

# Nouvelles contraintes chronologiques pour le massif des Beni Bou Ifrou

Formis les datations, nombreuses sur le volcanisme de la péninsule de Melilla-Nador (HERNANDEZ & BELLON, 1985 ; KERCHAOU, 1994 ; EL BAKKALI, 1995 ; EL BAKKALI *et al.*, 1998 ; DUGGEN *et al.*, 2005), il existe peu de contraintes chronologiques sur le massif des Beni Bou Ifrou.

Ce chapitre passe en revue les différentes méthodes qui ont été employées au cours de ce travail pour tenter de mieux contraindre l'exhumation néogène des Beni Bou Ifrou. Elles regroupent aussi bien de la datation absolue ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ , traces de fission sur apatite, U-Pb) que de la datation relative (biostratigraphie, paléomagnétisme).

## 11.1 Evaluation géochimique et géochronologique du modèle en arbre de Noël

Si le massif des Beni Bou Ifrou est remarquable en dépit du faible degré de métamorphisme dont il a été affecté, c'est bien grâce aux nombreuses intrusions plutoniques qui sont encaissées dans sa séquence sédimentaire. Les différents éléments de géométrie au niveau du Domaine Nord permettent d'avancer l'hypothèse que les intrusions forment un réseau de dykes et sills interconnectés (§ 10.1.1). Cette section tente d'évaluer à l'aide de la géochimie et de la géochronologie si ce modèle en arbre de Noël est applicable aux Beni Bou Ifrou.

### 11.1.1 Résumé des descriptions pétrographiques

Les roches magmatiques sont omniprésentes dans le Domaine Nord, et souvent altérées probablement par l'action des fluides hydrothermaux en circulation. Dans l'ensemble, elles forment de petits corps relativement isolés, dont certains se recoupent. Si plusieurs faciès ont été définis (cf. Chapitre 3), des faciès laviques, non-décrits dans la littérature, peuvent également y être rencontrés (cf. Partie II). Il est malheureusement difficile sur le terrain d'établir une chronologie relative entre ces faciès. Le détail des observations pétrographiques pour les échantillons prélevés est reporté dans l'Annexe V.

Les faciès laviques correspondent sur le terrain à des roches en intrusion dans les sédiments, à l'instar des faciès plus grossiers. S'ils se rencontrent au niveau des trois gisements, ils sont cependant moins nombreux à Ouiksane et constituent presque l'intégralité des roches magmatiques à Setolazar. Par ailleurs, seules des laves en coulées s'expriment aux bordures du massif (Afra, Domaine Sud). Ces faciès laviques sont en grande majorité des

andésites. Plusieurs paragenèses s’y distinguent : (1) dans le Domaine Sud, la paragenèse est à amphibole dominante et orthopyroxène ; (2) à Afra, les biotites sont en quantité supérieure (voire égale) aux amphiboles. Les orthopyroxènes y sont également abondants ; (3) les secteurs de Axara et de Ouiksane sont relativement proches, avec des paragenèses à amphibole clairement dominante (voire exclusive à Axara) et à biotite ; (4) à Setolazar en revanche, l’ensemble des faciès est trop altéré pour que l’on y distingue clairement la paragenèse primaire. Ces paragenèses variées et leur altération (qui ne sera pas décrite ici) sont cependant homogènes au sein d’un secteur donné. L’analyse est identique pour les faciès ignés étudiés à Ouiksane et Axara.

La caractérisation de la minéralogie a été réalisée à l’aide d’analyses EPMA réalisées à l’ISTO. Ces analyses sont reportées dans l’Annexe IV. Les biotites (Figure 11.1 A) sont relativement groupées (0,28 à 0,91 XFe) mais elles montrent une légère différenciation entre les faciès laviques et les faciès grenus. La composition des amphiboles (Figure 11.1 B) s’étale entre les magnésio-hornblendes et les tschermakites, les faciès grenus et laviques s’y superposant. Les pyroxènes (Figure 11.1 C) se trouvent en proportion beaucoup plus importante dans les faciès laviques ; leur composition est essentiellement de l’augite, sauf pour les laves du Domaine Sud où l’on trouve également des clinoenstatites.

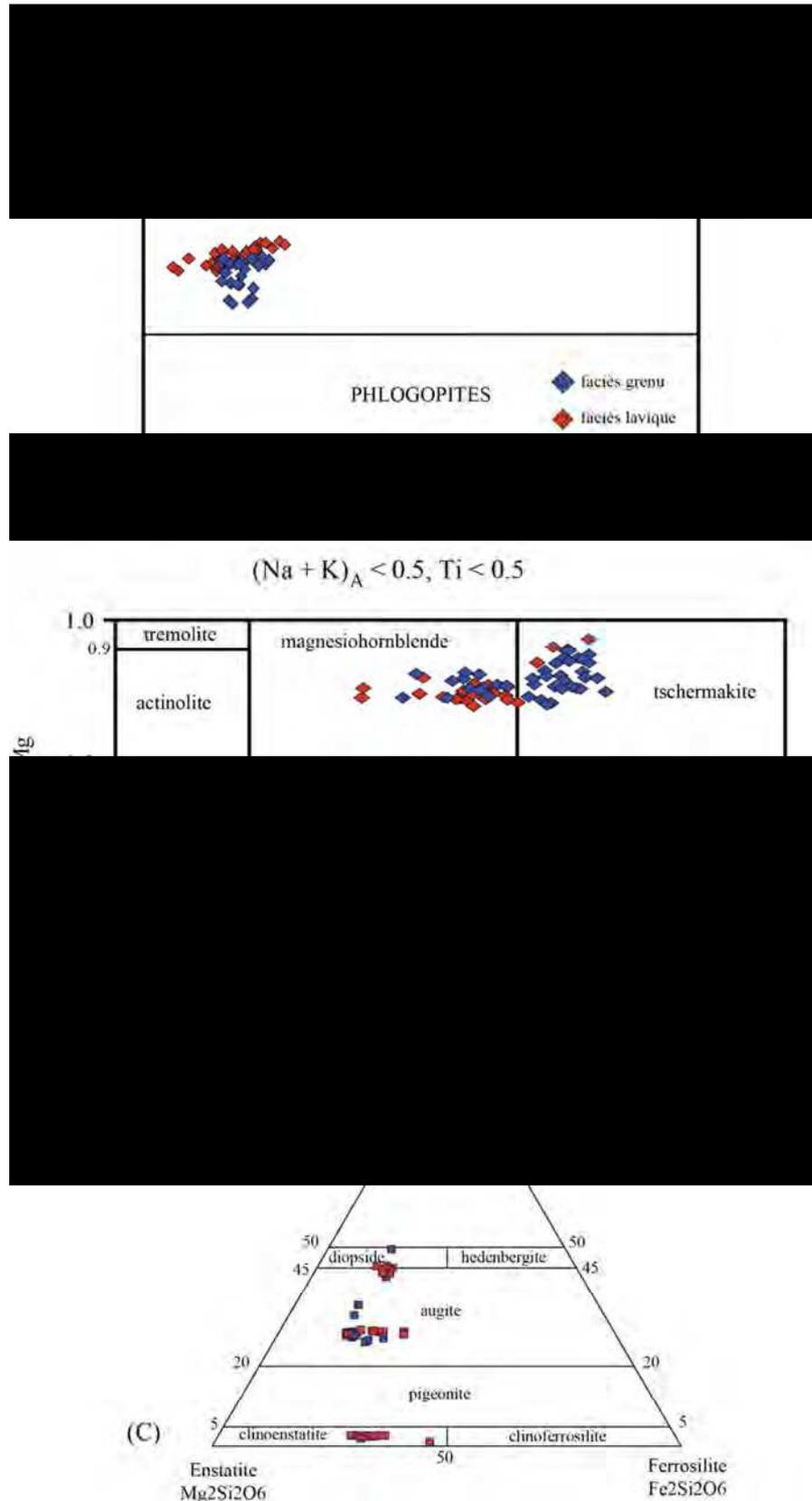
### 11.1.2 Géochimie

Les « secteurs » mis en évidence par les descriptions pétrographiques des roches magmatiques soulèvent une question majeure : les différences observées sont-elles le fait de conditions de mise en place différentes, ou bien s’agit-il de systèmes magmatiques indépendants les uns des autres, notamment d’un point de vue géochimique ? Par ailleurs, les similarités de paragenèses entre les faciès plutoniques et laviques au sein d’un même secteur soulignent un probable cogénéisme entre ces faciès : le caractère lavique est-il également déterminé par des conditions de mise en place différentes (refroidissement, T, P...) ?

Des analyses géochimiques ont été réalisées sur les faciès prélevés les plus frais (Table 11.1), afin d’apporter des éléments de réponse à ces questions, dans le but de déterminer la viabilité du modèle en arbre de Noël. Les concentrations en éléments majeurs ont été déterminées par ICP-AES et les éléments traces par ICP-MS au laboratoire du SARM à Nancy.

#### 11.1.2.a Validité des analyses

Dans un premier temps, les analyses géochimiques ont été confrontées à celles de EL BAKKALI (1995) qui définissent les tendances régionales pour le magmatisme des massifs satellites du Gourougou (calco-alcalin potassique de 9.0 à 6.6 Ma ; EL BAKKALI *et al.*, 1998) et du Gourougou *s.s.* (calco-alcalin shoshonitique de 7 à 5.4 Ma) pour comparaison, afin de voir si les échantillons choisis présentent des enrichissements ou altérations notables qui pourraient fausser les interprétations. Pour cela, le ratio  $Zr/TiO_2$ , très peu sensible à l’altération mais qui augmente avec la différenciation chimique (WINCHESTER & FLOYD, 1977), a été confronté aux éléments majeurs (Figure 11.2).



**Figure 11.1 :** caractérisation des minéraux magmatiques. (A) Report des biotites dans le graphe des micas noirs (DEER *et al.*, 1966 ; pas de Fe<sup>3+</sup>) ; (B) Report des amphiboles dans la classification des amphiboles calciques (LEAKE *et al.*, 1997 ; Fe<sup>3+</sup> maximum) ; (C) Report des pyroxènes dans la classification de MORIMOTO (1989).

Chapitre 11 – Nouvelles contraintes chronologiques pour le massif des Beni Bou Ifrou

Sample	DS1	DS2	CUP5	CUP6	AXA16	AXA21	OUK14b	OUK20	OUK13	AXA2b	AXA26	OUK2
Igneous rocks	andesite	granodiorite	aplitic granodiorite	micro-diorite	micro-diorite	micro-granodiorite						
(Wt %)												
SiO <sub>2</sub>	57.75	56.82	58.11	56.31	55.91	55.08	52.47	58.79	62.17	57.57	56.63	60.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.538	17.155	15.828	16.303	14.83	14.753	14.113	15.645	15.56	15.378	17.21	15.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.146	6.558	5.416	6.002	4.035	6.701	7.845	5.262	5.66	3.743	2.039	5.876
MnO	0.0786	0.0794	0.0788	0.0792	0.0492	0.0636	0.071	0.0743	0.0526	0.0495	0.0327	0.0607
MgO	1.994	2.836	2.716	2.407	4.221	4.367	3.501	3.066	2.146	3.169	1.159	2.813
CaO	6.267	7.386	6.198	6.62	8.145	7.218	7.774	6.666	5.14	7.365	7.634	5.519
Na <sub>2</sub> O	2.84	3.054	2.623	2.649	2.861	3.5	3.111	2.911	2.901	2.677	3.404	2.697
K <sub>2</sub> O	2.287	1.29	3.113	2.953	3.657	3.751	4.381	4.668	4.431	3.475	2.839	3.482
TiO <sub>2</sub>	0.867	0.897	0.87	0.841	0.673	0.76	0.712	0.744	0.558	0.577	1.001	0.657
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.34	0.52	0.51	0.25	0.24	0.37	0.43	0.39	0.26	0.27	0.3
LOI	3.09	3.26	3.68	3.85	4.68	3.17	5.23	1.47	1.42	5.39	6.73	2.48
Total	99.05	99.68	99.14	98.52	99.31	99.6	99.58	99.72	100.44	99.65	98.94	99.8
(Ppm)												
As	6.032	4.547	8.18	5.419	4.423	4.341	13.49	3.622	3.529	4.297	4.116	2.092
Ba	681.8	568.1	1408,00	1357,00	836.4	876.3	1018,00	1496,00	1473,00	901.5	930,00	1004,00
Be	1.812	1.52	2.679	2.494	1.827	1.767	2.689	3.056	2.669	2.244	2.62	2.532
Bi	0.159	n.d.	0.569	n.d.	0.134	0.352	2.201	0.11	n.d.	0.111	n.d.	n.d.
Cd	n.d.	n.d.	0.133	n.d.	n.d.	0.244	0.176	0.294	0.197	0.132	n.d.	n.d.
Ce	63.72	61.02	92.31	85.39	40.41	58.19	66.79	105,00	65.79	64.63	92.12	88.06
Co	13.39	12.43	16.81	13,00	7.292	13.5	32.66	12.58	11.65	5.871	3.522	12.41
Cr	114.7	556.6	458.6	50.67	782.2	923.8	1186,00	1114,00	1205,00	392.4	223.1	48.15
Cs	1.071	2.638	7.325	6.772	4.056	1.12	2.666	0.92	2.941	3.062	3.99	2.601
Cu	12.91	24.57	55.61	25.69	8.695	14.71	30.9	23.73	26.32	5.654	15.31	n.d.
Dy	4.616	4.236	4.367	4.01	4.132	4.204	3.999	5.115	3.977	3.838	5.249	4.321
Er	2.588	2.279	2.278	2.058	2.32	2.321	2.172	2.802	2.279	2.138	2.771	2.337
Eu	1.368	1.385	1.563	1.582	2.164	1.433	1.642	1.513	1.276	1.477	1.676	1.374
Ga	20.77	19.85	20.04	19.55	16.75	16.78	19.26	20.15	19.17	18.78	20.89	19.33
Gd	5.13	5.054	5.747	5.328	4.524	4.735	4.784	6.031	4.566	4.368	6.019	5.132
Ge	1.609	1.577	1.528	1.418	1.745	1.702	1.882	1.893	1.768	1.655	1.247	1.859
Hf	4.668	3.901	5.034	4.961	4.069	4.16	4.368	8.424	7.812	4.115	5.81	5.558
Ho	0.898	0.818	0.817	0.748	0.81	0.822	0.756	0.982	0.769	0.74	0.978	0.819
In	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	0.147	0.301	0.242	n.d.	n.d.	0.179	0.172	n.d.
La	33.97	31.72	49.4	44.14	15.62	25.39	27.96	55.47	35.06	27.42	45.4	45.02
Lu	0.403	0.342	0.344	0.319	0.37	0.372	0.347	0.489	0.402	0.352	0.408	0.389
Mo	6.512	36.53	27.78	0.651	49.29	59.03	76.43	71.53	77.42	23.5	10.61	0.611
Nb	10.39	9.674	14.54	13.53	10.58	11.29	13.29	16.48	12.71	10.63	17.45	12.02
Nd	30.25	30.17	41.15	38.81	24.89	28.04	32.12	43.34	29.8	28.75	38.35	36.48
Ni	26.84	71.7	55.9	9.052	101.7	126.7	159.1	106.9	120.8	55.03	36.74	12.48
Pb	8.9174	5.6758	17.0633	15.3817	1.4841	3.6177	5.6056	18.8564	6.0263	3.3859	6.2677	6.3285

Pr	7.32	7.219	10.2	9.629	5.472	6.782	8.018	11.18	7.326	7.33	9.922	9.512
Rb	65.58	54.55	134.5	125.1	76.54	90.55	117.2	102.6	104.4	74.35	76.76	105.7
Sc	27.51	26.49	24.39	22.2	27.73	23.95	25.88	20.63	16.65	24.09	24.26	23.64
Sb	0.453	0.481	0.517	0.369	1.003	1.507	2.76	0.556	1.173	1.709	4.302	0.672
Sm	5.908	6.041	7.552	7.105	5.476	5.568	6.118	7.998	5.704	5.488	7.454	6.794
Sn	2.843	2.882	7.044	3.771	7.857	8.343	17.45	4.363	3.223	8.244	9.41	3.518
Sr	422,00	492.3	589.6	640,00	345.4	276.9	341.6	490,00	515.3	374.8	416.4	416.3
Ta	0.852	0.756	1.199	1.152	0.82	0.856	0.955	1.365	1.302	0.88	1.486	1.107
Tb	0.785	0.745	0.805	0.732	0.707	0.722	0.697	0.886	0.686	0.673	0.903	0.752
Th	10.85	8.574	19.55	18.94	11.03	10.33	13.18	22.96	25.87	12.4	21.93	18.52
Tm	0.396	0.332	0.331	0.304	0.351	0.349	0.324	0.438	0.356	0.335	0.418	0.355
U	3.059	2.534	6.403	5.834	5.143	3.476	9.209	6.626	5.946	3.972	5.308	3.794
V	200.1	202.4	198.5	194.9	169.3	151.2	200.3	141.2	110.7	148.3	175.8	139.5
W	1.807	2.224	2.749	1.592	3.696	3.546	4.909	4.145	3.877	4.979	2.435	0.511
Y	25.96	23.48	23.71	21.59	23.7	23.6	22.39	29.06	23.47	21.81	27.81	23.71
Yb	2.619	2.216	2.227	2.014	2.372	2.336	2.18	3.022	2.455	2.254	2.754	2.454
Zn	57.98	50.67	43.16	55.45	23.77	50.49	70.78	55.93	89.49	37.49	29,00	48.53
Zr	172.4	146.2	189.2	186.8	155.7	162.3	167.6	369.7	291.8	156,00	215.8	214.6

n.d. = not detected

**Table 11.1 :** analyses des éléments majeurs et traces dans les faciès plutoniques et laviques des Beni Bou Ifrou.

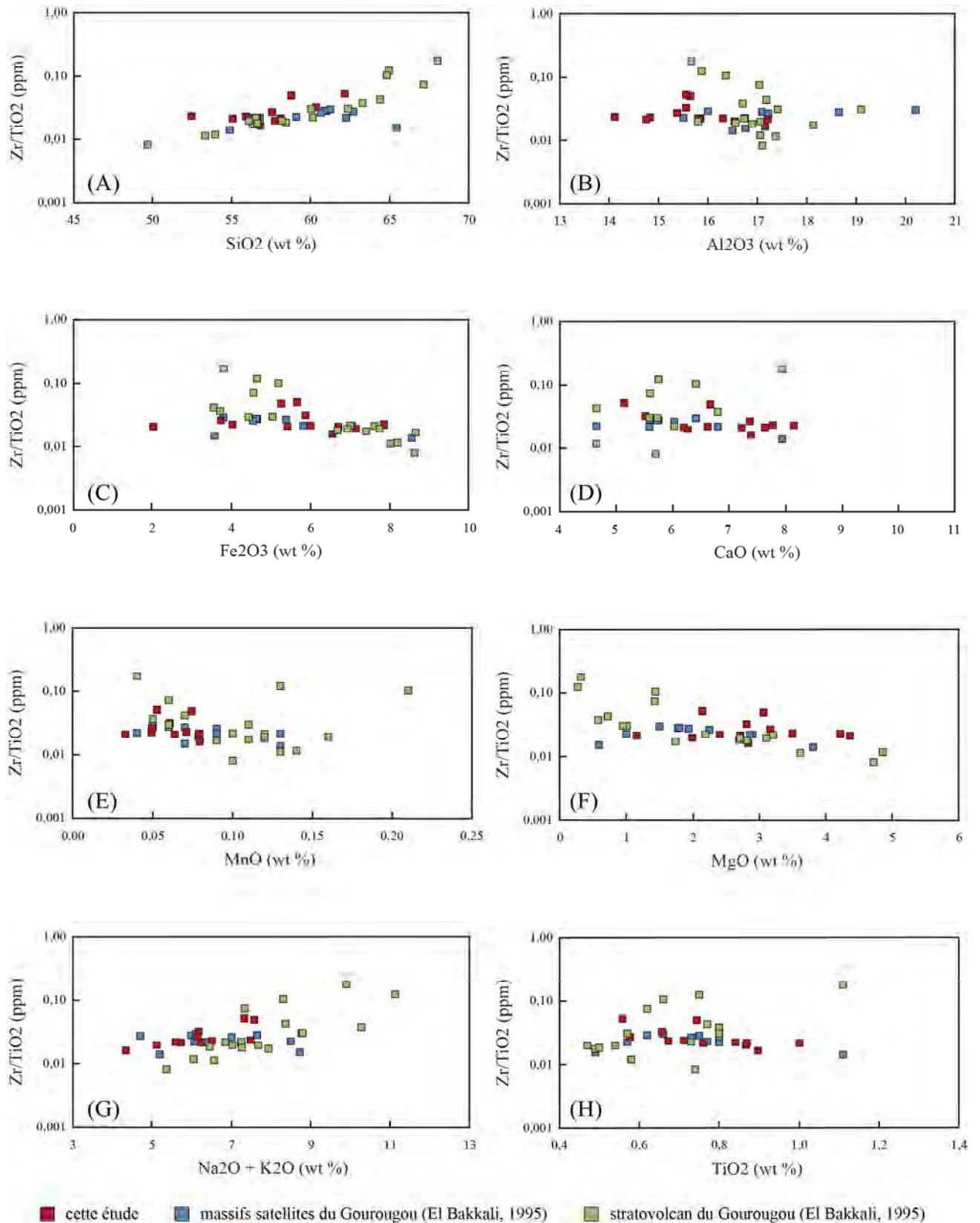
Dans le cas du SiO<sub>2</sub> (Figure 11.2 A), la corrélation montre bien la différenciation. Quelques points se révèlent légèrement appauvris en SiO<sub>2</sub> par rapport à la tendance des massifs satellites (3% environ, maximum 5%). On n’y observe pas d’enrichissement, comme l’observation pétrographique aurait pu le faire penser pour certains échantillons : il n’y a donc pas de silicification secondaire.

L’alumine (Figure 11.2 B) est relativement dispersée et ne marque pas de tendance particulière. Nos analyses se situent globalement dans la gamme.

L’analyse du Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Figure 11.2 C), qui diminue avec la différenciation, se révèle particulièrement importante dans un contexte hydrothermal tel que celui qui affecte le massif des Beni Bou Ifrou. Dans le cas du Gourougou s.s., quatre points se situent au-dessus de la tendance générale : il s’agit de trachytes ferrifères, les termes les plus différenciés, qui définissent une autre tendance. Dans les massifs satellites, un point est en-deçà de la tendance globale affichée : il s’agit d’une granodiorite de Ouiksane, qui apparaît lessivée. Nos propres analyses montrent qu’il existe une mobilité du fer : au moins deux points sont légèrement enrichis, qui correspondent à ceux qui sont appauvris en SiO<sub>2</sub>. Un autre point se révèle appauvri : il s’agit de la granodiorite au NW du parement de Axara, dans laquelle les ferromagnésiens sont difficilement reconnaissables.

Le CaO (Figure 11.2 D) montre une très légère baisse avec la différenciation. Comparés à la tendance des massifs satellites, plusieurs échantillons semblent marquer un léger enrichissement en CaO (maximum 1%).

Dans le cas du MnO (Figure 11.2 E), nos points se situent dans la gamme de la tendance des massifs satellites.



**Figure 11.2 :** comparaison des analyses par rapport à la tendance régionale. Bien qu'il en existe d'autre (KERCHAOU, 1994 ; DUGGEN *et al.*, 2005), seules les analyses de EL BAKKALI (1995) ont été ici prises en compte afin d'éviter toute interférence analytique. Les quelques termes les plus basiques et acides du magmatisme des massifs satellites (dacites et rhyolites) ne sont pas représentés.

Le MgO fonctionne avec le  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Figure 11.2 F), diminuant à mesure que le taux de différenciation augmente. Les trachytes ferrifères du Gourougou s.s. sont de nouveau isolés. Par rapport à la tendance des massifs satellites, la plupart de nos analyses semblent marquer un enrichissement en MgO, qui pourtant ne correspond pas à un enrichissement en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Les alcalins (Figure 11.2 G), qui augmentent avec la différenciation, ne montrent pas de tendance particulière pour les massifs satellites. Nos points se situent dans cette même gamme et ne subissent donc pas une altération notable.

Enfin, l'analyse du  $\text{TiO}_2$  (Figure 11.2 H) montre une légère tendance à la baisse en fonction de la différenciation, qui est dans la gamme des massifs satellites.

Dans l'ensemble, nos analyses correspondent bien aux massifs satellites calco-alcalins, qui regroupent donc à la fois les intrusions grenues des Beni Bou Ifrou et les laves des volcans qui l'environnent. Il y a peu d'altérations notables au regard de la tendance globale. Quelques enrichissements en Fe, Mg et Ca apparaissent néanmoins. Ceux-ci sont probablement reliés à la présence concomitante des minéralisations.

Les éléments Ti, Zr, Y, Nb, Ce, Ga et Sc sont réputés immobiles lors des processus d'altération post-consolidation et de métamorphisme (WINCHESTER & FLOYD, 1977). En revanche, les classifications basées sur les éléments majeurs, comme le diagramme TAS communément utilisé dans les classifications géochimiques, sont moins fiables car ceux-ci peuvent être mobiles. Ils ne sont donc valables que sur des roches non-altérées ou non-métamorphosées. La comparaison des terminologies obtenues via la classification de WINCHESTER & FLOYD (1977) et le diagramme TAS permet ainsi de déduire si la caractérisation du magmatisme est indépendante des altérations qu'il a pu subir, et donc si les roches analysées sont suffisamment fraîches.

Dans le diagramme TAS (Figure 11.3 A), les laves sont distribuées autour des limites entre les andésites, les andésites basaltiques et les trachyandésites basaltiques. Dans l'ensemble, les roches plutoniques sont des équivalents des trachyandésites. Dans la classification de WINCHESTER & FLOYD (1977), les laves sont des andésites et les roches plutoniques sont des équivalents des dacites / rhyodacites. D'une nomenclature à l'autre, il n'y a pas de recouvrement total entre les laves et les roches plutoniques, qui apparaissent plus différenciées que leurs équivalents laviques. Cela reflète donc *a priori* une différence réelle et non pas une différence de fraîcheur des échantillons analysés. Sur Ouiksane, l'écart de composition est assez marqué entre la lave et les échantillons grenus tandis que sur Axara, il y a convergence entre les laves et les roches plutoniques.

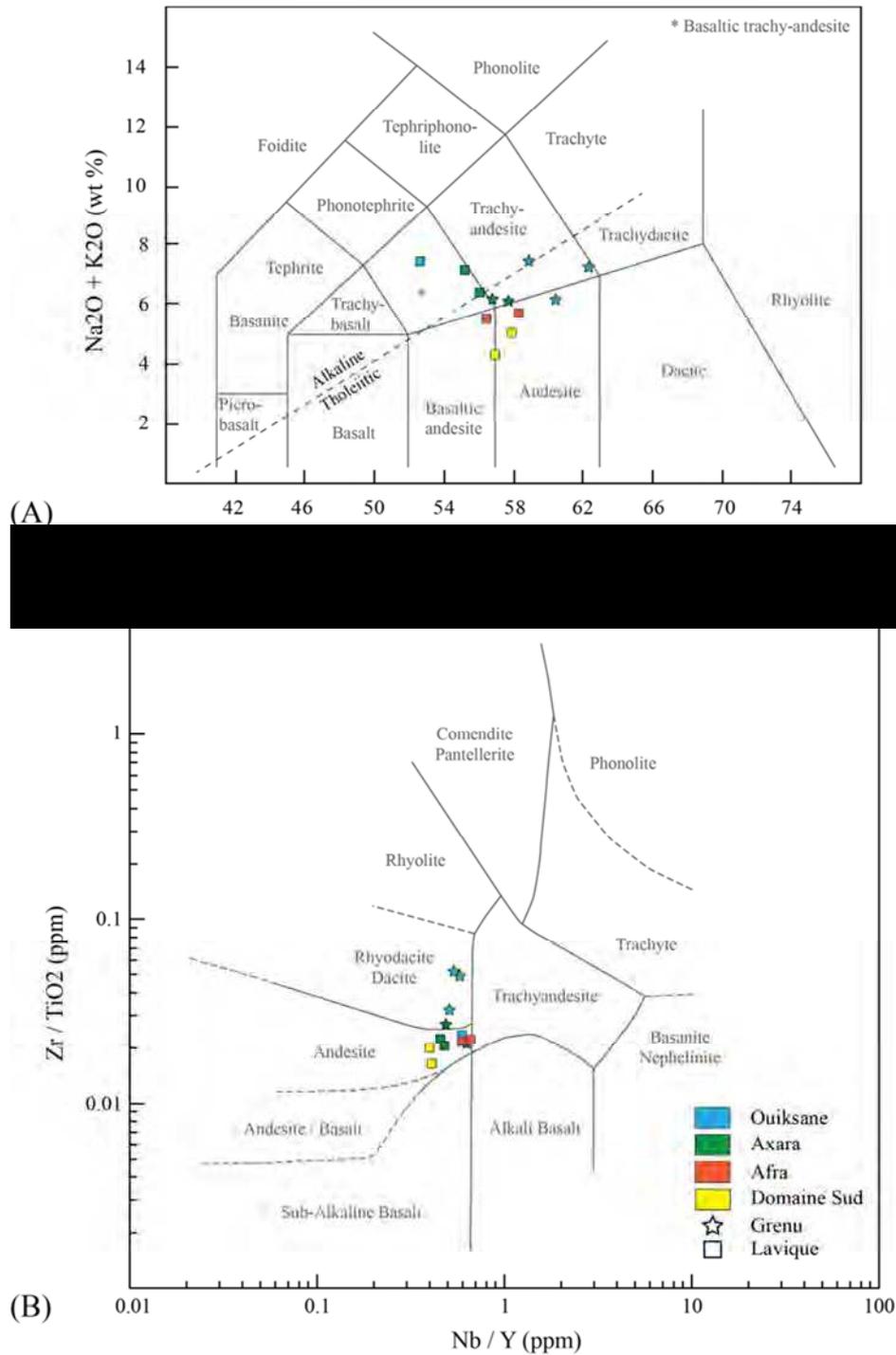
Si les terminologies des roches sont légèrement différentes entre les deux classifications, elles restent toutefois dans une même gamme. On peut donc estimer que nos roches sont suffisamment fraîches pour que nos analyses soient considérées valides.

#### 11.1.2.b Intégration aux données de la littérature

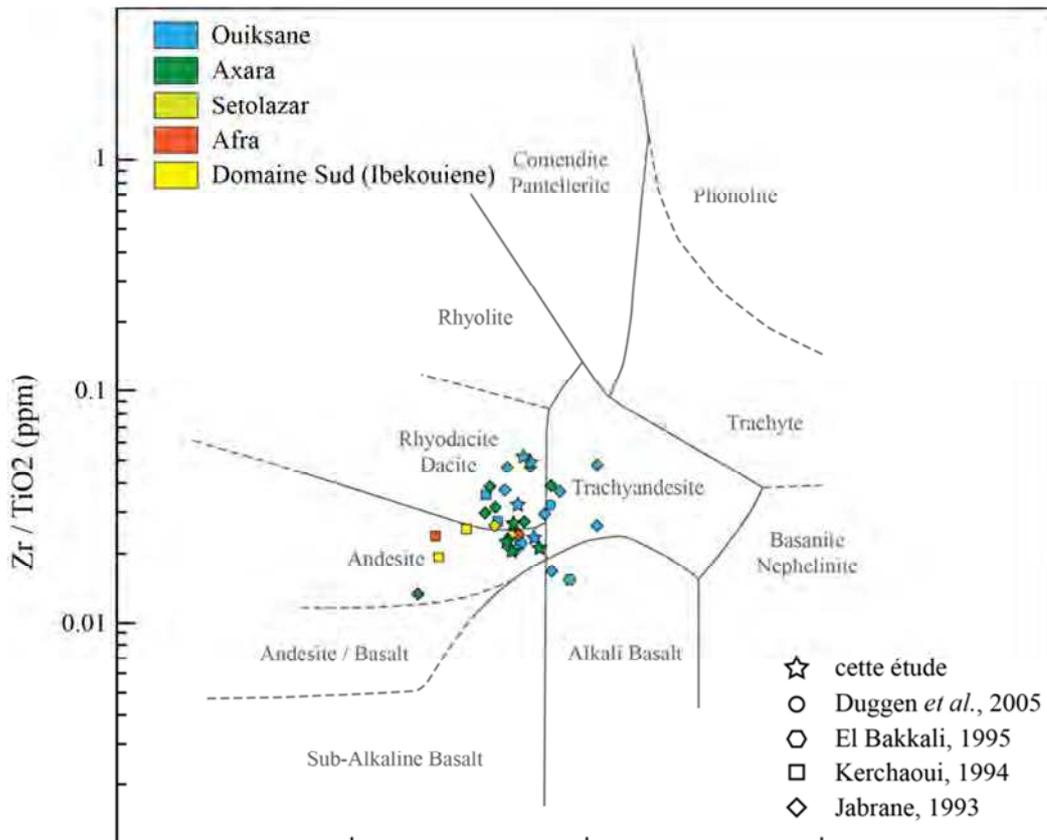
Au regard de la validité de nos analyses, nous avons établi dans le diagramme de WINCHESTER & FLOYD (1977) une comparaison des intrusifs grenus avec l'ensemble des données recueillies dans la littérature (Figure 11.4).

Bien que les données sur les secteurs de Axara et de Ouiksane soient très représentées dans ce jeu d'analyses, les différences minéralogiques observées par secteur ne se retrouve *a*

*priori* pas au niveau chimique, puisque l'ensemble des analyses est relativement concentré autour de la limite entre les équivalents dacites/rhyodacites et les équivalents andésites. Cette dispersion des données géochimiques est donc compatible avec un magma-parent commun. Les différences minéralogiques observées par secteurs seraient ainsi davantage liées à des conditions de cristallisation différentes (P, T...).



**Figure 11.3 :** comparaison des terminologies de roches magmatiques obtenues via la nomenclature TAS (A) et le diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y (B ; WINCHESTER & FLOYD, 1977).



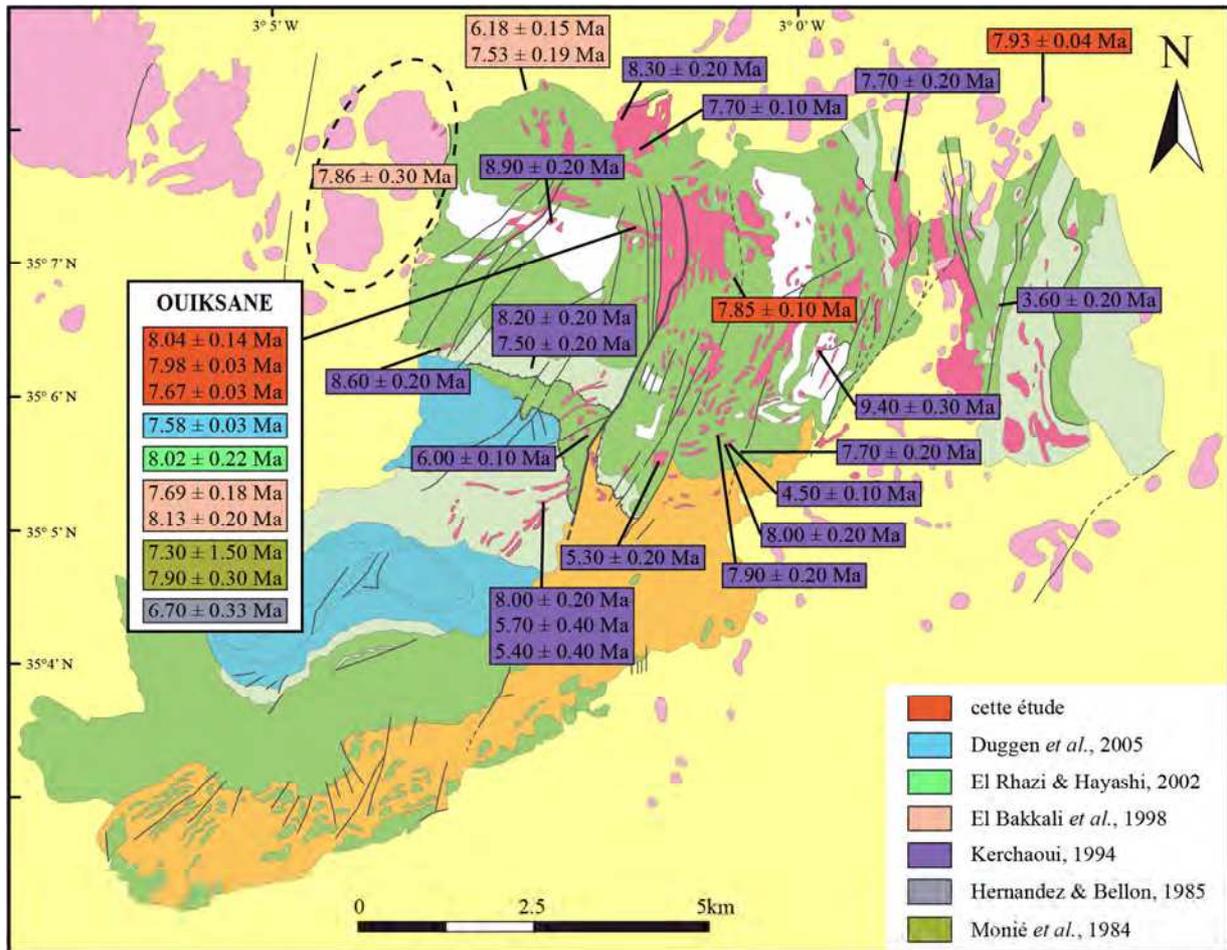
**Figure 11.4 :** caractérisation de l'ensemble des intrusifs grenus du massif des Beni Bou Ifrouf dans la classification de WINCHESTER & FLOYD (1977). Une distinction par secteur et par auteur y est apportée.

### 11.1.3 Distribution des âges du magmatisme

Les nouvelles datations réalisées dans le cadre de cette étude (Table 11.2) sont localisées aux côtés de celles de la littérature dans la Figure 11.5.

Sample	Rock-type	Age (Ma)	Error (Ma)	Method	Mineral
OUK2	microgranodiorite	8.04	0.14	U-Pb	zr
OUK2	microgranodiorite	7.98	0.03	Ar-Ar	bt
OUK20	granodiorite	7.67	0.03	Ar-Ar	bt
CUP5	andesite	7.93	0.04	Ar-Ar	bt
AXA16	andesite	7.85	0.10	Ar-Ar	bt

**Table 11.2 :** compilation des nouvelles datations réalisées sur le magmatisme des Beni Bou Ifrouf et des massifs environnants (voir localisations sur la Figure 11.5).



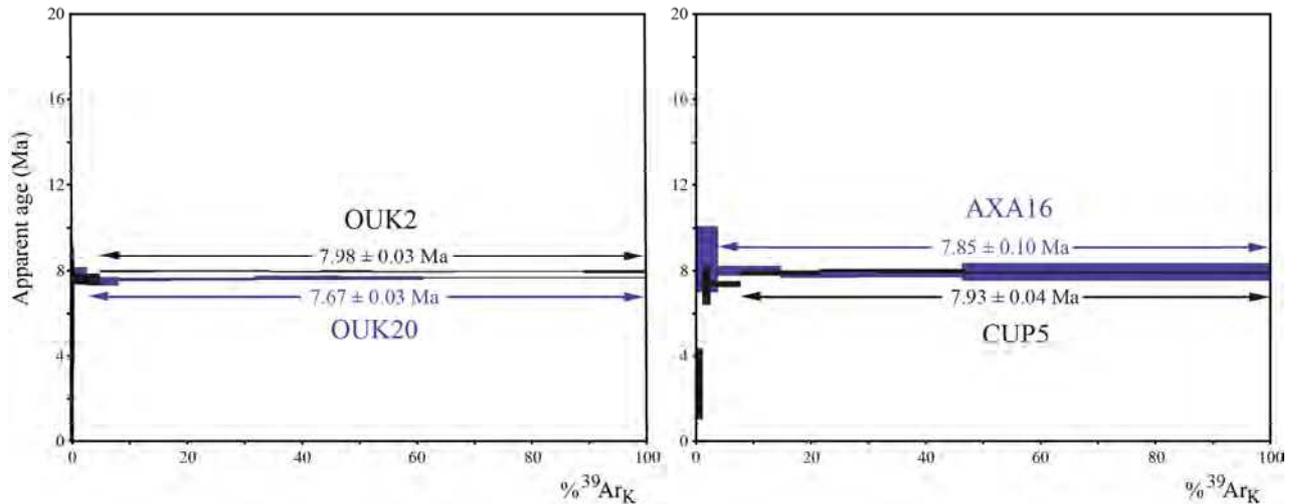
**Figure 11.5 :** report de l'ensemble des âges du magmatisme des Beni Bou Ifrouf sur le schéma structural modifié.

### 11.1.3.a Datations $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ sur biotite

Les échantillons datés ont été choisis parmi les échantillons les plus frais déjà analysés géochimiquement. Deux intrusifs grenus représentant l'Intrusion Centrale ont été choisis pour Ouiksane (OUK2 et OUK20), une lave intrusive à Axara (AXA16) et une lave périphérique au massif à Afra (CUP5). L'état d'altération avancé ne permet malheureusement pas d'obtenir d'âge sur Setolazar. Une tentative de datation sur le Jbel Aoura Salem, proche du site de l'oued Ameddah, n'a également pas abouti, les amphiboles se révélant trop petites.

Les biotites analysées contiennent de 7.63 à 9.75 wt % de  $\text{K}_2\text{O}$ . Elles ont été séparées à la main sous loupe binoculaire à partir des fractions tamisées fines de l'échantillon broyé au broyeur à mâchoires. Les datations  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  ont été réalisées par Gilles Ruffet au laboratoire Géosciences Rennes, selon les protocoles expérimentaux décrits dans RUFFET *et al.* (1991, 1995). Le moniteur d'irradiation est la sanidine TCRs ( $28.608 \pm 0.033$  Ma ; RENNE *et al.*, 1998, 2010, 2011). L'ensemble de la procédure est reportée dans CATHELINEAU *et al.* (2012).

Les résultats (Table 11.3) sont représentés dans la Figure 11.6.



**Figure 11.6 :** synthèse des analyses  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  conventionnelles sur les biotites, présentées sous la forme de spectres.

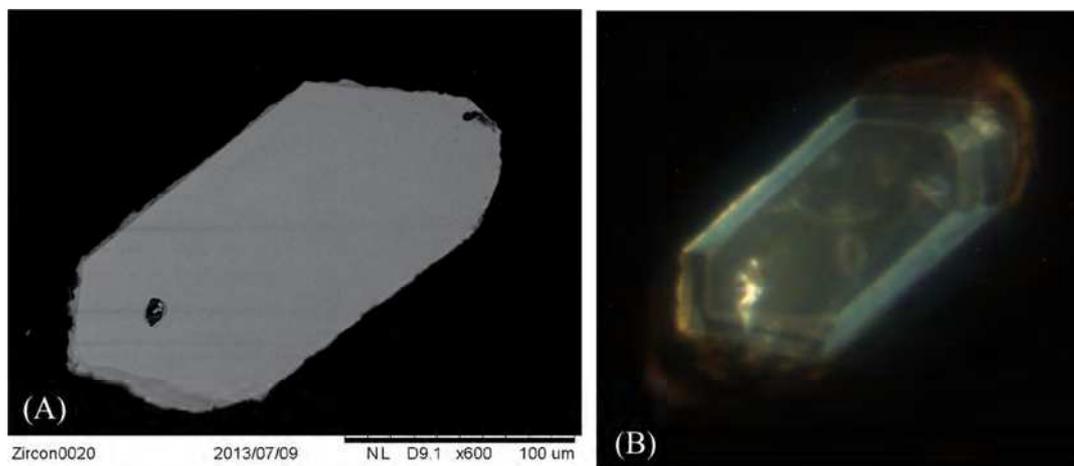
Step	Laser power	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}$	% $^{39}\text{Ar}$	Atm. Cont	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	Error
<b>OUK20_Biotite</b>											
J = 7,07781E-3 Error J = 19,24849E-6											
1	330	1,262	1,036	0,251	381,515	6,518	0,061	98,752	4,723	59,45	29,97
2	390	0,169	2,744	0,054	50,238	17,473	0,225	99,799	0,100	1,27	5,36
3	450	0,043	3,359	0,027	13,034	36,843	0,570	96,220	0,489	6,24	2,93
4	520	0,010	0,225	0,023	3,702	242,171	2,842	83,359	0,610	7,79	0,39
5	570	0,001	0,026	0,021	1,015	592,506	8,401	41,435	0,588	7,51	0,18
6	250	0,001	0,005	0,021	0,833	980,818	17,605	27,814	0,595	7,60	0,08
7	680	0,000	0,007	0,021	0,695	1565,093	32,291	13,226	0,597	7,62	0,05
8	750	0,000	0,017	0,021	0,675	1581,514	47,131	9,825	0,603	7,70	0,08
9	850	0,000	0,036	0,020	0,666	1525,253	61,443	8,850	0,601	7,67	0,05
10	2222	0,000	0,037	0,021	0,647	4109,057	100,000	5,928	0,602	7,69	0,03
<b>OUK2_Biotite</b>											
J = 7,09362E-3 Error J = 19,29150E-6											
1	330	1,256	0,345	0,289	375,257	9,152	0,037	99,924	0,284	3,63	29,18
2	400	0,193	1,453	0,058	57,969	28,507	0,152	99,378	0,357	4,57	5,60
3	460	0,090	4,385	0,040	27,041	137,801	0,708	98,236	0,474	6,06	2,40
4	520	0,007	0,182	0,020	2,678	1102,913	5,167	77,550	0,595	7,62	0,25
5	580	0,001	0,029	0,018	0,822	2372,289	14,759	23,337	0,624	7,99	0,05
6	630	0,000	0,010	0,018	0,672	4986,646	34,923	6,051	0,625	8,00	0,03
7	690	0,000	0,011	0,018	0,668	2199,807	43,818	5,900	0,623	7,97	0,04
8	760	0,000	0,014	0,018	0,684	2167,841	52,583	7,882	0,624	7,98	0,04
9	850	0,000	0,013	0,018	0,681	3570,367	67,020	7,685	0,622	7,96	0,03
10	1000	0,000	0,012	0,018	0,677	5563,470	89,516	6,923	0,623	7,98	0,03
11	2222	0,001	0,017	0,018	0,849	2592,757	100,000	26,053	0,622	7,96	0,07
<b>AXA16_Biotite</b>											
J = 7,17482E-3 Error J = 19,51231E-6											
1	350	0,158	0,593	0,046	46,837	5,393	0,136	100,318	-0,148	-1,92	16,38
2	430	0,032	2,276	0,017	16,762	1,208	0,167	55,838	7,349	92,90	69,44
3	500	0,045	0,440	0,030	13,993	148,802	3,921	95,243	0,659	8,53	1,52
4	560	0,002	0,013	0,022	1,193	435,343	14,909	47,821	0,616	7,97	0,21
5	630	0,001	0,009	0,022	0,887	524,971	28,159	31,449	0,602	7,79	0,13
6	750	0,001	0,008	0,022	0,960	725,783	46,478	35,996	0,608	7,87	0,16
7	2222	0,015	0,006	0,025	5,028	2120,520	100,000	87,693	0,612	7,93	0,40
<b>CUP5_Biotite</b>											
J = 7,17085E-3 Error J = 19,50153E-6											
1	350	0,256	0,000	0,071	77,406	24,974	0,182	98,526	1,130	14,60	9,04
2	430	0,032	0,014	0,026	9,704	152,717	1,295	97,850	0,206	2,67	1,65
3	500	0,014	0,041	0,025	4,777	176,066	2,578	88,124	0,561	7,26	0,86
4	560	0,003	0,029	0,022	1,328	730,458	7,901	56,715	0,569	7,36	0,13
5	630	0,002	0,021	0,022	1,181	1898,542	21,737	47,761	0,611	7,90	0,10
6	700	0,001	0,014	0,022	1,007	1358,422	31,637	37,914	0,619	8,01	0,07
7	800	0,002	0,016	0,022	1,268	2100,791	46,947	50,999	0,615	7,96	0,10
8	2222	0,000	0,007	0,022	0,741	7279,863	100,000	16,637	0,611	7,91	0,03

**Table 11.3 :** résultats complets des analyses  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  conventionnelles sur les biotites. Sont reportés le facteur J et son erreur, les ratios isotopiques et les âges apparents calculés en Ma avec leur erreur correspondante ( $1\sigma$ ).

11.1.3.b Datations U-Pb sur zircon

L’Intrusion Centrale à Ouiksane est particulièrement riche en minéraux accessoires tels que les apatites. On y trouve également quelques zircons, en quantité moindre.

Pour séparer les zircons, la roche broyée a été traitée par les techniques magnétiques et de densité conventionnelles pour la concentration des fractions lourdes non-magnétiques. Les zircons sont pour la plupart subautomorphes, allongés ou plus trapus, et de couleur légèrement rosée. Leur taille est de l’ordre de 100  $\mu\text{m}$  (Figure 11.7). Les cristaux représentatifs ont ensuite été sélectionnés sous une loupe binoculaire, puis montés en résine epoxy et enfin polis jusqu’au micromètre. Leur morphologie et structures internes ont été observées en microscopie classique, au MEB ainsi qu’à la cathodoluminescence (CL) afin de révéler d’éventuelles zonations au sein des minéraux. L’ensemble de ces opérations a été réalisé à l’ISTO.



**Figure 11.7 :** exemple de zircon typique sur l’Intrusion Centrale. (A) Imagerie MEB ; (B) Imagerie CL.

Les datations U-Pb ont été effectuées par Dirk Frei au *Central Analytical Facility* de l’université de Stellenbosch (Afrique du Sud). Elles ont été acquises par LA-SF-ICP-MS à l’aide d’un spectromètre de masse de type Thermo Finnigan Element2 couplé à un système d’ablation laser à excimère Resonetics Resolution S155. Ces datations ont été obtenues via des analyses ponctuelles (*single spot*) de 43  $\mu\text{m}$  de diamètre et dont la profondeur du cratère fait approximativement 15-20  $\mu\text{m}$ . Les méthodes employées pour l’analyse et le traitement des données sont décrites en détail dans GERDES & ZEH (2006) et FREI & GERDES (2009). Le contrôle de la validité des âges se fait sur le zircon de référence Plesovice (SLAMA *et al.*, 2008), dont les âges mesurés sont en accord avec les âges ID-TIMS publiés (cf. [Annexe VI](#)). Le calcul des âges concordia et leur représentation dans des diagrammes concordia a été obtenue au moyen d’Isoplot/Ex 3.0 (LUDWIG, 2003).

L’ensemble des résultats est reporté dans la [Table 11.4](#) et représenté dans la [Figure 11.8](#). Les bordures et cœurs des minéraux ont été analysés mais aucune zonation des âges n’est apparue, ce qui exclut tout héritage ou histoire polychromique des zircons (FREI, commentaire écrit).

Analysis	Ratios									Ages (Ma)				
	U [ppm] <sup>a</sup>	Pb [ppm] <sup>a</sup>	Th/U <sup>a</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>b</sup>	2 s <sup>d</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>b</sup>	2 s <sup>d</sup>	rho <sup>c</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>e</sup>	2 s <sup>d</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 s	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 s
NL_01	395	0,5	0,56	0,0121	0,0021	0,00125	0,00008	0,37	0,070	0,011	12,3	2,1	8,1	0,5
NL_06	233	0,3	0,50	0,0062	0,0028	0,00126	0,00012	0,21	0,036	0,016	6,3	2,8	8,1	0,8
NL_08	156	0,2	0,47	0,0043	0,0053	0,00126	0,00022	0,14	0,025	0,030	4,3	5,4	8,1	1,4
NL_09	172	0,2	0,45	0,0091	0,0044	0,00124	0,00016	0,27	0,053	0,025	9,2	4,4	8,0	1,0
NL_10	309	0,4	0,52	0,0127	0,0026	0,00124	0,00008	0,32	0,074	0,014	12,8	2,6	8,0	0,6
NL_11	1268	1,6	1,33	0,0080	0,0012	0,00126	0,00006	0,31	0,046	0,007	8,1	1,2	8,1	0,4
NL_12	84	0,1	0,39	0,0084	0,0070	0,00125	0,00020	0,19	0,049	0,040	8,5	7,1	8,1	1,3
NL_14	276	0,3	0,40	0,0080	0,0037	0,00125	0,00010	0,17	0,046	0,021	8,0	3,7	8,0	0,7
NL_18	473	0,6	0,87	0,0081	0,0023	0,00126	0,00008	0,23	0,047	0,013	8,2	2,3	8,1	0,5
NL_21	237	0,3	0,59	0,0085	0,0028	0,00125	0,00012	0,29	0,049	0,016	8,6	2,9	8,0	0,8
NL_23	685	0,8	0,43	0,0079	0,0013	0,00124	0,00006	0,29	0,046	0,007	8,0	1,3	8,0	0,4
NL_25	179	0,2	0,41	0,0084	0,0060	0,00125	0,00026	0,29	0,049	0,033	8,5	6,1	8,1	1,7
NL_26	251	0,3	0,46	0,0081	0,0080	0,00125	0,00010	0,08	0,047	0,046	8,2	8,1	8,1	0,6
NL_35	163	0,2	0,55	0,0084	0,0057	0,00125	0,00014	0,16	0,049	0,033	8,5	5,8	8,1	0,9
NL_37	159	0,2	0,50	0,0096	0,0055	0,00126	0,00012	0,17	0,055	0,031	9,7	5,5	8,1	0,8
NL_41	211	0,3	0,40	0,0098	0,0036	0,00126	0,00010	0,22	0,056	0,020	9,9	3,6	8,1	0,7
NL_42	416	0,5	0,67	0,0081	0,0021	0,00126	0,00010	0,30	0,046	0,012	8,1	2,2	8,1	0,6
NL_45	383	0,5	0,54	0,0093	0,0025	0,00125	0,00008	0,24	0,054	0,014	9,4	2,5	8,1	0,6
NL_50	146	0,2	0,55	0,0085	0,0049	0,00125	0,00012	0,17	0,049	0,028	8,5	4,9	8,0	0,8
NL_53	269	0,3	0,79	0,0080	0,0028	0,00125	0,00010	0,23	0,046	0,016	8,1	2,8	8,0	0,7
NL_54	150	0,2	0,54	0,0081	0,0038	0,00125	0,00016	0,27	0,047	0,021	8,2	3,8	8,0	1,0

<sup>a</sup>U and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

<sup>b</sup>Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);

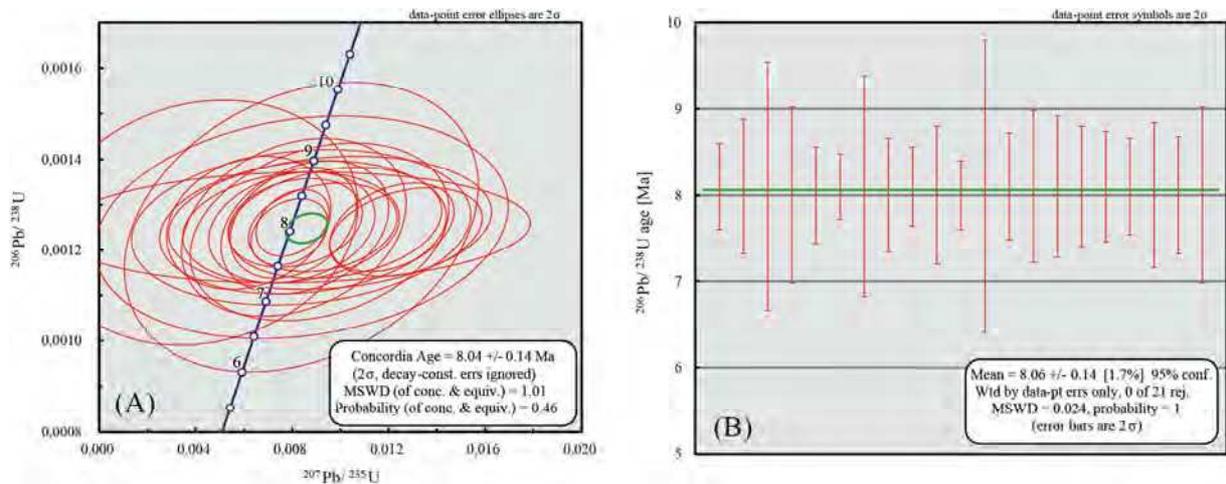
<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U calculated using  $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} * 1/137.88)$

<sup>c</sup>Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U and the <sup>207</sup>/<sup>235</sup>U ratio

<sup>d</sup>Quadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

<sup>e</sup>Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

**Table 11.4 :** résultats complets des analyses U-Pb réalisées sur les zircons de l’Intrusion Centrale.



**Figure 11.8 :** représentations graphiques des âges U-Pb des zircons. (A) Age concordia ; (B) Age moyen.

### 11.1.3.c Distribution des âges au sein du massif

KERCHAOU (1994) distingue une distribution bimodale des âges des diorites dans le massif des Beni Bou Ifrouf, traduisant deux périodes principales de mise en place magmatique : (1) une première au Tortonien (ca. 7,5 Ma), (2) une seconde au Messinien (ca. 5,5 Ma), ce qui est cohérent avec l'observation de roches grenues dans le Miocène moyen au niveau de l'oued Bourdim (§ 10.2.2.a). Selon cet auteur, les filons constituent ainsi plusieurs générations qui se recoupent à l'affleurement, et les âges les plus récents semblent se situer aux alentours du massif (au Sud, à l'Est et au Nord).

EL BAKKALI (1995) souligne la difficulté d'établir une relation chronologique claire entre les granodiorites et le volcanisme andésitique environnant. Une coupe de MOREL (1985) montre que le volcanisme du volcan de Belouzir est intrusif dans les granodiorites, et DUFLLOT *et al.* (1984) reportent la présence d'éléments anguleux de granodiorites emballés dans un ciment andésitique au niveau de Bokoya. Les relations de terrain semblent donc montrer que les granodiorites seraient antérieures aux massifs andésitiques, au moins localement.

Les âges obtenus au cours de ce travail s'échelonnent de 8,04 à 7,67 Ma, soit sur échelle de temps très restreinte. Ils représentent pourtant des éléments différents : l'Intrusion Centrale de Ouiksane, une lave intrusive à Axara et une lave effusive à Afra. Dans l'ensemble, à part les quelques âges inférieurs à 5 Ma (KERCHAOU, 1994 ; K-Ar sur roche totale), les âges sont très similaires à l'échelle du massif et ne marquent pas de saut temporel significatif entre les roches plutoniques et leurs équivalents effusifs aux alentours du massif (Assiraou-Belouzir,  $7,86 \pm 0,30$  Ma ; Afra,  $7,93 \pm 0,04$  Ma).

### 11.1.4 Le modèle en arbre de Noël est-il applicable ?

D'un point de vue géochimique, la dispersion des données semble compatible avec un magma-parent commun. Les différences minéralogiques observées par secteurs seraient ainsi

davantage liées à des conditions de cristallisation différentes (P, T...). Or, dans le cas de sill et dyke en réseau connecté – le modèle en « arbre de Noël » –, plusieurs lames se mettent en place à des profondeurs différentes, dans des encaissements qui peuvent également être différents. Ce modèle n'exclut en outre pas que plusieurs générations de filons se recoupent à l'affleurement.

Le fait que les âges soient relativement concordants entre l'Intrusion Centrale et une lave intrusive correspond également bien à ce modèle, si l'on considère que le magma s'est accumulé sous l'ensemble du Domaine Nord. Le volcan effusif, d'âge subconcordant également et surtout équivalent pétrographiquement, semble constituer l'expression en surface d'un tel système, qui pourrait par ailleurs constituer une chambre magmatique intermédiaire.

Si ces résultats ne confirment pas formellement l'application d'un tel modèle aux Beni Bou Ifrou, ils renforcent néanmoins l'hypothèse que nous avons faite à partir des géométries de terrains.

## 11.2 Exhumation des Beni Bou Ifrou : un essai de thermochronologie

La thermochronologie repose sur le principe de « fermeture » des minéraux à différentes températures. La température de fermeture du zircon (environ 800 °C) permettra ainsi de dater la mise en place d'un corps plutonique. La température de fermeture de la biotite, moindre (280 °C), apporte elle des contraintes sur le temps de refroidissement. Enfin, le passage à la température de 110 °C enregistré par l'apatite donne une estimation de l'exhumation du pluton (d'après le géotherme moyen terrestre à 30 °C/km, 110 °C correspond à une profondeur de 3,7 km). Le principe de thermochronologie permet ainsi de construire un diagramme T-temps décrivant l'évolution d'un corps magmatique donné.

L'Intrusion Centrale à Ouiksane est particulièrement riche en minéraux accessoires tels que les apatites. La présence de zircons, plus rares, au sein de l'échantillon OUK2 nous a conduit à tenter une approche thermochronologique afin de contraindre l'exhumation du massif des Beni Bou Ifrou.

### 11.2.1 Séparation des apatites

1 kg de roche a été prélevé sur le terrain, puis broyé à l'aide d'un broyeur à mâchoire et tamisé. Seule la fraction 250-50 µm a été conservée, les apatites millimétriques pouvant contenir des inclusions. La séparation des apatites a été réalisée à Géoscience Rennes. L'échantillon a été passé dans une première liqueur dense au bromoforme ( $d = 2,89$ ) afin de séparer les minéraux lourds des légers. Les minéraux lourds ont ensuite été séparés à l'aide d'un séparateur magnétique de type Frantz, les apatites n'étant pas du tout magnétiques. Le passage à une deuxième liqueur dense (iodure de méthylène,  $d = 3,3$ ) permet de séparer les apatites des zircons. Celles-ci sont ensuite montées en pastilles, collées sur de l'araldite puis irradiées.

La caractérisation des traces de fission (TF) a été réalisée par Marc Jolivet (Annexe VI).

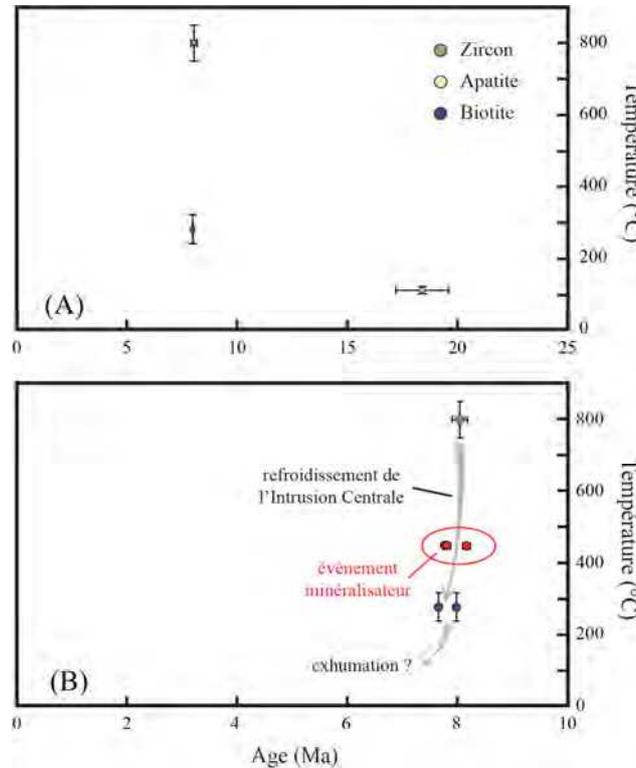
11.2.2 Résultats

L'ensemble des âges obtenus par différentes méthodes sur OUK2 est reporté dans la Table 11.5 et représenté dans un diagramme T-temps pour l'Intrusion Centrale (Figure 11.9).

Comme le montre le diagramme, l'âge TF apatite n'est pas cohérent avec l'évolution de la granodiorite, sachant que l'âge  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  sur biotite correspond à un âge équivalent pour la même méthode dans la littérature ( $7,58 \pm 0,03$  Ma ; DUGGEN *et al.*, 2005). Sur une autre partie saine de l'Intrusion Centrale (OUK20), la même méthode donne malheureusement un âge similaire :  $16,9 \pm 1,6$  Ma. Si les âges sont analytiquement cohérents entre eux, il semble qu'une quantité importante d'inclusions au sein des apatites n'interfère au point de fausser l'âge réel d'exhumation (JOLIVET, commentaire écrit). Malgré l'absence d'un âge d'exhumation correct, le diagramme T-temps (Figure 11.9 B) montre cependant que le refroidissement de l'Intrusion Centrale se fait très rapidement.

Méthode	Minéral	Température de fermeture (°C)	Age (Ma)	Erreur (Ma)
U-Pb	zircon	$800 \pm 50$	8,04	0,16
Ar-Ar	biotite	$280 \pm 40$	7,98	0,03
TF	apatite	$110 \pm 10$	18,40	1,20

**Table 11.5 :** âges U-Pb,  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  et TF obtenus pour la granodiorite OUK2. Les températures moyennes de fermeture proviennent de MCDUGALL & HARRISON (1999).



**Figure 11.9 :** diagramme T-temps représentant l'évolution de l'Intrusion Centrale. (A) Avec l'âge apatite ; (B) Sans l'âge apatite. L'évènement minéralisateur a été replacé dans ce diagramme à titre indicatif.

### 11.3 Fin de la phase paroxysmale d'érosion : l'apport de la biostratigraphie

Nous l'avons vu dans le Chapitre 10, la formation de l'oued Ameddah est une formation marine présente à l'aplomb de l'olistostrome sommital du Miocène moyen. Les marnes de la formation appartiennent au Miocène supérieur : par comparaison avec le bassin de Melilla et le flanc nord des Kibdana, un âge m5b (Tortonien supérieur ?) leur est donné. Attribuer un âge précis à cette formation fournirait donc une limite inférieure à la phase paroxysmale d'érosion (et donc d'exhumation) du massif des Beni Bou Ifrou.

Une détermination qualitative des nannoplanctons a été réalisée par Mihaela Melinte (*National Institute of Marine Geology and Geoecology*, Roumanie) sur trois échantillons prélevés à peu de distance les uns des autres dans cette formation. L'analyse du contenu en nannofossiles calcaires est réalisée à partir de frottis des sédiments. Chaque échantillon est ainsi gratté à l'aide d'une lame de rasoir ou d'un scalpel jusqu'à l'obtention d'une surface fraîche et lisse. Puis l'on détache une petite quantité de sédiments de cette surface, que l'on dépose sur une lamelle de verre avant de diluer le matériel dans de l'eau distillée. La suspension est ensuite étalée le long de la lamelle, puis séchée sur une plaque chauffante. La lamelle est enfin fixée sur une lame de verre à l'aide d'une résine spécifique (Norland Optical Adhesive). Les sections sont examinées en lumière transmise ou polarisée à l'aide d'un microscope Olympus à grossissement x1200.

La formation contient notamment les nannofossiles calcaires *Amaurolithus primus* (7,42-4,50 Ma) et surtout *Nicklithus amplificus* (6,90-5,94 Ma), ce qui lui donne un âge Messinien ante-crise de salinité (Table 11.6 ; Figure 11.10 ; SUC, commentaire écrit). A l'échelle régionale, dans le bassin de Boudinar, le Messinien marin ante-crise de salinité est daté pareillement par les foraminifères planctoniques (BARHOUN & WERNLI, 1999).

Plusieurs taxons créacés sont retravaillés. Ce dernier élément confirme que le Crétacé était à cette époque déjà à l'affleurement, ce qui était déjà envisageable grâce aux similitudes de faciès des blocs de l'olistostrome.

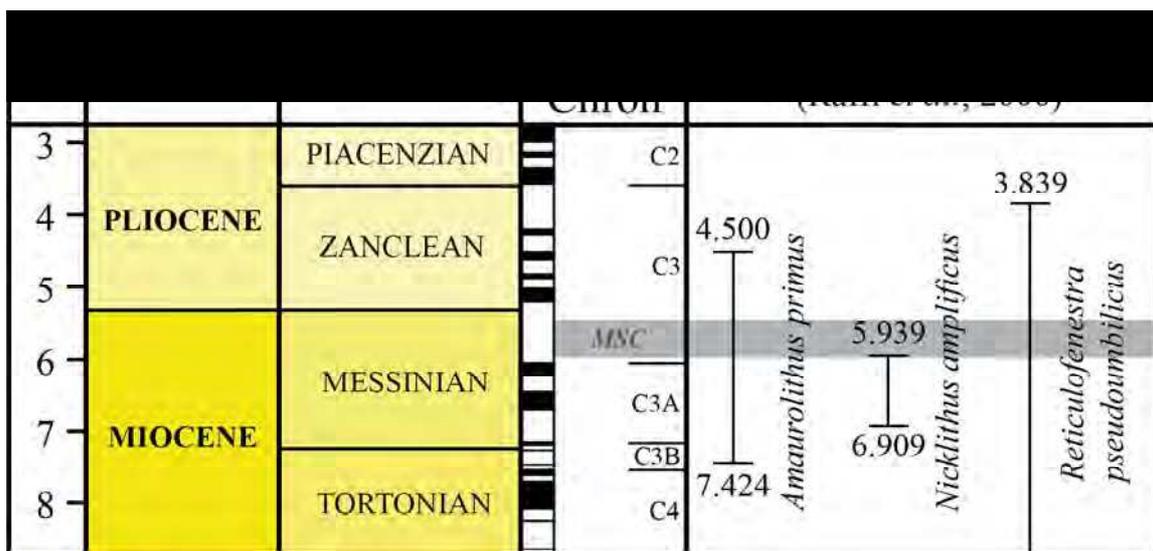
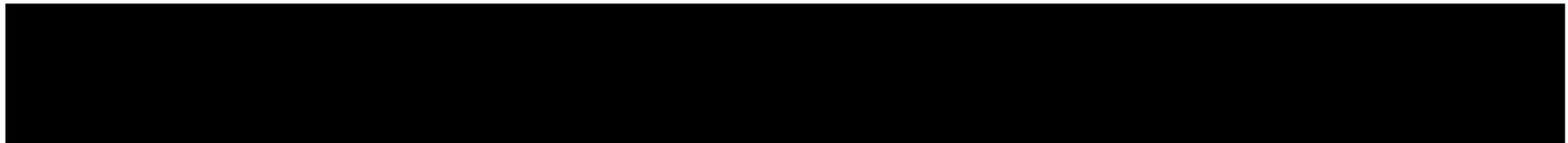
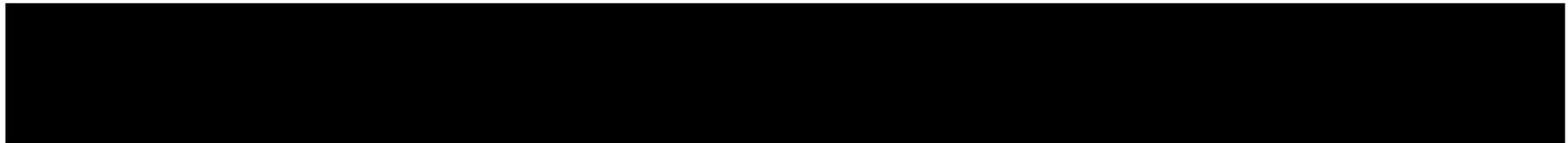


Figure 11.10 : biostratigraphie de la formation de l'oued Ameddah. Abréviation – MSC : *Messinian Salinity Crisis*.



---

---

**Table 11.6 :** détermination qualitative des nanoplanctons calcaires dans la formation de l’oued Ameddah.

## 11.4 Caractérisation de la tectonique fragile tardive : l'apport du paléomagnétisme

L'ensemble du massif des Beni Bou Ifrou, et particulièrement le Domaine Nord, est recoupé par de nombreuses failles méridiennes normales synchrones à tardives par rapport au magmatisme, qui s'y exprime également largement. Par ailleurs, les orientations de la stratigraphie sont perpendiculaires de part et d'autre de l'accident de l'oued Ouiksane, que KERCHAOUI (1994) interprète comme une faille de déchirure au front du chevauchement de l'oued Tlat. D'après FAURE-MURET (*in* JABRANE, 1993), l'orthogonalité des structures serait due à une rotation horaire de 90° du secteur nord-oriental.

Les évidences de terrain que nous avons relevées au niveau des gisements nous ont permis d'attribuer la large surface d'affleurement de l'Intrusion Centrale au jeu du couloir de failles de l'oued Ouiksane, qui fait à la fois remonter et basculer la lame intrusive. Rappelons que les failles méridiennes à Axara sont peu pentées (environ 30°) par rapport à leurs équivalentes à Ouiksane (> 70°) et Setolazar (45° environ).

Afin de déterminer et quantifier une possible rotation et/ou le basculement des intrusions plutoniques, et ainsi caractériser la tectonique récente du massif et apporter une nouvelle contrainte chronologique, nous avons choisi d'utiliser la méthode du paléomagnétisme. En effet, en l'absence de mouvements tectoniques significatifs, la rémanence paléomagnétique de corps plutoniques mis en place à ca. 8 Ma devrait présenter un pôle paléomagnétique cohérent avec celui de l'Afrique à cette époque.

### 11.4.1 Le paléomagnétisme en bref

Le paléomagnétisme est l'étude du champ magnétique terrestre des temps géologiques. Celui-ci est enregistré au sein des roches par les minéraux ferromagnétiques, qui acquièrent l'aimantation du champ magnétique terrestre environnant lorsqu'ils refroidissent, passant en-deçà de leur température de Curie (*e.g.* pour la magnétite : 585 °C). Cet enregistrement, mémoire du champ magnétique terrestre, est appelé la rémanence magnétique.

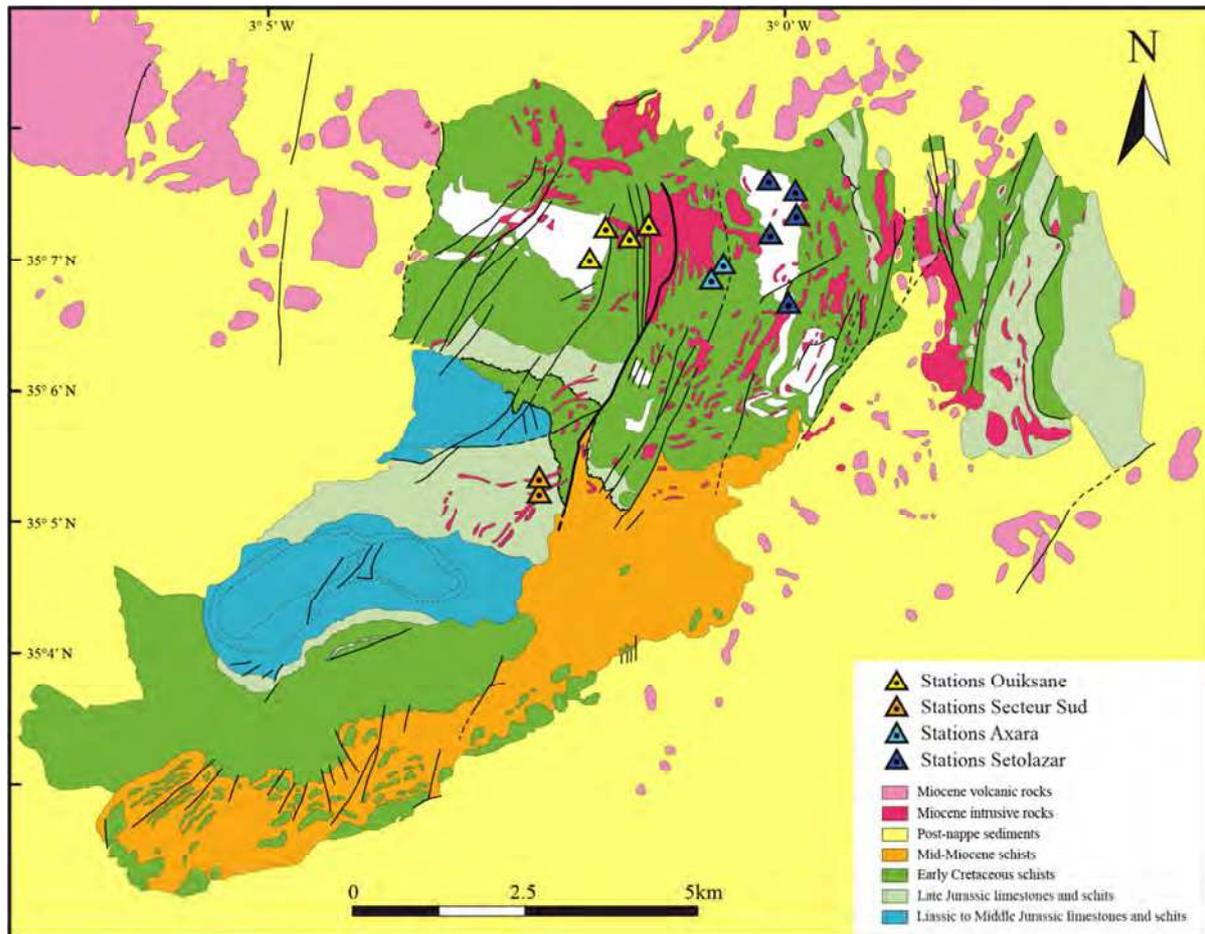
Pour accéder au champ magnétique passé, il faut mesurer et analyser l'aimantation acquise par la roche étudiée. Cela est rendu possible par des prélèvements de carottes orientées à l'aide d'une foreuse à essence munie d'un foret diamanté. La méthode étant statistique, il faut échantillonner plusieurs carottes par site (six à huit en moyenne) pour être représentatif. Plusieurs informations sont relevées sur le terrain afin d'orienter ces carottes dans l'espace : (1)  $\alpha$ , l'orientation de la carotte par rapport au nord magnétique ( $\alpha_{\text{mag}}$ ) ou au nord géographique ( $\alpha_{\text{sol}}$  à heure donnée), respectivement mesurées à la boussole et à l'ombre solaire portée sur son cadran. L'azimut solaire permet d'apporter une correction de la mesure par la déclinaison magnétique (angle par rapport au nord géographique) ; (2)  $\beta$ , le pendage de la carotte (angle avec un plan vertical) ; (3) les informations usuelles sur un affleurement : azimut et pendage de la stratification, localisation géographique exacte...

### 11.4.2 Stratégie d'échantillonnage

Le gisement de Ouiksane se situant dans le secteur nord-occidental (orientations EW à pendage nord) et les gisements de Axara et de Setolazar dans le secteur nord-oriental

(orientations NS à pendage est), nous avons échantillonné des intrusions magmatiques au niveau des trois sites miniers afin de voir leurs potentiels mouvements relatifs. Pour compléter les analyses sur le bloc occidental, nous avons également échantillonné au Sud du chevauchement de l'oued Tlat. Nous avons assimilé le système magmatique à un arbre de Noël dont les âges s'échelonnent sur une période continue de ca. 8 Ma à ca. 7.5 Ma.

Les affleurements ont été en outre choisis en fonction de l'état d'altération des roches magmatiques grenues et de leur accessibilité. Au total, 14 sites dont six pour le bloc ouest et huit pour le bloc est ont été prélevés (Figure 11.11 et Figure 11.12).



**Figure 11.11 :** localisation des différents sites d'échantillonnage pour la campagne de paléomagnétisme.

#### 11.4.3 Détermination de la minéralogie magnétique

La reconnaissance des minéraux magnétiques porteurs de l'aimantation rémanente est nécessaire pour interpréter correctement les résultats. La minéralogie magnétique a donc été déterminée par le biais de deux méthodes : (1) l'aimantation rémanente isotherme, et (2) la détermination de la température de Curie, ou thermomagnétisme. Les courbes d'acquisition obtenues sont reportées en Annexe VII.

La première méthode consiste à aimanter la roche en lui appliquant progressivement des champs magnétiques forts, puis de mesurer les aimantations rémanentes correspondantes :



**Figure 11.12** : exemple d'affleurement prélevé (ici site Wa).

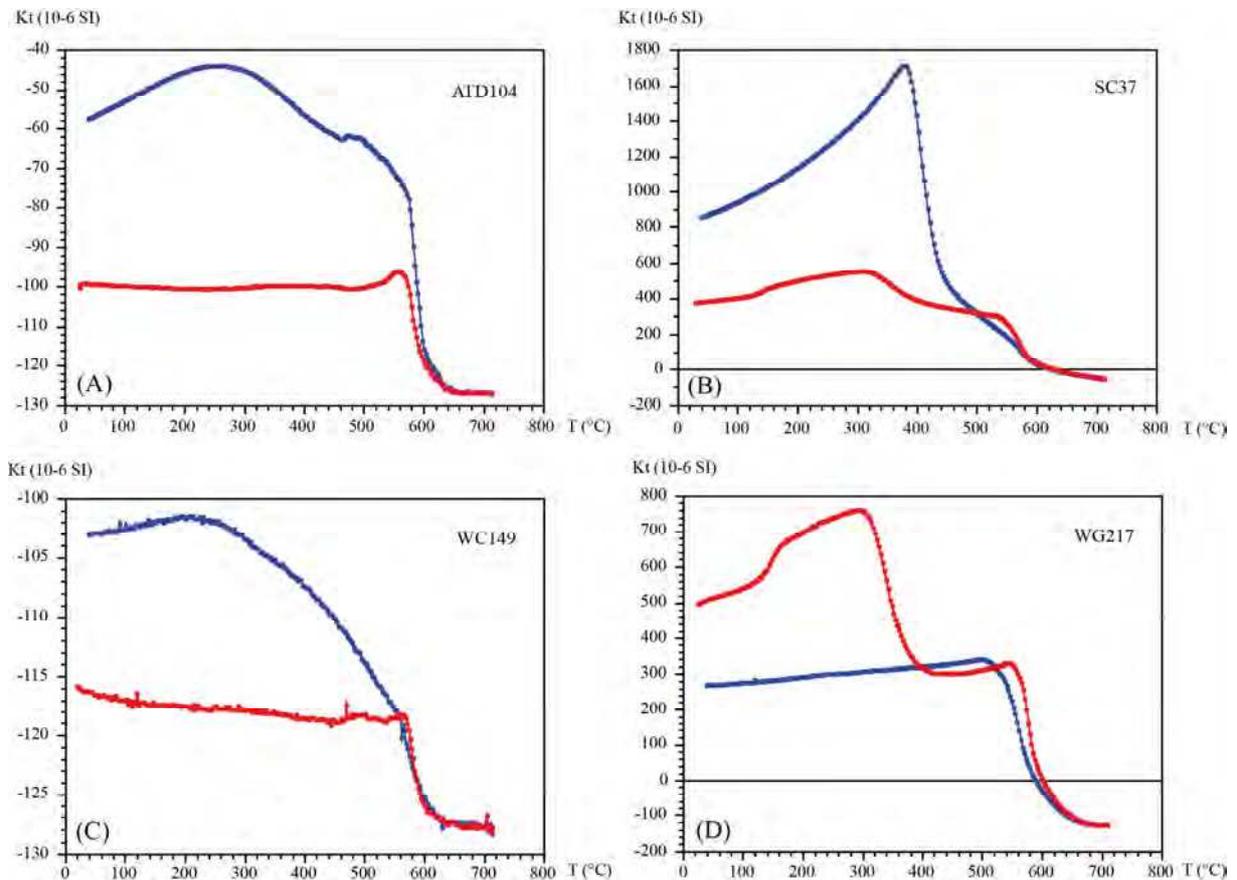
c'est la variation de l'aimantation en réponse à l'intensité du champ magnétique appliqué qui informe sur la nature des minéraux magnétiques présents, selon qu'ils soient faiblement coercitifs, *i.e.* saturés pour des valeurs de champ relativement faible (*e.g.* magnétite saturée pour un champ entre 100 et 300 mT), ou fortement coercitifs (*e.g.* hématite saturée pour un champ entre 3 et 5 T). L'aimantation des échantillons a été effectuée à l'ISTO à l'aide d'un magnétiseur de type ASC Scientific (Model IM-10-30) puis mesurée via un magnétomètre spinner de type JR-5A de la société tchèque AGICO (Brno).

Au passage de la température de Curie qui lui est propre, un minéral perd son caractère ferromagnétique, ce qui se traduit par une chute de la susceptibilité magnétique enregistrée. Le thermomagnétisme se détermine sur un échantillon de roche réduit en poudre. Il consiste à analyser l'évolution de la susceptibilité magnétique en fonction de la température en deux étapes : (1) au cours de la chauffe (de 20 à 700 °C) puis (2) du refroidissement (de 700 à 20 °C). Une relation linéaire indiquera la présence de minéraux paramagnétiques (*i.e.* enregistrant faiblement le champ magnétique). Cette méthode permet en outre d'observer certaines transformations minéralogiques, lorsque les enregistrements lors de la chauffe et du refroidissement ne se superposent plus. Les mesures de température de Curie ont été effectuées à l'ISTO à l'aide d'un susceptomètre Kappabridge KLY3-S couplé à un four CS3 de la société tchèque AGICO (Brno).

Les courbes d'acquisition de l'aimantation rémanente isotherme montrent la présence de minéraux faiblement coercitifs qui sont probablement des magnétites, ainsi que de minéraux plus fortement coercitifs qui sont probablement des hématites.

Par ailleurs, certaines rémanences magnétiques révèlent des valeurs très élevées. Les mesures de thermomagnétisme effectuées présentent : (1) pour ATd104 et Wc149, la chute de susceptibilité magnétite se produit vers 585 °C, ce qui est symptomatique de la magnétite. En revanche, au refroidissement, les deux courbes ne se superposent plus, ce qui signifie que la magnétite a été transformée ; (2) Sc37 et Wg217 montrent une minéralogie composite à goethite (120°C), pyrrhotite (350°C) et magnétite (585°C).

Les comportements des minéraux magnétiques des différents sites étudiés montrent (Figure 11.13): (1) pour ATd104 (Axara, Figure 11.13 A), une forte transformation minéralogique des magnétites et peut-être aussi des pyrrhotites néoformées ; (2) pour Sc37 (Setolazar, Figure 11.13 B), une forte susceptibilité avec une transformation thermique importante lors de la chauffe. Il semble y avoir des maghémites néoformées avec une forte susceptibilité magnétique ; (3) pour Wc149 (Ouiksane, Figure 11.13 C), une transformation minéralogique importante avec une augmentation significative de la susceptibilité magnétique. Ceci peut introduire des réaimantations pendant les mesures ; (4) pour Wg217 (Secteur Sud, Figure 11.13 D), au contraire des autres sites, l'échantillon montre une chute de la susceptibilité lors du refroidissement. Il est possible que d'instables maghémites (de forte susceptibilité) se soient transformées vers 400 °C en hématites (de faible susceptibilité).



**Figure 11.13** : comportement des minéraux magnétiques (thermomagnétisme).

#### 11.4.4 Mesure de l'aimantation rémanente et résultats

Si l'aimantation rémanente est acquise lors de la formation de la roche, elle est dite primaire ; il arrive cependant que la roche soit réaimantée sous l'influence d'un évènement postérieur (chauffage par une intrusion plutonique, altération, déformation...). Etant donné l'âge des roches magmatiques dans le massif, la composante de basse température si elle existe devrait correspondre au champ magnétique actuel, conférant ainsi un bon indice de confiance pour la mesure.

Afin de discriminer les différentes directions d'aimantation pour accéder au champ magnétique terrestre présent à la genèse de la roche, nous avons utilisé la méthode de désaimantation des roches par chauffage. L'échantillon est ainsi placé dans un four protégé par un alliage métallique faisant écran au champ magnétique terrestre. Les échantillons sont ensuite chauffés par paliers de températures qui dépendent de la minéralogie magnétique déterminée plus tôt, refroidis dans un champ magnétique nul puis leur aimantation rémanente est mesurée ; l'opération est répétée jusqu'à disparition complète de l'aimantation.

Les échantillons du site de Axara présentent des désaimantations progressives et des composantes relativement stables. Les échantillons du site de Setolazar montrent une forte aimantation mais très « visqueuse », avec une chute importante de la rémanence à 150 °C. La désaimantation des échantillons du site de Ouiksane révèle une composante stable aux basses températures, avec une faible inclinaison. Le Secteur Sud présente une aimantation rémanente anormalement forte. Les résultats des analyses de direction magnétiques sont reportés en Annexe VII.

Malgré de belles courbes de désaimantation en général, et ce avant toute correction des pendages, on peut remarquer une absence de cohérence des données au sein des sites *s.s.*, et *a fortiori* des secteurs définis. En conséquence, les différentes composantes analysées présentent des directions tellement dispersées qu'elles ne sont malheureusement pas interprétables.

Une des causes possibles pour cette dispersion des directions magnétiques est une réaimantation lors de la chauffe. En effet, l'expérience thermomagnétique montre une forte augmentation de la susceptibilité pendant le refroidissement, ce qui signifie que de nouveaux minéraux fortement magnétiques se sont formés lors de la chauffe. Même si ce phénomène ne semble pas systématique, il est néanmoins suffisant pour perturber les interprétations.

Les fortes circulations hydrothermales, accentuées par l'effet « radiateur » de l'arbre de Noël, pourraient être une autre cause de la réaimantation des échantillons et de la dispersion subséquente des directions rémanentes.

Une troisième hypothèse n'est pas impossible : la réaimantation provoquée par la foudre. En effet, les échantillons sont riches en magnétite, les sites de prélèvement sur un relief et les échantillons portent une aimantation anormalement forte.

