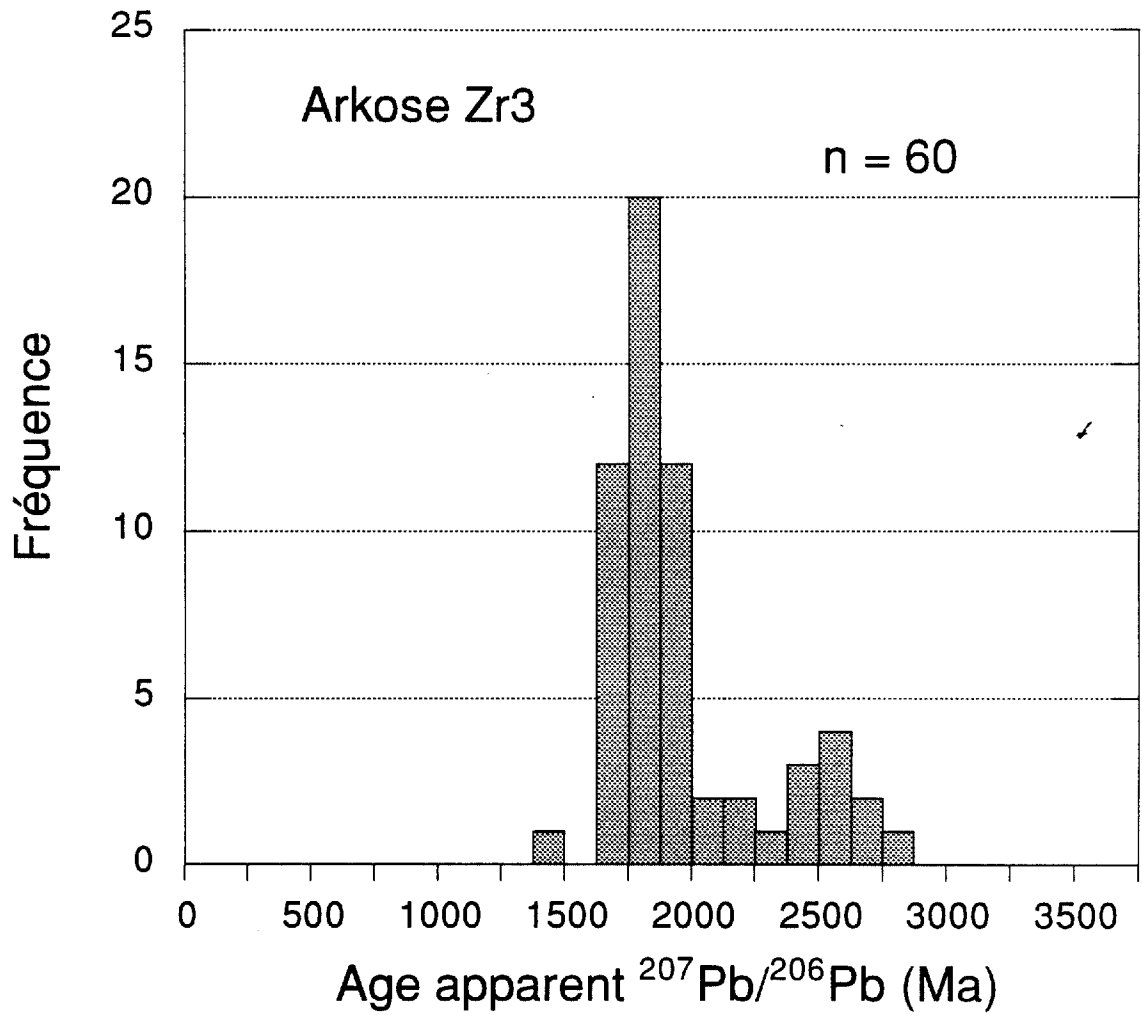


Figure 3.1: Histogramme de fréquence montrant la distribution des âges obtenus par ablation laser et ICP-MS sur des zircons individuels extraits d'une arkose du Supergroupe de Wakeham.

3.2 PV96-1231: Granite rapakivi

Ce granite rapakivi est une intrusion de composition uniforme ne montrant aucune relation cartographique avec les roches granitoïdes porphyriques datées à *ca.* 1495 Ma qui occupent la partie nord-est du terrain de Wakeham. Les zircons présents dans cet échantillon sont abondants et de très bonne qualité. Ils forment une population morphologique homogène constituée de prismes à section rectangulaire simple et à terminaison bi-pyramidale parfois asymétriques. Les cristaux sont incolores à légèrement dorés et contiennent peu d'inclusions translucides. Quatre fractions analytiques, constituées de 2 à 5 cristaux (#1 à 4; Tableau 3.2) ont livré des résultats de bonne qualité malgré leurs très faibles teneurs en U et en Pb. Les résultats obtenus sur les fractions #1 à 3 ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant de 1484.3 à 1496.2 Ma, faiblement discordants de 0.3 à 0.7%; la fraction #4 a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus jeune à 1427.0 Ma, discordante 4.3%. Les quatre fractions se placent sur une même droite discordia (Fig. 3.2) dont l'intercepte supérieur recoupe la courbe concordia à $1497+15/-9$ Ma, lequel représente l'âge de mise en place de l'intrusif, et un âge imprécis pour l'intercepte inférieur à 935 ± 170 Ma. Ce dernier témoigne vraisemblablement d'un phénomène de perte en Pb relié à l'épisode de déformation grenvillien. L'importance de l'incertitude associée à l'âge de l'intercepte supérieur provient du fait que les ellipses d'incertitude rattachées aux fractions analytiques #1 à 3 ont un axe long parallèle à celui de la courbe concordia et la recourent en grande partie (Fig. 3.2).

TABEAU 3.2 - Résultats analytiques: Région de Wakeham

Échantillon		Concentrations				Rapports isotopiques					AGE	
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206	disc. %
	[1]				[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	(Ma)	
PV96-1231 - Granite Rapakivi						(1497±15/-9 Ma; 935±170 Ma; 19% de probabilité)						
1	3z,ic,pc,au,dia	12	28	7	2	2071	0.121	0.2592±12	3.336±21	0.09334±19	1494.7	0.7
2	2z,ic,pc,au,dia	7	83	23	3	2964	0.148	0.2582±12	3.305±15	0.09282±24	1484.3	0.3
3	4z,f,ic,pc,au,dia	17	116	32	41	805	0.146	0.2595±18	3.342±27	0.09341±32	1496.2	0.7
4	5z,ic,pc,au,dia	20	71	18	9	2207	0.133	0.2372±25	2.946±40	0.09007±64	1427.0	4.3
PV96-1230 - Granite du Sud						(1515±30 Ma; 1017±22 Ma; 15% de probabilité)						
5	1z,ic,pc,xn,dia	5	115	29	7	1134	0.164	0.2348±15	2.787±45	0.0861±12	1340.3	-1.6
6	1z,ic,eq,xn,nm	1	69	17	5	228	0.190	0.2268±35	2.774±53	0.08872±88	1398.1	6.4
7	1z,ic,eq,xn,nm	1	339	81	5	1025	0.099	0.2338±9	2.844±16	0.08820±34	1386.8	2.6
8	1z,ic,eq,xn,nm	3	58	16	11	268	0.193	0.2455±12	3.079±30	0.09095±72	1445.5	2.3
9	m,j,fr,au,fi	4	2468	1964	38	2851	4.26	0.1722±6	1.745±8	0.07349±10	1027.6	0.3

[1] Min.: nombre de grains; z=zircon; m=monazite; t=titanite; ic=incolore; b=brun; au=automorphe; sb=subautomorphe; hex=hexagonal; xn=xénomorphe; f=fragment; bp=bipyramide; pc=prisme court; pl=prisme long; eq=équidimensionnel à facettes; tb=tabulaire; susceptibilité du séparateur magnétique: dia=diamagnétique,nm=non-magnétique; m0=magnétique à 0° d'inclinaison etc., fi=non-magnétique à 1.0-1.8 A et 10° de pente.

[2] Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

[3] Corrigé pour la discrimination de masse

[4] Corrigé pour la discrimination de masse, la contamination moyenne (z, Pb=10 pg, U=1 pg; t,m, Pb=35 pg, U=5 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2 écarts-type. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

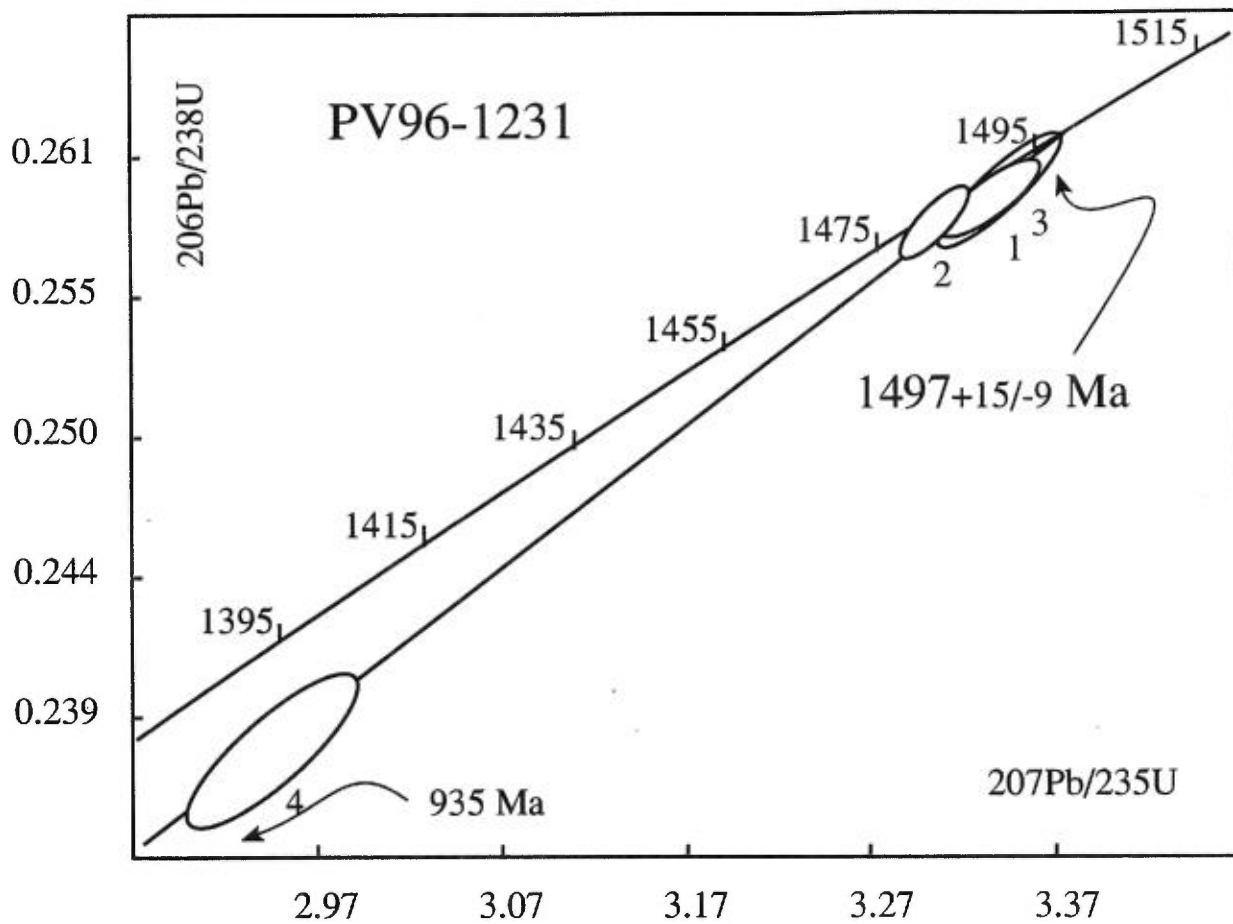


Figure 3.2: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour quatre fractions de zircon extraites d'un granite rapakivi du terrane de Wakeham.

3.3 PV96-1230: Granite du Sud

Le Granite du Sud est un intrusif comprenant plusieurs facies lithologiques, notamment un facies granitique gneissique localement migmatitique. L'objectif premier de notre travail était d'établir l'âge de mise en place de cet intrusif et de confirmer l'hypothèse que cette lithologie puisse représenter le socle de toute la séquence. Les zircons extraits de cet échantillon ne constituent pas une population homogène: l'on y trouve des cristaux sub-automorphes ayant des formes de baguettes, des prismes trapus ou équidimensionnels de même qu'une forte proportion de grains xénomorphes. Les zircons sont généralement incolores, mais des grains brunâtres, très fracturés et possédant d'abondantes inclusions sont également présents. Quatre fractions analytiques ont été préparées (#5 à 8; Tableau 3.2) en utilisant un seul cristal de zircon, soit d'aspect sub-automorphe prismatique ou d'aspect xénomorphe équidimensionnel. Les résultats analytiques obtenus pour la fraction #5 livrent un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1340 ± 6 Ma, concordant aux erreurs près (Fig. 3.3). Ce résultat diffère de ceux que nous avons obtenus lors des analyses subséquentes où les résultats livrent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre 1386.8 et 1445.5 Ma (2.3 % à 6.4% discordant). Une fragment de monazite (#9) a par ailleurs livré un âge de 1028 ± 4 Ma, concordant aux erreurs près. Une droite de régression calculée pour les fraction #6 à 9, mais excluant la fraction #5, livre une discordia ayant un intercepte supérieur à 1515 ± 30 Ma avec la courbe concordia et un intercepte inférieur à 1017 ± 22 Ma, mais une faible probabilité de coïncidence. L'âge obtenu pour le fragment de monazite indique clairement que ce granite a été affecté par un épisode thermique d'âge grenvillien. L'âge livré par l'intercepte supérieur est malheureusement mal défini, mais comparable aux erreurs près à la série d'intrusions porphyriques déjà datée à *ca.* 1.5 Ga, et il peu probable que cet échantillon appartienne à un socle plus ancien.

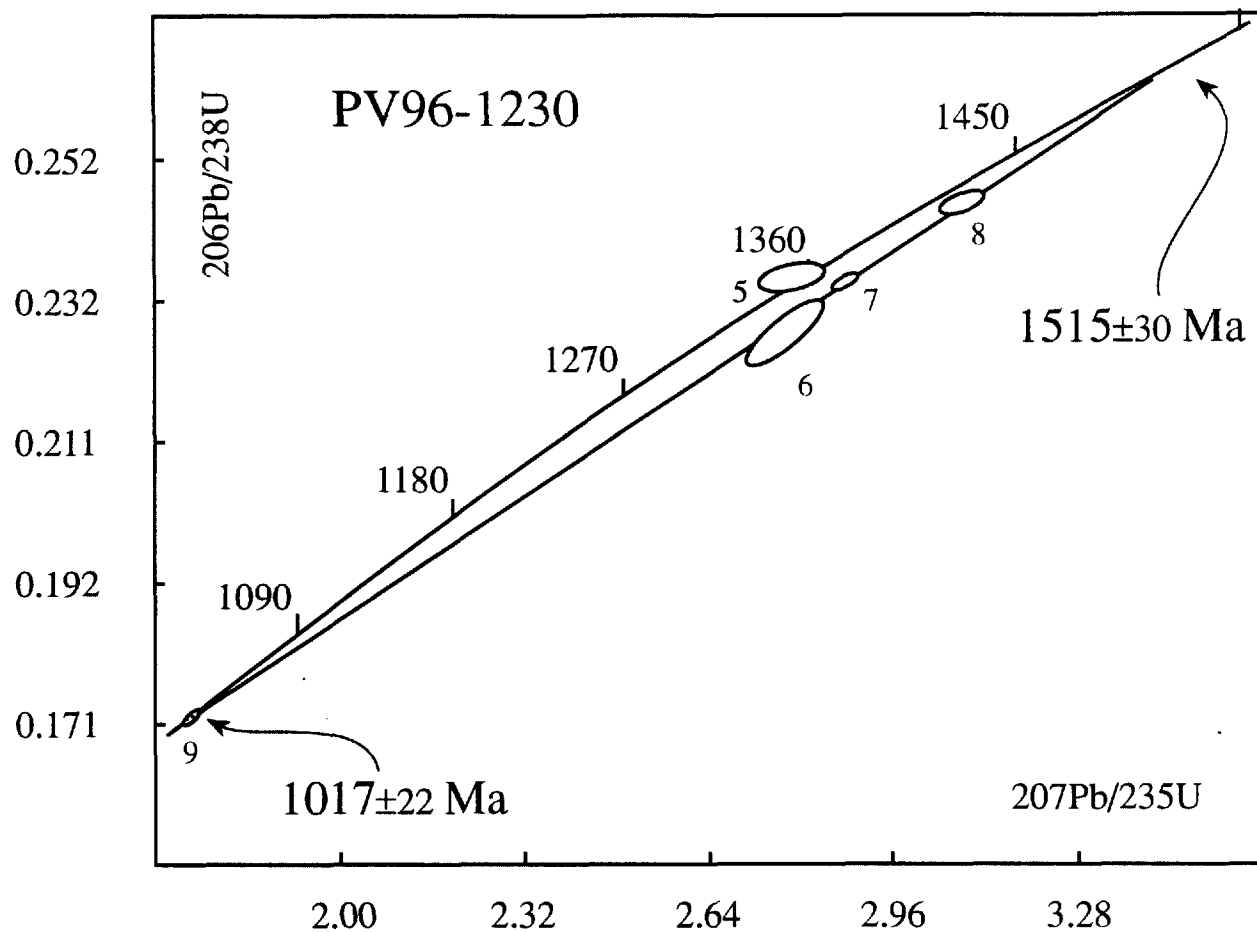


Figure 3.3: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour quatre grains individuels de de zircon (#5 à 8) et un grain de monazite (#9) extraits du Granite du Sud, terrane de Wakeham.

Vingt-quatre grains de zircon représentatifs des différents types morphologiques présents dans cet échantillon ont également été analysés par ablation laser et ICP-MS dans le but de mieux comprendre l'histoire géologique de cet échantillon et de vérifier l'interprétation faite ci-dessus. Les résultats de ces analyses sont présentés au Tableau 3.3 et illustrés sous forme d'histogramme à la Fig. 3.4. Les âges apparents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ déterminés par ICP-MS couvrent essentiellement la période du Paléoproterozoïque, s'étendant de 1.5 à 2.0 Ga, et définissent un maximum de fréquence qui coïncide avec la période orogénique du Tans-Hudson. Seuls deux grains de zircon reflètent la présence de matériaux plus anciens datant de l'Archéen et du néo-Archéen.

Il n'est pas aisé de tirer le sens géologique précis de l'ensemble de ces résultats. Certes, la formation de monazite à 1028 ± 4 Ma représente vraisemblablement la période de métamorphisme de haut-grade responsable de la formation du granite gneissique, qui peut être directement liée à l'évolution de l'orogène grenvillien *sensu stricto*. Les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par ablation-laser représentent des âges minimum, mais ils recouvrent néanmoins la principale fourchette d'âges définie par les zircons détritiques de l'arkose Z3. Deux interprétations peuvent être avancées pour expliquer leur présence dans le Granite du Sud. D'une part, elle pourrait être reliée à des phénomènes de contamination du magma granitique par les roches sédimentaires de la séquence, auquel cas l'âge de l'intercepte supérieur à 1515 ± 30 Ma représente celui de la mise en place de l'intrusif au sens strict. D'autre part, le granite gneissique pourrait être issu de la fusion de roches sédimentaires pendant la période de métamorphisme grenvillien, et le moment de sa mise en place serait représenté par l'âge de la monazite à 1028 ± 4 Ma. Dans ce scénario, le fait que les fractions analytiques #6, 7 et 8 se placent sur une même droite discordia ne serait que le fruit du hasard. Les informations dont nous disposons à l'heure actuelle ne permettent pas de trancher entre ces deux hypothèses.

**TABLEAU 3.3: Résultats de l'analyse par ablation laser et ICP-MS
Projet de Wakeham - Granite du Sud; xénocristaux de zircon.**

#zr	n	204 (cps)	207 (cps)	207Pb/ 206Pb	Ecart- Type	E.-T. relatif (%)	AGE (Ma)	+	-
	[a]	[b]	[c]	[d]				[e]	[e]
1	5	47	2661	0.0968	0.004	3.70	1564	41	42
2	5	71	3693	0.1167	0.008	7.18	1907	75	79
3	5	39	4168	0.0988	0.003	3.08	1603	33	35
4	5	48	3664	0.1009	0.004	4.13	1641	45	46
5	5	26	1277	0.1059	0.021	20.05	1730	205	236
6	5	32	2734	0.1040	0.009	9.03	1698	96	102
7	5	43	2216	0.1083	0.003	2.82	1772	30	31
8	5	47	2506	0.1029	0.009	8.36	1678	89	95
9	5	26	3338	0.1011	0.003	2.70	1645	30	30
10	5	61	2691	0.1193	0.010	8.77	1946	90	96
11	5	92	4058	0.1104	0.006	5.76	1806	61	64
12	5	41	1973	0.1108	0.027	24.09	1813	240	286
13	5	48	1729	0.1139	0.012	10.31	1863	107	115
14	5	86	4740	0.1062	0.009	8.27	1736	88	93
15	5	36	1645	0.1012	0.002	1.95	1648	21	22
16	5	88	2415	0.1203	0.042	34.65	1961	328	423
17	5	31	3786	0.0953	0.002	1.74	1534	19	20
18	5	60	2466	0.1060	0.010	9.39	1732	99	106
19	5	111	2747	0.1517	0.024	15.77	2365	152	169
20	4	491	10469	0.2207	0.063	28.47	2986	297	376
21	5	112	5329	0.1099	0.007	6.47	1799	68	72
22	5	54	3595	0.1071	0.006	5.62	1751	60	62
23	5	67	4045	0.0968	0.004	3.88	1563	43	44
24	4	66	5225	0.0980	0.005	5.10	1588	67	71

[a] Nombre de cycles par bloc de données.

[b] Nombre de coups brut par seconde, incluant le bruit électronique, 204Hg et 204Pb.

[c] Nombre de coups brut par seconde, incluant le bruit électronique.

[d] Rapport corrigé pour le blanc d'Ar et la discrimination de masse.

[e] Intervalle de confiance de 70%.

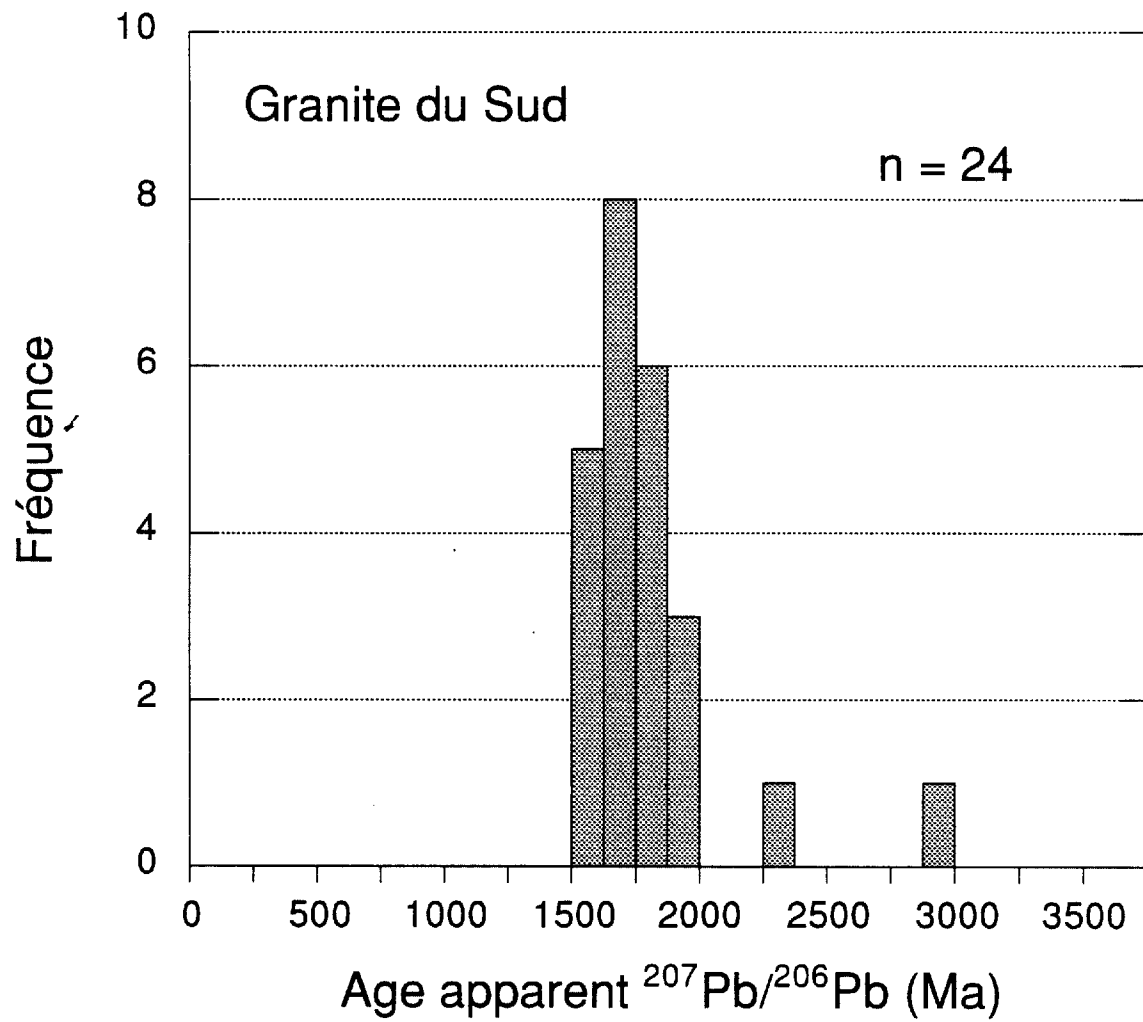


Figure 3.4: Histogramme de fréquence montrant la distribution des âges obtenus par ablation laser et ICP-MS sur des zircons individuels extraits du Granite du Sud, terrane de Wakeham.

3.4 Gabbros d'Olomane et du Sud

Deux échantillons de gabbro dans lesquels on avait noté la présence de baddeleyite (W.Trzcienski, communication personnelle) ont été broyés et traités de façon à en extraire ce minéral qui peut être daté précisément à l'aide de la méthode U-Pb. Il s'agit du gabbro du Lac Olomane, qui recoupe les sédiments du Groupe de Wakeham, et celui du Lac LeDoré qui recoupe les intrusifs prophyriques précédemment étudiées. Malgré l'attention particulière apportée au traitement de ces échantillons, ces deux gabbros n'ont pas livré des minéraux adéquats pour nos travaux de datation, hormis quelques zircons de très mauvaises qualité.

4 Minéralisation aurifère en Beauce

De toutes les occurrences de minéralisation aurifère en Beauce, le gîte de Bellechasse est définitivement l'un des mieux exposés. Il est constitué de veines de quartz recoupant un gabbro intrusif dans l'unité volcano-sédimentaire du Groupe de Magog. Les différentes localités à graptolites étudiées dans le Groupe de Magog ont permis depuis longtemps déjà de le positionner du point de vue stratigraphique à l'Ordovicien moyen. Dans le but de mieux préciser l'âge absolu de la Formation de Beauceville, appartenant au Groupe de Magog, et de préciser l'âge maximum de la mise en place des veines de quartz minéralisées, un échantillon de pyroclastite felsique a été étudié. Deux échantillons du gabbro provenant du gîte de Bellechasse ont aussi été traités dans le but d'en récupérer des phases minéralogiques permettant l'utilisation du géochronomètre U-Pb.

**TABLEAU 4.1: Résultats de l'analyse par ablation laser et ICP-MS
Projet Beauce - Tuff felsique de la Fm. de Beauceville; zircons hérités.**

#zr	n	204 (cps)	207 (cps)	207Pb/ 206Pb	Ecart- Type	E.-T. relatif (%)	AGE (Ma)	+	-
	[a]	[b]	[c]	[d]				[e]	[e]
1	5	300	6982	0.2627	0.133	50.82	3263	410	580
2	5	93	879	0.1155	0.040	34.53	1888	329	426
3	5	73	766	0.1108	0.011	9.73	1813	102	109
4	5	42	3801	0.1703	0.006	3.77	2561	37	38
5	5	66	687	0.0821	0.011	13.09	1249	145	161
6	5	63	3192	0.1075	0.002	2.11	1758	23	23
7	5	104	12583	0.1702	0.020	11.88	2560	114	123
8	5	36	1317	0.1377	0.007	5.34	2199	55	56
9	5	46	7731	0.1673	0.006	3.37	2531	34	34
10	5	26	907	0.0763	0.003	3.82	1103	44	46
11	5	62	4216	0.1156	0.008	7.32	1890	77	80
12	5	43	3022	0.1158	0.004	3.27	1893	35	35
13	5	81	1814	0.0827	0.007	8.50	1264	95	102
14	5	77	644	0.1087	0.005	4.32	1778	46	48
15	5	53	678	0.1152	0.006	5.23	1884	55	58
16	5	45	2025	0.1679	0.020	11.90	2537	115	124
17	5	55	2174	0.1654	0.012	7.20	2512	71	74
18	5	59	5309	0.1875	0.004	1.93	2721	19	19
19	5	65	1359	0.1271	0.020	15.94	2059	158	178
20	5	51	757	0.0863	0.006	7.11	1346	79	84
21	5	65	517	0.1028	0.008	7.63	1675	82	86
22	5	49	363	0.0878	0.012	13.44	1378	147	162
23	5	45	206	0.0973	0.009	9.43	1574	102	109

[a] Nombre de cycles par bloc de données.

[b] Nombre de coups brut par seconde, incluant le bruit électronique, 204Hg et 204Pb.

[c] Nombre de coups brut par seconde, incluant le bruit électronique.

[d] Rapport corrigé pour le blanc d'Ar et la discrimination de masse.

[e] Intervalle de confiance de 70%.

4.1 RM96-15: tuf felsique de la Formation de Beauceville

Un échantillon de tuf felsique a été recueilli dans l'ancienne carrière de Beauceville-Est; il est situé directement au-dessus d'un horizon de mudslate noir graphiteux dans lequel on retrouve des graptolites. Cette localité fossilifère a été corrélée stratigraphiquement à un intervalle de temps situé entre les zones à *bicornis* et *multidens* (communication personnelle de J. Riva à R. Marquis).

Les zircons extraits de l'échantillon sont abondants et se regroupent en plusieurs populations morphologiques différentes. De nombreux zircons sont certainement hérités de sources très anciennes puisqu'ils se présentent comme des cristaux équidimensionnels, à surface givrée, ayant une coloration rouge à brunâtre ou dorée. Par contre, quelques xénocristaux sub-automorphes, essentiellement des cristaux à section prismatique plus ou bien développée et aux arêtes émoussées, pourraient être issus d'un phénomène de contamination locale. Les résultats de l'analyse par ablation laser et ICP-MS de 23 xénocristaux représentatifs des différents types morphologiques observés sont présentés au Tableau 4.1 et la distribution des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus est illustrée à la Fig. 4.1. L'âge des zircons très arrondis et de coloration rougeâtre montre une très grande dispersion, s'étendant entre 1.5 et ~2.6 Ga, un zircon ayant même livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3.2 Ga. Les quelques cristaux subautomorphes incolores dont la taille était suffisamment grande pour être analysés ont livré des âges qui sont voisins de ceux que l'on retrouve dans la province de Grenville, soit entre 1.1 et 1.4 Ga.

Il existe par ailleurs, dans cet échantillon, une population de zircon que l'on interprète comme étant vraisemblablement reliée à la mise en place de l'évènement effusif. Il s'agit d'une population relativement homogène du point de vue morphologique, constituée de cristaux automorphes incolores formant des prismes allongés à section carrée ou rectangulaire avec des terminaisons pyramidales simples. Les cristaux sont plus ou moins limpides et présentent de nombreuses inclusions opaques. Plusieurs fractions de ce type morphologique, tirées de différentes populations magnétiques, ont été

analysées par dilution isotopique. Les résultats, présentés au Tableau 4.2, ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ très variables depuis 353 Ma (discordant de -28%) jusqu'à 1402 Ma (discordant de 45%). Ces résultats montrent, sans aucun doute, que la plupart des cristaux sont composites et qu'ils contiennent des inclusions de zircons anciens, souvent impossibles à reconnaître. Les analyses #6 et 8 ont été effectuées sur des fractions constituées exclusivement de fragments de zircon afin d'éviter, dans la mesure du possible, que des inclusions opaques soient présentes dans le matériel analysé. Elles ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ très semblables (463 ± 5 et 461 ± 6 Ma), concordants aux erreurs près, indiquant que ces zircons ont enregistré fidèlement l'âge de cristallisation du tuf.

Une régression des analyses #4, 5, 6 et 8 (Fig. 4.2), soit les plus concordantes de toutes les fractions étudiées, livre une droite discordia ayant un intercepte inférieur à $462\pm 4/-5$ Ma lequel date, à notre avis, la mise en place du tuf et un intercepte supérieur à ~ 1.15 Ga, lequel représente l'âge moyen des lithologies ayant été impliquées dans les processus de contamination de ce magma.

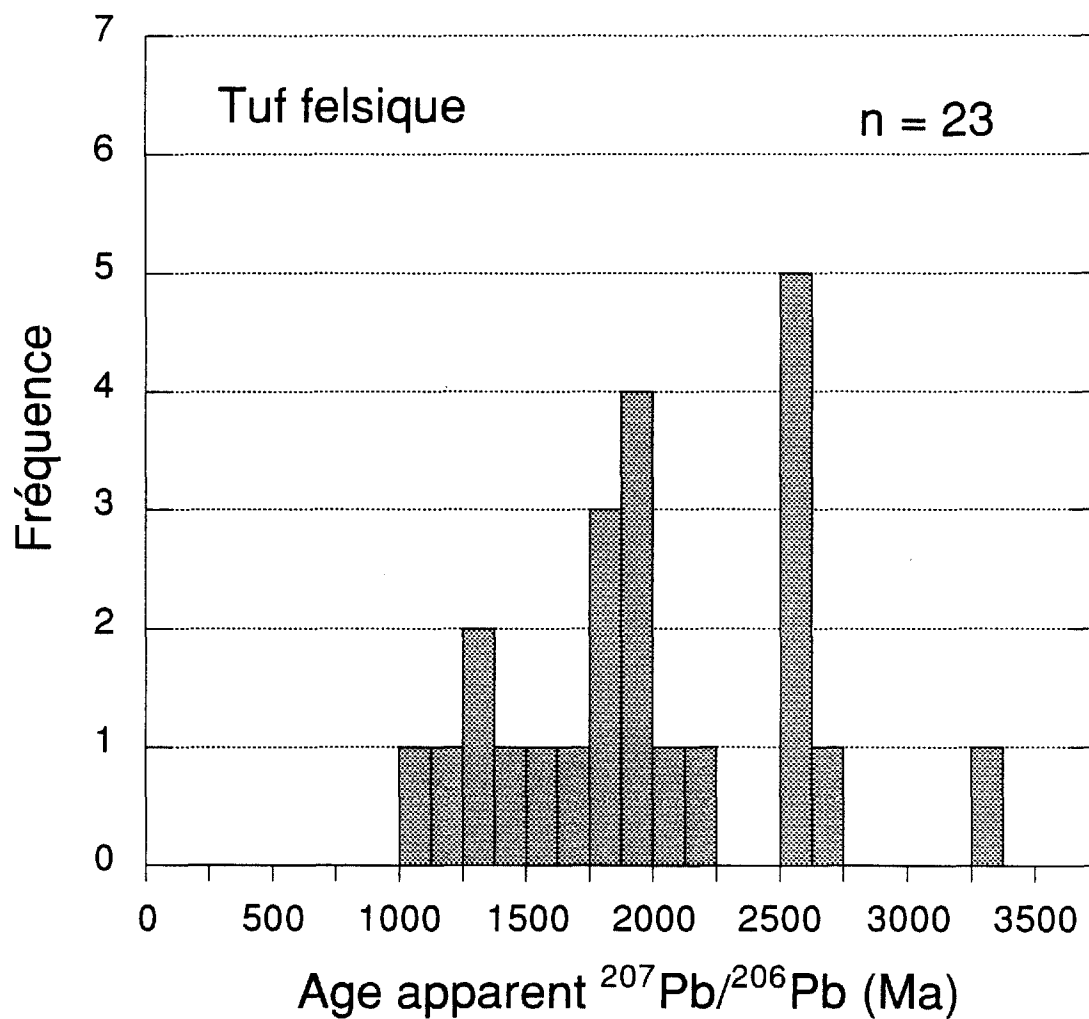


Figure 4.1: Histogramme de fréquence montrant la distribution des âges obtenus par ablation laser et ICP-MS sur des zircons individuels de la Formation de Beauceville.

TABEAU 4.2 - Résultats analytiques: projet Appalaches-Beauce

Échantillon		Concentrations				Rapports isotopiques					AGE	
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206 (Ma)	disc. %
	[1]			[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	[4]		
RM96-15 Pyroclastite Fm. de Beauceville					(462±4/-5 Ma)							
1	10z,ic,pc,sb,dia	30	84	7	8	1359	0.192	0.07210±92	0.5327±89	0.05358±58	353.4	-28.0
2	2z,ic,pc,au,dia	25	88	7	4	2771	0.186	0.07706±12	0.6278±50	0.05908±10	570.1	16.7
3	30z,ic,f,pc,dia	22	109	9	3	3720	0.177	0.07999±34	0.6478±46	0.05873±34	557.1	11.4
4	4z,ic,pl,sb,fi	17	78	7	9	785	0.183	0.08086±36	0.6588±55	0.05909±40	570.3	12.6
5	15z,ic,pc,f,fi	20	80	6	7	1071	0.195	0.07421±26	0.5756±37	0.05626±30	462.6	0.3
6	14z,ic,pl,sb,nm	22	107	15	8	2480	0.119	0.13323±46	1.6333±64	0.08892±14	1402.3	45.2
7	10z,ic,pc,f,m1	27	129	10	5	3324	0.203	0.07423±32	0.5752±37	0.05621±28	460.6	-0.2

[1] Min.: nombre de grains; z=zircon; m=monazite; t=titanite; ic=incolore; b=brun; au=automorphe; sb=subautomorphe; hex=hexagonal; xn=xénomorphe; f=fragment; bp=bipyramide; pc=prisme court; pl=prisme long; eq=équadimensionnel à facettes; tb=tabulaire; susceptibilité du séparateur magnétique: dia=diamagnétique,nm=non-magnétique; m0=magnétique à 0° d'inclinaison etc., fi=non-magnétique à 1.0-1.8 A et 10° de pente.

Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

[2] Corrigé pour la discrimination de masse

[3] Corrigé pour la discrimination de masse, la contamination moyenne (z, Pb=10 pg, U=1 pg; t,m, Pb=35 pg, U=5 pg), l'étalon et le

[4] Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2 écarts-type. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

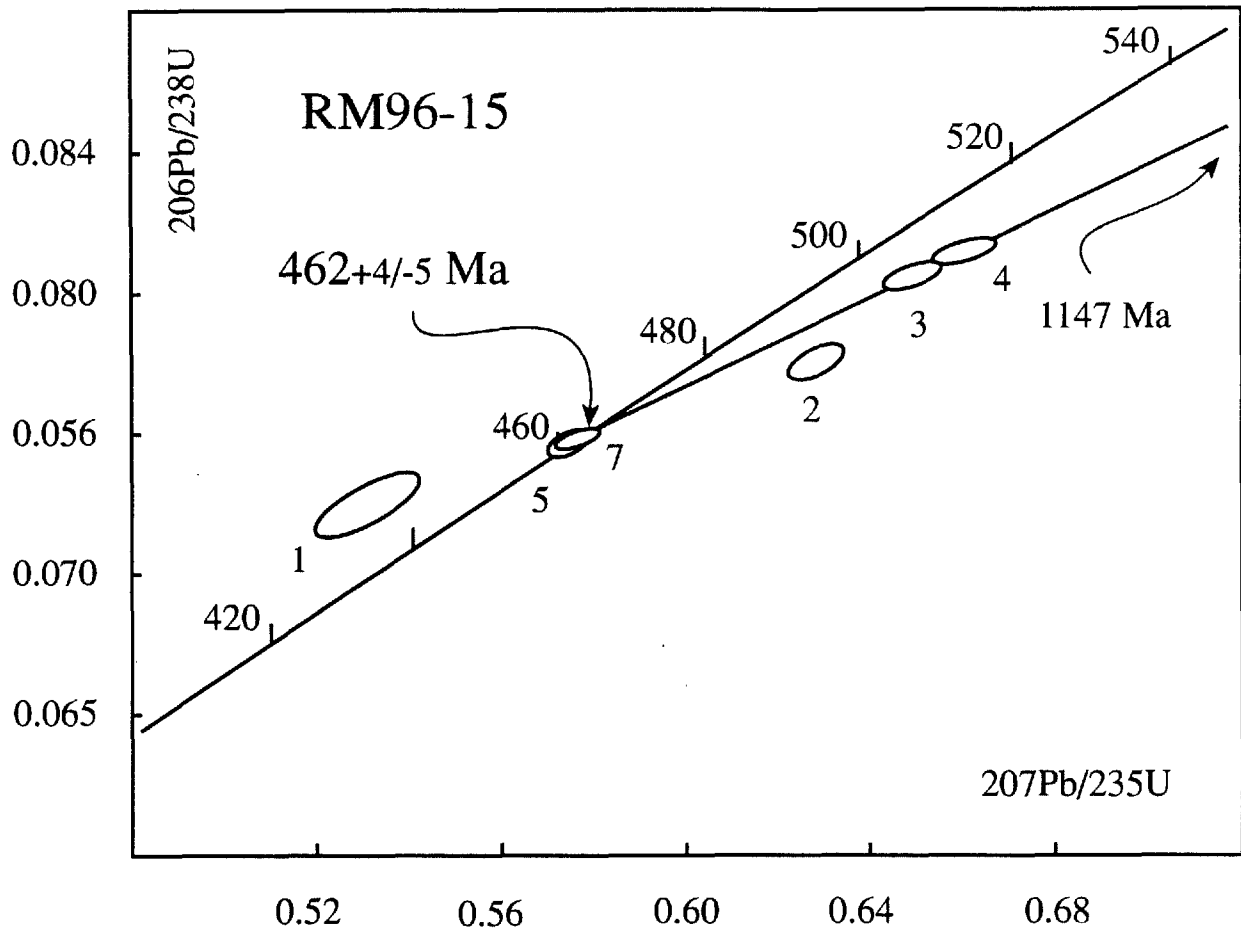


Figure 4.2: Diagramme concordia illustrant les résultats obtenus pour des fractions de zircons extraites d'un tuf felsique de la Formation de Beauceville. La fraction #6, discordante de 45%, n'est pas illustrée sur ce diagramme.

4.2 Gabbros du gîte de Bellechasse

Deux échantillons du gabbro de la zone Timmins, au gîte de Bellechasse ont été prélevés. A cet endroit, le gabbro et les veines de quartz minéralisées sont fortement déformés. Les deux échantillons correspondent à des faciès différents de l'intrusif: le premier a été échantillonné dans une zone à grains relativement grossiers et à texture homogène, tandis que le second fut prélevé dans une zone à grains plus fins ayant comme particularité de présenter un faible pourcentage de micro-phénocristaux de quartz. Malheureusement, aucun de ces échantillons n'a permis d'obtenir des minéraux utiles pour des travaux de datation U-Pb.

5. La sous-province de l'Ashuanipi

Cinq échantillons ont été prélevés afin de définir l'âge de différentes lithologies dans les domaines de Caniapiscau et d'Ashuanipi sud, dans la sous-province d'Ashuanipi (Leclair et al. 1997). Une syénogranite non-déformée et une rhyolite ont été échantillonnées dans le domaine de Caniapiscau; un gneiss felsique, une diatexite foliée et un granite tardi-tectonique ont été prélevés dans le domaine d'Ashuanipi sud. En raison de la complexité des résultats obtenus pour deux de ces échantillons, quelques analyses additionnelles seraient nécessaires pour préciser certaines des interprétations faites ci-dessous.

TABLEAU 5 - Résultats analytiques: Secteur Ashuanipi

Échantillon		Concentrations				Rapports isotopiques					AGE		
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206 (Ma)	disc. %	
	[1]					[3]	[4]	[4]	[4]	[4]			
DL96-3323 - Syénogranite à fluorine du Lac Viau						(2571±2 Ma / 147±185 Ma, 60% de probabilité)							
1	1z,b,p,dia	5	137	80	15	1404	0.266	0.4706±33	11.087±37	0.17085±10	2566.0	3.7	
2	1z,b,au,pc,dia	4	227	129	2	11620	0.182	0.4895±35	11.559±37	0.17127±11	2570.1	0.1	
3	1z,b,p,dia	7	178	102	15	2507	0.218	0.4802±28	11.338±32	0.17124±09	2569.8	1.9	
4	5t,b,f,fi	22	1072	77	44	1490	0.731	0.4360±28	10.265±32	0.17077±10	2565.2	10.8	
DL96-007 - Rhyolite de Raynouard						(2707±5 Ma / -119±150 Ma, 64% de probabilité)							
5	2z,ic,pc,dia	2	112	70	47	176	0.183	0.5323±46	13.586±55	0.18512±19	2699.3	-2.4	
6	1z,ic,pc,dia	1	76	45	4	598	0.118	0.5206±80	13.355±93	0.18606±40	2707.6	0.3	
7	1z,ic,pc,dia	2	622	93	8	1245	0.183	0.4374±34	11.272±39	0.18691±12	2715.1	16.5	
8	4z,ic,pc,dia	5	112	62	9	1912	0.174	0.4683±35	12.039±35	0.18644±16	2711.0	10.4	
DL96-008 - Batholite de Delmothe						(2638±2 Ma / -78±75 Ma, 39% de probabilité)							
9	1z,b,pc,dia	2	162	96	3	3571	0.200	0.5011±48	12.328±50	0.17842±19	2638.2	0.9	
10	1z,b,pc,dia	2	124	77	14	573	0.249	0.5057±51	12.419±49	0.17813±20	2635.5	-0.1	
11	1z,b,pc,dia	2	105	67	5	1450	0.295	0.5043±39	12.410±44	0.17846±44	2638.6	0.3	
12	1z,b,pc,dia	1	343	182	3	3287	0.224	0.4388±36	10.809±40	0.17867±14	2640.6	13.3	
13	1m,sb,fi	1	1070	11812	9	3656	24.420	0.4950±31	11.887±34	0.17419±10	2598.3	0.3	
14	1m,sb,fi	1	2306	25149	16	4473	24.050	0.4986±31	11.969±33	0.17410±11	2597.5	-0.1	
DL96-3155 - Diatexite						(2632±6/-4 Ma / 121±580 Ma, 10 % probabilité)							
15	1z,ic,eq,dia	12	50	33	14	1480	0.368	0.4921±48	12.061±51	0.17775±12	2632.0	2.4	
16	1z,ic,eq,dia	22	57	39	10	4018	0.424	0.4981±28	12.210±32	0.17790±10	2632.4	1.2	
17	1z,b,pc,dia	12	58	38	7	2926	0.356	0.4941±36	12.089±38	0.17745±18	2629.1	1.9	
18	1z,b,pc,dia	2	372	208	7	3168	0.089	0.5125±40	12.895±47	0.18248±22	2675.5	0.4	
19	1z,b,pc,dia	6	194	102	9	3880	0.035	0.4998±34	12.714±36	0.18450±10	2693.8	3.6	
20	1z,b,pc,dia	2	318	178	9	2126	0.117	0.4998±30	12.483±34	0.18119±10	2663.8	2.4	
DL96-131 - Gneiss felsique du Lac Opiscotéo						(2711±7/-5 Ma / 1300±168 Ma)							
21	1z,pc,inc,dia	3	99	51	6	1430	0.079	0.4740±35	12.159±38	0.18605±12	2707.5	9.2	
22	1z,pc,b,dia	2	191	107	8	1598	0.134	0.4944±40	12.406±43	0.18199±14	2671.1	3.7	
23	1z,pc,inc,dia	1	110	68	6	658	0.108	0.5483±67	15.518±72	0.20525±24	2868.4	2.2	
24	1z,pc,inc,dia	1	412	86	9	985	0.162	0.5384±47	14.987±54	0.20188±20	2841.5	2.8	
25	1z, pc, b, dia	2	122	71	4	2161	0.127	0.5144±37	13.134±40	0.18517±12	2699.7	1.1	

1 Min.: nombre de grains; z=zircon; m=monazite; t=titanite; ic=incolore; b=brun; au=automorphe; sb=subautomorphe; f=fragment; bp=bipyramide; p=pyramide; pc=prisme court; pl=prisme long; eq=équidimensionnel à facettes; tb=tabulaire; susceptibilité du séparateur magnétique: dia=diamagnétique; m0=magnétique à 0° d'inclinaison etc.,fi=non-magnétique à 1.0-1.8 A et 10° de pente.

2 Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 corrigé pour la discrimination de masse

4 Corrigé pour la discrimination de masse, la contamination moyenne (z, Pb=10 pg, U=1 pg; t,m, Pb=15 pg, U=2 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2 écarts-type. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

5.1 DL 96-3323: Syénogranite à fluorine du Lac Viau

Dans l'ensemble du domaine de Caniapiscau, une suite d'intrusions post-tectoniques de composition granitique à syénitique est définie par une série d'anomalies magnétiques positives. Un échantillon de syénogranite à fluorine (pluton du Lac Viau) a été prélevé afin de définir l'âge de l'événement magmatique vraisemblablement le plus récent de ce domaine.

Les zircons extraits de cet échantillon varient en morphologie, en couleur et en qualité. On y a cependant reconnu une population de zircon constituée de prismes courts automorphes, à sections prismatiques simples, de même que des fragments de terminaisons pyramidales à multifacettes. Les caractéristiques morphologiques de cette population sont typiques de zircons issus de la cristallisation d'un liquide magmatique. L'analyse d'un prisme automorphe (#2; Tableau 5) livre un âge concordant de 2570 ± 3 Ma. La terminaison pyramidale de deux fragments de zircon (#1 et 3) ont respectivement livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2566 et 2570 Ma, discordants de 3.7 et 1.9 %. Ces trois résultats (#1 à 3; Fig. 5.1) définissent une discordia dont l'intercepte supérieur à 2571.0 ± 2.0 Ma représente l'âge de mise en place de la syénogranite tandis que l'intercepte inférieur à 263 ± 145 Ma reflète le phénomène de perte en plomb récent. L'analyse d'une population de titanite (#4) a livré des résultats relativement discordants (Fig. 5.1) mais qui se placent exactement sur la discordia définie par les zircons. Le fort degré de discordance de cette population de titanite reflète donc vraisemblablement la même perte en Pb récente, mais plus accentuée dans ce minéral que dans les zircons. Ces quatre fractions minérales livrent une discordia (60% de probabilité) donc l'intercepte supérieur à 2570.3 ± 2.0 Ma est identique, aux erreurs près, au précédent. L'âge de cristallisation de la syénogranite peut donc être établi à 2571 ± 2 Ma.

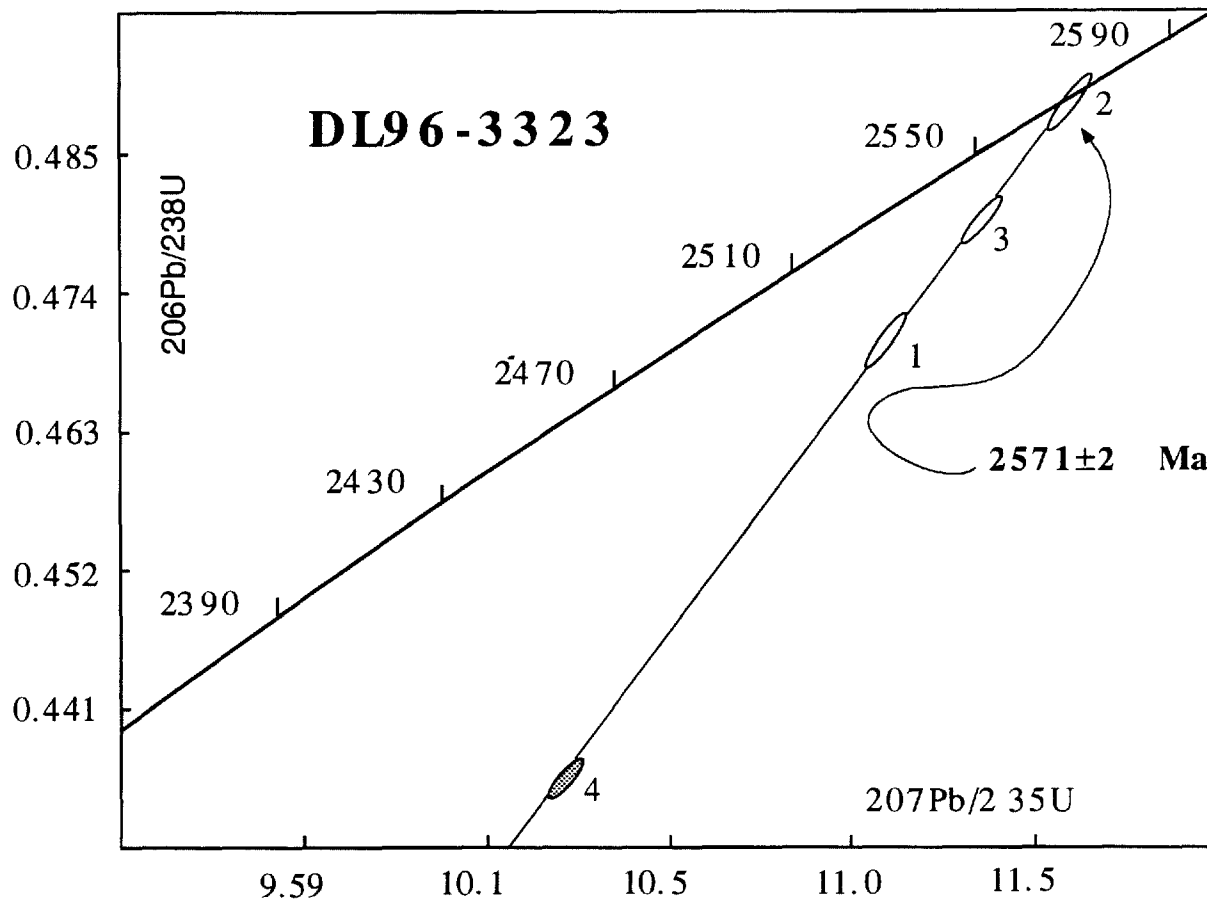


Figure 5.1: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour trois zircons individuels et une fraction de titanite (ellipse ombragée) provenant de la syénogranite du Lac Viau située dans le domaine de Caniapiscau.

5.2 DL 96-007: Rhyolite de Raynouard

L'une des caractéristiques du domaine de Caniapiscau est la présence de roches volcaniques bimodales, principalement dans la région du Lac Raynouard. Une lentille de rhyolite a été échantillonnée à l'intérieur d'une épaisse séquence de basaltes coussinés. L'objectif visé par l'étude de cette rhyolite est de déterminer l'âge du volcanisme dans le domaine de Caniapiscau et de le comparer avec celui de la ceinture volcano-sédimentaire de LaGrande.

Les zircons tirés de cette rhyolite constituent une population homogène de petits prismes automorphes, incolores et translucides, possiblement issus de la cristallisation d'un liquide magmatique. L'analyse d'un prisme individuel livre un âge concordant de 2708 ± 11 Ma (#6; Fig. 5.2). Trois autres fractions, composées de 2 à 4 cristaux prismatiques, livrent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2699, 2715 et 2711 Ma, respectivement discordants de -2, 10 et 16% (#5, 7 et 8). Une régression calculée en utilisant les résultats obtenus sur les fractions 6, 7 et 8 définit une discordia (64% de probabilité) dont les interceptes supérieur et inférieur représentent l'âge de mise en place de la rhyolite à 2707 ± 5 Ma et le phénomène de perte en plomb récent (Fig. 5.2). Les résultats obtenus pour la fraction #5 n'ont pas été inclus dans le calcul de cette discordia puisqu'ils se situent au dessus de la courbe Concordia. En outre, cette fraction de zircon a livré de fortes teneurs en plomb commun initial (47 pg) et l'incertitude quant à la composition isotopique exacte de ce plomb pourrait expliquer, en partie, la position anormale de cet échantillon dans le diagramme concordia.

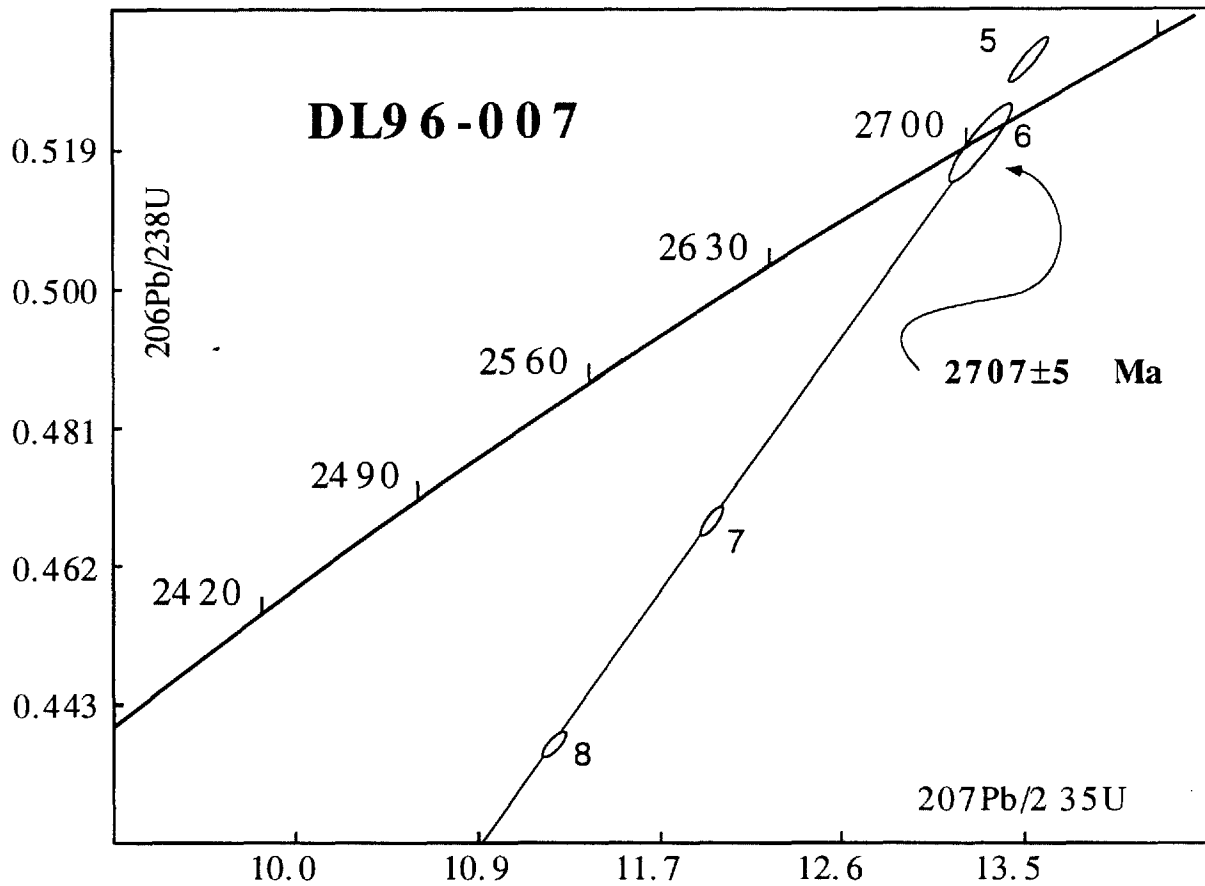


Figure 5.2: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour quatre fractions de zircons provenant de la rhyolite de Raynouard. Les résultats des analyses #6, 7 et 8 ont été utilisés pour calculer la discordia qui définit l'âge de cristallisation de la rhyolite.

5.3 DL 96-008: Batholite de Delmothe

Un granite mégaporphyrique a été échantillonné dans la partie nord-est du Batholite de Delmothe, lequel définit une anomalie magnétique positive d'environ 50 x 25 km. Ce batholite recoupe les métatonalites, les métasédiments et les diatexites du domaine Ashuanipi sud et il est localement affecté par la foliation tectonique régionale. Le faible degré de déformation de cette intrusion suggère qu'elle s'est mise en place vers la fin du processus de déformation.

Les zircons extraits du granite de Delmothe montrent des variations morphologiques et chromatiques importantes. Toutefois, une population de prismes courts automorphes, translucides, de couleur brun pâle et sans surcroissance visible pourrait représenter des cristaux issus d'un processus de cristallisation magmatique. Les résultats de l'analyse de deux prismes brun pâle (#10 et 11) livrent des âges concordants de 2636 ± 5 Ma et 2639 ± 11 Ma, tandis qu'un troisième prisme (#9), légèrement discordant (0.9%), livre un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2638 Ma. Ces trois résultats indiquent un âge de moyen de 2637 ± 5 Ma (Fig. 5.3a). Un quatrième (#12) prisme livre un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2641 Ma, discordant de 13.3 %. Une droite de régression calculée pour ces quatre prismes définit un intercepte supérieur à 2638 ± 2 Ma, lequel pourrait être interprété comme l'âge de cristallisation du Batholite de Delmothe (Fig. 5.3b). Cependant, l'analyse de deux monazites a livré des âges concordants et identiques (2598 ± 3 Ma), soit environ 40 Ma plus jeune que l'âge des zircons. Différentes hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ce large écart temporel:

a) Le refroidissement du Batholite de Delmothe s'est effectué très lentement atteignant la température de clôturation de la monazite ($\sim 650^\circ\text{C}$) bien après celle du zircon ($750\text{-}800^\circ\text{C}$). Ce phénomène fréquent à l'échelle géologique, notamment lorsque des panneaux de la croûte profonde (granulitique) sont amenés vers la surface (ex.: zone de Kapuskasing ou partie sud-ouest du Grenville). Dans le cas de batholites granitoïdes mis en

place dans des niveaux crustaux superficiels, cette hypothèse n'a jamais été retenue, à notre connaissance, les taux de refroidissement d'un pluton y étant beaucoup plus rapides.

b) Les zircons représentent du matériel exotique (hérité) et les monazites marquent effectivement l'âge de mise en place du Batholite. Compte tenu des données U-Pb disponibles, les zircons seraient d'origine métamorphique et auraient pu être formés lors d'un épisode M2. Seuls des critères morphologiques peuvent être mis de l'avant pour étayer ou infirmer cette hypothèse. Les zircons analysés dans l'échantillon du Batholite de Delmothe ne montrent pas de caractéristiques morphologiques typiques de zircons hérités (e.g. présence de surcroissances, de zones de résorption, etc.). En outre, dans les cas classiques de présence de zircons exotiques, ces derniers montrent généralement une dispersion des âges (donc ne définissent pas de droite discordia) ils ne sont que très rarement concordants. Or dans le cas de cette intrusion, trois des quatre zircons analysés sont concordants. A notre avis, ces observations ne militent pas en faveur de cette hypothèse mais il est important de noter qu'elle ne peut pas, à ce stade, être totalement exclue.

c) L'âge livré par les monazites témoigne de l'existence d'un phénomène thermique, postérieur à la cristallisation du Batholite. Celui-ci pourrait être lié à la mise en place, à proximité du Batholite, d'intrusions (stocks, dykes, etc.) tardifs responsables d'un réchauffement discret, à l'échelle locale, mais suffisant pour perturber le système U-Pb de la monazite. Nous n'avons pas reconnu pendant la campagne de terrain d'intrusions de ce type, mais il demeure qu'une cartographie à petite échelle serait nécessaire pour l'infirmer.

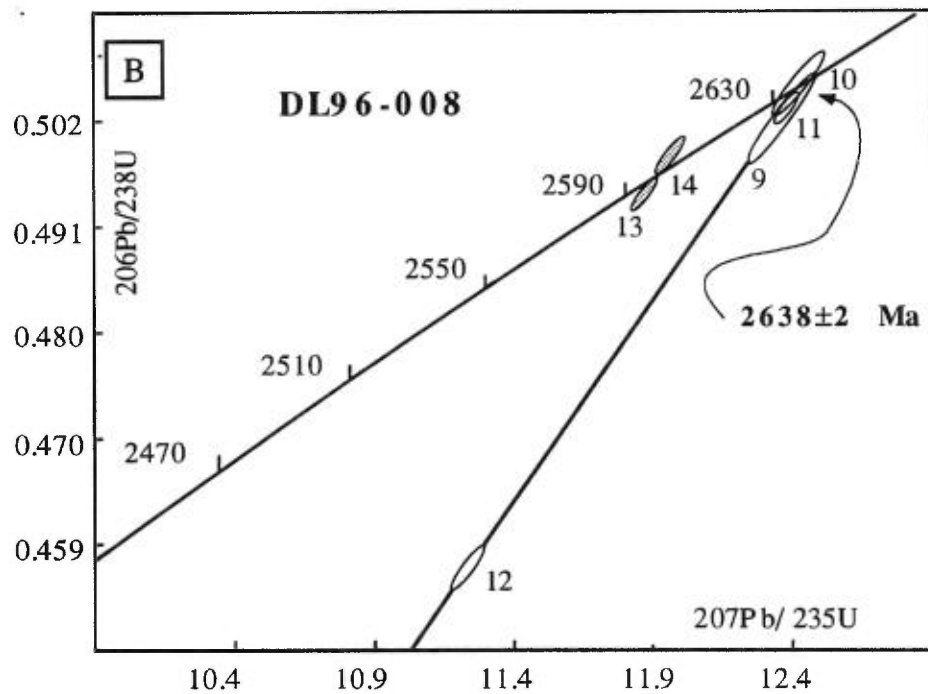
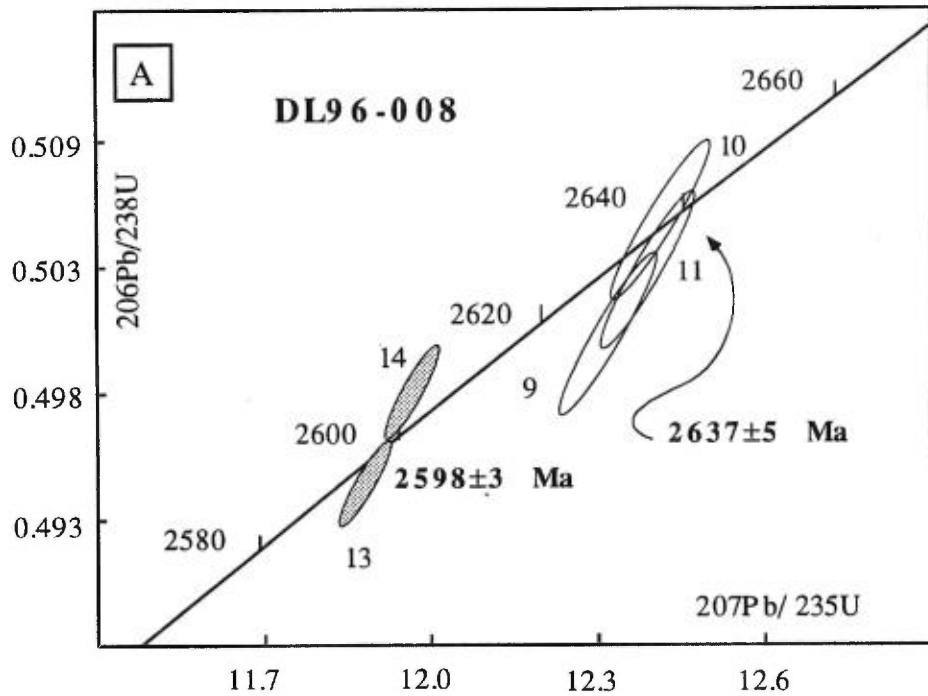


Figure 5.3: Diagrammes concordia pour le granite mégaporphyrique du Batholite de Delmothe illustrant: a) les résultats analytiques de trois zircons individuels (ellipses blanches) et de deux monazites (ellipses ombragées), b) la discordia définie par les quatre analyses de zircon individuel (#9, 10, et 12)

5.4 DL 96-3155: Diatexite du domaine Ashuanipi sud

Le domaine d'Ashuanipi sud est principalement composé de diatexite à orthopyroxène et biotite contenant des enclaves de paragneiss, de métatonalites et de gneiss mafique. Un échantillon de diatexite a été prélevé dans le secteur central de ce domaine afin de déterminer l'âge de formation des diatexites.

La diatexite contient des zircons de qualité, de morphologie et de couleur très variables. Une population de prismes équidimensionnels à multiples faces cristallines très bien développées, incolores, limpides et sans surcroissance visible présente des caractéristiques similaires à celles de zircons métamorphiques. Une deuxième population consiste en prismes brun pâle, automorphes à terminaisons pyramidales peu développées, et l'on reconnaît une mince surcroissance autour du corps principal des grains de zircon. Cette seconde population qui semble être d'origine magmatique, sauf pour les surcroissances, pourrait être liée au(x) processus de fusion responsable de la formation des diatexites. Les surcroissances présentes sur ces zircons étaient trop fines et ne pouvaient livrer suffisamment de matériel pour l'analyse U-Pb. Toutefois, celles-ci ont été dûment éliminées du matériel analysé, par la technique d'abrasion, en raison du fait qu'elles pouvaient représenter un événement de croissance cristalline plus jeune que celui enregistré par le coeur des grains. Plusieurs autres populations de zircon montrent des caractéristiques morphologiques typiques de grains hérités et/ou d'origine sédimentaire. Trois analyses de prisme individuel appartenant à la première population (#15 à 17) livrent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2632, 2632 et 2629 Ma, respectivement discordants de 2.4, 1.2 et 1.9 %. Une droite de régression calculée pour ces trois prismes définit un intercepte supérieur à $2633+6/-4$ Ma, lequel est interprété comme représentant l'âge de l'épisode métamorphique (Fig. 5.4). Un prisme brun (#18) de la seconde population livre un âge concordant de 2675 ± 6 Ma, tandis que deux autres prismes similaires (19 et 20) sont discordants, livrant des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2694 et 2664 Ma. Le prisme #18, concordant

à 2675 ± 6 Ma, pourrait être considéré comme marquant l'âge de formation des diatexites, cependant des analyses additionnelles de cette population de prismes bruns seront nécessaires afin de confirmer cette interprétation, notamment par l'obtention d'une droite discordia.

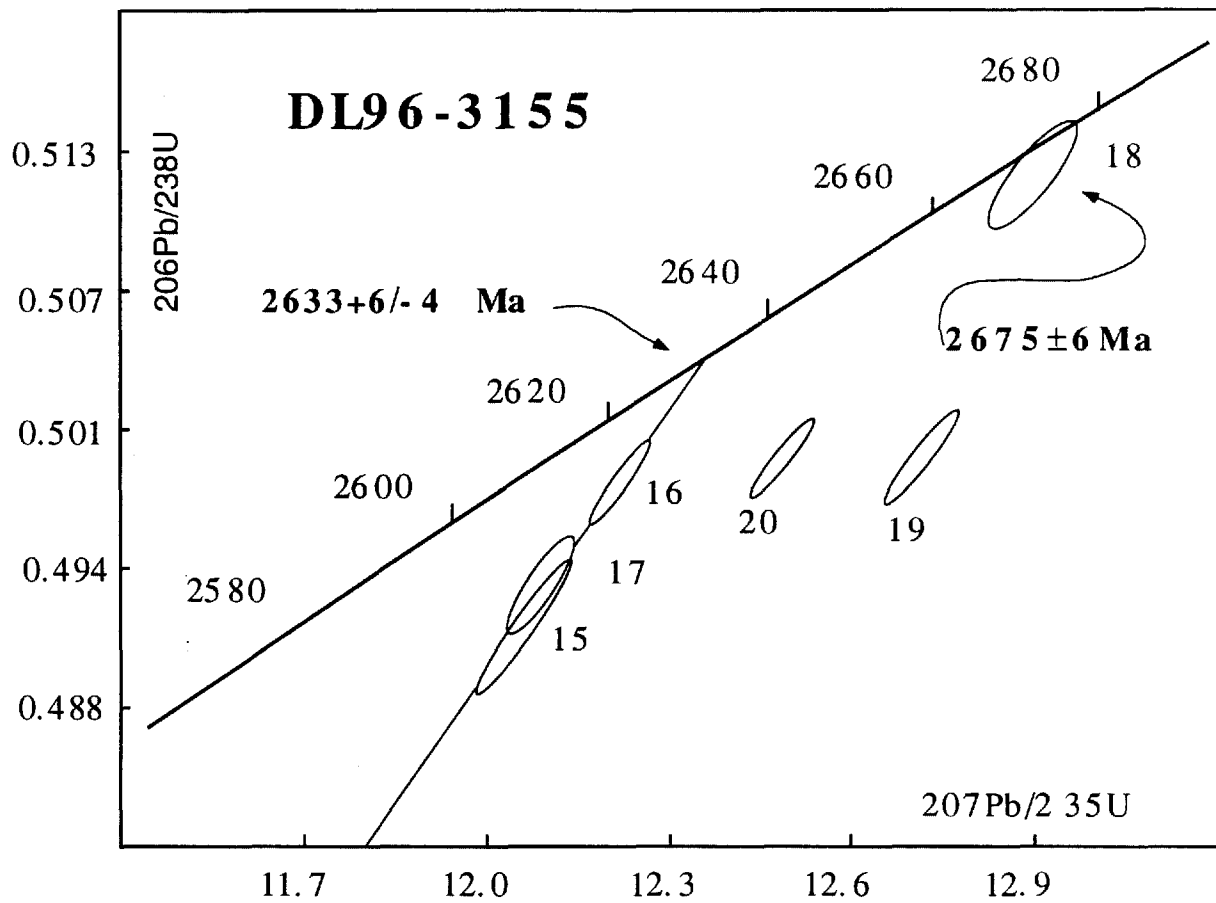


Figure 5.4 Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus sur les six zircons individuels provenant de la diatexite située dans le domaine Ashuanipi sud.

4.5 DL 96-131: Gneiss felsique du Lac Opiscotéo

Un gneiss felsique a été échantillonné sur la rive sud du Lac Opiscotéo. L'unité felsique est en contact avec un horizon d'exhalite minéralisée qui s'est développé dans une séquence de basalte coussiné. Ce gneiss pourrait traduire l'existence d'un volcanisme bimodale dans cette séquence. Cet échantillon a été prélevé dans le but de comparer l'âge du volcanisme dans les domaines de Caniapiscau et d'Ashuanipi sud.

Les zircons extraits du gneiss felsique sont peu abondants. Deux populations sont présentes: une première constituée de prismes automorphes et incolore, montrant nettement de minces surcroissances, et une seconde, plus abondante, faite de petits prismes bruns, sub-automorphes, et possédant également de fines surcroissances. Dans le cas de cet échantillon il n'y a pas *a priori* de critère morphologique permettant d'assigner l'une ou l'autre des populations à un phénomène igné ou métamorphique. Les surcroissances présentes sur les zircons de ces deux populations ne livrent pas suffisamment de matériel pour l'analyse U-Pb. Les surcroissances ont été éliminées du matériel analysé, par abrasion.

Les résultats de l'analyse de trois prismes incolores (#21, 23, 24) appartenant à la première population livrent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2708, 2868 et 2842 Ma (Tableau 5). En dépit d'une abrasion prolongée, ces trois prismes sont assez fortement discordants (respectivement de 9, 4 et 2.8 %); ils définissent néanmoins une discordia ayant des interceptes supérieur et inférieur à 2.90 ± 0.01 Ga et 1.67 ± 0.05 Ga (Fig. 5.5), mais dont la probabilité de coïncidence ("probability of fit") est très faible (8.7%). L'âge apparent défini par l'intercepte supérieur est, dans le contexte des données géochronologiques disponibles pour la sous-province de l'Ashuanipi, beaucoup plus ancien que tous les événements géologiques déjà répertoriés. En outre, cet âge ne peut se comparer qu'à celui de certaines ceintures méta-plutoniques parmi les plus anciennes de la Province du Supérieur et surtout exposées dans l'ouest de l'Ontario. L'âge de *ca.* 1.65 Ga défini par l'intercepte inférieur

peut être comparé à celui de plusieurs unités géologiques présentes dans la Province de Grenville, à quelques dizaines de kilomètres au sud-est de la région étudiée.

Les résultats de l'analyse de deux prismes bruns (#22 et 25) ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2700 et 2671 Ma, discordants de 9 et 1%. Ce dernier résultat, très faiblement discordant, ne peut qu'enregistrer l'âge minimal d'un événement thermique ayant affecté le gneiss étudié. Une discordia, tracée en utilisant arbitrairement les résultats analytiques obtenus sur les prismes bruns # 22 et 25, intersecte la courbe Concordia à $2711+7/-5$ Ma (Fig. 5.5), dans sa projection supérieure. Cet âge n'étant défini, jusqu'à maintenant, que par deux résultats d'analyse, il n'est pas possible d'estimer mathématiquement une probabilité de coïncidence. Cet âge U-Pb de $2711+7/-5$ Ma demeure nettement plus ancien que celui des épisodes métamorphiques enregistrés dans les échantillons DL96-3155 (2675 ± 5 Ma et $2633+6/-4$ Ma) et DL96-008 (2598 ± 3 Ma). A notre avis, l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2700 Ma livré par le prisme brun #25 représente l'âge minimal du protolithe (rhyolitique ?) de ce gneiss, lequel pourrait avoir effectivement été formé il y a $2711+7/-5$ Ma. L'âge apparent de *ca.* 2.90 Ga livré par la discordia tracée *via* les trois prismes incolores est probablement un artefact de construction comme en témoigne sa faible probabilité de coïncidence. Il s'agirait, le plus vraisemblablement, de zircons plus anciens et possiblement d'âges différents qui n'ont été que partiellement assimilés dans le magma rhyolitique original. Le fait que les interceptes inférieurs des deux droites discordia présentées à la Fig. 5.5 soit statistiquement différents, supporte également cette interprétation. Nous pensons que l'analyse additionnelle de deux prismes individuels de la seconde population et d'un prisme incolore permettrait de résoudre le dilemme posé par l'interprétation présentée ci-dessus.

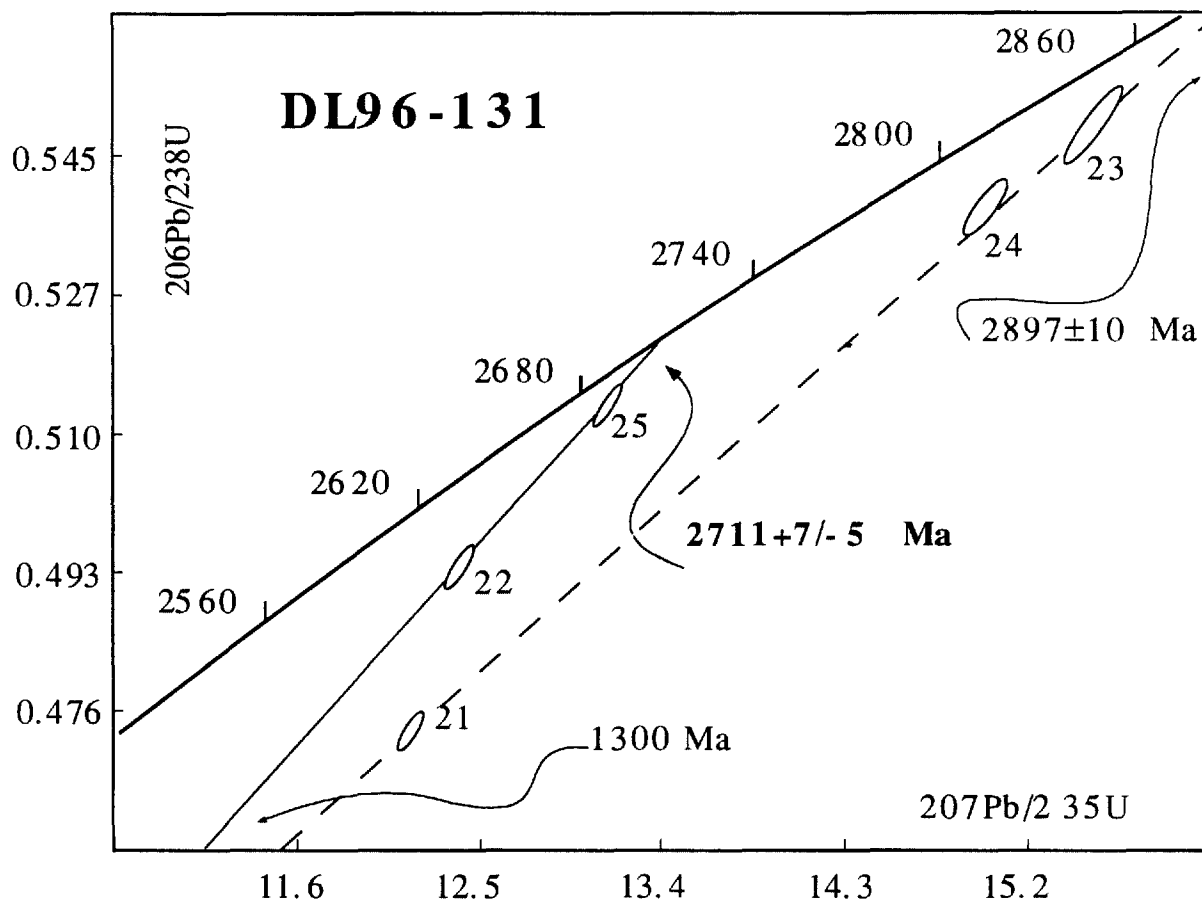


Figure 5.5: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus sur les cinq zircons individuels provenant du gneiss felsique du lac Opiscotéo.

5.6 Discussion

1. Le domaine Caniapiscau est caractérisé par la présence d'une ceinture continue de roches volcaniques bimodales, alors que ce type de volcanisme ne représente qu'une composante mineure et discontinue du domaine Ashuanipi sud. Les résultats obtenus indiquent que l'activité volcanique, quoique d'importance variable, est contemporaine dans les deux domaines: 2707 ± 5 Ma (rhyolite de Raynouard) et $2711 + 7 / - 5$ Ma (gneiss felsique du lac Opiscotéo). Des épisodes de volcanisme d'âge similaire (Rhyolite de l'ex lac Long: $2709 + 6 / - 4$ Ma, Tuf felsique de rivière Eastmain 2705 ± 3 Ma, David 1996 et ce rapport) ont été reconnus dans la ceinture de LaGrande. Le volcanisme mafique est absent dans la séquence volcanique de l'ex lac Long, cependant l'empilement volcanique de la rivière Eastmain est composé d'une épaisse séquence de basaltes intercalée d'horizons felsiques. Donc, les âges de cristallisation obtenus pour les échantillons de roches volcaniques des domaines Caniapiscau et Ashuanipi sud montrent que ce volcanisme bimodal est corrélé dans le temps avec des événements similaires qui se sont produits dans la ceinture de LaGrande.

2. La présence, dans l'échantillon du gneiss felsique du Lac Opiscotéo, de zircons hérités ayant un âge minimal de 2868 Ma indique que l'activité volcanique, dans ce secteur du domaine Ashuanipi sud, s'est probablement faite dans un contexte tectonique impliquant la participation d'un segment crustal plus ancien.

3. Les diatexites du domaine Ashuanipi sud définissent une histoire tectono-métamorphique complexe. Les âges obtenus indiquent la présence de deux épisodes de métamorphisme à 2675 ± 6 et $2633 + 6 / - 4$ Ma. Le plus ancien (M1) est interprété comme étant l'épisode thermique responsable de la fusion partielle ou totale des sédiments et de la mise en place d'intrusions d'anatexie, en réponse aux processus de déformation et d'enfouissement sous des conditions granulitiques (Percival et al 1992). Cet épisode

d'anatexie a été reconnu ailleurs dans la sous province d'Ashuanipi où il s'étendrait sur un intervalle de 2682 à 2668 Ma selon Percival et al (1992) et de 2670 à 2650 Ma selon Chevé et Brouillette (1991).

4. Les résultats obtenus pour les zircons métamorphiques de cette diatexite indiquent la présence de conditions thermiques suffisamment  lev es pour induire un second épisode métamorphique régional (M2)   2633+6/-4Ma. L'âge de cet épisode thermique coïncide, à l'erreur près, aux résultats obtenus pour le Batholite de Delmothe (2638±2 Ma). Ce métamorphisme serait vraisemblablement contemporain d'une activité magmatique relativement importante puisqu'une série d'intrusions tardives, légèrement d form es (non-dat es), ont été cartographi es dans le domaine d'Ashuanipi sud. Cette activité thermique pourrait s'être poursuivie dans le temps et être marqu e, de façon ponctuelle, par la mise en place d'intrusions tardives à 2625±2 Ma et par la cristallisation (ou remise à zéro) de monazite à 2619±6 Ma dans les roches les plus vieilles (Machado et Chevé, 1991, Chevé et Brouillette, 1991) du nord de la sous-province de l'Ashuanipi. Une activité plutonique et un métamorphisme d'âges similaires sont également présents dans la sous-province de La Grande (ce rapport)

5. Le pluton du lac Viau dat e à 2571±2 Ma représente une activité magmatique post-tectonique très jeune, jamais reconnue jusqu'à maintenant dans l'un ou l'autre des domaines de l'Ashuanipi. Ce résultat permettra peut-être de mieux comprendre les relations temporelles et les mécanismes responsables de la juxtaposition des sous provinces de La Grande et d'Ashuanipi. En effet, toute une famille d'intrusions de ce type se trouvent près de la frontière (pr sum e) entre ces deux sous-provinces.

6. Nous recommanderions que l'échantillon de tonalite tardif (DL96-49) soit analysé par la méthode U-Pb; celui-ci a été prélevé dans le domaine d'Ashuanipi sud,

environ 75 km au NE du Batholite de Delmothe, où il recoupe les diatexites typique de ce domaine. Ceci pourrait permettre de confirmer la présence d'un événement magmatique régional, dont le Batholite de Delmothe serait aussi l'un des témoins, responsable de l'épisode métamorphique M2. Finalement, l'âge de formation des diatexites pourrait être précisé par deux analyses additionnelles, tandis que trois analyses de zircons du gneiss felsique seraient utiles pour confirmer l'âge du protholithe du gneiss felsique.

REMERCIEMENTS

Nous désirons remercier les géologues du MRNQ responsables des différents projets, de même que nombre de leurs collègues impliqués, qui nous ont permis de participer à ces différentes études: Michel Gauthier, Jean Goutier, André Gobeil, Jean-Yves Labbé, Daniel Lamothe, Alain Leclair, Youcef Larbi, Louis Madore, Robert Marquis et Pierre Verpaelst. Nous exprimons également notre gratitude à Francine Robert pour l'aide qu'elle a fournie lors de la préparation des fractions de monazite et de titanite, à Christine Beausoleil et Benjamin Giard pour s'être bien accommodés de la tâche ingrate du broyage des échantillons ainsi que des premières étapes de séparation des minéraux lourds, à Hamid Telmat pour son aide sur le terrain, à Sylvain Vallières pour ses conseils judicieux dans le domaine de l'informatique, à Raynald Lapointe qui nous assure l'accès à des spectromètres de masse performants et à Isabelle Jacob qui a réalisé la gestion financière de ce projet. Des remerciements chaleureux sont également adressés à Gilles Gauthier pour son dévouement habituel et sa minutie qui nous ont permis de réaliser des analyses à l'ICP-MS de première qualité.

RÉFÉRENCES

- Chevé, S.R. et Brouillette, P., 1991. Radiogenic constraints on the geological evolution of the northeastern Ashuanipi Complex, Superior Province, New Quebec. Association Géologique du Canada, Congrès annuel-Programme et résumés, 16: A23.
- David, J., 1996. Géochronologie du Moyen-nord. Rapport non publié soumis au MNRQ en mai 96. 29 pp.
- Davis, D.W., 1982. Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 19: 2124-2149.
- Davis, W.J., Machado, N., Gariépy, C., Sawyer, E.W. et Benn, K., 1995. U-Pb geochronology of the Opatica tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi Greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 32, 113-127.
- Leclair, A., Lamothe, D., Choinière, J., Dion, D.J., Parent, M., 1997. Regional geological setting of high-grade archean rocks in the Ashuanipi subprovince, southeastern Superior Province. Association Géologique du Canada, Congrès annuel-Programme et résumés.
- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air-abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 637-649.
- Machado, N. et Chevé, S.R., 1991. U-Pb geochronology of the northeastern Ashuanipi Complex, Superior Province. Association Géologique du Canada, Congrès annuel-Programme et résumés, 16: A78.
- Machado, N., Philippe, S., David, J. et Gariépy, C., 1990. Géochronologie U-Pb du territoire québécois: Fosses du Labrador et de l'Ungava et Sous-Province du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service géologique du Nord-Ouest, MB 91-07, 50 p.

- Machado, N. et Gauthier, G. 1996. Determination of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon and monazite by laser-ablation ICP-MS and application to a study of sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60:5063-5073.
- Percival, J.A., Mortensen, J.K., Stern, R.A. et Card, K.D., 1992. Giant granulite terranes of northeastern Superior Province: the Ashuanipi complex. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 29: 2287-2308.
- Scott, D.J. et Gauthier, G. 1996. Comparison of TIMS (U-Pb) and laser ablation microprobe ICP-MS (Pb) techniques for age determination of detrital zircons from Paleoproterozoic metasedimentary rocks from northeastern Laurentia, Canada, with tectonic implications. *Chemical Geology*, 131: 127-142.
- Stacey, J.S. et Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 6: 15-25.