



**HAL**  
open science

# Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc, Étude de quelques massifs atlasiques et mésétiens

Daniel Tisserant

► **To cite this version:**

Daniel Tisserant. Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc, Étude de quelques massifs atlasiques et mésétiens. Géochimie. Université Louis Pasteur - Strasbourg I, 1977. Français. NNT: . tel-01016084

**HAL Id: tel-01016084**

**<https://theses.hal.science/tel-01016084>**

Submitted on 2 Jul 2014

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



U.E.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
STRASBOURG

10667  
2-2x

# THÈSE

présentée à  
L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR  
pour obtenir le titre de  
DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ (3ème cycle)  
EN GÉOLOGIE

par

**Daniel TISSERANT**

**LES ISOTOPES DU STRONTIUM ET L'HISTOIRE HERCYNIEUNE DU MAROC.  
ETUDE DE QUELQUES MASSIFS ATLASIQUES ET MÉSÉTIENS**

Soutenue publiquement le 6 octobre 1977 devant la commission d'examen :

MM. G. MILLOT, Président  
M. BONHOMME  
N. CLAUER  
D. JEANNETTE  
J. LUCAS

Président : Professeur P.KARLI  
 Vice-Présidents : Professeur Fr.MARCOUX  
 Professeur J.H.WEIL  
 Secrétaire Général : Monsieur G.KIEHL

**PROFESSEURS, MAITRES DE CONFERENCES, DIRECTEURS ET MAITRES DE RECHERCHE  
 DES U.E.R. RESPONSABLES DES DOCTORATS ES-SCIENCES**

Président honoraire : G.OURISSON.  
 Doyens honoraires : P.LACROUTE – H.J.MARESQUELLE – J.H.VIVIEN – G.MILLOT.  
 Professeurs honoraires : L.BOISSELET – J.BYE – H.CARTAN – G.CERF – C.CHABAUTY – A.CHRÉTIEN – J.DENY –  
 Ch.EHRESMANN – M<sup>ie</sup> S.GILLET – S.GOLDSZTAUB – R.HOCART – P.LACROUTE – G.LEMEE – P.L'HÉRITIER –  
 A.LICHNEROWICZ – A.MAILLARD – H.J.MARESQUELLE – L.NEEL – J.PARROD – R.ROHMER – J.P.ROTHE –  
 L.SACKMANN – Ch.SADRON – H.SAUCIER – H.VILLAT – H.WEISS – Et.WOLFF – J.YVON.  
 Maître de Conférences honoraire : R.WEIL.

**PROFESSEURS**

J.H. VIVIEN	Zool. et Embryol. expérimentale	G. SUTTER	Physique électronique
S. GORODETZKY	Phys.gén. et Physique nucléaire	V. AVANISSIAN	Analyse supérieure
P. JOLY	Biologie générale	Fr. LACROUTE	Biologie végétale
H. BENOIT	Physicochimie macromoléculaire	J.P. EBERHART	Minéralogie
G. MILLOT	Géologie et Paléontologie	J.M. LEHN	Chimie
R. LECOLAZET	Physique du Globe	Cl. ROBERT	Physique
A. GAGNIEU	Botanique	Fr. BECKER	Physique mathématique
F. STUTINSKY	Physiologie générale	Fr. SCHALLER	Biologie générale
B. WURTZ	Chimie biologique	Fr. GAULT	Chimie organique
J. BRENET	Electrochimie	M. GOUNOT	Botanique
J.P. EBEL	Chimie biologique	J. DEHAND	Chimie minérale
G. OURISSON	Chimie	Cl. GODBILLON (détaché)	Mathématiques
A. COCHE	Physique nucléaire	J. ROUX	Botanique
R. CERF	Physique générale	R. VOLTZ	Physique théorique
A. DELUZARCHE	Chimie	A. MICHARD	Géologie
R. ARMBRUSTER	Physique	Y. BOULANGER	Chimie biologique
A. ROCHE	Physique du Globe	J.J. RIEHL	Chimie
L. HIRTH	Microbiologie	R. GERARD	Mathématiques
A. FUCHS	Mécanique rationnelle	M. DAIRE	Chimie phys.ind.et Sc.des matériaux
A. GALLMANN	Physique	G. DUNOYER de SEGONZAC	Géologie
P. MIALHE	Physiologie animale	J.P. JOUANOLOU	Mathématiques
D. MAGNAC	Physique	Cl. DELLACHERIE	Mathématiques
M. DAUNE	Biophysique	Ch. TANIÉLIAN	Chimie
J.P. ADLOFF	Chimie nucléaire	Ph. RICHARD	Physiologie animale
D. BERNARD	Méthode mathématique de la Physique	M. GROSS	Chimie
E. DANIEL	Physique expérimentale	J.P. RAMIS	Mathématiques générales
P. CHEVALLIER	Physique	Ph. ROPARTZ	Psycho-Physiologie
G. REEB	Topologie	M. GROSMANN	Physique
J. WUCHER	Physique	P. BENVENISTE	Physiologie végétale
M. BRINI	Chimie	J. FARAUT	Mathématiques
H. DURANTON	Botanique	G. SCHIFFMANN	Mathématiques
R. WEISS	Chimie	J. LEITE-LOPES	Phys.nucléaire et corpusculaire
P. FEDERLIN	Chimie	Cl. BENEZRA	Chimie
J.P. SCHWING	Chimie	G. SOLLADIE	Chimie organique
M. SIESKIND	Physique	D. VIAUD	Mathématiques
G. MONSONEGO	Physique théorique	R. KIRSCH	Zoologie
C. WIPPLER	Physicoch.des Hts Polymères industriels	J. SOMMER	Chimie appliquée
G. WEILL	Physique	J. BROSSAS	Chimie macromoléculaire
A. CLAUSS	Chimie	C. PESKINE (détaché)	Mathématiques
E. FOLLENIUS	Zoologie	J.J. FRIED	Mécanique des Fluides
J. LUCAS	Géologie	B. MORIN	Mathématiques I
J.J. THIEBOLD	Biologie animale	M. LEROY	Chimie
G. GLAESER	Mathématiques	M.J. SCHWING	Chimie Physique
J.H. WEIL	Chimie biologique	J. MARTINET	Mathématiques
D. FOATA	Mathématiques	D. FROELICH	Chimie générale Chimie physique
H. DANAN	Phys.atom.et Physique du Solide		
X. FERNIQUE	Mathématiques		
Fr. GAUTIER (détaché)	Physique		

**PROFESSEURS ASSOCIÉS**

A.ANDREOTTI (Math.) - A.BANDERET (E.A.H.P.) - P.BARSHAY (Phys.nucl.théor.) - J.CARITHERS (Physiol.) - T.EGGARTER (Phys.) - C.JASCHEK (Astr.) - A.KORANYI (Math.) - J.OSBORN (Chimie min.) - G.C.ROTA (Math.) - B.O.SERAPHIN (Phys.).

**PROFESSEURS CONVENTIONNÉS**

P.BOUVEROT (Physiol.respiratoire) - P.DEJOURS (Physiol.respiratoire) - A.PETROVIC (Physiol.méd.).

**MAITRES de CONFÉRENCES et CHARGÉS d'ENSEIGNEMENT**

J.CI.BERNIER (Chimie gén.) - P.L.WENDEL (Phys.) - T.JUTEAU (Minéralogie) - M.MIGNOTTE (Informatique) - Ch.BURGGRAF (Minéralogie) - H.BURNAGE (Méc.Fluides).

**ASTRONOME ADJOINT** : A.FLORSCH (Observatoire). **ASTRONOME ADJOINT ASSOCIÉ** : E.ATHANASSOULA-GEORGALA (Observ.).

**MAITRE de CONFÉRENCES ADJOINT** : J.SITTLER (Géologie).

**MAITRES de CONFÉRENCES ASSOCIÉS** : A.DURHAM (Microbiologie) - G.LETTA (Math.).

**DIRECTEURS de RECHERCHE**

J.F. BIELLMANN	Chimie	J. MEYER	Botanique
P. BOUVEROT	Physiologie respiratoire	C. MIALHE	Physiologie
P. DEJOURS	Physiologie respiratoire	A. PETROVIC	Physiologie (Médecine)
A. KNIPPER	Physique nucl.et corpusculaire	A. PORTE	Biologie cellulaire
A. KOVACS	Physicochimie macromoléculaire	P. REMPP	Physicochimie macromoléculaire
J. MARCHAL	Physicochimie macromoléculaire	A. SKOULIOS	Physicochimie macromoléculaire
P.A. MEYER	Mathématiques	A. VEILLARD	Chimie moléculaire
A.J.P. MEYER	Physique	A. ZUKER	Physique théorique

**MAITRES de RECHERCHE**

J.Ch. ABBE	Physicoch.atom.et ionique - chim.nucl.	A. MALAN	Physiologie
P. ALBRECHT	Chimie	E. MARCHAL	Physicoch.molécul.et macromolécul.
F. BECK	Physique nucléaire	R. MORAND	Physique nucléaire
G. BECK	Biochimie	Th. MULLER	Physique
J.P. BECK	Physiologie	G. MUNSCHY	Physique
J. BIETH	Enzymologie (Pharmacie)	M. NAUCIEL-BLOCH	Physique des solides
M. BONHOMME	Géologie	A. NICOLAIEFF	Virologie végétale
H. BRAUN	Physique corpusculaire	M. PATY	Physique corpusculaire
M.C. CADEVILLE	Physique des solides	R. PFIRSCH	Botanique
H. CALLOT	Chimie	P. POIX	Chimie
S. CANDAU	Physique	J. POUYET	Biophysique
M. CHAMPAGNE	Biophysique	R. RECHENMANN	Biophys.des rayon. (Médecine)
M. CHOUDHURY	Physique du Globe	B. REES	Chimie
J.P. COFFIN	Physique nucl. et corpusculaire	P. REMY	Biochimie
A. CORET	Physique	S. RIMBERT	Géographie
M. CROISSIAUX	Physique nucléaire	J. RINGEISSEN	Physique
D. DISDIER	Physique nucléaire	J.P. ROTH s/Dir.Inst.de Rech.	Physicochimie macromoléculaire
J. DOUBINGER	Géologie	F. SCHEIBLING	Spectrométrie nucléaire
M. DUMONT	Physique biologique (Médecine)	N. SCHULZ	Physique nucléaire
S. EL KOMOSS	Physique	C. SCHWAB	Physique
<del>J.F. VON ELLER</del>	<del>Géologie</del>	R. SELTZ	Physique nucléaire
M.R. ELOY	Endocrinologie (INSERM Hte Pierre)	M. SENSENBRENNER	Neurochimie (Médecine)
M. FRANCK-NEUMANN	Chimie organique	P. SIFFERT	Phys.rayon.et Electron.nucléaire
E. FRANTA	Physicochimie moléculaire	Cl. SITTLER	Géologie
J.M. FRIEDT	Physicochimie atomique et ionique	Cl. STRAZIELLE	Physicochimie macromoléculaire
A. FRIDMANN	Physique corpusculaire	M. SUFFERT	Basses Energies
Y. GALLOT	Physicochimie macromoléculaire	Y. TARDY	Géologie
G. GOMBOS	Biologie (Médecine)	K. TRAORE	Physicochimie atomique et ionique
Ph. GRAMAIN	Physicochimie macromoléculaire	R. VAROQUI	Physicochimie macromoléculaire
J.B. GRUN	Physique	A. VASSY	Botanique
K. HAFFEN-STENGER	Endocrinologie (Médecine)	J.J. VOGT	Thermophysiol. (Ctre d'Etudes Bioclim.)
J. HERZ	Physicochimie macromoléculaire	A. WAKSMANN	Neurochimie (Médecine)
J. HOFFMANN	Biologie animale	G. WALTER	Phys.rayon.et Electron.nucléaire
M. JACOB	Neurochimie (Médecine)	Fr. WEBER	Géologie
G. KAUFMANN	Chimie	J.P. WENIGER	Zoologie
B. KOCH	Physiologie	J. WITZ	Biologie cellulaire
P. LAURENT	Physiol.comparée des régulations	R. WOLFF	Chimie
Cl. LERAY	Physiol.comparée des régulations	R. ZANA	Physicochimie macromoléculaire
<del>L.M. LEITNER</del>	<del>Physiologie</del>	J.P. ZILLINGER	Physique
A. LLORET	Physique corpusculaire		
G. MAIRE	Chimie		

**I N T R O D U C T I O N**

A l'Ouest du Maghreb, le Maroc, au Nord de l'Anti-Atlas (figure 1), peut être subdivisé en :

- Maroc méditerranéen, au Nord, qui correspond au Domaine rifain et fait partie de la zone mobile mésogéenne. Le socle n'y est connu que sous forme d'unités disjointes où l'on reconnaît des éléments précambriens, calédo-niens et hercyniens.

- Maroc africain, qui comprend, en plus des domaines méridionaux, le Domaine mésétien et le Domaine de la chaîne atlasique qui forment le Moyen Maroc. Celui-ci est affecté de façon extrêmement variable par l'orogénèse hercynienne, tantôt très modérément comme dans le Domaine de la chaîne atlasique, tantôt très violemment, ce qui provoque chevauchements, plis couchés, métamorphismes et granitisations. La limite entre le Moyen Maroc et le Domaine de l'Anti-Atlas est fixée au niveau d'un faisceau de failles au Sud du Haut Atlas, l'Accident sud-atlasique, qui a joué en décrochement lors de l'orogénèse hercynienne, (MICHARD, 1976).

Les formations qui font l'objet de cette étude appartiennent aux Domaines de la chaîne atlasique et mésétien, qui correspondent à deux régions géographiquement bien distinctes. Les caractères propres au socle calédono-hercynien y sont pratiquement identiques, mais ne sont généralement pas homogènes à l'intérieur d'un même domaine.

a. Le Domaine de la chaîne atlasique comprend les chaînes du Haut et du Moyen Atlas qui enserrant les Hauts Plateaux et les cuvettes de la Haute Moulouya. Les reliefs accusés de ce domaine sont dus, en grande partie, à des mouvements verticaux le long de grandes fractures du socle, lors de l'orogénèse alpine. L'épaisseur de la couverture est importante, sauf dans quelques secteurs où le socle a été largement dénudé ; c'est le cas, par exemple, de la cuvette de la Haute Moulouya dans la région de Midelt ou du Jebel Tichka, dans le massif ancien du Haut Atlas occidental. Ce socle a été, tantôt faiblement, tantôt violemment, affecté par l'orogénèse hercynienne.

b. Le Domaine mésétien correspond aux plaines et aux plateaux atlantiques où la couverture tertiaire tabulaire repose sur un socle paléozoïque pén-

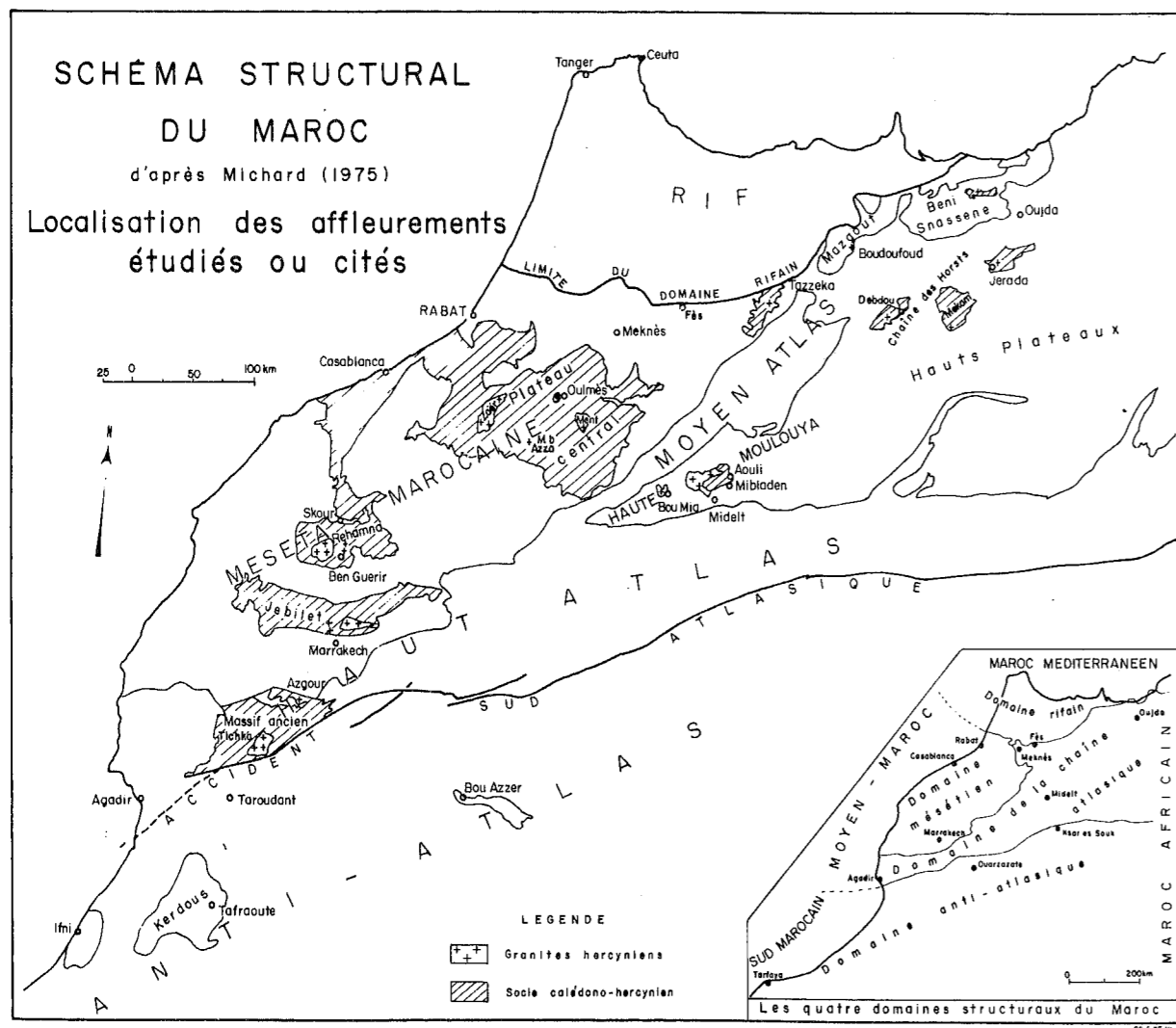


Fig. 1 - Schéma structural du Maroc, d'après MICHARD (1975), et localisation des affleurements étudiés ou cités.

plané. L'ensemble est découpé en de nombreux blocs érodés à des niveaux différents suivant l'importance des rejets lors de l'orogénèse alpine. Le socle paléozoïque affleure dans les massifs du Maroc central, des Rehamna et des Jebilet. Il est tantôt peu déformé, comme dans la Mésète cotière, tantôt vigoureusement plissé, métamorphisé et granitisé, comme dans la Mésète méridionale, centrale et orientale.

Après un bref exposé des méthodes expérimentales, les résultats des études pétrographiques et isotopiques obtenus dans quelques massifs plutoniques et dans les formations cristallophylliennes encaissantes des domaines de la chaîne atlasique et mésétien seront exposés comme suit :

- Premièrement, la Haute Moulouya qui regroupe l'essentiel des résultats obtenus. Elle est située, dans le domaine de la chaîne atlasique, à la jonction du Moyen Atlas et du Haut Atlas, au Nord de Midelt. L'échantillonnage de ce massif, réalisé en compagnie de A. Emberger, a été effectué aussi systématiquement que possible en fonction des différents faciès reconnus lors de l'établissement de la carte géologique (EMBERGER, 1965).

- Deuxièmement, les autres massifs, échantillonnés moins systématiquement, qui sont représentés par le Jebel Tichka et les pointements granitiques du Maroc oriental pour le Domaine de la chaîne atlasique et par les massifs du Maroc central, des Rehamna et des Jebilet pour le Domaine mésétien.

Chaque exposé des résultats sera suivi d'une discussion dans laquelle seront confrontées les observations pétrographiques et les mesures géochronologiques dans le but d'établir, pour chaque massif, une chronologie des événements et de déterminer l'origine et la genèse des différentes roches éruptives.

Un bref rappel des mesures concernant l'époque hercynienne et qui ont été effectuées, avec différentes méthodes, sur des matériaux divers prélevés dans tous les domaines du Maroc, complètera cet exposé des résultats.

Enfin, la conclusion générale de ce mémoire comportera trois parties distinctes :

- la première présentera une synthèse de tous les résultats géochronologiques cités dans ce mémoire, synthèse confrontée avec la succession des différentes phases hercyniennes reconnues du Maroc ;

- la seconde partie constituera un essai d'interprétation des résultats pétrographiques et isotopiques dans le but d'appréhender les processus pétrogénétiques à l'origine de différents granites hercyniens du Maroc ;

- la troisième partie, enfin, mettra en relief l'apport des observations pétrographiques et microtectoniques à l'interprétation des mesures géochronologiques.

P R E M I E R E   P A R T I E

LES METHODES EXPERIMENTALES.

Les déterminations isotopiques présentées dans ce mémoire ont été effectuées, pour la plupart, au Laboratoire de Géochronologie du Service de la Carte Géologique du Maroc à Rabat. Les méthodes expérimentales en usage dans ce laboratoire sont utilisées dans la majorité des services de Géochronologie. Très classiques, elles sont inspirées de BONHOMME et al. (1961) et analogues à celles qui ont été décrites récemment par HAMET (1975) et VIDAL (1976) par exemple. Quelques échantillons complémentaires ont été analysés au Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface de Strasbourg. La méthode Rubidium - Strontium y est surtout appliquée aux roches et aux minéraux sédimentaires avec des variantes décrites en détail par CLAUER (1976) qui rappelle également les principes fondamentaux de la datation isotopique par cette méthode.

Cette partie sera donc consacrée à un bref exposé des détails techniques spécifiques au laboratoire de Géochronologie de Rabat et à un rappel sommaire de l'application de la méthode Rubidium - Strontium aux roches plutoniques et métamorphiques. Les modifications successives apportées au spectromètre de masse, ainsi que la précision analytique obtenue et les valeurs des constantes utilisées, seront évoquées. Ensuite la signification des valeurs des ordonnées à l'origine sera envisagée, ainsi que l'utilisation des teneurs en Rubidium et en Strontium dans la détermination des processus génétiques à l'origine des granites.

I - LE SPECTROMETRE DE MASSE DE RABAT.

Au laboratoire de Géochronologie de Rabat, les analyses isotopiques ont été réalisées sur un spectromètre de masse MS 2 S qui a été profondément modifié depuis sa mise en oeuvre. Le pompage secondaire, en particulier, est assuré par une pompe à diffusion de vapeur de mercure à laquelle est adjointe un piège à azote liquide. Le vide limite atteint est alors de l'ordre de  $5 \times 10^{-7}$  torrs au niveau du collecteur. La mise sous vide du préamplificateur et le changement de l'amplificateur originel à piles et lampes par un modèle à circuit intégré, ont permis d'améliorer sensiblement le bruit sur la résistance de  $10^{11}$  ohms qui est ainsi passé de 600 à 350  $\mu$ V. Les émissions sont effectuées sur mono-filament de tantale oxydé. L'acquisition des données numériques, pendant un enregistrement, se fait par un voltmètre digital qui prend les valeurs maximales des pics sélectionnés, ainsi que les valeurs du bruit de fond entre les pics, et qui est couplé à une imprimante.

Les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sont calculés à partir de l'enregistrement de 25 spectres, alors que pour le calcul des teneurs en Rubidium et en Strontium 15 spectres sont réalisés. Ces teneurs sont obtenues par le biais de la dilution isotopique qui consiste à ajouter à une quantité connue d'un étalon à concentration et composition isotopique anormales préalablement mesurées, une quantité également connue d'échantillon en solution dont on connaît déjà la composition isotopique de l'élément analysé, et dont on peut ainsi déterminer la teneur. Les étalons utilisés ont généralement des compositions isotopiques telles que leur isotope le plus abondant correspond à un isotope peu abondant dans la composition isotopique naturelle. Au laboratoire de Rabat, les étalons utilisés sont respectivement enrichis en Rubidium 87 (71,55 % au lieu de 27,85 % dans l'élément naturel) et en Strontium 86 (97,60 % au lieu de 9,86 %).

De nombreux facteurs entrent en jeu dans la détermination de l'erreur expérimentale sur chaque mesure. A Rabat cette erreur a été estimée à  $\pm 3$  % sur le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et à 0,5 % sur le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , en tenant compte en particulier de la discrimination isotopique du spectromètre de masse dans la détermination des teneurs. La précision analytique des quelques mesures effectuées sur les spectromètres de masse MS 2 S et TSN 206 S qui équipent le Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface de Strasbourg, est celle qu'indique CLAUER (1976), soit  $\pm 2$  % sur le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et  $\pm 0,002$  sur le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  enregistrés avec le spectromètre de masse MS 2 S ; avec le TSN 206 S l'erreur sur le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  est provisoirement conservée à  $\pm 2$  %, alors

que celle sur le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est chiffrée par le double écart type ( $2\sigma$ ) calculé pour chacune des mesures.

II - LES CONSTANTES UTILISEES.

Tous les points analytiques présentés dans ce mémoire ont été calculés avec les constantes suivantes :

$$^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,591$$

$$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$$

$$\lambda ^{87}\text{Rb} = 1,47 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$$

Deux valeurs sont actuellement utilisées pour la constante de désintégration du Rubidium 87, l'une de  $1,39 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$  basée sur la concordance entre les âges mesurés sur un même matériel par les méthodes Uranium - Plomb et Rubidium - Strontium (ALDRICH et al., 1956), l'autre de  $1,47 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$  déterminée par comptage des particules  $\beta$  (FLYNN et GLENDENIN, 1959). Au Congrès International de Géologie qui s'est tenu en 1976 à Sydney (Australie), une révision générale de toutes les constantes de désintégration utilisées habituellement en géochronologie a été proposée (STEIGER et JÄGER, 1977). Pour la méthode Rubidium - Strontium la nouvelle valeur proposée pour  $\lambda ^{87}\text{Rb}$  est de  $1,42 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ . Le souhait émis par les spécialistes n'étant pas encore rendu public, la valeur  $1,47 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$  a été conservée pour ce travail.

III - L'APPLICATION DE LA METHODE DES ISOCHRONES A L'ANALYSE DES ROCHES ERUPTIVES ET METAMORPHIQUES.

Avant de présenter brièvement les possibilités d'application de la méthode des isochrones à l'étude géochronologique des roches éruptives et métamorphiques, il est utile de rappeler les conditions nécessaires à l'obtention d'une isochrone :

- les points représentatifs des prises analysées doivent évidemment s'aligner dans la limite des erreurs analytiques ;
- les phases, représentatives de roches totales ou de minéraux séparés d'un échantillon, doivent être synchrones, cogénétiques et être restées des systèmes clos depuis leur cristallisation ;
- enfin, il faut que l'homogénéisation isotopique ait été totale.

En outre, pour qu'une isochrone soit analytiquement bien définie, il est nécessaire d'étudier des phases à rapports Rb/Sr très différents afin d'obtenir une large répartition des points analytiques sur un diagramme classique [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ].

#### A - L'ETUDE ISOTOPIQUE DES ROCHES ERUPTIVES

De façon générale, une isochrone de roches totales plutoniques fournit l'âge de la dernière homogénéisation isotopique du massif étudié. En fait l'erreur expérimentale est telle que l'âge obtenu correspond aussi bien à l'époque de la mise en place qu'à celui de la solidification. De plus, il a été montré à de nombreuses reprises que les roches plutoniques, même soumises à des métamorphismes aussi intenses que ceux qui aboutissent au faciès granulitique, fournissent des isochrones de roches totales caractéristiques de l'époque de la mise en place. Les remobilisations isotopiques provoquées par les métamorphismes postérieurs à la mise en place n'affectent donc pas les systèmes représentés par les roches totales à condition toutefois que la distance de migration des éléments, et en particulier du strontium 87 radiogénique, soit inférieure à la taille des échantillons prélevés (LANPHERE et al., 1964 ; WANLESS et al., 1970). En fait il faut atteindre l'anatexis, qui correspond à une nouvelle fusion des roches, pour observer une ouverture complète des systèmes représentés par les roches totales. Il peut aussi arriver que dans les conditions particulières de l'hydrothermalisme, des migrations importantes de strontium 87 radiogénique se produisent à la suite de l'ouverture des systèmes étudiés (BROOKS, 1966 ; 1968). Le cas d'un granite placé dans ces conditions sera évoqué, par la suite, à l'aide d'un exemple pris dans le massif de la Haute Moulouya.

Lors de l'assimilation d'un matériel sédimentaire par un magma intrusif, les différents faciès de granite qui en résultent, correspondent à des mélanges binaires en proportions variables (ALLEGRE et DARS, 1965). Leurs points représentatifs vont également s'aligner dans un diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ], mais l'alignement obtenu correspondra à une droite de mélange dont la pente donnera un chiffre dépourvu de signification. Dans ce cas, seuls les minéraux donnent l'âge vrai de l'intrusion, dans la mesure où ils n'ont pas été affectés par un événement métamorphique postérieur. Si le mélange du magma avec le matériel sédimentaire est suivi d'une homogénéisation isotopique à l'échelle des roches totales, le processus de mélange ne peut plus être mis en évidence à l'aide du diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ]. La valeur anormalement élevée de l'ordonnée à l'origine permettra alors de suspecter le mélange. Ce cas sera également envisagé dans le cadre de ce travail.

Les minéraux séparés des roches plutoniques ont, en général, deux comportements différents. Dans le premier, les échantillons de roches totales et tous les minéraux qui les composent sont restés des systèmes clos depuis la solidification des roches : les points représentatifs des minéraux se placent sur l'isochrone des roches totales. Dans le second cas, alors que les échantillons de roches totales restent des systèmes clos, les minéraux subissent une nouvelle homogénéisation isotopique, généralement à la suite d'un événement thermique. Leurs points représentatifs ne sont plus alignés avec ceux des roches totales, mais sur des isochrones différentes, parallèles entre elles, qui passent par les points des roches totales d'où ont été extraits les minéraux correspondants et dont les pentes correspondent à l'âge de l'événement qui a provoqué cette nouvelle homogénéisation. Les ordonnées à l'origine de ces isochrones sont plus élevées que celle de l'isochrone des roches totales.

#### B - L'ETUDE ISOTOPIQUE DES ROCHES METAMORPHIQUES

L'alignement des points représentatifs de roches métamorphiques para-dérivées, dans un diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ], peut correspondre soit à une droite de mélange soit à une isochrone (BERNARD-GRIFFITHS, 1975 ; CLAUER, 1976). Dans le premier cas, la pente de la droite donne un chiffre sans signification, alors que dans le second celui-ci correspond à l'âge de la phase de métamorphisme responsable de l'homogénéisation isotopique du matériel étudié. Dans les zones supérieures du métamorphisme, l'homogénéisation isotopique des roches totales sédimentaires dépend autant de leur nature lithologique que de l'intensité du métamorphisme (CLAUER, 1974). En effet, les roches carbonatées se rééquilibrent aisément, alors que pour homogénéiser tous les minéraux détritiques des roches silteuses, il faut un degré de métamorphisme plus élevé (CLAUER, 1974).

Dans le cas d'un métamorphisme de contact, l'augmentation de la température entraîne une migration du strontium radiogénique par diffusion (HART, 1964 ; HANSON et GAST, 1967 ; HART et al., 1967 ; JÄGER, 1970). Ce métamorphisme provoque donc une réouverture plus ou moins importante des minéraux et même des roches totales, en fonction de la distance avec la roche intrusive, de la nature des minéraux ou de la taille des échantillons de roche totale. La quantité de strontium 87 radiogénique qui migre étant variable d'un minéral à l'autre et d'un échantillon à l'autre, il en résulte généralement une dispersion des points représentatifs. Dans les fractions fines inférieures à  $2\ \mu$  et dans les carbonates par contre, les isotopes du strontium réagissent au métamorphisme de contact comme au métamorphisme général : il y a homogénéisation isotopique complète et les droites obtenues sont des isochrones qui datent l'époque du réchauffement (CLAUER, 1976).



C - CONCLUSION

En conclusion, l'étude isotopique de roches totales, plutoniques ou métamorphiques, et de leurs minéraux séparés permet de connaître dans les cas favorables :

- l'âge de mise en place d'un massif plutonique ou de l'évènement métamorphique qui provoque l'homogénéisation isotopique d'une série sédimentaire ;

- l'âge du dernier évènement thermique qui affecte un massif plutonique ou un ensemble métamorphique ;

- par la valeur de l'ordonnée à l'origine des isochrones, le rapport isotopique  $^{87}/_{86}$  du strontium initial contenu dans l'ensemble d'un massif plutonique au moment de sa mise en place ou d'une formation métamorphique à la fin du phénomène thermique.

IV - UTILISATION DU RUBIDIUM ET DU STRONTIUM COMME TRACEURS PETROGENETIQUES DES ROCHES PLUTONIQUES.

La répartition du rubidium et du strontium dans les différents faciès d'un massif granitique et la valeur de l'ordonnée à l'origine des isochrones obtenues, permettent, sous certaines conditions, de connaître la région source et le mécanisme de genèse du pluton étudié.

A - LE RAPPORT  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  INITIAL MESURÉ ET L'ORIGINE DES ROCHES PLUTONIQUES

L'utilisation du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial mesuré pour déterminer l'origine des roches granitiques et de leurs précurseurs (FAURE et HURLEY, 1963 ; FAURE et POWELL, 1972) est fondée sur l'hypothèse suivante : il ne se produit pas de fractionnement isotopique du strontium quel que soit le processus entraînant la formation d'un magma granitique. Ceci implique que le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  du strontium primaire du magma est identique à celui de la région source. Par conséquent, des roches contenant un strontium primaire à même constitution isotopique proviennent de régions sources identiques et, à l'inverse, des roches contenant un strontium primaire à constitutions isotopiques différentes ne sont pas cogénétiques.

De nombreux travaux (PAPANASTASSIOU et WASSERBURG, 1969 ; TATSUMOTO et al., 1965 ; PETERMAN et HEDGE, 1970 ; HART, 1971 ...) ont permis, en comparant les résultats obtenus sur différents matériaux, de préciser un certain

nombre de faits.

- Le système solaire, au moment de sa formation, contenait un strontium à rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  égal à 0,69899, si l'on admet que les météorites ont été formées en même temps que la terre et la lune à partir d'un matériel commun.

- Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  actuel du manteau, compris entre 0,702 et 0,704 n'a que fort peu augmenté au cours des temps géologiques en raison du faible rapport Rb/Sr (de 0,01 à 0,02) des matériaux qui le constituent.

- Riche en alcalins, la croûte continentale présente, malgré la diversité des évaluations et une zonation des rapports Rb/Sr (HURLEY, 1968), des rapports Rb/Sr supérieurs à ceux du manteau, donc un caractère fortement radiogénique par rapport à celui-ci. La moyenne des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  varierait dans la croûte continentale de 0,720 à 0,730.

En règle générale il est possible d'admettre que :

- le recyclage par fusion de matériel crustal engendre de nouveaux magmas dont les rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initiaux sont élevés ;

- un granite qui dérive d'un magma basaltique par cristallisation fractionnée, ou de la fusion partielle du manteau supérieur, a un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial bas analogue à celui du basalte lui-même, alors qu'un granite provenant de la paléogénèse de matériaux sialiques anciens aura un rapport isotopique initial plus élevé.

Les rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initiaux doivent donc permettre de distinguer les roches d'origine profonde, mantelique ou infracrustale, de celles qui sont d'origine crustale. Il faut pourtant nuancer cette affirmation en tenant compte du fait qu'un rapport isotopique  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial élevé peut également provenir, soit d'une contamination d'un magma d'origine mantelique par du matériel crustal, soit d'un évènement métamorphique suffisamment intense pour avoir provoqué une réhomogénéisation isotopique à l'échelle des roches totales. Finalement, les roches granitiques peuvent avoir plusieurs origines, mantelique, crustale ou mixte et cette dernière possibilité représente environ 60 % des cas (HAMET, 1975) ; les rapports  $^{87}/_{86}$  du strontium primaire de ces roches varient alors, en moyenne, entre 0,706 et 0,712 (VIDAL, 1976).

B - LES TENEURS EN RUBIDIUM ET EN STRONTIUM ET LES PROCESSUS PETROLOGIQUES

Schématiquement, trois modèles de processus pétrologiques peuvent être proposés pour expliquer les mécanismes de formations des magmas granitiques. Ils sont tous fondés sur la notion de coefficient de partage, ou coef-

ficient de distribution de Nernst, qui représente le rapport des concentrations d'un élément trace entre deux phases à l'équilibre et qui varie en fonction de la température, de la pression et de la composition chimique de ces phases. L'utilisation des teneurs en rubidium et en strontium comme indications des mécanismes de formation des magmas granitiques a été exposée récemment par HAMET, (1975) et VITRAC - MICHARD (1975) en particulier. Il faut noter qu'il s'agit de modèles simples qui doivent être utilisés en complément d'observations géologiques et d'arguments géochimiques, car les granites ont des origines variées et surtout peuvent résulter de la convergence de processus pétrogénétiques différents.

*a. Modèle de cristallisation fractionnée*

Le modèle de cristallisation fractionnée s'applique, par exemple, aux magmas granitiques issus de matériaux basaltiques ou gabbroïques. Il se traduit, dans un diagramme [Log Rb/Sr ; Log Sr], par une répartition linéaire des points représentatifs des différents échantillons du granite. Il n'est pas nécessaire de connaître le coefficient de partage du rubidium et du strontium, mais il faut admettre qu'il est resté constant durant tout le processus.

*b. Modèle de fusion partielle à l'équilibre*

Le modèle de fusion partielle à l'équilibre s'applique par exemple aux magmas granitiques formés par anatexie de sédiments ou de gneiss, qui résulte d'une importante augmentation de température provoquée par des phases tectoniques ou des intrusions magmatiques. Dans ce cas, les inverses des concentrations en rubidium et en strontium des différents échantillons obéissent à une relation linéaire dans un diagramme [1/Rb ; 1/Sr] sans qu'il soit, là non plus, nécessaire de faire intervenir les coefficients de partage de ces deux éléments.

*c. Modèle de mélange (ALLEGRE et DARS, 1965)*

Le modèle de mélange s'applique, de manière générale, aux granites dont l'origine a été qualifiée de mixte dans un paragraphe précédent, c'est-à-dire les granites dont le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial mesuré est supérieur à celui d'un matériel purement mantelique du même âge et inférieur à celui d'un matériel issu de l'anatexie de roches crustales seules. Les granites représentent donc le résultat du mélange d'un précurseur mantelique et de roches de la croûte ; ce mélange pouvant aboutir à des roches granodioritiques comme c'est le cas par exemple pour les granites post ou tardi-tectoniques. Connaissant le

rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial d'un granite,  $R_I$ , déterminé par l'isochrone, celui du manteau,  $R_m$ , et des roches crustales environnantes,  $R_c$ , il est possible d'évaluer les proportions relatives de matériel mantelique et crustal dans ce granite. En effet, considérant que le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial du granite est un mélange, on peut écrire :

$$R_I = R_m \mu + R_c (1-\mu)$$

$\mu$  étant le paramètre de mélange. A partir de ce paramètre il est possible de déterminer la fraction massique  $a$  du matériel mantelique intervenant dans le mélange, soit :

$$a = \frac{1}{\left[\frac{1-\mu}{\mu}\right] \frac{Sr_m}{Sr_c} - 1}$$

Dans cette formule,  $Sr_m$  et  $Sr_c$  représentent les teneurs moyennes en strontium des roches manteliques, 250 ppm, et crustales, 150 ppm, et  $\mu$ , le paramètre de mélange est connu grâce à la formule précédente.

En réalité, la genèse des roches magmatiques ne peut, sauf à de très rares exceptions, se résumer à un seul des modèles précédents. Comme le soulignent, en particulier, ALBAREDE et CONDOMINES (1976) il y a interaction constante au cours de cette genèse entre la cristallisation fractionnée, la fusion partielle et le mélange ; les éléments en trace ne permettent d'appréhender que le processus prépondérant.

D E U X I E M E   P A R T I E

H A U T E   M O U L O U Y A

CHAPITRE I - LA BOUTONNIERE D'AOULI.

1. CADRE GEOLOGIQUE

La boutonnière anté-triasique d'Aouli (figure 2) est située dans la cuvette de la Haute Moulouya, à la jonction du Haut et du Moyen Atlas. Elle est constituée d'un socle cristallin et cristallophyllien d'âge indéterminé qui apparaît au milieu de terrains permo-triasiques à Crétacé moyen (EMBERGER, 1965). Les granites de ce socle allongé d'Est en Ouest, affleurent au milieu de schistes faiblement métamorphiques. Selon EMBERGER, le massif granitique comprend plusieurs faciès disposés les uns au dessus des autres et caractérisés par une acidité croissante vers la partie supérieure. Des mouvements verticaux, le long d'anciens plans de fracture auraient surélevé la partie orientale du massif par rapport à la partie occidentale. Il en résulte que, dans la partie orientale en horst, l'action de l'érosion a amené à l'affleurement les faciès les plus profonds. Ainsi, on observe d'Est en Ouest une évolution progressive des différents faciès : les plus basiques, diorites et granodiorites, affleurent à l'Est et les plus acides à l'Ouest où des feuilletés subhorizontaux de granite aplitique rose s'individualisent au sein de granites monzonitiques souvent prophyroïdes. A l'Est, la granodiorite est localement riche en enclaves doléritiques et lamprophyriques assimilées à des degrés différents. Enfin, deux pointements de granites à muscovite, isolés au sein des schistes, correspondraient à des digitations latérales

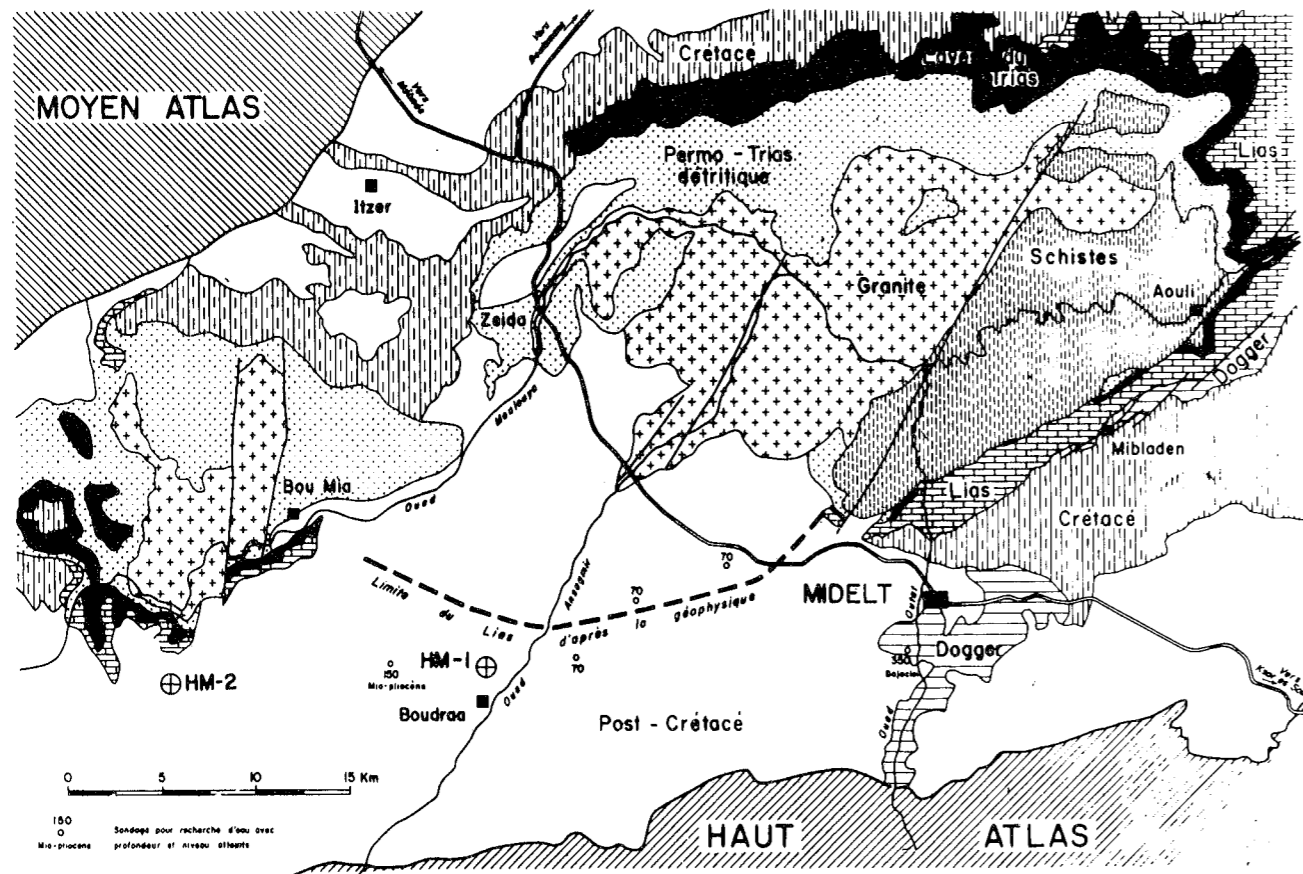


Fig. 2 - Schéma géologique et structural de la Haute Moulouya, d'après EMBERGER. (1965)

du massif lui-même. La série cristallophyllienne encaissante est constituée essentiellement de schistes à chlorite et séricite avec quelques quartzites, ainsi que des amphiboloschistes dérivés de dolérites ; la biotite, localement développée, indique de légères variations dans l'intensité du métamorphisme.

VAUCHEZ (1976) a étudié le style des déformations anté-triasiques qui affectent ces roches. Il montre l'existence de trois phases souples et d'une phase cassante. La première phase, qui pourrait correspondre à la phase anté-viséenne de l'orogénèse hercynienne, développe des plis isoclinaux d'échelle kilométrique. Ces plis, soulignés par des niveaux basiques, sont déversés vers l'Est et orientés N-S à NNE - SSW ; ils affectent tous les terrains de la boutonnière et semblent synchrones du métamorphisme régional. La deuxième phase correspond à des plis d'échelle décamétrique à hectométrique qui sont accompagnés de nombreux plis centimétriques à métriques ; habituellement déversés à couchés vers le S-SE, ils sont orientés N 30 à N 80 et ils affectent indifféremment les flancs normaux et inverses des structures de la première phase. La troisième phase correspond à un serrage de faible intensité qui engendre des plis droits et ouverts de direction N 120-130, ainsi que l'apparition locale d'une schistosité de fracture subverticale. La dernière phase engendre des décrochements conjugués, senestres NE-SW, et dextres N 110-130 ; elle est postérieure à la mise en place des granites. Par comparaison avec les massifs hercyniens voisins, VAUCHEZ (1976) suggère que toutes ces déformations sont à rattacher à l'orogénèse hercynienne.

L'étude pétrographique, microtectonique et géochronologique envisagée ici concerne essentiellement le socle cristallin et cristallophyllien (EMBERGER, 1965) de la boutonnière d'Aouli. Les résultats des analyses microscopique et isotopique seront présentés successivement, puis confrontés et discutés.

## 2. APERCU PETROGRAPHIQUE ET MICROTTECTONIQUE

### A - LES ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES

L'observation de terrain a permis de distinguer les roches cristallophylliennes affectées par le métamorphisme régional de celles qui ont, en plus, subi un métamorphisme au contact des granites. L'étude en lame mince de toutes ces roches, formées essentiellement aux dépens d'une série grésopélitique, permet de mettre en évidence quatre épisodes tectono-métamorphiques.

Il existe dans certaines lames, des plis isoclinaux à charnière aigue. Parallèlement au plan axial de ces structures, s'est développée une schistosité

cristallophyllienne dont les plans sont soulignés par des alignements de muscovites et de biotites, auxquelles sont parfois associés des grenats. Dans les flancs des plis isoclinaux, cette schistosité, que nous appellerons par convention  $S_1$ , est subparallèle à un litage caractérisé par l'alternance de fins niveaux quartzo-feldspathiques, quartzeux ou très micacés. Ce litage qui représente les plans stratigraphiques, et que nous désignerons par  $S_0$ , est recoupé dans les charnières des plis par la schistosité  $S_1$  tandis que, dans les flancs des plis,  $S_0$  et  $S_1$  sont confondus. Donc, pour l'ensemble des roches cristallophylliennes, le litage stratigraphique  $S_0$  a été déformé dans des plis isoclinaux contemporains d'un métamorphisme à biotite, muscovite et grenat.

Les plis isoclinaux et leur schistosité  $S_1$  sont flexurés dans des plis en chevrons. Parallèlement aux plans axiaux de ces nouvelles structures, on observe un débit schisteux  $S_2$ . Le long des plans de  $S_2$ , des biotites, des chlorites et des muscovites sont alignées ; ces muscovites de deuxième génération sont de plus grande taille que celles qui accompagnent les structures isoclinales. Les mouvements qui se sont produits le long des plans  $S_2$  provoquent une déformation de la schistosité  $S_1$  et des minéraux qui lui sont associés. C'est la déformation subie par les minéraux de première génération lors de la deuxième phase tectonique qui permet de les distinguer des minéraux de deuxième génération.

En résumé, les micaschistes sont polystructurés et polymétamorphisés.

A proximité des granites, les micaschistes subissent un métamorphisme de contact qui se traduit par la formation de cornéennes à biotite et chlorite, plus exceptionnellement à andalousite et de schistes tachetés. En lame mince, on y observe en particulier, des grandes biotites poecilitiques, non orientées par rapport aux plans  $S_1$  et  $S_2$ . Les andalousites, presque toujours rétro-morphosées, ne subsistent qu'en reliques au sein d'amas de chlorite et de séricite. Dans les schistes tachetés, on observe des amas chloriteux qui, comme les grandes biotites poecilitiques ne présentent pas d'orientation préférentielle. Les biotites et les taches chloriteuses, localisées dans les schistes à la périphérie des granites, sont donc postérieures aux deux épisodes tectono-métamorphiques décrits précédemment.

Les minéraux attribuables au métamorphisme de contact sont à leur tour déformés et fracturés le long de plans de cisaillements qui, dans de nombreux cas, se confondent avec les plans schisteux  $S_1$  et  $S_2$ . Ces cisaillements tardifs déforment tous les minéraux préexistants et en particulier les grandes biotites poecilitiques du métamorphisme de contact. On observe, associées à ces

cisaillements, des chlorites en rosette, des muscovites en peigne, ainsi que de la calcite et du quartz dans les fentes d'ouverture.

En résumé, cet aperçu pétrographique et microtectonique des roches cristallophylliennes de la boutonnière d'Aouli permet d'établir la succession des phénomènes suivants :

- deux phases tectoniques associées à un métamorphisme général ;
- un épisode de métamorphisme de contact consécutif à l'intrusion des granites ;
- des cisaillements qui déforment les différentes générations de minéraux antérieurs et auxquels sont associées des néocristallisations.

#### B - LES ROCHES ERUPTIVES

Les roches éruptives, plutoniques ou filoniennes, sont intrusives dans les séries cristallophylliennes étudiées précédemment. Elles constituent un grand massif allongé Est-Ouest et deux petits pointements isolés au cœur des micaschistes. Différentes catégories de roches peuvent y être distinguées d'après leur composition pétrographique et leur degré de structuration.

##### a. Les roches plutoniques.

###### 1. Les granodiorites.

Les granodiorites sont des roches grenues et hétérogranulaires où les plagioclases, le quartz et la biotite représentent les minéraux essentiels. Les plagioclases oligoclasiques, maclés et zonés, sont subautomorphes ; leur altération, souvent intense, est surtout bien visible au cœur des cristaux qui sont saussuricitisés. On y observe alors la présence d'épidote et de calcite dans un feutrage séricito-chloriteux. Parmi les granodiorites étudiées, on peut distinguer celles dans lesquelles les ferromagnésiens sont uniquement représentés par de la biotite et celles qui contiennent en plus de la hornblende verte associée à des plages de quartz, de calcite, d'épidote et à un feutrage de petites biotites et chlorites.

Les granodiorites ont subi des transformations tardives de type pneumatolytique comme le montrent leur muscovitisation, la chloritisation de la biotite et l'altération des plagioclases. La déformation des calcites, placées dans les fentes d'ouverture qui affectent les plagioclases, ou en frange autour d'eux, ainsi que celle des muscovites indiquent que ces transformations se sont faites lors de mouvements tectoniques de type fracturant.

L'un des échantillons étudiés (n° 889) correspond à une enclave mélanocrate prélevée au sein de la granodiorite massive. Dans cette roche, pauvre en feldspaths potassiques, on observe de petites lattes de plagioclases saussuricitisés, de biotites et de hornblendes en inclusion dans de grandes plages poecilites de plagioclase, de quartz et de biotite. Cette enclave semble dérivée d'une roche doléritique fortement transformée par les granodiorites encaissantes.

## 2. Les granites calco-alcalins.

Les granites calco-alcalins sont des roches hétérogranulaires : dans un fond grenu on observe des cristaux de microcline de 3 à 6 mm. Les plagioclases sont le plus souvent zonés et ont une teneur en anorthite voisine de 20 %. La biotite se présente, soit en grandes lattes, soit en petites lamelles incluses dans les autres minéraux. La muscovite se développe toujours secondairement à partir des plagioclases altérés, dans de petites fractures ou sous la forme d'un quadrillage, sur l'emplacement de minéraux préexistants qui dans certains cas sont d'anciennes cordiérites. Ces granites présentent souvent de légères traces de tectonisation comme en témoigne la fracturation des minéraux.

## 3. Les granites alcalins.

Les granites alcalins sont des roches isogranulaires et leucocrates, où les cristaux de quartz, de microcline et de plagioclases ont des contours irréguliers et imbriqués. Les plagioclases, albitiques à oligoclasiques, sont parfois automorphes et ne sont généralement pas séricitisés. Les associations graphiques de quartz et de microcline sont fréquentes. La biotite, peu abondante, est fortement chloritisée et se présente en petites lamelles riches en zircons. La muscovite primaire n'est présente que dans un seul échantillon (n° 673), où elle constitue environ 8 % de la roche.

## 4. Les granites muscovitisés.

Les granites muscovitisés sont, pour la plupart, proches des granites calco-alcalins et, plus exceptionnellement, des granites alcalins. Les grands cristaux de feldspaths potassiques et de plagioclases sont morcelés et inclus dans un fond cataclastique de quartz et de feldspaths. Les plagioclases sont séricitisés et souvent même muscovitisés. La biotite présente systématiquement des traces de chloritisation. A l'emplacement de biotites

dégradées, on observe un feutrage fait de lamelles de chlorite et de muscovite. Des muscovites, qui se sont généralement développées à partir des plagioclases, soulignent l'orientation de ces granites ; elles sont disposées dans les couloirs de cataclase ou autour des yeux des plagioclases et de feldspaths potassiques.

Exceptionnellement, comme par exemple dans l'échantillon 694, on peut distinguer deux générations de muscovite : celles qui se présentent en grandes lattes sont contemporaines des autres minéraux, et en particulier des biotites ; alors que les petites lamelles, formées aux dépens des plagioclases, sont secondaires et le plus souvent localisées dans les fractures.

On observe tous les intermédiaires entre les granites muscovitisés et les granites calco-alcalins. La muscovitisation secondaire est d'autant plus développée que les roches sont fortement tectonisées. C'est en particulier le cas des deux granites, dits "du Poulet" et "des Perdreaux", qui constituent, au sein des schistes, deux petits affleurements extrêmement tectonisés et altérés.

## b. Les roches filoniennes.

Les roches filoniennes représentent des manifestations intrusives tardives. On peut y distinguer des roches aplitiques, des "granites à structure graphique", des microgranites et des pegmatites.

### 1. Les roches aplitiques.

Seuls deux cas de roches aplitiques ont pu être observés ; l'un correspond à une aplitite dans une granodiorite, l'autre dans un granite. Dans ces deux cas, les roches encaissantes sont profondément affectées par les phénomènes pneumatolytiques qui accompagnent la mise en place de l'aplitite. C'est ainsi que dans la granodiorite, les grandes biotites sont dégradées, les plagioclases fortement séricitisés et que des muscovites tardives se développent au contact de l'aplitite. L'intrusion aplitique dans le granite se traduit par une imbrication totale des minéraux de ces deux roches. Ceux du granite se distinguent grâce aux modifications qui les marquent, telles que chloritisation de biotites, muscovitisation des plagioclases, alors que ceux du fond aplitique sont indemnes de toute trace d'altération. Dans aucun de ces deux échantillons on n'observe les effets d'une tectonisation importante.

## 2. Les "granites à structure graphique".

Les roches regroupées sous le terme de "granites à structure graphique" sont des granites leucocrates caractérisés par des associations graphiques de quartz et de microcline qui représentent près de 50 % de la surface des lames étudiées. Les associations graphiques forment des plages de 2 à 3 mm dans un fond grenu formé de cristaux de quartz, de plagioclases albitiques et de microcline. La biotite, en petites lamelles brun-vert, est peu abondante et la muscovite n'a été observée que dans un seul échantillon, où elle caractérise d'ailleurs une cristallisation tardive. Dans l'ensemble, ces roches ne montrent pas de traces de tectonisation ou de transformation attribuables à une pneumatolyse tardive.

Ces granites ont des caractères qui les apparentent aux granophyres ; ils représentent soit des venues filoniennes tardives, soit des faciès de bordure des massifs granitiques. Le fait que ces roches ne sont pas touchées par les phénomènes pneumatolytiques permet d'envisager qu'il s'agit plutôt de venues tardives.

## 3. Les microgranites.

Les microgranites sont constitués d'une pâte quartzo-feldspathique microgrenue, où la muscovite est abondante et dans laquelle on observe des grands cristaux de quartz, de microcline et de plagioclases albitiques. Les cristaux de quartz qui sont subautomorphes et corrodés, ont des caractères rhyolitiques. Les feldspaths potassiques et les plagioclases sont fréquemment subautomorphes. La biotite est pratiquement absente, mais on note la présence de quelques petits grenats.

Ces microgranites ne sont pas tectonisés et n'ont pas subi de transformations pneumatolytiques. Comme les granites à structure graphique, ils sont tardifs ou postérieurs aux derniers mouvements tectoniques qui affectent ce massif.

## 4. Les pegmatites.

Les pegmatites sont surtout associées aux granites à structure graphique mais aussi aux granites alcalins, au sein desquels elles apparaissent sous forme de lentilles. Ces lentilles sont essentiellement composées de quartz, en cristaux fréquemment subautomorphes pouvant dépasser 20 cm, de quelques cristaux de feldspath potassique rose et plus rarement d'un peu de muscovite et de tourmaline.

Comme pour les roches cristallophylliennes, l'étude pétrographique et microtectonique effectuée sur les roches éruptives permet d'envisager une succession des différents phénomènes. Ainsi, alors que les roches plutoniques sont transformées à des degrés très variables par les manifestations tectoniques et pneumatolytiques, les roches filoniennes ne présentent pas de traces de tectonisation et de transformation attribuables à la pneumatolyse. En ce qui concerne les roches éruptives, la succession des événements peut être envisagée de la façon suivante : d'abord mise en place des roches plutoniques, puis phénomènes tectoniques et pneumatolytiques au cours desquels se mettent en place les roches filoniennes.

## C - CONCLUSION

Avant de passer aux résultats géochronologiques, il est utile de faire le point des résultats pétrographiques et microtectoniques obtenus sur les différentes catégories de roches étudiées dans la boutonnière d'Aouli. Afin de mieux pouvoir, par la suite, confronter les résultats, c'est l'aspect chronologie relative de cette analyse qui sera surtout développé.

Le premier phénomène décelable dans cette boutonnière est un métamorphisme général qui se décompose en deux phases distinctes. Puis, l'intrusion des roches plutoniques provoque le développement d'une auréole de métamorphisme de contact dans les roches cristallophylliennes encaissantes. Enfin, se produisent des phénomènes tectoniques et pneumatolytiques qui affectent, avec une intensité variable, les différentes roches éruptives et métamorphiques de la boutonnière ; les granites muscovitisés représentent les roches les plus transformées par ces phénomènes pneumatolytiques qui semblent contemporains de la mise en place des roches filoniennes.

## 3. RESULTATS ISOTOPIQUES

Les résultats isotopiques seront présentés dans un ordre analogue à celui qui a été adopté pour l'aperçu pétrographique et microtectonique.

### A - LES ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES

Les résultats isotopiques obtenus sur les roches cristallophylliennes peuvent être répartis en deux groupes : le premier correspond aux roches affectées essentiellement par les phases tectono-métamorphiques 1 et 2, le second concernant celles qui ont été, en outre, touchées par le métamorphisme de contact, les cisaillements affectant aussi bien les roches du premier que

du second groupe.

a. Les roches métamorphiques résultant des phases tectono-métamorphiques 1 et 2.

L'analyse isotopique de six échantillons, essentiellement marqués par les effets du métamorphisme général, a été réalisée sur la roche totale, ainsi que sur les fractions fines inférieures à 2 µ de quatre d'entre eux. L'ensemble des résultats analytiques est consigné dans le tableau I. Les six points représentatifs des roches sont alignés suivant une isochrone (figure 3) dont les caractéristiques sont les suivantes :  $t = 354 \pm 7$  M.A. et une ordonnée à l'origine de  $0,7084 \pm 0,0009$ .

Les fractions fines ont été extraites de quatre échantillons qui montrent des traces de cisaillements. Leurs points représentatifs s'alignent suivant une isochrone, sur la figure 4, caractérisée par  $t = 296 \pm 12$  M.A. et une ordonnée à l'origine de  $0,7261 \pm 0,0021$ .

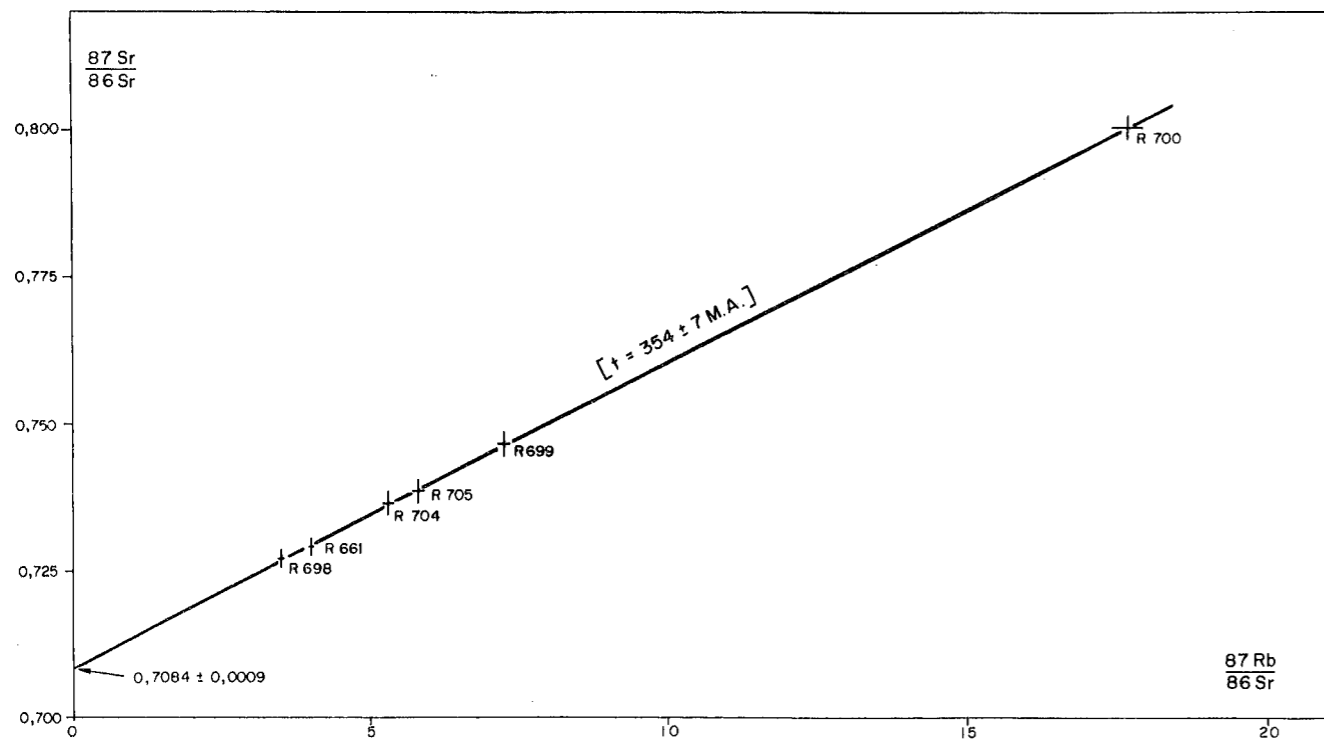


Fig. 3 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des roches métamorphiques résultant des phases tectono-métamorphiques 1 et 2 de la boutonnière d'Aouli.

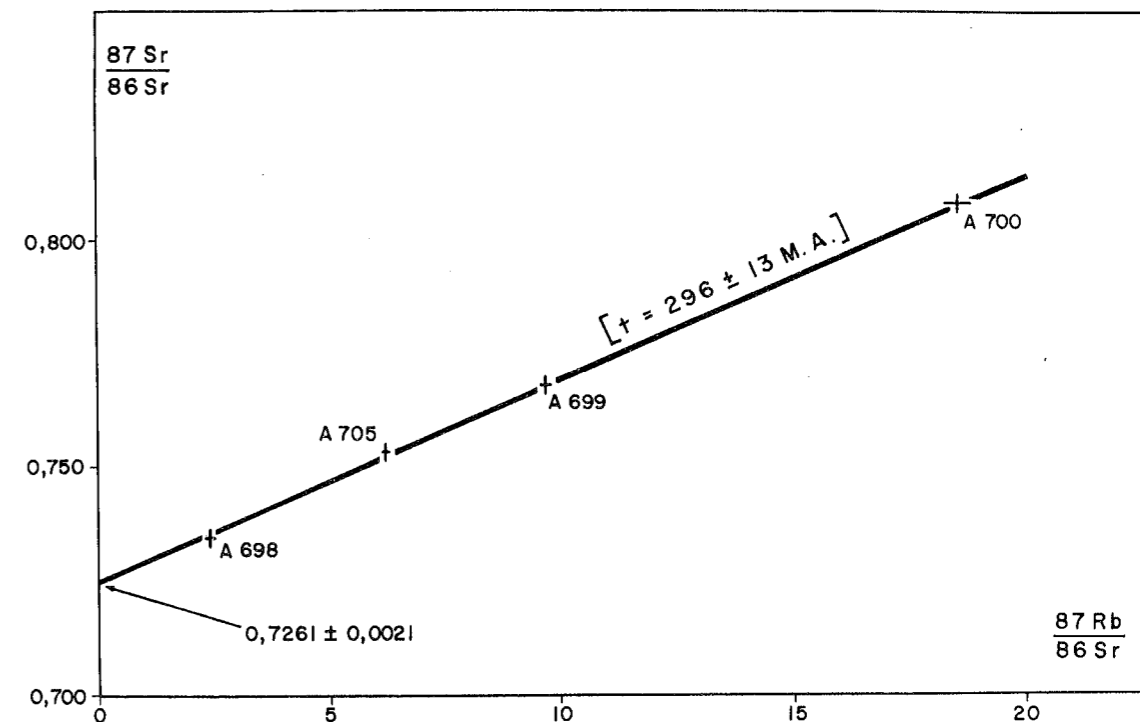


Fig. 4 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les fractions fines inférieures à 2 µ des roches métamorphiques résultant des phases tectono-métamorphiques 1 et 2 de la boutonnière d'Aouli.

Tableau I

Roches cristallophylliennes résultant des phases tectono-métamorphiques 1 et 2 de la boutonnière d'Aouli.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ {2}
R 661	160,4	115,3	4,025	0,7288
R 698	199,2	165,1	3,493	0,7269
A 698	184,0	211	2,435	0,7371
R 699	170,0	67,75	7,269	0,7467
A 699	236	70,15	9,744	0,7678
R 700	226	36,89	17,70	0,8007
A 700	300	47,62	18,61	0,8077
R 704	201	109,3	5,320	0,7366
R 705	169,7	80,03	5,802	0,7384
A 705	214	100,1	6,184	0,7533

{1} teneurs en µg/g mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).

{2} rapports mesurés sur spectromètre de masse MS 2 S.

R = roche totale, A = fraction fine.



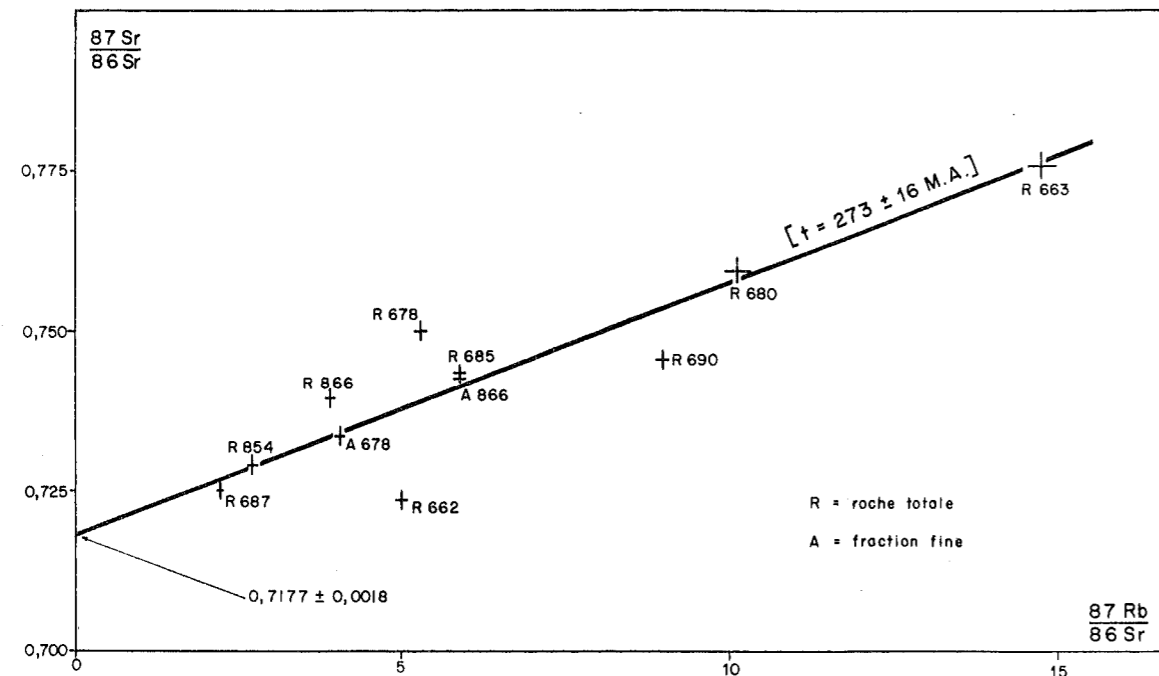


Fig. 5 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales et les fractions fines inférieures à 2 µ des roches cristallophylliennes affectées par le métamorphisme de contact de la boutonnière d'Aouli.

Tableau II

Roches cristallophylliennes affectées par le métamorphisme de contact de la boutonnière d'Aouli.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ {2}
R 662	67,26	38,94	4,991	0,7234
R 663	217	42,50	14,80	0,7762
R 678	188,8	103,3	5,294	0,7503
A 678	123,2	177,7	4,183	0,7333
R 680	263	75,12	10,15	0,7594
R 685	234	115,0	5,885	0,7433
R 687	206	270	2,213	0,7252
R 690	195,0	62,85	8,986	0,7454
R 854	181,1	192,9	2,718	0,7287
R 866	170,4	126,4	3,904	0,7394
A 866	117,4	239	5,911	$0,74251 \pm 0,00009^*$

{1} teneurs en µg/g, mesurées par spectrométrie de masse, dilution isotopique.

{2} le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  avec astérisque a été mesuré sur spectromètre de masse TSN 206 S, avec une erreur qui correspond à  $2\sigma$  ; les autres l'ont été sur MS 2 S.

R = roche totale, A = fraction fine.

b. Les roches affectées par le métamorphisme de contact

Neuf roches totales et deux fractions fines, provenant de deux de ces roches, ont été analysées. L'ensemble des résultats analytiques est reporté dans le tableau II et illustré sur la figure 5. Six des neuf points représentatifs des roches totales s'alignent sur une droite caractérisée par  $t = 273 \pm 16 \text{ M.A.}$  et une ordonnée à l'origine de  $0,7177 \pm 0,0018$ . Les points représentatifs des deux fractions fines se placent sur cette droite, alors que ceux des deux roches totales correspondantes sont en dehors.

c. Conclusion

En résumé, l'étude géochronologique des roches cristallophylliennes de la boutonnière d'Aouli permet de proposer trois "âges" différents à  $354 \pm 7$ ,  $296 \pm 12$ , et  $273 \pm 16 \text{ M.A.}$  Il faut noter que si le repère le plus élevé correspond au métamorphisme général, il n'est pas possible de séparer dans le temps les deux phases tectono-métamorphiques qui composent cet événement et qui ont été identifiées précédemment. De plus, le résultat à  $273 \pm 16 \text{ M.A.}$  n'a été obtenu qu'avec six des neufs échantillons analysés, ce qui, à priori, le rend suspect.

B - LES ROCHES ERUPTIVES

a. Les roches plutoniques

1. Les granodiorites.

Huit échantillons de granodiorites ont été analysés en roche totale, ainsi que la biotite de trois d'entre eux. Dans le tableau III qui regroupe les résultats analytiques de ces roches, figurent également ceux d'une enclave d'origine doléritique fortement transformée par la granodiorite massive (n° 889). Ces résultats sont illustrés sur la figure 6. Les points représentatifs des roches totales s'alignent suivant une isochrone dont les caractéristiques sont les suivantes :  $t = 336 \pm 17 \text{ M.A.}$  et une ordonnée à l'origine de  $0,7052 \pm 0,0005$ . Le point représentatif de l'enclave doléritique profondément transformée par les roches encaissantes se place sur l'isochrone. Le couple de points roche totale - biotite de l'échantillon 641 (R.B 641) fournit un âge de  $303 \pm 9 \text{ M.A.}$ , celui de l'échantillon 646 (R.B 646) donne  $310 \pm 9 \text{ M.A.}$  et enfin celui de l'échantillon 697 (R.B 697) livre  $330 \pm 10 \text{ M.A.}$

Tableau III  
Granodiorites de la boutonnière d'Aouli.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr {2}
R 641	172,8	259	1,932	0,71496 ± 0,00020
B 641	735	8,08	263,3	1,882 *
R 642	151,5	275	1,597	0,71359 ± 0,00015
R 646 a	166,7	706	0,684	0,7084 *
R 646 b	170,2	736	0,671	0,70798 ± 0,00041
B 646	555	18,00	89,07	1,112 *
R 647	153,1	813	0,546	0,70796 ± 0,00026
R 665	213	192,5	3,210	0,72091 ± 0,00019
R 675	164,5	229	2,085	0,7157 *
R 697	159,5	795	0,581	0,70838 ± 0,00027
B 697	552	21,46	74,36	1,066*
R 657	231	28,27	23,71	0,81034 ± 0,00035
R 889	219	219	2,906	0,71938 ± 0,00036

{1} teneurs en µg/g mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).

{2} les rapports <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr avec astérisque ont été mesurés sur spectromètre de masse MS 2 S ; les autres l'ont été sur TSN 206 S avec une erreur qui correspond à 2 σ.

R = roche totale, B = biotite.

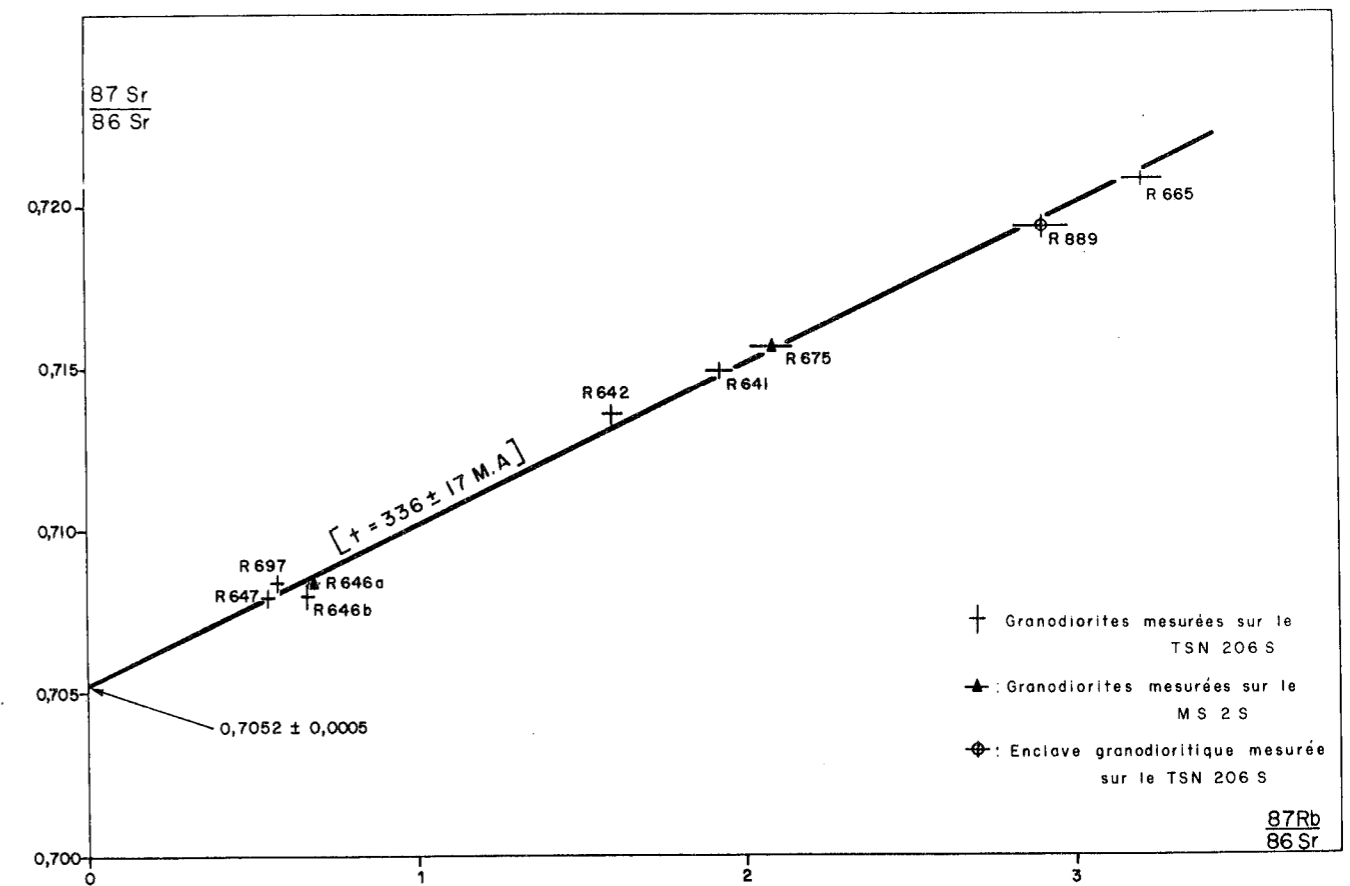


Fig. 6 - Diagramme [<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ; <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr] pour les roches totales des granodiorites de la boutonnière d'Aouli.

## 2. Les granites calco-alcalins.

Cinq échantillons de cette catégorie de granite ont été analysés en roche totale, et pour trois d'entre eux la biotite a également été étudiée. Les résultats analytiques sont reportés dans le tableau IV et illustrés sur la figure 7. Les cinq points représentatifs des roches totales sont alignés suivant une isochrone caractérisée par  $t = 309 \pm 5$  M.A. et une ordonnée à l'origine de  $0,7101 \pm 0,0009$ . Les trois couples roche totale - biotite permettent de calculer les âges respectifs suivants :  $307 \pm 9$  M.A. pour l'échantillon 645,  $317 \pm 10$  M.A. pour l'échantillon 652 et  $314 \pm 10$  M.A. pour l'échantillon 676.

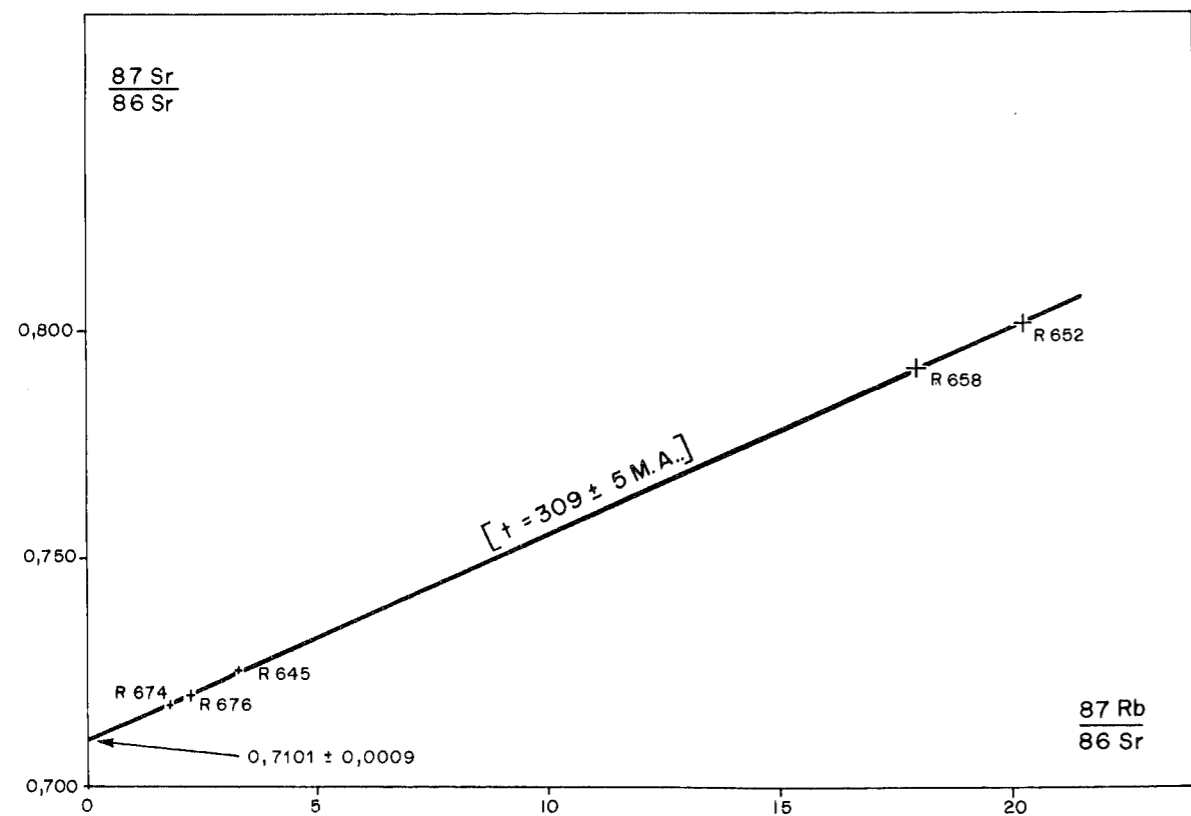


Fig. 7 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites calco-alcalins de la boutonnière d'Aouli.

Tableau IV

Granites calco-alcalins de la boutonnière d'Aouli.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ {2}
R 645	196,7	175,6	3,242	0,7256
B 645	1072	6,04	514,2	3,034
R 652	300	42,88	20,27	0,8021
B 652	1423	6,18	662,5	3,804
R 658	265	42,57	18,05	0,7922
R 674	153,8	251	1,775	0,7178
R 676	181,6	234	2,250	0,7199
B 676	649	9,47	197,72	1,622

{1} teneurs en  $\mu\text{g/g}$ , mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).

{2} rapports mesurés sur spectromètre de masse MS 2 S.

R = roche totale, B = biotite.

### 3. Les granites alcalins.

Cinq échantillons de granites alcalins ont été analysés. Les déterminations ont porté sur la roche totale seule ou sur le couple roche totale - biotite ou muscovite. Les résultats sont consignés dans le tableau V et illustrés sur la figure 8. Les points représentatifs des cinq roches totales s'alignent pour former une isochrone dont les caractéristiques sont les suivantes :  $t = 316 \pm 6$  M.A. pour une ordonnée à l'origine de  $0,7041 \pm 0,0036$ . Le couple roche totale - biotite de l'échantillon 651 fournit un âge de  $271 \pm 8$  M.A., alors que le couple roche totale - muscovite de l'échantillon 673 permet de calculer un âge différent de  $298 \pm 9$  M.A.

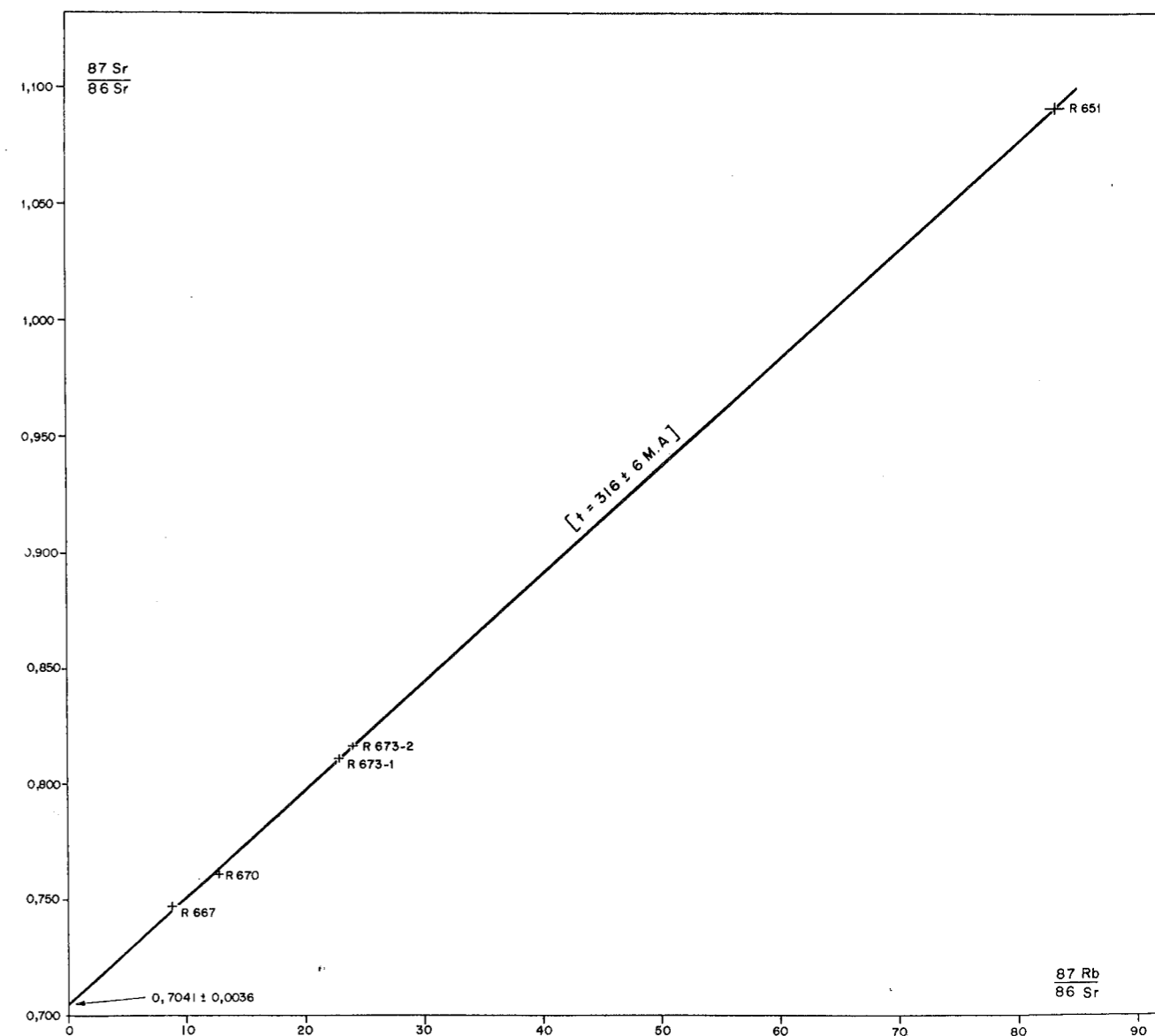


Fig. 8 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites alcalins de la boutonnière d'Aouli.

Tableau V  
Granites alcalins de la boutonnière d'Aouli.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr {2}
R 651	327	11,41	83,17	1,093 *
B 651	2256	6,47	1010	4,781 *
R 667	182,2	60,10	8,783	0,7471 *
R 670	233	52,90	12,77	0,76082 ± 0,00017
R 673 a	322	40,86	22,83	0,8111 *
R 673 b	326	38,97	24,13	0,81651 ± 0,00028
M 673	1666	4,41	1095	5,5226 *

{1} teneurs en µg, mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).

{2} les rapports <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr avec astérisque ont été mesurés sur spectromètre de masse MS 2 S ; les autres l'ont été sur T S N 206 S avec une erreur qui correspond à 2σ.

R = roche totale, B = biotite, M = muscovite.

Tableau VI

Granites muscovitisés de la boutonnière d'Aouli.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr {2}
R 684	275	123,1	6,473	0,7461 *
M 684	1095	7,95	399,1	2,4975 ± 0,0012
R 686	130,9	112,5	3,370	0,7341 *
M 686	615	27,05	65,81	1,015 *
R 688	268	122,1	6,631	0,7469 *
M 688	982	9,36	303,9	2,073 *
R 703	243	34,22	20,61	0,80286 ± 0,00026
M 703	878	6,70	379,7	2,4237 ± 0,0020

{1} teneurs en µg/g, mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).

{2} les rapports <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr avec astérisque ont été mesurés sur spectromètre de masse MS 2 S ; les autres l'ont été sur TSN 206 S avec une erreur qui correspond à 2σ.

R = roche totale, M = muscovite.

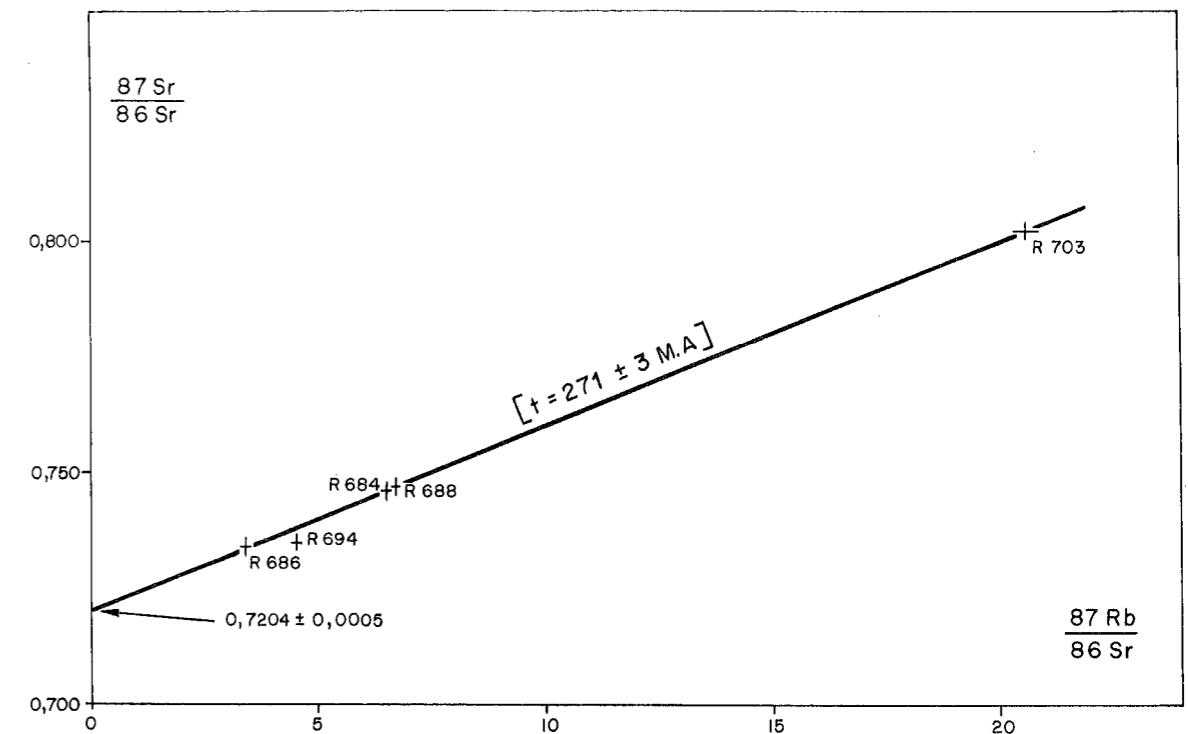


Fig. 9 - Diagramme [<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ; <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr] pour les roches totales des granites muscovitisés de la boutonnière d'Aouli.

#### 4. Les granites muscovitisés.

Cinq roches totales et les muscovites correspondantes de granites muscovitisés ont été analysées, ainsi que la biotite de l'un d'entre eux. Les résultats analytiques sont consignés dans le tableau VI et illustrés sur la figure 9. Quatre des cinq points représentatifs des roches totales sont alignés; la droite qui relie ces points a les caractéristiques suivantes :  $t = 271 \pm 3 \text{ M.A.}$  et une ordonnée à l'origine de  $0,7204 \pm 0,0005$ . Le cinquième point représentatif, qui correspond à la roche totale de l'échantillon n° 694, se place légèrement en dehors de l'alignement précédent. L'isochrone interne de cet échantillon, construite avec les points représentatifs de la roche totale, de la muscovite et de la biotite, et dont les résultats analytiques sont consignés dans le tableau VII, a pour caractéristiques :  $t = 308 \pm 12 \text{ M.A.}$  et

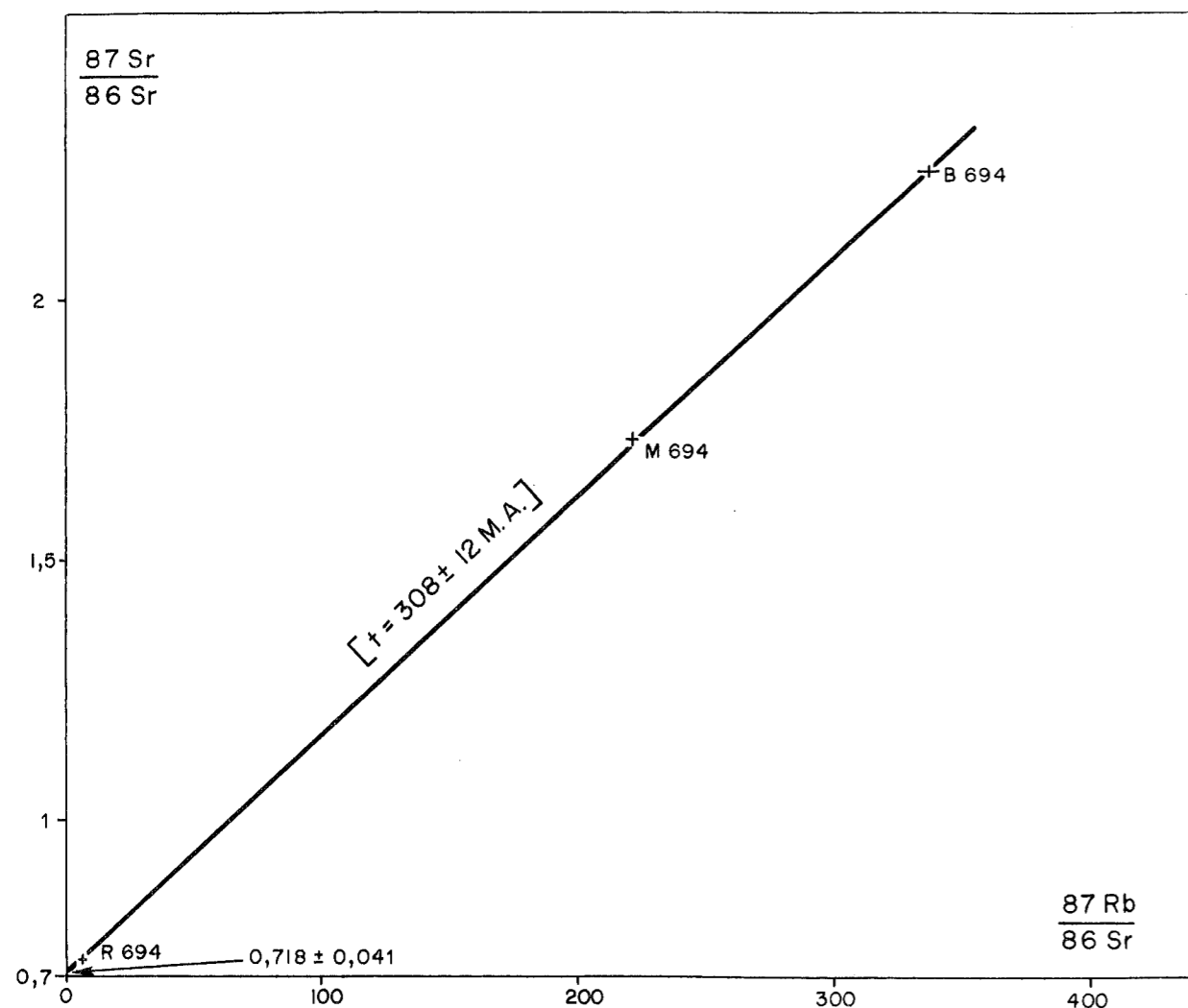


Fig. 10 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour la roche totale, la biotite et la muscovite de l'échantillon 694 des granites muscovitisés de la boutonnière d'Aouli.

Tableau VII

Echantillon 694 des granites muscovitisés de la boutonnière d'Aouli.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ {2}
R 694	209	141,1	4,295	0,7361 *
B 694	1246	10,67	338,2	2,2515 *
M 694	798	10,48	221,5	$1,72877 \pm 0,00016$

{1} teneurs en  $\mu\text{g/g}$ , mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).

{2} les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  avec astérisque ont été mesurés sur spectromètre de masse MS 2 S ; l'autre l'a été sur T S N 206 S avec une erreur qui correspond à  $2\sigma$ .

R = roche totale, B = biotite, M = muscovite.

une ordonnée à l'origine de  $0,718 \pm 0,041$  (figure 10). L'isochrone construite avec les points représentatifs des quatre muscovites (figure 11) correspondant aux quatre roches totales dont les points représentatifs s'alignent, est caractérisée par  $t = 303 \pm 6$  M.A. et une ordonnée à l'origine de 0,720 environ. Enfin les résultats obtenus à partir des différents couples roche totale - muscovite sont les suivants :  $303 \pm 9$  M.A. pour l'échantillon 684 (R-M),  $306 \pm 9$  M.A. pour 686 (R-M),  $304 \pm 9$  pour 688 (R-M) et  $307 \pm 9$  M.A. pour 703 (R-M).

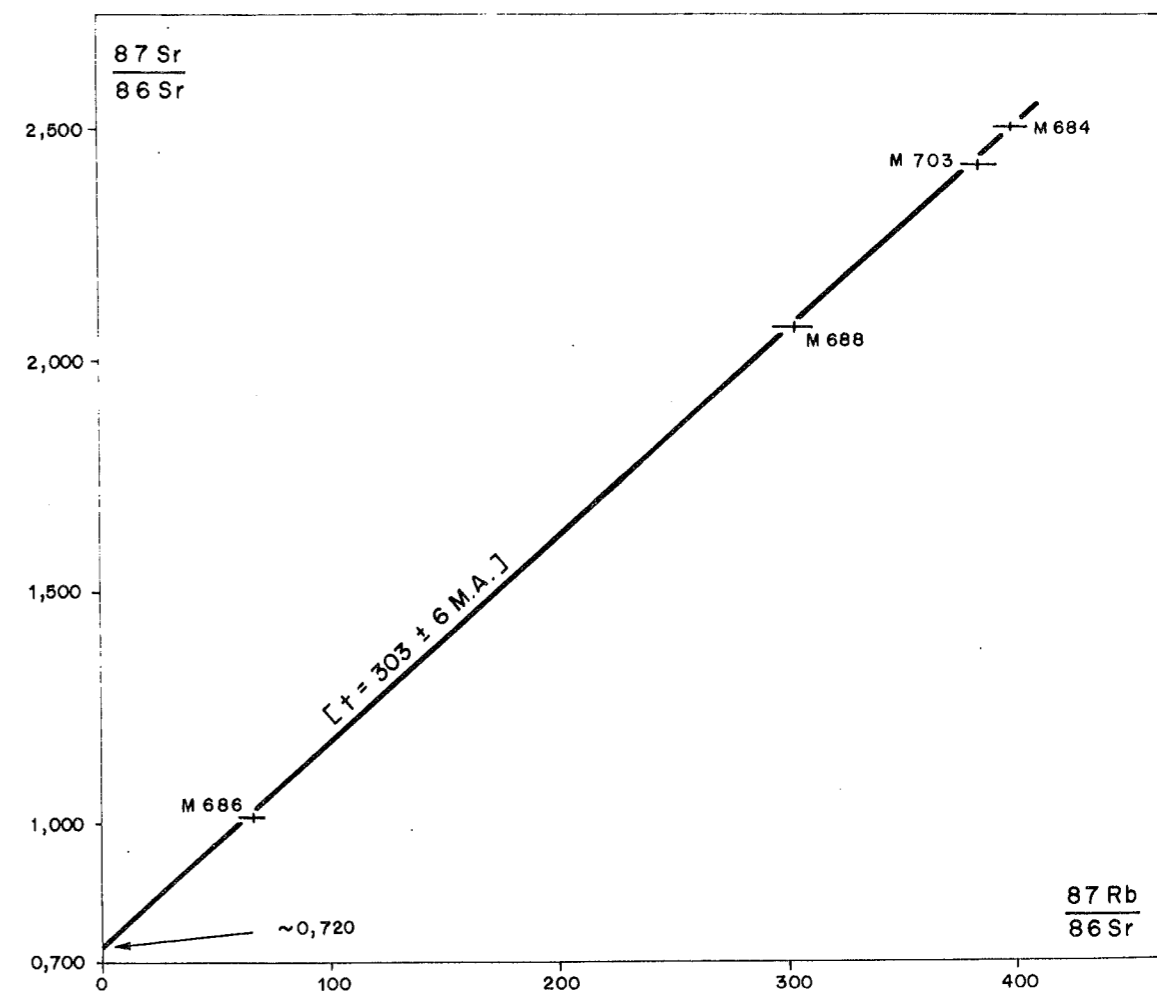


Fig. 11 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les muscovites des granites muscovitisés de la boutonnière d'Aouli.

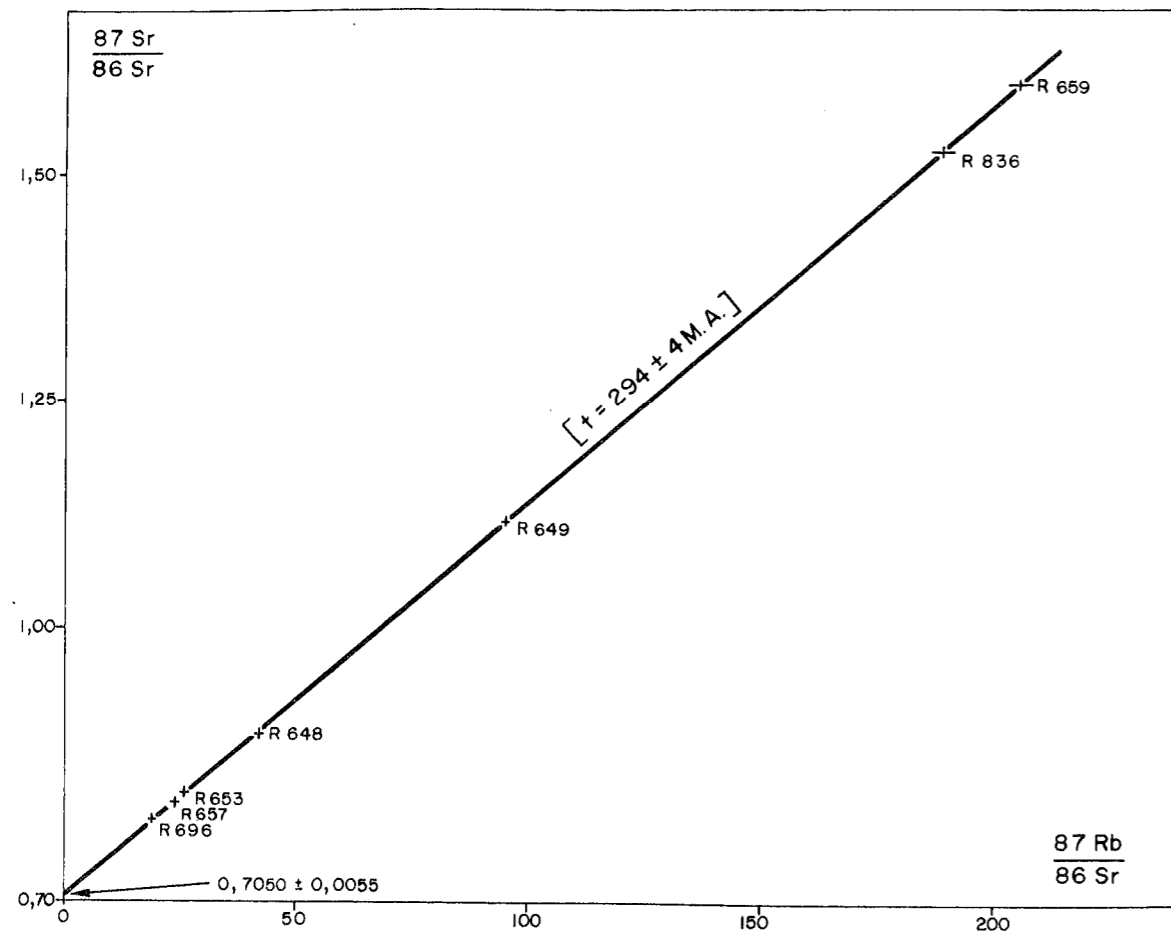


Fig. 12 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites à structure graphique et des roches aplitiques de la boutonnière d'Aouli.

Tableau VIII

Granites à structure graphique de la boutonnière d'Aouli.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ {2}
R 648	230	15,96	41,76	$0,88049 \pm 0,00037$
R 649	355	10,56	97,56	1,121 *
R 653	317	35,37	25,99	$0,8219 *$
R 659	415	5,79	208,1	$1,6051 \pm 0,00020$
R 696	334	49,52	19,58	$0,79012 \pm 0,00037$
M 696	1235	4,97	719,9	$3,9764 \pm 0,00020$
R 836	391	5,95	190,3	1,530 *

{1} teneurs en  $\mu\text{g/g}$ , mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).

{2} les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  avec astérisque ont été mesurés sur spectromètre de masse MS 2 S ; les autres l'ont été sur TSN 206 S avec une erreur qui correspond à  $2 \sigma$ .

R = roche totale, M = muscovite.

b. Les roches filoniennes

1. Les roches aplitiques.

Seules deux roches aplitiques ont été analysées. Elles représentent des intrusions aplitiques dans une granodiorite pour l'une (n° 657) et dans un granite à structure graphique pour l'autre (696). Les résultats analytiques sont reportés avec ceux des roches encaissantes respectives et illustrés avec ceux des granites à structure graphique dans le paragraphe suivant. Le couple roche totale - muscovite de l'échantillon 696 permet de calculer un âge de  $303 \pm 9 \text{ M.A.}$

2. Les granites à structure graphique.

Cinq roches totales de granites à structure graphique ont été analysées. Les résultats analytiques sont reportés dans le tableau VIII et illustrés sur la figure 12. Les cinq points représentatifs des roches totales s'alignent suivant une isochrone sur laquelle se placent également les points représentatifs des deux roches aplitiques précédentes. Les caractéristiques de cette isochrone sont les suivantes :  $t = 294 \pm 4 \text{ M.A.}$  et une ordonnée à l'origine de  $0,7050 \pm 0,0055$ .

3. Les microgranites.

Les points représentatifs de quatre roches totales analysées ne forment pas d'alignement significatif comme le montre la figure 13. En effet, les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  des différents échantillons présentés dans le tableau IX sont extrêmement voisins et les quatre points sont presque confondus aux erreurs de mesure près.

4. Les pegmatites.

Cinq feldspaths de pegmatites ont été analysés. Les résultats isotopiques sont consignés dans le tableau X. Un seul échantillon présente des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  suffisamment grands pour permettre de calculer un âge par la méthode dite conventionnelle en utilisant un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial estimé de 0,712 ; l'âge obtenu est alors de  $298 \pm 9 \text{ M.A.}$  Les cinq points représentatifs de ces feldspaths de pegmatites sont approximativement situés autour d'une droite caractérisée par  $t = \text{environ } 300 \text{ M.A.}$  et une ordonnée à l'origine de l'ordre de 0,713 (figure 14).

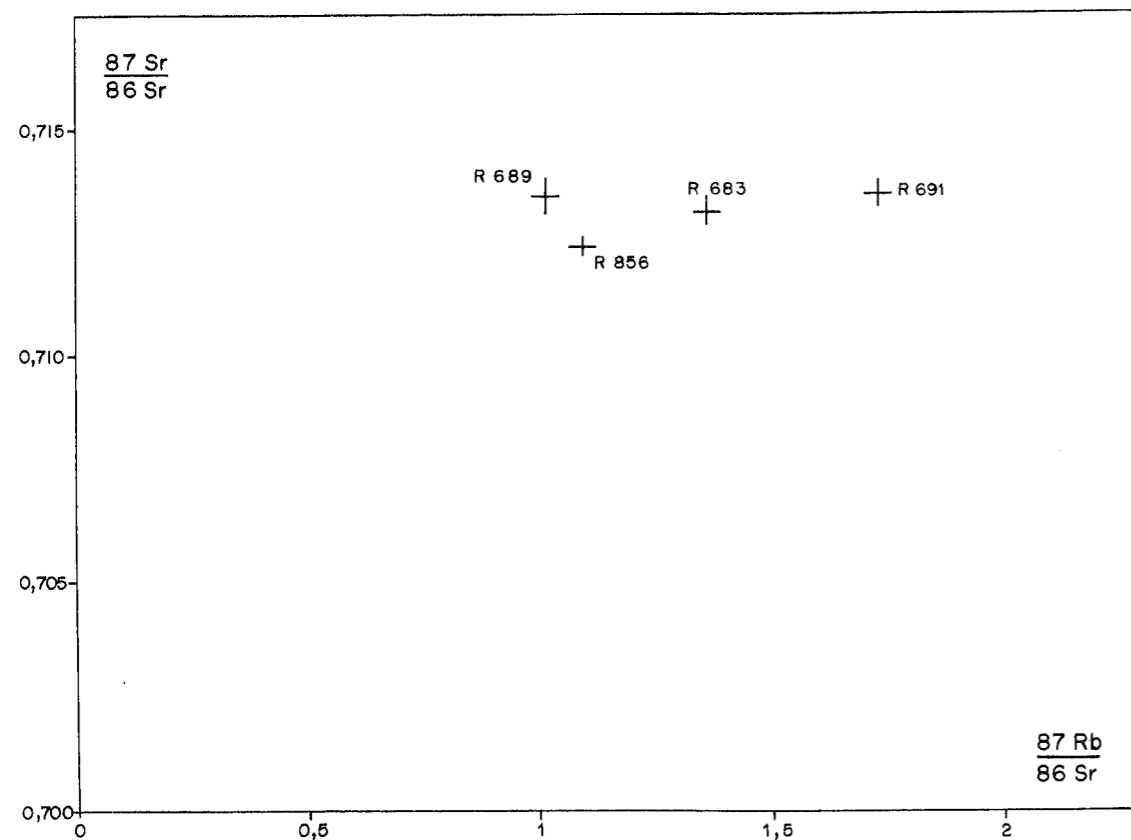


Fig. 13 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des microgranites de la boutonnière d'Aouli.

Tableau IX  
Microgranites de la boutonnière d'Aouli.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ {2}
R 683	77,38	163,3	1,374	$0,71325 \pm 0,00023$
R 689	74,43	207	1,040	$0,71350 \pm 0,00036$
R 691	145,3	243	1,734	$0,71365 \pm 0,00023$
R 856	128,7	339	1,098	$0,71235 \pm 0,00026$

{1} teneurs en  $\mu\text{g/g}$ , mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).  
{2} rapports mesurés sur spectromètre de masse TSN 206 S.  
R = roche totale.

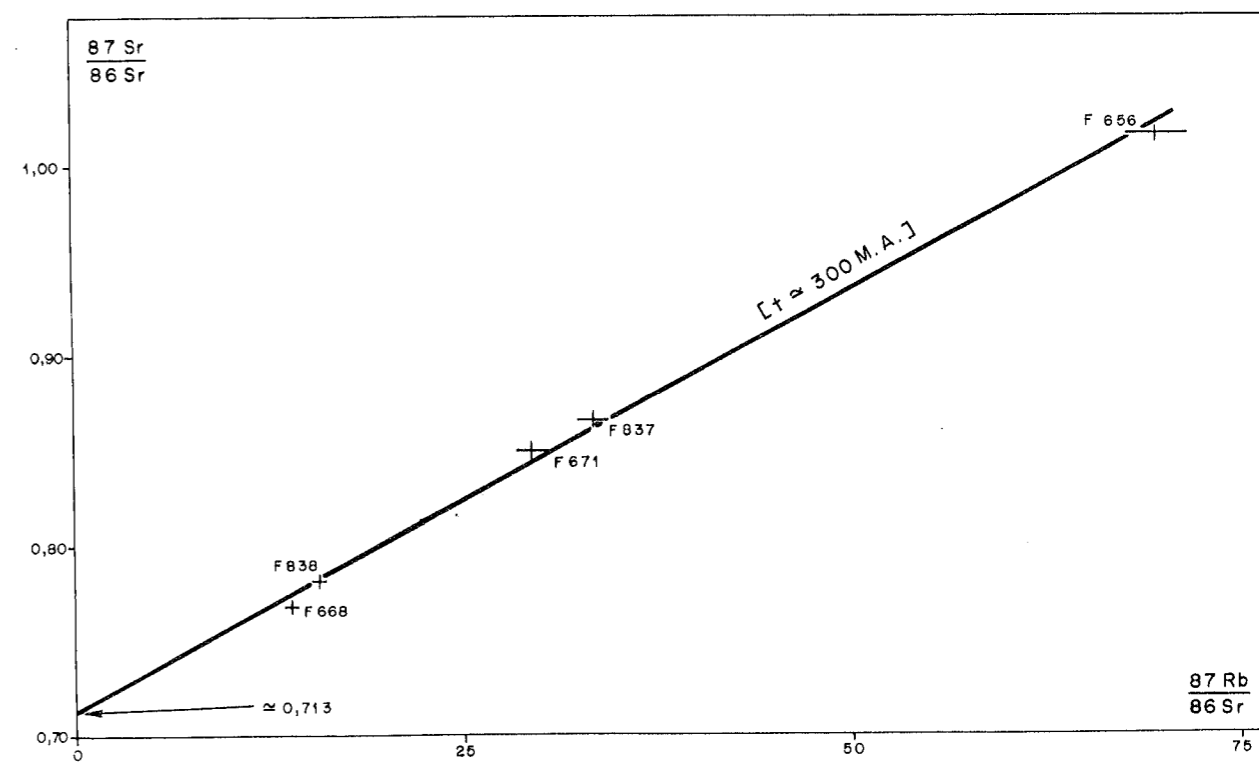


Fig. 14 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les feldspaths des pegmatites de la boutonnière d'Aouli.

Tableau X  
Feldspaths des pegmatites de la boutonnière d'Aouli.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ {2}
F 656	456	19,05	69,69	1,017
F 668	397	82,42	13,93	0,7677
F 671	419	41,01	29,58	0,8510
F 837	278	23,97	33,63	0,8665
F 838	174,3	32,05	15,77	0,7816

{1} teneurs en  $\mu\text{g/g}$ , mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).  
{2} rapports mesurés sur spectromètre de masse MS 2 S.

#### 4. DISCUSSION DES RESULTATS

Les résultats de l'analyse pétrographique, microtectonique et isotopique des roches cristalloylliennes et éruptives de la boutonnière d'Aouli permettent de proposer quatre thèmes de discussion :

- la chronologie des événements métamorphiques et éruptifs qui ont affecté cette région ;
- l'origine et la genèse des roches plutoniques et filoniennes ;
- l'influence des manifestations pneumatolytiques sur les équilibres isotopiques des roches plutoniques et métamorphiques ;
- enfin, l'examen des résultats géochronologiques qui montrent des discordances entre les âges calculés à l'aide des droites de roches totales et ceux obtenus avec les minéraux séparés.

##### A - LA SUCCESSION DES EVENEMENTS METAMORPHIQUES ET ERUPTIFS DANS LA BOUTONNIERE D'AOULI

La synthèse des observations pétrographiques et microtectoniques et des mesures géochronologiques effectuées sur les différentes catégories des roches éruptives et cristalloylliennes de la boutonnière d'Aouli permet de proposer une chronologie des événements en trois épisodes.

##### 1. L'épisode métamorphique.

Vers 355 M.A., au Dévonien <sup>supérieur</sup> ~~inférieur~~, un métamorphisme général affecte une série sédimentaire grésopélitique. Cet âge a été calculé à l'aide d'une isochrone construite avec les points représentatifs de six roches cristalloylliennes indemnes de recristallisations liées au métamorphisme de contact. En fait, toutes les roches analysées fournissent le même âge, ce qui signifie que les deux phases qui composent ce métamorphisme régional et qui ont pu être distinguées en lame mince, ne sont pas différenciables par les méthodes isotopiques utilisées. On peut donc envisager qu'elles ne sont séparées que par un espace de temps restreint, de l'ordre de l'erreur de mesure.

##### 2. L'épisode magmatique.

L'épisode magmatique débute au Carbonifère inférieur, vers 335 M.A. à la limite entre le Viséen supérieur et le Namurien, par la mise en place des roches les plus basiques, les granodiorites. Ce repère a été obtenu à

l'aide d'une isochrone à huit points. Cet épisode se poursuit au Carbonifère moyen, vers 310 M.A., par l'intrusion des granites alcalins et des granites calco-alcalins. Cet âge est une valeur moyenne, obtenue à l'aide de l'isochrone à cinq points des granites calco-alcalins et de l'isochrone interne du granite muscovitisé n° 694. En effet, cette dernière a été construite avec les points représentatifs de la roche, de la biotite et de la muscovite primaire en grandes lames, alors que les muscovites liées à la cataclase postérieure des plagioclases sont minuscules.

##### 3. L'épisode pneumatolytique.

Les roches affectées par la muscovitisation secondaire souvent associée aux cisaillements, ainsi que les intrusions filoniennes, permettent de situer un épisode de type pneumatolytique aux environs de 300 M.A., au Westphalien. Ainsi, les muscovites secondaires de quatre granites muscovitisés donnent un âge de  $303 \pm 6$  M.A. (figure 11), âge confirmé par ceux obtenus à l'aide des couples roche totale - muscovite. Les âges obtenus pour les roches filoniennes, aplites et granites à structure graphique,  $294 \pm 4$  M.A., et pour les pegmatites, 300 M.A. environ, confirment que l'épisode pneumatolytique se situe bien vers 300 M.A. L'influence de la pneumatolyse et des cisaillements mise en évidence, au microscope, dans les roches cristalloylliennes, peut également être décelée par l'étude radiométrique. En effet, l'analyse des fractions fines des roches métamorphiques résultant des phases tectono-métamorphiques 1 et 2, permet de construire une isochrone (figure 4) donnant un âge de  $296 \pm 12$  M.A.

##### B - L'ORIGINE ET LA GENESE DES ROCHES PLUTONIQUES ET FILONIENNES DE LA BOUTONNIERE D'AOULI

Les méthodes susceptibles de déterminer l'origine et la genèse des roches éruptives ont été envisagées dans la première partie de ce mémoire. La valeur de l'ordonnée à l'origine de l'isochrone construite avec les points représentatifs des roches totales fournit des renseignements sur l'origine, et les concentrations en rubidium et en strontium permettent d'appréhender le processus génétique, cristallisation fractionnée ou fusion partielle, responsable des roches étudiées. Dans la boutonnière d'Aouli, les roches éruptives peuvent être réparties en deux groupes selon leur origine et leur genèse. Le premier de ces deux groupes comprend les granodiorites, les granites alcalins et peut-être les granites à structure graphique, alors que le second est représenté par les seuls granites calco-alcalins.



a. *Origine et genèse des granodiorites, des granites alcalins et des granites à structure graphique*

Les granodiorites et les granites alcalins ont des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initiaux voisins,  $0,7052 \pm 0,0005$  pour les premières et  $0,7041 \pm 0,0036$ , avec néanmoins une erreur importante sur le rapport des granites alcalins. De telles valeurs permettent d'envisager une origine profonde pour ces roches. Pour les granites à structure graphique, le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial est du même ordre de grandeur ( $0,7050 \pm 0,0055$ ), mais l'erreur est telle qu'il est difficile de déterminer leur origine. Pour toutes ces roches la construction d'un diagramme [Log Rb/Sr ; Log Sr] sur la figure 15, montre qu'elles résultent d'une cristallisation fractionnée. Compte tenu de ces données, deux hypothèses peuvent être envisagées pour préciser leur origine et leur genèse. En effet, ou elles proviennent de la différenciation d'un magma basique mantelique, ou elles sont le résultat d'un mélange suivi d'une cristallisation fractionnée, entre un précurseur mantelique et les roches de la croûte environnante.

La première hypothèse paraît la moins probable pour différentes raisons. Outre le fait que les granites issus de la différenciation d'un magma mantelique, basaltique par exemple, sont peu fréquents et ne représentent que de très faibles volumes de roches, on ne connaît pas dans la Haute Moulouya, les importants volumes de roches basaltiques qui devraient être associées à ces granites. De plus, dans ce type de genèse, le comportement du rubidium et du strontium est fonction de conditions très particulières, telle que la précipitation massive des plagioclases à la suite de laquelle pourra se former une faible quantité de granite (VITRAC, 1975) ; ces plagioclases entrent alors dans la composition de roches telles que des norites ou des anorthosites qui accompagnent systématiquement le granite. Ces roches, elles non plus, n'apparaissent nulle part dans la Haute Moulouya.

La seconde hypothèse qui fait de ces roches le résultat d'un mélange suivi d'une cristallisation fractionnée, entre un précurseur mantelique et les roches de la croûte inférieure environnante paraît plus conforme à ce que nous observons sur le terrain. TURNER et VERHOOGEN (1960) et RAGUIN (1966, 1970) en particulier, distinguent deux grands types de granites, suivant leurs relations avec les phases tectoniques, leur origine et leur composition. Les granites syntectoniques sont généralement leucocrates, riches en muscovite, de composition variable et fréquemment foliés en bordure. Ils montrent le plus souvent un contact graduel avec les roches encaissantes par l'intermédiaire d'une zone de migmatites et sont totalement dépourvus d'enclaves basiques (DIDIER, 1964). La genèse de ces granites s'explique par une anatexie

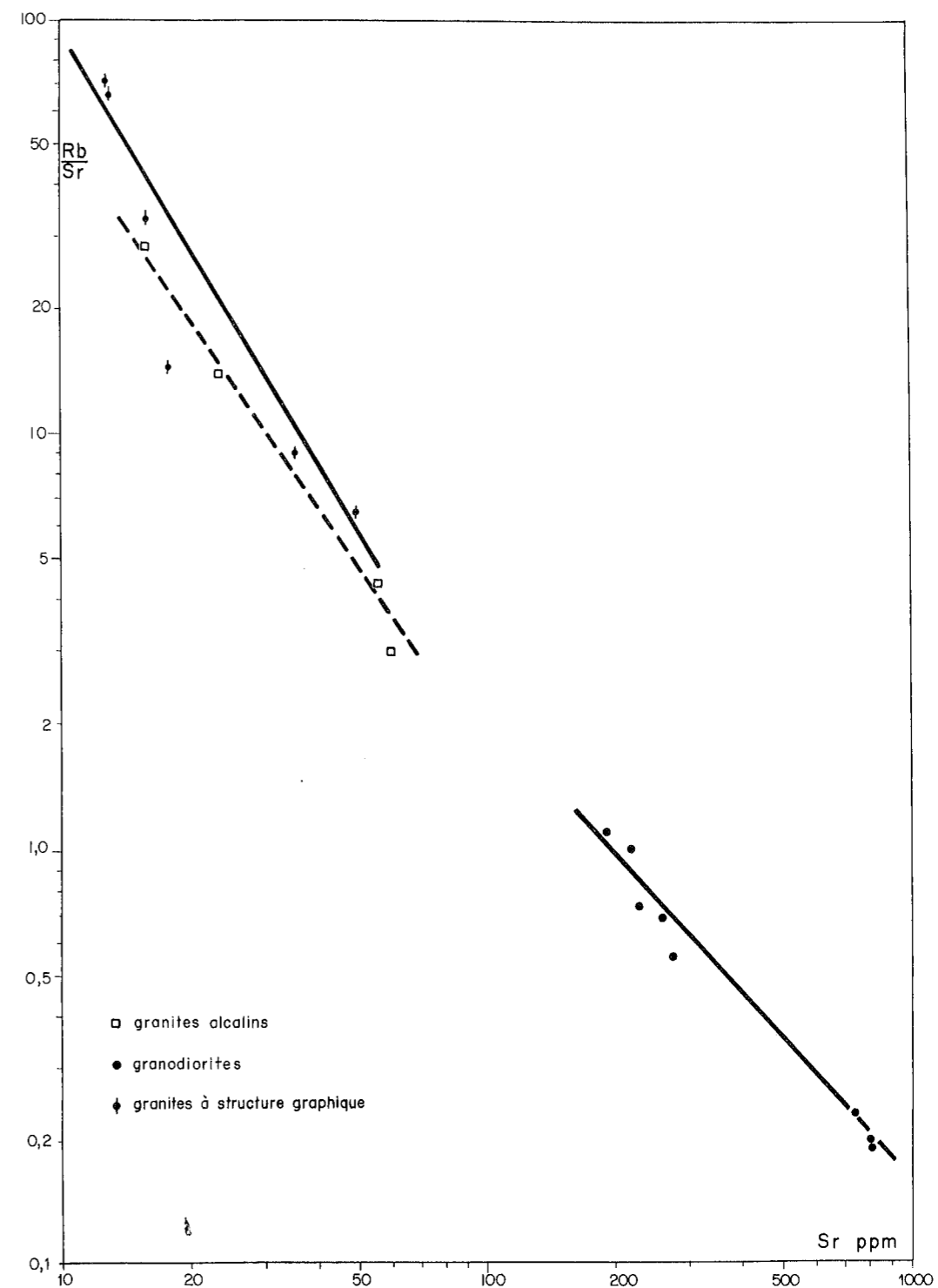


Fig. 15 - Diagramme [Log Rb/Sr ; Log Sr] pour les granodiorites, les granites alcalins et les granites à structure graphique de la boutonnière d'Aouli.

de la croûte, qui doit donc se traduire par des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initiaux élevés et un modèle de fusion partielle. En revanche, les granites post-tectoniques sont riches en biotite, de composition granodioritique très homogène, à bords nets recoupant les structures des roches encaissantes et riches en enclaves basiques (DIDIER, 1964). Celles-ci représentent soit des précurseurs basiques, soit des restes de magma basique ou intermédiaire qui, par différenciation ou mélange, ont donné naissance aux granodiorites (DIDIER, 1964 ; DIDIER et LAMEYRE, 1969). L'origine des granites post-tectoniques est, la plus souvent, mixte, c'est-à-dire à la fois mantelique et crustale. Or les granodiorites, les granites alcalins et les granites à structure graphique de la boutonnière d'Aouli correspondent à tous les critères des granites post-tectoniques d'origine mixte : leur mise en place est en effet postérieure aux phases tectono-métamorphiques principales. De plus, ils sont à bords nets et recoupent sans zone de transition les formations encaissantes. Enfin, ils contiennent des enclaves basiques, parfois abondantes, témoins de l'existence d'un précurseur mantelique, ce que confirme d'ailleurs leur rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  moyen de 0,705 environ. Il y a donc, à l'origine de ces roches, un mélange de matériel mantelique et de matériel crustal et ce mélange aboutit à la constitution d'un magma de composition moyenne granodioritique qui, par différenciation magmatique, engendre la succession classique des roches que nous observons dans la boutonnière, les plus basiques étant les plus anciennes, et les plus acides les plus jeunes.

*b. Origine et genèse des granites calco-alcalins*

Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial des granites calco-alcalins a une valeur nettement plus élevée,  $0,7101 \pm 0,0009$ , que celui des roches précédentes, mais elle n'atteint pas celui des roches uniquement crustales. L'origine de ces granites est donc très probablement mixte, elle aussi, mais avec une proportion de matériel crustal beaucoup plus importante. Cette origine mixte est d'ailleurs confirmée par l'étude en lame mince qui a permis de noter la présence de cordiérite, minéral caractéristique des roches crustales. Les points représentatifs des différents échantillons de granite calco-alcalin se répartissent suivant une courbe plutôt qu'une droite dans un diagramme [ $1/\text{Rb}$  ;  $1/\text{Sr}$ ] (figure 16) ; une simple fusion partielle, c'est-à-dire une origine purement crustale, ne suffit donc pas à expliquer la genèse de ces granites.

Il est possible, à partir des deux formules présentées dans le paragraphe relatif au Modèle de mélange (voir Méthodes expérimentales), de calculer la fraction massique de matériel du manteau dans le mélange. Pour cela, il faut

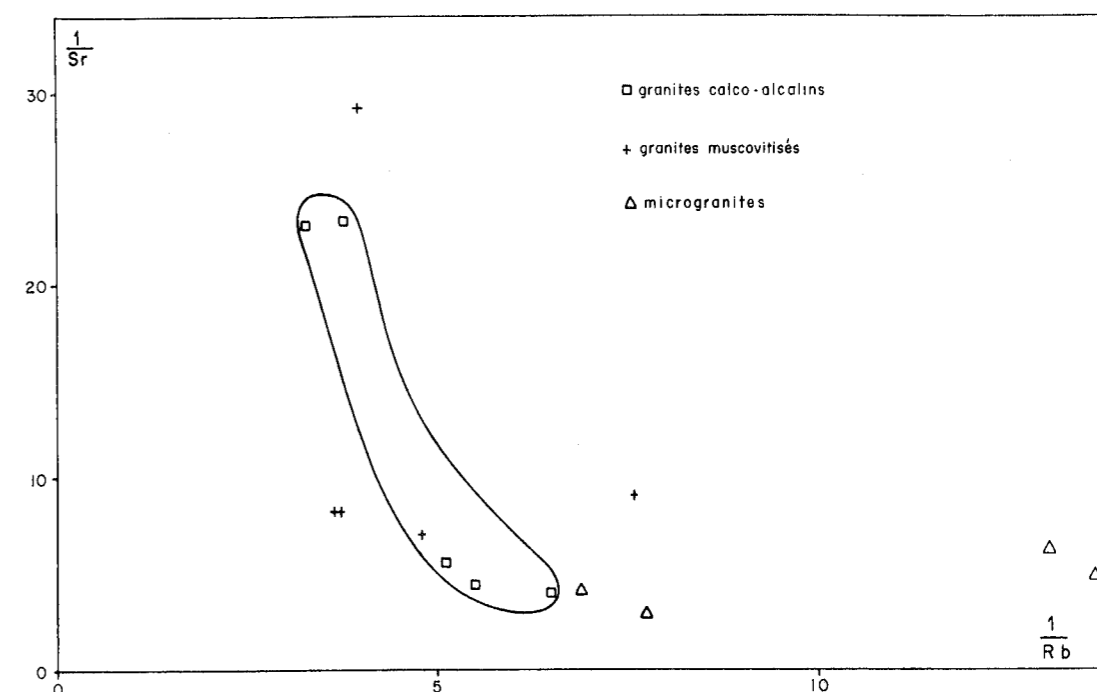


Fig. 16 - Diagramme [ $1/\text{Rb}$  ;  $1/\text{Sr}$ ] pour les granites calco-alcalins de la boutonnière d'Aouli.

prendre la valeur de l'ordonnée à l'origine des isochrones pour RI, puis 0,704 pour Rm qui représente le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  du manteau il y a 300 M.A. et 0,709 pour Rc qui représente le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  moyen des roches crustales à la même époque. Cette dernière valeur est d'ailleurs proche de celle obtenue pour l'isochrone des schistes résultant des phases tectono-métamorphiques 1 et 2. D'après le calcul, la fraction massique de matériel mantelique serait de l'ordre de 55 % pour les granodiorites, alors qu'elle ne représente qu'environ 10 % pour les granites calco-alcalins. En raison de l'erreur importante sur les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initiaux des granites alcalins et des granites à structure graphique, le calcul n'a pas été effectué pour ces roches.

Etant donné que les granites calco-alcalins sont indissociables à l'affleurement, des autres roches plutoniques, que leur âge est proche de celui des autres granites, que leur rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial est intermédiaire, que leur processus génétique est complexe et qu'ils contiennent une forte proportion de matériel crustal associé à du matériel mantelique, l'hypothèse la plus vraisemblable est que ces granites proviennent du même magma que les autres roches éruptives de la boutonnière, mais qu'ils représentent la fraction de ce magma la plus contaminée en matériel crustal environnant.

*C - L'INFLUENCE DES PHENOMENES PNEUMATOLYTIQUES SUR LES EQUILIBRES ISOTOPIQUES DES ROCHES PLUTONIQUES ET METAMORPHIQUES*

*a. Le cas des granites muscovitisés*

L'étude pétrographique et microtectonique des roches éruptives a montré que des granites calco-alcalins et quelquefois des granites alcalins, ont pu subir une cataclase plus ou moins importante avec développement de petites muscovites aux dépens des plagioclases et des feldspaths potassiques. Cette muscovitisation secondaire semble d'ailleurs d'autant plus importante que les roches sont plus tectonisées. L'étude isotopique de ces granites muscovitisés a montré que si l'on analyse la muscovite primaire, présente en grandes lames et contemporaine des autres minéraux constitutifs de ces roches, le résultat est de  $308 \pm 12$  M.A. (cf. Résultats isotopiques, paragraphe a 4). Cet âge, obtenu avec l'isochrone interne de l'échantillon 694, peut être considéré comme représentatif de la mise en place de ces roches, ceci d'autant plus que les granites calco-alcalins dont dérivent une partie des granites muscovitisés se sont mis en place à  $309 \pm 5$  M.A. Les muscovites secondaires, liées à la cataclase, permettent de calculer des âges à partir des couples roche totale - muscovite, qui se situent entre 307 et 303 M.A. Or l'étude des roches totales laisse apparaître un alignement de quatre points, sur les cinq

échantillons analysés, qui fournit un chiffre de  $271 \pm 3$  M.A. avec une ordonnée à l'origine élevée. Ce chiffre ne peut évidemment pas correspondre à l'âge des granites, puisqu'il est inférieur à celui des muscovites secondaires qu'ils contiennent.

Des cas analogues de minéraux donnant des âges plus élevés que ceux calculés à partir des alignements de roches totales, ont déjà été obtenus, en particulier par BROOKS (1966 et 1968), WENDT et al. (1970) et CHARLOT (1976). Dans l'exemple du granite de Heemskirk, en Tasmanie, BROOKS (1968) a pu montrer qu'après la mise en place, les feldspaths potassiques perdent du strontium radiogénique, que les plagioclases en gagnent et que les biotites ne subissent ni gain ni perte. La mobilité du strontium radiogénique et en particulier cette perte variable subie par les feldspaths potassiques, est attribuée par l'auteur à une modification secondaire des feldspaths sous l'effet de contraintes dynamiques. Le granite de l'oued Amarhous, au Maroc (CHARLOT, 1976), fournit un schéma identique : les feldspaths potassiques ont perdu du strontium radiogénique, les plagioclases en ont capturé, alors que les muscovites sont épargnées; CHARLOT (1976) a ainsi pu montrer que ce transfert de strontium, avec perte, provoque une rotation de l'alignement des roches totales avec augmentation de l'ordonnée à l'origine. En effet, les échantillons riches en feldspaths potassiques et qui ont en abscisse des valeurs élevées dans un diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] perdent du strontium radiogénique ; il en résulte que leurs "âges apparents" diminuent. Les échantillons riches en plagioclases, qui ont donc en abscisse des valeurs faibles, vont capter du strontium radiogénique, ce qui a pour conséquence d'augmenter artificiellement leurs "âges apparents". Dans le granite de Bärhalde, situé dans le Sud de la Forêt Noire et étudié par WENDT et al. (1970), les muscovites et les biotites fournissent des âges concordants par les méthodes Rb/Sr et K/Ar ; or ces âges sont plus élevés que ceux qui ont été obtenus à partir de l'alignement des roches totales. Par comparaison avec les granites voisins, WENDT et al. (1970) estiment que ce sont les micas qui donnent l'âge de la mise en place, et que les roches totales bien que leurs points représentatifs soient alignés, ne constituent pas un système clos. Les auteurs attribuent également l'"âge" trop faible des roches totales à une perte de strontium radiogénique par les feldspaths potassiques.

Une explication analogue à celle proposée par les auteurs précédents peut être envisagée pour les résultats obtenus sur les granites muscovitisés de la boutonnière d'Aouli. L'étude microscopique a, en effet, montré que la cataclase a non seulement favorisé la cristallisation de petites muscovites aux

dépens des feldspaths, mais qu'elle a aussi affecté les biotites qui sont systématiquement chloritisées. Il y a donc eu déstabilisation de la plupart des minéraux primaires avec, probablement, redistribution d'une partie du strontium radiogénique libéré. D'autre part, suivant la richesse des roches en minéraux rubidiques, il a pu se produire des pertes plus ou moins importantes de strontium radiogénique. Cette perte, à l'échelle des échantillons, paraît d'autant plus vraisemblable que les muscovites, principales néo-cristallisations pendant les cisaillements, ne sont pas des minéraux accepteurs de strontium.

En définitive, l'alignement des roches totales des granites muscovitisés est fortuit et ne correspond à aucune réalité géologique.

*b. Le cas des roches cristallophylliennes affectées par le métamorphisme de contact.*

Les résultats isotopiques des roches cristallophylliennes, affectées par le métamorphisme de contact puis par les cisaillements, montrent qu'il n'y a pas dans ces roches de véritable homogénéité isotopique. En effet, tous les points représentatifs des roches totales ne sont pas alignés et les deux fractions fines qui se placent sur l'alignement sont extraites de roches situées hors de la droite. La construction d'un diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $1/\text{Sr}$ ] (figure 17) ne montre pas d'alignement caractéristique d'un mélange binaire de strontium (BERNARD-GRIFFITHS, 1975 ; CLAUER, 1976). Outre la disparité du matériel métamorphisé, l'examen des lames minces indique une déstabilisation de certains minéraux engendrés par le métamorphisme de contact ; c'est en particulier le cas de l'andalousite qui ne subsiste qu'en petits reliquats et sous forme de fantômes. Les grandes biotites et les chlorites poecilites du métamorphisme de contact sont déformées secondairement par des cisaillements qui ont provoqué des fentes d'ouverture soulignées par des oxydes de fer, des petites muscovites, et parfois de la calcite. Dans les schistes affectés par le métamorphisme de contact, bien que les muscovites alignées dans les plans de cisaillement n'aient pas été datées, il est probable qu'elles résultent du même phénomène, et donc qu'elles ont le même âge que celles des granites muscovitisés qui affleurent au sein de ces schistes.

L'hétérogénéité du matériel métamorphisé, l'éloignement plus ou moins important des différents échantillons par rapport au contact avec les granites, la déstabilisation de certains minéraux, l'intense fracturation qui facilite la circulation de l'eau, donc l'altération, sont autant de facteurs qui favorisent la migration du strontium radiogénique et qui peuvent expliquer l'inhomogénéité.

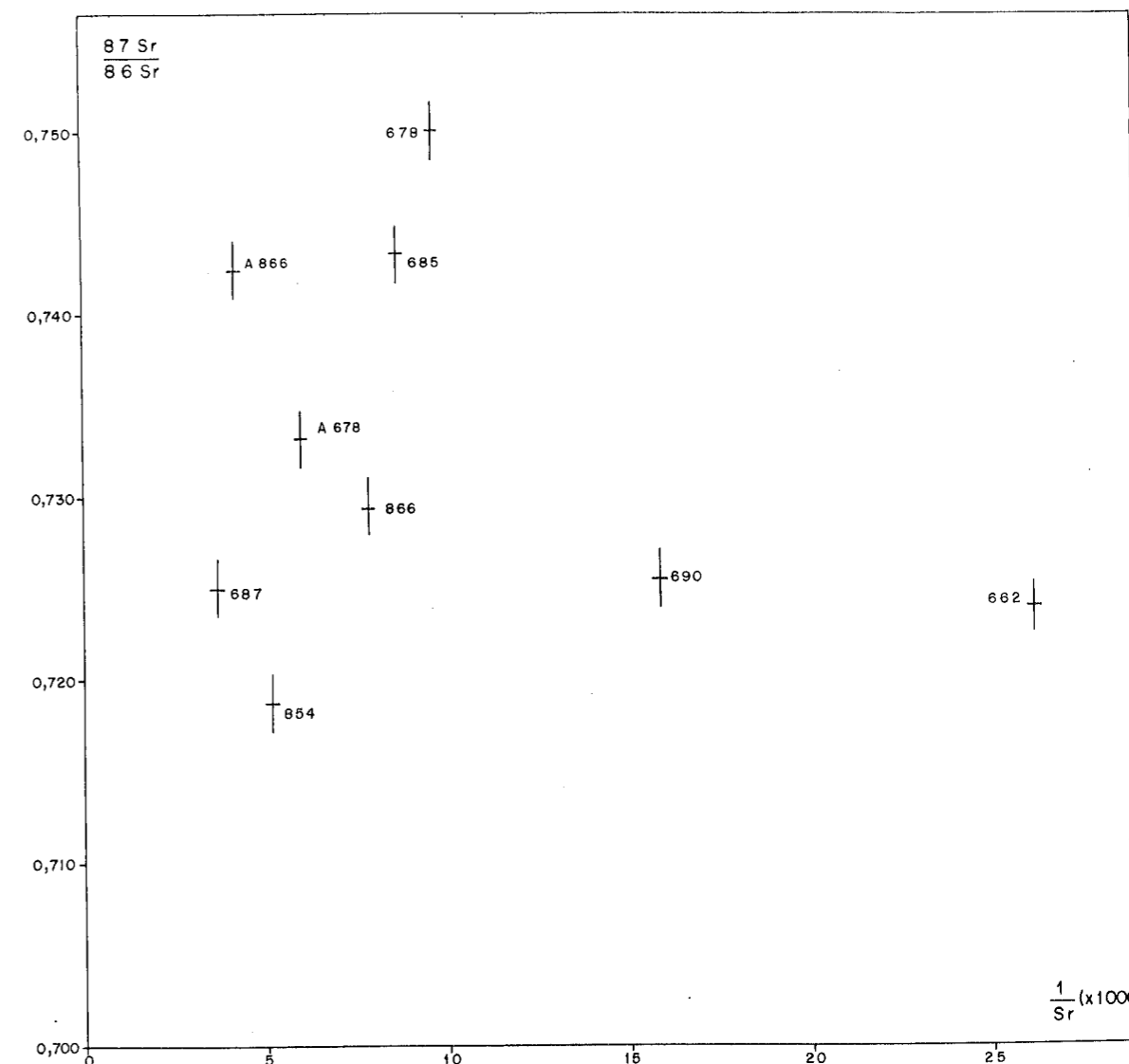


Fig. 17 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $1/\text{Sr}$ ] pour les roches totales et les fractions fines des roches cristallophylliennes affectées par le métamorphisme de contact de la boutonnière d'Aouli.

mogénéité de cette formation. Le résultat en est une dispersion des points représentatifs dans un diagramme classique [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ]. Comme pour les granites muscovitisés, le chiffre obtenu pour un alignement partiel ne peut être rattaché à aucun phénomène géologique.

La similitude des résultats obtenus pour ces granites et ces schistes est probablement due au même phénomène : déstabilisation de minéraux sous l'influence d'une tectonique cassante avec migration plus ou moins importante de strontium radiogénique, favorisée par la circulation de fluides dans les multiples fractures.

#### D - L'EXAMEN DES RESULTATS GEOCHRONOLOGIQUES DISCORDANTS

##### a. Le cas des micas de deux granites alcalins

L'étude pétrographique de ces deux granites alcalins ne montre pas de traces de cisaillements ou de pneumatolyse. Or le couple roche totale - biotite de l'échantillon n° 651 et le couple roche totale - muscovite de l'échantillon n° 673 fournissent des âges inférieurs à celui qui a été obtenu à l'aide de l'isochrone des roches totales. L'âge trop faible obtenu avec le couple roche totale - biotite peut s'expliquer par l'altération météorique de la biotite, malgré les précautions prises au moment de l'échantillonnage. En effet, CLAUER (1976) a montré que les biotites sont extrêmement sensibles à l'altération météorique, à tel point qu'un lessivage de 25 % de  $\text{K}_2\text{O}$  hors du minéral entraîne une diminution de 75 % de l'âge déterminé par la méthode Rb/Sr. Le déficit observé pour le couple roche totale - muscovite ne peut, par contre être imputable à l'altération météorique ; les muscovites, contrairement aux biotites, résistent parfaitement dans les conditions de la surface (CLAUER, 1976). Aucune explication satisfaisante ne peut, actuellement, être proposée pour expliquer la différence entre l'âge des granites alcalins et celui de la muscovite de l'un d'entre eux.

##### b. Le cas de biotites extraites de granodiorites

Sur trois couples roche totale - biotite de granodiorites, un seul donne un âge conforme à celui obtenu à l'aide de l'isochrone des roches totales, respectivement  $330 \pm 10$  M.A. pour  $336 \pm 17$  M.A. Les deux autres couples fournissent des valeurs inférieures. Or ces roches sont tectonisées avec une intensité variable et il est possible que les phénomènes pneumatolytiques liés aux cisaillements aient plus ou moins réhomogénéisé les biotites. D'ailleurs, l'âge le plus faible,  $303 \pm 9$  M.A., est conforme à ceux obtenus avec les muscovites secondaires liées à la pneumatolyse et aux cisaillements.

## CHAPITRE II - LA BOUTONNIERE DE BOU MIA.

### 1. CADRE GEOLOGIQUE

A l'Ouest de Midelt, à la pointe occidentale de la boutonnière de la Haute Moulouya (figure 2), affleurent des granites, en particulier sur la rive gauche de la Moulouya (TERMIER, 1936). Au Sud-Est de Kerrouchene, une petite barre granitique apparaît dans une boutonnière de Permo-Trias avec, à son contact, des cornéennes à andalousite et des schistes micacés. Vers Assaka N'Tamarout, la Moulouya et ses affluents ont dénudé un granite analogue au précédent et entouré de matériel primaire métamorphique, permotriassique (basaltes, dolérites) et oligo-miocène. Les affleurements de granite les plus importants apparaissent dans la région de Bou Mia où ils servent de substratum au Permo-Trias.

### 2. APERCU PETROGRAPHIQUE

Les granites échantillonnés dans la boutonnière de Bou Mia peuvent être subdivisés en deux grands ensembles proches de certains groupes de granites observés dans la boutonnière d'Aouli.

#### A - LES GRANITES CALCO-ALCALINS

Les granites calco-alcalins sont des roches isogranulaires, formées de cristaux d'une taille voisine de 0,4 cm. Les plagioclases oligoclasiques et les feldspaths potassiques surtout, sont subautomorphes. La biotite brune, en lames bien développées, représente 3 à 5 % des échantillons étudiés ; la chloritisation y est peu développée.

Dans la lame n° 718 on observe une auréole albitique autour des plagioclases et des feldspaths potassiques. Dans l'ensemble des lames, des plages de séricite et d'épidote, incluses au sein des plagioclases subautomorphes, témoignent de l'existence d'une ancienne génération de plagioclases plus basiques. On observe également des plages constituées d'un réseau de fines séricites et de chlorites qui pourraient représenter d'anciennes cordiérites.

B - LES GRANITES A STRUCTURE GRAPHIQUE

Toutes les roches appelées ici granites à structure graphique se présentent comme des granites hétérogranulaires, riches en associations graphiques de quartz et de feldspaths potassiques ; ils sont pauvres en biotite et montrent des caractères qui permettent de les associer à des venues filoniennes. On y observe des cristaux, de 0,5 à 1 cm, de feldspaths potassiques et de plagioclases oligoclasiques, inclus dans un fond isogranulaire où les cristaux de quartz, de feldspaths potassiques et de plagioclases albitiques à oligoclasiques ont une taille de l'ordre de 0,5 mm. Les grands cristaux ont des bordures irrégulières, creusées de golfs envahis de petits cristaux de feldspaths potassiques et de plagioclases parfois subautomorphes. Dans toutes les lames, on observe des associations graphiques de quartz et de feldspaths potassiques qui peuvent représenter jusqu'au quart de la roche. Dans le fond isogranulaire, on observe de petites lamelles de biotite et plus exceptionnellement de muscovite.

Par leurs caractères pétrographiques, ces granites sont très proches des granites tardifs à structure graphique de la boutonnière d'Aouli.

3. RESULTATS ISOTOPIQUES

Les résultats des analyses effectuées sur dix roches totales et une muscovite de pegmatite sont consignés dans le tableau XI et illustrés sur la figure 18. Les sept points représentatifs des roches totales des granites à structure graphique s'alignent suivant une isochrone caractérisée par  $t = 290 \pm 3$  M.A. et une ordonnée à l'origine de  $0,7086 \pm 0,0048$ . Les trois points représentatifs des roches totales des granites calco-alcalins sont situés au-dessus de cette isochrone et s'alignent sub-parallèlement à celle-ci. La pente de cet alignement correspond à un âge d'environ 315 M.A., l'ordonnée à l'origine étant de l'ordre de 0,715 à 0,720. L'âge, par la méthode conventionnelle, de la muscovite de pegmatite, calculé avec un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial de 0,712, est de  $294 \pm 8$  M.A.

4. DISCUSSION DES RESULTATS

L'imprécision sur l'âge des granites calco-alcalins de la boutonnière de Bou Mia, 315 à 320 M.A., résulte du calcul de celui-ci à partir de l'alignement de trois points seulement, dont deux sont pratiquement confondus, comme le montre la figure 18. Néanmoins cet âge peut être comparé à celui qui a été obtenu pour les granites analogues de la boutonnière d'Aouli. La valeur approxi-

mative, 0,715 à 0,720, du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial ne permet pas, à elle seule, de formuler une hypothèse sur l'origine de ces roches. Mais, comme les points représentatifs des granites calco-alcalins de Bou Mia se placent au-dessus de l'isochrone des granites calco-alcalins d'Aouli, dont la teneur en matériel mantelique calculée à partir d'un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial de 0,710 est d'environ 10 %, on peut supposer que les granites de Bou Mia sont issus d'un magma presque uniquement composé de matériel crustal.

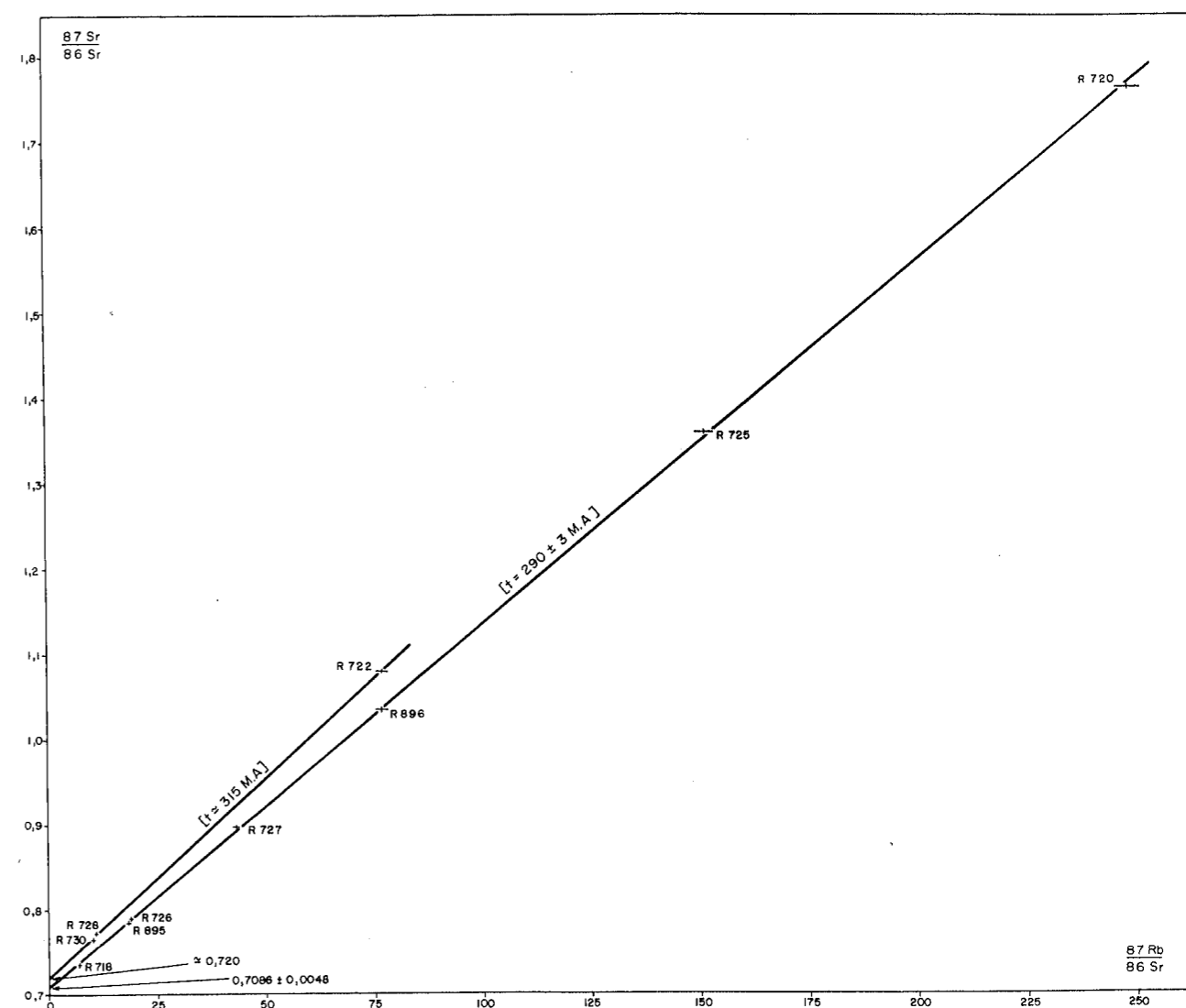


Fig. 18 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites de la boutonnière de Bou Mia.

Tableau XI  
Granites de la boutonnière de Bou Mia.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr {2}
R 718	200	84,5	6,777	0,73469 ± 0,00027
R 720	478	5,58	248,5	1,76467 ± 0,00091
R 722	266	10,00	76,84	1,079 *
M 724	4078	5,22	2266	10,508 *
R 725	411	7,86	151,5	1,36128 ± 0,00098
R 726	268	41,43	18,72	0,7901 *
R 727	346	22,83	43,95	0,89837 ± 0,00028
R 728	275	71,75	11,09	0,7763 *
R 730	247	69,15	10,59	0,7647 *
R 895	323	52,29	17,90	0,78338 ± 0,00019
R 896	344	12,97	76,90	1,034 *

{1} teneurs en µg/g, mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).

{2} les rapports <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr avec astérisque ont été mesurés sur spectromètre de masse MS 2 S ; les autres l'ont été sur TSN 206 S avec une erreur qui correspond à 2 σ.

R = roche totale, M = muscovite.

L'âge westphalien obtenu pour les granites à structure graphique et la muscovite de pegmatite de la boutonnière de Bou Mia, est le même que celui des roches filoniennes d'Aouli. La valeur du rapport <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr initial, malgré une erreur importante, permet d'envisager, pour ces granites, une origine profonde. La construction d'un diagramme [Log Rb/Sr ; Log Sr] (figure 19) montre, comme à Aouli, une répartition approximative des points suivant une droite ; le processus génétique dominant pour ces granites est donc la cristallisation fractionnée.

Les points représentatifs des roches totales des granites à structure graphique des deux boutonnières s'alignent sur la même isochrone caractérisée par  $t = 291 \pm 3$  M.A. et une ordonnée à l'origine de  $0,7069 \pm 0,0041$  (figure 20).

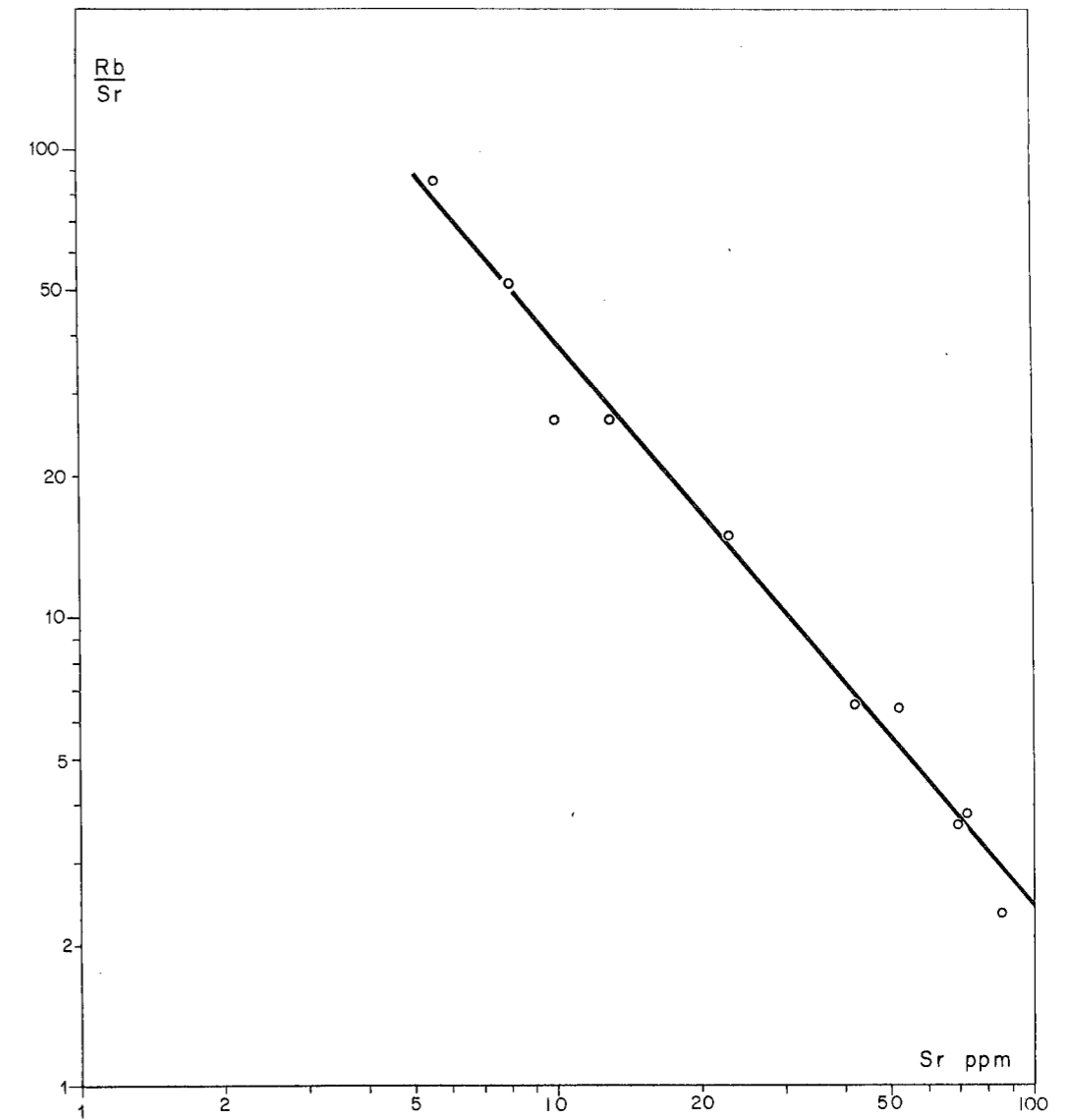


Fig. 19 - Diagramme [Log Rb/Sr ; Log Sr] pour les granites de la boutonnière de Bou Mia.

Donc les granites à structure graphique des deux boutonnières sont identiques et se mettent en place vers 295 M.A. Ils proviennent vraisemblablement de la différenciation d'un magma formé à partir d'un mélange de matériel crustal et de matériel mantelique, l'erreur sur le rapport <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr initial ne permettant pas de déterminer la proportion de ce dernier.

Un sondage, HMI sur la figure 2, effectué entre les massifs d'Aouli et de Bou Mia, a rencontré le granite à faible profondeur (EMBERGER, communication orale). La proximité des deux massifs granitiques, l'existence entre eux de granite à faible profondeur, la concordance des âges obtenus et enfin l'identité des granites à structure graphique dans les deux boutonnières, prouvent que les roches éruptives d'Aouli et de Bou Mia forment le grand massif cristallin de la Haute Moulouya.

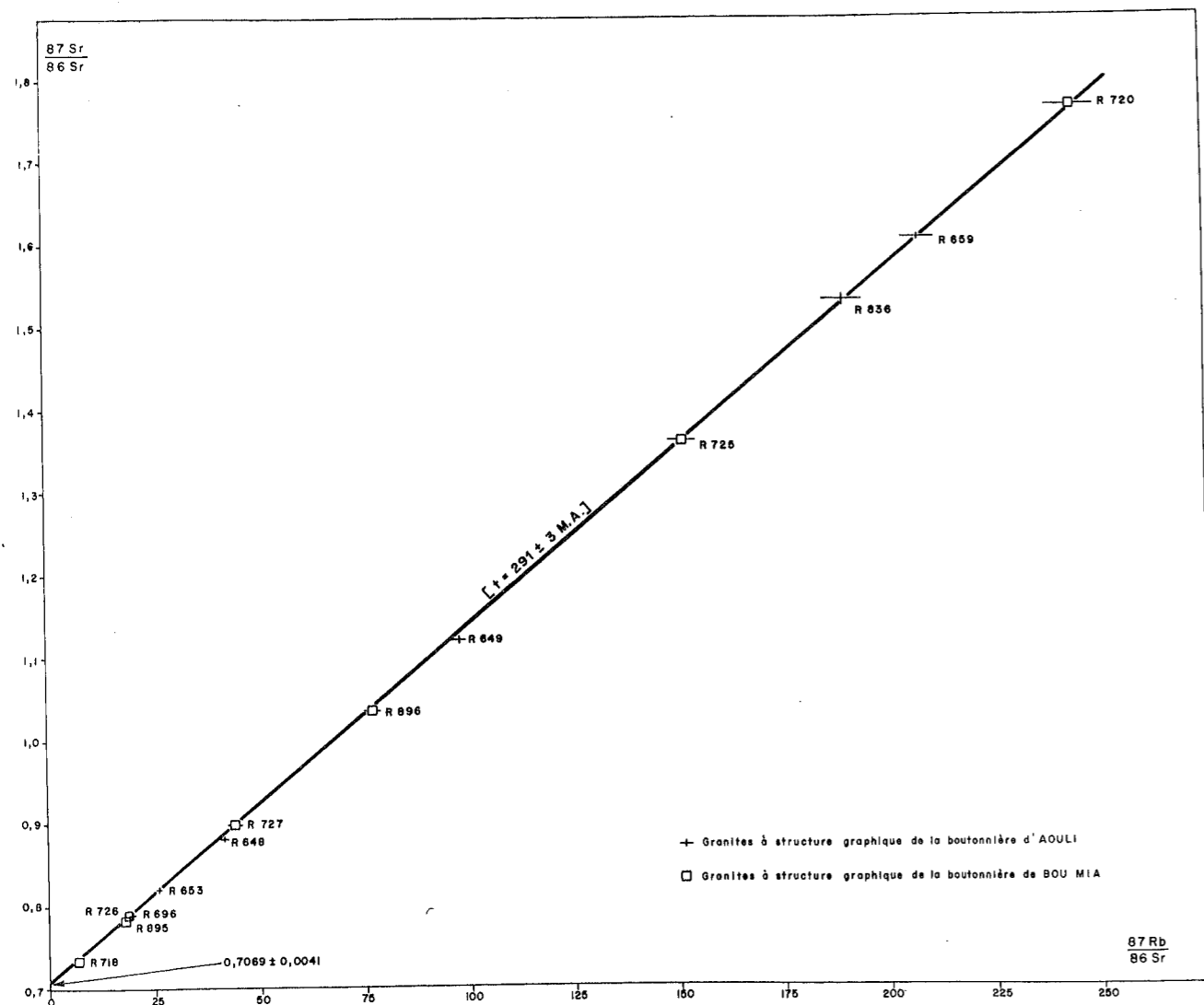


Fig. 20 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites à structure graphique des boutonnières d'Aouli et de Bou Mia.

TROISIEME PARTIE

QUELQUES AUTRES MASSIFS PLUTONIQUES HERCINIENS DU MOYEN MAROC.

I - MAROC ORIENTAL

1. CADRE GEOLOGIQUE

Dans la partie nord-orientale du Domaine de la chaîne atlasique, à l'Ouest et au Sud-Ouest d'Oujda (figure 1), les affleurements du socle paléozoïque sont surtout représentés par différents niveaux du Carbonifère, par les formations siluriennes et ordoviciennes du Tazzeqa occidental et de la région d'Oujda, ainsi que, localement, par quelques écaillés de calcaires dévoniens. L'orogénèse hercynienne se manifeste dans ces terrains par un tectono-métamorphisme faible ; l'activité magmatique se traduit par la mise en place de granites à apex souvent greisenifié et de microgranites (MICHARD, 1976).

2. APERCU PETROGRAPHIQUE

Les échantillons étudiés proviennent du Boudoufoud dans le Mazgout, du Mekam (granite de Soulouina), de la région de Debdou (granite d'Aouana) et de la région de Jerada.\* L'examen des différentes lames minces permet de constater que les roches récoltées correspondent à une granodiorite (éch. 889) et à des granites calco-alcalins (éch. 432, 745, 746 et 747) pauvres en biotite à l'exception des deux échantillons du Boudoufoud qui en sont très riches (éch. 737 et 738). Ces granites ont parfois subi une pneumatolyse tardive qui provoque la cristallisation de muscovites (éch. 745), mais ne présentent aucune trace de tectonisation.

\* Echantillons récoltés par Ch. Hamel, R. Médioni et B. Owodenko.



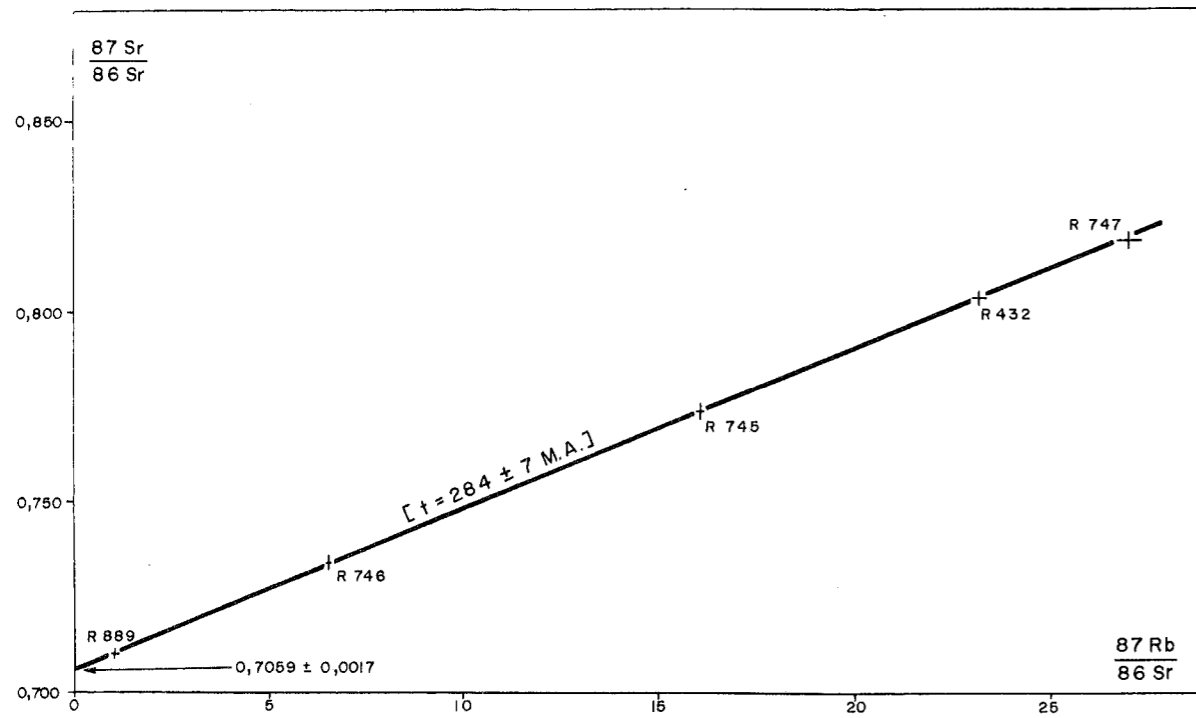


Fig. 21 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites du Mekam, de Debdou et de Jerada, Maroc oriental.

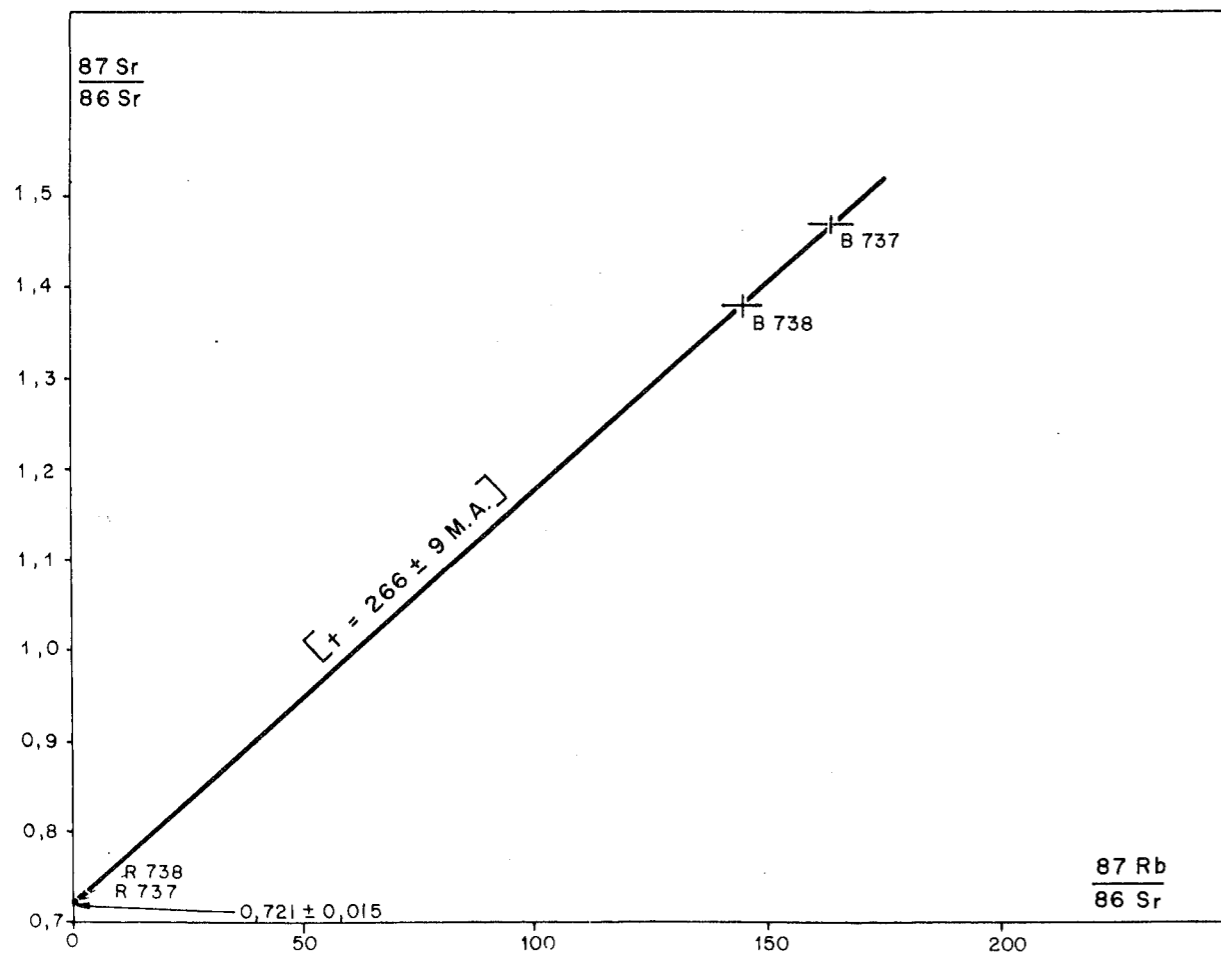


Fig. 22 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales et les biotites des granites du Boudoufoud, Maroc oriental.

### 3. RESULTATS ISOTOPIQUES

Sept roches totales ont été analysées, ainsi que les biotites correspondant à deux d'entre elles. L'ensemble des résultats est consigné dans le tableau XII.

Les points représentatifs des 5 roches totales des granites d'Alouana, Jerada et Soulouina s'alignent suivant une isochrone caractérisée par  $t = 284 \pm 7$  M.A. et une ordonnée à l'origine de  $0,7059 \pm 0,0017$  (figure 21). Les points représentatifs des deux roches totales et des deux biotites correspondantes du Boudoufoud s'alignent également suivant une isochrone dont les caractéristiques sont les suivantes :  $t = 266 \pm 9$  M.A. et une ordonnée à l'origine de  $0,721 \pm 0,015$  (figure 22). Calculés séparément, les couples roche totale - biotite du granite du Boudoufoud donnent respectivement  $267 \pm 9$  M.A. pour l'échantillon 737 et  $264 \pm 9$  M.A. pour l'échantillon 738.

Tableau XII  
Granites du Maroc oriental.

Numéros des échantillons	Rb { <sup>1</sup> }	Sr { <sup>1</sup> }	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ { <sup>2</sup> }
{ <sup>3</sup> } R 432	202	25,14	23,25	0,8037
R 745	504	90,65	16,08	0,7739
R 746	242	107,5	6,552	0,7337
R 747	220	23,49	27,05	0,8193
R 899	137,9	374	1,067	0,7097
{ <sup>4</sup> } R 737	187,9	396	1,384	0,7291
B 737	967	17,09	164,1	1,368
R 738	187,7	203	2,671	0,7298
B 738	708	14,13	145,1	1,282

{<sup>1</sup>} teneurs en  $\mu\text{g/g}$  mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).

{<sup>2</sup>} rapports mesurés sur spectromètre de masse MS 2 S.

{<sup>3</sup>} granites d'Alouana, Soulouina, Jerada.

{<sup>4</sup>} granites du Boudoufoud.

#### 4. DISCUSSION DES RESULTATS

Bien qu'aucun lien de parenté n'ait pu être mis en évidence pétrographiquement entre la granodiorite et les granites calco- alcalins d'Alouana, Soulouina et Jerada, on remarque l'excellent alignement des points représentatifs, y compris celui de l'échantillon 745. La présence du point représentatif de ce dernier sur l'isochrone des autres roches implique que la pneumatolyse, dont les effets ont été observés en lame mince, n'a pas affecté l'équilibre du strontium au niveau de la roche totale. L'âge obtenu,  $284 \pm 7$  M.A., par l'isochrone de roches totales est donc vraisemblablement celui de la mise en place de ces granites, au Stéphanien ; ceci est en accord avec les observations géologiques, puisque, dans la région de Debdou ou dans le Mekam en particulier, ils sont intrusifs dans des schistes viséens à namuriens.

Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial de ces granites a une valeur intermédiaire entre celle des roches d'origine profonde et celle des roches d'origine crustale. Les points représentatifs des différents échantillons obéissent à une répartition linéaire dans un diagramme [Log Rb/Sr - Log Sr] (figure 23). Le processus pétrogénétique de ces granites est donc la cristallisation fractionnée. Compte-tenu des deux arguments qui précèdent, ces granites proviennent vraisemblablement d'un magma d'origine mixte, c'est-à-dire d'un mélange de matériel mantelique et de matériel crustal. Calculé à l'aide des mêmes paramètres que ceux utilisés dans la Haute Moulouya, le pourcentage de matériel mantelique dans le mélange serait de l'ordre de 40 %.

L'âge obtenu pour les deux granites du Boudoufoud correspond à l'Autunien ; il est donc légèrement plus jeune que celui trouvé pour les autres granites du Maroc oriental. Etant donné qu'il s'agit en fait d'un âge calculé à partir des minéraux, et que dans cette région il n'existe pas, pour le moment, d'autres mesures sur biotites, deux interprétations peuvent être proposées : ou l'âge de  $266 \pm 9$  M.A. correspond à la mise en place des granites dans le Boudoufoud, ou alors il date un évènement métamorphique qui aurait affecté l'équilibre des biotites à l'Autunien après la mise en place des granites.

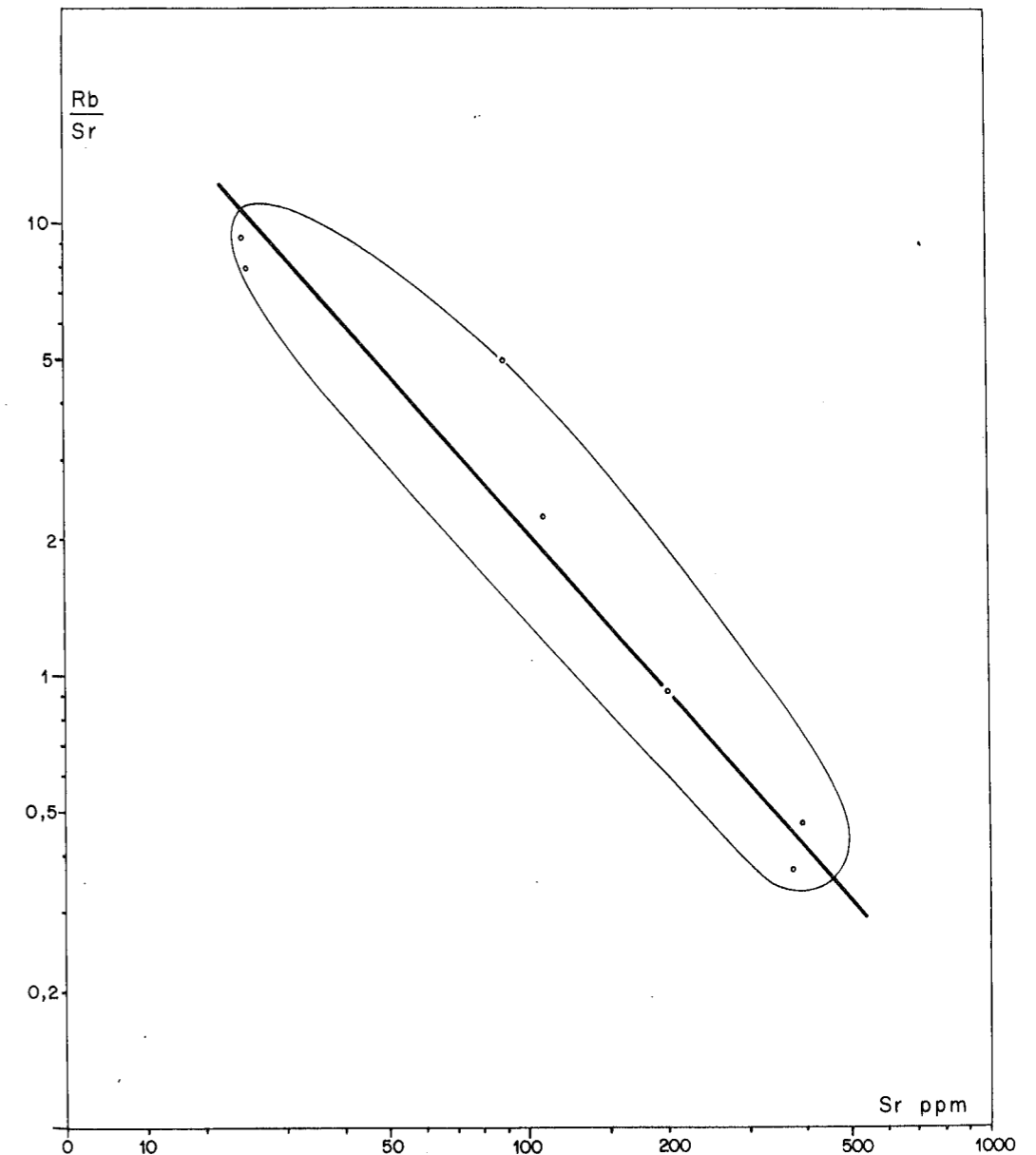


Fig. 23 - Diagramme [Log Rb/Sr ; Log Sr] pour les granites du Maroc oriental

## II - MASSIF DU TICHKA

### 1. CADRE GEOLOGIQUE

Le massif grano-dioritique du Tichka, situé dans le Haut Atlas à 100 km au Sud-Ouest de Marrakech et à 50 km au Nord-Nord-Est de Taroudannt, est un ensemble complexe de roches plutoniques et métamorphiques variées (H. et G. TERMIER, 1971 et 1974). Recoupé par de multiples fractures, ce massif a géomorphologiquement une allure en dôme. Les roches plutoniques appartiennent à différentes familles : granites, granodiorites, diorites et gabbros ; chacune de ces familles présentant elle-même de nombreuses variétés.

Pour H. et G. TERMIER (1971), le granite représente le terme ultime de l'évolution d'une séquence péritique, tandis que la diorite représente le terme ultime de l'évolution d'une séquence carbonatée ; la mise en place du massif s'est faite au cours de l'orogénèse varisque. Pour VOGEL et al. (1976), au contraire, les différents faciès de roches plutoniques ont pour origine la mise en place simultanée de roches issues de deux magmas différents : l'un d'origine mantelique, aurait engendré les diorites et les gabbros, l'autre, d'origine crustale profonde, aurait engendré les différentes catégories de granites et de granodiorites.

### 2. APERCU PETROGRAPHIQUE

Les six échantillons étudiés ont été récoltés le long de la piste qui longe, au Sud-Est du massif, l'asif N'Aït Tament, puis l'asif Imedlaoune jusqu'au village de Tagmout. Dans cette région, granites, granodiorites et diorites affleurent en bandes alternées. L'étude pétrographique permet de distinguer deux groupes de roches :

- des granites leucocrates à caractère aplitique (éch. 402 et 405), formés essentiellement de feldspaths potassiques, de plagioclases oligoclasi-ques et de quartz et dans lesquels on note la présence de rares biotites vertes ;

- un granite à biotite comprenant un peu de hornblende verte (éch. 431) et des granodiorites à hornblende verte abondante et biotite (éch. 403, 404 et 406).

Tableau XIII

Granites et granodiorites du massif du Tichka.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr {2}
R 402	58,87	22,05	7,734	0,7404
R 403	49,29	357	0,400	0,7022
R 404	52,76	396	0,386	0,7016
B 404	326	10,20	92,36	1,075
R 405	117,1	7,91	42,38	0,8902
R 406	96,35	91,39	3,051	0,7108
B 406	571	18,21	90,74	1,054
R 431	25,13	273	0,267	0,7092
{3}				
R chka 262	90,15	474	0,554	0,7093
B chka 262	320	41,44	22,35	0,8120
O chka 262	132,7	409	0,940	0,7110
R chka 265	70,05	275	0,737	0,7035
B chka 265	446	25,22	51,21	0,9356
O chka 265	178,5	319	1,622	0,7090

{1} teneurs en µg/g, mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).

{2} rapports mesurés sur pectromètre de masse MS 2 S.

{3} d'après Termier et al., 1972.

R = roche totale, B = biotite, O = orthose.

3. RESULTATS ISOTOPIQUES

Six échantillons ont été analysés en roche totale, ainsi que la biotite de deux d'entre eux. En outre les résultats de deux échantillons présentés par TERMIER et al. (1972) sont réutilisés. Il s'agit d'un granite à biotite, chka 262, prélevé au Nord du massif, et d'un granite à biotite et hornblende, chka 265, prélevé au Nord-Est du massif. Pour ces derniers, la roche totale, l'orthose et la biotite ont été analysées. Les résultats analytiques sont consignés, dans leur ensemble, dans le tableau XIII et illustrés sur la figure 24.

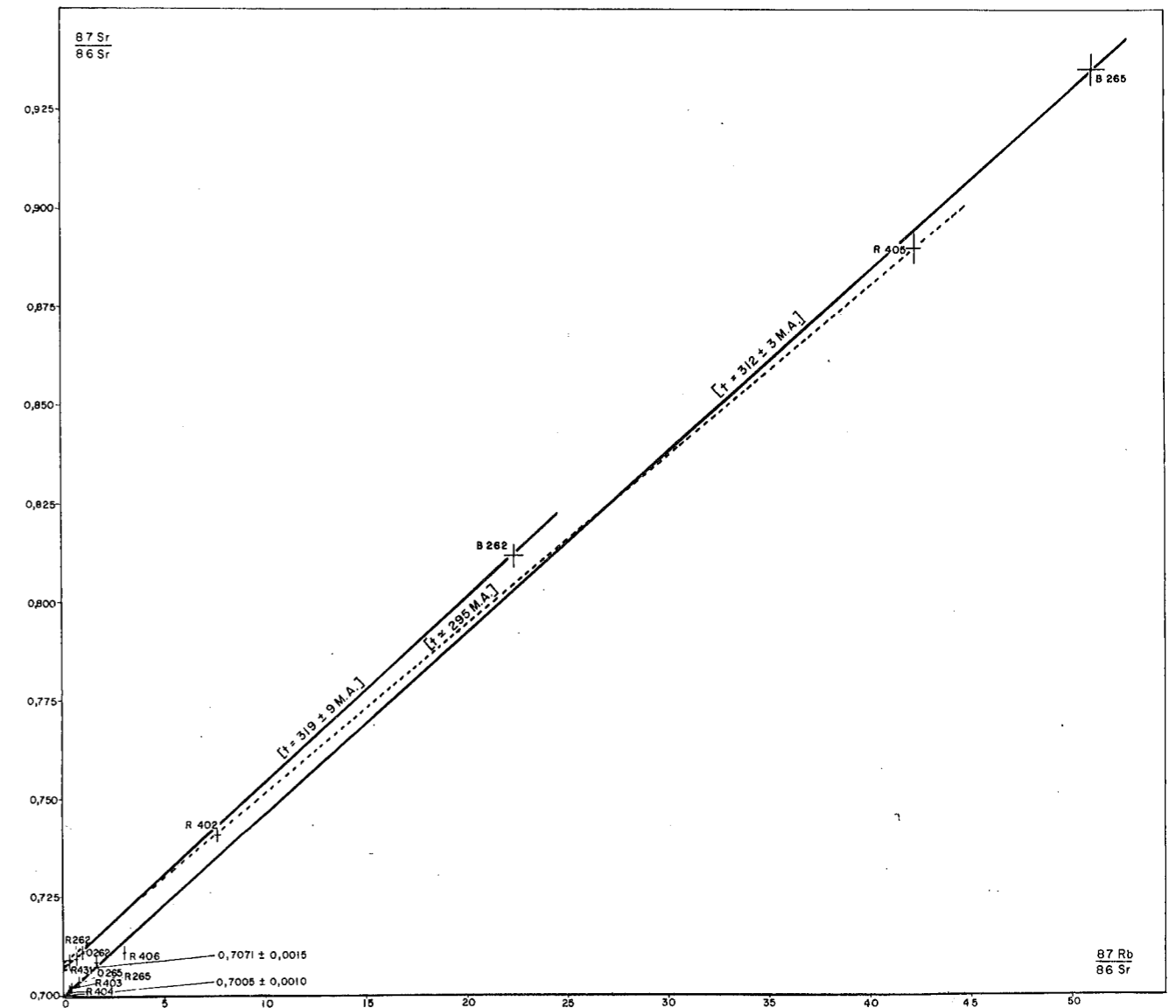


Fig. 24 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales, les orthoses et les biotites, des granites et des granodiorites du massif du Tichka.

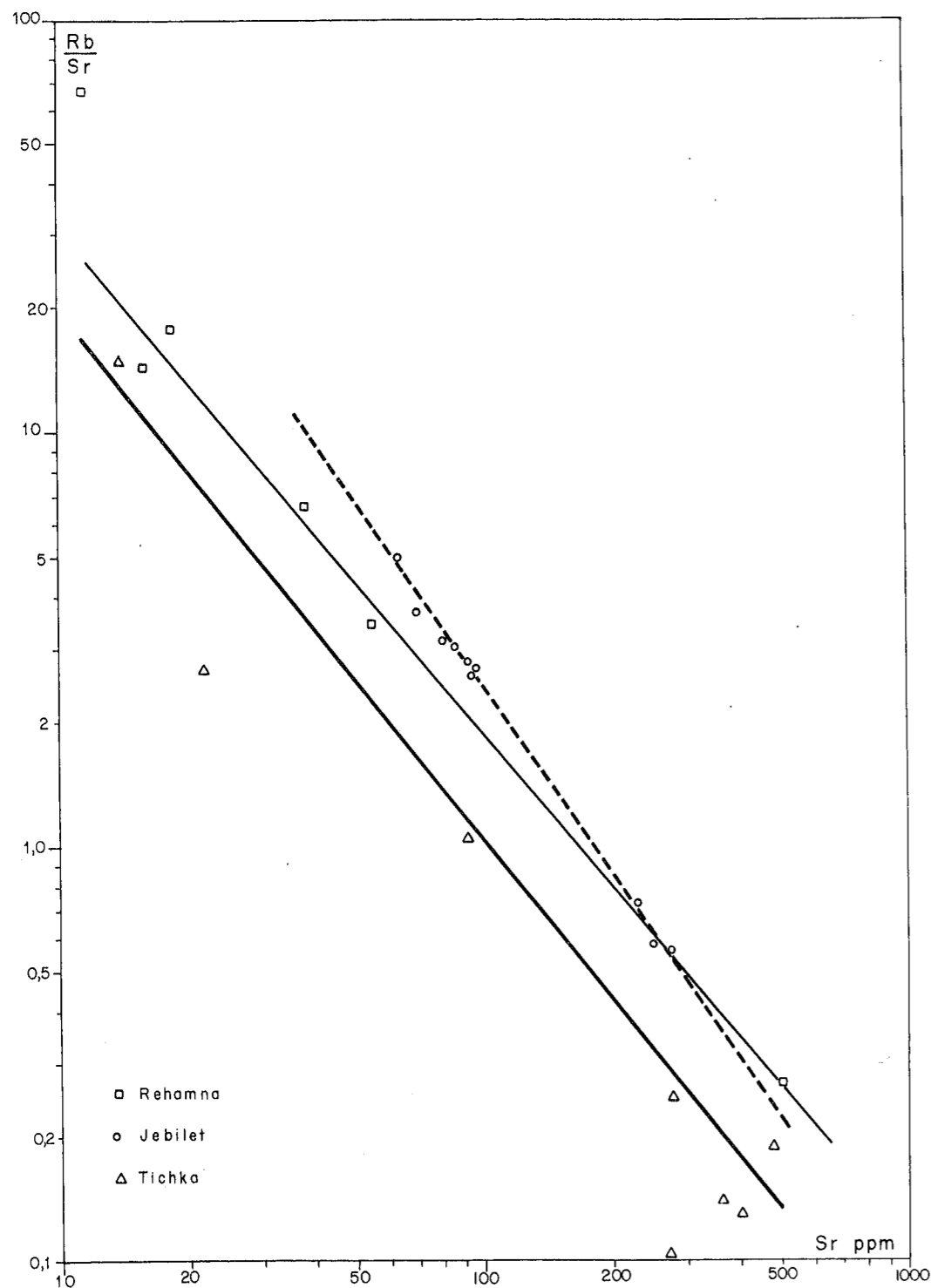


Fig. 25 - Diagramme [Log Rb/Sr ; Log Sr] pour les roches plutoniques des massifs du Tichka, des Rehamna et des Jebilet.

Le point représentatif de la roche totale du granite à biotite et hornblende verte n° 431 se place sur l'isochrone interne de l'échantillon chka 262 ; l'alignement ainsi formé est caractérisé par  $t = 319 \pm 9$  M.A. et une ordonnée à l'origine de  $0,7071 \pm 0,0015$ . Les points représentatifs des roches totales des granodiorites n° 403, 404 et 406 se placent sur l'isochrone interne de l'échantillon chka 265, ce deuxième alignement étant caractérisé par  $t = 312 \pm 3$  M.A. et une ordonnée à l'origine de  $0,7005 \pm 0,0010$ . La droite qui relie les points représentatifs des roches aplitiques, recoupe les deux précédentes ; sa pente correspond à un âge d'environ 295 M.A. Deux couples, roche totale - biotite, permettent de calculer les âges suivants :  $276 \pm 7$  M.A. pour l'échantillon 404 et  $266 \pm 7$  M.A. pour l'échantillon 406.

#### 4. DISCUSSION DES RESULTATS

Compte tenu de la complexité du massif du Tichka et du petit nombre de mesures effectuées, les résultats obtenus sur les granites et granodiorites ne permettent de proposer qu'une hypothèse sur l'histoire plutonique de cette région. La mise en place des granodiorites et des granites pourrait se situer aux environs de 315 M.A., au Namurien. Les âges calculés pour ces deux catégories de roches sont comparables, aux erreurs de mesures près ; il n'est donc pas possible, comme dans la Haute Moulouya, de séparer l'époque de mise en place des granodiorites de celle des granites. Puis vers 295 M.A., au Westphalien, aurait lieu la mise en place de granites à caractère aplitique qui seraient sensiblement contemporains des roches filoniennes de la Haute Moulouya. Enfin, vers 270 M.A., à l'Autunien, des remobilisations tardives auraient provoqué un réajustement de l'âge des biotites.

En se fondant sur les âges obtenus, il apparaît que les roches plutoniques et filoniennes du massif du Tichka se mettent en place pendant l'orogénèse hercynienne, entre le Viséen et la phase tardive saalienne, dans des formations qui ont déjà subi le métamorphisme régional (H. et G. TERMIER, 1974). Les points représentatifs des granites et des granodiorites sont alignés dans un diagramme [Log Rb/Sr ; Log Sr] sur la figure 25 ; ces deux familles de roches ont donc le même processus génétique, à savoir la cristallisation fractionnée. Par contre, l'examen des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initiaux montre qu'elles n'ont pas la même origine. En effet, pour les granites, la valeur de ce rapport est de 0,707, ce qui permet d'envisager une différenciation magmatique à partir d'un mélange de matériel crustal et de matériel mantelique, la proportion de ce dernier étant de l'ordre de 25 %. Au contraire, les granodiorites, dont le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial atteint, au maximum, une valeur de 0,7015 proviendraient de la

différenciation d'un magma d'origine mantelique seule.

Dans une note récente consacrée aux granites hercyniens des massifs hercyniens du Tichka, de la Haute Moulouya et du Maroc central, VOGEL et al. (1976) émettent l'hypothèse, fondée sur des données chimiques, pétrologiques et géophysiques, que les différentes roches plutoniques hercyniennes du Maroc sont issues de deux types de magmas différents. Leur argumentation peut se résumer comme suit. Il y a 320 M.A. les phases de préfracturation entre l'Amérique du Nord et l'Afrique provoquent une extension et un amincissement de la lithosphère et sont accompagnées d'une montée de matériel mantelique dans la croûte inférieure. La montée de ce matériel de composition dioritique provoque une fusion de la croûte inférieure ce qui engendre un magma de composition moyenne granodioritique qui s'élève diapiriquement. Dans les cas du massif du Tichka et de la Haute Moulouya, les deux magmas en voie de différenciation s'élèvent conjointement et localement des mélanges peuvent se produire. Dans le massif du Tichka les roches représentatives des deux magmas affleurent ; dans la Haute Moulouya les roches provenant du magma dioritique n'affleurent pas, mais sont probablement immédiatement sous le chapeau granitique. C'est la raison pour laquelle il n'existe pas d'anomalie gravimétrique négative sous ces deux massifs. Dans le Maroc central, affleurent seulement les roches issues du magma originaire de la croûte inférieure, le magma dioritique restant loin en profondeur comme l'indique la forte anomalie gravimétrique négative. Cette hypothèse rend bien compte de l'origine profonde des granites hercyniens ; une étude plus systématique des différentes catégories de roches du massif du Tichka permettrait de confirmer, ou d'infirmer, l'hypothèse de l'existence de deux magmas originels. Par contre, l'âge de 320 M.A. proposé comme étant celui du début des phénomènes magmatiques ne correspond pas aux âges calculés, ni dans le Jebel Tichka, ni dans la Haute Moulouya où la fin de la mise en place des granodiorites se situe, au moins, vers 320 M.A. Si le mécanisme de genèse des magmas granodioritiques que proposent VOGEL et al. (1976) s'avère correct, il débute bien avant cette date.

### III - MAROC CENTRAL

#### 1. CADRE GEOLOGIQUE

Différents granites affleurent dans le socle nord-mésétien, en particulier dans l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès (granites des Zaer, d'Oulmès, de Moulay Bou Azza), et dans le synclinorium axial du Fourhal-Telt (granite du Ment). Les auteurs qui ont étudié cette région du Maroc considèrent la fin de la mise en place de ces granites hercyniens comme tardi ou post-tectonique. TERMIER (1936) situe celle du granite des Zaer entre la phase orogénique paroxysmale, post-westphalienne à anté-autunienne, et une phase tardive post-autunienne. La mise en place du granite d'Oulmès (TERMIER et al., 1950), intrusif dans des formations presque partout constituées par des schistes antérieurs à l'Ordovicien moyen, est postérieure au Westphalien et antérieure au dépôt de l'Autunien de Khenifra. Le granite du Ment est une roche non orientée qui recoupe les structures résultant de la phase de plissement 4 (RIBEYROLLES, 1972), phase qui se situe à la limite entre le Namurien et le Westphalien. Le petit massif de Moulay Bou Azza apparaît, au Sud-Ouest d'Oulmès, à la faveur d'un accident qui prolongerait la faille des Smaala.

#### 2. APERCU PETROGRAPHIQUE

Tous les échantillons étudiés correspondent à des granites calco-alcalins à biotite, muscovite, quartz, feldspaths potassiques et plagioclases. Ces roches ont subi une pneumatolyse qui provoque la chloritisation des biotites et la muscovitisation des plagioclases. Il y a donc deux générations de muscovite : la première est contemporaine des autres minéraux constitutifs des roches, tandis que la seconde, qui s'est développée aux dépens des plagioclases, est tardive et envahit parfois toute la roche.

#### 3. RESULTATS ISOTOPIQUES

Trois muscovites, une roche totale et la biotite correspondante ont été analysées. Les résultats analytiques sont consignés dans le tableau XIV. Mis à part l'âge de  $275 \pm 7$  M.A. obtenu par le calcul du couple roche totale - biotite du granite de Moulay Bou Azza (ech. 181), les autres datations ont été faites par la méthode dite conventionnelle avec un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial de 0,712. Les résultats sont les suivants : deux muscovites du granite d'Oulmès

ont donné respectivement  $268 \pm 7$  M.A., pour l'échantillon n° 18, et  $271 \pm 7$  M.A., pour l'échantillon n° 20, alors que la muscovite du granite du Ment (ech. 21) livre un âge de  $243 \pm 6$  M.A.

#### 4. DISCUSSION DES RESULTATS

Le nombre très faible de mesures et l'absence d'isochrones de roches totales ne permettent pas de préciser l'époque de mise en place et l'origine des différents granites du Maroc central. Néanmoins et malgré une discordance sur les âges conventionnels des muscovites, les résultats confirment que ces granites hercyniens sont tardifs à post-tectoniques.

Tableau XIV  
Granites du Maroc central.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ {2}
M 18	1052	48,72	62,53	0,9590
M 20	1173	6,54	519,5	2,785
M 21	1756	11,87	425,5	2,223
R 181	156,2	325	1,392	0,7094
B 181	596	11,18	154,0	1,326

{1} teneurs en  $\mu\text{g/g}$ , mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).

{2} rapports mesurés sur spectromètre de masse MS 2 S.

R = roche totale, B = biotite, M = muscovite.

## IV - REHAMNA

### 1. CADRE GEOLOGIQUE

A l'Ouest du Maroc, le massif des Rehamna forme, avec le massif des Jebilet, la partie méridionale de la Méséta marocaine, constituée par les terrains plissés et granitisés du socle hercynien.

Deux accidents majeurs, orientés Nord-Est - Sud-Ouest découpent ce massif dans lequel quatre épisodes principaux de déformation, antérieurs aux Westphalo-Autunien, ont été mis en évidence. Ces phases tectoniques affectent avec une intensité variable les différentes parties du massif ; elles sont accompagnées de phénomènes métamorphiques à gradient thermique de plus en plus élevé du Nord au Sud. (HOEPPFNER et al., 1972 et MICHARD, 1976)

Le magmatisme, après un premier épisode intraviséen, se manifeste après le paroxysme orogénique. On note les mises en places successives :

- de granites et de microgranites associés, par exemple dans les batholites de Si Mohamed Jerari, de Ras El Abiod... ;

- de filons de dacitoïdes, qui recoupent les terrains jusqu'au Dévo-nien et au Viséen supérieur probable, sans jamais traverser les conglomérats westphalo-autuniens ;

- de laves acides, telles que des rhyolites et des dacites du West-phalo-Autunien, émises pendant et après le dépôt des conglomérats.

L'échantillonnage a porté sur les granites des batholites de Si Mohamed Jerari et de Ras El Abiod, sur différents filons de dacitoïdes, ainsi que sur les micaschistes qui affleurent le long ou à proximité immédiate de la route principale n° 7 entre Skour des Rehamna et Benguerir.

### 2. APERCU PETROGRAPHIQUE

#### a. Les micaschistes

L'observation microscopique permet de constater qu'il existe deux générations de minéraux dans tous les micaschistes échantillonnés. La première comprend principalement des biotites, des chlorites et des muscovites en petites

lamelles qui, avec les quartz étirés, dessinent la foliation. La deuxième génération est constituée surtout de grandes biotites fréquemment poecilitiques et obliques sur la foliation, ainsi que de staurotides et de grenats autour desquels la foliation est rebroussée.

*b. Les roches éruptives*

Les roches éruptives échantillonnées comprennent différents granites et des roches filoniennes.

L'observation des lames minces permet, en effet, de distinguer plusieurs catégories de granites. Les granites calco-alcalins sont hétérogranulaires ; dans un fond grenu, formé de plagioclases oligoclasiques, de quartz et de rares biotites, on note la présence de phénocristaux de microcline pouvant atteindre 1 cm (éch. 57 et 389). D'autres roches, formées essentiellement de plages de plagioclase et de quartz en association graphique, et de quelques grands cristaux de plagioclases subautomorphes et de quartz rhyolitiques, sont à rapprocher des granites hypovolcaniques (éch. 773). D'autres granites enfin, à tendance pegmatitique, très altérés, sont formés essentiellement de feldspaths potassiques, de muscovite en grandes lamelles et de quartz (éch. 777).

Les roches filoniennes étudiées sont des dolérites-diabases généralement altérées et pneumatolisées, où l'on peut reconnaître des plagioclases, de la hornblende, de l'olivine, de la chlorite, ainsi que l'épidote et de la calcite qui proviennent de la dégradation de la biotite et de la hornblende.

3. RESULTATS ISOTOPIQUES

*a. Les micaschistes et les pegmatites associées*

Six échantillons ont été prélevés : quatre micaschistes et deux pegmatites à muscovite associées. Pour les quatre micaschistes, la roche totale et la fraction fine inférieure à 2 μ ont été analysées, ainsi que la biotite pour trois d'entre eux. En ce qui concerne les deux pegmatites, seule la muscovite a été analysée, les feldspaths présentant des signes d'altération. L'ensemble des résultats analytiques est consigné dans le tableau XV et illustré sur la figure 26. Seule la muscovite d'une des deux pegmatites (éch. 779) permet de calculer, par la méthode conventionnelle et en utilisant un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial de 0,712, un âge de  $272 \pm 8$  M.A. Dans l'état actuel des mesures, les résultats obtenus sur les micaschistes s'avèrent inutilisables : les quelques points représentatifs, tant des roches totales que des fractions fines et des

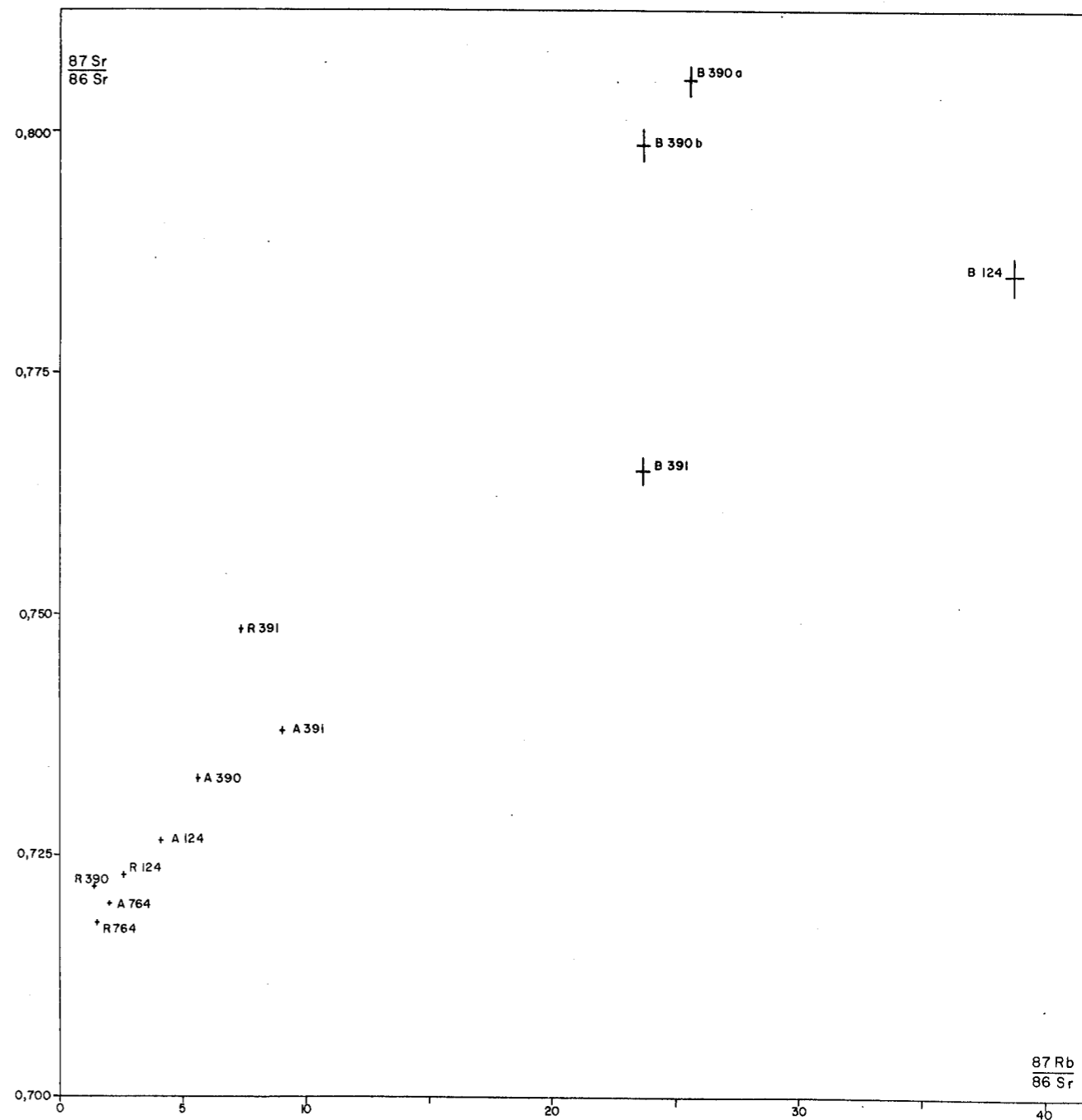


Fig. 26 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales, les biotites et les fractions fines inférieures à 2 μ des micaschistes des Rehamna.



Tableau XV

Micaschistes et pegmatites associées des Rehamna.

Numéros des échantillons	Rb { <sup>1</sup> }	Sr { <sup>1</sup> }	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr { <sup>2</sup> }
R 124	149,3	164,2	2,635	0,72310 ± 0,00055
B 124	575	43,36	38,38	0,7853 *
A 124	165,7	117,4	4,091	0,72638 ± 0,00022
R 390	93,77	202	1,391	0,72168 ± 0,00025
B 390 a	312	35,42	25,48	0,8056 *
B 390 b	306	37,67	23,56	0,7987 *
A 390	205	105,7	5,613	0,73286 ± 0,00039
R 391 a	164,4	65,64	7,259	0,74860 ± 0,00026
R 391 b	159,6	64,78	7,141	0,74849 ± 0,00022
B 391	413	48,67	24,57	0,7651 *
A 391	196,5	71,65	7,949	0,7378 *
R 764	93,47	185,6	1,460	0,71803 ± 0,00031
A 764	141,3	203	2,018	0,72020 ± 0,00033
M 776	842	66,70	36,53	0,8350*
M 779	999	21,18	136,8	1,257 *

{<sup>1</sup>} teneurs en µg/g, mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).

{<sup>2</sup>} les rapports <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr avec astérisque ont été mesurés sur spectromètre de masse MS 2 S ; les autres l'ont été sur TSN 206 S avec une erreur qui correspond à 2 σ.

R = roche totale, A = fractions fines <2µ, B = biotite, M = muscovite.

biotites sont dispersés. Plusieurs raisons peuvent être invoquées pour expliquer cette dispersion.

- Il y a d'abord l'altération météorique des échantillons et en particulier des fractions phylliteuses. En effet, les diagrammes de rayons X des fractions fines indiquent la présence, dans deux d'entre elles (éch. 124 et 391), de 15 % de smectite mélangée à l'illite et à la chlorite. Etant donné que le métamorphisme atteint l'épizone, l'indice de cristallinité des illites se situe entre 2,1 et 2,7, la présence de smectite peut être raisonnablement interprétée comme un signe d'altération météorique (PAQUET, 1970). Dans ces conditions, la position des points représentatifs des fractions fines dans un diagramme [<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ; <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr] n'a plus aucune signification, car l'altération météorique entraîne un départ anarchique de strontium 87 radiogénique par rapport au strontium commun (CLAUER, 1976). On peut envisager que les biotites des deux échantillons dont les fractions fines contiennent de la smectite (B 124 et B 391) sont également altérées et que la position de leurs points représentatifs est quelconque.

- Il y a également le fait que les schistes sont polyphasés. L'étude en lame mince a, en effet, montré l'existence d'au moins deux générations de minéraux. Or CLAUER (1976) a montré que l'étude géochronologique de schistes polymétamorphiques est délicate et qu'en particulier les points représentatifs des roches totales sont rarement alignés dans un diagramme classique. C'est d'ailleurs ce que l'on observe ici. Les différentes phases métamorphiques provoquent certainement des ouvertures plus ou moins complètes des systèmes constitués par les roches. En toute rigueur, le faible nombre d'échantillons analysés ne permet pas d'envisager que l'alignement formé par trois des quatre points représentatifs des micaschistes (R 764, R 124 et R 391) correspond à l'une des deux phases métamorphiques identifiées par l'étude pétrographique.

- Reste le cas de deux fractions fines (A 764 et A 390) et d'une biotite analysée deux fois (B 390 et B 390 b). Les quatre points s'alignent, mais les rayons X ont également révélé des traces de smectites dans les fractions fines. Là non plus l'altération météorique ne peut être complètement écartée.

Finalement, le faible nombre de mesures, l'existence d'une altération météorique d'importance variable, l'absence de critères permettant de préciser l'influence des différentes phases de métamorphisme sur les équilibres isotopiques des roches totales, incitent à ne proposer, pour l'instant, aucune interprétation pour les résultats obtenus sur les micaschistes.

Tableau XVI  
Granites et roches filoniennes des Rehamna.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr {2}
B 22	780	17,16	131,6	1,276
M 38	624	12,72	142,1	1,287
R 389	192,5	55,20	10,08	0,7419
R 767	51,30	1086	0,137	0,7074
R 768	60,29	1343	0,130	0,7059
R 770	52,32	660	0,230	0,7047
R 773	255	38,15	20,05	0,7968
M 777	855	55,43	44,66	0,9009
{3}				
R 57	226	15,7	41,73	0,8877
R 58	206	3,02	222,7	1,5997
R 59	302	16,9	52,9	0,9156
R 60	136	496	0,7847	0,7078

{1} teneurs en µg/g, mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).  
{2} rapports mesurés sur spectromètre de masse MS 2 S.  
{3} d'après Hurley et al. (1977).  
R = roche totale, B = biotite, M = muscovite.

b. Les roches éruptives

Outre les analyses effectuées au laboratoire de Rabat, celles de HURLEY et al. (1977) ont été utilisées. L'ensemble des résultats est consigné dans le tableau XVI et illustré sur la figure 27. En tout, neuf échantillons provenant du batholite de Si Mohamed Jerari et Ras El Abiod, ont été analysés en roche totale ; sept des points représentatifs s'alignent suivant une isochrone dont les caractéristiques sont les suivantes :  $t = 273 \pm 2$  M.A. et une ordonnée à l'origine de  $0,7047 \pm 0,0026$ . Les deux autres points de roches totales sont au-dessus de cette isochrone. Deux muscovites et une biotite ont également été analysées. La muscovite, M 777, d'un échantillon du granite de Ras El Abiod permet de calculer, par la méthode conventionnelle avec un rapport <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr initial de 0,712, un âge de  $275 \pm 7$  M.A. ; par la même méthode la muscovite, M 38, d'une pegmatite associée à ce granite livre un âge de  $287 \pm 8$  M.A., alors que la biotite d'un échantillon de granite prélevé à la bordure Sud du batholite de Si Mohamed Jerari, est datée de  $290 \pm 9$  M.A.

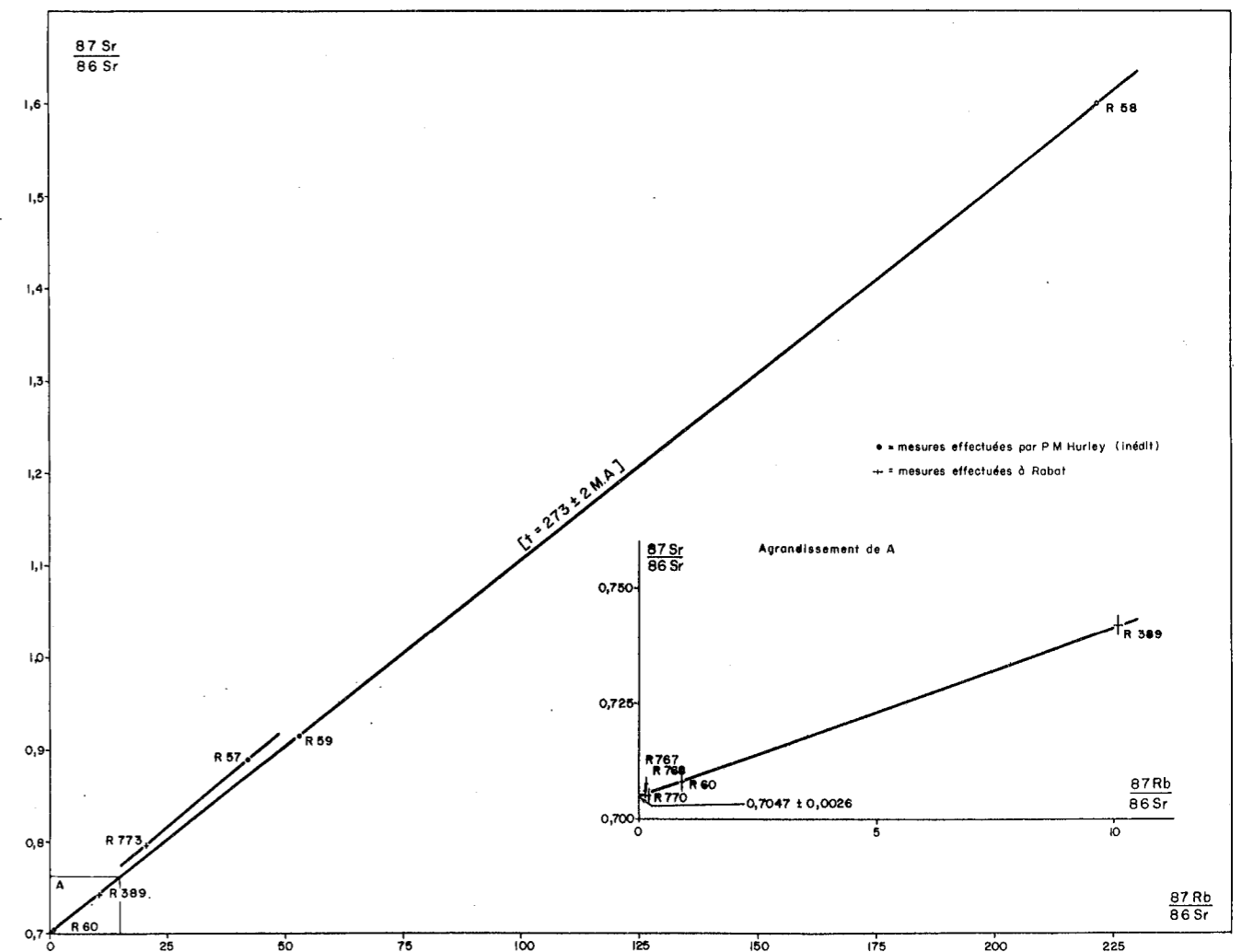


Fig. 27 - Diagramme [<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ; <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr] pour les roches totales des granites et des roches filoniennes des Rehamna.

#### 4. DISCUSSION DES RESULTATS

Sur l'isochrone construite à partir des points représentatifs des roches totales figurent à la fois quatre granites et trois roches filoniennes qui sont, en principe, postérieures et devraient donc être, en toute rigueur, traitées séparément. Etant donnés les faibles rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  de ces roches filoniennes, leurs points représentatifs se trouvent pratiquement à l'origine de l'isochrone qui est essentiellement définie par les quatre autres points ; les caractéristiques de cette isochrone restent d'ailleurs inchangées si le calcul n'utilise que ceux-ci. L'âge obtenu,  $273 \pm 2$  M.A., correspond à l'Autunien. Les observations de terrains situent la mise en place des granites et des roches filoniennes avant le dépôt des conglomérats westphalo-autuniens, encore que l'absence de fossile ne permette pas d'attribuer un âge précis à ces conglomérats. La période westphalo-autunienne va de 310 à 260 M.A. et l'âge obtenu se trouve dans cet intervalle de temps. De plus, les minéraux séparés donnent, aux erreurs analytiques près, des âges comparables, ce qui implique qu'aucun événement métamorphique n'est venu modifier, après leur mise en place, l'équilibre isotopique des roches. Bien que ces résultats soient très fragmentaires l'hypothèse d'un âge uniquement Autunien pour les conglomérats postérieurs aux granites et aux roches filoniennes peut être envisagée. Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial de ces roches éruptives témoigne d'un origine mixte, à la fois mantelique et crustale. La construction d'un diagramme [Log Rb/Sr ; Log Sr], figure 25, montre une répartition linéaire des points représentatifs ; ces roches proviennent donc de la différenciation d'un magma issu du mélange d'un matériel crustal et d'un matériel mantelique, la proportion de ce dernier dans le mélange étant de l'ordre de 50 %.

Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer la position des points représentatifs des roches filoniennes sur l'isochrone des granites : celles-ci proviennent, soit du même magma, soit d'un magma différent mais de composition voisine et de même âge que celui des granites.

Etant donné que l'altération des quatre échantillons de micaschistes ne permet pas de donner de résultats chiffrés, aucun âge ne peut être avancé, dans l'état actuel des mesures, sur l'âge des phénomènes métamorphiques dans les Rehamna. Par contre l'âge obtenu pour les roches éruptives et filoniennes montre, en accord avec les observations de terrain, qu'elles sont tardives à post-tectoniques.

#### V - JEBILET

##### 1. CADRE GEOLOGIQUE

Les Jebilet forment, à 7 km environ au Nord de Marrakech, un chaînon de Paléozoïque plissé ayant une longueur, Est-Ouest de 170 km, et une largeur Nord-Sud, de 7 à 40 km. Les granites affleurent dans les Jebilet centrales où les deux phases probables de métamorphisme et de granitisation apparaissent liées aux plissements post-viséens (HUVELIN, 1970 et 1975 ; MICHARD, 1976). Les granites, en forme de batholites circonscrits à contours nets, recourent les plis qui affectent les terrains du Viséen supérieur et du Namurien. Ils sont traversés par des filons et des feuilletés de granites alcalins et sont coiffés par endroit, "de granites à muscovite et de greisen", témoins de l'importance des phénomènes pneumatolytiques. HUVELIN (1975) considère que la granitisation est, au moins en partie, syntectonique, car les granites ont subi des déformations synschisteuses. La granitisation se poursuit après les déformations comme le montrent "des phénoblastes nettement post-tectoniques, en particulier des biotites chloritisées", observés dans les schistes de l'auréole de contact et qui seraient les témoins d'une activité déjà affaiblie du granite.

##### 2. APERCU PETROGRAPHIQUE

Les granites échantillonnés proviennent du Jebel Bramram à l'Ouest et des Oulad Ouaslam à l'Est des Jebilet centrales. Les cinq échantillons étudiés comprennent des granites riches en biotite et en phénocristaux de feldspaths potassiques (éch. 392 et 393) et des granodiorites (éch. 396, 397 et 400). Une légère cataclase est soulignée, dans certaines lames, par l'alignement de quartz finement cristallisés. Dans toutes les lames on observe en outre deux générations de minéraux. Ceux de la première génération sont des plagioclases envahis par de la séricite, de l'épidote et de la calcite, des amas ferromagnésiens transformés en chlorite et muscovite, de la biotite fortement chloritisée et, occasionnellement, des grenats. Les minéraux de deuxième génération sont représentés par des feldspaths potassiques généralement en phénocristaux, des plagioclases frais surtout albitiques, de la biotite et des grandes plages micacées, formées de chlorite, de muscovite et parfois de biotite, et qui se sont développées à

l'emplacement de minéraux de première génération.

### 3. RESULTATS ISOTOPIQUES

Cinq échantillons ont été analysés en roche totale, ainsi que la biotite de trois d'entre eux. A ces mesures s'ajoutent celle de HURLEY et al. (1977). L'ensemble des résultats analytiques est reporté dans le tableau XVII et illustré sur la figure 28. Aucun alignement ne peut être tracé à partir des points représentatifs des roches totales qui sont dispersés. Trois couples, roches totale - biotite, permettent de calculer les âges suivants :  $297 \pm 9$  et  $296 \pm 9$  M.A. pour deux granites calco-alcalins du Jebel Brambram (éch. 392 et 393) et  $319 \pm 10$  M.A. pour une granodiorite (éch. 396) des Oulad Ouaslam, à l'Est des précédents.

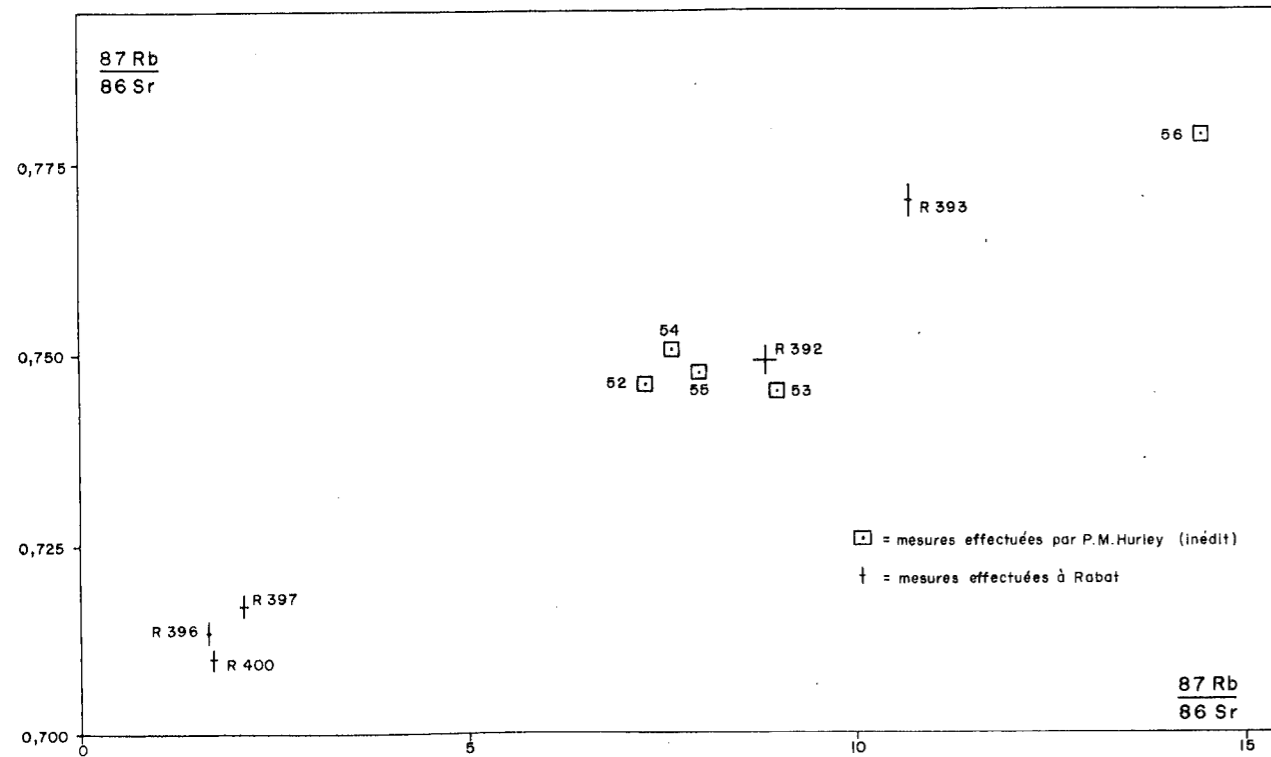


Fig. 28 - Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites et des granodiorites des Jebilet.

Tableau XVII  
Granites et granodiorites des Jebilet.

Numéros des échantillons	Rb {1}	Sr {1}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ {2}
R 392	264	86,33	8,853	0,7490
B 392	1115	4,58	702,2	3,772
R 393	267	72,36	10,703	0,7699
B 393	1162	5,96	572,4	3,208
R 396	154,4	275	1,660	0,7134
B 396	349	13,64	73,86	1,052
R 397	166,6	227	2,121	0,7166
R 400	156,4	268	1,690	0,7103
{3}				
R 52	235	93,4	7,303	0,7463
R 53	256	81,1	9,005	0,7450
R 54	260	97,0	7,645	0,7507
R 55	258	92,4	7,986	0,7474
R 56	319	63,3	14,45	0,7783

{1} teneurs en  $\mu\text{g/g}$  mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique).

{2} rapports mesurés sur spectromètre de masse MS 2 S.

{3} d'après Hurley et al. (1977).

R = roche totale, B = biotite.

#### 4. DISCUSSION DES RESULTATS.

La dispersion des points représentatifs des roches totales dans un diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] témoigne d'une inhomogénéité isotopique dans l'ensemble du massif granitique, du moins à l'échelle de l'échantillonnage. La présence systématique, dans tous les échantillons étudiés, de deux générations de minéraux, l'intense transformation, de type pneumatolytique, des granites dans certaines zones du massif, témoignent de la complexité de leur histoire. Il est probable qu'ils ont été le siège de migrations du rubidium et du strontium et qu'ils ne se sont pas comportés en système clos vis à vis de ces éléments de façon synchrone.

Les âges obtenus à partir des couples roche totale - biotite permettent seulement de dire que les granites et granodiorites analysés ont, au minimum, 300 à 320 M.A., ce qui est conforme aux observations de terrain puisque ces granites recoupent les plis affectant le Viséen supérieur et le Namurien, la limite entre ces deux étages de situant vers 325 M.A. Ces résultats confirment que les granites de Jebilet, comme tous ceux étudiés dans ce mémoire, se sont mis en place après les phases tectono-métamorphiques principales de l'orogénèse hercynienne.

#### VI - RAPPEL DES RESULTATS OBTENUS PAR DIFFERENTS AUTEURS SUR L'ENSEMBLE DU MAROC ET RELATIFS À L'OROGENESE HERCYNIE

De nombreuses études isotopiques, menées principalement par les méthodes classiques Rubidium - Strontium, Potassium - Argon et Uranium - Plomb, ont été effectuées sur divers types de roches et de minéraux provenant des différents domaines structuraux du Maroc. Les résultats de certaines d'entre elles témoignent de l'influence des phénomènes hercyniens.

- Dans le Domaine rifain, les "orthogneiss anatectiques à cordiérite et sillimanite" du Hacho de Ceuta, étudiés par la méthode Rubidium - Strontium, fournissent une isochrone de roches totales avec un âge de  $290 \pm 4$  M.A. Selon BERNARD-GRIFFITHS et al. (1977), "le phénomène thermique responsable de l'anatexie et du métamorphisme à sillimanite et cordiérite serait donc hercynien".

- Dans le Domaine de la Chaîne atlasique, PELLAS (1962) a étudié les propriétés optiques et les variations des intervalles réticulaires de l'allanite radioactive d'Azgour, au Nord-Est du Massif du Tichka ; il a ainsi pu déterminer que ce minéral avait un âge compris entre 270 et 290 M.A. Les vulcanites acides du Précambrien terminal de ce même Domaine atlasique et du Domaine anti-atlasique, étudiées par les méthodes Rubidium - Strontium et Potassium - Argon (CHOUBERT et al. 1965 ; CHARLOT et al., 1970), sont également sensibles aux remobilisations hercyniennes. Dans le Haut-Atlas, en particulier, des rhyolites étudiées simultanément par la méthode Rubidium - Strontium appliquée aux roches totales et par la méthode Uranium - Plomb appliquée aux zircons, ont permis de montrer que l'influence hercynienne perturbe l'équilibre du strontium radiogénique, alors que celui des isotopes de l'Uranium, du Thorium et du Plomb des zircons ne paraît pas affecté (JUERY et al., 1974).

- Dans le Domaine de l'Anti-Atlas, outre le comportement des rhyolites, de nombreux résultats mettent en évidence l'influence des phénomènes hercyniens. Au Sud de la boutonnière de Bou Azzer, les syénites du Jebel Boho, recouvertes par l'Adoudounien moyen et supérieur, ont également été étudiées par la méthode Rubidium - Strontium (CHARLOT et al., 1970) et par la méthode Uranium - Plomb

appliquée aux zircons (DUCROT et al., 1976). Les résultats discordants obtenus sont interprétés comme étant la conséquence d'un comportement différent des systèmes rubidium - strontium et uranium - plomb lors d'un métamorphisme hercynien : le premier système est perturbé, alors que le second ne l'est pas (DUCROT et al., 1976). La brannérite de Bou Azzer est datée, par la méthode Uranium - Plomb, de  $240 \pm 10$  M.A. (LEDENT, 1964) ; cet âge correspondrait, dans cette région, à la phase hercynienne la plus récente qui provoque des structures Est - Ouest et représente la dernière phase d'écrasement des gisements de cobalt (LEBLANC, 1975). Dans la boutonnière du Kerdous, la biotite du granite de Tafraoute, analysée par les méthodes Rubidium - Strontium et Potassium - Argon, livre un âge hercynien (CHARLOT et al., 1970), tandis que l'âge obtenu par isochrone de roches totales est Cambrien (CHARLOT, 1975). Cette différence résulte d'un réajustement isotopique de la biotite à la suite d'un événement thermique hercynien. La même observation peut être faite dans la boutonnière d'Ifni sur les granites de Mesti, Mirleft et Ifni, étudiés par la méthode Rubidium - Strontium : les isochrones de roches totales livrent des âges précambriens, tandis que les minéraux séparés de ces mêmes roches donnent des âges hercyniens (BENZIANE, 1974 ; YAZIDI, 1976). Dans cette boutonnière, le réajustement isotopique de certains minéraux, en particulier des biotites, doit être également attribué à un événement hercynien.

Dans les Domaines du Rif et de l'Anti-Atlas, l'orogénèse hercynienne provoque donc des réajustements isotopiques dans les minéraux des roches plutoniques et même dans les roches totales pour les vulcanites acides. Elle provoque également, d'une part des phénomènes anatectiques dans le Rif et d'autre part des minéralisations dans des conditions très particulières, comme à Azgour dans le Haut Atlas et à Bou Azzer dans l'Anti-Atlas.

## CONCLUSION GENERALE

Les études pétrographique, microtectonique et isotopique de quelques massifs plutoniques et des formations cristallophylliennes encaissantes ont permis de préciser l'histoire hercynienne des Domaines mésétien et de la chaîne atlasique du Maroc, ainsi que l'origine de certains massifs éruptifs. Ces études, menées conjointement, ont permis de montrer, en particulier pour la Haute Moulouya, qu'il était possible de "caler" les phénomènes tectono-métamorphiques par rapport à l'intrusion des roches éruptives et de proposer une hypothèse logique pour expliquer des résultats géochronologiques qui paraissent anormaux en première analyse.

### I - SYNTHÈSE DES RESULTATS GEOCHRONOLOGIQUES

Du Dévonien supérieur au Trias, l'orogénèse hercynienne se traduit, au Maroc, par une succession de phases dont les effets varient suivant les régions, comme le souligne, en particulier, CHOUBERT (1951). A ces différentes phases correspondent des phénomènes métamorphiques et des mises en place de roches éruptives, principalement des granites, qui affleurent sous la forme de massifs circonscrits à bords nets. Les roches métamorphiques et plutoniques ont été inégalement échantillonnées et étudiées, mais leur large répartition géographique et les résultats radiométriques obtenus pour l'ensemble des domaines de la chaîne atlasique et mésétien permettent de proposer une succession des différentes manifestations hercyniennes, puis de la comparer aux principales étapes de l'évolution varisque résumée par MICHARD (1976).

- Vers 355 M.A., au Dévonien supérieur, se produit un métamorphisme général étudié dans la Haute Moulouya. L'observation en lame mince a permis de distinguer deux phases de déformations liées à ce phénomène. Cette subdivision n'a pas pu être confirmée par l'étude géochronologique. On peut alors envisager que les deux phases tectono-métamorphiques ne sont séparées que par un court intervalle de temps ou qu'elles se sont succédées sans discontinuité.

Cette dernière hypothèse rejoint celle de MICHARD (1976) fondée sur le fait que les effets respectifs de ces deux phases sur le socle paléozoïque ancien ne peuvent généralement pas être distingués. Ces deux phases tectono-métamorphiques pourraient correspondre aux deux "phases bretonnes" qui sont placées entre le Dévonien supérieur (Famennien) et le Carbonifère inférieur (Tournaisien - Viséen inférieur).

- Vers 335 M.A., au Viséen supérieur, se mettent en place les granodiorites de la Haute Moulouya. Cet épisode plutonique se rattacherait pour l'ensemble du Maroc, à la phase dite "sudète précoce".

- Vers 310 M.A., au Carbonifère moyen, à la limite des étages Namurien et Westphalien, se mettent en place les granites s.l. de la Haute Moulouya, du Tichka et probablement des Jebilet. Ces manifestations plutoniques pourraient être liées à la phase dite "asturienne précoce" qui est namuro-westphalienne et affecte plus particulièrement le domaine mésétien et l'Ouest du domaine de la chaîne atlasique.

- Vers 295 M.A., au Carbonifère supérieur, à la limite Westphalien - Stéphanien se produit une seconde et importante manifestation éruptive, avec la mise en place de granites hypovolcaniques, de filons d'aprites et de pegmatites associés à une phase pneumatolytique contemporaine d'une forte cataclase bien observable dans la Haute Moulouya et que l'on peut soupçonner dans le Tichka, les Rehamna et les Jebilet. Cet épisode, auquel peuvent également être associés des phénomènes anatectiques dans le Rif, pourrait se terminer par la mise en place des granites du Maroc oriental et correspondrait à la "phase asturienne s. s.", qui est westphalo-stéphanienne, et affecte dans leur ensemble les domaines mésétien et de la chaîne atlasique.

- Entre 270 M.A. et 240 M.A., durant le Permien, on note successivement une mise en place probable de granites dans les Rehamna, des remobilisations isotopiques dans les minéraux des roches plutoniques du Maroc oriental, du Maroc central et de l'Anti-Atlas et enfin la cristallisation de la brannérite de Bou Azzer qui serait liée à la dernière phase hercynienne datée au Maroc. Tous ces phénomènes pourraient être associés à la "phase saalienne s. l." dont les effets sont encore mal connus mais qui, au Maroc, affectent surtout la région de l'Ougarta au Sud-Est ; cette phase se traduit également par le jeu du décrochement sud-atlasique et des cassures au Nord de celui-ci.

En résumé, les roches plutoniques et filoniennes étudiées se sont, pour la plupart, mises en place entre le Viséen supérieur - Namurien et l'Autunien, donc en liaison avec la "phase asturienne s. l.", d'abord dans le domaine

de la chaîne atlasique puis dans le domaine mésétien. Par rapport à la phase majeure anté-viséenne, elles sont donc tardives à post-tectoniques. Les mesures effectuées montrent en outre qu'aucun événement n'est venu modifier l'équilibre isotopique de ces roches après l'orogénèse hercynienne.

## II - ORIGINE ET GENESE DES ROCHES PLUTONIQUES

L'étude isotopique, par la méthode Rubidium - Strontium, des roches granitiques hercyniennes du Maroc montre, dans tous les cas où la méthode des isochrones a pu être utilisée, que toutes ces roches ont en commun deux caractères essentiels :

- une origine mixte, à la fois mantelique et crustale, révélée par leur rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial. Leurs magmas originels proviennent du mélange entre des précurseurs manteliques et des roches crustales environnantes, la proportion de ce précurseur variant, suivant les cas, de 10 à 50 % ;

- un processus génétique qui est la cristallisation fractionnée. Seuls les granites calco-alcalins de la boutonnière d'Aouli dérivent plutôt d'une fusion partielle.

En fait, les modèles quantitatifs utilisés pour déterminer les processus génétiques des roches éruptives impliquent d'importantes simplifications. Ces modèles doivent donc être utilisés avec discernement et uniquement en association avec d'autres arguments, tels que l'observation de terrain et l'étude au microscope. Ils expriment seulement la valeur moyenne des teneurs en rubidium et en strontium des roches étudiées et aucun d'entre eux ne peut expliquer, à lui seul, les répartitions de ces éléments, comme le montre l'alignement suivant une courbe plutôt qu'une droite, des points représentatifs sur les diagrammes  $[\text{Log Rb/Sr} ; \text{Log Sr}]$  et  $[1/\text{Rb} ; 1/\text{Sr}]$ . Il faut donc admettre, dans tous les cas étudiés, la juxtaposition de plusieurs processus, ce que le modèle de mélange suivi d'une cristallisation fractionnée illustre parfaitement.

En résumé, les granites hercyniens étudiés sont tous issus de la différenciation de magmas d'origine mixte qui proviennent eux-mêmes d'un mélange de matériel mantelique et de matériel crustal. Ils présentent les caractéristiques essentielles des granites post-tectoniques.

III - APPORT DES OBSERVATIONS PETROGRAPHIQUES ET MICROTTECTONIQUES A L'INTERPRETATION DES MESURES GEOCHRONOLOGIQUES.

L'utilisation conjointe de différentes méthodes a permis, grâce à des recoupements systématiques, de résoudre de nombreux problèmes de datations, en particulier lors de l'existence de générations successives de minéraux comme dans les granites muscovitisés de la Haute Moulouya. Ainsi, dans ces granites, la datation des muscovites de deuxième génération, à  $303 \pm 6$  M.A., permet de dater les cisaillements dans les plans desquels elles sont alignées et de les regrouper dans le même épisode que les autres phénomènes pneumatolytiques. De même, l'âge obtenu à partir des fractions fines inférieures à  $2 \mu$  des roches métamorphisées lors des phases tectono-métamorphiques 1 et 2, n'a pu être interprété que grâce à la mise en évidence des cisaillements et des phénomènes pneumatolytiques concomittants.

Dans la Haute Moulouya, la chronologie relative établie à partir des observations tectoniques effectuées au microscope a été datée grâce aux mesures géochronologiques et ensuite, parallélisée avec l'étude des déformations anté-triasiques faite sur le terrain par VAUCHEZ (1976). Ainsi, les phases tectono-métamorphiques I et II se situent vers 355 M.A. ; les venues plutoniques et le métamorphisme de contact, vers 315 - 320 M.A., sont suivis par les cisaillements de la dernière phase tectonique, contemporains de la muscovitisation et des intrusions filoniennes. Ces cisaillements traduisent à l'échelle de l'échantillon, les effets de la dernière phase fracturante qui correspond, sur le terrain, à la phase IV vers 300 M.A.

B I B L I O G R A P H I E

- ALBAREDE F. et CONDOMINES M. (1976) - La Géochimie. Presse Univ. France, 759, 126 p.
- ALDRICH L.T., WETHERILL G.W., TILTON G.R. et DAVIS G.L. (1976) - The half-life of  $^{87}\text{Rb}$ . Phys. Rev., 104, p. 1045-1047.
- ALLEGRE C.J. et DARS R. (1966) - Chronologie au rubidium-strontium et granitologie. Geol. Rdsch., 55, p. 226-237.
- ALLEGRE C.J. (1967) - Introduction à la géochronologie des systèmes ouverts. Thèse Doc. ès Sci., Fac. Sci. Paris, 340 p.
- BENZIANE F. (1974) - Etude pétrologique et géochronologique des granites de la boutonnière précambrienne d'Ifni (Maroc). Thèse 3ème cycle, Univ. sci. med. Grenoble, 122 p.
- BERNARD-GRIFFITHS J. (1975) - Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique : le Bas Limousin. Ann. Sci. Univ. Clermont. 55, Géol. Minéral. 27, 243 p.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M. et KORNPROBST J. (1977) - Age des Gneiss du Hacho de Ceuta : un évènement thermique hercynien dans la zone interne du Rif. 5ème R. ann. Sci. Terre, Rennes, p. 64.
- BONHOMME M., PHILIBERT J., ROQUES M. et VIALETTE Y. (1961) - Technique de la détermination des âges absolus par la méthode au strontium. Trav. Lab. Géol. Minér. Fac. Sci. Clermont, ser. Doc., 17, 59 p.



- BOTTINO M.L. et FULLAGAR P.D. (1968) - The effects of weathering on whole-rock Rb-Sr ages of granitic rocks. *Amer. Jour. Sci.*, 266, p. 661-670.
- BROOKS C. (1966) - The effect of mineral age discordancies on total-rock Rb-Sr isochrons of the Heemskirk granite, western Tasmania. *Jour. Geophys. Res.*, 71, p. 5447-5458.
- BROOKS C. (1968) - Relationship between feldspar alteration and the precise post-crystallisation movement of rubidium and strontium isotopes in a granite. *Jour. Geophys. Res.*, 73, p. 4751-4757.
- CHARLOT R., CHOUBERT G., FAURE-MURET A. et TISSERANT D. (1970) - Etude géochronologique du Précambrien de l'Anti-Atlas (Maroc). *Notes Mem. Serv. géol. Maroc*, 225, p. 99-134.
- CHARLOT R. (1975) - Etude géochronologique des granites du Massif de Tafraoute (Anti-Atlas marocain). *Can. Jour. Earth Sci.*, 12, p. 19-23.
- CHARLOT R. (1976) - The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco) : a geochronological synthesis. *Prec. Res.*, 3, p. 273-299.
- CHOUBERT G. (1951) - Essai de chronologie hercynienne. *Notes Serv. géol. Maroc*, 83, p. 9-78.
- CHOUBERT G., DIOURI M. et FAURE-MURET A. (1965) - Mesures géochronologiques récentes par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  au Maroc. *Notes Serv. géol. Maroc*, 183, p. 53-62.
- CLAUER N. (1974) - Utilisation de la méthode Rubidium-Strontium pour la datation d'une schistosité de sédiments peu métamorphisés : Application au Précambrien II de la boutonnière de Bou Azzer - El Graara (Anti-Atlas, Maroc). *Earth Planet. Sci. Letters*, 22, p. 404-412.

- CLAUER N. (1976) - Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. Thèse Doc. ès Sci. nat., Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 256 p.
- COMPSTON W. et JEFFERY P.M. (1961) - Metamorphic chronology by the rubidium-strontium method. *Ann. New-York Acad. Sci.*, 91, p. 185-188.
- DIDIER J. (1964) - Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 23, 254 p.
- DIDIER J. et LAMEYRE J. (1969) - Les granites du Massif Central français : étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contr. Miner. Petrol.*, 24, p. 219-238.
- DUCROT J., LEBLANC M. et LANCELOT J. (1976) - Datation U-Pb du volcan du Jbel Boho (Anti-Atlas, Maroc), problème de la limite Précambrien-Cambrien. 4ème R. ann. *Sci. Terre*, Paris, p. 146.
- EMBERGER A. (1961) - Le district plombifère de la Haute Moulouya. Observations sur la structure du socle ancien et de la couverture secondaire dans la région d'Aouli et de Mibladen. *Mines. Géol.*, Rabat, 13, p. 59-62.
- EMBERGER A. (1965) - Introduction à l'étude des minéralisations plombifères de la Haute Moulouya. *Notes Mem. Serv. géol. Maroc*, 181, p. 167-174.
- FAURE G. et HURLEY P.M. (1963) - The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts : Application to the origin of igneous rocks. *Jour. Petrol.*, 4, p. 31-50.
- FAURE G. et POWELL J.L. (1972) - Strontium isotope geology. Springer Verlag, Berlin, 188 p.
- FLYNN K.F. et GLENDENIN L.E. (1959) - Half-life and beta spectrum of  $^{87}\text{Rb}$ . *Phys. Rev.*, 116, p. 744-745.

- HAMET J. (1975) - Etude systématique par la méthode  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  des processus orogéniques de la Montagne Noire. Thèse Doc. ès Sci., Univ. Paris VII, 248 p.
- HANSON G.N. et GAST P.W. (1967) - Kinetic studies in contact metamorphic zones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, p. 1119-1153.
- HART S.R. (1964) - The petrology and isotopic mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. *Jour. Geol.*, 72, p. 493-525.
- HART S.R., DAVIS G.L., STEIGER R.H. et TILTON G.R. (1967) - A comparison of the isotopic mineral age variations and petrologic changes induced by contact metamorphism. In : *Radiometric dating for geologists*. Interscience Publishers Ed., p. 73-110.
- HART S.R. (1971) - K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A* 268, p. 573-587.
- HOEPPFNER C., JENNY P. et PIQUE A. (1975) - La tectonogenèse hercynienne dans le massif des Rehamna (Maroc). Ecaillages et coulissements symmétamorphiques en bordure du môle côtier mésétien. *Sci. géol., Bull.*, 28, p. 179-203.
- HURLEY P.M. (1968) - Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, p. 273-283.
- HURLEY P.M., FAIRBAIRN H.W., KANES W.H. et BOUDDA A. (1977) - Rb-Sr whole-rock age dating in the Anti-Atlas and Meseta of Morocco. In : *Variations in isotopic abundances of strontium, lead and argon, and related topics*. Twenty-first Progr. Rep., for 1974-1976, M.I.T. Geochronol. Inst., Mass-Inst. Techn., p. 115-126.
- HUVELIN P. (1970) - Chevauchements et écaillages précoces hercyniens des terrains anté-viséens dans le domaine atlasique (Maroc). *C.R. Acad. Sci., Paris, sér. D*, 270, p. 2760-2763.

- HUVELIN P. (1975) - Etude géologique et géologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). Thèse Doc. ès Sci., Univ. Nancy, ronéo.
- JÄGER E. (1970) - Rb-Sr systems in different degrees of metamorphism. *Eclog. Geol. Helv.*, 63, p. 163-172.
- JUERY A., LANCELOT J.R., HAMET J., PROUST F. et ALLEGRE C.J. (1974) - L'âge des rhyolites du P III du Haut Atlas et le problème de la limite Précambrien - Cambrien. 2ème R. ann. *Sci. Terre*, Pont à Mousson (Nancy), p. 230.
- LANPHERE M.A., WASSERBURG G.J., ALBEE A.L. et TILTON G.R. (1964) - Redistribution of strontium and rubidium isotopes during metamorphism, World Beates complex, Panamint Range, California. In : *Isotopic and Cosmic chemistry*, North Holland, p. 269-312.
- LEBLANC M. (1975) - Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt : Bou Azzer (Maroc). Thèse Doc. ès Sci., Univ. Paris VI, 329 p.
- LEDENT D. (1960) - Age absolu d'une brannérite de Bou-Azzer (Sud marocain). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 250, p. 1309-1311.
- MICHARD A. (1976) - Eléments de Géologie marocaine. *Notes Mem. Serv. géol. Maroc*, 252, 408 p.
- NICOLAYSEN L.O. (1961) - Graphic interpretation of discordant age measurements of metamorphic rocks. *Ann. New-York Acad. Sci.*, 91, p. 198-206.
- PAPANASTASSIOU D.A. et WASSERBURG G.J. (1969) - Initial strontium isotopic abundance and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. *Earth Planet. Sci. Letters*, 5, p. 361-376.
- PAQUET H. (1970) - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mem. Serv. géol. Als. Lorr., Strasbourg*, 30, 212 p.

- PELLAS P. (1962) - Essai de détermination de l'âge géologique à partir des distances réticulaires et des propriétés optiques des allanites radioactives. Bull. Soc. fr. Miner. Cristallogr., 85, p. 131-153.
- PETERMAN Z.E. et HEDGE C.E. (1970) - Related strontium and chemical variations in oceanic basalts. Geol. Soc. Amer. Bull., 82, p. 493-500.
- PHANEROZOIC TIME-SCALE (1964) - A symposium dedicated to Professor A. Holmes. Quart. Jour. Geol. Soc. London, 120 S, 458 p.
- RAGUIN E. (1966) - Sur la classification des granites et l'importance des granites de cratons. C.R. Acad. Sci., Paris, ser. D, 262, p. 333-336.
- RAGUIN E. (1970) - Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. Masson et C° Edit., 239 p.
- RIBEYROLLES M. (1972) - Etude tectonique et microtectonique d'un segment de la chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central (région située entre Aguelmous et Mrirt). Thèse 3ème cycle, Univ. Montpellier, 63 p.
- STEIGER R.H. et JÄGER E. (1977) - Subcommission of Geochronology : Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. (à paraître).
- TATSUMOTO M., HEDGE C.E. et ENGEL A.E.J. (1965) - Potassium, rubidium, strontium, thorium, uranium and the ratio of strontium 87 to strontium 86 in oceanic tholeiitic basalts. Science, 150, p. 886-888.
- TERMIER H. (1936) - Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. Notes Mem. Serv. Mines Carte géol. Maroc, 33, 4 tomes, 1566 p.
- TERMIER H., OWODENKO B. et AGARD J. (1950) - Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmès (Maroc central). Notes Mem. Serv. geol. Maroc, 82, 328 p.

- TERMIER H. et TERMIER G. (1971) - Le massif grano-dioritique du Tichka (Haut-Atlas occidental, Maroc). Notes Mem. Serv. géol. Maroc, 216, 240 p.
- TERMIER H., TERMIER G., LEUTWEIN F. et SONET J. (1972) - Sur l'âge varisque des plutonites du massif du Tichka (Maroc). Bull. Soc. fr. Miner. Cristal., 95, p. 124-127.
- TERMIER H. et TERMIER G. (1974) - Plissements superposés dans le massif du Tichka (Haut-Atlas, Maroc). C.R. Acad. Sci., Paris, sér. D, 278, p. 211-214.
- TURNER F.J. et VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology. MC Graw-Hill Book Company, New-York - Toronto - London, 694 p.
- UNION INTERNATIONALE DES SCIENCES GEOLOGIQUES (1966) - Tableau comparatif des échelles géochronologiques récemment publiées pour les temps phanérozoïques. Sci. Terre, 11, p. 367-373.
- VAUCHEZ A. (1976) - Les déformations anté-triasiques dans la boutonnière d'Aouli-Mibladen (Midelt, Maroc). C.R. Acad. Sci., Paris, sér. D, 282, p. 425-428.
- VIDAL P. (1976) - L'évolution pétrogénétique du Massif armoricain : Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse Doc. ès Sci., Univ. Rennes I, 142 p.
- VITRAC-MICHARD A. (1975) - Chronologie et développement d'une orogénèse. Exemple des Pyrénées Orientales. Thèse Doc. ès Sci, Univ. Paris VII, 140 p.
- VOGEL T.A., WILLIAMS E.T., PRESTON J.K. et WALKER B.M. (1976) - Origin of the late Paleozoic plutonic massifs in Morocco. Geol. Soc. Amer. Bull., 87, p. 1753-1762.
- WANLESS R.K., STEVENS R.D., LOVERIDGE W.D. (1970) - Anomalous parent-daughter isotopic relationships in rocks adjacent to the Grenville front near Chibougamau, Quebec. Eclog. Geol. Helv., 63, p. 345-354.

WENDT I., LENZ H., HARRE W. et SCHOELL M. (1970) - Total rock and mineral ages of granites from the southern Schwarzwald, Germany. *Eclog. Geol. Helv.*, 63, p. 365-370.

YAZIDI A. (1976) - Les formations sédimentaires et volcaniques de la boutonnière d'Ifni. Lithostratigraphie et chronologie du Précambrien supérieur. Thèse 3ème cycle, Univ. sci. med. Grenoble, 127 p.

L I S T E   D E S   F I G U R E S

	Pages
1. Schéma structural du Maroc, d'après MICHARD (1975), et localisation des affleurements étudiés ou cités.	2
2. Schéma géologique et structural de la Haute Moulouya, d'après EMBERGER. (1965)	16
3. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des roches métamorphiques résultant des phases tectono-métamorphiques 1 et 2 de la boutonnière d'Aouli.	24
4. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les fractions fines inférieures à 2 $\mu$ des roches métamorphiques résultant des phases tectono-métamorphiques 1 et 2 de la boutonnière d'Aouli.	25
5. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales et les fractions fines inférieures à 2 $\mu$ des roches cristallogéniques affectées par le métamorphisme de contact de la boutonnière d'Aouli.	26
6. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granodiorites de la boutonnière d'Aouli.	29
7. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites calco-alcalins de la boutonnière d'Aouli.	30
8. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites alcalins de la boutonnière d'Aouli.	31
9. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites muscovitisés de la boutonnière d'Aouli.	33
10. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour la roche totale, la biotite et la muscovite de l'échantillon 694 des granites muscovitisés de la boutonnière d'Aouli.	34
11. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les muscovites des granites muscovitisés de la boutonnière d'Aouli.	35
12. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites à structure graphique et des roches aplitiques de la boutonnière d'Aouli.	36
13. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des microgranites de la boutonnière d'Aouli.	38

Pages

14. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les feldspaths de pegmatites de la boutonnière d'Aouli.	39
15. Diagramme [Log Rb/Sr ; Log Sr] pour les granodiorites, les granites alcalins et les granites à structure graphique de la boutonnière d'Aouli.	43
16. Diagramme [ $^1\text{Rb}$ ; $^1\text{Sr}$ ] pour les granites calco-alcalins de la boutonnière d'Aouli.	45
17. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^1\text{Sr}$ ] pour les roches totales et les fractions fines des roches cristallogéniques affectées par le métamorphisme de contact de la boutonnière d'Aouli.	49
18. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites de la boutonnière de Bou Mia.	53
19. Diagramme [Log Rb/Sr ; Log Sr] pour les granites de la boutonnière de Bou Mia.	55
20. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites à structure graphique des boutonnières d'Aouli et de Bou Mia.	56
21. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites du Mekam, de Debdou et de Jerada, Maroc oriental.	58
22. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales et les biotites des granites du Boudoufoud, Maroc oriental.	58
23. Diagramme [Log Rb/Sr ; Log Sr] pour les granites du Maroc oriental.	61
24. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales, les orthoses et les biotites, des granites et des granodiorites du massif du Tichka.	65
25. Diagramme [Log Rb/Sr ; Log Sr] pour les roches plutoniques des massifs du Tichka, des Rehamna et des Jebilet.	66
26. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales, les biotites et les fractions fines inférieures à 2 $\mu$ des micaschistes des Rehamna.	73
27. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites et des roches filoniennes des Rehamna.	77
28. Diagramme [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ] pour les roches totales des granites et des granodiorites des Jebilet.	80

L I S T E D E S T A B L E A U X

	Pages
I. Roches cristallogéniques résultant des phases tectono-métamorphiques 1 et 2 de la boutonnière d'Aouli.	25
II. Roches cristallogéniques affectées par le métamorphisme de contact de la boutonnière d'Aouli.	26
III. Granodiorites de la boutonnière d'Aouli.	28
IV. Granites calco-alcalins de la boutonnière d'Aouli.	30
V. Granites alcalins de la boutonnière d'Aouli.	32
VI. Granites muscovitisés de la boutonnière d'Aouli.	32
VII. Echantillon 694 des granites muscovitisés de la boutonnière d'Aouli.	34
VIII. Granites à structure graphique de la boutonnière d'Aouli.	36
IX. Microgranites de la boutonnière d'Aouli.	38
X. Feldspaths des pegmatites de la boutonnière d'Aouli.	39
XI. Granites de la boutonnière de Bou Mia.	54
XII. Granites du Maroc oriental.	59
XIII. Granites et granodiorites du massif du Tichka.	64
XIV. Granites du Maroc central.	70
XV. Micaschistes et pegmatites associées des Rehamna.	74
XVI. Granites et roches filoniennes des Rehamna.	76
XVII. Granites et granodiorites des Jebilet.	81

T A B L E D E S M A T I E R E S

	Pages
INTRODUCTION .....	1

Première partie

LES METHODES EXPERIMENTALES

I. LE SPECTROMETRE DE MASSE DE RABAT .....	6
II. LES CONSTANTES UTILISEES .....	7
III. L'APPLICATION DE LA METHODE DES ISOCHRONES A L'ANALYSE DES ROCHES ERUPTIVES ET METAMORPHIQUES .....	7
A - L'étude isotopique des roches éruptives .....	8
B - L'étude isotopique des roches métamorphiques .....	9
C - Conclusion .....	10
IV. UTILISATION DU RUBIDIUM ET DU STRONTIUM COMME TRACEURS PETRO- GENETIQUES DES ROCHES PLUTONIQUES .....	10
A - Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial mesuré et l'origine des roches plutoniques .....	10
B - Les teneurs en Rubidium et en Strontium et les processus pétrologiques .....	11
a. Le modèle de cristallisation fractionnée .....	12
b. Le modèle de fusion partielle à l'équilibre .....	12
c. Le modèle de mélange, selon ALLEGRE et DARS (1965) .....	12

Deuxième partie

LA HAUTE MOULOUYA

Chapître I - LA BOUTONNIERE D'AOULI

I. CADRE GEOLOGIQUE .....	15
II. APERCU PETROGRAPHIQUE ET MICROTTECTONIQUE .....	17
A - Les roches cristallophylliennes .....	17

	Pages
B - Les roches éruptives .....	19
a. Les roches plutoniques .....	19
1. Les granodiorites .....	20
2. Les granites calco-alcalins .....	20
3. Les granites alcalins .....	20
4. Les granites muscovitisés .....	21
b. Les roches filoniennes .....	21
1. Les roches aplitiques .....	22
2. Les granites à structure graphique .....	22
3. Les microgranites .....	22
4. Les pegmatites .....	23
C - Conclusion .....	23
III. RESULTATS ISOTOPIQUES .....	23
A - Les roches métamorphiques .....	23
a. Les roches métamorphiques résultant des phases tectono- métamorphiques 1 et 2 .....	24
b. Les roches affectées par le métamorphisme de contact ..	27
c. Conclusion .....	27
B - Les roches éruptives .....	27
a. Les roches plutoniques .....	37
b. Les roches filoniennes .....	40
IV. DISCUSSION DES RESULTATS .....	40
A - La succession des événements métamorphiques et éruptifs dans la boutonnière d'Aouli .....	40
a. L'épisode métamorphique .....	40
b. L'épisode magmatique .....	41
c. L'épisode pneumatolytique .....	41
B - L'origine et la genèse des roches plutoniques et filoniennes de la boutonnière d'Aouli .....	41
a. L'origine et la genèse des granodiorites, des granites alcalins et des granites à structure graphique .....	42
b. L'origine et la genèse des granites calco-alcalins ....	44
C - L'influence des phénomènes pneumatolytiques sur les équi- bres isotopiques des roches plutoniques et métamorphiques..	46
a. Le cas des granites muscovitisés .....	46
b. Le cas des roches cristallographiques affectées par le métamorphisme de contact .....	48
D - L'examen des résultats géochronologiques discordants .....	50
a. Le cas de biotites extraites de granodiorites .....	50
b. Le cas des micas de deux granites alcalins .....	50

Chapître II - LA BOUTONNIERE DE BOU MIA

I. CADRE GEOLOGIQUE .....	51
II. APERCU PETROGRAPHIQUE .....	51

	Pages
III. RESULTATS ISOTOPIQUES .....	52
IV. DISCUSSION DES RESULTATS .....	52

Troisième partie

QUELQUES AUTRES MASSIFS PLUTONIQUES  
HERCINIENS DU MOYEN MAROC

I. LE MAROC ORIENTAL .....	57
II. LE MASSIF DU TICHKA .....	63
III. LE MAROC CENTRAL .....	69
IV. LES REHAMNA .....	71
V. LES JEBILET .....	79
VI. RAPPEL DE RESULTATS OBTENUS PAR AILLEURS SUR L'ENSEMBLE DU MAROC ET RELATIFS A L'OROGENESE HERCINIENNE .....	83

CONCLUSION GENERALE

I. SYNTHESE DES RESULTATS GEOCHRONOLOGIQUES .....	85
II. ORIGINE ET GENESE DES ROCHES PLUTONIQUES .....	87
III. APPORT DES OBSERVATIONS PETROGRAPHIQUES ET MICROTTECTONIQUES A L'INTERPRETATION DES MESURES GEOCHRONOLOGIQUES .....	88
BIBLIOGRAPHIE .....	89
LISTE DES FIGURES .....	97
LISTE DES TABLEAUX .....	99
TABLE DES MATIERES .....	101
ANNEXES .....	I à VIII

## A N N E X E

## LOCALICATION ET DENOMINATION DES ECHANTILLONS ETUDIES.

Légende, dans l'ordre : numéro de laboratoire, numéro de terrain, localisation géographique et coordonnées Lambert Nord Maroc, dénomination de la roche.

## I HAUTE MOULOUYA

## A - BOUTONNIERE D'AOULI

## 1. Roches métamorphiques.

- 661 : TD 58/67. Au Sud de la Gara Aguedouz Midelt.  $x = 556,5 - y = 237,6$ .  
Grès à matrice phylliteuse métamorphisé et tectonisé.
- 662 : TD 59/67. Gara Aguedouz Midelt.  $x = 556,3 - y = 238,6$ .  
Grès à matrice phylliteuse métamorphisé et tectonisé avec alignements de muscovites dans les plans de cisaillements.
- 663 : TD60/67. Même localisation que 662. Pélite métamorphisée et tectonisée à grandes biotites poecilites dues au métamorphisme de contact.
- 677 : TD 73/67. A l'Est de Chebka Sidi Saïd.  $x = 560,0 - y = 242,1$ .  
Grès pélitique métamorphisé à chlorites en rosettes dues au métamorphisme de contact.
- 678 : TD 74/68. Au confluent des oueds Outat et Adrhoul.  $x = 561,1 - y = 242,0$ .  
Grès pélitique métamorphisé à amas chloriteux dus au métamorphisme de contact.
- 680 : TD 76/67. Au Sud-Ouest du Jebel Tachouit.  $x = 563,9 - y = 240,3$ .  
Grès pélitique métamorphisé à grandes biotites poecilites dues au métamorphisme de contact.
- 685 : TD 81/67. Au contact du granite du Poulet.  $x = 569,9 - y = 246,8$ .  
Grès pélitique métamorphisé à reliques d'andalousite dans des amas chloriteux et sériciteux dus au métamorphisme de contact.
- 687 : TD 83/67. Au contact du granite du Poulet.  $x = 570,2 - y = 247,0$ .  
Pélite quartzeuse métamorphisée à chlorite en rosettes due au métamorphisme de contact.



- 690 : TD 86/67. Flanc Est du Jebel Kou Ali.  $x = 569,5 - y = 248,0$ .  
Grès à niveaux pélitiques métamorphisé et tectonisé, à fentes d'ouverture remplies de calcite.
- 698 : TD 94/67. Dépression Georges, à proximité du point coté 1330.  
 $x = 572,8 - y = 249,3$ . Pélite à niveaux quartzeux métamorphisée.
- 699 : TD 106/67. A l'Ouest de Tazensout.  $x = 575,2 - y = 246,4$ .  
Grès pélitique métamorphisé.
- 704 : TD 111/67. Flanc Ouest du Jebel Bou Adil.  $x = 572,4 - y = 245,1$ .  
Pélite à niveaux gréseux métamorphisée.
- 705 : TD 112/67. Flanc Nord-Ouest du Jebel Bou Selloum.  $x = 571,2 - y = 243,2$ . Grès à matrice pélitique métamorphisé.
- 706 : TD 113/67. Flanc Ouest du Jebel Bou Selloum.  $x = 571,0 - y = 242,7$ .  
Grès pélitique métamorphisé et tectonisé à grandes biotites poecilites dues au métamorphisme de contact.
- 854 : TD 39/68. Au Nord-Est de Chebka Sidi Saïd.  $x = 560,0 - y = 242,4$ .  
Pélite gréseuse métamorphisée.
- 857 : TS 42/68. Au Nord-Ouest du Jebel Midelsene, en bordure de l'oued Sidi Ayad. Grès à matrice phylliteuse métamorphisé à grandes muscovites en peigne dans les plans de cisaillements tardifs.
- 866 : TD 51/68. Au Nord de Hassi.  $x = 573,8 - y = 248,4$ . Pélite métamorphisée à grands amas chloriteux dus au métamorphisme de contact.

### 2. Roches éruptives.

- 641 : TD 14/67. Imider Aziza, en bordure de l'oued Sidi Ayad.  $x = 566,8 - y = 254,2$ . Granodiorite.
- 642 : TD 15/67. Même localisation que 641. Granodiorite.
- 645 : TD 18/67. Puits du filon du Marabout.  $x = 568,2 - y = 255,6$ .  
Granite calco-alcalin, légèrement fracturé et à reliques de cordiérite.
- 646 : TD 19/67. Piste du marabout de Sidi Ayad.  $x = 571,3 - y = 253,1$ .  
Granodiorite à hornblende verte.
- 647 : TD 20/67. Piste du marabout de Sidi Ayad.  $x = 571,0 - y = 252,9$ .  
Granodiorite à hornblende verte.
- 648 : TD 21/67. Pont de l'Oued Ansegmir.  $x = 545,5 - y = 238,9$ .  
Granite à structure graphique.

- 649 : TD 22/67. Au Nord-Est du pont de l'oued Ansegmir.  $x = 545,8 - y = 239,3$ . Granite à structure graphique.
- 650 : TD 23/67. Entre les Aït Illoussène et le point coté 1492.  
 $x = 542,1 - y = 243,5$ . Granite alcalin.
- 651 : TD 24/67. Route principale 21, à mi-chemin de Zeïda et du point coté 1492. Granite alcalin.
- 652 : TD 25/67. Rive droite de la Moulouya, au Sud de Zeïda.  
 $x = 541,3 - y = 246,8$ . Granite calco-alcalin.
- 653 : TD 26/67. Pont de Zeïda sur la Moulouya.  $x = 541,1 - y = 247,2$ .  
Granite à structure graphique.
- 656 : TD 29/67. Au Sud de Tizi Tazougart.  $x = 547,9 - y = 248,6$ .  
Pegmatite à quartz et microcline.
- 657 a : TD 30/67. Lachmine, au Sud de Tizi Tazougart.  $x = 547,9 - y = 248,7$ .  
Granodiorite.
- 657 b : TD 30/67. Même localisation que 657 a. Aplite dans la granodiorite.
- 658 : TD 31/67. Carrières à l'Est de Zeïda.  $x = 542,4 - y = 247,7$ .  
Granite calco-alcalin.
- 659 : TD 34/67. Rabouba, au Sud-Ouest d'Arenbou.  $x = 545,3 - y = 248,7$ .  
Granite à structure graphique.
- 665 : TD 62/67. Bou Iziarn, rive droite de l'oued Bou Izierh.  
 $x = 554,6 - y = 241,2$ . Granodiorite.
- 667 : TD 63/67. Bou Iziarn, au Sud-Ouest du point coté 1503.  $x = 554,0 - y = 244,2$ . Granite alcalin.
- 668 : TD 64/67. Bou Iziarn, à proximité du point coté 1503.  $x = 554,1 - y = 244,1$ . Pegmatite à quartz et microcline.
- 670 : TD 66/67. Bou Iziarn, en bordure de l'oued Ansegmir.  $x = 541,9 - y = 243,4$ . Granite alcalin.
- 671 : TD 67/67. Bou Iziarn, piste menant à l'oued Ansegmir.  $x = 552,9 - y = 242,8$ . Pegmatite à quartz et microcline.
- 673 : TD 69/67. Piste de Chebka Sidi Saïd.  $x = 559,0 - y = 242,4$ .  
Granite alcalin.
- 674 : TD 70/67. Usine hydroélectrique.  $x = 560,7 - y = 244,1$ .  
Granite calco-alcalin.

- 675 : TD 71/67. Barrage de l'usine hydroélectrique.  $x = 558,4 - y = 244,0$ .  
Granodiorite.
- 676 : TD 72/67. Tislit Amenait, piste du barrage.  $x = 558,7 - y = 243,5$ .  
Granite calco-alcalin.
- 683 : TD 79/67. Affleurement granitique du Poulet, à l'Est de l'Adrar Akorar.  
 $x = 570,0 - y = 247,6$ . Microgranite.
- 684 : TD 80/67. Affleurement granitique du Poulet.  $x = 570,1 - y = 246,8$ .  
Granite tectonisé et muscovitisé.
- 686 : TD 82/67. Affleurement granitique du Poulet.  $x = 570,2 - y = 247,0$ .  
Granite tectonisé et muscovitisé.
- 688 : TD/84/67. Affleurement granitique du Poulet.  $x = 571,3 - y = 247,0$ .  
Granite tectonisé et muscovitisé.
- 689 : TD 85/67. Affleurement granitique du Poulet.  $x = 570,7 - y = 247,3$ .  
Microgranite.
- 691 : TD 87/67. Tichout Iktane, à l'Est du point coté 1391.  $x = 562,9 - y = 249,3$ .  
Microgranite.
- 694 : TD 90/67. Souk El Hajar, au point coté 1406.  $x = 565,2 - y = 250,6$ .  
Granite muscovitisé.
- 696 : TD 92/67. Apophyse d'El Hassir.  $x = 570,0 - y = 251,9$ . Aplite.
- 697 : TD 93/67. Piste du filon d'El Hassir.  $x = 571,5 - y = 251,3$ .  
Granodiorite à hornblende verte.
- 703 : TD 110/67. Au Nord-Est du Jebel Bou Adil.  $x = 572,3 - y = 245,9$ .  
Granite muscovitisé.
- 836 : TD 19/68. Au Nord d'Arenbou.  $x = 547,4 - y = 250,6$ .  
Granite à structure graphique.
- 837 : TD 20/68. Au Nord d'Arenbou.  $x = 547,4 - y = 250,6$ . Pegmatite à quartz  
et microcline.
- 838 : TD 21/68. Même localisation que 837. Pegmatite à quartz et microcline.
- 856 : TD 41/68. Rive gauche de l'oued Sidi Ayad, au Nord-Ouest de Midelsene.  
 $x = 576,8 - y = 251,5$ . Microgranite.
- 889 : TD 73/68. Tichout N'Hassene.  $x = 551,2 - y = 246,4$ . Enclave mélanocrate  
dans une granodiorite à hornblende verte.

## B - BOUTONNIERE DE BOU MIA

- 718 : TD 42/67. A l'Est de Bou Mia.  $x = 526,3 - y = 236,2$ . Granite à  
structure graphique.
- 720 : TD 44/67. Au Nord-Ouest de Bou Mia, à proximité du point coté 1629.  
 $x = 524,4 - y = 237,4$ . Granite à structure graphique.
- 722 : TD 47/67. A l'Est du Tizi N'Rechou.  $x = 517,7 - y = 244,2$ .  
Granite calco-alcalin.
- 724 : TD 49/67. A l'Est du Tizi N'Rechou.  $x = 517,7 - y = 244,2$ .  
Pegmatite à quartz, microcline et muscovite.
- 725 : TD 50/67. Au Sud-Est d'Agourir. Granite à structure graphique.
- 726 : TD 51/67. Au Nord-Est de Assaka N'Tamarout.  $x = 520,5 - y = 235,5$ .  
Granite à structure graphique.
- 727 : TD 52/67. Au Nord-Est de Assaka N'Tamarout.  $x = 520,8 - y = 235,7$ .  
Granite à structure graphique.
- 728 : TD 53/67. Pont sur l'oued Kiss.  $x = 521,3 - y = 238,9$ .  
Granite calco-alcalin.
- 730 : TD 55/67. Au Sud-Est de Tadaout N'Souk, en bordure de la route princi-  
pale 33. Granite calco-alcalin.
- 895 : TD 29/68. Au Sud-Ouest de Tabelkirt.  $x = 521,5 - y = 230,4$ .  
Granite à structure graphique.
- 896 : TD 30/68. Au Nord-Est de Tabelkirt.  $x = 522,8 - y = 232,0$ .  
Granite à structure graphique.

## II MAROC ORIENTAL

- 432 : R. Médioni n° 1446. Hassan Ed Diab, Soulouina, Mekam. Granite calco-  
alcalin.
- 745 : R. Médioni n° 1535 B. Alouana, flanc Nord du Jebel Ech Chtaïbi.  
 $x = 707,4 - y = 378,3$ . Granite calco-alcalin pneumatolysé.
- 746 : R. Médioni n° 1536. Piton dominant le village d'Alouana au Sud.  
 $x = 710,6 - y = 377,3$ . Granite calco-alcalin.
- 747 : R. Médioni n° 1537. Alouana, piton d'Ez Zeiene.  $x = 710,0 - y = 380,0$ .  
Granite calco-alcalin à grain fin.

- 737 : Ch. Hamel. Boudoufoud (Mazgout), au Nord de Guercif.  $x = 682,2 - y = 435,3$ . Granite calco-alcalin riche en biotite.
- 738 : Ch. Hamel. Boudoufoud (Mazgout), au Nord de Guercif.  $x = 682,1 - y = 437,7$ . Granite calco-alcalin riche en biotite.
- 899 : B. Ovodenko. Sbouat Ed Dib, Jerada.  $x = 801,2 - y = 454,2$ .  
Granodiorite.

## III MASSIF DU TICHKA

- 402 : TD 12/66. Région des Medlaoua, entre Agadir et Tazoudout.  
 $x = 187,4 - y = 429,0$ . Granite leucocrate, aplitique.
- 403 : TD 13/66. Région des Medlaoua, au Nord de Tazoudout.  
 $x = 187,3 - y = 428,8$ . Granodiorite à hornblende verte.
- 404 : TD 14/66. Région des Medlaoua, au Nord de Taourirt.  
 $x = 186,8 - y = 427,7$ . Granodiorite à hornblende verte.
- 405 : TD 15/66. Région des Medlaoua, au Sud de Taourirt.  
 $x = 186,7 - y = 426,6$ . Granite leucocrate, aplitique.
- 406 : TD 16/66. Région des Medlaoua, au Sud de Taourirt.  
 $x = 186,5 - y = 426,6$ . Granodiorite à hornblende verte.
- 431 : TD 11/66. Au Nord de Tagmout.  $x = 185,5 - y = 430,5$   
Granite à biotite et hornblende verte.

## IV MAROC CENTRAL

- 18 : G. Choubert et A. Faure-Muret. Mine d'El Karit, Oulmès.  
Granite à muscovite.
- 20 : G. Choubert et A. Faure-Muret. Route d'Oulmès les Thermes.  
Granite calco-alcalin à biotite et muscovite.
- 21 : G. Choubert et A. Faure-Muret n° 1/62. Massif du Ment au Nord-Ouest du signal Zrari. Granite greisenifié.
- 181 : J. Agard et al., Moulay Bou Azza.  $x = 429,3 - y = 294,8$ .  
Granite calco-alcalin.

## V REHAMNA

## 1. Roches éruptives.

- 22 : G. Cherotsky n° 1/61. Bordure Sud du massif principal (Sidi Mohamed Jerari), vers le douar Tadla. Granite calco-alcalin riche en biotite.
- 38 : G. Cherotsky n° 3/61. Ras El Abiod. Pegmatite à muscovite.
- 389 : TD 1/66. Barre granitique surplombant le douar Kouba Sidi Abd El Krim.  
 $x = 185,2 - y = 240,5$ . Granite calco-alcalin.
- 767 : TD 4/68. Au Nord du douar Hellelet.  $x = 205,3 - y = 257,7$ .  
Roche filonienne : dolérite - diabase.
- 768 : TD 5/68. Au Nord du douar Hellelet.  $x = 205,3 - y = 257,4$ .  
Roche filonienne : dolérite - diabase, pneumatolysée.
- 770 : TD 7/68. Sidi Maalloum.  $x = 205,3 - y = 256,9$ .  
Roche filonienne : dolérite - diabase, pneumatolysée.
- 773 : TD 10/68. Ferme Prioux.  $x = 205,4 - y = 253,8$ .  
Microgranite à caractère granophyrique.
- 777 : TD 14/68. Ras El Abiod.  $x = 197,6 - y = 265,2$ .  
Granite à muscovite.

## 2. Roches métamorphiques.

- 124 : G. Choubert et A. Faure-Muret. 20 km au Sud de Skour des Rehamna, tranchée de la route principale.  $x = 193,2 - y = 260,1$ .  
Micaschiste à grenats.
- 390 : TD 2/66. Puits en bordure de la route Casablanca - Marrakech, au Nord de Benguerir.  $x = 201,4 - y = 262,8$ . Micaschiste à grenats et staurotide.
- 391 : TD 3/66. Tranchée de la route Casablanca - Marrakech au Sud de Skour des Rehamna.  $x = 204,8 - y = 262,5$ . Micaschiste.
- 764 : TD 1/68. Sidi Bou Medhi, au point coté 498.  $x = 206,5 - y = 260,9$ .  
Micaschiste à grain fin.
- 776 : TD 13/68. Sidi Salah.  $x = 205,2 - y = 259,4$ . Lentille de quartz et muscovite dans les micaschistes.
- 779 : TD 16/68. Ouled Hassoun, en bordure de la route Casablanca - Marrakech.  
 $x = 196,5 - y = 260,3$ . Pegmatite à muscovite dans les micaschistes.

## VI JEBILET

392 : TD 4/66. Jebel Bramram.  $x = 251,0 - y = 132,5$ . Granite calco-alcalin.

393 : TD 5/66. Même localisation que 392. Granite calco-alcalin.

396 : TD 8/66. Marabout de Kia El Merassa.  $x = 289,0 - y = 132,0$ .  
Granodiorite.

397 : TD 9 66. Kia El Merassa, au Nord du douar Sidi Brahim.  $x = 286,0 -$   
 $y = 133,5$ . Granodiorite.

400 : TD 18/66. Ras El Feja.  $x = 282,5 - y = 131,5$ . Granodiorite.