

Les granitoïdes tardi-panafricains de l'Anti-Atlas sud-occidental (Maroc) : Evolution d'un type magnésien à un type ferrifère. Exemple de la boutonniere d'Ifni

The tardi-Pan-African granitoids of South-Western Anti-Atlas (Morocco): Evolution from magnesian to ferroan type. Example of the Ifni inlier

A. Mortaji¹, D. Gasquet², M. Ikenne¹, E. H. Beraouz¹, P. Barbey³, M. Lahmam⁴, E. H. El Aouli¹

RESUME

L'étude des granitoïdes néoprotérozoïques de la boutonnière d'Ifni et ceux des autres boutonnières du domaine sud occidental de l'Anti-Atlas montre que ce magmatisme évolue d'un type magnésien à un type ferrifère. Dans la boutonnière d'Ifni, ces granitoïdes affleurent au sein des formations sédimentaires et volcano-sédimentaires du Supergroupe de Ouarzazate SGO (615 à 540 Ma). Ils appartiennent à deux épisodes magmatiques distincts (i) un épisode précoce composé de granitoïdes magnésiens, alcali-calciques et métallumineux à faiblement alumineux (diorites quartziques, granodiorites et monzogranites) intrusifs dans les formations inférieures du SGO, (ii) un épisode tardif associé aux volcanites sommitales du SGO et qui comprend des granites et des syénogranites subvolcaniques de type ferrifère et d'affinité alcali-calcique à alcaline. Ces magmatismes issus de la fusion de matériaux mixtes marquent la fin du dernier épisode panafricain et seraient mis en place dans un contexte transitionnel entre les stades orogénique panafricain et anorogénique qui annoncent le cycle paléozoïque. Cette mise en place serait contemporaine à postérieure à l'exhumation des dômes métamorphiques extensifs de l'Anti-Atlas occidental.

Mots clés : granitoïdes, Panafricain, Néoprotérozoïque, dôme métamorphique, Anti-Atlas (Maroc).

ABSTRACT

The study of the neoproterozoic granitoids in the Ifni Inlier and those of the other inliers in south-western Anti-Atlas shows that this magmatism evolves from magnesian to ferroan type. In the Ifni inlier, these granitoids outcrop within the sedimentary and volcanogenic formations of the Ouarzazate Super-Group SGO (615 to 540 My). They belong to two distinct magmatic episodes (i) an early one composed of magnesian granitoids with alkali-calcic and metaluminous to slightly aluminous character (quartz bearing diorite, granodiorite and monzogranite) intrusive in the lower formations of the SGO, and (ii) a late episode associated to the summit of the SGO volcanites, which includes granites and sub-volcanic syenogranites of iron-bearing type and alkali-calcic to alkaline affinity. These magmatisms resulting from the partial melting of mixed material mark the end of the last Panafrican episode and would be set up in a transition from orogenic to anorogenic settings which announce the Paleozoic cycle. They would be contemporary to posterior with the exhumation of the extensive metamorphic domes of the Western Anti-Atlas.

Key words: Granitoid, Panafrican, Neoproterozoic, Metamorphic Dome, Anti-Atlas (Morocco).

Introduction

L'Anti-Atlas, segment de la chaîne panafricaine, est situé sur la marge septentrionale du Craton

Ouest Africain (CWA) (fig. 1a). Il est constitué d'un soubassement d'âge protérozoïque qui affleure sous forme de boutonnières (fig. 1b) au sein d'une couverture paléozoïque affectée par les événements

¹ Département de Géologie, Faculté des Sciences, BP. 8106 – Agadir, Maroc. E-mail: mortaji.abdelaziz@caramail.com.

² Université de Savoie, CISM-EDYTEM, UMR CNRS5204, Campus Scientifique F-73376 Le Bourget du Lac Cedex, France.

³ CRPG-CNRS, BP. 20, F-54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France.

⁴ Département de Géologie, Faculté des Sciences, Ben M'Sik, Université Hassan II-Mohammedia, Maroc.

hercyniens. Il comprend deux domaines séparés par l'accident majeur de l'Anti-Atlas : un domaine sud occidental auquel appartient le domaine étudié et un domaine nord-oriental (Choubert, 1963).

Les travaux effectués par de nombreux auteurs dans les terrains protérozoïques de cette chaîne (Choubert, 1963 ; Leblanc, 1975 ; Leblanc et Lancelot, 1980 ; Hassenforder, 1987) ont montré que sa structuration est liée à deux épisodes orogéniques : l'un paléoprotérozoïque « éburnéen » et l'autre néoprotérozoïque « panafricain ». Ce découpage basé sur des études lithostructurales est appuyé par des datations géochronologiques Rb/Sr (Clauer, 1976, Charlot, 1982 ; Benziane et Yazidi, 1982 ; Mrini, 1993), et surtout par de nombreuses études et datations U/Pb sur zircon (Aït Malek *et al.*, 1998 ; Ennih et Liégeois, 2001 ; Chalot-Pratt *et al.*, 2001 ; Thomas *et al.*, 2002 ; Walsh *et al.*, 2002 ; Gasquet *et al.*, 2001, 2004 ; Barbey *et al.*, 2004).

Au cours du Néoprotérozoïque supérieur l'Anti-atlas a connu une importante activité magmatique qui s'exprime par la mise en place de granitoïdes et de roches volcaniques d'affinité géochimique variable : calco-alcaline moyennement à fortement potassique au cours des stades pré-collisionnel et post-collisionnel à franchement alcaline vers la fin du cycle panafricain (Zahour *et al.*, 1999 ; Lahmam *et al.*, 1999 ; El Khanchaoui *et al.*, 2001 ; Errami, 2001 ; Abia *et al.*, 2003 ; Beraaouz *et al.*, 2004). Ce magmatisme est lié à trois épisodes distincts (Thomas *et al.*, 2002 ; Gasquet *et al.*, 2005) : (i) un épisode attribué au super groupe de l'Anti-Atlas (~ 780 à 660 Ma) et deux épisodes post-collisionnels à (~ 615 à 580 Ma) et à (~ 580 à 545 Ma) à l'origine des volcanites et des granitoïdes associés au Supergroupe de Ouarzazate (SGO) défini par Thomas *et al.* (2004). Ces magmatismes sont comparables à ceux décrits dans les autres segments de la chaîne panafricaine tels que les boucliers du Hoggar et de Touareg (Bonin *et al.*, 1998 ; Liégeois *et al.*, 2003) du Soudan, d'Éthiopie et de la Somalie (Küster et Ulrich, 1998) et du Nigeria (Ferré *et al.*, 1998).

Dans cette note, nous présentons les résultats de l'étude pétrographique et géochimique des granitoïdes de la boutonnière d'Ifni et leur comparaison avec leurs équivalents dans l'Anti-Atlas sud occidental (Bas Drâa, Kerdous et Zenaga) et nous proposons une interprétation pour la genèse de ces granitoïdes ainsi que l'évolution géodynamique de cette partie occidentale de l'Anti-Atlas durant le Néoprotérozoïque supérieur.

Cadre géologique

Située à l'extrême ouest de l'Anti-Atlas (fig. 1b), la boutonnière d'Ifni (fig. 1c) est constituée d'un socle paléoprotérozoïque représenté par le granite d'Alouza et d'une couverture néoprotérozoïque représentée par (i) la série des grès quartzitiques (Benziane et Yazidi, 1982) du groupe de Lkst qui fait partie du super groupe de l'Anti-Atlas (~ 780 à 660 Ma) (Thomas *et al.*, 2004) et par (ii) des formations volcano-sédimentaires inférieure et supérieure correspondant respectivement aux séries de Siroua-Saghro et de Ouarzazate. L'absence de discordance entre ces deux séries et la faible abondance des séries sédimentaires par rapport aux roches volcaniques et volcano-sédimentaires rattacherait plutôt ces deux ensembles au SGO (615 à 545 Ma) défini par Thomas *et al.* (2004). Le volcanisme du SGO de la boutonnière d'Ifni est de nature acide à intermédiaire et présente une affinité calco-alcaline moyennement à fortement potassique passant dans sa partie sommitale vers un magmatisme rhyolitique alcalin (Lahmam et Beraaouz, 1999). Ces ensembles protérozoïques sont surmontés par des formations carbonatées du Cambrien inférieur (Boudda et Choubert, 1972).

Les granitoïdes d'Ifni présentent des âges Rb/Sr qui oscillent entre 689 ± 20 Ma et 541 ± 8 Ma (Benziane et Yazidi, 1982 ; Charlot, 1976, 1982 ; Jeanette *et al.*, 1981 ; Yazidi, 1976). En se basant sur leurs positions au sein des formations du SGO, ces granitoïdes néoprotérozoïques peuvent être subdivisés en deux épisodes :

- Un épisode précoce intrusif dans l'ensemble volcano-détritique inférieur du SGO qui comprend : (i) les granitoïdes du massif de Sahel non datés (diorites quartziques, granodiorites) qui affleurent au Nord de la boutonnière et qui sont intrusifs dans la série des grès quartzitiques du groupe de Lkst dans laquelle ils développent un métamorphisme de contact ; (ii) le massif monzogranitique et granodioritique de Mesti qui affleure au Sud de la boutonnière et qui est intrusif dans la série sédimentaire de base du complexe volcano-sédimentaire et recouvert par les ignimbrites supérieures, (iii) le massif granodioritique d'Ifni forme un massif allongé NNE-SSW à l'Est de la ville d'Ifni, il est intrusif dans la série sédimentaire de base et dans les ignimbrites inférieures et qui présente des contacts faillés N10 à N30 °E avec les granites de Mesti, et (iiii) la granodiorite de Tiyoughza qui affleure au SE de la boutonnière et dont l'extension géographique et les

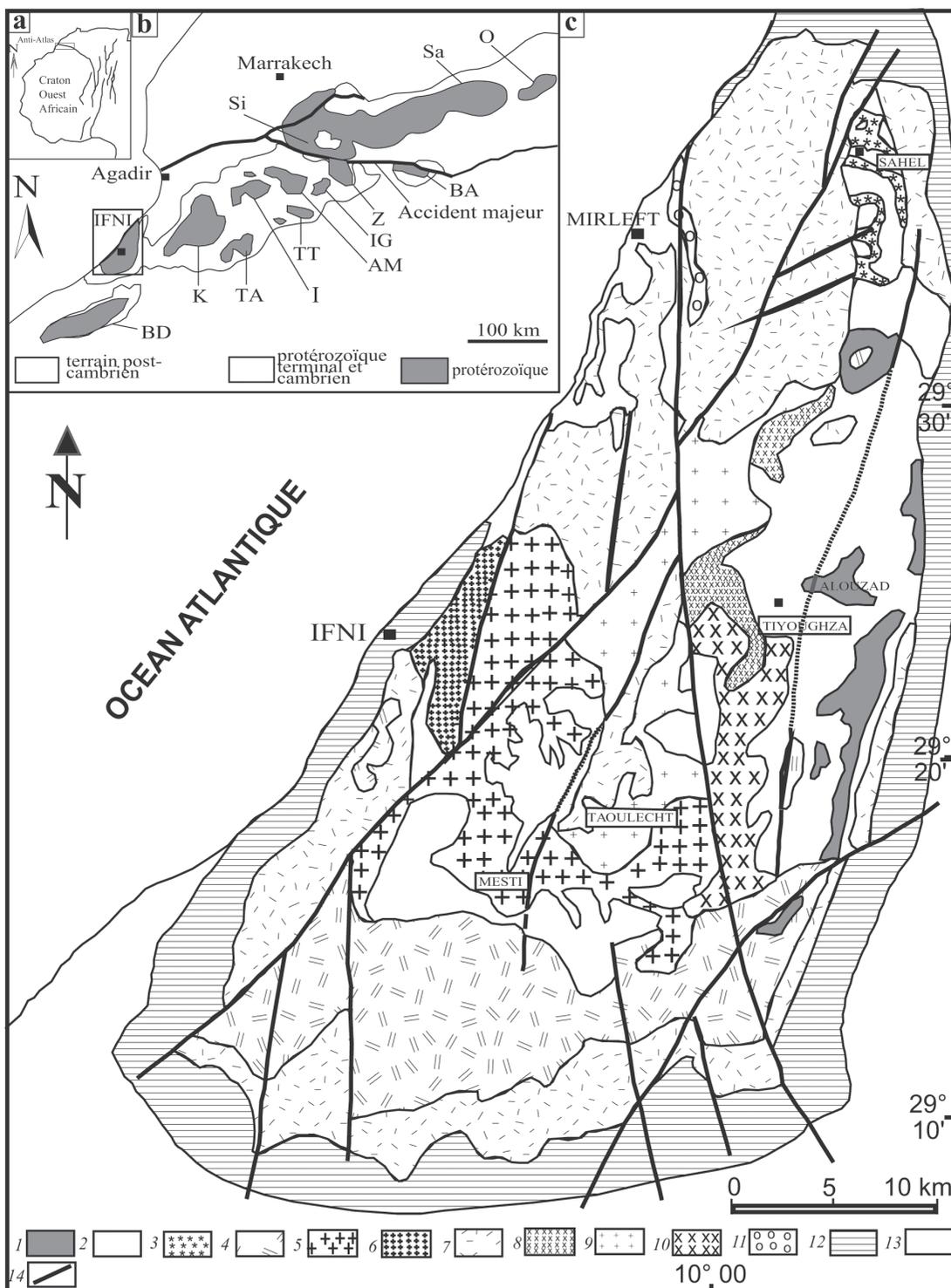


Fig. 1.—a) Position de la chaîne de l'Anti-Atlas dans la bordure du craton ouest africain. b) Situation géographique des boutonnières de l'Anti-Atlas (Ifni ; BD : Bas Drâa ; K : Kerdous ; TA : Tagragra d'Akka ; TT : Tagragra de Tata ; I : Igherm ; AM : Agadir Melloul ; IG : Iguerda ; Z : Zenaga S : Siroua ; BA : Bou Azzer ; SA : Saghra et O : Ougnat). c) Carte géologique simplifiée de la boutonnière d'Ifni (modifiée, d'après Benziane et Yazidi, 1982). *Paléoprotérozoïque* : (1) Massif d'Alouzad - *Néoprotérozoïque* : (2) Grès quartzitiques du groupe de Lkst, (3) Massif de Sahel, (4) Ensemble volcano-sédimentaire inférieur du SGO, (5) Massif de Mesti, (6) Massif d'Ifni, (7) Ensemble volcano-sédimentaire supérieur du SGO, (8) Granite de Tirhit, (9) Syénogranite de Taoulecht, (10) Syénogranite de Tiyoughza, (11) granite de Mirleft - *Cambrien inférieur* : (12) Calcaires et dolomies, (13) *Quaternaire*, (14) Failles.

relations de terrain avec les autres faciès ne sont pas bien définies.

– Un épisode tardif intrusif à subcontemporain à l'ensemble volcano-détritique supérieur du SGO et qui recoupe localement les granitoïdes de l'épisode précédent. Il est représenté par : (i) les syénogranites de Taoulecht et de Tiyoughza qui affleurent en bandes allongées NNE-SSW et qui sont intrusifs dans les granites d'Alouzd, de Mesti et dans les horizons supérieurs des formations volcanosédimentaires et montrent localement un passage progressif vers des rhyolites, (ii) le granite rose de Mirleft qui affleure à l'Est du village sous forme d'une lame d'orientation N-S, de 11 km de long et 1,5 km de large et qui est intrusif dans les formations ignimbritiques supérieures.

Caractères petrographiques

Les granitoïdes de l'épisode précoce sont riches en enclaves doléritique, dioritique et métagrésuse et présentent des textures grenues souvent porphyroïdes. Au contact des séries volcanosédimentaires du SGO, la granodiorite d'Ifni montre un faciès microgrenu à granophyrique porphyrique constitué d'une matrice quartzo-feldspathique et de petits phénocristaux de plagioclase. Tous les faciès granitiques montrent des compositions minéralogiques comparables où seules les proportions des feldspaths et des minéraux ferromagnésiens varient d'un faciès à l'autre :

– Les diorites quartziques de Sahel sont composées de quartz (20 à 25 %), plagioclase (50 à 60 %), feldspath potassique (< 10%) généralement en cristaux interstitiels, biotite et amphibole (15 à 20 %). Le faciès granodioritique se démarque par son caractère plus quartzique (25 à 35 %), plus K-feldspathique (10 à 15 %) et plus leucocrate.

– Les granodiorites de Mesti et d'Ifni et ceux de Tiyoughza sont constituées de quartz (20 %), feldspath potassique en phénocristaux poecilites souvent microclinitisés (25 à 30 %), plagioclase (40 %) souvent zonés (An_{10-30}), biotite (10 à 15 %) et de rares cristaux d'amphibole.

A teneur équivalente en feldspath potassique (30 %), les monzogranites de Mesti se distinguent des faciès granodioritiques par un caractère plus quartzique (30 %), moins plagioclasique (30 à 35 %) et plus pauvres en minéraux ferromagnésiens (5 à 10 %).

Les minéraux accessoires (zircon, sphène, allanite, apatite, minéraux opaques et épidote) de l'ensemble

de ces faciès sont en inclusion dans les minéraux ferromagnésiens et dans les plagioclases. L'épidote est généralement secondaire mais se présente aussi en cristaux automorphes à subautomorphes parfois zonés en inclusion dans les biotites et qui, selon les critères de Zen et Hammarstrom (1984), serait de cristallisation magmatique primaire.

Au cours des stades tardi- à post-magmatiques se développe, aux dépens des minéraux ferromagnésiens et du plagioclase et dans les microfractures, une paragenèse secondaire à chlorite, séricite, épidote et oxydes de fer plus marquée dans les diorites quartziques et dans les microgranites d'Ifni que dans les autres faciès.

Les granites de l'épisode tardif se distinguent des granitoïdes précédents par leur structure à grain plus fin, leur caractère leucocrate, leur richesse en quartz et par la nature des enclaves qui est à dominante de granites, de rhyolites et de métagrès alors que les enclaves microgrenues sombres sont rares. Selon l'abondance des feldspaths potassiques on distingue :

(i) les syénogranites de Tiyoughza et de Taoulecht qui présentent une composition minéralogique relativement homogène à plagioclase (20 %, An_{10-20}), biotite (< 3 %), orthose perthitique et microcline (35 %) fréquemment en association graphique avec le quartz (40 %) et qui témoigne de la mise en place subvolcanique de ces granites. Les minéraux accessoires sont représentés par le zircon, l'apatite et les minéraux opaques.

(ii) Le granite de Mirleft qui présente une texture grenue passant vers la bordure, au contact de l'encaissant ignimbritique, vers des textures microgrenue à granophyrique localement porphyriques. Ce granite se distingue des faciès précédents par des teneurs plus faibles en quartz (30 %), par l'abondance des biotites (3 à 10 %), des plagioclases (40 %) par rapport aux feldspaths potassiques (20 %).

Caractères géochimiques

Les analyses chimiques de ces granitoïdes sont présentées dans les tableaux 1a et b. Elles ont été réalisées au service d'analyses des Roches et Minéraux du Centre de Recherches Petrographiques et Géochimiques de Nancy- France (CRPG-CNRS). Après fusion dans du $LiBO_2$ et dissolution dans HNO_3 , les échantillons sont dosés par ICP-AES pour les éléments majeurs et par ICP-MS pour les éléments en traces et REE.

Tableau 1a.—Compositions chimiques des granitoïdes néoprotérozoïques de la boutonnière d'Ifni

	Diorites qz et granodiorites de Sahel					Granodiorites d'Ifni						Granodiorites de Mesti			
	SH 1	SH 5	BR 18	BR 34	BR 35	SI1	SI2	SI8	SI3	SI6	SI7	TH4	TH3	TH1	TH2
SiO ₂	66,97	67,37	64,27	63,58	63,45	65,8	66,21	66,51	66,6	66,85	68,48	66,11	66,73	67	67,47
Al ₂ O ₃	15,01	15,13	15,79	15,92	16,29	15,3	15,48	15,26	15,32	15,32	14,76	15,49	14,98	15,32	15,04
Fe ₂ O _{3t}	4,18	4,87	5,36	4,72	4,97	3,91	3,81	3,72	3,55	3,66	3,39	4,17	3,71	3,80	3,40
MnO	0,04	0,05	0,07	0,05	0,06	0,03	0,04	0,08	0,05	0,05	0,05	0,07	0,07	0,06	0,06
MgO	1,94	2,00	1,55	1,62	1,62	1,49	0,95	0,98	1,08	1,07	0,94	1,05	1,04	1,02	0,93
CaO	1,05	0,39	2,58	2,72	2,64	0,35	0,27	2,04	0,9	2,69	1,85	2,51	2,15	1,37	1,34
Na ₂ O	2,67	3,16	3,58	3,97	3,08	4,46	4,48	3,62	4,14	4,00	4,35	3,59	3,84	4,12	3,15
K ₂ O	4,37	3,61	3,29	3,23	3,99	4,73	5,04	4,59	4,83	3,94	3,62	4,17	4,66	5,05	6,15
TiO ₂	0,41	0,5	0,5	0,47	0,49	0,61	0,57	0,53	0,55	0,53	0,48	0,62	0,54	0,51	0,48
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,13	0,12	0,13	0,17	0,17	0,22	0,15	0,22	0,13	0,19	0,15	0,10	0,09
P.F.	3,11	2,69	2,75	3,47	3,19	2,53	2,25	2,23	2,54	1,45	1,80	1,83	1,88	1,50	1,65
Total	99,87	99,89	99,87	99,87	99,91	99,6	99,63	99,78	99,71	99,78	99,85	99,8	99,75	99,85	99,76
As	1,80	5,12	50,51	12,08	25,62	3,32	4,13	1,76	2,03	0,84	1,38	0,59	0,73	0,84	1,04
Ba	700	752	618	633	1.011	1.108	1.201	1.045	1.121	915	679	985	1.014	1.117	1.568
Co	104,1	112,4	79,24	86,38	63,89	106,0	82,90	103	92,10	105,0	106	93,30	74,30	74,30	83
Cr	43,08	53,51	35,31	37,94	41,84	11,20	7,73	8,05	10,50	6,11	12,70	14,40	11,10	10,90	14,10
Cs	5,52	3,07	1,97	1,87	2,27	2,88	1,20	2,10	1,34	1,99	1,67	1,44	1,52	2,21	1,82
Cu	6,34	146,8	21,53	27,61	22,61	6,90	13,50	8,10	5,40	4,20	4,60	4,70	9,20	7,10	5,90
Hf	4,34	5,16	4,31	3,77	4,18	7,20	6,94	6,61	6,89	6,89	6,17	7,14	6,27	6,69	5,94
Mo	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,59	0,42	1,09	0,50	2,67	0,21	0,39	0,38	0,53	0,26	0,34
Nb	6,85	8,08	6,88	6,78	6,57	15,09	14,02	14,44	14,16	12,61	15,20	14,75	15,34	15,22	13,60
Ni	8,42	10,02	6,52	6,76	6,06	7,01	3,30	3,80	3,63	3,79	4,98	4,72	3,63	3,59	4,22
Pb	6,29	10,86	45,64	46,64	11,10	18,80	28,70	24,60	14,40	14,20	8,40	11,00	9,4	9,87	11,30
Rb	179,9	144,7	103	114,3	152,2	195,6	135,5	154,9	167,7	166,3	185,6	165,3	191,9	248,6	247,9
Sn	3,48	2,85	3,78	2,29	2,44	2,75	5,08	3,55	2,64	2,55	3,70	3,30	2,91	2,92	2,90
Sr	136,9	176,1	307,4	193,6	270,2	118	123	290	189	271	226	309	264	219	224
Ta	2,42	2,30	1,82	1,90	1,55	3,00	2,31	2,85	2,65	2,93	3,32	2,41	2,53	2,78	2,57
Th	13,64	9,88	8,17	6,20	10,46	13,72	14,21	13,30	16,10	12,00	20,26	11,80	15,58	17,73	15,65
U	3,13	4,34	2,08	2,24	1,81	3,09	4,61	4,10	6,13	3,63	6,55	3,56	4,69	5,02	3,95
V	34,13	41,01	36,22	33,47	36,28	39,60	37,00	38,70	40,10	31,60	30,10	42,80	36,00	34,50	32,20
Y	24,23	15,87	20,99	21,71	18,94	33,80	31,40	2,85	27,40	26,40	28,00	29,00	32,00	28,14	27,40
Zn	72,07	81,20	192,0	141,2	91,37	115,0	96,10	98,60	73,20	61,50	46,50	65,70	62,40	61,20	53,40
Zr	148,5	180,9	163,9	152,3	148,8	302	287	276	272	255	249	313	280	278	253,0
La	47,53	25,13	33,78	26,13	45,14	32,00	45,09	37,70	38,47	30,87	38,32	21,63	42,04	43,15	47,7
Ce	102,8	74,13	70,79	53,06	94,30	71,07	90,63	85,75	83,02	67,48	84,64	60,86	84,22	88,96	98,7
Pr	11,83	6,48	8,68	6,28	10,95	8,19	10,49	8,85	9,00	7,78	9,13	6,34	9,31	9,77	10,8
Nd	45,83	24,39	32,71	24,60	41,49	31,20	36,44	33,30	32,58	29,75	30,63	25,96	33,49	33,85	36,2
Sm	8,31	4,56	6,30	5,30	7,12	5,94	7,11	6,43	6,25	5,31	6,01	6,01	6,21	5,95	6,4
Eu	1,07	0,63	1,04	1,01	1,27	1,30	1,61	1,39	1,30	1,30	1,13	1,35	1,29	1,25	1,4
Gd	5,63	3,34	4,82	4,78	4,92	5,78	6,23	5,18	4,94	4,67	4,94	5,10	5,30	5,20	5,3
Tb	0,80	0,49	0,75	0,68	0,70	0,82	0,89	0,83	0,77	0,75	0,72	0,74	0,81	0,77	0,7
Dy	4,50	2,76	3,73	3,77	3,72	5,15	5,30	5,02	4,73	4,17	4,47	4,59	4,96	4,66	4,5
Ho	0,81	0,58	0,77	0,75	0,70	1,10	1,04	1,01	0,94	0,91	0,85	0,88	0,96	0,90	0,9
Er	2,38	1,71	1,95	2,04	1,87	2,84	2,79	2,75	2,56	2,58	2,50	2,52	2,82	2,59	2,5
Tm	0,36	0,27	0,34	0,33	0,29	0,45	0,47	0,48	0,43	0,43	0,42	0,36	0,43	0,41	0,4
Yb	2,45	1,89	2,02	2,04	1,87	2,72	2,98	2,85	2,90	2,60	2,68	2,47	2,80	2,76	2,5
Lu	0,36	0,25	0,29	0,30	0,30	0,45	0,42	0,45	0,44	0,42	0,41	0,36	0,40	0,43	0,4
Total	234,6	146,6	168,0	131,0	214,6	169,0	211,5	192,0	188,3	159,0	186,9	139,2	195,0	200,7	218,4

Tableau 1b.—Compositions chimiques des granitoïdes néoproterozoïques de la boutonnière d'Irfni

	Granodiorites de Tiyoughza				Monzogranites de Mesti				Granites de Mirleft				Syénogranites de Tiyoughza				Syénogr. Taouleht	
	TG 17	TG 19	TG 20	MS3	IH4	IH2	MS10	MS9	MR8	MR3	MR5	MR6	TG 10	TG 11	TY20*	TY22*	Ta 13	Ta 14
SiO ₂	70,8	68,3	70,4	71,2	71,5	71,9	72,1	73,1	72,7	72,9	73,4	73,7	76,44	77,37	76,7	76,8	76,9	76,2
Al ₂ O ₃	13,9	15,4	14,2	14,4	14,2	13,8	14,4	13,7	13,9	13,9	13,4	13,8	12,69	12,45	12,6	12,6	12,2	12,8
Fe ₂ O _{3t}	2,8	3,25	3,65	1,88	1,58	1,5	1,52	1,61	2,05	1,97	1,98	1,88	1,01	0,85	0,87	0,8	0,77	1,12
MnO	0,07	0,06	0,07	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	tr	0,02	tr	tr	tr	0,02	0,01	0,01	0,04
MgO	0,88	1,03	1,18	0,62	0,47	0,55	0,35	0,44	0,36	0,29	0,39	0,42	0,15	0,04	0,06	0,09	0,04	0,03
CaO	1,89	2,52	2,42	1,73	1,54	1,25	1,1	1,37	0,14	0,4	0,26	0,16	0,23	0,23	0,29	0,32	0,16	0,36
Na ₂ O	3,34	4,08	3,79	4,33	4,35	4,88	4,92	3,95	4,43	4,31	4,11	4,09	4,23	4,25	4,08	4,33	3,41	4,25
K ₂ O	4,68	3,61	2,85	4,12	4,34	3,94	3,86	4,12	4,35	4,59	4,84	4,75	4,30	4,07	4,44	3,96	5,39	4,43
TiO ₂	0,37	0,42	0,49	0,3	0,24	0,25	0,23	0,25	0,22	0,22	0,21	0,17	0,05	0,03	0,05	0,05	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,15	0,09	0,07	0,09	0,05	0,1	0,06	0,08	0,06	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
P.F.	1,51	1,07	1,33	1,06	1,35	1,6	1,15	1,16	1,61	1,19	1,3	1,47	0,69	0,50	0,5	0,5	0,6	0,4
Total	100	99,9	100	99,7	99,7	99,7	99,7	99,8	99,8	99,8	99,9	99,8	99,83	99,81	99,6	99,6	99,5	99,7
As	1,51	1,44	0,96	0,85	0,76	0,62	0,62	0,71	3,63	2,43	1,8	4,28	0,78	0,69	11,00	11,00	16,00	8,00
Ba	1.566	977	554	1.141	1.137	1.013	936	1.035	727	420	630	754	194	212	98	120	93	60
Co	164,5	99,7	111,7	124,0	115,0	124	144	161	133	109	143	144	222,1	204,2	154	177	157	107
Cr	24,40	13,59	12,10	20,40	9,31	8,02	21,00	20,20	9,02	15,80	24,10	13,80	13,23	10,03	2,00	3,00	3,00	2,00
Cs	1,45	1,81	1,72	1,29	0,69	0,50	0,70	1,46	1,64	1,67	1,67	1,68	0,62	0,36	nd	nd	nd	nd
Cu	7,50	4,41	2,71	2,00	2,00	2,30	1,80	1,90	4,50	3,80	5,00	8,10	3,70	2,61	3,00	2,00	7,00	2,00
Hf	3,46	3,56	3,95	3,99	3,69	3,40	3,56	3,87	5,29	6,24	6,82	5,09	4,89	6,07	4,50	5,06	3,98	3,90
Mo	5,62	0,15	0,18	0,37	0,18	0,20	0,27	0,34	0,77	0,81	1,01	1,33	0,28	0,23	nd	nd	nd	nd
Nb	10,20	8,46	10,21	8,69	7,67	8,26	8,43	8,04	12,86	14,86	17,42	12,96	28,82	31,12	17,0	18,2	16,3	15,4
Ni	5,60	6,09	5,89	4,56	3,26	6,62	4,02	5,98	3,13	2,61	3,28	3,62	3,57	3,50	2,00	2,00	2,00	2,00
Pb	14,53	13,20	9,57	8,29	10,70	7,31	10,30	10,50	5,44	10,10	6,79	7,04	10,89	7,26	13,00	12,00	11,00	17,00
Rb	88,3	108	91,5	119	111,5	88,2	109	147,4	129,6	140,1	166,3	158,1	161,3	135,9	200,2	206,3	176,0	212,5
Sn	7,01	1,44	1,24	0,80	0,94	0,81	0,86	0,84	1,77	1,95	3,16	4,57	2,90	2,58	nd	nd	nd	nd
Sr	186	282	261	288	272	145	208	267	90,2	82	56	57,4	25,2	34,2	29,4	43,1	20,4	11,0
Ta	3,32	2,36	2,79	2,93	2,89	2,83	3,11	3,33	3,04	3,23	3,70	3,60	5,97	6,06	5,90	6,50	5,40	5,40
Th	13,15	13,49	17,13	8,99	9,94	11,10	12,75	13,03	9,23	11,90	12,31	9,49	35,28	36,09	27,60	30,50	24,60	25,10
U	6,87	6,21	9,14	3,72	4,32	4,88	7,28	5,31	1,68	3,17	3,31	2,31	5,34	5,99	6,60	6,50	6,50	7,00
V	28,34	28,81	31,86	19,90	13,60	12,90	13,70	18,10	7,83	6,44	5,34	7,14	0,70	1,69	3,00	4,00	2,00	2,00
Y	15,24	14,34	15,96	8,41	6,99	6,38	7,69	7,99	22,90	35,10	33,70	26,70	31,54	30,52	30,40	35,30	19,80	31,40
Zn	59,27	132,9	61,14	26,10	21,40	24,40	30,60	26,20	43,60	39,30	39,10	38,40	18,49	12,94	12,00	10,00	7,00	20,00
Zr	126	142	162	160	150	145	151	134	198	232	258	182	101,6	114,4	65	70	63	56
La	21,37	24,10	24,10	21,37	21,37	28,13	33,73	31,99	36,96	49,79	37,89	39,10	13,39	12,50	15,30	19,80	5,80	16,10
Ce	40,65	44,30	46,70	40,65	40,65	48,64	56,12	53,33	96,82	111,0	91,13	88,87	34,62	38,21	39,00	49,50	18,00	39,00
Pr	4,45	4,80	5,10	4,45	4,45	4,51	5,25	5,16	8,84	12,61	9,49	9,33	3,97	4,00	4,60	5,80	2,08	5,0
Nd	17,00	17,00	19,80	17,00	17,00	15,22	16,98	17,11	33,21	47,97	35,07	34,68	15,43	14,74	16,60	20,63	7,54	17,84
Sm	3,19	3,50	3,60	3,19	3,19	2,00	2,43	2,57	5,56	8,53	6,53	5,90	4,21	4,41	4,40	5,34	2,40	4,80
Eu	0,98	0,95	0,80	0,98	0,98	0,65	0,68	0,73	0,79	1,20	0,72	0,68	0,07	0,09	0,15	0,17	0,11	0,15
Gd	2,48	2,70	2,70	2,48	2,48	1,39	1,83	2,01	4,50	7,52	5,09	4,82	3,68	3,73	4,11	4,88	2,20	4,50
Tb	0,35	0,40	0,40	0,35	0,35	0,18	0,23	0,26	0,70	1,11	0,89	0,76	0,72	0,70	0,97	1,14	0,64	0,99
Dy	2,22	2,22	2,40	2,22	2,22	1,12	1,19	1,23	3,66	6,28	5,09	3,79	4,63	4,55	5,64	6,40	4,24	5,54
Ho	0,49	0,50	0,50	0,49	0,49	0,20	0,21	0,23	0,72	1,14	1,06	0,78	1,08	1,05	1,28	1,45	0,98	1,24
Er	1,33	1,20	1,30	1,33	1,33	0,61	0,60	0,66	2,08	3,12	3,08	2,43	2,81	2,80	3,80	4,30	3,05	3,64
Tm	0,19	0,20	0,20	0,19	0,19	0,08	0,09	0,11	0,35	0,47	0,53	0,38	0,56	0,51	0,60	0,70	0,55	0,62
Yb	1,53	1,40	1,60	1,53	1,53	0,62	0,75	0,80	2,39	3,38	3,85	2,58	3,83	3,93	4,43	4,88	3,78	4,19
Lu	0,23	0,23	0,30	0,23	0,23	0,13	0,11	0,13	0,34	0,52	0,60	0,39	0,60	0,61	0,55	0,66	0,45	0,52
Total	96,4	103	110	96,4	96,4	103	120	116	197	255	201	194	89,6	91,8	101	126	51,8	104

Les granitoïdes de l'épisode précoce : Ils définissent des tendances magmatiques marquées par une baisse de Al_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 et Fe_2O_3t (fig. 2) qui traduit le fractionnement de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens dans chaque faciès. La variation des éléments en traces et des REE en fonction de SiO_2 montre que les compositions de ces granitoïdes n'évoluent pas selon la même tendance de variation ce qui permet d'exclure un modèle de différenciation unique et continu depuis les diorites quartziques de Sahel vers les monzogranites de Mesti (fig. 2). Ces granitoïdes forment trois groupes chimiques distincts :

(i) Les diorites quartziques et les granodiorites de Sahel montrent des teneurs faibles en SiO_2 (63 à 67 %), Na_2O (2,67 à 3,97 %), K_2O (3,23 à 4,37 %) et plus fortes en Al_2O_3 (15,01 à 16,01 %), MgO (1,55 à 2 %), Fe_2O_3t (4,18 à 5,36 %) et TiO_2 (0,41 à 0,5 %) et en éléments de transition (Cr : 38 à 43 ppm, Ni : 6 à 10 ppm, V : 33,5 à 41 ppm). Leurs teneurs variables en CaO (0,39 à 2,64 %), Rb (103 à 180 ppm) et en Sr (136 à 307 ppm) (fig. 2) sont mis en relation avec le degré d'altération des plagioclases. Ils sont caractérisés également par leur caractère déprimé en Nb (6,5 à 8 ppm) et en Ta (1,55 à 2,4 ppm), par des teneurs variables en REE (131 à 234 ppm) et par des spectres (fig. 3) à fractionnement variables ($8,64 < La_N/Yb_N < 16,25$; $2,66 < La_N/Sm_N < 3,99$; $1,43 < Gd_N/Yb_N < 2,12$). La présence de cristaux d'allanite dans les échantillons SH₁ et BR₃₅ est responsable des teneurs élevées en La et en Ce et du fort fractionnement de leurs spectres. Le parallélisme de ces spectres et l'existence d'une anomalie négative en Eu d'amplitude croissante au cours de la différenciation (0,66 à 0,47) suggèrent l'existence d'un lien génétique entre ces deux faciès par fractionnement de plagioclase. Néanmoins, à teneur équivalente en REE et en éléments en traces, les granodiorites sont relativement plus riches en MgO (1,9 à 2 %) que les diorites quartziques (1,55 à 1,62 %) ce qui met en doute le cogénéisme de ces faciès.

(ii) Les granodiorites de Mesti et d'Ifni présentent de compositions chimiques comparables (tab. 1a et fig. 2). Ils se distinguent des granodiorites de Sahel (Ech. SH₁ et SH₃) par leur caractère plus sodique (3,15 à 4,48 %) et moins ferromagnésien (Fe_2O_3t : 3,4 à 4,17 % ; MgO : 0,93 à 1,5 %). Elles sont également plus pauvres en éléments de transition (Cr : 6 à 24,4 ppm, Co : 74 à 106 ppm ; V : 32 à 34 ppm) et plus riches en éléments LFS (Ba : à 1.200 ppm ; Sr : 200 à 309 ppm), HFS (Zr :

249 à 313 ppm ; Nb : 12 à 15 ppm ; Hf : 5,94 à 7,17 ppm) et en Y (24 à 32 ppm). L'altération intense des plagioclases, en particulier dans le faciès microgranodioritique de bordure de la granodiorite d'Ifni (PF = 2,23 à 2,54 %), s'exprime par un apport de K_2O (5 à 6 %) et par un lessivage important de CaO (0,27 à 0,9 %), concomitant à une baisse importante des teneurs en Sr (fig. 2). Excepté l'échantillon TH4 plus pauvre en La ($La_N/Yb_N = 5,91$), ces roches présentent des teneurs en REE (138 à 212 ppm) et des spectres comparables ($8 < La_N/Yb_N < 13$; $3,67 < La_N/Sm_N < 4,7$; $1,38 < Gd_N/Yb_N < 1,72$) à ceux des granodiorites de Sahel (fig. 3) et ne s'en distinguent par une plus faible anomalie négative en Eu (0,86 à 0,64).

(iii) Les monzogranites de Mesti se discriminent des faciès granodioritiques précédents par des teneurs plus élevées en SiO_2 (71 à 73 %), en Na_2O (3,95 à 4,88 %) et plus faibles en Al_2O_3 (13,69 à 14,35 %), CaO (1,1 à 1,73 %), MgO (0,44 à 0,62 %), Fe_2O_3t (1,55 à 1,88 %) et en TiO_2 (0,23 à 0,28 %), en Rb, Zr, Hf, Th. Ils se démarquent également par des teneurs plus faibles en REE (116 à 123 ppm) et en Y (6 à 9 ppm), des spectres plus fractionnés ($26,15 < La_N/Yb_N < 30,82$; $7,84 < La_N/Sm_N < 8,74$; $1,77 < Gd_N/Yb_N < 2,09$) montrant une concavité vers le haut au niveau des HREE et une légère anomalie positive en Eu (1,03 à 1,26) (fig. 3). Les forts rapports La/Yb (39 à 46) de ces roches résultent de leur caractère déprimé en HREE (4,33 à 5,43) et qui seraient dus à la présence parmi les résidus de la fusion d'une phase minérale qui fractionne fortement les HREE et qui correspondrait au grenat et/ou à l'amphibole (Martin, 1993). Ces caractères les distinguent du monzogranite de Tafraout (boutonnière de Kerdous) qui se caractérise par de faibles teneurs en Ba, Sr et Zr et par des spectres moins fractionnés ($La_N/Yb_N \approx 8$) montrant une anomalie négative importante en Eu.

La granodiorite de Tiyoughza présente des compositions en éléments majeurs intermédiaires entre celles des faciès granodioritiques précédents et les monzogranites de Mesti (fig. 2). Leurs teneurs en éléments en traces et en REE (96 à 110 ppm) sont comparables à celles des monzogranites et ne s'en distinguent que par des teneurs plus élevées en Y (14 à 16 ppm) et en HREE (8,78 à 9,41 ppm) et plus faibles en LREE (93,7 à 99 ppm). Ceci se traduit par des spectres globalement comparables ($(La/Yb)_N : 9,45$ à $11,44$ ($La/Sm)_N : 4,20$ à $4,35$; $(Gd/Yb)_N : 1,31$ à $1,53$, $Eu^*/Eu = 0,79$ à $1,07$) (fig. 3). Ces données suggèrent l'existence d'un lien

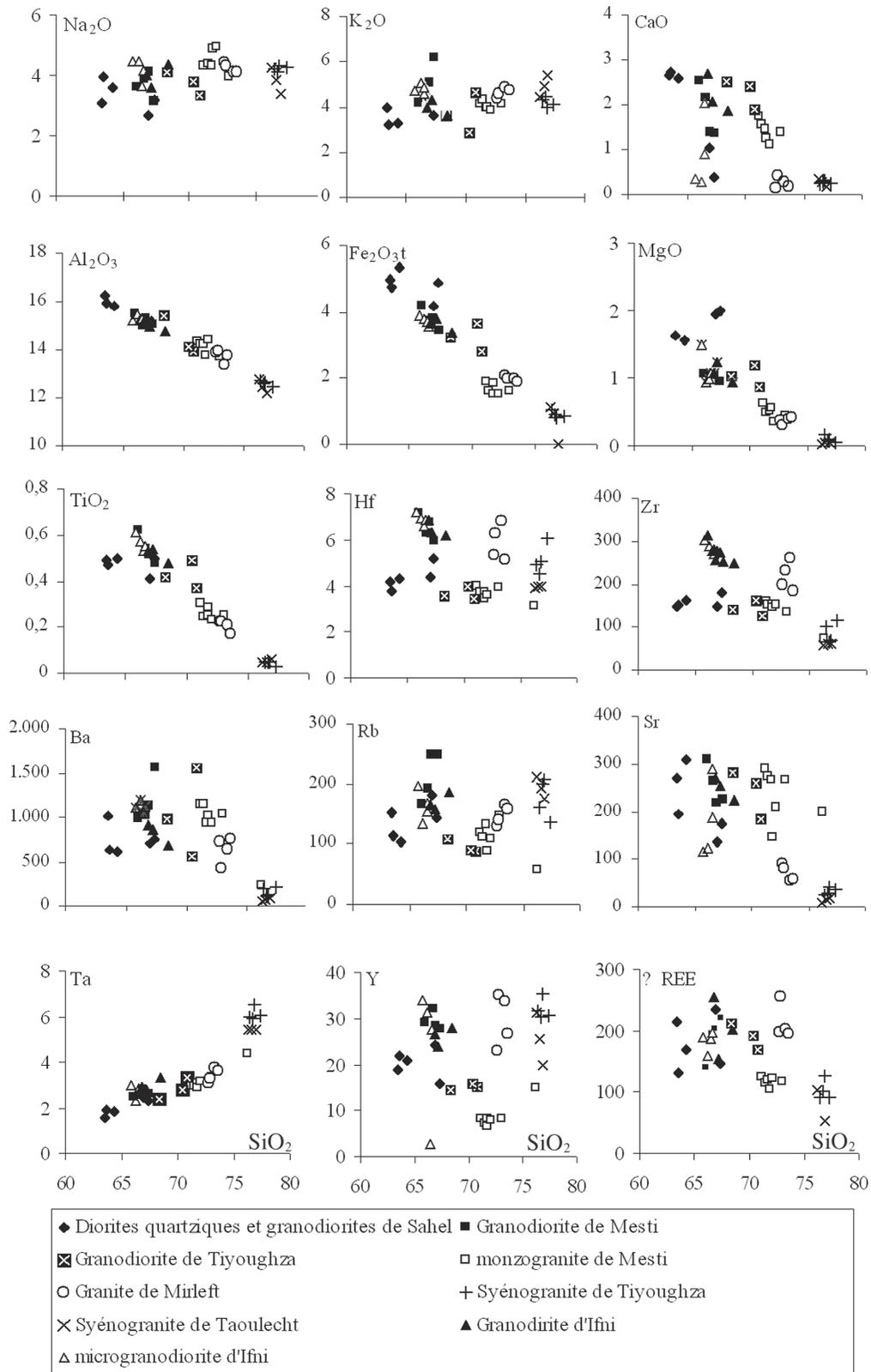


Fig. 2.—Variations des éléments majeurs, traces et terres rares en fonction de la silice dans les granitoïdes néoprotérozoïques d'Ifni.

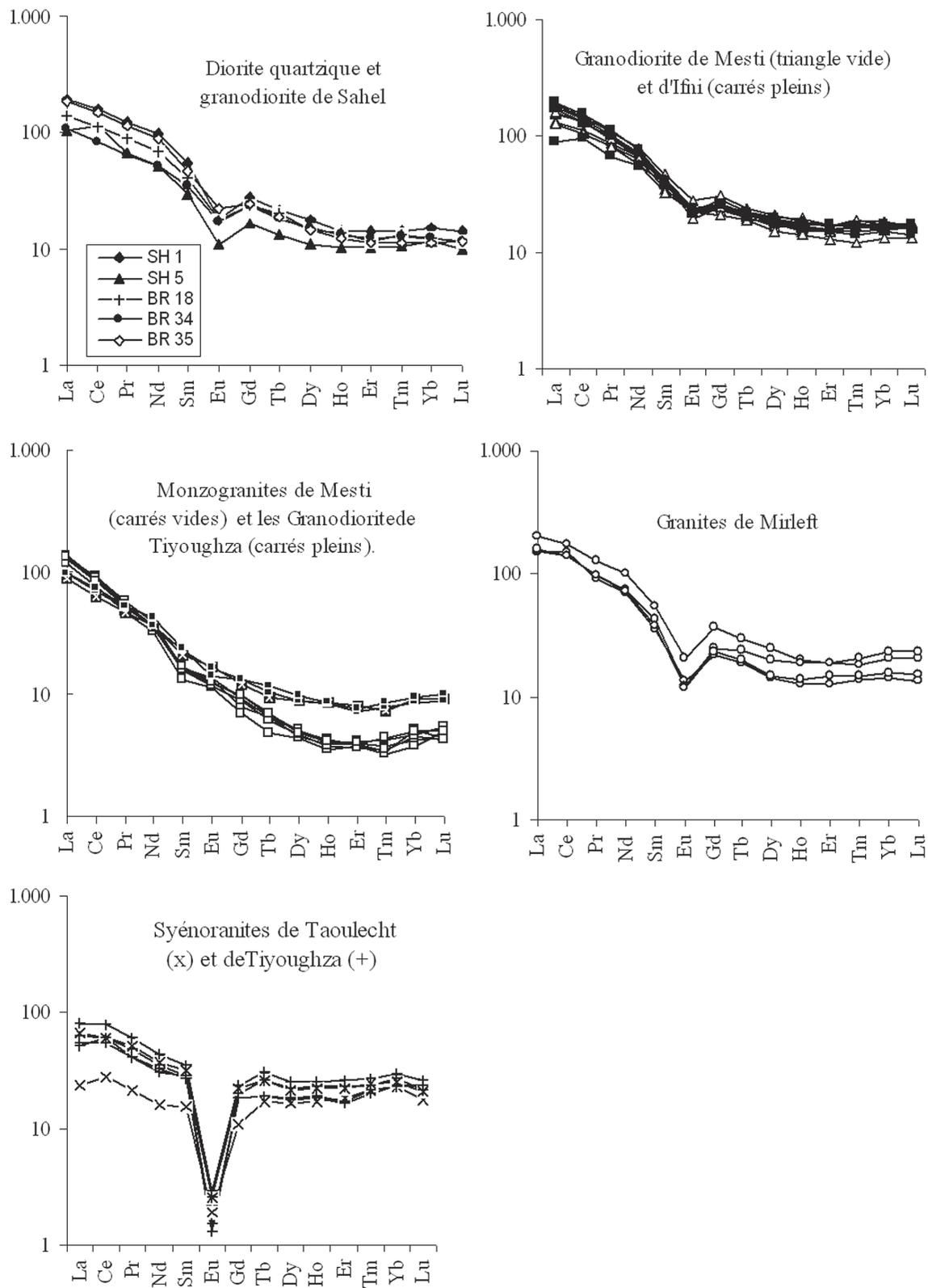


Fig. 3.—Spectres de terres rares des granitoïdes néoprotozoïques de la boutonnière d'Ijni normés à la chondrite C₁ de Evensen *et al.* (1978).

de parenté entre ces deux faciès soit par cristallisation fractionnée avec un fractionnement de l'amphibole soit par des taux de fusion partielle variables d'un même matériau dans lequel le grenat figure parmi les phases résiduelles.

Les granites de l'épisode tardif : les compositions chimiques de ces roches (fig. 2) et leurs tendances de variation dans les diagrammes Ba, Rb, Hf, Y et Σ REE en fonction de SiO₂ (fig. 2) excluent tout lien génétique par cristallisation fractionnée entre ces granites et ceux de l'épisode précoce. A teneurs équivalentes en alcalins (Na₂O : 3,4 à 4,3 % ; K₂O : 4 à 5,4 %) et en Rb (130 à 212 ppm) ces granites définissent deux groupes chimiques distincts en accord avec leurs compositions minéralogiques :

(i) Les syénogranites de Taoulecht et de Tiyoughza plus différenciés que les granites de Mirleft se distinguent par des teneurs plus fortes en SiO₂ (76,22 à 76,89 %) et plus faibles en Al₂O₃ (12,1 à 12,76 %), CaO (0,16 à 0,36 %), MgO (0,04 à 0,15 %), Fe₂O_{3t} (0,77 à 1 %) et TiO₂ (0,03 à 0,16 %). Ils montrent également des teneurs plus fortes en Ta (5,9 à 6,5 ppm), Nb (28 à 31 ppm), U (5 à 7 ppm) et en Th (24 à 35 ppm), et plus faibles en Ba (60 à 193 ppm), Sr (11 à 43 ppm), Zr (56 à 63 ppm) et en REE (51 à 126 ppm). Leurs spectres (fig. 3) sont peu fractionnés [$1,04 < (La/Yb)_N < 2,7$; $1,52 < (La/Sm)_N < 2,33$; $0,47 < (Gd/Yb)_N < 0,87$] et présentent de fortes anomalies négatives en Eu (0,11 à 0,06). Les tétrades La-Ce-Pr-Nd et Gd-Tb-Dy-Ho confèrent à ces spectres une concavité vers le bas (« tetrad effect ») alors que dans les autres granitoïdes, la concavité, si elle existe, est tournée vers le haut. Ce caractère les rapprochent des granites à tendance alcaline ayant subi ou non une métasomatose sodique (Cocherie *et al.*, 1991 ; Bau, 1996) comme c'est le cas des alaskites post-panafricaines de la suite Taourirt du Hoggar (Azzouni-Sekkal et Bonin, 1997). Ces caractères les discriminent des granites subvolcaniques de Tazoult (Kerdous) et de Sidi Lhouceine (Zenaga) qui sont plus riches en Ba, Sr et en REE et plus pauvres en Nb et en Ta.

(ii) Les granites de Mirleft plus plagiobiotitiques que les faciès précédents montrent des teneurs plus faibles en SiO₂ (72,86 % à 73,67 %) et plus élevés en Al₂O₃ (13,38 à 13,87 %), MgO (0,29 à 0,42 %), Fe₂O_{3t} (1,86 à 2 %) et TiO₂ (0,17 à 0,22 %). Ces granites sont plus riches en Ba (420 à 754 ppm), Sr (56 à 90 ppm), Zr (182 à 258 ppm) et plus pauvres en Ta (3 à 3,6 ppm), Nb (12 à 15

ppm), Th (9 à 12 ppm) et en éléments de transition (Cr : 9 à 24 ppm et V : 5 à 8 ppm). Ils se discriminent également par des teneurs plus élevées en LREE (177 à 230 ppm) par rapport au HREE (15 à 24 ppm) et des spectres (fig. 3) nettement plus fractionnés [$6,7 < (La/Yb)_N < 10,5$; $3,65 < (La/Sm)_N < 4,2$; $1,5 < (Gd/Yb)_N < 1,8$], d'allure concave vers le haut au niveau des HREE, et montrant des anomalies négatives modérées en Eu (0,48 à 0,39).

Typologie magmatique

La qualité des échantillons analysés est attestée dans le diagramme A-B de Debon et Le Fort (1983) dans lequel (fig. 4), les compositions des granitoïdes de l'épisode tardive occupent exclusivement le domaine hyperalumineux ($A > 0$) alors que ceux de l'épisode précoce s'enracinent dans le domaine métalumineux ($A < 0$). Certains échantillons des massifs d'Ifni (faciès de bordure), de Mesti et de Sahel sont entraînés dans le domaine hyperalumineux en raison de la forte altération des plagioclases qui se traduit par un lessivage important de CaO et/ou d'un apport de K₂O (fig. 3). Ces derniers granites définissent des tendances à caractère aluminocafémiques sub-parallèles qui sont plus au moins modifiées par les altérations et en particulier dans les diorites quartziques et les granodiorites de Sahel. La répartition de ces derniers dans le domaine hyperalumineux bien qu'ils ne contiennent pas de muscovite primaire, serait acquise secondairement à partir d'une souche magmatique inconnue à caractère aluminocafémique ou cafémique.

Les compositions chimiques des biotites de ces granitoïdes (Al₂O₃ : 14,69 à 16,48 %, K₂O : 8,75 à 10 %, TiO₂ : 1,4 à 2,37 %, FeO*/MgO : 1,5 à 2) correspondent à celles des granites calco-alcalins orogéniques caractérisées par des teneurs élevées en MgO et par de faibles rapports FeO*/MgO voisins de 1,76 (Abdel-Rahman, 1994) (fig. 5). A l'opposé les biotites du granite de Mirleft de l'épisode tardif plus riches en TiO₂ (2,2 à 2,6 %) et en FeO_t (24 à 25 %) et plus pauvres en MgO (6 à 7 %) montrent des rapports FeO*/MgO plus élevés (3,6 à 4,2) typiques des biotites des séries peralumineuses caractérisées par des rapports FeO*/MgO ($\approx 3,48$) intermédiaires entre ceux des biotites des séries anorogéniques alcalines (7,04) et calco-alcalines (1,76).

Dans la classification de Frost *et al.* 2001 (fig. 6a et b), excepté les échantillons altérés qui sont entraînés dans le domaine des granitoïdes alcalins,

ces granitoïdes montrent une affinité alcali-calcique. Ils correspondent à des granites magnésiens ($Fe^* = FeOt/(FeOt + MgO)$ varie de 0,71 à 0,8), métalumineux à faiblement alumineux avec des indices de saturation en alumine ASI ($Al/Ca - 1,67 P + Na + K$) très variables (0,95 à 1,18) et fortement modifiés par les altérations en particulier dans les diorites quartziques et les granodiorites de Sahel (ASI : 1,07 à 1,56).

A l'échelle de l'Anti-Atlas occidental, les granitoïdes d'âges équivalents sont de type magnésien et d'affinité globalement calco-alcaline à alcali-calcique (fig. 6c et d), métalumineux à faiblement alumineux. Ils sont représentés dans le Bas Drâa par les diorites quartziques de L'Guelta Lkehla (Ikenne, 1997) et dans le Kerdous (Nachit, 1994 ; Barbey *et al.*, 2001) par les monzodiorites quartziques et les granodiorites du massif de Tarçouate datés respectivement à 560 ± 2 Ma et à 583 ± 2 Ma (U/Pb sur zircon, Aït Malek *et al.*, 1998). Les granites hyperalumineux de Taourgha, de la Boutonnière de Bas Drâa datés à 575 ± 2 Ma (U/Pb sur zircon, Aït Malek *et al.*, 1998), plus différenciés que les autres granitoïdes sont classés dans le type des granites ferrifères.

Les granites hyperalumineux (ASI : 1,03 à 1,06) de Mirleft et les syénogranites de Taouleht et de Tiyoughza de l'épisode tardif montrent dans l'ensemble des compositions des granites ferrifères ($Fe^* : 0,77$ à $0,95$) d'affinité alcali-calcique à alcaline (fig. 6a et b). A l'échelle de Anti-Atlas occidental, excepté le monzogranite de Tafraout (Kerdous) daté à 549 ± 15 Ma (Rb/Sr, Charlot, 1982) qui montre un caractère relativement peu magnésien, les autres granites d'âges équivalents sont de type ferrifère alcali-calcique (fig. 6c et d) et hyperalumineux. Ces derniers correspondent aux syénogranites de Sidi Lhouceine dans le Zenaga et à ceux de Tafraout, d'Agouni Yessen, d'Ida Ou Cougmar et de Aït Yahia à Kerdous (Lahmam, 2000). Ces trois derniers granites sont datés respectivement à 555 ± 11 Ma, 540 ± 10 Ma et 548 ± 6 Ma (Rb/Sr, Charlot, 1982).

Discussion et contexte géodynamique

La nature des matériaux sources à l'origine de ces granitoïdes peut être approchée en se basant sur les données isotopiques Rb/Sr (Benziane et Yazidi, 1982 ; Charlot, 1976, 1982 ; Jeannette *et al.*, 1981 ; Yazidi, 1976) et sur les résultats de la

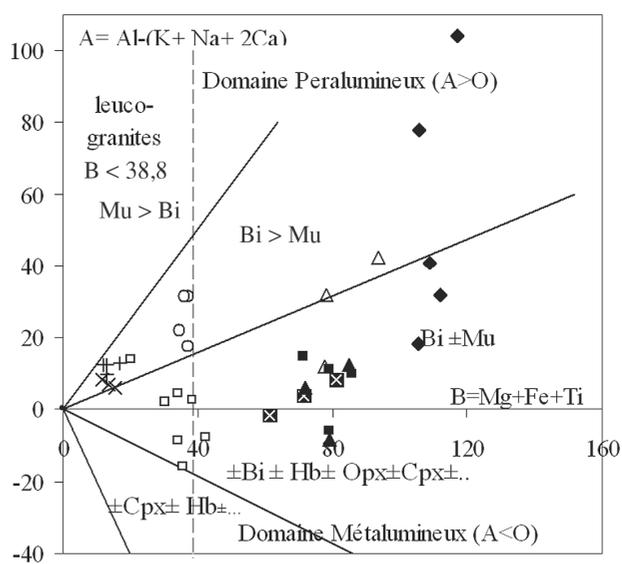


Fig. 4.—Typologie des granitoïdes néoprotozoïques de la boutonnière d'Ifni dans le diagramme A-B de Debon et Lefort (1983). Noter l'importance de l'altération (exprimée par la variable A) qui affecte les diorites quartziques, les granodiorites de Sahel et les microgranodiorites d'Ifni. Même symboles que la figure 2.

typologie des zircons réalisée sur ces roches (Lahmam et Beraaouz, 1999).

Les granitoïdes magnésiens de l'épisode précoce (massifs de Mesti et d'Ifni) présentent des rapports Sr_i relativement élevés et variés ($0,705 < Sr_i < 0,715$) ; ce qui suggère une origine mixte pour ces roches. La typologie des zircons confère à ces roches une origine hybride à composante mantellique dominante pour les granodiorites et une origine crustale avec une faible participation mantellique pour les monzogranites de Mesti.

Les granites ferrifères de l'épisode tardif montrent des rapports Sr_i plus élevés ($0,7079 < Sr_i < 0,7194$) en faveur de leur provenance de la fusion de matériaux crustaux hétérogènes. Néanmoins la typologie des zircons infirme l'origine crustale de ces granites et leur confère une origine hybride avec une forte contribution mantellique. Cette hypothèse pourrait être attestée par la présence de quelques enclaves microgrenues sombres dans ces roches et qui, d'après les critères de classification des granitoïdes de Didier *et al.* (1982), pourraient représenter l'un des témoins de cette contribution mantellique.

La forte variation des rapports Sr_i dans ces granitoïdes résulterait de l'hétérogénéité des matériaux sources et/ou de la remobilisation du système Rb-Sr lors des altérations hydrothermales qui affectent ces roches. Ceci met en cause la fiabilité des âges Rb-Sr

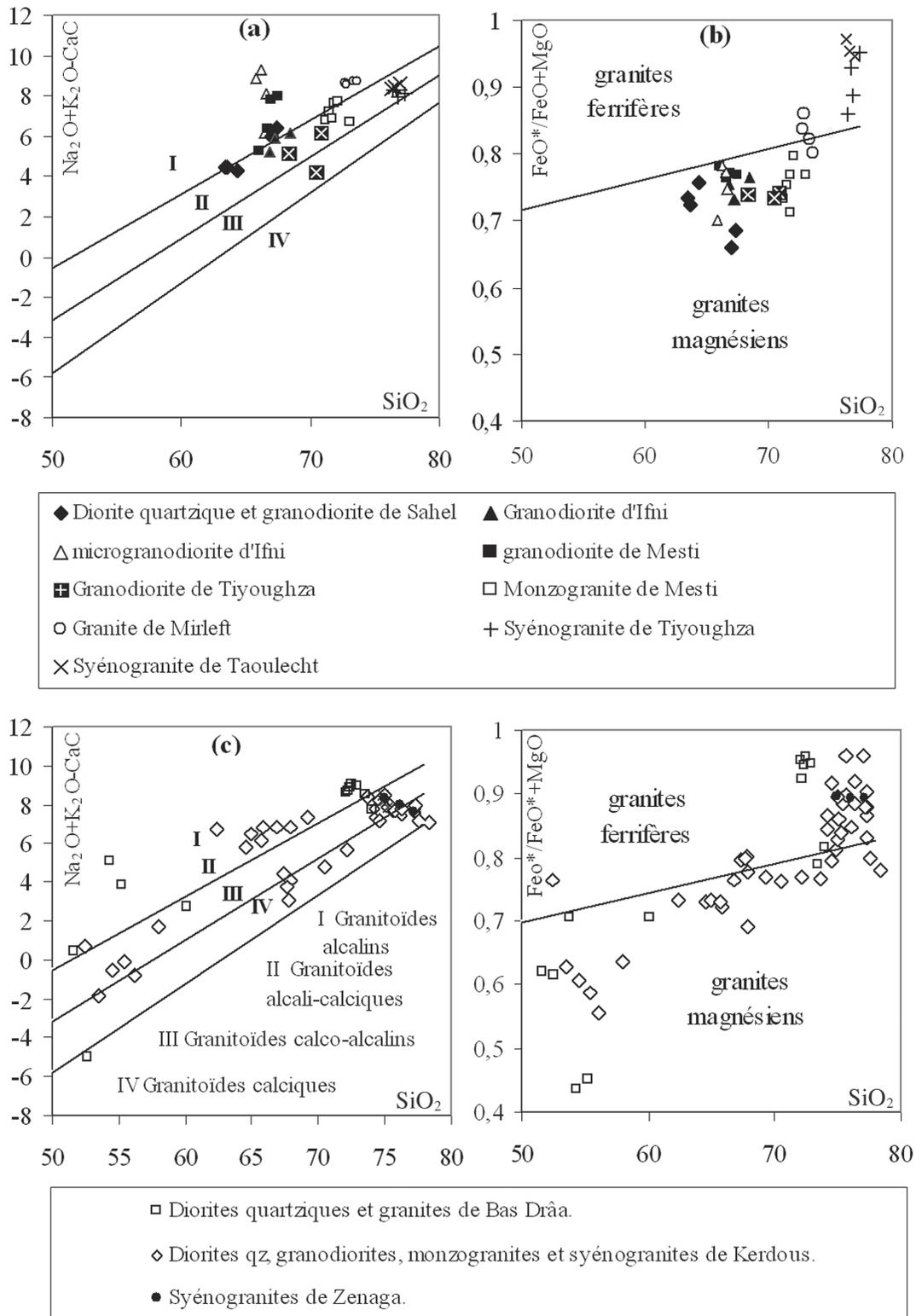


Fig. 5.—Position des granitoïdes néoproterozoïques du domaine sud occidental de l'Anti-Atlas dans les diagrammes de Frost *et al.* (2001). (a et b) : Granitoïdes de la boutonnière d'Iffni. (c et d) : Granitoïdes des boutonnières de Bas Drâa (analyses in Ikenne, 1997), Kerdous, et de Zenaga (analyses in Lahmam, 2000).

et des données isotopiques réalisés sur ces granites et qui doivent être interprétés avec prudence. En effet, les datations radiométriques U/Pb sur zircon effectuées sur les roches magmatiques néoprotérozoïques de l'Anti-Atlas remettent en cause la plupart des âges obtenus par la méthode Rb/Sr (Gasquet *et al.*, 2005 et références citées) et ont permis d'étaler ce magmatisme sur deux tranches d'âges : un épisode magmatisme syn-orogénique entre 762 ± 2 à 661 ± 23 Ma, représenté essentiellement dans l'Anti-Atlas central, et un épisode magmatique post orogénique daté de 600 ± 5 à 521 ± 7 Ma auquel appartiendrait les granitoïdes néoprotérozoïques d'Ifni.

La pétrogenèse de ces magmas de nature alcali-calcique est liée à la fusion de matériaux situés à la base de la croûte induite par la remontée de magmas basiques issus d'un manteau lithosphérique à phlogopite et/ou amphibole (Liégeois *et al.*, 1998). Les granitoïdes magnésiens sont issus de magmas hydratés qui au cours de la différenciation évoluent sous des conditions oxydantes (Frost et Lindsley, 1991) ce qui entraîne une cristallisation précoce de la magnétite qui inhibe l'enrichissement en fer observé dans les granites ferrifères. Les enrichissements en fer et en alcalins de ces types de granite résulteraient d'un fractionnement de minéraux silicatés anhydres à partir de magmas basiques et réducteurs et que leur caractère alumineux serait lié d'une part au fractionnement en profondeur de minéraux ferro-magnésiens et d'autre part à la contribution de matériaux crustaux (Frost *et al.*, 2001).

Dans les diagrammes multi-éléments de Pearce *et al.* (1984) (fig. 7), les granites de Mirleft de l'épisode tardif et l'ensemble des granitoïdes de l'épisode précoce présentent une signature géochimique d'arc. Par rapport aux ORG, ces roches présentent des enrichissements en LFS, un appauvrissement en HFS et en REE, des anomalies négatives en Nb et des anomalies positives en Ce et en Sm (les diorites quartziques, les granodiorites de Sahel et le granite de Mirleft). Dans le diagramme (Nb/Zr) vs Zr de Thiéblemont et Téguy (1994) et Thiéblemont (1999) (fig. 8), aucune composition de ces granites ne se situe dans le domaine des provinces alcalines et transitionnelles intraplaques. Les granitoïdes de l'épisode précoce présentent les compositions des granites calco-alcalins des zones de subduction (les diorites quartziques et les granodiorites de Sahel, les monzogranites de Mesti et la granodiorite de Tiyoughza) ou de post-collision (les granodiorites de Mesti et d'Ifni, les granites de Mirleft). A l'opposé les granites subvolcaniques de Taoulecht

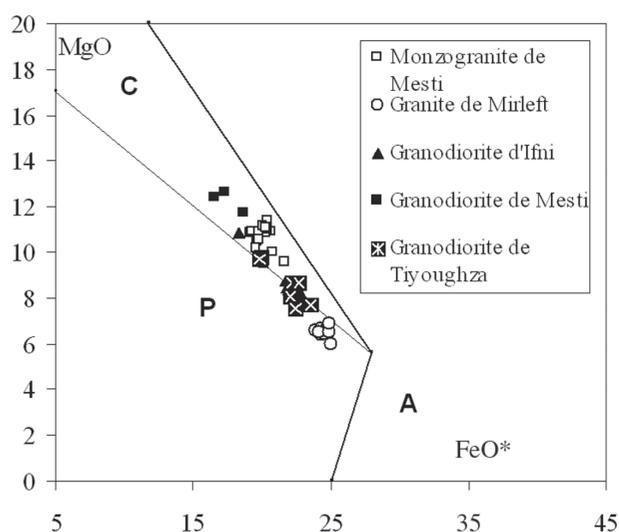


Fig. 6.—Compositions chimiques des biotites des granitoïdes néoprotérozoïques d'Ifni dans le diagramme $MgO = (FeO^*)$ de typologie des biotites de Abdel-Rahman (1994). A : Domaine des biotites des séries alcalines anorogéniques. C : Domaine des biotites des séries orogéniques calco-alcalines. P : Domaine des biotites des suites peralumineuses (incluant les types S).

et de Tiyoughza se caractérisent par l'absence de l'anomalie en Nb et par la présence de fortes anomalies négatives en Ba et en Zr (fig. 8) et par des rapports Zr/Nb supérieurs à 1, typiques des granites hyperalumineux (fig. 10). L'absence dans l'Anti-Atlas au Néoprotérozoïque d'un magmatisme hyperalumineux bien développé et l'abondance de roches volcaniques associés à ces granitoïdes écarte l'attribution de ces magmatismes à un contexte de collision continentale de type Himalayen comme celui décrit dans les orogènes plus récents (Le Fort *et al.*, 1987). La signature géochimique d'affinité d'arc de certains ces granitoïdes est en faveur de la genèse de ce magmatisme sous l'influence d'une zone de subduction. Néanmoins l'absence à l'échelle du domaine sud occidental de l'Anti-Atlas d'une polarité magmatique (depuis Zenaga dans l'Anti-Atlas central jusqu'à Ifni à l'extrémité occidentale de la chaîne) bien mise en évidence dans les systèmes subductifs récents (Kontak *et al.*, 1987, Lameyre, 1988) met en doute le rôle joué par la croûte océanique du Néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas central dans la genèse de ces magmas.

Cette signature géochimique d'arc également présente dans les granitoïdes ainsi que dans certains filons basiques du Néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas occidental et mis en place dans un contexte distensif (El Aouli *et al.*, 2001) serait héritée d'un manteau et ou d'une croûte ayant acquis ce caractè-

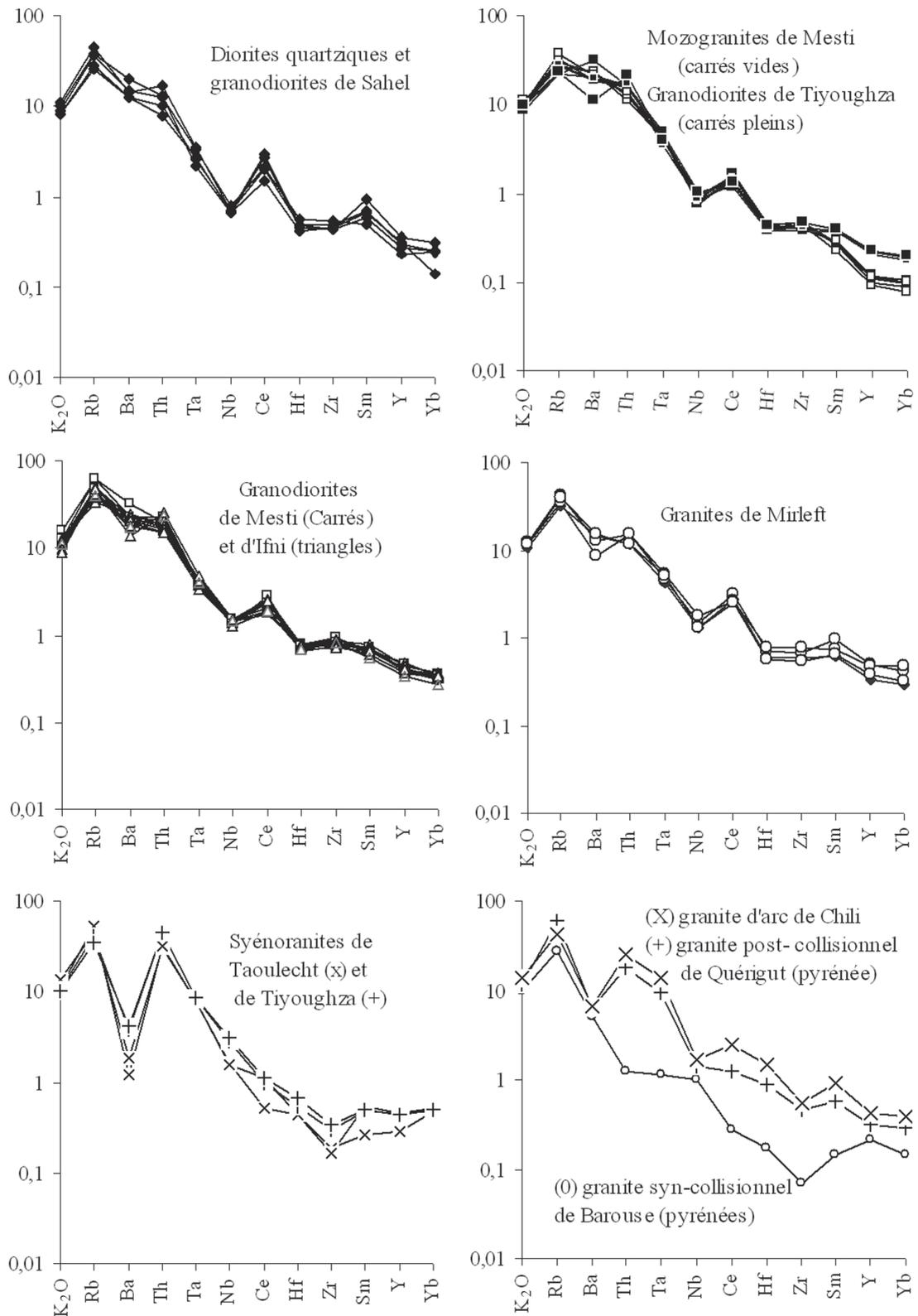


Fig. 7.—Normalisation/ORG (Pearce *et al.*, 1984) des compositions des granitoïdes néoprotérozoïques de la boutonnière d'Ifni. Les spectres des granites post-collisionnel de Quérigut, syn-collisionnel de Barousse et d'arc de Chili sont donnés en référence.

re orogénique lors d'une subduction d'âge archéen ou paléoprotérozoïque et dont aucun témoin (ophiolites) n'est actuellement observable à l'échelle de l'Anti-atlas occidental. Néanmoins la présence dans les boutonnières avoisinantes du Bas-Draa et de la Tagragra d'Akka de granitoïdes paléoprotérozoïques calcoalcalins et d'affinité d'arc (Mortaji *et al.*, 2000) est un argument probable en faveur de cette hypothèse. La fusion de ce type de matériaux pourrait être envisagée pour la genèse de ces granitoïdes comme cela a été démontré pour la genèse des granitoïdes calco-alcalins du Néoprotérozoïque du bouclier arabo-nubien (Thiéblemont, 1997).

Nous pouvons donc considérer que ce magmatisme granitique du domaine sud occidental de l'Anti-Atlas et le volcanisme calco-alcalin et alcalin associé, seraient formés par fusion de matériaux crustaux hétérogènes qui résultent d'un recyclage d'une croûte archéenne ou paléoprotérozoïque avec des quantités variables de magmas basiques d'âge néoprotérozoïque. Ces magmas, bien exprimés sous forme de réseaux filoniens dans toutes les boutonnières de l'Anti-Atlas sud occidental et présentant des affinités géochimiques variables (Ikenne *et al.*, 1997 ; El Aouli *et al.*, 2001) sont issus d'une fusion par décompression adiabatique du manteau en relation avec le fonctionnement ou les rejeux des grandes failles lithosphériques qui affectent le domaine de l'Anti-Atlas occidental sous un régime tectonique transcurent et transpressif (Hassenforder, 1987) ou transtensif (Soulaimani *et al.*, 2003). Ces magmatismes d'origine mixte et dont l'héritage archéen ou paléoprotérozoïque reste à démontrer par des données isotopiques du Nd (T_{DM}) marquent la fin du dernier épisode panafricain et seraient mis en place dans un contexte transitionnel (Pitcher, 1983) entre les stades orogéniques panafricains et anorogéniques qui annoncent le cycle paléozoïque caractérisé par un régime d'extension post-collisionnelle. Ce contexte est caractérisé par la coexistence de granitoïdes métalumineux à hyperalumineux calcoalcalins de type I, type S et de type A (Barbarin, 1990). En effet, le magmatisme calco-alcalin n'est pas systématiquement lié aux zones de subduction. Il peut se manifester dans les régions soumises à une extension lithosphérique et ayant connu une subduction antérieure (Hooper *et al.*, 1995).

Les travaux de Doblas *et al.* (2002) ont préconisé que la bordure du craton ouest africain a été soumise à une extension crustale tardi- à post-panafricaine. Nous proposons une mise en place des granitoïdes étudiés dans un contexte général extensif qui

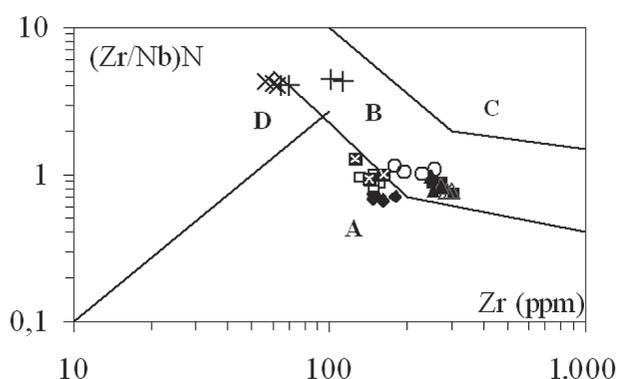


Fig. 8.—Position géotectonique des granitoïdes néoprotérozoïques d'Ifrni dans le diagramme $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ vs Zr de Thiéblemont et Tégey (1994). Les teneurs sont normées à la moyenne du manteau primordial de Hoffman (1988) : Zr = 9.714 ppm, Nb = 0,6175 ppm. Même symboles que la figure 2. A : domaine des roches magmatiques des zones de subduction. B : domaine des séries calco-alcalines de collision. C : domaine des granites et des rhyolites alcalines intraplaques. D : domaine des leucogranites hyperalumineux.

se manifeste par des accidents NE-SW qui structurent le domaine en horsts et en grabens postérieurement au dépôt des grès quartziques du super groupe de l'Anti-Atlas et par des cisaillements N160 °E dextres contemporains au granite de Taoulecht et qui engendrent des mégafentes de tension où se mettent en place des filons de microgranites et de dolérites (Benziane et Yazidi, 1982). Ces accidents semblent constituer les guides majeurs pour la mise en place des volcanites et des granitoïdes néoprotérozoïques de la boutonnière.

A l'échelle de l'Anti-Atlas cette extension s'exprime également par l'exhumation de faciès métamorphiques paléoprotérozoïques profonds sous forme de dômes métamorphiques extensifs mis en évidence dans les boutonnières de Kerdous et d'Igherm (Soulaimani et Piqué, 2004 ; Oudra *et al.*, 2005). D'après les travaux de Hooper *et al.* (1995), la remontée du manteau lors de la phase extensive apporte la chaleur nécessaire à la fusion partielle des matériaux basi-crustaux à l'origine de magmas calco-alcalins. Ces magmas sont de plus en plus contaminés en traversant la croûte continentale et donnent naissance aux granitoïdes et aux volcanites associées. Ils sont également responsables de l'apport de chaleur qui entraîne la remobilisation du socle paléoprotérozoïque et la remontée des dômes métamorphiques extensifs. Ce modèle proposé pour la genèse et la mise en place des granitoïdes néoprotérozoïques du désert d'Egypte (Fritz et Puhl, 1996 ; Bregar *et al.*, 2002 et Fritz *et al.*, 2002) et ceux du

segment de la chaîne panafricaine de l'Ouest de la Namibie (Tack et Bowden, 1999) ; pourrait être également envisagé pour la genèse des magmatismes tardi-panafricains et la formation des dômes métamorphiques extensifs de l'Anti-atlas occidental.

Conclusion

L'étude des granitoïdes néoproterozoïques de la boutonnière d'Ifni montre qu'ils appartiennent à deux épisodes magmatiques distincts :

– Un épisode précoce caractérisé par des granitoïdes magnésiens, alcali-calciques et métalumineux à faiblement alumineux intrusifs dans la série volcano-sédimentaire inférieure du SGO est représenté par : (i) les diorites quartziques et les granodiorites de Sahel dont les compositions magmatiques primaires sont fortement perturbées par les altérations météoriques et hydrothermales qui confèrent à ces roches un caractère hyperalumineux secondaire par circulations d'éléments, (ii) les granodiorites de Mesti et d'Ifni qui présentent des compositions chimiques comparables ce qui suggère l'existence de liens de parenté entre ces faciès, (iii) les monzogranites de Mesti, plus différenciés que les faciès précédents, sont caractérisés par des teneurs plus faibles en éléments HFS et REE, par de forts rapports La/Yb et par des faibles anomalies positives en Eu. Avec des teneurs en éléments en traces et en REE et des spectres comparables, les granodiorites de Tiyoughza seraient liés génétiquement aux monzogranites par fractionnement d'amphibole ou par des taux de fusion partielle variables d'un même matériau source à grenat.

– Un épisode tardif caractérisé par la mise en place de granites subvolcaniques associés aux formations supérieures du SGO et qui sont d'affinité ferrière, alcali-calcique à alcaline et peralumineuse. Ils sont représentés par les granites de Mirleft et par les syénogranites de Tiyoughza et de Taoulecht. Ces derniers se discriminent par leur richesse en Nb et en Ta, leur pauvreté en Zr, Ba, Sr et en REE et par des spectres peu fractionnés et à fortes anomalies négatives en Eu.

Ces granitoïdes présentent des affinités géochimiques comparables à ceux des granitoïdes néoproterozoïques de Bas Drâa, Kerdous et de Zenaga. Ces derniers sont d'affinité calco-alcaline et alcali-calcique à alcaline et à dominance magnésiens durant l'épisode précoce et essentiellement ferrières pendant l'épisode tardif.

L'ensemble de ces granitoïdes est issu de la fusion de matériaux crustaux hétérogènes pouvant résulter d'un recyclage d'une croûte paléoproterozoïque voire archéenne en quantité variable de magmas basiques qui sont issus d'une fusion par décompression adiabatique du manteau en relation avec le fonctionnement où le rejeu des grandes failles lithosphériques qui affectent ce domaine. Ils seraient mis en place dans un contexte distensif entre les stades orogéniques panafricains et anorogéniques paléozoïques. Cette distension serait contemporaine à postérieure à l'exhumation des dômes métamorphiques tardi-panafricains de l'Anti-Atlas occidental.

REMERCIEMENT

Ce travail a bénéficié du soutien financier de la coopération franco-marocaine dans le cadre de l'action intégrée n.º 168/STU/98. Nous remercions J. P. Liégeois et C. Villaseca pour leur relecture constructive du manuscrit.

Références

- Abdel-Rahman, A. M. (1994). Nature of biotite from alkalic, calc-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, 35: 525-541.
- Abia, E. H., Nachit, H., Marignac, C. M., Ibhi, A. & Aït Saadi, S. (2003). The polymetallic Au-Ag bearing veins of Bou Madine (Jbel Ougnat, eastern Anti-Atlas, Morocco) : tectonic control and evolution of a Neoproterozoic epithermal deposit. *J. African Earth Sci.*, 36: 251-271.
- Aït Malek, H., Gasquet, D., Bertrand, J. M. & Leterrier, J. (1998). Géochronologie U-Pb sur zircons des granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 327: 819-826.
- Azzouni-Sekkal, A. & Bonin, B. (1997). Les minéraux accessoires des granitoïdes de la suite de Taourirt, Hoggar (Algérie) : conséquences pétrogénétiques. *J. African Earth Sci.*, 26: 65-87.
- Barbarin, B. (1990). Granitoïdes : main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geol. J.*, 25: 227-238.
- Barbey, P., Nachit, H. & Pons, J. (2001). Magma-host interactions during differentiation and emplacement of shallow-level, zoned granitic pluton (Tarçouate pluton, Morocco) : implications for magma emplacement. *Lithos*, 58: 125-143.
- Barbey, P., Oberli, F., Burg, J. P., Nachit, H., Pons, J. & Meier, M. (2004). The Paleoproterozoic in western Anti-Atlas (Morocco) : a clarification. *J. African Earth Sci.*, 39: 239-245.

- Bau, M. (1996). Controls of the fractionation of isovalent taces elements in magmatique and aqueus systems :evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanids tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123: 323-333.
- Benziane, F. & Yazidi, A. (1982). Géologie de la boutonnière d'Ifni (Anti-Atlas occidental, Maroc). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 312: 114 p.
- Beraaouz, E. H., Ikenne, M., Mortaji, A., Madi, A., Lahmam, M. & Gasquet, D. (2004). Neoproterozoic granitoids associated to the Bou-Azzer ophiolitic melange (Anti-Atlas, Morocco) : evidence of an adakitic magmatism in an arc segment from the NW edge of the west-African craton. *J. African Earth Sci.*, 39: 285-294.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F. & Ferrag, S. (1998). Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, 45: 45-70.
- Boudda, A. & Choubert, G. (1972). Sur la limite inférieure du cambrien au Maroc. *C. R. Acad. Sci., Paris*, sér. D, 5-7.
- Bregar, M., Bauernhofer, A., Pelz, K., Kloetzi, U., Fritz, H. & Neumayr, P. (2002). A late Neoproterozoic magmatic core complex in the Eastern Desert of Egypt : emplacement of granitoids in a wrench-tectonic setting. *Precambrian Res.*, 118: 59-82.
- Chalot-Prat, F., Gasquet, D., Roger J., Hassenfoder, B., Chevremont, P., Baudin, T., Benlakhdim, A., Benssaou, M. & Mortaji, A. (2001). Mémoire explicatif, Carte géol. Maroc (1/50.000), Feuille de Sidi Bou'Addi. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 414 bis.
- Charlot, R. (1976). The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco) : A geochronological synthesis. *Precambrian Res.*, 3: 19-23.
- Charlot, R. (1982). *Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode géochronologique Rb-Sr. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 313: 157 p.
- Choubert, G. (1963). *Histoire géologique de l'Anti-Atlas de l'Archéen à l'aurore des temps primaires. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 162: 352 p.
- Clauer, N. (1976). *Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton Ouest Africain*. Thèse d'état, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 227 p.
- Cocherie, A., Gohan, V., Rossi, P. & Stemprok, M. (1991). Trace element variation and lanthanide tetrad effect studied variscan lithium albite granite : Case of the cinovec granite (Czechoslovakia). In : *Source, transport and deposition of metal*, (M. Pagel & J. L., eds.) Balkema Rotterdam, The Netherlands, 745-749.
- Debon, F. & Le Fort, P. (1983). A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edimburgh*, 73: 135-149.
- Didier, J., Duthou, J. L. & Lameyre, J. (1982). Mantle and crustal granites : genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcanol. Petrol.*, 24: 125-132.
- Doblas, M., López-Ruiz, J., Cebriá, J. M. & Youbi, N. (2002). Mantle insulation beneath the West African craton during the Precambrian-Cambrian transition. *Geology*, 3: 839-842.
- El Aouli, E. H., Gasquet, D. & Ikenne, M. (2001). Le magmatisme basique de la boutonnière d'Igherm (Anti-Atlas occidental, Maroc) : un jalon des distensions néoprotérozoïques sur la bordure nord du craton ouest africain. *Bull. Soc. Géol. France*, 172: 309-317.
- El Khanchaoui, T., Lahmam, M., El Boukhari, A. & Beraaouz, E. H. (2001). Les granitoides néoprotérozoïques de Khzama (Anti-Atlas central, Maroc) : Marqueurs de l'évolution de magmatismes d'arc au magmatisme intraplaque. *J. African Earth Sci.*, 22: 655-676.
- Ennih, N. & Liégeois, J. P. (2001). The Moroccan Anti-Atlas : the West African craton passive margin with limited pan-african activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Res.*, 112: 289-302.
- Errami, Z. (2001). *Les granitoïdes panafricains post-collisionnels du Saghro oriental (Anti-atlas, Maroc). Une étude pétrologique et structurologique par l'anisotropie de susceptibilité magnétique*. Thèse d'état, Université Chouaïb Doukkali, El Jadida, Maroc, 250 p.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J. & O'niions, R. K. (1978). Rare earth abundances in the chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1199-1212.
- Ferré, E. C., Caby, J. J., Capdevila, R. & Monié, P. (1998). Pan-african, post-collisional, ferro-potassic granite and quartz-monzonite of Eastern Nigeria. *Lithos*, 45: 255-279.
- Fritz, H. & Puhl, J. (1996). Granitoid emplacement in a shear-extensional setting : A semiquantitative approach from physical parameters (Eastern Desert, Egypt), *Zbl. Geol. Paläont (Stuttgart)*, 3/4: 257-276.
- Fritz, H., Dallmeyer, D. R., Wallbrecher, E., Loizenbauer, J., Hoinkes, G., Neumayr, P. & Khudeir, A. A. (2002). Neoproterozoic tectonothermal evolution of the Central East Desert, Egypt : a slow velocity tectonic process of core complex exhumation. *J. African Earth Sci.*, 34: 137-155.
- Frost, B. R. & Lindsley, D. H. (1991). The occurrence of Fe-Ti oxides in igneous rocks. In : « *Oxide Minerals : Petrologie and magnetic Significance* » (Lindsley, D.H. eds.). *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 25: 433-486.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A Geochemical Classification for Granitic Rocks, *J. Petrol.*, 42: 2033-2048.
- Gasquet, D., Roger, J., Chalot-Prat, F., Hassenfoder, B., Baudin, T., Chevremont, P., A. Razin., Benlakhdim, Mortaji, A. & Benssaou, M. (2001). Mémoire explicatif, Carte géol. Maroc (1/50.000), Feuille Tamzrar. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc.*, 415 bis.
- Gasquet, D., Chevremont, P., Baudin, T., Chalot-Prat, F., Guerrot, C., Cocherie, A., Roger, J., Hassenforder, B. & Cheillett, A. (2004). Polycyclic magmatism in the Tagragra d'Akka and Kerdous-Tafeltast inliers (Western Anti-Atlas, Morocco). *J. African Earth Sci.*, 39: 267-275.
- Gasquet, D., Levresse, G., Cheillett, A., Azizi-Samir, M. R. & Mouttaqi, A. (2005). Contribution to ageodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during

- Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrien – cambrien transition. *Precambrian Res.*, 140: 157-182.
- Hassenforder, B. (1987). *La tectonique pan-africaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif de Kerdous (Maroc)*. Thèse d'état, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 249 p.
- Hoffman, A. (1988). Chemical differentiation of the earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Letters.*, 90: 297-314.
- Hooper, P. R., Baily, D. G. & McCarley Holder, G. A. (1995). Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the pacific Northwest. *J. Geoph. Res.*, 100: 10333-10319.
- Ikenne, M. (1997). *La boutonnière précambrienne du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc) : caractérisation pétrologique et géochimique des roches magmatiques et métamorphiques et leurs relations avec la déformation*. Thèse d'état, Université Ibn Zohr, Agadir, Maroc, 259 p.
- Ikenne, M., Mortaji, A., Gasquet, D. & Stussi, J. M. (1997). Les filons basiques des boutonnières du Bas Drâa et de la Tagragra d'Akka : témoins des distensions néoprotérozoïques de l'Anti-Atlas occidental (Maroc). *J. African Earth Sci.*, 25: 209-223.
- Jeanette, D., Benziane, F. & Yazidi, A. (1981). Lithostratigraphie et datation du protérozoïque de la boutonnière d'Ifni (Anti-Atlas, Maroc). *Precambrian. Res.*, 14: 363-378.
- Kontak, D. J., Clark, A. H., Farrar, E. & Archiblad, D. A. (1987). Geochronological data for tertiary granites the southeast Peru segment of the Central Andean tin belt. *Econ. Geol.*, 82: 1661-1618.
- Küster, D. & Ulrich, H. (1998). Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen : a review. *Lithos*, 45: 177-195.
- Lahmam, M. & Beraaouz, E. H. (1999). Les granitoïdes panafricains de la boutonnière d'Ifni : Marqueurs de la transition d'un contexte de collision à un autre anorogénique. *Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc*, 408: 205-210.
- Lahmam, M. (2000). *Géochimie et typologie du zircon des granitoïdes néoprotérozoïques de l'Anti-Atlas occidental (Ifni et Kerdous) et central (Zenaga et Siroua) : Implications pétrogénétiques et géodynamiques*. Thèse d'état, Université Hassan II, Mohammedia, Maroc, 245 p.
- Lahmam, M., El Khanchaoui, T., Zahour, G., El Boukhari, A. & Beraaouz, E. H. (1999). Le magmatisme précambrien terminal de Khzama (NE de Siroua, Anti-Atlas central, Maroc) : nature et relation plutonisme-volcanisme. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 408: 149-156.
- Lamyere, J. (1988). Granite settings and tectonic. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 43: 215-236.
- Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France-Lanord, C., Sheppard, S. M. F., Upreti, B. N. & Vidal, P. (1987). Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 134: 39-57.
- Leblanc, M. (1975). *Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer, Maroc)*. Thèse d'état, Université de Paris VI, France, 330 p.
- Leblanc, M. & Lancelot, J. R. (1980). Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Can. J. Earth Sci.*, 17: 142-155.
- Liégeois, J. P., Navez, J., Hertogen, J. & Blacck, R. (1998). Contrasting origin of post-collisionnel high cal-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalisation. *Lithos*, 45: 1-28.
- Liégeois, J.-P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J. & Guiraud, M. (2003). The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria) : Behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *J. African Earth Sci.*, 37: 65-87.
- Martin, H. (1993). The mechanisms of petrogenesis of the archaean continental crust, comparaison with modern processes. *Lithos*, 30: 373-388.
- Mortaji, A., Ikenne, M., Gasquet, D., Barbey, P. & Stussi, J. M. (2000). Les granitoïdes paléoprotérozoïques des boutonnières du Bas Drâa et de la Tagragra d'Akka (Anti-Atlas occidental, Maroc) : un élément du puzzle géodynamique du craton ouest- africain. *J. African. Earth Sci.*, 31: 523-538.
- Mrini, Z. (1993). *Chronologie (Rb-Sr ; U-Pb) : traçage isotopique (Sr-Nd-Pb) des sources des roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc*. Thèse d'état, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 242 p.
- Nachit, H. (1994). *Contribution à la typologie des granitoïdes. Pétrogenèse et pétrologie structurale du batholite panafricain du cercle de Tafraout (Boutonnière de Kerdous, Anti-Atlas occidental, Maroc)*. Thèse d'état, Université Ibn Zohr, Agadir, Maroc, 465 p.
- Oudra, M., Beraaouz, E. H., Ikenne, M., Gasquet, D. & Soulaïmani, A. (2005). La Tectonique Panafricaine du Secteur d'Igherm : Implication des dômes extensifs tardi à post-orogéniques (Anti-Atlas occidental, Maroc). *Estudios Geol.*, 61: 177-189.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956-983.
- Pitcher, W. S. (1983). Granite type and tectonic environment. In : « *Mountain Building Process* » (Hsu, K. J., ed.), *Academic Press, London*, 19-40.
- Soulaïmani, A. & Piqué, A. (2004). The Tasrirt structure (Kerdous inlier, Wesren Anti-Atlas, Morocco) : a late Pan-african transtensive dome. *J. African Earth Sci.*, 39: 247-255.
- Soulaïmani, A., Bouabdelli, M. & Piqué, A. (2003). L'extension continentale au néoprotérozoïque supérieur-cambrien dans l'Anti-Atlas occidental (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, 74: 88-92.
- Tack, L. & Bowden, P. (1999). Post-collisional granite magmatism in the central Damaran (Pan-african) Orogenic Belt, western Namibia. *J. African Earth Sci.*, 28: 653-674.

- Thiéblemont D. (1997). Caractérisation géochimique des roches magmatiques de cinq ceintures protérozoïques du Bouclier Arabe : Ariab (Soudan), Wadi Bidah, Samran, Wadi Shwas, Al Amar (Arabie Saoudite) : Implications géodynamiques. *Rapport BRGM*, R 39532. 136p.
- Thiéblemont, D. (1999). Discrimination entre magmatismes calco-alcalins mantellique et crustal : l'exemple des Andes. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 329: 243-250.
- Thiéblemont, D. & Téguyey, M. (1994). Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319: 87-94.
- Thomas, R. J., Chevaker, L. P., Gresse, P. G., Harmer, R. E., Eglinton, B. M., Armstrong, R. A., De Beer, C. H., Martini, J. E. J., De Kock, G. S., Macey, P. H. & Ingram, B. A. (2002). Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Precambrian Res.*, 118: 1-57.
- Thomas, R. J., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S. C., Gresse, P. G., Chevaker, L. P. & Liegeois, J. P. (2004). A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *J. African Earth Sci.*, 39: 217-226.
- Walsh, G. J., Aleinikoff, J. N., Benziane, F., Yazidi, A. & Armstrong, T. R. (2002). U-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagragra de Tata inlier and its Neoproterozoic cover ; western Anti-Atlas ; Morocco. *Precambrian Res.*, 117: 1-20.
- Yazidi, A. (1976). *Les formations sédimentaires et volcaniques de la boutonnière d'Ifni (Maroc)*. Thèse 3^{ème} cycle, Université de Grenoble, France, 127 p.
- Zahour, G., El Khanchaoui, T., Chabane, A., Youbi, N. & El Boukhari, A. (1999). Les ignimbrites associées aux volcanites du Néoprotérozoïque terminal de la boutonnière de Siroua (Anti-atlas occidental, Maroc) : relation génétique et environnement géotectonique. *Africa Geosc. Rev.*, 6: 177-196.
- Zen, E. AN & Hammarstrom, J. M. (1984). Magmatic epidote bearing its petrologic significance. *Geology*, 12: 515-518.

Recibido el 22 de mayo de 2006
Aceptado el 10 de octubre de 2006