



HAL
open science

Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes : relation tectonique-métamorphisme

Joelle Carpena

► **To cite this version:**

Joelle Carpena. Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes : relation tectonique-métamorphisme. Géochimie. Université Paris Sud - Paris XI, 1984. Français. NNT: . tel-00820656

HAL Id: tel-00820656

<https://theses.hal.science/tel-00820656>

Submitted on 6 May 2013

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.

10 - CAR - 8161 3^e ex

UNIVERSITE DE PARIS SUD

CENTRE D'ORSAY

André Froid



CONTRIBUTION DE LA METHODE DES TRACES DE FISSION A
L'ETUDE DES ALPES FRANCO - ITALIENNES : RELATIONS
TECTONIQUE - METAMORPHISME

Joëlle CARPENA

1984

RESUME-

Pour le géologue, l'application de la méthode des traces de fission permet d'obtenir des renseignements précieux sur l'histoire thermique des roches. Dans ce travail, cette méthode est appliquée à l'étude des Alpes franco-italiennes, sur une transversale d'Ivrée au Mont Blanc, recoupant le massif du Grand Paradis et les ophiolites de la zone Piémontaise.

La comparaison des résultats obtenus dans ces différentes unités, nous apporte des contraintes thermiques et temporelles pour les phases de métamorphisme Haute Pression et Schiste Vert.

Nous proposons un modèle géodynamique de l'orogénèse alpine dans ce secteur des Alpes internes.

MOTS CLES: *Traces de Fission - Histoire Thermique - Grand Paradis - Ophiolites - Austro-Alpin.*

ORSAY

N° d'ordre : 2886

*Cordialement
Joëlle*

T H E S E

PRESENTEE

**A L'UNIVERSITE DE PARIS - SUD
CENTRE D'ORSAY**

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES

par

Joëlle CARPENA

**CONTRIBUTION DE LA METHODE DES TRACE DE FISSION
A L'ETUDE DES ALPES FRANCO-ITALIENNES :
RELATION TECTONIQUE-METAMORPHISME**

Soutenu le 29 juin 1984, devant la Commission d'Examen

MM.	J. ANDRIEUX	Président
	M. MATTAUER	
	C. LALOU	
	R. CABY	Examineurs
	C.W. NAESER	
	J.R. KIENAST	

REMERCIEMENTS

Je remercierai d'abord tous les membres du jury qui ont bien voulu juger et discuter ce travail: Jean Andrieux, Maurice Mattauer, Claude Lalou, Renaud Caby, Chuck Naeser et Jean Robert Kienast.

Je voudrais remercier le Commissariat à l'Energie Atomique qui m'a permis d'effectuer ce travail dans le confort, avec une bourse de thèse d'état, puis à peine 3 années après, un poste stable, et bien sûr toutes les facilités matérielles.

Je remercie toute la population du C.F.R. qui est des plus sympathiques et d'une disponibilité infinie, lorsque les problèmes se présentent.

Je ne saurai oublier mes origines montpellieraines et je voudrais remercier là, tous les géologues de Montpellier qui m'ont appris la géologie, qui m'ont encadrée dans ce travail, qui ont longuement discuté avec moi et participé à ce travail, particulièrement Maurice Mattauer et Renaud Caby, pour leur enthousiasme infini, si motivant.

Mais il y a d'autres géologues que je remercierai aussi pour les discussions passionnantes que j'ai eues avec eux: Christian Pin, Michel Balèvre, Jean Robert Kienast, Arnaud Etchecopar, Jimmy Bertrand, Anne Marie Boullier, Bruno Lombardo, Ugo Pognante, Jacques Malavieille, Guy Vasseur, Jean Andrieux, Catherine Mével, Didier Mailhé et bien d'autres.

Mes remerciements les plus sincères s'adressent aussi au spécialiste des traces qui m'a tout appris et qui a accepté de traverser l'Atlantique et la moitié du continent américain pour venir juger ce travail: Chuck Naeser. Qu'il excuse encore une fois mon anglais hésitant.

Enfin, je terminerai en remerciant les copains. Ils sont nombreux, sympas, je leur dois beaucoup et pour terminer, je voudrais tout spécialement dédier cette thèse à tous ceux qui ont goûté à cette vie merveilleuse de géologue, sans pouvoir s'y installer définitivement - ils sont nombreux, leur nombre va-t-il encore augmenter?

AVANT-PROPOS

Ce travail s'ordonne autour de 6 articles déjà parus, sous presse, soumis ou en préparation, pour publication dans *Geology*, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, *Earth Planetary Sciences Letters*, le *Bulletin du B.R.G.M.* et de la *Société Géologique de France* et dans l'ouvrage consacré aux différentes méthodes de datation, édité par le C.E.A.. Le thème commun de ces articles est l'étude thermique d'une chaîne de montagne à l'aide de la méthode de datation par Traces de Fission qui met à notre disposition deux chronomètres de basse température, le zircon et l'apatite.

La première partie de ce travail a consisté à tester la méthode des Traces de Fission sur des terrains déjà bien datés par d'autres méthodes isotopiques plus classiques - c'est l'étude de l'histoire fini-thermique d'un segment de chaîne hercynienne, la Montagne Noire- ou bien d'établir des corrélations avec une autre méthode de datation (non radiochronologique cette fois) comme l'étude palynologique - c'est la corrélation entre des âges TF obtenus sur zircons avec des datations palynologiques-.

Dans un deuxième temps, nous avons voulu appliquer cette méthode à l'étude thermique d'une chaîne de montagne de type alpin. Si cela a pu paraître hardi au commencement de ce travail, les résultats fournis par la méthode des Traces de Fission dans un contexte alpin, comme celui des Alpes franco-italiennes, vont, nous l'espérons, contribuer à encourager l'emploi de cette méthode à d'autres contextes que la datation d'épisodes volcaniques ou magmatiques. En effet, les chronomètres zircon et apatite, utilisés dans cette méthode, sont capables d'apporter des contraintes à la fois thermiques et temporelles indispensables pour l'établissement de tout modèle tectonique.

Le chapitre I est entièrement consacré à la méthodologie employée. En effet, si à première vue la méthode des Traces de Fission peut paraître simple, il est nécessaire pour une interprétation correcte des données de bien connaître le comportement des traces de fission au cours des temps géologiques. Si le domaine de la recherche est encore largement ouvert quant au modèle de formation des traces dans les solides isolants que sont les minéraux et à la détermination des températures de fermeture de certains chronomètres, la méthode est tout de même largement opérationnelle pour son emploi en géologie. Toutefois, dans une annexe consacrée à la métamictisation des zircons, nous verrons les limites de la méthode.

Le chapitre II rassemble toute l'étude des Alpes franco-italiennes avec une première partie consacrée à l'étude des ophiolites alpines dans deux domaines thermiques différents: la zone Piémontaise externe (domaine où la phase de haute pression est caractérisée par des minéraux du faciès schiste bleu), la zone Piémontaise interne (domaine des ophiolites éclogitiques). Nous avons ainsi pu dater ces ophiolites alpines (dans la zone Piémontaise externe) et la phase métamorphique de Haute Pression (dans la zone Piémontaise interne).

La deuxième partie de ce chapitre se rapporte à l'étude thermique d'un massif cristallin interne: le massif du Grand Paradis. L'emploi du couple apatite-zircon dans ce massif nous a permis d'y dater le refroidissement du métamorphisme Haute Pression et de mieux cerner l'influence thermique de la phase Eocène sur ce socle orthogneissique.

Les articles qui composent ce mémoire et qui sont écrits en Anglais, sont précédés d'un court résumé en Français.

L'ensemble des articles du chapitre II est précédé d'un chapitre de synthèse intitulé "La méthode des Traces de Fission appliquée à l'étude d'une chaîne alpine". Ce chapitre dégage les faits les plus importants et les rend plus accessibles au non spécialiste.

Enfin, quatre annexes sont situées en fin d'ouvrage. L'annexe 1 rassemble les données expérimentales pour les apatites de la Montagne Noire. L'annexe 2 traite de la métamictisation des zircons. L'annexe 3 est consacrée à toutes les données de terrains pour le Grand Paradis. Une dernière annexe a été rajoutée, elle expose les résultats que nous avons obtenus sur le Banc de Gorringe.

CONTRIBUTION DE LA METHODE DES TRACES DE FISSION A L'ETUDE DES ALPES FRANCO-ITALIENNES: RELATION TECTONIQUE-METAMORPHISME.

1ère PARTIE: LA METHODE DES TRACES DE FISSION: SON INTERET EN GEOLOGIE.

I- La méthode des Traces de Fission: son intérêt en géologie (article 1).

II- L'apatite: un chronomètre Traces de Fission très sensible (article 2).

III- Le chronomètre zircon (article 3).

2ème PARTIE: CONTRIBUTION DE LA METHODE DES TRACES DE FISSION A L'ETUDE DES ALPES FRANCO-ITALIENNES.

SYNTHESE.

I- Age des ophiolites (article 4).

II- Influence thermique du métamorphisme Haute Pression éclogitique sur les zircons des ophiolites alpines (article 5).

III- Histoire thermique alpine du socle du Grand Paradis. Age et influence thermique de la phase Eocène (article 6).

Annexe 1: La métamictisation des zircons.

Annexe 2: Données analytiques des apatites de la Montagne Noire.

Annexe 3: Le massif du Grand Paradis. Quelques données de terrain. Etude pétrographique des lames minces.

Annexe 4: Datation d'un zircon du Banc de Gorringe. Age de la croûte océanique atlantique. Implications.

CONCLUSION: Apport de la géologie à une meilleure connaissance du chronomètre zircon en Traces de Fission en contexte métamorphique.

1ère PARTIE

**LA MÉTHODE DES TRACES DE FISSION :
SON INTÉRÊT EN GÉOLOGIE**

I- LA METHODE DE DATATION PAR TRACES DE FISSION: SON INTERET EN
GEOLOGIE.

Article 1 (sous presse).

Dans "Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels -
Applications."

Collection scientifique du C.E.A., éditée par le C.E.A., diffusée
par Masson.

COLLECTION GEA

**méthodes
de datation
par les phénomènes
nucléaires naturels**
applications



SERIE SCIENTIFIQUE

MASSON 

CHAPITRE VIII

LA MÉTHODE DES TRACES DE FISSION :
SON INTÉRÊT EN GÉOLOGIE

Joelle CARPENA *

* Centre des Faibles Radioactivités
Laboratoire mixte CNRS-CEA
Domaine du CNRS, BP1
91190 Gif-sur-Yvette, FRANCE

Didier MAILHE **

** Laboratoire de Géologie Structurale
Université des Sciences et Techniques du Languedoc
Place E. Bataillon
34060 Montpellier, FRANCE

SOMMAIRE

I	INTRODUCTION - HISTORIQUE
II	PRINCIPES DE LA MÉTHODE DE DATATION PAR TRACES DE FISSION
	1. Les minéraux en tant que détecteurs solides de traces nucléaires (D.S.T.N.)
	2. Origine des traces dans les minéraux terrestres
	3. Géochronologie par traces de fission : l'équation d'âge
	4. Méthodes de mesure des âges par traces de fission
	A) La méthode du détecteur interne ou méthode des populations ..
	B) La méthode du détecteur externe
	5. Stabilité des traces de fission dans les minéraux et verres
	A) La température
	B) Effets de l'altération des roches
	C) Les effets mécaniques
III	TEMPÉRATURE DE FERMETURE DES CHRONOMÈTRES ET INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE DES ÂGES T.F.
	1. Notion de température de fermeture
	2. Évaluation des températures de fermeture
	A) En laboratoire
	B) En sondage
	3. Paramètres influençant les températures de fermeture
	A) Le taux de refroidissement
	B) Le passé thermique du minéral
	4. Interprétation géologique des âges T.F.
	A) Cas d'un refroidissement rapide
	B) Cas d'un refroidissement lent
	C) Cas d'une crise thermique sérieuse suivie d'un refroidissement rapide
	D) Cas d'une crise thermique sérieuse suivie d'un refroidissement lent
	E) Cas d'une crise thermique de durée très brève
	F) Cas d'une crise thermique légère
	5. Correction d'un âge apparent par la méthode des longueurs
	A) Principe de la méthode
	B) Avantages et limitation de la méthode
	6. Correction d'un âge apparent par la méthode des âges-plateaux
	A) Principe de la méthode
	B) Avantages et limitation de la méthode
	7. Conclusion

IV	TECHNIQUES EXPÉRIMENTALES
1.	Préparation des échantillons à dater
A)	Cas d'une phase datée par la méthode des populations
B)	Cas d'une phase datée par la méthode du détecteur externe
2.	Comptage des traces
3.	Détermination de la dose de neutrons
A)	Activation neutronique
B)	Verres standards
4.	Précision de l'âge
A)	Calcul de l'erreur sur un âge déterminé par la méthode du détecteur externe
B)	Calcul de l'erreur sur l'âge dans le cas de la méthode des populations
C)	Erreur sur la détermination de la dose de neutrons
V	APPLICATIONS DE LA MÉTHODE
1.	Datation du volcanisme acide de l'ouest-Morvan
2.	Étude du passé thermique d'un bassin sédimentaire : le bassin d'Otway en Australie
3.	Mise en évidence par la méthode des traces de fission d'une phase tectonique : la phase Éocène en Corse
	BIBLIOGRAPHIE

I - INTRODUCTION - HISTORIQUE

Une trace nucléaire est la zone de dommage intense créée lors du passage d'une particule chargée dans un solide isolant. Les premières traces ont été observées en 1959 par SILK et BARNES : c'étaient des traces de fission qu'ils avaient repérées dans du mica à l'aide d'un microscope électronique à transmission. Mais ces traces étaient instables dans le faisceau électronique de leur microscope et ces auteurs n'ont fait que rapporter leur découverte (SILK et BARNES, 1959). Les premiers travaux sur les Détecteurs Solides de Traces Nucléaires (D.S.T.N.) sont faits dès 1960 par trois physiciens américains de la General Electric Company's Research Laboratory à Schenectady (New York) : R. L. FLEISCHER, P. B. PRICE et R. M. WALKER. PRICE et WALKER (1962), en montrant que par attaque chimique différentielle il était possible d'élargir le diamètre d'une trace jusque vers 0,5 micron, ont considérablement étendu le domaine d'application des traces nucléaires. Les traces « révélées » chimiquement ont ainsi été observées en microscopie optique et les premiers travaux de FLEISCHER, PRICE et WALKER ont été d'étendre le champ d'application des traces nucléaires à des domaines aussi variés que la géologie, la biologie, l'archéologie, la physique nucléaire, l'étude des matériaux extra-terrestres comme les météorites ou les échantillons lunaires.

II - PRINCIPE DE LA MÉTHODE DE DATATION PAR TRACES DE FISSION

Les paramètres qui peuvent influencer sur les caractéristiques d'une trace sont de plusieurs sortes :

- caractéristique du matériau détecteur,
- caractéristique de la particule incidente responsable de la trace formée,
- conditions de stockage des traces depuis leur formation,
- conditions de l'attaque chimique.

Les deux premiers paramètres vont être examinés d'abord, d'une manière assez rapide, avant de développer les principes mêmes de la méthode de datation. Puis nous insisterons tout particulièrement sur les conditions de stockage des traces, enfin, les conditions de l'attaque chimique seront traitées dans la partie de ce chapitre relative aux techniques expérimentales. Ainsi, dans ce qui suit, chaque fois que nous emploierons le mot « trace », il faudra sous-entendre « révélée » (figure 1).

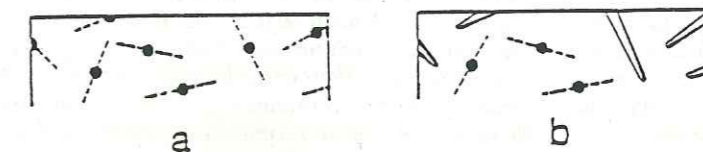


Figure 1 : a - Traces latentes dans un détecteur solide de traces (D.S.T.N.)
b - Traces révélées chimiquement dans un D.S.T.N.

1. Les minéraux en tant que détecteurs solides de traces nucléaires : (D.S.T.N.)

La sensibilité d'un détecteur se définit par la charge minimum Z_m nécessaire pour qu'un ion puisse donner une trace dans ce détecteur. Il apparaît que les ions de numéro atomique > 20 sont enregistrés dans tous les minéraux et les verres étudiés (FLEISCHER et al., 1975). Les plastiques sont en général beaucoup plus sensibles. Il est rapidement apparu que seuls les isolants et certains semi-conducteurs pouvaient enregistrer des traces nucléaires (FLEISCHER et al., 1965 a-b).

La fission d'un atome d'uranium produit deux atomes fils de masses atomiques moyennes 96 et 140, animés chacun d'une énergie cinétique comprise entre 0,4 et 1 MeV/nucléon. Les fragments issus de cette fission vont être enregistrés tout le long de leur parcours et une fission donnera une seule trace dont la longueur révélable varie selon les minéraux, d'environ 10 μm (zircon), à environ 22 μm (mica).

2. Origine des traces dans les minéraux terrestres

L'origine des traces dans les minéraux terrestres a été discutée par PRICE et WALKER (1963), GEISLER et al., (1973) et FLEISCHER et al., (1975).

En ce qui concerne la fission spontanée, la seule source de traces envisageable est ^{238}U . En effet, les périodes de fission spontanée de ^{235}U , ^{232}Th et plus encore des isotopes du Pb et du Bi sont trop grandes pour produire une densité de traces mesurable.

De son côté, la fission de noyaux lourds, qu'elle soit due à des causes exogènes (rayonnement cosmique) ou endogène (radioactivité α et β , neutrons d'origine naturelle — minerais — ou artificielle — explosions nucléaires) est pratiquement à rejeter.

Une autre source de traces, indépendante de la fission, est due aux noyaux de recul de la radioactivité qui peuvent potentiellement produire des traces très courtes ($\sim 10^{-2}$ microns), seulement visibles en contraste interférentiel (microscope optique) ou en microscopie électronique à balayage (HUANG et WALKER, 1967).

En résumé, pour les minéraux usuels de la méthode des traces, la seule source de traces de fission est en pratique due à la fission spontanée de ^{238}U . Les seuls cas d'excès de traces dus à une fission induite ont été observés dans le gisement d'uranium d'Oklo au Gabon (MAURETTE, 1976; PETIT, 1977) et à proximité d'un site d'explosion nucléaire. On peut espérer que cette dernière cause demeurera tout à fait exceptionnelle.

3. Géochronologie par traces de fission : l'équation d'âge

La densité de traces (ou nombre de traces par unité de surface) est fonction de l'âge du minéral et de sa concentration en uranium. Ainsi, pour calculer l'âge d'un minéral ou d'un verre, nous devons mesurer la densité de traces naturelles et sa teneur en uranium. Pour qu'un minéral ou un verre soit datable par traces de fission il faut que le temps écoulé depuis sa formation soit suffisamment long pour qu'il se soit formé un nombre suffisant de traces. Pour dater des roches très jeunes, il faudra donc travailler sur des minéraux riches en uranium, par contre, pour des roches précambriennes, le problème sera de trouver des minéraux pauvres en uranium afin de ne pas avoir trop de traces.

La détermination d'un âge traces de fission nécessite le comptage de deux densités de traces : la densité de traces fossiles issues de la fission spontanée de ^{238}U , notée D_F et exprimée en nombre de traces par cm^2 , la densité de traces induites provenant de la fission de ^{235}U provoquée en pile par un flux de neutrons thermiques afin de déterminer la concentration en uranium du minéral. Celle-ci est notée D et s'exprime aussi en nombre de traces par cm^2 .

L'équation d'âge s'écrit :

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \text{Log} \left(1 + \frac{D_F}{D_I} \cdot \frac{C_{235}}{C_{238}} \cdot \frac{R_{235}}{R_{238}} \cdot \frac{\eta_{235}}{\eta_{238}} \cdot \frac{\lambda_D}{\lambda_F} \cdot \sigma \cdot \Phi \right) \quad (1)$$

où λ_F est la constante de fission spontanée de ^{238}U .

λ_D est la constante de désintégration totale de ^{238}U .

C_{235}/C_{238} est le rapport isotopique naturel de l'uranium = constante I .

R_{235}/R_{238} peut être pris égal à 1 car les énergies de fission induite de ^{235}U et de fission spontanée de ^{238}U étant très proches (environ 200 MeV), les parcours révélables de traces de fission de ^{235}U et ^{238}U sont pratiquement égaux.

L'équation (1) s'écrit donc :

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \text{Log} \left(1 + \frac{D_F}{D_I} \cdot \frac{\eta_{235}}{\eta_{238}} \cdot \frac{\lambda_D}{\lambda_F} \cdot \sigma \cdot I \cdot \Phi \right) \quad (2)$$

Enfin, pour les calculs d'âge, η_{235}/η_{238} est considéré comme égal à 1. Ceci n'est vrai :

i) que lorsque les recuits thermiques en laboratoire et les effets d'irradiations ne modifient pas les minéraux à dater en tant que D.S.T.N. (comme par exemple le cas des verres et des minéraux métamictes).

ii) lorsqu'aucun recuit géologique n'affecte les traces fossiles de ^{238}U .

L'équation d'âge utilisée s'écrit donc finalement :

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \text{Log} \left(1 + \frac{D_F}{D_I} \cdot \frac{\lambda_D}{\lambda_F} \cdot \sigma \cdot I \cdot \Phi \right) \quad (3)$$

où, quand $t < 10^8$ ans, $t = \frac{D_F}{D_I} \cdot \frac{\sigma \cdot I \cdot \Phi}{\lambda_F}$.

Pour des échantillons où les traces fossiles ont été plus ou moins affectées par un recuit géologique, les âges fournis par l'équation (3) n'ont plus de signification géologique, ce sont des âges apparents. Nous verrons plus loin comment on peut quand même parvenir à dater par traces de fission de tels minéraux. Les constantes de l'équation (3) ont les valeurs suivantes :

$$\lambda_D = 1,551 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1} \quad (\text{JAFFREY et al., 1971})$$

$$I = 7,252 \cdot 10^{-3}$$

$$\lambda_F = 6,85 \times 10^{-17} \text{ ans}^{-1} \quad (\text{FLEISCHER et PRICE, 1964 a})$$

$$\text{ou } \lambda_F = 7,03 \times 10^{-17} \text{ ans}^{-1} \quad (\text{ROBERTS et al., 1968})$$

$$\text{ou } \lambda_F = 8,42 \times 10^{-17} \text{ ans}^{-1} \quad (\text{SPADAVECCHIA et HAHN, 1967}).$$

La valeur de λ_F préférée par les auteurs est $7,03 \times 10^{-17} \text{ ans}^{-1}$; c'est celle que nous utiliserons.

$$\sigma = 580 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$$

4. Méthodes de mesure des âges par trace de fission

La méthode idéale pour obtenir un âge trace de fission serait celle où les deux populations de traces sont mesurées dans des conditions identiques d'enregistrement, d'attaque chimique et de comptage. Malheureusement, ces conditions idéales ne sont jamais réunies et en fonction du matériel à dater la méthode de mesure de l'âge doit être judicieusement choisie afin qu'elle n'influe pas sur l'âge.

Les deux principales méthodes utilisées sont la méthode du détecteur interne et celle du détecteur externe. Toutes deux fournissent des âges apparents, c'est-à-dire ne tenant pas compte d'éventuels effets de recuit géologique partiel des traces fossiles. Nous verrons plus loin comment les âges apparents peuvent être corrigés.

A) La méthode du détecteur interne ou méthode des populations

Cette méthode (NAESER, 1967) ne peut s'appliquer qu'aux minéraux où l'uranium est distribué de façon homogène. Les deux densités D_F et D_I sont mesurées sur deux aliquotes du minéral à dater. Pour les phases minérales où le recuit thermique en laboratoire n'affecte pas les propriétés cristallo-chimiques et donc le facteur η de l'équation (2), on fait disparaître toutes les traces fossiles en chauffant l'échantillon avant l'irradiation. Le nom de cette méthode provient du fait que D_F et (après irradiation) D_I sont comptées sur des surfaces internes, obtenues par clivage (micas) ou polissage (autres minéraux). On procède ainsi (i) pour éviter les contaminations de surface pour les minéraux irradiés en pile, (ii) pour se ramener, lors du comptage de D_F et D_I , à des conditions géométriques semblables (géométrie d'irradiation 4π). L'avantage de cette méthode est de permettre, moyennant certains traitements, d'obtenir des âges corrigés en cas de recuit géologique des traces fossiles.

Comment opérer pour la datation d'un verre naturel qui est un matériel assez homogène en uranium mais dont la structure est très sensible au recuit thermique? Dans ce cas, il est préférable d'utiliser la méthode des populations, mais cette fois sans recuire les traces fossiles avant l'irradiation. Ainsi, la densité de traces comptées dans l'aliquote irradiée est la somme des densités de traces fossiles et induites. Cette méthode a cependant le désavantage d'être moins précise, en effet, l'erreur sur D_I est plus grande (= erreur sur D_I + erreur sur D_F). Cette méthode est quelquefois appelée méthode des différences.

B) La méthode du détecteur externe

Lorsque l'uranium est réparti de façon hétérogène dans la phase minérale à dater, il est fortement déconseillé de compter D_F et D_I sur des aliquotes. Il faut, dans ce cas, les mesurer sur une même zone du minéral à dater; c'est la méthode du détecteur externe (NAESER et DODGE, 1969). Après avoir révélé les traces fossiles sur une surface interne (obtenue par polissage) du minéral, celui-ci est irradié en pile. Mais avant l'irradiation un détecteur externe a été appliqué contre le minéral et la densité de traces induites est comptée dans ce détecteur auxiliaire. Le détecteur externe peut être une feuille de muscovite ou de plastique type Lexan ou Kapton et doit être, dans tous les cas, très pauvre en uranium (< 10 ppb). L'emploi de la muscovite comme détecteur externe est préférable; en effet, son mécanisme de rétention des traces est le même que celui des minéraux communément datés, de plus les détecteurs plastiques comme le Lexan sont très sensibles à la température et peuvent, dans certains réacteurs, ne pas retenir toutes les traces pendant l'irradiation (GLEADOW, 1981).

Pour tenir compte du fait que la surface comptée pour D_I n'a été irradiée que dans une géométrie 2π stéradians (au lieu de 4π pour D_F) il faut modifier l'équation (3) en multipliant D_F/D_I par un facteur 0,5. GLEADOW et LOVERING (1977) puis GLEADOW (1981) ont comparé les densités de traces induites dans un mica détecteur externe (géométrie 2π) et dans les surfaces internes (géométrie 4π) pour des minéraux comme l'apatite, le zircon et le sphène. Il ressort de cette étude que le facteur de géométrie reliant ces deux géométries d'enregistrement des traces est bien égal à 0,5 ($2\pi/4\pi$) pour ces minéraux, à condition que le taux de l'efficacité de l'attaque chimique de la surface interne du minéral soit le même que dans le mica détecteur (c'est-à-dire 100 %). Des valeurs supérieures à 0,5 peuvent être causées par des surfaces internes du minéral ayant un taux d'efficacité d'attaque chimique très bas. Par exemple, dans le zircon, ce taux d'efficacité d'attaque chimique varie avec l'orientation des plans cristallographiques: GLEADOW et LOVERING montrent dans leur étude qu'il est préférable de révéler les traces fossiles sur des surfaces internes parallèles à l'axe C du zircon. Pour le sphène, ces auteurs mettent en évidence que le taux d'efficacité de l'attaque chimique est diminué après un recuit thermique. Par contre, cette diminution du taux d'efficacité de l'attaque chimique par un recuit thermique n'est pas observée pour l'apatite.

La méthode du détecteur externe est donc conseillée pour la datation des zircons et des sphènes. GLEADOW a d'ailleurs comparé les âges obtenus par la méthode du détecteur externe et par celle des populations sur des zircons, des sphènes et des apatites (GLEADOW, 1978, 1981). Sur la figure 2, où GLEADOW a reporté les âges obtenus, seules les apatites ont des âges concordants par les deux méthodes. Par contre, les âges obtenus par la méthode des populations sur zircons et sphènes sont systématiquement plus vieux que ceux obtenus par la méthode du détecteur externe. Ceci est dû au fait que le recuit thermique des traces fossiles effectué avant l'irradiation diminue le rendement de l'attaque chimique des traces induites. Par contre, pour les sphènes, GLEADOW montre que si les traces sont comptées sur les surfaces minérales pour lesquelles le rendement de l'attaque chimique est proche de 100 % (de fines rayures de polissage sont visibles), les âges obtenus par la méthode des populations se rapprochent plus de ceux obtenus par la méthode du détecteur externe.

En conclusion, la méthode du détecteur externe est conseillée dans le cas de minéraux qui « supportent » mal un recuit thermique et dans le cas de minéraux dans lesquels la répartition de l'uranium est hétérogène comme les sphènes et les zircons.

Nous venons d'exposer les principales méthodes utilisées, mais il en existe d'autres que le lecteur trouvera dans la littérature. Une revue complète de ces méthodes a été récemment faite par GLEADOW (1981).

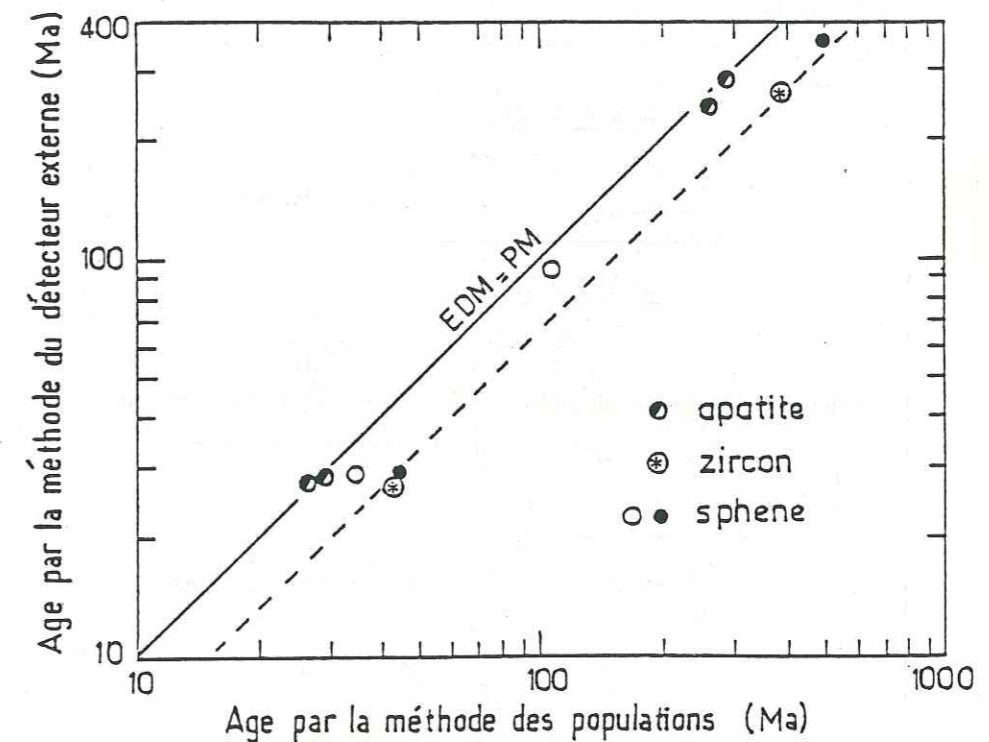


Figure 2. Comparaison des âges obtenus par la méthode du détecteur externe et par celle des populations sur apatites, zircons et sphènes. Les cercles vides représentent les âges obtenus sur sphènes par la méthode des populations en ne comptant que les cristaux ayant de fines rayures de polissage (d'après Gleadow, 1981).

5. Stabilité des traces de fission dans les minéraux et verres

Contrairement aux méthodes géochronologiques classiques, le produit fils accumulé dans le système est un défaut physique et non un élément chimique, et, de ce fait, est moins mobile. Nous allons voir que certains paramètres sont cependant capables de déstabiliser les traces de fission et donc d'affecter le chronomètre.

A) La température

Très tôt, les utilisateurs de la méthode de datation par traces de fission se sont aperçus que les âges obtenus étaient souvent plus jeunes que ceux prévus à partir d'arguments géologiques ou que ceux déterminés par d'autres méthodes de datation. Dès 1965, FLEISCHER, PRICE et WALKER (1965 a) ont montré que les traces de fission dans les verres et minéraux sont sensibles aux effets thermiques : une augmentation de la température provoque un « recuit » des traces, c'est-à-dire une guérison du défaut. Ce phénomène se traduit par une diminution de la longueur révélable des traces. Ce recuit peut être total, dans ce cas, toutes les traces sont effacées et le chronomètre trace de fission du minéral est remis à zéro. Un recuit partiel se traduit par une diminution de l'efficacité de l'attaque chimique (diminution de η_{238}), ce qui provoque un raccourcissement de la longueur révélable des traces et donc une diminution de la densité des traces fossiles (figure 3). En conséquence, l'âge apparent calculé selon l'équation (3) est rajeuni par rapport à l'âge de cristallisation du minéral.

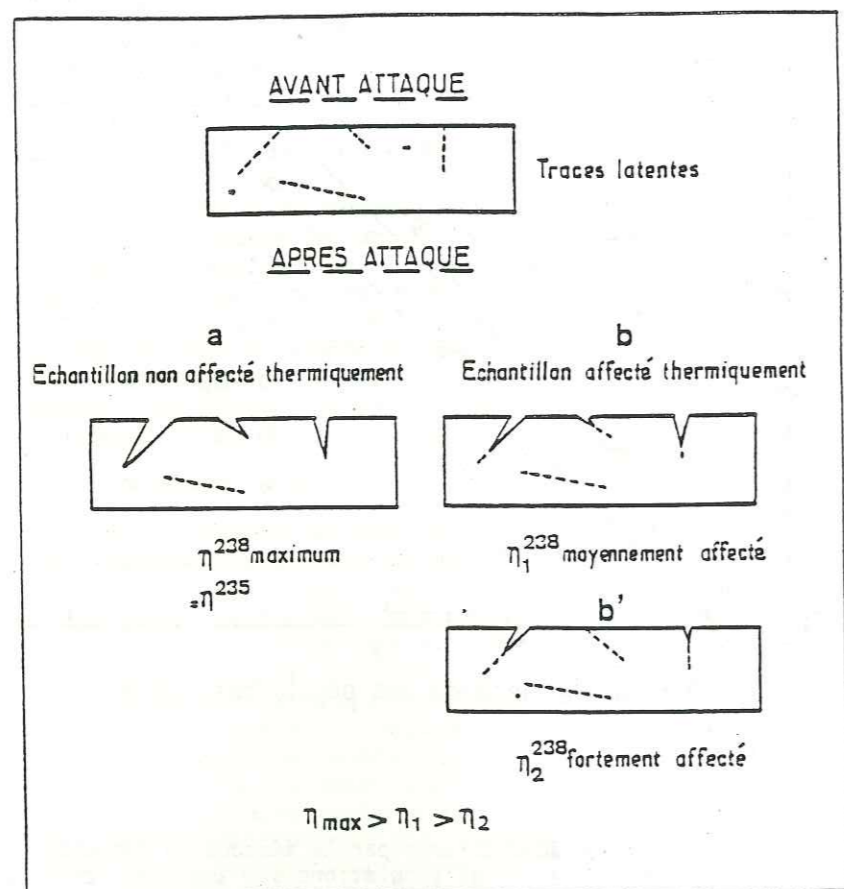


Figure 3: Rendements de révélation des traces fossiles d'un échantillon:
 a) non affecté
 b) affecté d'un recuit géologique mais faible
 b') pour un recuit géologique plus fort: l'échantillon aura dans ce cas un âge apparent plus jeune, car la densité de traces révélées est inférieure à celle du cas a).

De nombreuses études sur la stabilité des minéraux ont été poursuivies. Les divers minéraux réagissent de manière différente à la température (figure 4). Ainsi, pour un temps de chauffage de une heure, la température nécessaire pour effacer totalement les traces varie de 60 °C pour l'autunite (FLEISCHER et PRICE, 1964 b) à 715 °C pour l'épidote (NAESER et DODGE, 1969), à 1 050 °C pour le quartz (FLEISCHER et al., 1968). De plus, pour un minéral donné, la température de recuit total des traces peut varier en fonction de l'attaque chimique utilisée pour la révélation des traces, c'est le cas du sphène qui est remis à zéro à 630 °C avec une attaque HCl (NAESER et FAUL, 1969), et à 780 °C avec une attaque à NaOH (CALK et NAESER, 1973).

Le recuit des traces de fission fossiles dans un minéral peut avoir été provoqué par un événement thermique de haute température et de courte durée, ou bien par un événement thermique de température modérée mais très long. Ainsi, pour un minéral donné, le recuit des traces dépend de la température de l'événement thermique mais aussi de sa durée. Des expériences de recuit en laboratoire sur toutes sortes de minéraux ont montré que le phénomène de recuit des traces pouvait être assez bien décrit par la loi d'ARRHÉNIUS :

$$t = a \exp \frac{E}{kT}$$

où k = constante de BOLTZMANN

a = constante

E = énergie d'activation

t = durée du recuit

T = température du recuit en degrés absolus.

Les résultats de ces expériences de recuit en laboratoire sont reportés sous forme des droites d'ARRHÉNIUS (figure 5), lieu des points correspondant à un même taux de recuit. Ce sont des droites qui, extrapolées aux temps géologiques, ont permis de définir, pour les traces, le concept de température de fermeture du système.

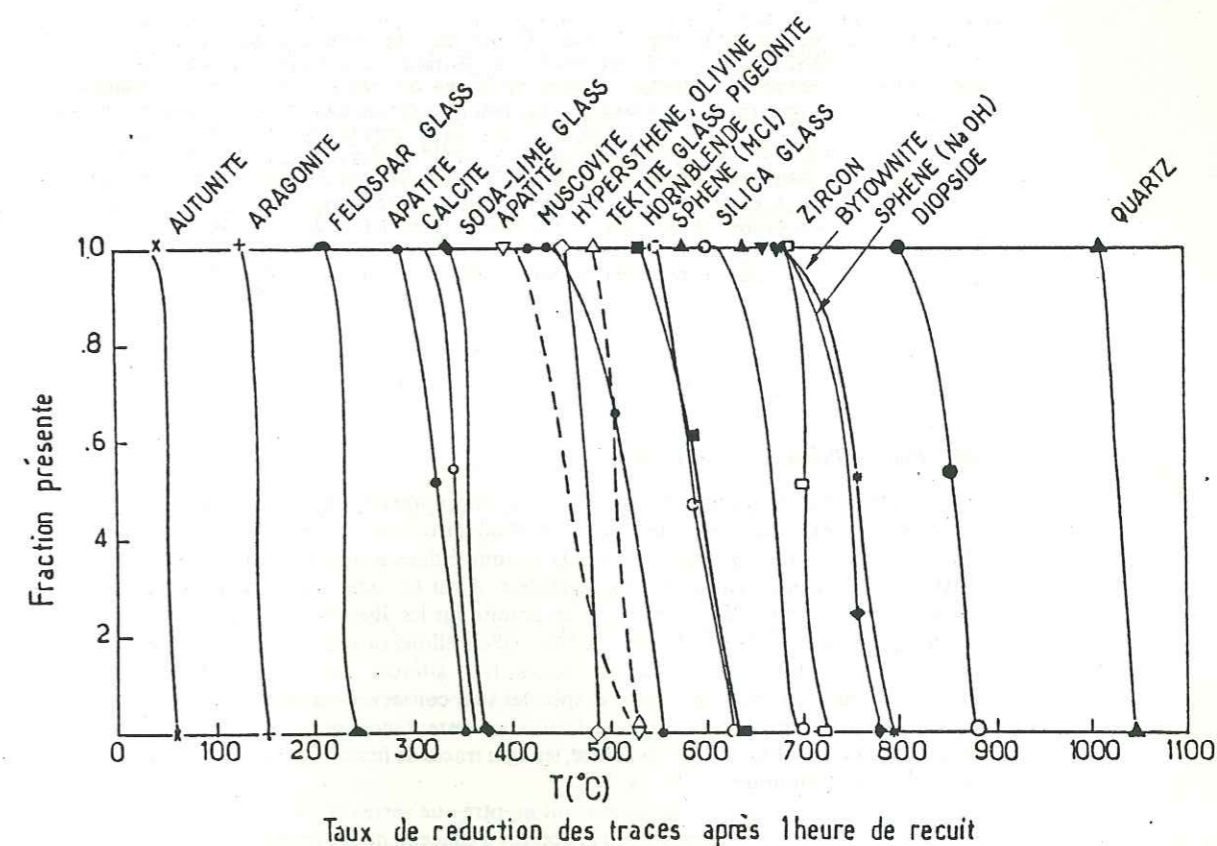


Figure 4. Température de recuit total de traces pour une durée de une heure et pour différents minéraux et verres (d'après C.W. Naeser, 1978).

C) Les effets mécaniques

Différentes études ont été menées à la fois sur des minéraux en grains ayant subi un choc (AHRENS et al., 1970), et sur des minéraux issus de roches elles-mêmes déformées (FLEISCHER et al., 1974). Les pressions nécessaires pour affecter les traces de fission varient d'un minéral à l'autre. Ainsi, après une pression instantanée de 45 ± 5 Kbar, des grains d'apatite (l'apatite de Durango, Mexique) renferment toujours leurs traces, et au-delà de 82 ± 5 Kbar, ils sont pulvérisés et, bien sûr, aucune trace n'a pu être observée (AHRENS et al., 1970). Les mêmes auteurs concluent, après la même expérience menée sur des cristaux de biotites, que 173 ± 5 Kbar n'est pas une pression suffisante pour affecter les traces de fission. Par contre, une pression de 20 Kbar appliquée sur un échantillon de granodiorite affectera quelques traces dans les apatites de cette roche et, pratiquement, toutes les traces seront affectées à partir de 100 Kbar (FLEISCHER et al., 1974). Le sphène de la même roche verra ses traces effacées au-dessus de 100 Kbar. Ainsi, FLEISCHER et al., (1975) concluent que les effets mécaniques peuvent être considérés comme négligeables pour les matériaux terrestres. Cependant, les pressions appliquées ici sont instantanées (explosion nucléaire, choc dû à des projectiles) et encore une fois le problème d'extrapolation aux temps géologiques est posé. De plus, une augmentation de pression s'accompagne en général, dans le contexte géologique, d'une augmentation de température, paramètre essentiel affectant la stabilité des traces. Nous avons d'ailleurs remarqué (CARPENA, 1980) que des échantillons ayant été soumis géologiquement à des pressions orientées pouvaient renfermer de nombreuses dislocations. Ces artefacts peuvent quelquefois gêner le comptage des traces. Ainsi, les apatites d'un granite post-tectonique peu déformé, renferment beaucoup moins de dislocations que celles d'un gneiss ou d'une mylonite.

III - TEMPÉRATURE DE FERMETURE DES CHRONOMÈTRES ET INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE DES ÂGES T.F.

Nous avons vu dans le paragraphe précédent que la stabilité des traces de fission est fonction essentiellement d'un seul paramètre : la température. Une augmentation de celle-ci peut en effet provoquer une diminution de la longueur révélable des traces et ainsi un âge T.F. peut avoir été rajeuni. Ce rajeunissement va dépendre du minéral daté, de l'intensité de l'événement thermique et de sa durée. Pour chaque minéral, trois zones de stabilité des traces peuvent être définies en fonction de la température (WAGNER, 1972 a-b, 1979, 1981) (figure 6) :

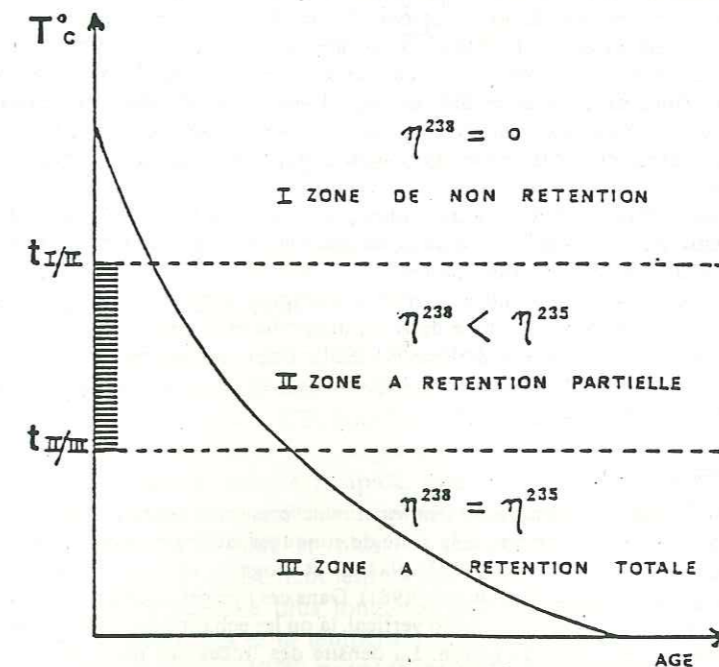


Figure 6: Les différentes zones de stabilité des traces de fission en fonction de la température, au cours du refroidissement d'un minéral (d'après Wagner 1972, 1979, 1981).

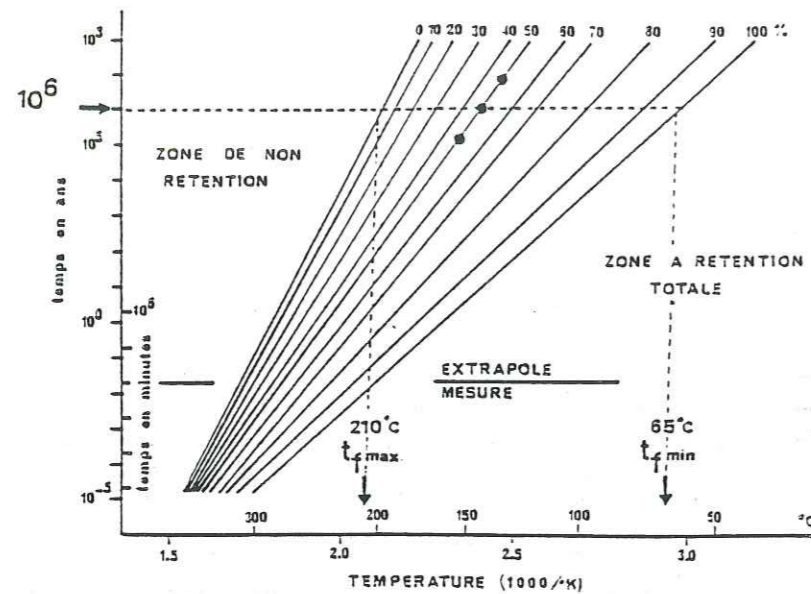


Figure 5. Courbes d'Arrhénius pour l'apatite, extrapolées aux temps géologiques (d'après Wagner et Reimer, 1972, modifié). Chaque droite représente un certain degré de rétention (ou inversement de recuit) des traces : aucune rétention des traces à gauche de la droite 0%, rétention totale à droite de la droite 100%. Pour un recuit durant un million d'années, aucune trace n'est enregistrée au-dessus de 210°C, toutes les traces sont stables en dessous de 65°C. La fourchette de température (65, 210) correspond à la zone à rétention partielle des traces, la température de fermeture étant définie dans cet intervalle. C'est celle qui correspond à 50% de rétention.

B) Effets de l'altération des roches

Les effets de l'altération des roches sur le chronomètre trace de fission sont beaucoup moins importants que pour les méthodes isotopiques classiques. Ceci est dû au fait que la trace latente, produit fils accumulé dans le système, est un défaut physique et non un élément chimique mobile. Ainsi GLEADOW et LOVERING ont montré en 1974, l'effet de l'altération d'un granite sur les âges traces de fission des apatites, zircons et sphènes. Ils ont daté des échantillons pris depuis le cœur, non altéré, d'un batholite, jusqu'aux bordures très altérées où apparaît l'arène granitique, mais où apatites, zircons et sphènes sont conservés. Ils ont constaté que les âges traces de fission des sphènes et des zircons restent inchangés, quel que soit le degré d'altération de la roche. Par contre, les âges traces de fission des apatites issues de l'arène sont diminués de 17 %.

D'autres expériences de laboratoire ont montré que verres et micas réagissent à l'hydratation par une accélération du processus d'effacement des traces (LAKATOS et MILLER, 1972 a-b). Plus récemment, NAESER et al., ont confirmé cet effet pour des verres volcaniques naturellement hydratés (NAESER et al., 1980).

Il semblerait donc que pour les minéraux usuels de la méthode des traces, seuls les effets les plus extrêmes puissent dérégler le chronomètre.

— la zone de non rétention des traces : la température est trop élevée, l'uranium 238 fissionne mais les traces ne sont pas enregistrées; le chronomètre ne fonctionne pas;

— la zone de rétention partielle des traces : au fur et à mesure que les traces se forment, elles sont affectées d'un recuit thermique, leur longueur révélaire est diminuée; le chronomètre fonctionne mais il retarde : l'âge est rajeuni;

— la zone de rétention totale des traces : la température est suffisamment basse pour que toutes les traces formées soient enregistrées sans être affectées de « recuit thermique ». Le chronomètre fonctionne et il est à l'heure.

Pour interpréter un âge T.F. il est très important de connaître la température correspondant à l'âge mesuré.

1. Notion de température de fermeture

Plusieurs tentatives ont été faites pour déterminer la température correspondant aux âges T.F. mesurés. WAGNER et REIMER (1972), MARK et al., (1973) et HAACK (1977) ont utilisé une équation différentielle décrivant le taux de gain et de perte des traces fossiles dans un minéral se refroidissant. Par cette équation, une température de fermeture peut être calculée, celle-ci étant définie comme étant la température critique au-dessus de laquelle les traces de fission sont instables et totalement recuites. En-dessous de cette température, les traces peuvent être thermiquement affectées, mais la majorité d'entre elles restent détectables et sont prises en compte dans la densité de traces fossiles. Ainsi, l'âge T.F. mesuré doit être considéré comme étant égal au temps écoulé depuis que le minéral s'est refroidi pour la dernière fois en dessous de cette température de fermeture. Cette température de fermeture se situe quelque part dans la zone de rétention partielle des traces (WAGNER, 1968, 1981) et correspond à la fermeture du système.

2. Évaluation des températures de fermeture

Les températures de fermeture des différents minéraux utilisés en géochronologie par T.F. ont pu être déterminées plus ou moins précisément.

A) En laboratoire

La méthode usuelle pour déterminer la température de fermeture d'un minéral consiste à chauffer ce minéral à différentes températures et pendant des durées différentes, puis de mesurer à chaque fois le taux de réduction de la densité de traces. Ces résultats sont représentés sous forme de droites d'ARRHÉNIUS : chaque droite représente un certain degré de rétention (ou inversement de recuit) des traces : aucune rétention des traces à gauche de la droite d'ARRHÉNIUS, 100 % de rétention à droite. Les pentes de ces droites d'ARRHÉNIUS donnent les énergies d'activation correspondant aux différents degrés de recuit des traces (FLEISCHER et al., 1965 a). Ces droites peuvent être extrapolées à des températures de recuit géologique et la température de fermeture est ainsi déterminée. La figure 5 donne ainsi les caractéristiques de recuit d'une apatite étudiée par WAGNER et REIMER (1972) : ainsi, pour un recuit durant un million d'années aucune trace n'est enregistrée au-dessus de 210 °C, toutes les traces sont stables en dessous de 65 °C. La fourchette de température (65-210) correspond à la zone à rétention partielle des traces et la température de fermeture est définie dans cet intervalle et correspond à 50 % de rétention des traces (GLEADOW et DUDDY, 1981). Pour une durée de recuit de 10^5 ans, la température de fermeture de l'apatite est 160 °C, 150° pour 10^6 ans et 140° pour 10^7 ans etc....

B) En sondages

Un test de validité du calcul de la température de fermeture par extrapolation de recuits en laboratoire est apparu à la suite de sondages effectués en vue d'études géothermiques (BROOKINS et al., 1977; NAESER et FORBES, 1976; NAESER, 1979; BRIGGS et al., 1981; GLEADOW et DUDDY, 1981). Dans ces forages, la température est régulièrement mesurée le long du profil vertical, là où les échantillons sont prélevés pour la datation par trace de fission. La densité des traces des minéraux et en conséquence leur âge, diminue avec la profondeur et/ou la température (figure 7),

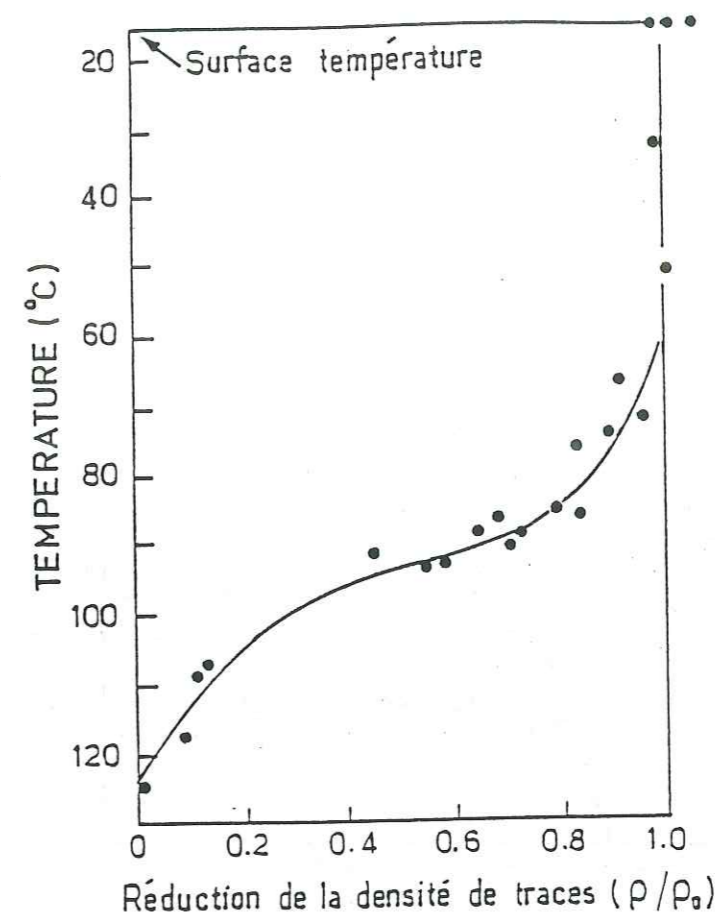


Figure 7: Réduction de la densité de traces (ρ/ρ_0) des apatites avec la température dans un forage profond (d'après GLEADOW et DUDDY, 1981).

jusqu'à s'annuler totalement à partir d'une température critique qui est de 125 °C pour les apatites traitées par GLEADOW et DUDDY (1981), et de 175 °C pour celles du forage Coso (Californie) traitées par NAESER (1980). Ces forages ont ainsi permis de retracer des courbes d'ARRHÉNIUS (NAESER, 1980), et de les comparer à celles obtenues par extrapolation à partir de recuits en laboratoire. On remarque que la zone de rétention partielle est plus étroite que celle prévue par extrapolation (GLEADOW et DUDDY, 1980, 1981) (figure 8).

3. Paramètres influençant les températures de fermeture

A) Le taux de refroidissement

Un fait important dont il faut tenir compte pour interpréter un âge T.F., c'est que la température de fermeture est fonction du taux de refroidissement dT/dt de la roche. WAGNER et REIMER (1972), HAACK (1977), NAESER (1980), SHARMA et al., (1980) puis DODSON (1979, 1981) ont largement insisté sur ce fait. En effet, plus le refroidissement de la roche est rapide, plus le séjour dans la zone de rétention partielle des traces est court (le nombre de traces de fission fossiles affectées thermiquement est faible) et plus la température de fermeture est haute. Inversement, un refroidissement lent va impliquer un maintien de la roche dans la zone à rétention partielle plus long; les traces fossiles affectées thermiquement seront plus nombreuses et la température de fermeture va être plus basse. Ainsi, pour l'apatite, DODSON (1979) propose les valeurs suivantes :

Taux de refroidissement	T_f
30 °C/Ma	105 °C
10 °C/Ma	98 °C
3 °C/Ma	92 °C

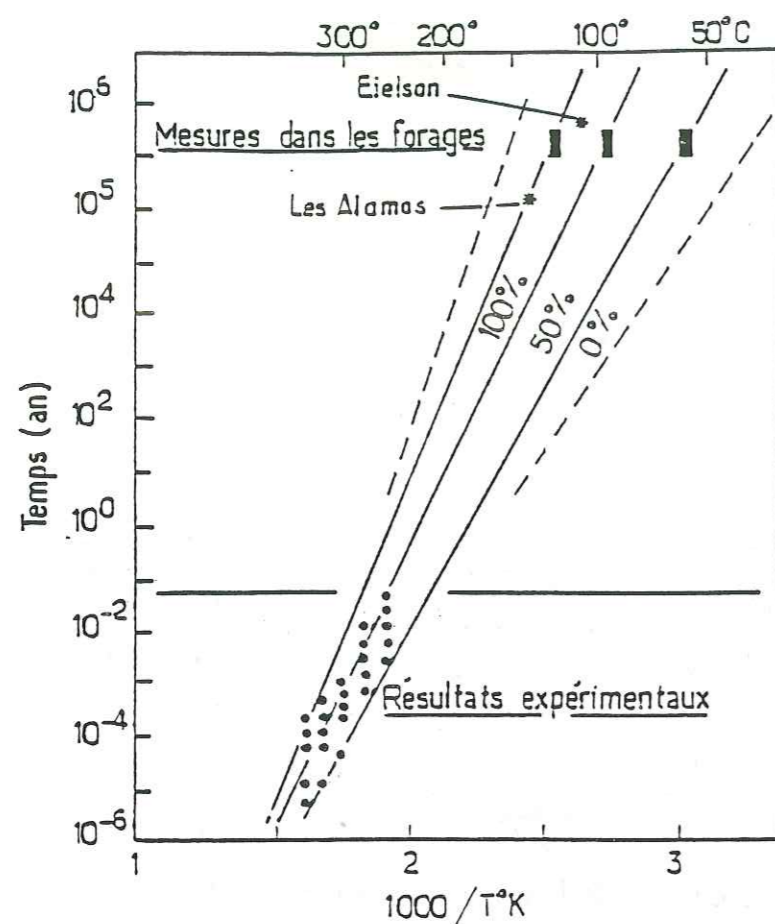


Figure 3: Droites d'Arrhenius (100, 50 et 0%) obtenues à partir des échantillons d'un forage dans les séries d'Otway (Australie) (Gleadow et Duddy, 1980, 1981). On remarque que la zone à rétention partielle est plus étroite que celle prévue par extrapolation (en pointille) des données expérimentales déduites de recuits en laboratoire. Sont reportées sur le même diagramme les valeurs de Naeser (1969, 1979) pour les forages de Eielson et Los Alamos.

HAACK (1977), puis SHARMA et al., (1980) ont publié les valeurs des températures de fermeture pour la plupart des minéraux utilisés pour la datation par T.F. Ces valeurs sont reportées dans le *tableau 1*.

B) Le passé thermique du minéral

Il existe un autre paramètre influant sur la température de fermeture d'un minéral : son « passé thermique », paramètre à ne pas négliger non plus pour l'interprétation géologique des âges T.F., en particulier dans le cas de roches polymorphiques, ayant un passé thermique complexe.

HAACK (1977) a été le premier à dire que l'énergie d'activation nécessaire pour guérir une trace était fonction de son degré de réduction. Autrement dit, les traces fraîches réagiront plus tôt au recuit que les traces déjà affectées thermiquement. Cette relation a été démontrée expérimentalement par plusieurs auteurs : DAKOWSKI et al., (1974), FLEISCHER et al., (1975), GLEADOW (1978), SAINI et NAGPAUL (1979).

Minéral	T° de fermeture pour différents taux de refroidissement				Bibliographie	T° de fermeture (°C)
	0,1°C/Ma	1°C/Ma	10°C/Ma	100°C/Ma		
Biotite	22	39	56	73	Nagpaul et al.74	100 ± 20
Chlorite	62	80	98	116	Sharma et al. 77	100 ± 25
Vermiculite	70	90	110	130	Sharma et al. 79	120 ± 30
Apatite	83	100	117	134	Nagpaul et al.74	
	62	78	94	110	Naeser et Faul 69	130 ± 30
	71	83	93	107	Wagner et Reimer 72	
Phlogopite	90	110	130	150	Parshad et al. 78	150 ± 35
Hornblende	99	117	135	155	Lal et al. 74	145 ± 23
Muscovite	105	125	145	165	Lal et Nagpaul 75	170 ± 25
Allanite	140	160	180	200	Saini et al. 75	260 ± 50
	165	185	205	225	Saini et al. 78	
Epidote	260	280	300	320	Naeser et Dodge 69	240 ± 25
	220	240	260	280	Haack 76	
Grenat	258	276	296	317	Lal et al. 77	350 ± 50
	260	280	300	320	Haack et Potts.72	
Sphène	264	284	304	324	Naeser et Dodge.69	340 ± 25
	282	302	322	342	Nagpaul et al.74	

Tableau A

Températures de fermeture pour divers minéraux, en fonction du taux de refroidissement. La dernière colonne indique la température de fermeture pour 50% de rétention des traces et pour une durée de recuit de $10^6 - 10^7$ ans (d'après Sharma et al., 1980).

Plus récemment, BERTAGNOLLI et al., (1981) soulignent ce fait pour l'apatite. Si l'énergie d'activation est une fonction croissante avec l'augmentation du degré de réduction (BERTAGNOLLI et al., 1981), il faut admettre qu'un minéral ayant un « passé thermique » soit plus résistant qu'un minéral venant juste de cristalliser et ne renfermant que des traces fraîches, exemptes de recuit thermique (c'est-à-dire ayant une longueur révélabile maximum). Ceci permettrait d'expliquer en partie les grands écarts qui existent pour les températures de fermeture de certains minéraux comme les zircons. Un zircon volcanique jeune, ayant refroidi rapidement, comportant des traces fraîches ne serait-il pas plus sensible aux phénomènes thermiques qu'un zircon provenant, par exemple, d'un socle précambrien polymétamorphique comme celui du Hoggar? Tout un domaine de recherche est ouvert ici et toute interprétation géologique d'un âge T.F. devrait toujours tenir compte du « passé thermique » de la roche.

4. Interprétation géologique des âges T.F.

Interpréter géologiquement un âge T.F. n'est pas toujours chose facile. En effet, une bonne connaissance de la méthode, alliée à une étude de terrain sérieuse est nécessaire. Les âges T.F. datent toujours le refroidissement en dessous d'une certaine isotherme; nous allons voir que différents cas peuvent se présenter et que la méthode est parfois riche de renseignements à condition de travailler avec plusieurs chronomètres, ayant chacun sa température de fermeture. Pour les différents cas que nous allons traiter, nous utiliserons 3 chronomètres A, B et C ayant respectivement T_A , T_B et T_C comme température de fermeture ($T_A > T_B > T_C$). Leurs âges seront notés t_A , t_B et t_C .

A) Cas d'un refroidissement rapide (figure 9-1)

C'est le cas typique d'une roche volcanique : les 3 chronomètres A , B et C sont concordants ($t_A = t_B = t_C$), ils datent l'âge de cristallisation de la roche.

B) Cas d'un refroidissement lent (figure 9-2)

Prenons par exemple un batholite de granite qui monte vers la surface, tout en se refroidissant mais de manière lente. Dans ce cas, les trois chronomètres A , B , C vont être discordants, $t_A > t_B > t_C$, leurs âges sont des âges de refroidissement; la vitesse de celui-ci peut être calculée si les températures de fermeture T_A , T_B et T_C sont bien connues.

C) Cas d'une crise thermique sérieuse suivie d'un refroidissement rapide (figure 9-3)

C'est le cas d'une roche refroidie puis réchauffée par un filon la recoupant. Les âges T.F. des trois chronomètres sont concordants et datent la mise en place du filon. Il est à noter que pour connaître l'âge de l'encaissant il suffit d'échantillonner suffisamment loin du filon. D'autre part, la méthode des traces offre, dans ce cas, la possibilité de dater des filons minéralisés : il faut alors échantillonner l'encaissant au contact du filon et travailler avec le chronomètre le plus sensible possible. Ce cas a été étudié en détail par CALK et NAESER en 1973.

D) Cas d'une crise thermique sérieuse suivie d'un refroidissement lent (figure 9-4)

L'utilisation de plusieurs chronomètres montre que le réajustement thermique a été très lent.

E) Cas d'une crise thermique de durée très brève (figure 9-5)

Parce que la durée du recuit est un paramètre non négligeable sur la stabilité des traces, un pic métamorphique très bref peut ne pas être enregistré par les chronomètres de haute température (zircons ou sphènes par exemple). Dans ce cas, le chronomètre A n'est pas affecté par la crise, tandis que B et C , chronomètres de plus basse température, datent la crise.

F) Cas d'une crise thermique légère (figure 9-6)

Si une roche est légèrement chauffée postérieurement à sa cristallisation, le chronomètre A , de haute température, n'enregistrera pas l'événement thermique. Par contre, le chronomètre C , de basse température, sera remis à zéro et son âge datera la crise. Un chronomètre B , ayant une température de fermeture T_B intermédiaire entre T_A et T_C , va avoir une partie de ses traces recuites. Son âge est mixte, il est t_B avec $t_A > t_B > t_C$.

5. Correction d'un âge apparent par la méthode des longueurs

Un minéral ayant refroidi lentement ou bien ayant été réchauffé par une crise thermique légère a séjourné dans la zone à rétention partielle des traces. Son âge T.F. se trouve donc rajeuni par rapport à l'âge de cristallisation de la roche. STORZER et WAGNER (1969, 1970), puis STORZER (1970) ont proposé une méthode de correction des âges apparents par les longueurs.

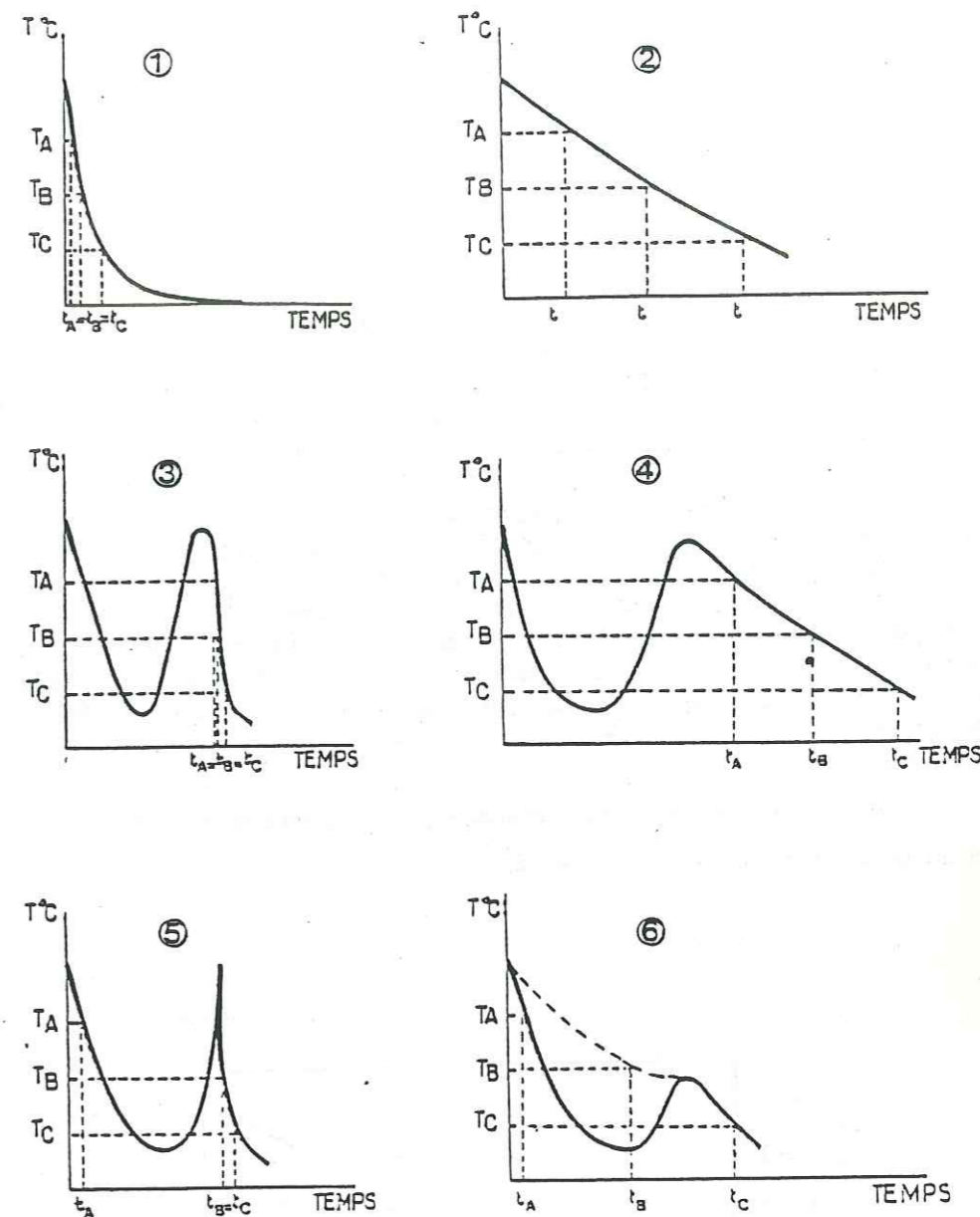


Figure 9 - Interprétation géologique des âges traces de fission

- 1- Refroidissement rapide $t_A = t_B = t_C =$ âge de la roche
- 2- Refroidissement lent, $t_A, t_B, t_C =$ âges de refroidissement
- 3- Crise thermique sérieuse suivie d'un refroidissement rapide $t_A = t_B = t_C =$ âge de la crise
- 4- Crise thermique sérieuse suivie d'un refroidissement lent $t_A, t_B, t_C =$ âge de refroidissement de la crise
- 5- Crise thermique sérieuse mais de durée très brève $t_A =$ âge de la roche $t_B = t_C =$ âge de la crise
- 6- Crise thermique légère $t_A =$ âge de la roche $t_B =$ âge mixte $t_C < t_B < t_A$ $t_C =$ âge de la crise (ou de son refroidissement)

A) Principe de la méthode

Cette méthode de correction des âges apparents repose sur l'établissement d'une courbe de calibration entre réduction parallèle de la longueur moyenne des traces (L) et de la densité des traces (D) avec des conditions de recuit croissantes (augmentation du temps de recuit ou de la température). La corrélation entre réduction de longueur (L/L_0) et réduction de densité (D/D_0) s'exprime pour la plupart des minéraux par une droite (SAINI et NAGPAUL, 1979).

Soit une phase minérale à dater. Après avoir totalement recuit les traces fossiles de ces minéraux, une irradiation en pile dans un flux de neutrons thermiques (lents) va créer dans ces mêmes minéraux une population de traces fraîches, induites, ayant une longueur $L_i = L_{max}$. En comparant la longueur des traces fossiles de l'échantillon à dater L_f avec L_i , il est possible de détecter un recuit géologique des traces fossiles. Si $L_f = L_i$, les traces fossiles sont indemnes de recuit géologique; l'âge mesuré est significatif et correspond au passage du minéral de la zone de non rétention des traces à la zone à rétention partielle. Par contre, si $L_f < L_i$, les traces sont effectivement affectées par le recuit géologique, l'âge mesuré est apparent, il faut le corriger. Il faut alors, à la suite d'une série de recuits partiels des traces induites, construire la courbe de la figure 10. Le pourcentage de densité de traces fossiles (D_f) « perdu » par suite du raccourcissement des traces se déduit graphiquement de la courbe à partir de la mesure de L_f/L_i (où L_f = longueur moyenne des traces fossiles, L_i = longueur moyenne des traces induites).

Ainsi :

$$\text{densité corrigée} = \text{densité mesurée} + (100 - x) \text{ densité mesurée}$$

et un âge corrigé peut alors être calculé.

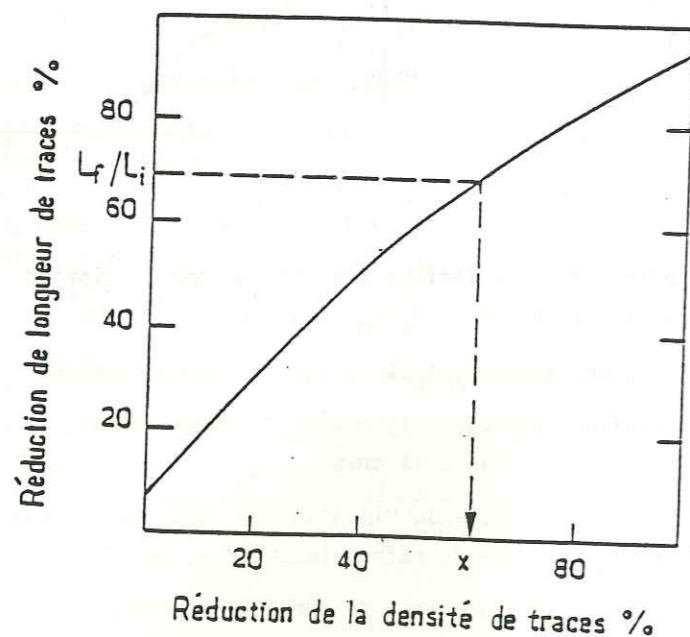


Figure 10: Principe de la correction d'un âge TF "thermiquement rajeuni", par la méthode des longueurs. Après avoir établi la courbe de calibration L/L_0 en fonction de D/D_0 à partir de traces de fission induites de ^{235}U , on mesure le rapport L_f/L_i des longueurs de traces fossiles (partiellement recuites) aux longueurs de traces induites (non recuites). On en déduit graphiquement le taux x de recuit des traces de fission spontanée de ^{238}U .

L_0 = longueur maximum
 D_0 = densité maximum

B) Avantages et limitation de la méthode

Cette méthode permet de corriger des âges rajeunis. Cependant, elle ne s'applique bien que dans le cas d'une répartition homogène de l'uranium, puisque l'établissement de la courbe réduction de traces en fonction de réduction de longueur se fait à partir de plusieurs aliquotes du minéral à dater. Ainsi, elle peut être utilisable pour les verres, les micas, les apatites, quelquefois pour les sphènes et plus rarement pour les zircons. D'un autre côté, il faut s'assurer que les recuits en laboratoire n'affectent pas les propriétés du minéral en temps que D.S.T.N. Par exemple, il est délicat de chauffer les verres, ils sont métastables sous l'effet de la température.

Il faut aussi noter que la précision de l'âge corrigé par cette méthode, peut ne pas être satisfaisant; en effet, plusieurs erreurs supplémentaires sont introduites dans le calcul de l'âge corrigé : une erreur de lecture de la courbe, une erreur sur la mesure de L_f et de L_i . Ainsi l'erreur sur D_f corrigée est supérieure à celle sur D_f mesurée.

Toutefois, la mesure des longueurs de traces permet quelquefois d'interpréter des âges mixtes (GLEADOW et DUDDY, 1982). En effet, l'allure de l'histogramme de distribution des longueurs de traces fossiles dans un minéral renseigne sur son histoire thermique. Cet histogramme va permettre de trancher entre le cas d'un minéral ayant refroidi lentement (figure 11 a) et celui d'un minéral ayant été affecté par une crise thermique légère (figure 11 b). Le minéral ayant refroidi lentement va présenter une distribution de longueurs de traces unimodale et dissymétrique (figure 11 a); par contre, celui qui aura été affecté par un événement thermique, montrera une distribution bimodale des longueurs des traces fossiles (figure 11 b) : toutes les traces qui existaient avant l'événement thermique vont être affectées du même taux de recuit (pic de gauche dans l'histogramme), puis une nouvelle population de traces se crée (pic de droite) : elles sont longues. Ainsi, la mesure des longueurs des traces fossiles dans un minéral va permettre de dire si un minéral a été thermiquement affecté (cas où $L_f < L_i$) et dans ce cas, l'histogramme de distribution des traces permet de trancher entre un refroidissement lent et une crise thermique légère. Ce type de renseignement est primordial pour la géologie et la méthode des traces est la seule, en géochronologie, à fournir de tels renseignements.

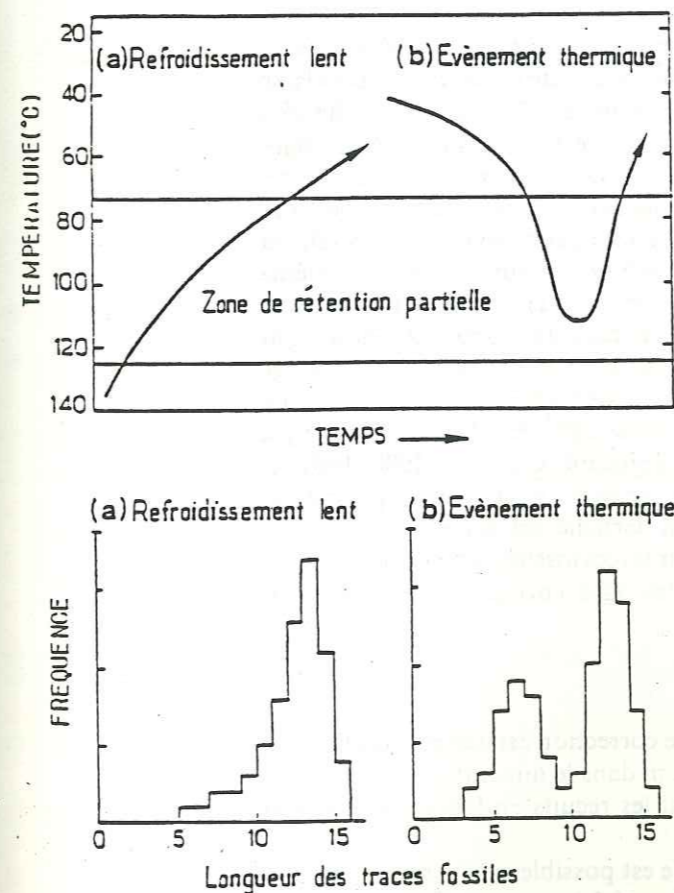


Figure 11.

Evolution de la température en fonction du temps pour a) un minéral ayant subi un refroidissement lent b) un minéral affecté par un événement thermique. (d'après Gleadow et Duddy, 1982).
Allure des histogrammes de distribution des longueurs de traces fossiles pour des apatites a) ayant refroidie lentement b) ayant subi une crise thermique légère. (d'après Gleadow et Duddy, 1982).

6. Correction d'un âge apparent par la méthode des âges-plateaux

Le rajeunissement thermique d'un âge T.F. est dû à une diminution de la longueur révélabile des traces fossiles. En conséquence, les traces induites se révèlent mieux que les traces fossiles dont une partie n'est pas révélée. Ainsi, dans l'équation d'âge, le rapport des coefficients d'efficacité de l'attaque chimique η_{238}/η_{235} ne peut plus être pris comme égal à 1 puisque $\eta_{238} > \eta_{235}$. Nous allons voir que par la méthode des plateaux, la valeur de ce rapport est ramenée à 1 et un âge corrigé peut être calculé.

A) Principe de la méthode

La méthode des plateaux consiste à ramener les traces induites au même taux de recuit que les traces fossiles et ceci par un traitement thermique approprié pour que la condition $\eta_{238}/\eta_{235} = 1$ soit à nouveau remplie et que l'équation d'âge (3) donne un âge corrigé, significatif géologiquement.

Deux types d'âges-plateaux peuvent être obtenus, selon que l'on travaille en régime isochrone (recuits successifs des traces à température croissante pour des durées constantes) (STORZER, 1972, 1973; STORZER et POUPEAU, 1973) ou en régime isotherme (recuits successifs des traces à une température donnée mais pour des durées croissantes) (BURCHART et al., 1975; GALAZKA et BURCHART, 1977 a-b).

La figure 12 montre le principe des âges-plateaux en régime isochrone. Pour chaque température de recuit, un âge T.F. est mesuré à partir de couples de populations de cristaux contenant respectivement des traces fossiles et des traces induites (figure 12 A). L'évolution des âges mesurés est différente suivant que l'échantillon comporte des traces fossiles indemnes de recuit thermique (cas d'un refroidissement rapide) ou bien un mélange de traces indemnes de recuit et des traces thermiquement raccourcies (cas d'un refroidissement lent ou d'une crise thermique légère). En effet, prenons le cas d'un échantillon ayant refroidi rapidement après sa cristallisation (ou après une crise thermique sérieuse) : ses traces fossiles ne sont affectées d'aucun recuit thermique, elles vont donc, à la suite de recuits successifs, se comporter de la même manière que les traces induites, elles aussi non affectées thermiquement puisque récemment créées en pile (figure 12 B). Dans ce cas, les âges mesurés sont tous concordants et donnent un diagramme d'« âge plat ». Par contre, si les traces fossiles d'un minéral ont été thermiquement affectées, leur réponse aux recuits en laboratoire va être plus lente : l'âge calculé à partir du rapport D_F/D_I , va augmenter tant que les traces fossiles et induites n'auront pas le même comportement vis-à-vis de la température ($\eta_{238}/\eta_{235} < 1$) (figure 12 C). Lorsque les densités fossiles et induites diminuent au même taux, le rapport D_F/D_I devient constant et l'âge atteint une valeur plateau. L'âge corrigé est calculé par un âge pondéré sur les valeurs individuelles obtenues pour chaque mesure à haute température. Plus vieux que l'âge apparent, calculé avec les densités D_F et D_I à température ambiante, il est géologiquement significatif (CARPENA, 1980, 1981) et date le début de la rétention des traces dans la phase datée, c'est-à-dire le passage de la zone de non rétention à la zone de rétention partielle des traces.

La méthode isotherme permet aussi d'amener traces fossiles et traces induites au même taux de réduction. Elle donne aussi des âges corrigés, géologiquement significatifs.

B) Avantages et limitation de la méthode

Le premier inconvénient de cette méthode de correction est que son application nécessite une distribution homogène de l'uranium dans le minéral à dater. D'autre part, les échantillons de verres, supportant mal les recuits en laboratoire, seront difficiles à dater par cette méthode.

Toutefois, quand l'application de la méthode est possible, elle permet d'obtenir des âges corrigés significatifs avec une précision satisfaisante (5 à 10 % à 2σ). De plus, l'existence ou non d'âges plateaux donne des renseignements sur l'histoire thermique du minéral : en effet, un « âge plat » indique un refroidissement rapide, alors qu'un âge plateau met en évidence un recuit thermique des traces de fission dû soit à un refroidissement lent de la roche, soit à une légère retouche thermique. La méthode n'est cependant pas capable de faire la distinction entre ces deux possibilités.

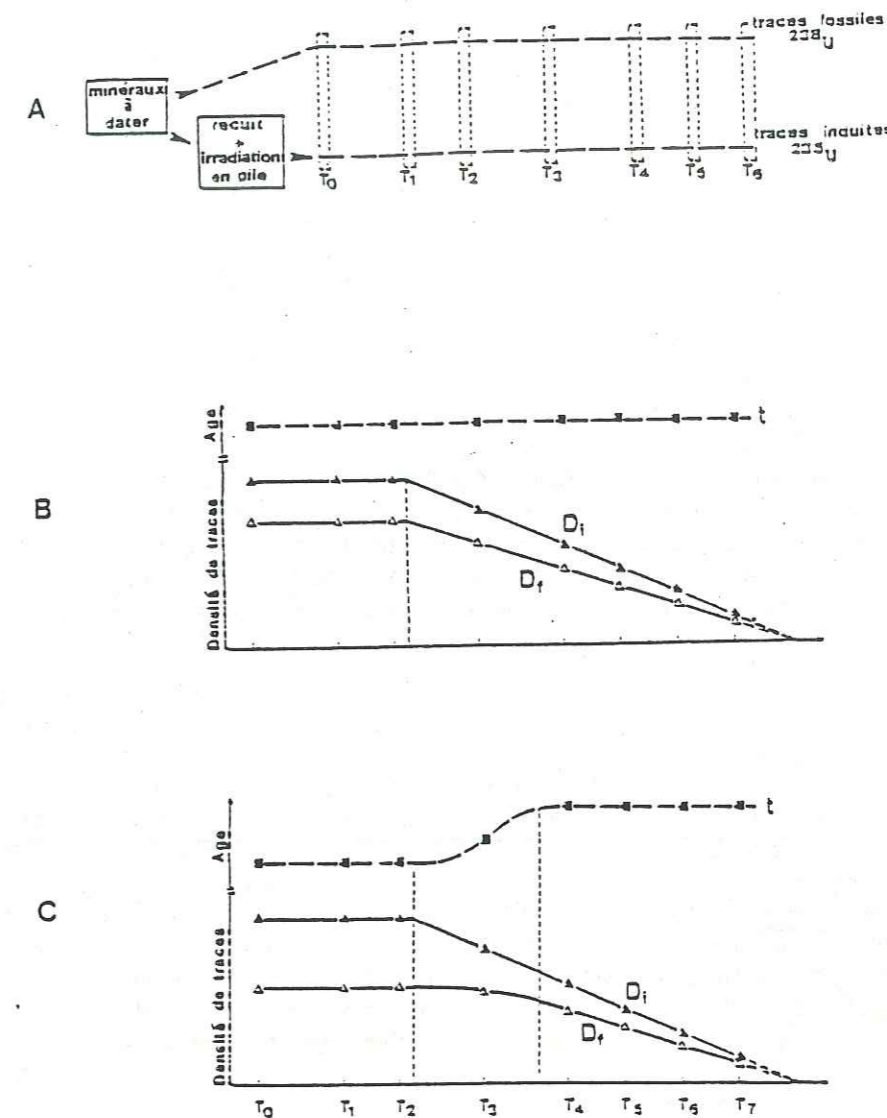


Figure 12. Pour chaque température de recuit un âge TF est mesuré à partir de couples de populations de cristaux contenant respectivement des traces fossiles et induites (A). L'évolution des âges mesurés est donnée pour un refroidissement rapide (B) et pour le cas d'une roche ayant été légèrement retouchée thermiquement (C).

7 Conclusion

Ainsi, pour le géologue, l'application de la méthode des traces permet d'obtenir des renseignements précieux sur l'histoire thermique des roches. Pour cela, l'interprétation d'un âge T.F. doit absolument prendre en compte les conditions de stabilité des traces dans les minéraux datés (température de fermeture), l'âge des minéraux coexistants (datation de plusieurs phases dans le même minéral) et enfin toutes les informations apportées par la géologie du secteur étudié, et cela après un échantillonnage minutieux et précis, si possible effectué avec le géochronologiste.

De plus, la confrontation des âges obtenus par T.F. avec ceux donnés par les autres méthodes géochronologiques permettra toujours de compléter l'histoire thermique des roches. Il n'est pas superflu d'ajouter que la comparaison des âges T.F. avec ceux obtenus par d'autres méthodes géochronologiques (Rb/Sr sur roche totale, U-Pb sur zircon...) apporte des renseignements complémentaires sur l'histoire du refroidissement de la roche. En effet, les températures de fermeture des chronomètres T.F. sont des chronomètres de basse température quand ils sont comparés aux différents chronomètres des autres méthodes (figure 13). Ils amènent donc des renseignements sur la fin de l'histoire thermique des roches et la mise en route de plusieurs méthodes est toujours plus riche de renseignements.

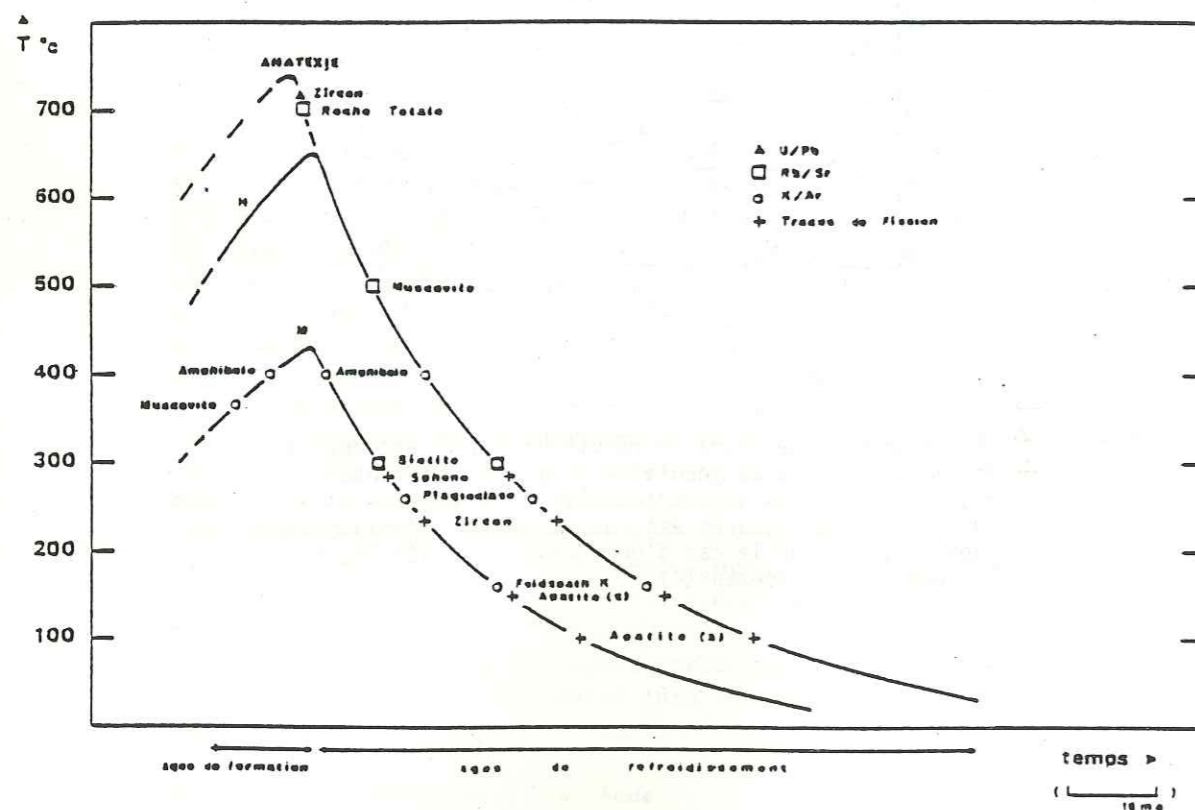


Figure 13: Température de fermeture des chronomètres usuels pour les méthodes U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et T.F. Courbes de refroidissement consécutives à des métamorphismes de haut (H) et moyen (M) grade (d'après Jager, 1979; modifié par Mailhé, 1982).
apatite (c): âge corrigé
apatite (a): âge apparent.

IV - TECHNIQUES EXPÉRIMENTALES

Suivant la roche et la phase datées, la quantité de roche à échantillonner est variable (de quelques centaines de grammes à quelques kilogrammes).

1. Préparation des échantillons à dater

La technique varie selon que la phase va être datée par la méthode des populations ou bien par celle du détecteur externe.

A) Cas d'une phase datée par la méthode des populations

Les principales opérations sont les suivantes :

Séparer les minéraux à dater en 2 lots : un premier lot (F) et un deuxième (I). Le lot (I) peut être recuit dans un four de façon à effacer toutes les traces fossiles du minéral, par exemple pour l'apatite il faudra un temps de recuit de 2 heures à 550 °C pour éliminer totalement les traces fossiles. Mais attention, ce procédé n'est pas recommandé pour les verres car ils sont métastables sous l'effet de la température.

Le lot (I) est ensuite irradié en pile par un flux de neutrons thermiques induisant la fission de l'isotope 235 de l'uranium. Ainsi, les minéraux du lot (I) ne renferment qu'une seule population de traces : les traces induites, sauf dans le cas des verres, où le lot (I) contient la somme des deux populations fossile et induite.

Les minéraux des deux lots vont être inclus dans une même pastille de résine époxy, afin que les conditions de polissage et d'attaque chimique qui vont suivre, soient identiques pour les deux populations. Le polissage des échantillons est ensuite nécessaire afin d'obtenir une surface interne de ceux-ci. Deux poudres d'alumine vont être utilisées successivement : une poudre de 100 µm puis, pour améliorer la qualité de la surface polie, une poudre de 0,3 µm ou une pâte diamantée. Le polissage est une étape importante, de la qualité du poli dépend souvent la qualité du comptage.

Enfin, la révélation des traces des deux populations se fait par attaque chimique. Les différentes attaques chimiques seront répertoriées dans le tableau 2. La durée de l'attaque chimique n'est jamais une constante pour un même type de minéraux et une courbe de calibration de l'attaque chimique permet de choisir judicieusement le temps de l'attaque chimique correspondant au meilleur rendement possible (η_{238} et η_{235} maximum).

B) Cas d'une phase datée par la méthode du détecteur externe

C'est la meilleure méthode pour la datation des sphènes et des zircons.

Le montage des zircons se fait dans du téflon FEP en pastilles de 0,5 mm d'épaisseur : l'inclusion est effectuée à chaud sur une plaque chauffante.

Le polissage des pastilles en téflon se fait exactement comme celui des pastilles d'époxy (voir en (a)). Une fois polis, les minéraux sont attaqués chimiquement afin de révéler leur densité de traces fossiles. L'irradiation est effectuée ensuite, après avoir accolé sur la face polie des minéraux un détecteur externe qui enregistrera les traces induites par les neutrons thermiques. Ce détecteur externe (une feuille de muscovite, par exemple) est ensuite attaqué chimiquement.

2. Comptage des traces

Le comptage des traces s'effectue au microscope optique en lumière transmise et/ou réfléchi. Généralement, il y a beaucoup trop de traces dans le champ du microscope et l'emploi d'une grille de comptage est recommandé. Ces grilles sont placées dans l'oculaire et sont interchangeables.

Pour le comptage des traces dans les verres, un grossissement de 500 fois est souvent suffisant. Dans les minéraux, les traces sont plus petites et un grossissement de 1000 (objectif $\times 100$ et oculaire $\times 10$) est nécessaire pour le comptage des traces dans les apatites. Le comptage des traces dans les zircons nécessite à notre avis un grossissement plus fort, et nous avons l'habitude de travailler avec un objectif $\times 160$ à immersion et des oculaires $\times 10$.

Pour les minéraux datés par la méthode du détecteur externe, il faut veiller à ce que la surface comptée dans le détecteur externe (densité induite) corresponde exactement à celle comptée dans le cristal (densité fossile). Pour cela, un repérage assez fin est nécessaire, il est possible grâce à une série de trous d'aiguille percés simultanément dans le téflon et dans le muscovite, avant de les séparer (figure 14). Récemment, GLEADOW et al., (1982) ont mis au point un système de repérage automatique avec une platine de microscope pilotée par un ordinateur.

Pour la méthode des populations, il est recommandé de compter un minimum de 1 000 traces, et cela dans le plus grand nombre de cristaux (une cinquantaine au moins). Pour celle du détecteur externe, il faut bien sûr compter un maximum de traces, mais un âge est en général calculé à partir d'une dizaine de cristaux.

Enfin, la distinction entre artefacts et traces est quelquefois délicate. Les dislocations peuvent être assez nombreuses dans les minéraux des roches très déformées, mais elles se différencient bien des traces par leur taille, leur orientation ou leur forme. Les verres peuvent être riches en bulles et inclusions qui gênent le comptage. D'autres verres sont quelquefois trop foncés (obsidiennes) pour laisser passer la lumière transmise du microscope; le comptage devra alors être effectué en lumière réfléchie.

Le lecteur trouvera des photos de traces de fission dans les verres et dans divers minéraux dans la figure 15.

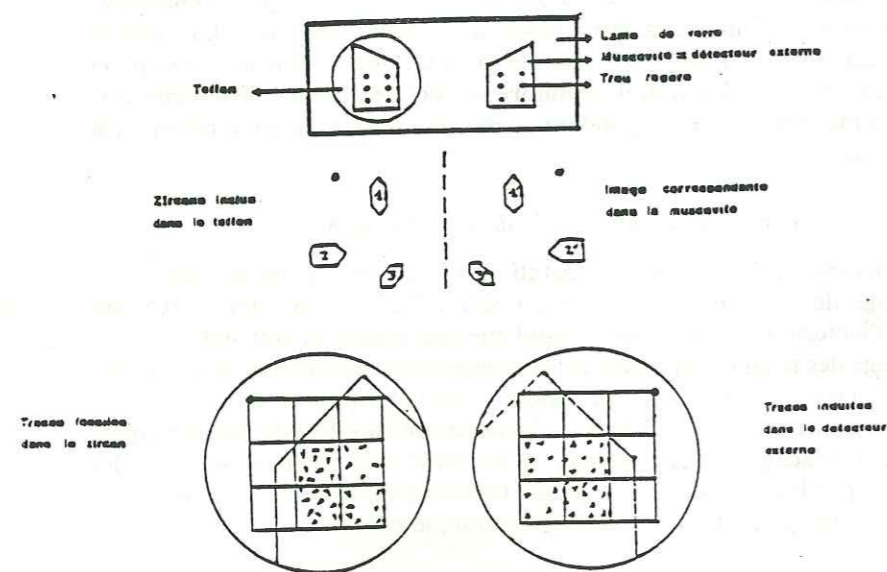


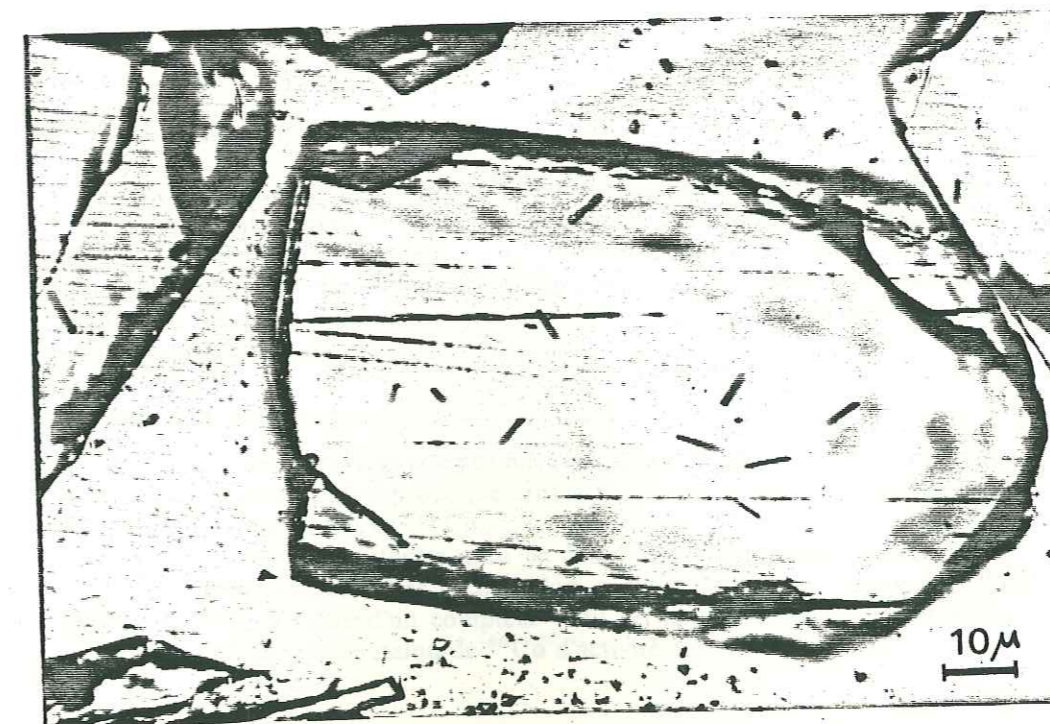
Figure 14. Comptage des traces pour la méthode du détecteur externe.

Figure 15. Traces de fission dans divers minéraux

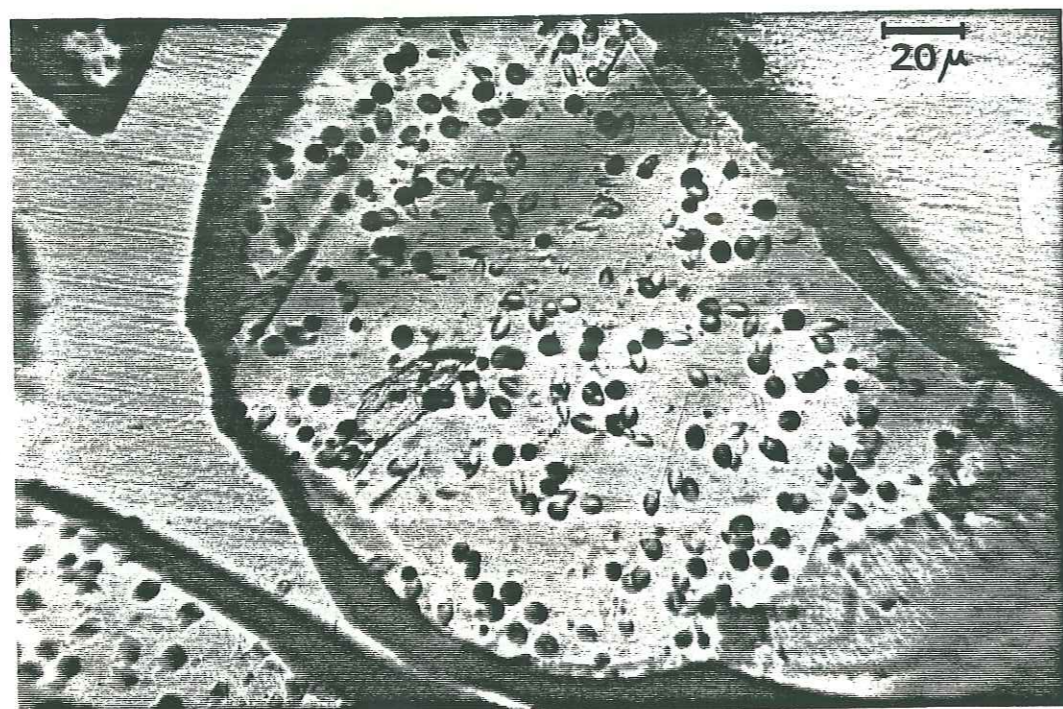
- a - dans un zircon
- b - dans une apatite
- c - dans un verre volcanique



a



b



C

Phase datée	Conditions d'attaque	Références
Apatite	0,25% HNO ₃ , ~ 1 min, 23°C	Bhandari et al, 1971
Biotite	20% HF, 1-2 min, 23°C	Price et Walker, 1962
Muscovite	48% HF, 10-40 min, 23°C	"
Sphène	HCl concentré, 0,5-1,5h, 90°C 6N NaOH, 20-30min, 130°C	Naeser et Faul, 1969 Calk et Naeser, 1973
Zircon	H ₃ PO ₄ , quelques sec, 375-500°C NaOH aqueux; 0,25-5h, 220°C 2ml HF 48% + 1ml H ₂ SO ₄ 80% à 180°C en bombe sous pression eutectique (KOH-HaOH) (11,2mg-8,0mg) 210°C, 24-48h	Fleisher et al, 1964a Naeser, 1969 Krishnaswami et al, 1973 Gleadow et al, 1976
Verres basaltiques	HF 20%, 1 min, t° amb.	Fleisher et al, 1968
Obsidienne	HF 48%, 30sec, T° amb.	Fleisher et Price, 1964 b

3. Détermination de la dose de neutrons

Une fois le comptage des traces terminé, le rapport des densités D_F/D_I est connu et la seule variable restant à déterminer pour calculer l'âge est Φ , dose de neutrons thermiques reçue par l'échantillon pendant l'irradiation. Chaque équipe a le choix entre deux méthodes pour cette calibration : utiliser l'activation neutronique de pastilles de cobalt, irradiées avec l'échantillon, ou bien des verres standards enrichis artificiellement en uranium.

A) Activation neutronique

Une pastille de ⁵⁹Co est irradiée en même temps que l'échantillon par un flux de neutrons thermiques. Ce flux provoque dans la pastille de ⁵⁸Co une réaction (n, γ) et le ⁵⁹Co est transformé en ⁶⁰Co. Le ⁶⁰Co formé ($T = 5,24$ ans) émet un rayonnement γ et se transforme ainsi en ⁶⁰Ni. Pour déterminer la dose Φ de neutrons thermiques reçue par l'échantillon, il suffit de mesurer l'activité de la pastille de ⁶⁰Co à l'aide d'un compteur γ au germanium-lithium et ceci en la calibrant avec une source étalon de ⁶⁰Co d'activité connue.

B) Verres standards

Une autre méthode de calibration consiste à placer dans le paquet d'irradiation un verre standard de concentration en uranium connue. Il suffit alors, après l'irradiation, de comparer la densité de traces induites dans ce verre standard lors de l'irradiation avec celle du même verre standard, mais irradié dans des conditions connues avec une dose Φ .

Le U. S. National Bureau of Standards vend des verres standards; les verres disponibles ont quatre concentrations en uranium différentes : 461 ppm U; 37,4 ppm U; 0,82 ppm U; et 0,072 ppm U (CARPENTER et REIMER, 1974). Les deux valeurs intermédiaires sont suffisantes pour la datation du matériel géologique.

Récemment, HURFORD et GREEN (1981, 1982) se sont penchés sur les problèmes de calibration des doses de neutrons. Ces auteurs montrent que les calibrations faites par activation neutronique avec des pastilles de cobalt sont plus reproductibles que celles effectuées à l'aide du verre standard SRM 612 par exemple.

En conclusion, l'utilisation de moniteurs de cobalt est, à notre avis, préférable. Cette méthode de calibration est facile à mettre en œuvre, d'autant plus que certains laboratoires de géologie sont maintenant équipés en activation neutronique. Toutefois, l'utilisation des verres standards n'est pas à rejeter totalement.

Dans tous les cas, il faut veiller à choisir dans le réacteur où l'on effectue l'irradiation, un emplacement tel que le rapport neutrons thermiques/neutrons rapides soit le plus grand possible.

4. Précision de l'âge

L'intérêt d'une méthode géochronologique dépend aussi de la précision des âges qu'elle donne. Pour la méthode des traces, de nombreux auteurs se sont penchés sur les problèmes de calcul d'erreurs (MCGEE et JOHNSON, 1979, 1981; JOHNSON et al., 1979; GREEN, 1980, 1981; BURCHART, 1980, 1981; GALBRAITH, 1981 a-b). A la lecture de ces articles très spécialisés, le géologue non familier avec la pratique des statistiques, peut se trouver déconcerté. Ce paragraphe se limitera aux modes de calcul d'erreur conseillé dans la littérature, tout lecteur pourra approfondir le problème en se rapportant aux articles cités.

L'équation d'âge (3) peut s'écrire sous la forme :

$$t = K_1 \text{Log} \left(\frac{D_F}{D_I} \cdot \Phi \cdot K_2 + 1 \right)$$

où K_1 et K_2 sont des constantes.

Cette équation contient 3 variables qui sont la dose de neutrons Φ , la densité de traces fossiles D_F et la densité de traces induites D_I .

De manière générale, chaque grain de l'échantillon ayant reçu la même dose de neutron, l'erreur sur Φ est considérée comme une erreur systématique :

$$t = K_1 \text{Log} \left(\frac{D_F}{D_I} \cdot K_3 + 1 \right)$$

La détermination de D_F et D_I est toujours accompagnée d'erreurs expérimentales puisqu'elle est faite par comptage d'un nombre N_F de traces fossiles dans une surface A_F et d'un nombre N_I de traces induites dans une surface A_I :

$$D_F = \frac{N_F}{A_F} \quad D_I = \frac{N_I}{A_I}$$

Dans la méthode du détecteur externe, $A_F = A_I$. Ce n'est pas toujours le cas dans la méthode des populations.

A) Calcul de l'erreur sur un âge déterminé par la méthode du détecteur externe

En 1979, MCGEE et JOHNSON, proposent un modèle de calcul d'erreur pour les âges déterminés par la méthode du détecteur externe. Un programme d'ordinateur nommé FISSION, écrit en BASIC a été développé. Ces auteurs font les hypothèses suivantes :

- l'erreur sur la valeur de Φ est statistiquement indépendante des erreurs faites sur N_F et N_I
- les variables N_F et N_I ne sont pas indépendantes, elles sont liées à la concentration en uranium du minéral
- l'âge t est une constante.

Dans ce cas, l'erreur standard sur l'âge est :

$$\frac{\sigma_t}{t} = C \cdot \left[\left(\frac{\sigma_F}{N_F} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_I}{N_I} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_\Phi}{\Phi} \right)^2 - 2r \left(\frac{\sigma_F}{N_F} \right) \cdot \left(\frac{\sigma_I}{N_I} \right) \right]^{1/2}$$

où $\sigma_{t,F,I,\Phi}$ = erreur standard sur t , N_F , N_I et Φ .

r = coefficient de corrélation entre N_F et N_I

$$\text{et :} \quad C = \frac{K_1}{t} (1 - e^{-t/K_1})$$

$$\text{avec :} \quad \begin{aligned} K_1 &= C^{\text{te}}, \\ t &= K_1 \text{Log} \left(1 + K_2 \Phi \frac{D_F}{D_I} \right). \end{aligned}$$

Nous renvoyons à JOHNSON et al. (1979) pour le détail du calcul amenant à cette expression. Pour cette méthode de calcul, les auteurs considèrent que la fission est un phénomène physique obéissant à la loi de POISSON.

Dans ce cas :

$$\sigma_F = \sqrt{N_F}, \quad \sigma_I = \sqrt{N_I}$$

Dans le cas où l'âge de l'échantillon t est inférieur à 10^8 ans, C peut être pris égal à 1. Finalement :

$$\frac{\sigma_t}{t} = \left[\frac{1}{N_F} + \frac{1}{N_I} + \left(\frac{\sigma_\Phi}{\Phi} \right)^2 - 2r \left(\frac{1}{\sqrt{N_F}} \right) \cdot \left(\frac{1}{\sqrt{N_I}} \right) \right]^{1/2}$$

Cette méthode de calcul d'erreur, utilisable pour la datation par détecteur externe semble minimiser les erreurs (GREEN, 1981; GALBRAITH, 1981 a-b), et ceci est dû au fait que la loi de POISSON n'est qu'un cas idéal. Il existe d'après GREEN (1981) un grand nombre de raisons impliquant que la distribution du rapport N_F/N_I n'est pas poissonnienne; les plus courants sont :

- comptage d'artefacts
- contact cristal-détecteur plus ou moins parfait
- révélation incomplète des traces fossiles
- mauvais reprérage dans le détecteur externe.

Cet auteur propose alors d'utiliser la moyenne des rapports N_F/N_I pour le calcul d'âge :

$$\left(\frac{N_F}{N_I} \right) = \sum_{j=1}^n \frac{\left(\frac{N_F}{N_I} \right)_j}{n}$$

L'erreur est calculée de la manière suivante :

$$\sigma \left(\frac{N_F}{N_I} \right) = \frac{\left[\sum_{j=1}^n \left(\frac{N_F}{N_I} \right)_j^2 - \left[\sum_{j=1}^n \left(\frac{N_F}{N_I} \right)_j \right]^2 \right]^{1/2}}{n(n-1)}$$

Pour conclure, nous dirons que chaque fois qu'un échantillon montre une grande dispersion entre les âges individuels de grains, il est préférable de calculer l'âge et son erreur selon la méthode de GREEN (1981). Toutefois, nous n'avons rencontré le cas d'une grande dispersion de ces âges individuels qu'assez rarement : pour la datation de zircons jeunes ($< 10^5$ t/cm²) par exemple.

B) Calcul de l'erreur sur l'âge dans le cas de la méthode des populations

Il n'existe pas encore de méthode totalement satisfaisante pour calculer l'erreur sur un âge déterminé par la méthode des populations (NAESER et al., 1979). En effet, la loi de POISSON ne peut être utilisée que dans le cas où la distribution de l'uranium dans le minéral est bien homogène.

Généralement, lorsque U est mal distribué, la distribution des traces est assimilée à une loi normale, l'écart-type σ et l'erreur standard $\bar{\sigma}$ correspondante sont ainsi calculés :

$$\sigma = \left[\frac{\sum x^2 - \frac{(\sum x)^2}{n}}{n-1} \right]^{1/2}$$

si n est le nombre de grains comptés, x le nombre total de traces comptées dans n grains :

$$\bar{\sigma} = \frac{\sigma}{\sqrt{\pi}}$$

L'erreur relative (%) est alors $\frac{\bar{\sigma}}{\bar{x}} \cdot 100$ où \bar{x} est la moyenne des traces comptées ($\sum x/n$).

Ce calcul est fait pour les traces fossiles et les traces induites, l'erreur totale sur le comptage étant :

$$\bar{\sigma} = [(\bar{\sigma}_f)^2 + (\bar{\sigma}_i)^2]^{1/2}$$

Après avoir rajouté l'erreur sur la dose de neutrons, l'erreur totale sur l'âge est calculée :

$$\bar{\sigma}_T = [(\bar{\sigma}_f)^2 + (\bar{\sigma}_i)^2 + (\bar{\sigma}_\phi)^2]^{1/2}$$

C) Erreur sur la détermination de la dose de neutrons

Que la dose soit déterminée à l'aide de verres standards ou bien par activation neutronique (pastille de cobalt), la loi de POISSON est utilisée. En effet, dans le cas des verres standards, cette loi peut être appliquée puisque la distribution en uranium est homogène. Pour une détermination de la dose par activation neutronique, la loi de POISSON est aussi valable à condition de compter suffisamment longtemps (10 minutes au moins) :

$$\bar{\sigma}_\phi = \frac{\sqrt{N}}{N} \cdot 100 \quad (\%)$$

avec N = nombre de traces comptées dans le verre standard ou bien nombre de coups (comptage net + bruit de fond).

En conclusion, nous pourrions ajouter que pour que toute datation obtenue par traces de fission soit utilisable, il faudrait qu'elle soit accompagnée des conditions expérimentales utilisées :

- pour le calcul de l'âge : la constante de fission λ_f utilisée, le rapport isotopique de l'uranium, la section efficace de ^{235}U pour les neutrons thermiques,
- le nombre de traces fossiles et induites comptées et le nombre de grains,
- comment la dose de neutrons a-t-elle été déterminée?, quels types de verres standards ou de moniteurs ont été utilisés?
- la méthode de datation utilisée : méthode des populations ou du détecteur externe?, le type de détecteur externe : plastique ou muscovite?
- les traces fossiles ont-elles été recuites avant l'irradiation?
- les conditions d'attaque choisies,
- le mode de calcul de l'erreur sur l'âge,
- si l'âge a été corrigé, par quelle méthode?

C'est à ces conditions seulement que les différents laboratoires pourront collaborer, comparer leurs résultats et leurs méthodes de travail. NAESER, GLEADOW et WAGNER ont ainsi proposé un modèle de tableau pour reporter les résultats obtenus par T.F. (NAESER et al., 1979). Cette standardisation des résultats ne peut être que positive.

V - APPLICATIONS DE LA MÉTHODE

Nous allons voir trois applications différentes de la méthode : la datation d'épisodes volcaniques, l'étude du passé thermique d'un bassin sédimentaire et enfin la mise en évidence d'une phase tectonique.

1. Datation du volcanisme acide de l'ouest-Morvan

En bordure ouest du Morvan, un bassin volcano-sédimentaire appelé « bassin de Montreuilon », est rempli de formations volcaniques bréchiques, tuffacées, ignimbritiques, superposées, dans lesquelles s'intercalent des sédiments détritiques à plantes. Ce bassin s'apparente à une caldeira qui se situe au nord-ouest du faiseau synclinal du Morvan; il a pour substratum le batholite des Settons. L'âge de ces formations a longtemps été très discuté et la datation de ces volcanites a été effectuée par la méthode des traces de fission sur zircons (CARPENA et al., sous presse).

Ces formations acides sont groupées en deux complexes volcaniques séparés par un niveau sédimentaire charbonneux important. Un log synthétique de toute la série est présenté sur la figure 16.

- Le complexe inférieur ou complexe de BLISMES : cet ensemble est représenté par une succession de coulées ignimbritiques, de dépôts tuffacés ou bréchiques. Suivant les endroits de la caldeira, ce complexe présente des intercalations plus ou moins importantes de niveaux volcano-détritiques ou de sédiments charbonneux. Ce complexe de BLISMES correspond à un mégacycle volcano-sédimentaire très étalé dans le temps.

- Le complexe supérieur ou complexe de MONTREUILON : il est constitué par de nombreuses nappes ignimbritiques de tailles modestes, empilées ou imbriquées. Ce complexe ne présente jamais d'intercalation sédimentaire ou volcano-sédimentaire, ce qui indiquerait une mise en place relativement rapide.

- L'unité sédimentaire charbonneuse ou « formation du pont des Amours » : après la mise en place du complexe de BLISMES et avant l'édification du complexe de MONTREUILON, une importante formation essentiellement silteuse ou charbonneuse s'est déposée. Sa puissance peut atteindre 55 mètres.

- Les microgranites filoniens : ils sont peu abondants et tardifs. Ils recoupent toutes les formations.

La méthode des traces de fission a permis d'attribuer un âge à quatre termes de cette succession stratigraphique :

- le substratum de toute la série est le monzogranite de Château-Chinon (MÉNAGER, 1983) dont les zircons ont donné un âge T.F. de 301 ± 7 Ma, interprété comme datant le dernier refroidissement de la roche en dessous de 250 ± 50 °C. Il est à noter que cet âge est concordant avec une datation Rb-Sr sur biotites effectuée par VIALETTE (1965).

- Les tufs du complexe de BLISMES ont donné sur zircons un âge T.F. de 291 ± 7 Ma (Stéphanien).

- Les zircons des ignimbrites flammées du complexe de MONTREUILON ont 267 ± 7 Ma (Permien inférieur).

- Les microgranites filoniens recoupant le complexe de BLISMES, plus tardifs ont 243 ± 6 Ma sur zircons (Permien supérieur).

Ainsi les datations de ces zircons ont permis de préciser l'âge de mise en place des différentes formations du complexe volcanique acide de l'ouest Morvan. Elles sont tout à fait en accord (figure 16) avec l'étude palynologique qui a ensuite été menée sur des spores de cryptogames et des grains de pollen de gymnospermes des différents niveaux charbonneux interstratifiés dans le complexe de BLISMES et à son sommet. En effet, les associations palynologiques trouvées et identifiées permettent d'avancer un âge Stéphanien supérieur pour le complexe de BLISMES, et un âge Autunien pour les niveaux situés entre ce complexe et les ignimbrites de MONTREUILON (J. DOUBINGER, in CARPENA et al., sous presse).

Pour la datation des épisodes volcaniques, les zircons peuvent donc être de très bons chronomètres à condition qu'aucun événement thermique perturbateur ne vienne les rajeunir. L'échantillonnage doit tenir compte de cette condition.

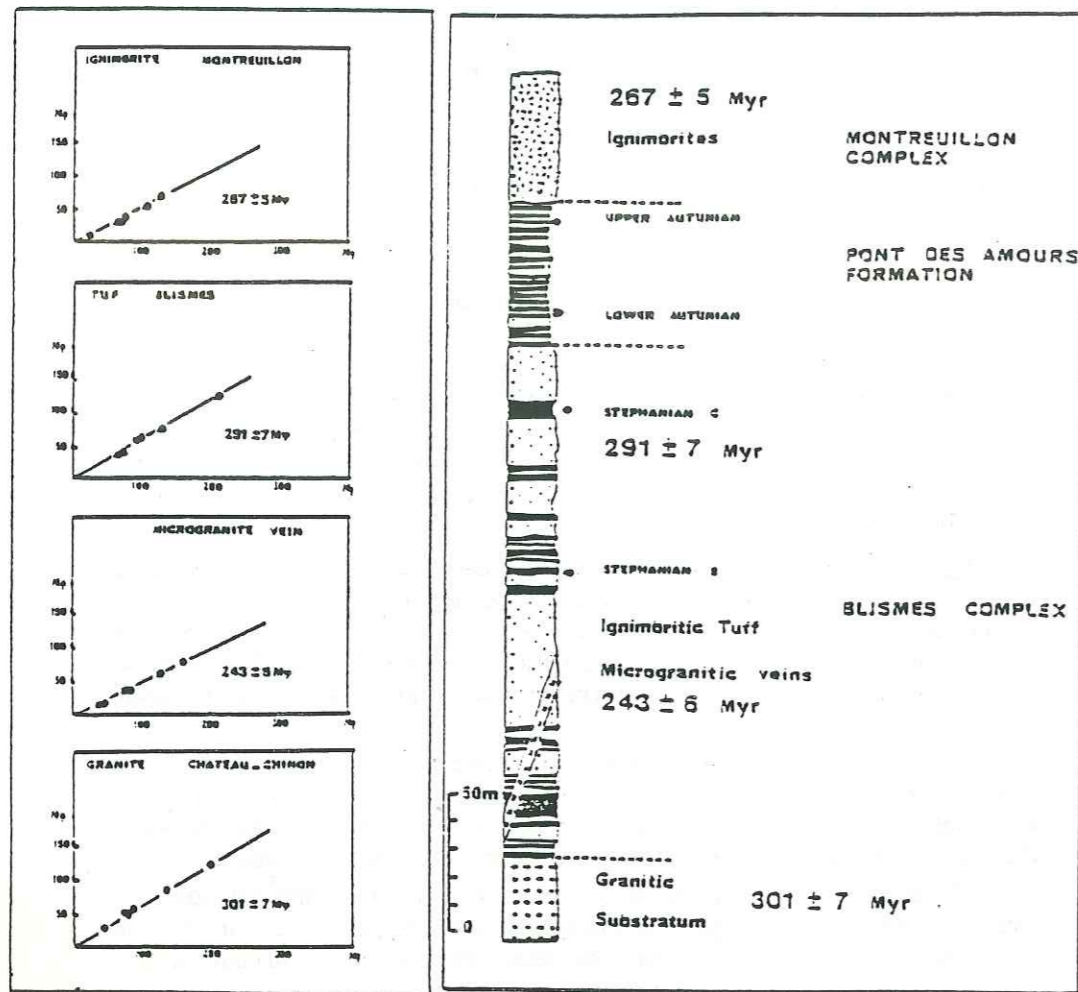


Figure 16: Corrélation des différentes datations obtenues par traces de fission (âges) et par l'étude palynologique (étages stratigraphiques) pour les différentes formations acides du Morvan (d'après Carpena et al., sous presse).

2. Étude du passé thermique d'un bassin sédimentaire : le bassin d'Otway en Australie (DUDDY et GLEADOW, 1982, GLEADOW et DUDDY, 1980 et 1981)

Le bassin d'Otway se situe dans l'extrême sud-est de l'Australie dans l'état de Victoria. Il est constitué d'une pile de sédiments de 8 km d'épaisseur. Les premiers dépôts datent du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur : ce sont 3,5 km de roches volcano-détritiques qui constituent la formation d'Otway. Cette période de volcanisme a brusquement cessé vers 100 Ma, au moment de la séparation de l'Australie et du continent antarctique. Une transgression marine en provenance de l'ouest a eu lieu. Un régime en cisaillement dextre a induit des structures anticlinales en échelon et la création de petits bassins adjacents dans lesquels plus de 4 km de sédiments terrigènes et carbonatés se sont accumulés pendant le Crétacé supérieur et le Tertiaire.

Les deux auteurs australiens (GLEADOW et DUDDY, 1981; DUDDY et GLEADOW, 1982) ont reconstitué l'histoire thermique de plusieurs secteurs de ce bassin par une étude des âges T.F. associée à celle des longueurs de traces dans les apatites provenant de la formation d'Otway à l'affleurement et en forage.

A l'affleurement, ces auteurs ont toujours obtenu des âges T.F. concordants entre apatites, sphènes et zircons, âges Crétacé inférieur, indiquant que les échantillons n'ont jamais été affectés thermiquement. Ceci est d'ailleurs tout à fait en accord avec les informations géologiques qui démontrent que ces collines ont été soulevées au Crétacé inférieur et n'ont pas eu de couverture significative.

Dans un premier temps, GLEADOW et DUDDY ont étudié cette formation d'Otway dans le forage Flaxmans-1. Les auteurs ont obtenu des âges partiellement rajeunis et de plus en plus avec la profondeur jusqu'à l'âge zéro, obtenu à 3,5 km de profondeur où règne une température de 125 °C. Grâce à ce recuit naturel, de longue durée, des apatites de cette formation, les auteurs ont pu définir très précisément les limites de la zone de rétention partielle (Z.R.P.) des traces de ces minéraux, entre 75° et 125 °C (au-dessus de 125 °C c'est la zone de non rétention des traces, en dessous de 75 °C, c'est la zone de rétention totale des traces) pour une durée de recuit de 10 à 40 Ma, déterminée à partir d'arguments stratigraphiques (GLEADOW et DUDDY, 1980).

Ayant maintenant bien défini la zone à rétention partielle des traces dans les apatites de la formation, GLEADOW et DUDDY vont étudier un autre sondage Eumeralla-1 qui va leur permettre de reconstituer l'histoire thermique d'un autre secteur du bassin d'Otway. Dans le sondage Eumeralla-1 (figure 17), la formation d'Otway n'est recouverte que par 1 km environ de sédiments du Crétacé supérieur (D) et du tertiaire (T). La partie supérieure de la formation se trouve donc au-dessus de la Z.R.P. des traces. Pourtant, les auteurs obtiennent des âges T.F. thermiquement rajeunis dans les apatites avant même de pénétrer dans la zone de 75-125°C de rétention partielle des traces. Ils en concluent que cette partie supérieure de la formation d'Otway, dans ce forage, a connu des températures plus élevées que celle mesurée actuellement. Pourtant, la faible épaisseur de sédiments Crétacé supérieur la recouvrant ne permet pas d'envisager un enfouissement passé. Les auteurs interprètent cet état de fait par un paléogradient géothermique plus élevé. Ils donnent tout de même une valeur maximale que ce paléogradient n'a pu dépasser (70°/km) : en effet, les zircons des roches les plus profondes (environ 3 km) du sondage n'ont pas été rajeunis (ces zircons ayant une température de fermeture d'environ 200°C). La figure 17 montre l'évolution de ce paléogradient géothermique jusqu'à l'heure actuelle; les auteurs ont ainsi reconstitué l'histoire thermique passée de cette formation d'Otway à l'endroit du forage Eumeralla I.

Que ce soit pour la recherche de gisements de pétrole ou de minéralisations, la méthode des traces est un outil remarquable pour l'étude du passé thermique de bassins sédimentaires.

3. Mise en évidence par la méthode des traces de fission d'une phase tectonique : la phase Éocène en Corse (MAILHÉ, 1982, MAILHÉ et al., 1983)

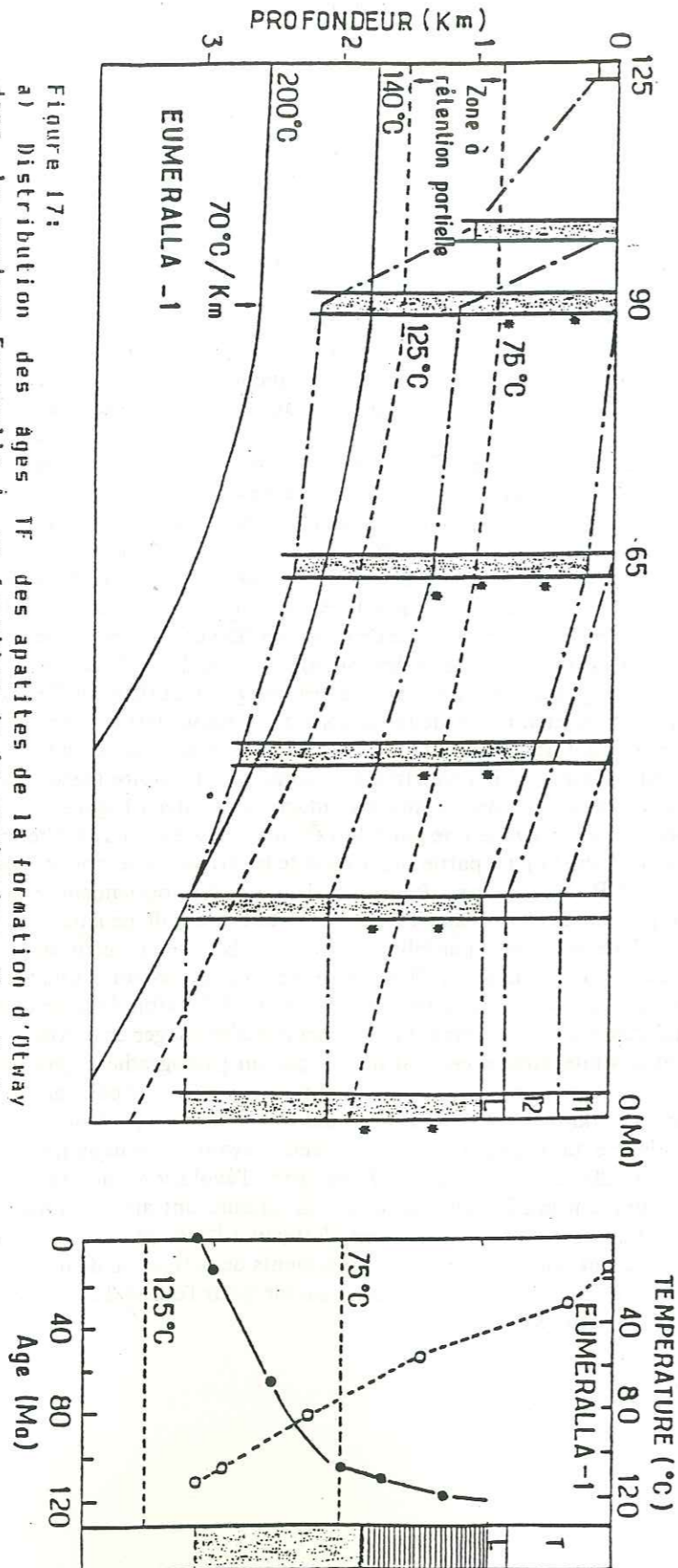
Les chronomètres T.F. utilisés par MAILHÉ sont le zircon et l'apatite, datant le passage en dessus des isothermes profonds de 9 et 3 km (pour un gradient géothermique moyen de 30°/km).

Ces chronomètres ont été employés dans le but d'étudier l'influence de l'orogénèse alpine sur la Corse cristalline, seul endroit susceptible d'avoir enregistré les phases précoces (étant donné les températures de fermeture relativement basses des chronomètres T.F.).

Après enfouissement de la Corse cristalline lors d'une subduction continentale amorcée par une subduction océanique (MATTAUER et al., 1980) tous les chronomètres T.F. sont remis à zéro (excepté les sphènes et zircons de l'échantillon le plus occidental). Ils ne fonctionneront que de manière étalée dans le temps et dans l'espace suivant un net gradient W-E. L'auteur reconstitue le paléo-profil de la croûte continentale à 100 Ma. A partir de 100 Ma, cette subduction est bloquée et les schistes lustrés ne peuvent plus progresser vers l'Ouest. Par réajustement isostatique et érosion de la nappe des schistes lustrés, l'ensemble corse remonte progressivement, les échantillons datant les passages successifs d'isothermes (figure 18).

Le report simultané sur une même courbe des taux de soulèvement des différents sites datés met en évidence une phase de soulèvement importante à 40 Ma : la phase tectonique Éocène (figure 19).

Ainsi grâce à la sensibilité des chronomètres utilisés, la méthode des Traces de Fission permet de mettre en évidence une phase tectonique, de la dater et de la quantifier. L'emploi des Traces de Fission en tectonique, encore trop peu développé, compte parmi les applications de la méthode les plus performantes (WAGNER et REIMER, 1972; LAL et al., 1980; MAILHÉ, 1982; ZEITLER et al., 1982; CARPENA et CABY, 1983; MAILHÉ et al., 1983; CARPENA, 1984).



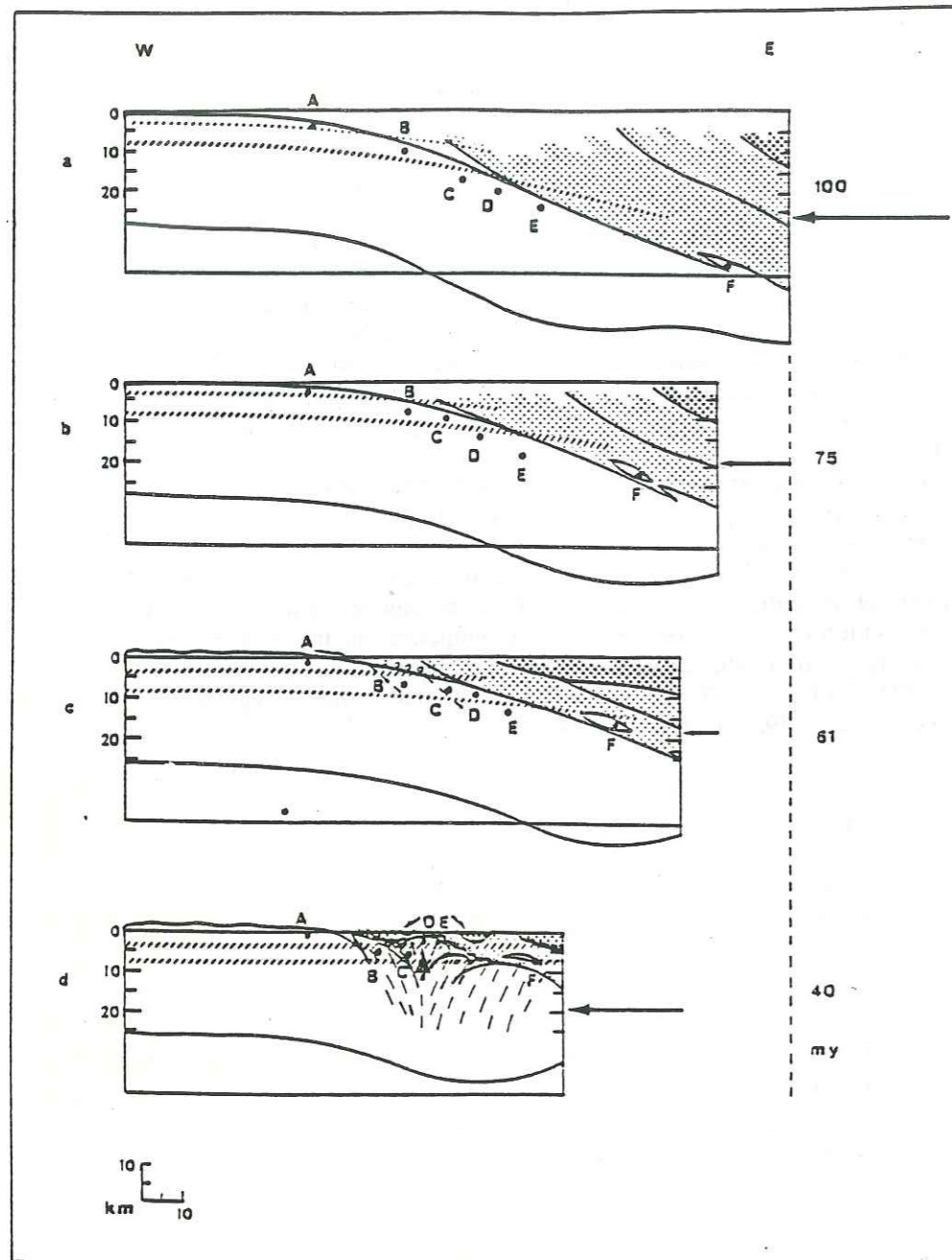


Figure 18. Paléoprofil de la marge continentale orientale de la Corse depuis le Crétacé Supérieur (Mailhé, 1982 et 1983). Les points A, B, C, D, E et F sont les différents échantillons datés.

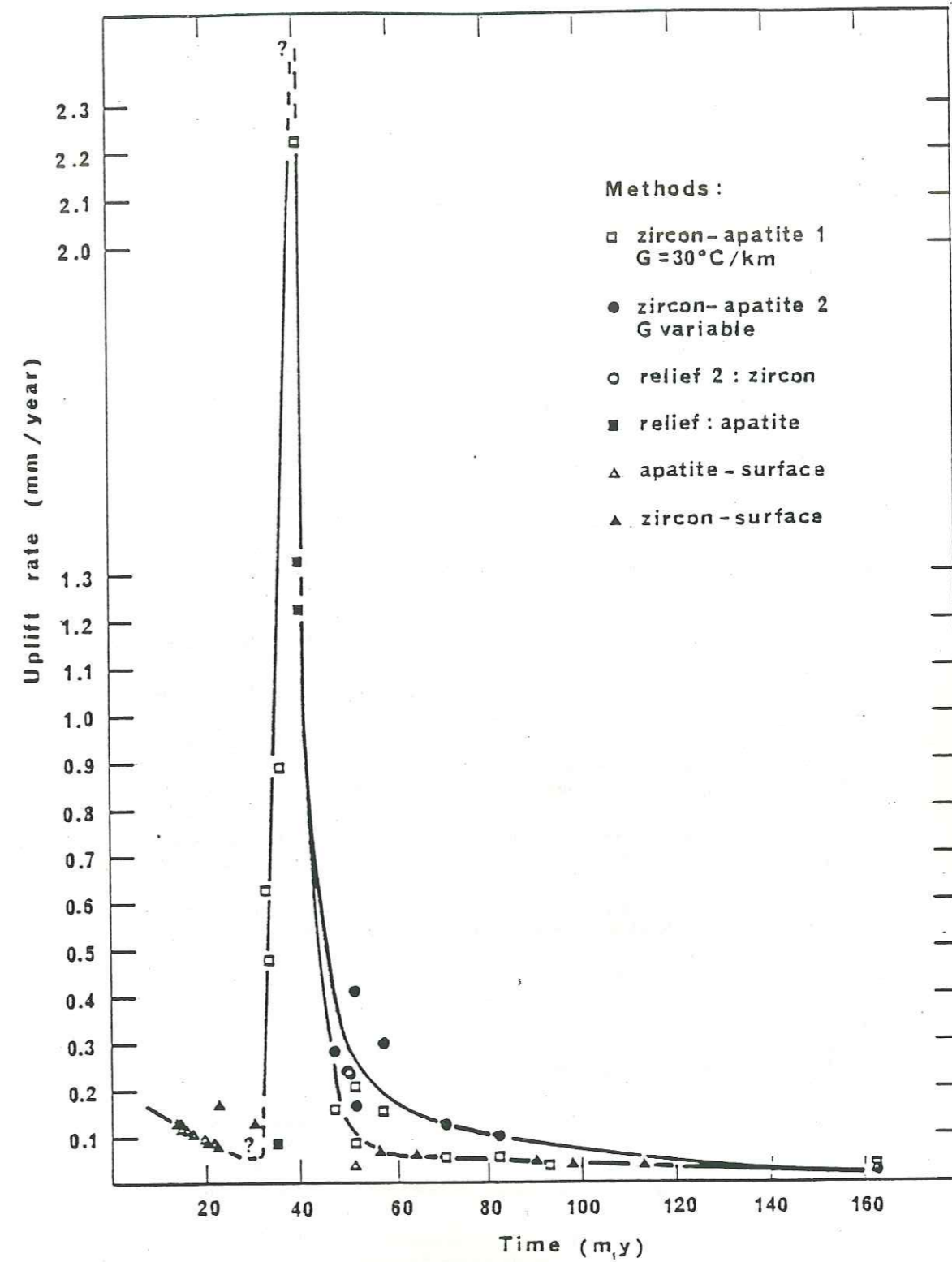


Figure 19 : Mise en évidence par la méthode des T.F., de la phase tectonique Eocène en Corse (Mailhé, en préparation). Les taux de soulèvement ont été calculés selon plusieurs méthodes, considérant un gradient géothermique G soit constant (30°C/km) soit variable.

BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE

- DODSON M. H. (1981). Thermochronometry. *Nature*, 293, 606-607.
- FLEISCHER R. L., PRICE P. B. and WALKER R. M. (1975). Nuclear tracks in solids (*Univ. California press*, Berkeley), pp. 605.
- NAESER C. W. (1979). Fission track dating and geological annealing of fission tracks. In: « *Lectures in Isotope Geology* », Jäger E. and Hunzicker J.C. Eds. (Springer-Verlag, Berlin), 154-169.
- WAGNER G. A. (1979). Correction and interpretation of fission track ages. In: « *Lectures in Isotope Geology* » Jäger E. and Hunzicker J.C. Eds (Springer-Verlag, Berlin), 170-177.

BIBLIOGRAPHIE

- AHRENS T. J., FLEISHER R. L., PRICE P. B. and WOODS R. T. (1970). Erasure of fission tracks in glass and silicates by shock waves. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 8, 420-426.
- BERTAGNOLLI E., MARK E., BERTEL E., PAHL M. and MARK T. D. (1981). Determination of paleotemperatures of apatite with the fission track method. *Nucl. Tracks*, 5, 175-180.
- BHANDARI N., BHAT S., LAL D. and RAJAGOPALAN G. (1971). Fission fragment tracks in apatite : recordable track lengths. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 13, 191-199.
- BRIGGS N. D., NAESER C. W. and McCULLOH T. H. (1981). Thermal history of sedimentary basin by fission track dating. *Nucl. Tracks* 5, 235-237.
- BROOKINS D. G., FORBES R. B., TURNER D. L., LAUGHLIN A. W. and NAESER C. W. (1977). Rb-Sr, K-Ar and fission track geochronological studies of samples from drill holes GT-1, GT-2 and EE-1. *Informal report LA-6829 MS*. Los Alamos Sci. Lab. Univ. California.
- BURCHART J. (1980). Evaluation of uncertainties in fission track dating: some statistical and geochemical problems (abstract). *Fission track dating workshop*, Pisa.
- BURCHART J. (1981). Evaluation of uncertainties in fission track dating: some statistical and geochemical problems. *Nucl. Tracks*, 5, 87-92.
- BURCHART J., DOROWSKI M. and GALAZKA J. (1975). A technique to determine extremely high fission track densities. *Buss. Acad. Pol. Sci. Serie Sci. de la Terre*, 23, 1-7.
- CALK L. C., NAESER C. W. (1973). The thermal effect of a basalt intrusion on fission tracks in quartz monzonite. *J. Geol.*, 81, 189-198.
- CARPENA J. (1980). Ages plateaux par la méthode des traces de fission dans la Montagne Noire (Massif Central) : leur place dans l'histoire géologique du Languedoc. *Thèse 3^e cycle, USTL Montpellier (France)*, pp. 120.
- CARPENA J. (1980-1981). Ages par la méthode des traces de fission de l'uranium en Montagne Noire : son histoire thermique post hercynienne. *Bull. B.R.G.M. (2^e série)*, Section I (4), 245-255.
- CARPENA J. (1984). Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes : relation tectonisme-métamorphisme. *Thèse Dr État, Univ. Paris Sud Orsay*, 200 pp.
- CARPENA J. et CABY R. (1983). Mise en évidence par la méthode des traces de fission de l'âge Éocène de zones ultramylonitiques dans le socle du Grand Paradis. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 297, II, 289-292.
- CARPENA J., DOUBINGER J., GUERIN R., JUTEAU J. et MONNIER M. (sous-pressé). Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique, structurale et chronologie de mise en place. *Bull. Soc. Geol. France*.
- CARPENTER B. S. and REIMER G. M. (1974). Calibrated glass standards for fission track use. *N.B.S. Spec. Pub.* 260-49.
- DAKOWSKI M., BURCHART J. and GALASKA J. (1974). Experimental formula for thermal fading of fission tracks in minerals and natural glasses. *Bull. Acad. Polon. Sci. Série Sci. Terre*, 22, 11-17.
- DODSON M. H. (1979). Theory of cooling ages. In « *Lectures in Isotope Geology* » Jäger E. and Hunzicker H. C., Eds. (Springer-Verlag, Berlin), 194-202.
- DUDDY I. R. and GLEADOW A. J. W. (1982). Thermal history of the Otway basin, South eastern Australia, from geological annealing of fission tracks in detrital volcanic apatites (Abstract). *Workshop on fission track dating*, Japan.
- FLEISCHER R. L. and PRICE P. B. (1964 a). Decay constant for spontaneous fission of U-238. *Phys. Rev.*, 133B, 63-64.
- FLEISCHER R. L. and PRICE P. B. (1964 b). Fission track evidence for the simultaneous origin of tektites and other natural glasses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 755-760.
- FLEISCHER R. L., PRICE P. B. and WALKER R. M. (1964 a). Fission track ages of zircons. *J. Geophys. Res.*, 69, 4885-4888.
- FLEISCHER R. L., PRICE P. B. and WALKER R. M. (1964 b). Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 1705-1714.

- FLEISCHER R. L., PRICE P. B. and WALKER R. M. (1965 a). Effect of temperature, pressure and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. *J. Geophys. Res.*, 70, 1497-1502.
- FLEISCHER R. L., PRICE P. B. and WALKER R. M. (1965 b). The ion explosion spike mechanism for formation of charged particle tracks in solid. *J. Appl. Phys.*, 36, 3645-3652.
- FLEISCHER R. L., PRICE P. B. and WALKER R. M. (1968). Charged particle tracks: tools for geochronology and meteorite studies. In « *Radiometric dating for geologists* », Hamilton E. and Farquhar R. M. Eds. (Wiley Interscience, New York), 417-435.
- FLEISCHER R. L., WOODS R. T., HART H. R., PRICE P. B. and HORT N. M. (1974). Effect of shock on fission-track dating of apatite and sphene crystals from the Hardhat and Sedan underground nuclear explosions. *J. Geophys. Res.*, 79, 339-342.
- GALAZKA J. and BURCHART J. (1977 a). Cumulative isothermal heating as a method to correct thermally lowered F. T. ages, I. Mathematical models. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Sci. Terre*, 25, 1-7.
- GALAZKA J. and BURCHART J. (1977 b). Cumulative isothermal heating (C.I.H.) as a method to correct thermally-lowered fission track ages. *Bull. Acad. Sci. Sér. Sci. Terre*, 25, 57-65.
- GALBRAITH R. F. (1981 a). On statistical models for F.T. counts. *Math. Geol.*, 13, 6, 471-478.
- GALBRAITH R. F. (1981 b). On statistical models for F.T. counts: reply *Math. Geol.*, 13, 6, 485-488.
- MCGEE V. E. and JOHNSON N. (1979). Statistical treatment of experimental errors in the fission track dating method. *Math. Geol.*, 11, 255-268.
- MCGEE V. E. and JOHNSON N. (1981). On statistical models for F.T. counts: comment. *Math. Geol.*, 13, 479-484.
- GEISLER F. H., PHILIPS P. R. and WALKER R. M. (1973). Search for superheavy elements in natural and proto-irradiated materials. *Nature*, 244, 428-429.
- GLEADOW A. J. W. (1978). Anisotropic and variable track etching characteristics in natural sphenes. *Nucl. Track Detec.*, 2, 105-117.
- GLEADOW A. J. W. (1981). Fission track dating methods: what are the real alternatives? *Nucl. Tracks*, 5, 3-14.
- GLEADOW A. J. W. and DUDDY I. R. (1980). A natural long-term track annealing experiment for apatite (Abstract). *Fission Track Dating Workshop*, Pisa.
- GLEADOW A. J. W. and DUDDY I. R. (1981). A natural long-term track annealing experiment for apatite. *Nucl. Tracks*, 5, 169-174.
- GLEADOW A. J. W. and DUDDY I. R. (1982). Fission track lengths in apatite partial stability zone and the interpretation of mixed ages (Abstract). *Workshop on Fission Track Dating*, Japan.
- GLEADOW A. J. W. and LOVERING J. F. (1974). The effect of weathering on Fission Track dating. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22, 163-168.
- GLEADOW A. J. W. and LOVERING J. F. (1977). External detectors in fission track dating. *Nucl. Tracks*, 1, 99-106.
- GLEADOW A. J. W., HURFORD A. J. and QUAIFFE R. D. (1976). Fission track dating of zircons: improved etching techniques. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33, 273-276.
- GLEADOW A. J. W., LEIGH-JONES P., DUDDY I. R. and LOVERING J. F. (1982). An automated microscope stage system for fission track dating and particle track mapping (Abstract). *Workshop on fission track dating*, Japan.
- GREEN P. F. (1980). A new look at statistics in F.T. dating (Abstract). *Fission track dating workshop*, Pisa.
- GREEN P. F. (1981). A new look at statistics in F.T. dating. *Nucl. Tracks*, 5, 77-86.
- HAACK U. (1976). The stability of fission tracks in Epidote and Vesuvianite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 30, 129-134.
- HAACK U. (1977). The closing temperature for fission track retention in minerals. *Am. J. Sci.*, 277, 459-464.
- HAACK U. and POTTS M. (1972). Fission track annealing in garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 343-345.
- HUANG W. H. and WALKER R. M. (1967). Fossil-alpha-particle recoil tracks: a new method of age determination. *Science*, 155, 1103-1106.
- HURFORD A. J. and GREEN P. F. (1981). A reappraisal of neutron dosimetry and uranium-238 λ_f values in fission track dating. *Nucl. Tracks*, 5, 53-61.
- HURFORD A. J. and GREEN P. F. (1982). A users' guide to fission track dating calibration. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 343-354.
- JAFFREY A. H., FLYNN K. F., GLENDENIN L. C., BENTLEY W. C. and ESSLING A. M. (1971). Precision measurements of half-lives and specific activity of U-235 and U-238. *Phys. Rev.*, C, 4, 1889-1906.
- JÄGER E. (1979). Introduction to geochronology. In: « *Lectures in Isotope Geology* », Jäger E. and Hunzicker J. C. Eds. (Springer-Verlag, Berlin). 1-7.
- JOHNSON N. M., MCGEE V. E. and NAESER C. W. (1979). A practical method of estimating standard error of age in the F.T. dating method. *Nucl. Tracks*, 3, 93-99.

- KRISHNASWAMI S., LAL D., PRABHU N. and MAC DOUGALL D. (1973). Characteristics of fission tracks in zircon: applications to geochronology and cosmology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22, 51-59.
- LAKATOS S. and MILLER D. S. (1972 a). Evidence for the effect of water content on fission track annealing in volcanic glass. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, 128-130.
- LAKATOS S. and MILLER D. S. (1972 b). Fission track stability in volcanic glass of different water contents. *J. Geophys. Res.*, 77, 6990-6993.
- LAL D. and NAGPAUL K. K. (1975). Annealing studies of fission damages in muscovite. *Ind. J. Phys.*, 49, 637-641.
- LAL D., ARJUN D. and NAGPAUL K. K. (1974). Fission track annealing and age determination of Hornblende. *Parmana*, 3, 204-208.
- LAL D., NAGPAUL K. K. and SHARMA K. K. (1980). Applications of solid state nuclear track detectors for the study of cooling and uplift rates of Indian sub-continent. In: « *Solid State Nuclear Track Detectors* », Proc. Lyon, François et al., eds. (Pergamon Press, Oxford and New York), 979-987.
- LAL D., PARSHAD R. and NAGPAUL K. K. (1977). Fission track annealing characteristics of garnet. *Lithos*, 10, 129-132.
- MAILHE D. (1982). Application des méthodes de datation K-39/K-40 et traces de fission à l'étude du déroulement de l'orogénèse alpine en Corse. *Thèse 3^e cycle*, Univ. Sci. Techn. Languedoc (France).
- MAILHE D., LUCAZEAU F. and VASSEUR G. (1983). Thermal constraints on the postobduction evolution of Corsica outlined by fission track ages (Abstract). *18th Gen. Ass. IGGU*, Hamburg.
- MARK E., PAHL M., PURTSCHHELLER F. and MARK T. D. (1973). Thermische Aushilung von uranspaltpuren in Apatiten, Alterskorrekturen und Beiträge zur Geothermochronologie. *Tschermarks Min. Pet. Mitt.*, 20, 131-154.
- MATTAUER M., PROUST F. and TAPPONIER P. (1980). Tectonic mechanism of obduction in relation with high pressure metamorphism. *Coll. Inetn. CNRS n° 272 « Les Orognèses »* (CNRS Paris), 197-201.
- MAURETTE M. (1976). Fossil nuclear reactors. *Ann. Rev. Nucl. Sci.*, 26, 319-350.
- MENAGER M. T. (1983). Expressions plutoniques et volcaniques du magmatisme acide du Bazois (Ouest-Morvan) - Petrographie - Géochimie - Étude des altérations et des fluides - Comparaison entre les formations à l'affleurement et sous couverture. *Thèse 3^e cycle*, Univ. Paris VI, 262 pp.
- NAESER C. W. (1967). The use of apatite and sphene for fission track age determination. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 78, 1523-1526.
- NAESER C. W. (1969). Etching fission tracks in zircons. *Science*, 165, 388.
- NAESER C. W. (1978). Fission track dating. *U. S. Geol. Surv. Open file Rept.*, 76, 190.
- NAESER C. W. (1980). The fading of fission tracks in the geologic environment. Data from Deep Drill Holes (Abstract). *Fission Track Dating Workshop*, Pisa.
- NAESER C. W. and DODGE F. C. W. (1969). F.T. ages of accessory minerals from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batholith, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, 2201-2212.
- NAESER C. W. and FAUL H. (1969). Fission track annealing of apatite and sphene. *J. Geophys. Res.*, 74, 705-710.
- NAESER C. W. and FORBES R. B. (1976). Variation of fission track ages with depth in two deep drill holes (Abstract). *Trans. Amer. Geophys. Union*, 57, 353.
- NAESER C. W., GLEADOW A. J. W. and WAGNER G. A. (1979). Standardization of F.T. data reports. *Nucl. Tracks*, 3, 133-136.
- NAESER C. W., IZETT G. A. and OBRADOVITCH J. D. (1980). Fission track and K-Ar ages of natural glasses. *Geol. Surv. Bull.*, 1489.
- NAGPAUL K. K., MEHTA P. P. and GUPTA M. L. (1974). Annealing studies on radiation damages in biotite and sphene and correction to fission track ages. *Pageoph.*, 112, 131-139.
- PARSHAD R., SAINI H. S. and NAGPAUL K. K. (1978). Fission track etching and annealing phenomenon in phlogopite and their applications. *Can. J. Earth Sci.*, 15, 1924-1929.
- PETIT J. C. (1977). Contribution de l'étude des dégâts d'irradiation à la compréhension du phénomène d'Oklo. *Thèse 3^e cycle*. Univ. Paris VII (France).
- PRICE P. B. and WALKER R. M. (1962). Chemical etching of charged particle tracks. *J. Appl. Phys.*, 33, 3407-3412.
- PRICE P. B. and WALKER R. M. (1963). Fossil tracks of charged particles in micas and the age of minerals. *J. Geophys. Res.*, 68, 4847-4862.
- ROBERTS J. H., GOLD R. and ARMANI R. J. (1968). Spontaneous fission decay constant of U-238. *Phys. Rev.*, 174, 1482-1484.
- SAINI H. S. and NAGPAUL K. K. (1979). Annealing characteristics of fission tracks in minerals and their applications to earth sciences. *Inetn. J. Appl. Rad. and Isotopes*, 30, 213-231.
- SAINI H. S., LAL D. and NAGPAUL K. K. (1975). Annealing studies of fission tracks in allanite. *Contr. Miner. Petrol.*, 52, 143-145.
- SAINI H. S., SHARMA O. P., PARSHAD R. and NAGPAUL K. K. (1978). Fission track annealing characteristics of epidote: applications to geochronology and geology. *Nucl. Track Detection*, 2, 133-140.

- SHARMA O. P., BAL K. D. and NAGPAUL K. K. (1977). Fission track annealing characteristics and dating of Chlorite. *Nucl. Track Detection*, 1, 207-211.
- SHARMA O. P., BAL K. D. and NAGPAUL K. K. (1979). Fission track annealing characteristics and dating of Vermiculite. *Phys. Chem. Miner.*, 5, 133-139.
- SHARMA O. P., LAL D., BAL K. D., PARSHAD R. and NAGPAUL K. K. (1980). Closing temperatures of different fission track clocks. *Contrib. Miner. Petrol*, 72, 335-336.
- SILK E. C. H. and BARNES R. S. (1959). Examination of fossil fission fragments tracks with an electron microscope. *Phil. Mag.*, 4, 970-972.
- SPADAVECCHIA A. and HAHN B. (1967). Die Rotationskammer und einige Anwendungen. *Helv. Phys. Acta*, 40, 1063-1079.
- STORZER D. (1970). Fission track dating of volcanic glasses and the thermal history of rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 8, 55-60.
- STORZER D. (1972). Spaltspuren-plateau alter von Gläsern Mineralien, ein neues Korrekturverfahren für thermisch erniedrigte Spaltspurenalter. *J. Ber. MPI Kernphysik, Heidelberg*, 199.
- STORZER D. (1973). Fission-track plateau-ages: a new method for correcting lowered tracks. *Geochronology Conference « ECOG II » Oxford*.
- STORZER D. and POUPEAU G. (1973). Ages plateaux de minéraux et verres par la méthode des traces de fission. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276 D, 137-139.
- STORZER D. and WAGNER G. A. (1969). Correction of thermally lowered fission track ages of tektites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, 463-468.
- STORZER D. and WAGNER G. A. (1970). A correction method for thermally lowered fission track ages. *Rad. Effects*, 5, 129-131.
- VIALETTE Y. (1965). Granitisation hercynienne dans le Massif Central français. *Coll. Intern. Geochronologie absolue, Nancy, 1965, Sciences de la Terre 10*, 369-383.
- WAGNER G. A. (1968). Fission track dating of apatites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 4, 411-415.
- WAGNER G. A. (1972). The geological interpretation of fission track ages (Abstract). *Trans. Amer. Nucl. Soc.*, 15, 117.
- WAGNER G. A. (1971). Spaltspurenalter von mineralen und natürlichen glasern: eine übersicht. *Fortschr. Miner.*, 49, 114-115.
- WAGNER G. A. (1981). Fission track ages and their geological interpretation. *Nucl. Tracks*, 15, 15-25.
- WAGNER G. A. and REIMER G. M. (1972). Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, 263-268.
- ZEITLER P. K., JOHNSON N. M., NAESER C. W. and TAHIRKELI R. A. K. (1982). Fission track evidence for Quaternary uplift of the Nanga Parbat region, Pakistan. *Nature*, 298, 255-257.

II- L'APATITE, UN CHRONOMETRE TRES SENSIBLE.

Article 2: Ages par la méthode des traces de fission de l'uranium en Montagne Noire: son histoire thermique post-hercynienne.

Bulletin du B.R.G.M. (deuxième série), section I, n°4, 1980-1981, p. 245-255.

Le chronomètre apatite a été utilisé dans cette étude géochronologique du socle de la Montagne Noire, extrémité méridionale du Massif Central français. Tout l'intérêt de l'emploi de ce minéral réside dans son extrême sensibilité, puisque sa température de fermeture est de $120 \pm 20^\circ\text{C}$. De ce fait, ce chronomètre est capable de détecter les élévations de température les plus faibles, pouvant correspondre à un léger enfouissement ou bien à la proximité d'une anomalie thermique. Dans l'étude menée sur les apatites de la Montagne Noire, les âges obtenus mettent en évidence l'influence de l'orogénèse pyrénéenne sur ce socle, tout en différenciant, toutefois deux zones ayant eu des histoires thermiques différentes.

Ages par la méthode des traces de fission de l'uranium en Montagne Noire : son histoire thermique post-hercynienne

Joëlle CARPENA*

MOTS-CLÉS : Datation, Trace fission, Apatite, Zircon, Granite, Gneiss, Micaschiste, Orogénie hercynienne, Orogénie alpine Tarn, Aude, Hérault, Montagne Noire

Résumé

Des datations par la méthode des traces de fission sur apatites de la zone axiale de la Montagne Noire (sud du Massif central) ont permis de préciser l'histoire thermique de ce segment hercynien après l'orogénèse varisque. Deux zones principales se distinguaient avec des histoires de refroidissement différentes : une zone nord d'âge paléozoïque indiquant un refroidissement rapide entre 300 et 100 °C et une zone sud à âges mésozoïques, ayant eu un refroidissement très rapide en dessous de 100 °C mais tardif puisque synchrone des principales phases tectoniques secondaires et tertiaires en relation avec les prémices de l'orogénèse pyrénéenne.

Abstract

Fission track ages on apatites from Montagne Noire (South of Massif central, France) allow to precise the post-hercynian thermal evolution of this hercynian basement. Two different zones are described with different cooling history :
— a Northern zone with Paleozoic ages indicating a rapid cooling from 300 to 100 °C ;
— a Southern zone with Mesozoic ages indicating a very fast cooling being contemporaneous with the major tectonic phases of the beginning of Pyrenean orogeny.

CADRE GÉOLOGIQUE

La Montagne Noire, extrémité sud du Massif central français, se situe directement au nord de l'avant-pays plissé nord de la chaîne des pyrénées (fig. 1). Elle est classiquement divisée en trois zones orientées E-W [H. THORAL, 1935 ; B. GÈZE, 1949 ; F. ARTHAUD, 1970] qui sont (fig. 5) :
— le versant sud formé d'un empilement de nappes-plis couchées, déversées au sud dont seul le flanc inverse est bien conservé [F. ARTHAUD, 1970] ;
— la zone axiale, domaine très métamorphique et granitique,

ayant schématiquement la forme d'un anticlinorium composé de trois mégastructures principales postfoliation et syn à tardiphase 2 [phase 4 de F. ARTHAUD, 1970] : l'antiforme de l'Espinouse, le synforme de Rosis et l'antiforme du Caroux - Le Sommail - Montagne de Nore ;
— le versant nord, caractérisé par une série d'écaillés orientées NE-SW, chevauchant vers le S-E, qui se seraient formées lors d'une phase tardive, postérieure à la phase majeure de plissement [M. BRUNEL, 1972].

* Centre des faibles Radioactivités, Laboratoire mixte C.N.R.S.-C.E.A., Domaine du CNRS, 91190 Gif-sur-Yvette.

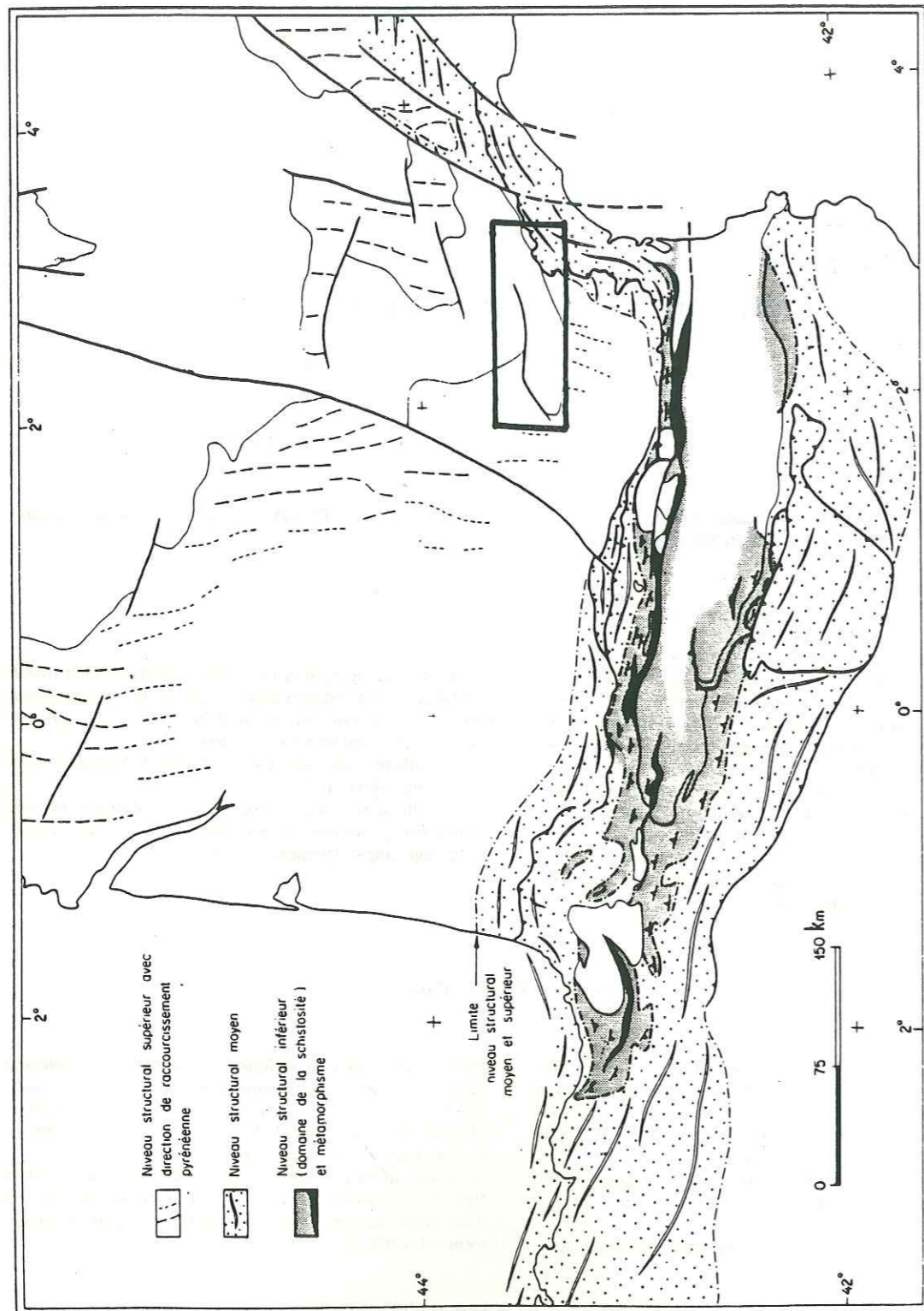


FIG. 1. — Place de la Montagne Noire dans le cadre géologique structural du Bas Languedoc, d'après P. CHOUKROUNE et L.-M. RIOS [1980].

L'OROGENÈSE HERCYNIENNE DANS LA MONTAGNE NOIRE - BUT DE L'ÉTUDE

Les études en cours sur le métamorphisme hercynien de la zone axiale montrent que ce phénomène est à caractère plurifacial avec un type intermédiaire de basse pression lors de la phase 1 et de basse pression pendant et légèrement après la phase 2 (phase 4 de F. ARTHAUD) [J.-P. BARD et P. RAMBÉLOSON, 1973 ; M. DEMANGE, 1975 ; M. DEMANGE et B. FRIGNET, 1977 ; J.-P. BARD et J. LOUEYTT, 1978 ; M. DEMANGE, 1979]. Les phases tectoniques majeures, responsables de la formation des nappes du versant sud et accompagnées de métamorphisme de moyenne pression, se situent entre (330-340) M.A. et 320 M.A. [J. HAMET, 1975 ; D. GEBAUER et M. GRUNENFELDER, 1976]. Des granites peralumineux précoces syn et post-phase 3 se mettent en place entre 330 et 320 M.A. (granite d'Anglès, du Soulié, de Brousses et du Lampy). Leur mise en place s'accompagne d'un métamorphisme haute température qui va se poursuivre jusque vers 280 M.A., période à laquelle on assiste à l'intrusion des granodiorites post-tectoniques : massif du Sidobre et du Folat (fig. 2).

Un épisode de fracturation tardi-hercynien (de 310 à 270 M.A.) dû à une compression N-S à NW-SE affecte tout le domaine plissé hercynien [F. ARTHAUD et P. MATTE, 1976]. Cet épisode est responsable de la formation de grands décrochements qui seront réutilisés par la suite ; en effet, après les phases tardi-hercyniennes, des mouvements tectoniques se manifestent dans tout le Bas-Languedoc depuis le Permien et jusqu'aux dernières phases pyrénéennes. Cette tectonique, soit en compression, soit en distension, affecte le niveau structural supérieur et elle est surtout visible dans les terrains sédimentaires autour du noyau hercynien de la Montagne Noire. L'absence de couverture sur la zone axiale ne permet pas toujours

de mettre en évidence géologiquement ces mouvements.

L'intérêt de la méthode des Traces de Fission provient du fait que les minéraux utilisés (zircons, apatites) ont des températures de fermeture plus basses que celles des méthodes isotopiques classiques. Elle est donc susceptible de mettre en évidence des mouvements verticaux plus superficiels, pas toujours apparents sur le terrain. De plus, utilisée avec les méthodes isotopiques classiques, elle permet de compléter l'histoire finithermique des socles. C'est le but de ce travail, mené sur des apatites prélevées dans la zone axiale de la Montagne Noire (fig. 3).

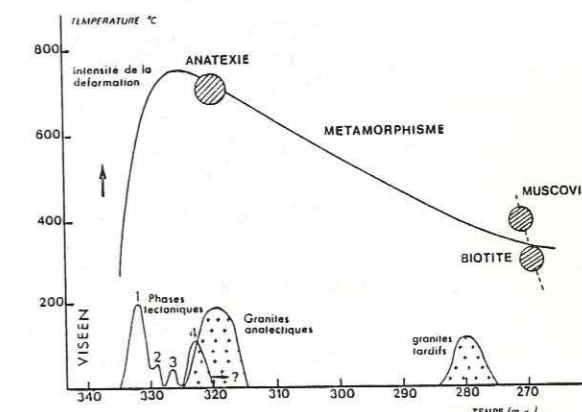


FIG. 2. — Courbe température-temps montrant les relations entre les phases tectoniques, les différents granites et le métamorphisme, d'après J. HAMET [1975].

PRINCIPES GÉNÉRAUX DE LA MÉTHODE

Les âges Traces de Fission présentés dans cette étude ont été principalement obtenus sur apatites, nous présentons toutefois un âge sur zircon. Les zircons ont une température de fermeture de 250-300 °C [C.W. NAESER, 1978], ainsi leurs âges sont généralement concordants avec ceux obtenus sur biotites en ^{39}Ar - ^{40}Ar ou en Rb-Sr sur minéraux ; c'est la raison pour laquelle notre étude a été essentiellement menée sur des apatites dont la température de fermeture est de 100 °C. Les apatites ont été datées par la méthode des âges-plateaux isochrones (APIC) [D. STORZER et G. POUPEAU, 1973] et cette étude constitue la première application géologique de cette méthode [J. CARPENA, 1980]. La méthode des APIC, analogue à la méthode des plateaux en ^{39}Ar - ^{40}Ar consiste à chauffer l'échantillon à des températures croissantes, pour une durée de recuit constante, et à calculer un âge pour chaque température (fig. 4A). Deux cas principaux peuvent se présenter :

— l'âge obtenu à haute température est concordant avec l'âge de basse température : la roche a subi un refroidissement rapide

en dessous de 100 °C (fig. 4B) ;

— l'âge obtenu à haute température est plus vieux que l'âge de basse température : c'est un âge-plateau. Dans ce cas, l'âge de basse température est un âge "apparent" sans aucune signification géologique (fig. 4C). C'est le cas d'une roche légèrement "retouchée" thermiquement.

La méthode des APIC présente donc comme avantage de fournir des âges géologiquement significatifs avec une précision de 5 à 10 % à 2σ (95 % de niveau de confiance) et de pouvoir renseigner sur les conditions de refroidissement des roches datées.

Ainsi, un âge traces de fission sur apatite indique la date de passage de l'isotherme 100 °C avec de plus des indications sur la vitesse de traversée de cette isotherme. Les âges obtenus par la méthode des traces de fission sont des âges de refroidissement.

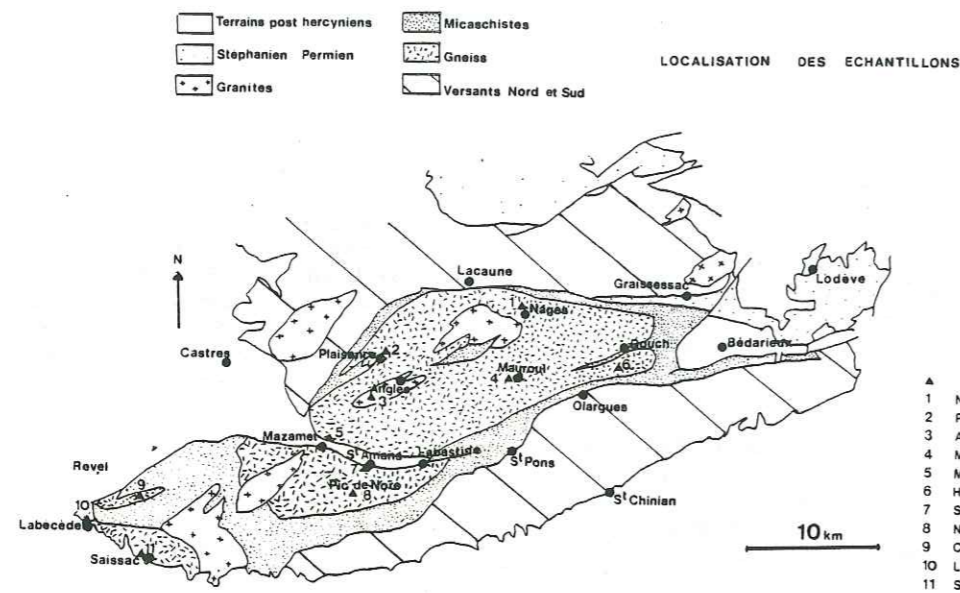


FIG. 3. — Carte de localisation des échantillons étudiés.

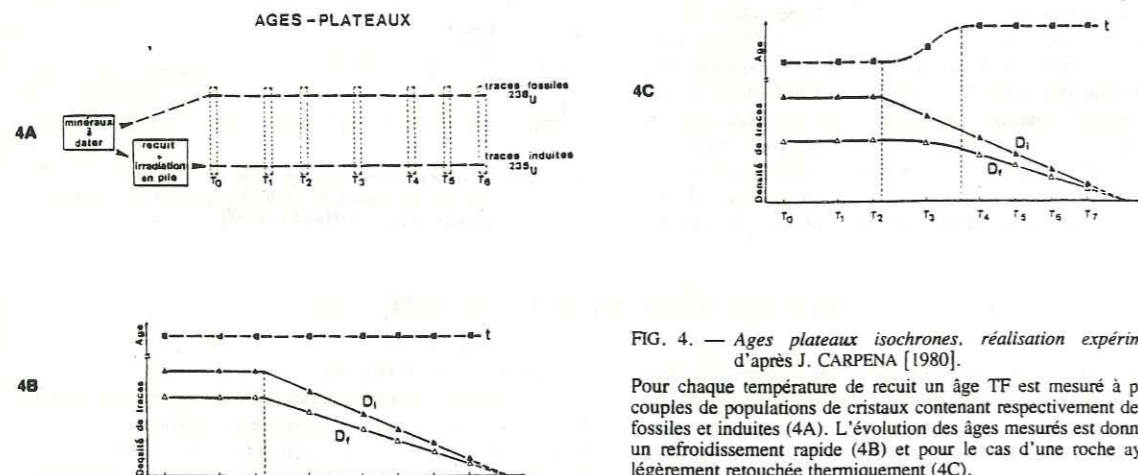


FIG. 4. — Ages plateaux isochrones, réalisation expérimentale, d'après J. CARPENA [1980].

Pour chaque température de recuit un âge TF est mesuré à partir de couples de populations de cristaux contenant respectivement des traces fossiles et induites (4A). L'évolution des âges mesurés est donnée pour un refroidissement rapide (4B) et pour le cas d'une roche ayant été légèrement retouchée thermiquement (4C).

TECHNIQUES EXPÉRIMENTALES

Pour isoler les apatites et les zircons des roches, nous avons suivi les méthodes classiques de séparation : broyage, tamisage, liqueurs denses, séparateur magnétique.

Les apatites étant datées par la méthode du détecteur interne [C.W. NAESER, 1967], nous avons, pour chaque échantillon, travaillé sur deux populations de cristaux : des apatites (F) sont utilisées pour la mesure des traces fossiles issues de la fission

spontanée de ^{238}U et des apatites (I) qui, après effacement des traces fossiles par recuit en laboratoire à 550 °C pendant 2 heures, ont été irradiées en pile et présentent donc des traces induites. Les irradiations ont été réalisées dans la colonne thermique du réacteur EL3 à Saclay. Pour toutes nos irradiations, les calibrations de la dose de neutrons reçue par les échantillons, ont été effectuées à l'aide de moniteurs de ^{59}Co irradiés en même temps que les minéraux. Après l'irradiation, la dose de

neutrons thermiques reçue est déduite de l'activité de ces moniteurs, mesurée à l'aide de compteurs γ au germanium-lithium. La précision sur la dose de neutrons n'excède pas 1 %. La méthode des APIC consiste à recuire simultanément les apatites (F) et les apatites (I) à des températures T_1, T_2, \dots, T_n croissantes pendant un temps de recuit constant. Dans cette étude, les températures choisies sont 290, 300, 310 et 320 °C, la durée de recuit étant d'une heure. Pour chaque température, un âge tra-

ces de fission est déterminé et pour cela les apatites sont montées en résine époxy, polies puis attaquées chimiquement par une solution d'acide nitrique à 7 % ($\text{HNO}_3, 9\text{H}_2\text{O}$) [C.W. NAESER, 1978], thermostatée à 20 °C. Le comptage des traces a été effectué en microscopie optique ($\times 1\,000$) pour les densités de traces inférieures à 10^6 traces/cm² ; au-delà, le comptage a été fait en microscopie électronique à balayage ($\times 2\,000$ ou $\times 4\,000$).

RÉSULTATS OBTENUS ET INTERPRÉTATION

L'ensemble des âges traces de fission mesurés a été reporté dans le tableau 1. Les âges plateaux datent le passage de l'isotherme 100 °C par les roches datées. On constate dans l'ensemble : 1) la présence d'âges plateaux plus vieux que les âges apparents obtenus à basse température ; 2) que les âges plateaux les plus anciens (vers 280 M.A.) et l'âge des zircons des Gorges d'Héric sont concordants avec les âges ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr sur biotites (tabl. 2). Ainsi, si l'isotherme 300 °C a été franchie à peu près partout en Montagne Noire vers 280-290 M.A., la méthode des traces révèle par contre des diffé-

renciations locales dans l'histoire de refroidissement en dessous de 100 °C, comme nous allons le voir ci-dessous.

Les âges-plateaux obtenus sur les apatites de la Montagne Noire (fig. 5) se classent en deux groupes principaux :
— les âges situés entre 229 et 282 M.A. obtenus sur les échantillons de Nages, Plaisance, Anglès, Mauroul et Mazamet ;
— les âges qui vont de 71 à 169 M.A. provenant des échantillons des Gorges d'Héric, du Pic de Nore, de Saissac, des Cammazes, de Labécède et de Saint-Amans.

Les âges les plus vieux se situent au nord d'une ligne joignant Revel, Mazamet, Labastide, Héric, Douch, les plus jeunes étant au sud. Les âges traces de fission sur les apatites de la Montagne Noire amènent donc à diviser ce massif en deux zones distinctes orientées E-W ; une zone à âges "vieux" paléozoïques au nord, une zone mésozoïque au sud.

A. Les âges de la partie nord de la zone axiale

L'observation de la carte des âges-plateaux (fig. 5) met en évidence un gradient dans les âges : en effet, les âges sont de plus en plus jeunes vers le sud puisque Plaisance-Nages : 280 M.A., Anglès : 250 M.A., Mauroul et Mazamet : 230 M.A. Seuls les âges de l'extrémité nord, à 280 M.A., sont concordants avec les âges ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr sur minéraux, et donc, dans ce secteur, le refroidissement entre 300 et 100 °C a été très rapide. Plus au sud, ce refroidissement est plus lent (de 30 à 50 M.A.) puisque le passage de l'isotherme 100 °C ne s'est effectué qu'à 250 M.A. pour Anglès et à 229-230 M.A. pour Mauroul et Mazamet. Ce fait peut s'expliquer de plusieurs façons :

— la remontée du socle (ou l'affaissement des isothermes) aurait été plus tardive au sud qu'au nord, ce qui correspondrait à un léger basculement du nord de la zone axiale vers le sud ;
— le cœur du dôme thermique se situerait au niveau de Mazamet-Mauroul ; dans ce cas, la remontée du socle aurait été synchrone partout mais les roches situées au niveau de ce dôme se seraient refroidies plus tard ;
— entre 280 et 230 M.A., le dôme thermique aurait migré vers le sud.

Les trois hypothèses peuvent être envisagées et nous n'avons pas les arguments pour trancher.

TABL. 1. — Ages TF obtenus sur les apatites de la zone axiale et sur les zircons des Gorges d'Héric.

Echantillon	Age apparent	Age plateau
Apatite NAG	197 M.A.	282 M.A.
PLAI	225 M.A.	277 M.A.
ANGL	175 M.A.*	250 M.A.*
MAU	150 M.A.	225 M.A.
MAZ	173 M.A.	229 M.A.
HER	114 M.A.	119 M.A.
NOR	139 M.A.	169 M.A.
CAM	63 M.A.	90 M.A.
LAB	—	131 M.A.
SAI	107 M.A.	126 M.A.
SAM	—	71 M.A.
Zircon HER	275 M.A.	—

* G. POUPEAU *et al.* [1978].

TABL. 2. — Ages Rb-Sr et ^{39}Ar - ^{40}Ar obtenus sur minéraux dans la Montagne Noire par J. HAMET [1975] et F. ALBARÈDE [1976].

Echantillon	Rb-Sr*	^{39}Ar - ^{40}Ar
Brousses	270 M.A.	322 M.A. (Bi)
Soulié	274 M.A.	289 M.A. (Musc)
Anglès	275 M.A.	—
Martys	266 M.A.	290 M.A. (Bi)
Sidobre	283 M.A.	275 M.A. (F ₂)
Folat	272 M.A.	280 M.A. (F ₂)

* Biotites ; âges recalculés avec la constante $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$, d'après J. HAMET [1975] et F. ALBARÈDE [1976].

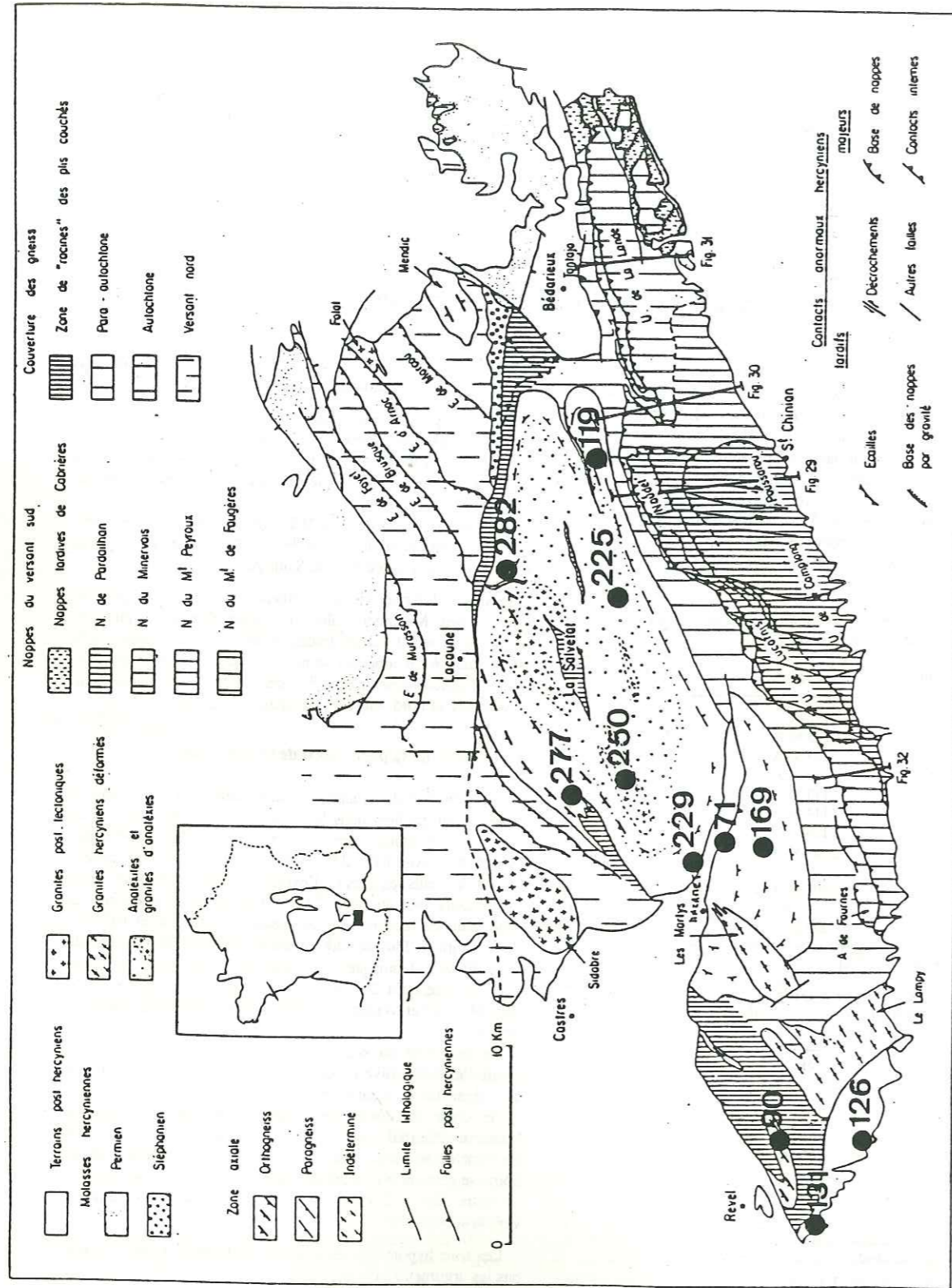


FIG. 5. — Ages plateaux Traces de fission obtenus sur les apatites de la Montagne Noire [J. CARPENA, 1980]. Le fond géologique est le schéma structural de la Montagne Noire de J. ARTHAUD [1980].

Un autre fait spécifique à cette zone nord est la différence remarquable (de 50 à 80 M.A.) entre âges apparents et âges plateaux (se reporter au tabl. 1, voir aussi fig. 6). Ceci est très différent de ce que nous verrons dans la partie sud de la zone axiale et de ce que nous trouvons plus au nord dans le Massif central (J. CARPENA et MAILHE, résultats non publiés) et le Massif armoricain [CHAILLOU, en préparation ; J. CARPENA et al., 1979]. En effet, dans ces secteurs, âges apparents et âges plateaux sont toujours concordants dans les limites de l'erreur de mesure ce qui correspond à un passage très rapide de l'isotherme 100 °C. Il semblerait donc que l'histoire finithermique de ce secteur nord de la zone axiale de la Montagne Noire ait été plus complexe. Après avoir discuté les résultats obtenus dans la partie sud de la zone axiale, nous tenterons de donner une explication à ce phénomène.

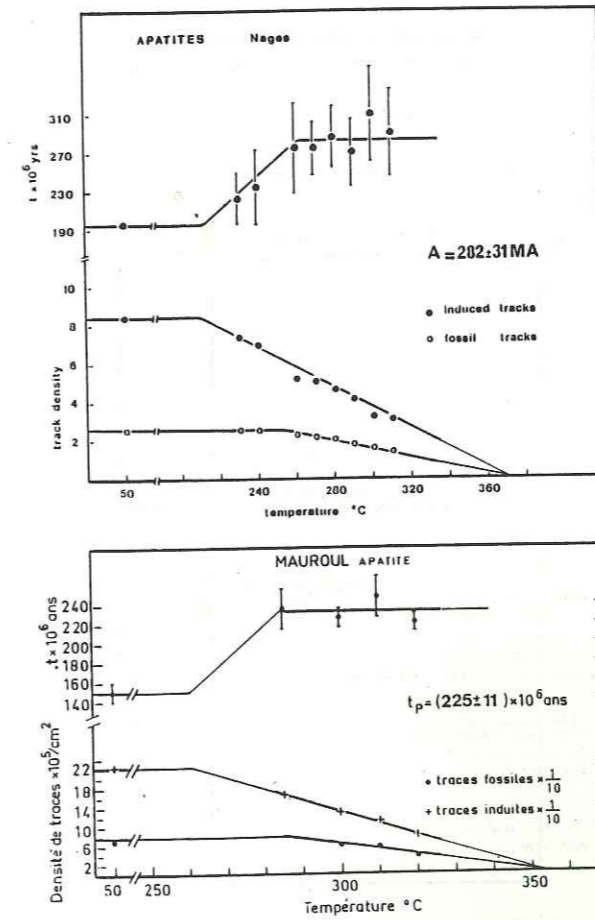


FIG. 6. — Ages plateaux des échantillons de Nages et Mauroul.

B. Les âges de la partie sud de la zone axiale

Ils se situent tous entre le Jurassique supérieur (169 M.A.) et le Crétacé supérieur (71 M.A.). L'âge le plus vieux obtenu dans cette zone est celui des gneiss du Pic de Nore à 169 M.A. (Dogger). Les échantillons d'Héric, de Saissac, de Labécède, ont des âges légèrement plus jeunes : 120, 126 et 131 M.A. (Barrémien-Néocomien). Enfin, les gneiss des Cammazes et de Saint-Amans ont 90 et 71 M.A. (Sénonien-Crétacé supérieur).

Ces âges datent la sortie de l'isotherme 100 °C par ces roches et le passage de cette isotherme a été rapide ; en effet, on peut noter la faible différence entre âges apparents et âges plateaux (fig. 7). L'isotherme 300 °C a été traversée vers 280 M.A., comme l'indiquent les âges obtenus sur minéraux en ³⁹Ar-⁴⁰Ar et en Rb-Sr ; de plus, nous avons daté par traces de fission les zircons des pegmatites des Gorges d'Héric (température de fermeture : 250-300 °C) qui donnent un âge de 275 M.A. L'isochrone obtenue à partir de 16 cristaux est représentée en figure 8. Cet âge est confirmé par les biotites du même échantillon daté à 280 M.A. par la méthode ³⁹Ar-⁴⁰Ar [MAILHE, commun. person.] (tabl. 3). Ainsi, l'utilisation de plusieurs géochronomètres permet d'affirmer que l'isotherme 250-300 °C a été franchie à la fin de l'hercynien ; par contre,

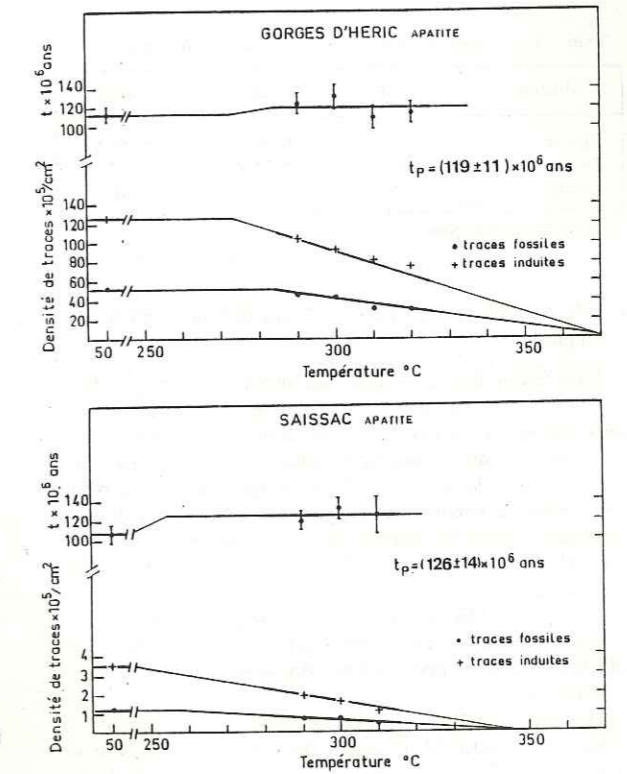


FIG. 7. — Ages plateaux des apatites des Gorges d'Héric et de Saissac.

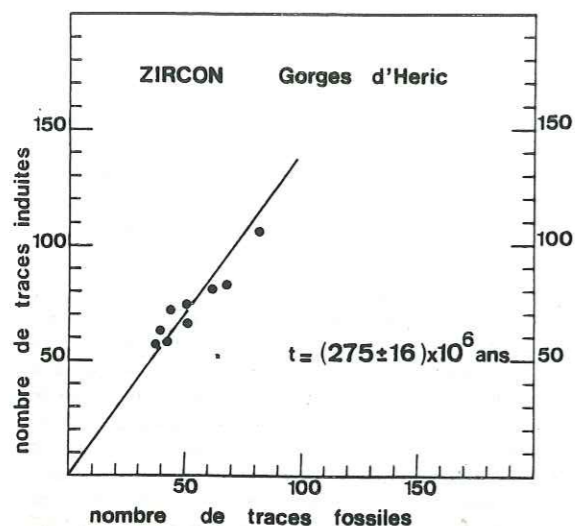


FIG. 8. — Ages de zircons des pegmatites des Gorges d'Héric.

TABL. 3. — Ages obtenus sur les pegmatites des Gorges d'Héric.

Minéral	Méthode	t app.	t plateau
Apatite	TF	114 M.A.	119 M.A.
Zircon	TF	275 M.A.	
Biotite	³⁹⁻⁴⁰ Ar		280 M.A.*

* MAILHÉ, comm. pers.

l'isotherme 100 °C n'a été traversée que bien plus tard au Mésozoïque.

Dans tout le Bas-Languedoc, des mouvements épirogéniques se sont manifestés depuis le Jurassique et jusqu'aux phases pyrénéennes. Tous ces âges vont donc s'interpréter dans le cadre d'un climat tectonique instable. En effet, excepté l'âge des gneiss du Pic de Nore à 169 M.A. qui peut être interprété soit comme le témoin des tout premiers mouvements de cette tectonique (phase intrabartonnienne), soit comme résultant d'un effet d'altitude (Pic de Nore, 1 200 m), nous avons deux classes d'âges :

— les âges à 120-130 M.A. (Crétacé inférieur) pouvant correspondre aux mouvements liés à la formation de l'Isthme Durancien et aux premiers rejeux sénestres de la faille nord-pyrénéenne ;
— les âges à 93-71 M.A. (Crétacé supérieur) qui dateraient la phase Fini-Crétacé bien connue dans le Languedoc (Pli de Montpellier, Pli du Pic Saint-Loup, Nappes de Saint-Chinian).

Ces âges, indiquant un passage rapide de l'isotherme 100 °C, correspondraient assez bien à des mouvements de tec-

tonique superficielle comme ceux décrits dans le sud de la France. Ces âges appellent pour finir la remarque suivante : l'âge de mise en place de la deuxième génération de bauxites dans le Bassin de Bédarieux connu avec peu de précision, puisque situé entre le Berriasien et la fin du Crétacé, pourrait être précisé par l'âge de 120 M.A. (Barrémien) obtenu sur les apatites des Gorges d'Héric. Cet âge indique une remontée rapide du socle à cet endroit qui pourrait avoir favorisé la mise en place de ces bauxites.

Il ne nous paraît pas encore possible de discuter individuellement la signification de chacun de nos âges-plateaux; la maille de notre échantillonnage étant, pour le moment, trop lâche. Toutefois, il nous a paru intéressant de reporter sur un même diagramme (fig. 9) nos âges traces de fission et ceux des phases tectoniques enregistrées et datées stratigraphiquement dans les terrains sédimentaires du Bas-Languedoc. Ce diagramme fait en réalité apparaître une coïncidence remarquable entre phases tectoniques et âges traces de fission de la zone axiale. L'interprétation la plus probable de nos âges serait donc qu'ils correspondent à ces mêmes phases tectoniques enregistrées dans le socle de la zone axiale où en raison des difficultés d'observation et plus encore de datation elles n'avaient encore pas été mises en évidence.

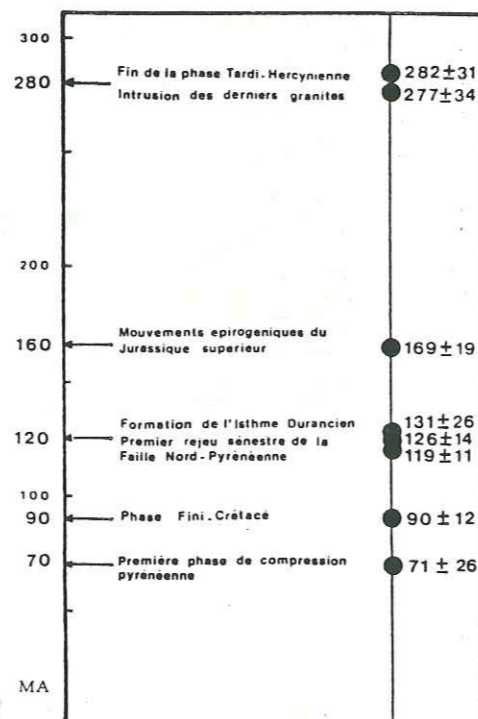


FIG. 9. — Répartition dans le temps des âges TF obtenus sur les apatites de la Montagne Noire.

CONCLUSION

L'approche de la géochronologie par traces de fission sur les apatites de la Montagne Noire permet donc de préciser l'histoire fini-thermique de ce segment de chaîne hercynienne. En particulier, si l'ensemble du massif semble avoir franchi l'isotherme 300 °C vers 280 M.A., le passage de l'isotherme 100 °C ne s'est produit à cette même époque que sur la bordure nord de la zone axiale et progressivement de plus en plus tard vers le sud, jusque vers 230 M.A. au niveau de la faille de Mazamet et du synclinal de Rosis. L'instabilité tectonique constatée du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur dans les terrains sédimentaires avoisinant la Montagne Noire se retrouve bien au niveau de la zone axiale, ce fait est confirmé par les âges (de 70 à 169 M.A.) obtenus dans la moitié sud de la zone axiale.

Dans l'état actuel de nos résultats, il nous paraît légitime d'interpréter cet ensemble d'âges comme lié aux mouvements qui ont conditionné la mise en place géotectonique des Pyrénées.

Il faut maintenant tenter d'expliquer l'existence d'âges plateaux bien prononcés dans la partie nord de la zone axiale; pourquoi la population de traces fossiles a-t-elle été légèrement

affectée thermiquement ? Seules, deux hypothèses peuvent être envisagées : 1) le passage de l'isotherme 100 °C se serait effectué lentement et les apatites auraient alors suffisamment séjourné dans la zone à rétention partielle des traces pour être légèrement raccourcies (leur densité au centimètre carré aurait donc diminué). Cette solution nous amènerait à conclure que le nord de la zone axiale a subi un refroidissement rapide entre 300 et 100 °C mais l'isotherme 100 °C aurait été franchie lentement ; 2) le refroidissement du nord de la zone axiale a été rapide depuis 300 °C jusqu'à moins de 100 °C et la retouche thermique des traces serait due à l'influence de la tectonique pyrénéenne. Cette dernière serait responsable alors d'une légère réenfouissement du socle de la partie nord de la zone axiale, expliquant alors cette légère retouche thermique des apatites du socle.

Les deux hypothèses sont envisageables, nous opterons cependant plutôt pour la seconde. En effet, pourquoi le nord de cette zone axiale aurait-il subi un refroidissement plus complexe que le reste du socle hercynien ? De plus, la mise en évidence de l'influence pyrénéenne sur tout le sud de la zone axiale est à notre avis un argument de poids pour cette seconde hypothèse.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALBAREDE F. (1976). — Géochronologie comparée par la méthode ³⁹Ar-⁴⁰Ar de deux régions d'histoires post-hercyniennes différentes : la Montagne Noire et les Pyrénées orientales. Thèse, Univ. Paris VII.
- ARTHAUD F. (1970). — Etude tectonique et microtectonique composée de deux domaines hercyniens : les Nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiante (Sardaigne). Thèse. Publications U.S.T.L., série Géol. Structurale, 175 p.
- ARTHAUD F., MATTE P. (1976). — Les décrochements tardi-hercyniens du S-W de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, pp. 139-171.
- BARD J.-P., RAMBELOSON R. (1973). — Métamorphisme plurifacial et sens de variation du degré géothermique durant la tectogenèse polyphasée hercynienne dans la partie orientale de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif du Caroux, Sud du Massif central français). *Bull. Soc. Géol., Fr.*, (7), 15, 5-6, pp. 579-586.
- BARD J.-P., LOUEYIT J. (1978). — Sur l'origine des gneiss ocellés de l'Espinouse dans la zone axiale de la Montagne Noire (Massif central) : conséquences tectoniques. *Bull. Soc. Géol., Fr.*, (7), 20, n° 5, pp. 751-772.
- BRUNEL M. (1972). — Etude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le granite préhercynien du Mendic et son enveloppe sédimentaire : versant nord de la Montagne Noire (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Montpellier.
- CARPENA J. (1980). — Ages Plateaux par la méthode des traces de fission dans la Montagne Noire (Massif central) : leur place dans l'histoire géologique du Languedoc. Thèse 3^e cycle, U.S.T.L., Montpellier.
- CARPENA J., CHAILLOU D., CHAMBAUDET A., POUPEAU G. (1979). — Fission track geochronology of the hercynian platform in France. *Nuclear Tracks*, suppl. 2 (in press).
- CHOUKROUNE P., RIOS L.-M. (1980). — Structure des Pyrénées. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Mém. 3, pp. 197-232.
- DEMANGE M. (1975). — Style pennique de la zone axiale de la Montagne Noire entre Saint-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif central). *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2), Section 1, n° 2, pp. 91-139.
- DEMANGE M. (1979). — Schéma structural de la partie orientale du Massif de l'Agout (Montagne Noire). *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2), Section 1, n° 1, pp. 45-49.
- DEMANGE M., FRIGNET B. (1977). — Les roches basiques de l'Ayrole (commune de Fraisse-sur-Agout, Hérault), Massif de l'Agout (Montagne Noire) : étude chimique. *Bull. Soc. Miner. Cristallogr., Fr.*, n° 100, pp. 114-122.
- GEBAUER D., GRUNENFELDER M. (1976). — U-Pb zircon and Rb-Sr whole rock dating of low grade metamorphism Metasediments. Exemple : Montagne Noire (Southern France). *Contrib. Miner. Petrol.*, 59, pp. 13-32.
- GEZE B. (1949). — Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. Géol., Fr.*, (nouv. série), 62, 215 p.
- HAMET J. (1975). — Etude systématique par la méthode ⁸⁷Rb-⁸⁶Sr des processus orogéniques. Exemple : la Montagne Noire. Thèse, Univ. Paris VII.

NAESER C.W. (1967). — The use of apatite and sphene for fission track age determination. *Bull. Soc. Geol. Amer.*, 78, pp. 1523-1526.

NAESER C.W. (1978). — Fission track dating. *U.S. Geol. Surv., Open File Rept.*, pp. 76-190.

POUPEAU G., TOULHOAT P., ROMARY P. (1978). — Les âges-plateaux dans la méthode des traces de fission : deux apatites. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 287 D, pp. 871-974.

STORZER D., POUPEAU G. (1973). — Ages plateaux de minéraux et verres par la méthode des traces de fission. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 276 D, pp. 137-139.

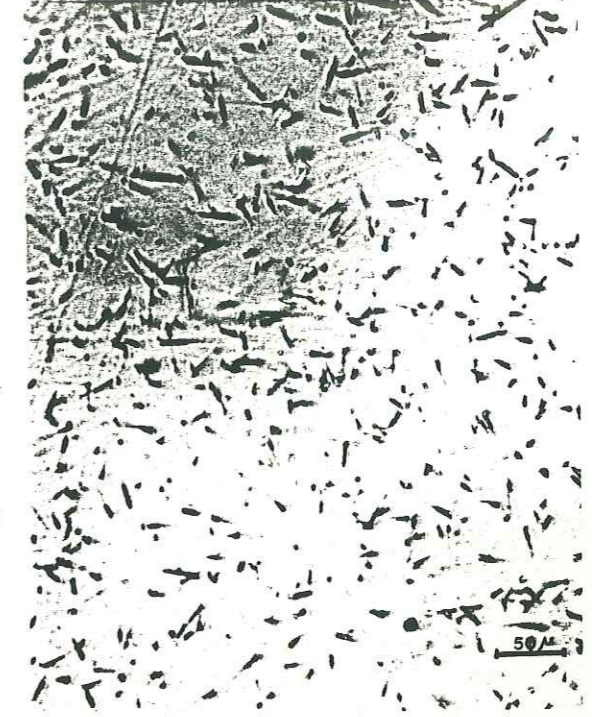
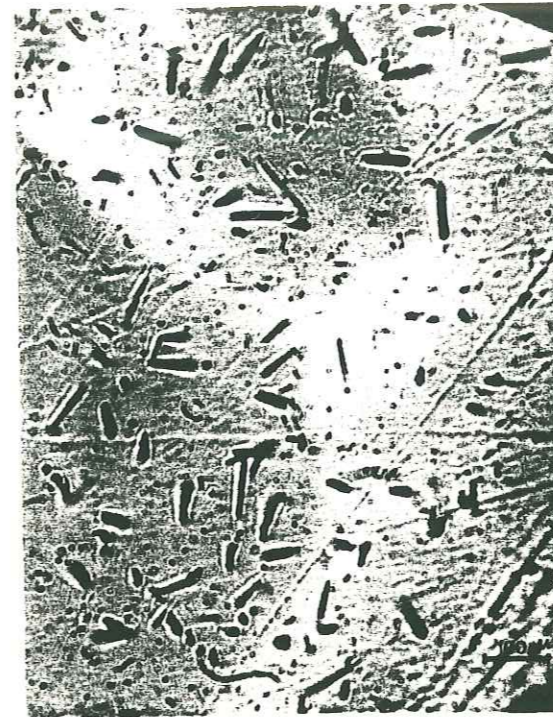
THORAL H. (1935). — Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacaune et des terrains Cambrien et Ordovicien de la Montagne Noire. *Bull. Carte Géol., Fr.*, 192, 38, pp. 319-637.

Traces de fission dans quelques apatites de la Montagne Noire (Microscopie optique).

A — Traces de fission de ^{238}U dans une apatite de la pegmatite de Mauroul.

B — Traces de fission de ^{238}U dans une apatite du gneiss de Nages.

C — Traces de fission de ^{238}U dans une apatite du gneiss des Cammazes (présence d'étoiles de fission).



A

B



C

III- LE CHRONOMETRE ZIRCON.

Article 3: Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique: caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place.

Joelle CARPENA, Jeanne DOUBINGER, Roland GUERIN, Jean JUTEAU et Michel MONNIER.

Bulletin de la Société Géologique de France, 1984, (7), t. XXVI, n°5

Afin de dater les roches volcaniques de l'Ouest Morvan, nous avons utilisé le chronomètre zircon, beaucoup plus rétentif que l'apatite. Cette étude montre une des applications les plus courantes de l'emploi du chronomètre zircon dans la méthode des Traces de Fission, la datation de la mise en place de roches volcaniques. D'un point de vue méthodologique, la bonne corrélation entre les deux types de datations confirme la fiabilité de la méthode du détecteur externe pour la datation de zircons, montre que l'emploi de la constante de fission $7.03 \cdot 10^{-17} \text{ an}^{-1}$ est justifié et que la calibration du flux de neutrons à l'aide de pastilles de Cobalt est correcte.

Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place

par JOËLLE CARPENA *, JEANNE DOUBINGER **, ROLAND GUÉRIN ***,
JEAN JUTEAU *** et MICHEL MONNIER ***

Mots clés. — Volcanisme acide, Ignimbrites, Phase tectonique, Traces de fission, Pollen, Morvan

Résumé. — En bordure ouest du Morvan, un bassin volcano-sédimentaire de forme ellipsoïdale a été cartographié. Il s'apparente à une caldeira. Les deux complexes sont constitués de diverses formations volcaniques (bréchiques, tuffacées, ignimbritiques), entre lesquelles s'intercalent des niveaux sédimentaires détritiques à plantés. Le tout est recoupé par des filons de microgranites. Une exploration de surface et des sondages ont permis un échantillonnage assez complet.

Une étude faite en collaboration par plusieurs laboratoires et comprenant : palynologie, mesures d'âges par traces de fission, analyse tectonique, analyse pétrographique et géochimique, permet de recréer l'histoire des deux complexes et notamment de préciser l'âge des diverses formations.

Suivant l'étude palynologique, on a la disposition suivante :

- premier ensemble (complexe de Blismes) daté du Stéphaniens (B et C) ;
- deuxième formation (Pont des Amours) débutant à l'Autunien basal, se terminant à l'Autunien supérieur ;
- troisième ensemble (complexe de Montreuillon) surtout ignimbritique, postérieur à l'Autunien supérieur (Assélien ou Sakmarien).

L'étude par mesure de traces de fission donne des résultats très proches : tufs de Blismes : 291 ± 7 Ma ; ignimbrites de Montreuillon : 267 ± 5 Ma ; rhyolites filoniennes : 258 ± 5 Ma ; microgranites recoupants : 243 ± 6 Ma.

The acid volcanism of West Morvan in its geologic frame : geochemical, structural and chronological characters of intrusion.

Abstract. — On the West of Morvan, a volcanic ellipsoidal basin has been outlined and interpreted as a caldeira. These two complexes are constituted of volcanic formations (breccias, tuffs, ignimbrites) with intercalated tuffaceous, detritic carbonaceous sediments. Microgranitic and rhyolitic veins crosscut the series. After a surface survey and a few drills a sampling was completed. More over studies were done by different laboratories. They included : palynology, tectonic analysis, fission track dating, petrographic and geochemical analysis. They permitted to reconstitute the general complex history precisising the different ages of deposition.

According with palynologic survey we note the following strata-disposition :

- first deposits (Blismes complex) from Stephanian (B and C) age ;
- middle formation (Pont des Amours) from basal to upper Autunian ;
- upper complex (Montreuillon ignimbrite) younger than upper Autunian.

The fission track dating confirms and precisises the last ages : Blismes tufs : 291 ± 7 Ma ; Montreuillon ignimbrite : 267 ± 5 Ma ; rhyolites veins : 258 ± 5 Ma ; cross cutting microgranite veins : 243 ± 6 Ma.

INTRODUCTION.

Dans le cadre d'une reconnaissance géologique régionale du Morvan centro-occidental, la Cogéma (avec l'aide financière du C.E.A./DAMN) a entrepris une étude du volcanisme acide connu sous le nom de « volcanisme du Bassin de Montreuillon » (Nièvre). Depuis de nombreuses années, ce volcanisme a fait l'objet de plusieurs études que nous rappelons dans un bref historique. Cependant, plusieurs points restaient à préciser, notamment la caractérisation géochimique de ce volcanisme acide, la datation des différentes phases de mise en place, et son évolution dans le cadre tectono-magmatique régional. Cette étude a porté plus particulièrement sur les

deux derniers points. Dans ce but, un essai d'analyse pluridisciplinaire a été mené sur ce volcanisme. Trois méthodes de datation ont notamment été testées et leurs résultats confrontés. Une méthode de datation indirecte a consisté en une caractérisation tectonique des volcanites. L'intégration de ces résultats dans l'évolution structurale du contexte régional a permis de préciser une fourchette chro-

* Centre des faibles radioactivités, Lab. mixte C.N.R.S./C.E.A. 91190 Gif-sur-Yvette.

** Inst. de géologie, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg.

*** COGEMA, BU/DRM, 2 rue Paul Dautier, 78140 Vélizy-Villacoublay.

Note déposée le 31 mai 1983, présentée à la séance du 13 juin 1983 ; manuscrit définitif reçu le 13 décembre 1983.

nologique de mise en place. Parallèlement, deux méthodes de datations directes, analyses des traces de fission et études palynologiques ont été mises en œuvre.

Le caractère géologique régional prédominant du Morvan, réside dans sa constitution en trois grandes unités structurales qui sont du Nord au Sud :

- l'anticlinorium d'Avallon,
- le synclinorium septentrional ou faisceau synclinal du Morvan,
- l'anticlinorium de Luzy.

Situées au sein de l'anticlinorium d'Avallon, les roches volcaniques acides du Morvan central reposent sur le granite monzonitique de Château-Chinon. Elles s'étendent sur le socle affleurant et se poursuivent sous la couverture secondaire du compartiment effondré du Bazois (fig. 1). De forme générale semi-ovoïde, la partie visible du bassin de Montreuillon est jalonnée par les agglomérations de Montlife, Chassy, Chaumart et Grandry. Côté Bazois l'extension se limite grossièrement suivant une courbe Chouigny, Marigny, Bailly et Marcilly. Le bassin de Montreuillon s'individualise par la présence

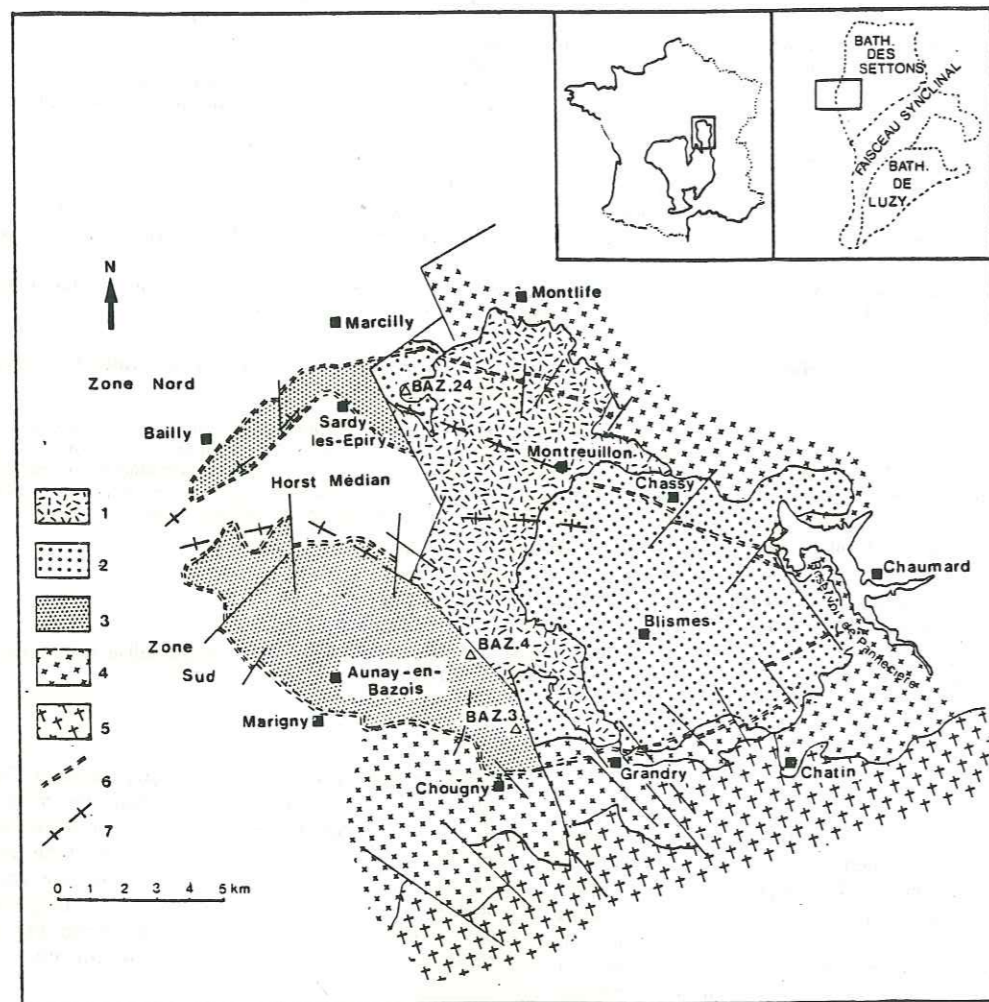


FIG. 1. — Cartographie schématique de la caldeira.

1 : complexe de Montreuillon ; 2 : complexe de Blismes ; 3 : volcanisme indifférencié sous couverture ; 4 : microgranites de nappes associés à la Caldeira ; 5 : granite monzonitique du Massif de Château-Chinon ; 6 : limite de la Caldeira détectée par géophysique ; 7 : limite des blocs structuraux.

FIG. 1. — Schematic map of caldeira.

1 : Montreuillon complex ; 2 : Blismes complex ; 3 : volcanic formations under sedimentary mantle ; 4 : microgranite sheets in relationship of caldeira ; 5 : Château-Chinon monzonitic granite ; 6 : caldeira limits after geophysical survey ; 7 : structural unit limit.

d'une puissante série dont la nature volcanique a été depuis longtemps reconnue. Cependant, si le caractère volcanique de ces roches a été précocement identifié, l'âge de leur mise en place a été maintes fois controversé. Dans sa thèse, Lévy [1980] caractérise la pétrologie des roches mais ne donne pas leur chronologie. En 1926, cet auteur donne pour les rhyolites fluidales de Montreuillon, un âge stéphano-westphalien. L'édition de la feuille de Château-Chinon au 1/80 000 en 1937, distingue des faciès rhyolitiques et des pyromérides au sein des ensembles volcaniques. L'identification claire de deux ensembles volcaniques accompagnés de microgranites (rattachés aux massifs granitiques) apparaît seulement dans l'édition de 1965 de cette même carte. Rhyolite de Montreuillon et tufs de rhyolites sont alors attribués au Viséen inférieur bien que, par analogie avec le gisement houiller de Sancey-les-Rouvray, un âge stéphanoien soit avancé pour les niveaux discontinus de schistes houillers incorporés dans les ensembles volcaniques. En 1969, Carrat reprend dans sa thèse les différentes unités et donne une répartition cartographique modifiée. Il attribue un âge viséen supérieur à la rhyolite calco-alcaline de Blismes et rapporte la rhyolite alcaline de Montreuillon à une période post-westphalienne. Dans la notice de la carte de Château-Chinon au 1/50 000 (à paraître), Carrat conserve ces déterminations d'âge, la mise en place des rhyolites alcalines étant supposée stéphanoienne. Enfin, dans sa thèse, Chabanel [1975] avance l'hypothèse d'une identité structurale entre complexe supérieur (rhyolites alcalines) et complexe inférieur (tufs calco-alcalins). Il en conclut une histoire tectonique identique pour les deux complexes ; il attribue les déformations mises en évidence dans ces roches aux phases post-viséennes.

I. — PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE GÉNÉRALE DU VOLCANISME ACIDE DU BASSIN MONTREUILLON.

1) Organisation structurale.

La reconnaissance géologique du bassin de Montreuillon a été menée au moyen de méthodes variées, notamment par des investigations géophysiques comprenant des campagnes aéromagnétiques, gravimétriques, sismiques et une cartographie partielle de résistivité. Ces méthodes d'études géophysiques ont été appuyées par des sondages géologiques et des travaux de reconnaissance de surface. Les résultats de ces travaux ont permis de mettre en évidence la morphologie structurale du « bassin volcanique » qui apparaît à la manière d'une caldeira de forme grossièrement elliptique (fig. 1). Ses dimensions sont d'ordre décakilométrique (variant de 15 km selon le grand axe WNW-ESE

et à une dizaine de kilomètres selon le petit axe NNE-SSW).

La configuration structurale de cette caldeira a été dégagée à partir de l'interprétation de la carte aéromagnétique. Cette dépression volcano-tectonique est compartimentée par de grands accidents qui déterminent trois blocs structuraux principaux, allongés Est-Ouest, et dont le jeu propre lors de l'effondrement (subsidence) de la caldeira détermine trois zones paléogéographiques très différentes qui évoluent indépendamment les unes des autres, tant du point de vue structural que sédimentaire ou volcanique. Ces trois zones gardent, à l'image des blocs structuraux, une orientation générale Est-Ouest.

— La zone sud : elle représente la moitié méridionale de la caldeira, et se caractérise par une subsidence très importante. Cette zone constitue, dans la caldeira, une fosse d'effondrement maximum dans laquelle le socle de granitoïde se situe à une profondeur supérieure à 400 m. Les méthodes d'investigations géophysiques lui attribuent une profondeur de 800 m. Les séries de comblement sont presque uniquement constituées de matériaux volcaniques, en particulier de tufs, d'ignimbrites et peut-être de cinérites. Les anomalies magnétiques réparties pour l'essentiel dans la partie sud de la caldeira ont été interprétées comme des cheminées, ou centres d'émissions.

— La zone nord se distingue par une subsidence beaucoup plus réduite. La puissance des séries de comblement varie entre 200 et 400 m. Dans cette zone, les séries se caractérisent par des intercalations très importantes de matériaux sédimentaires détritiques, silteux ou charbonneux.

— Entre ces deux zones de subsidence inégale, le bloc médian se comporte à la façon d'un horst. Constituant une barrière entre zone nord et zone sud, ce haut-fond détermine les communications entre les deux zones et influe de façon très importante sur la répartition et la nature des matériaux sédimentaires de la zone nord.

2) Les unités pétrographiques rencontrées.

Trois unités pétrographiques sont génétiquement liées à la formation de la fosse d'effondrement volcano-tectonique.

Les matériaux de comblement de la caldeira sont constitués par deux complexes volcaniques ou volcano-sédimentaires, déjà connus dans la littérature. Ces deux unités sont dénommées régionalement Complexe inférieur ou Complexe de Blismes et Complexe supérieur ou Complexe de Montreuillon. Chaque complexe volcanique est accompagné d'un cortège d'intrusions comagmatiques plus ou moins importantes, en dykes ou en sills.

Une troisième unité hypovolcanique est constituée par un ensemble de nappes subhorizontales de microgranites qui constituent une auréole péri-caldeira. La structure de ces nappes de microgranites associées à la caldeira a été grossièrement reconnue par l'étude de plusieurs coupes de sondages.

Une génération ultérieure de microgranites filoniens correspond à un épisode tardi-magmatique distinct et plus évolué. Enfin, des lamprophyres très tardifs recoupent toutes les formations.

L'unité hypovolcanique.

— Les microgranites en nappes : reconstituées à partir de coupes de sondages géologiques, elles n'ont été reconnues très précisément, que sur le quart sud-ouest du pourtour de la caldeira. Néanmoins, ces microgranites s'observent dans le socle affleurant où des sills de microgranites sont mentionnés sur la bordure est et sud-est de la fosse volcano-tectonique (carte géologique de Château-Chinon au 1/80 000 [1955]).

Les études de sondages et les observations de terrains (notamment dans la carrière de Vaussegré) ont démontré que ces nappes de microgranites sont intrusives dans le batholite de Château-Chinon, tant dans les faciès de monzogranites porphyroïdes que dans les faciès de bordure de type granophyre. L'extension des nappes péri-caldeira est d'ordre décakilométrique, leur puissance moyenne varie de 50 à 100 m.

Ces microgranites présentent des contacts toujours très tranchés avec l'encaissant. Près des épontes, les microgranites sont dépourvus de phénocristaux et présentent des figures de pseudo-fluidalité. Une frange pluricentimétrique de microgranites, rubanés et profondément altérés, souligne quelquefois les épontes. Cette frange, interprétée dans d'autres cas comme le résultat de cisaillements intenses liés à l'écoulement du magma [Bertaux et Rubiello, 1981], semble avoir été affectée par un hydrothermalisme post-magmatique. En s'éloignant de la bordure des nappes, le microgranite acquiert une texture microgrenue porphyrique classique, qui se caractérise par la présence de phénocristaux, automorphes et pluricentimétriques, de feldspath, ainsi que par des quartz abondants, en cristaux automorphes. Il est fréquent d'observer dans ces nappes de microgranites des réinjections de puissance variable.

A la faveur de grands linéaments tectoniques préexistants à leur mise en place, ces nappes de microgranites présentent des apophyses de matériel différencié, généralement pauvre en phénocristaux. Dans la plupart des cas, ces couloirs tectoniques ont rejoué et ont permis l'ascension de lamprophyres tardifs qui recoupent l'ensemble des formations.

— Les microgranites filoniens sont peu abondants et tardifs. Ils recoupent toutes les formations (y compris les unités volcaniques) et sont à rattacher à un épisode magmatique plus évolué que celui qui donne naissance aux microgranites en nappes.

Les unités volcaniques ou volcano-sédimentaires.

Comme nous l'avons précédemment signalé, ces séries sont groupées en deux complexes volcaniques séparés par une formation sédimentaire carbonneuse importante.

— Le complexe inférieur ou complexe de Blismes. Il constitue en fait la majeure partie des matériaux de remplissage de la fosse d'effondrement. Cet ensemble est représenté par une succession de coulées ignimbritiques, de dépôts tuffacés ou bréchiques. Suivant la zone de la caldeira dans laquelle il se met en place, ce complexe présente des intercalations plus ou moins importantes de niveaux volcano-détritiques ou de sédiments carbonneux. Dans la zone sud, très subsidente, le complexe de Blismes est constitué presque uniquement par des faciès volcaniques de type tufs ou ignimbrites. Les matériaux émis proviennent d'explosions répétées à partir de chaque centre d'émission, accompagnées de déferlantes basales. Les intrusions hypovolcaniques accompagnatrices sont difficiles à mettre en évidence. Ce sont principalement des rhyolites filoniennes. Les centres d'émission ont été localisés grâce à l'interprétation de la carte aéromagnétique et sont décrits plus en détail dans le chapitre tectonique. Les intercalations sédimentaires carbonneuses rencontrées dans le complexe de Blismes de la partie méridionale de la caldeira sont peu abondantes, toujours lenticulaires et sporadiques, de puissance métrique. Dans tous les cas, ces lambeaux sédimentaires sont extrêmement siccifiés. Néanmoins, ils attestent d'une mise en place du complexe volcanique très étalée dans le temps. Des datations palynologiques ont porté sur ces niveaux sédimentaires, échantillonnés dans le sondage COGEMA, codifié BAZ 3 et BAZ 4 (fig. 1).

Dans la zone nord, les centres d'émission sont peu nombreux. Cette zone se caractérise par des interstratifications très importantes, dans les séries volcaniques, de matériaux sédimentaires et carbonneux. Le complexe de Blismes se présente à la manière d'un mégacycle volcano-sédimentaire qui porte les traces d'une activité volcanique polyphasée, très étalée dans le temps; les produits s'accumulent dans le milieu marécageux ou lacustre de la cuvette, morphologiquement basse, que détermine la zone nord de la caldeira. Une coupe stratigraphique du complexe de Blismes est fournie par le sondage BAZ 24 (fig. 2). A cet endroit, la

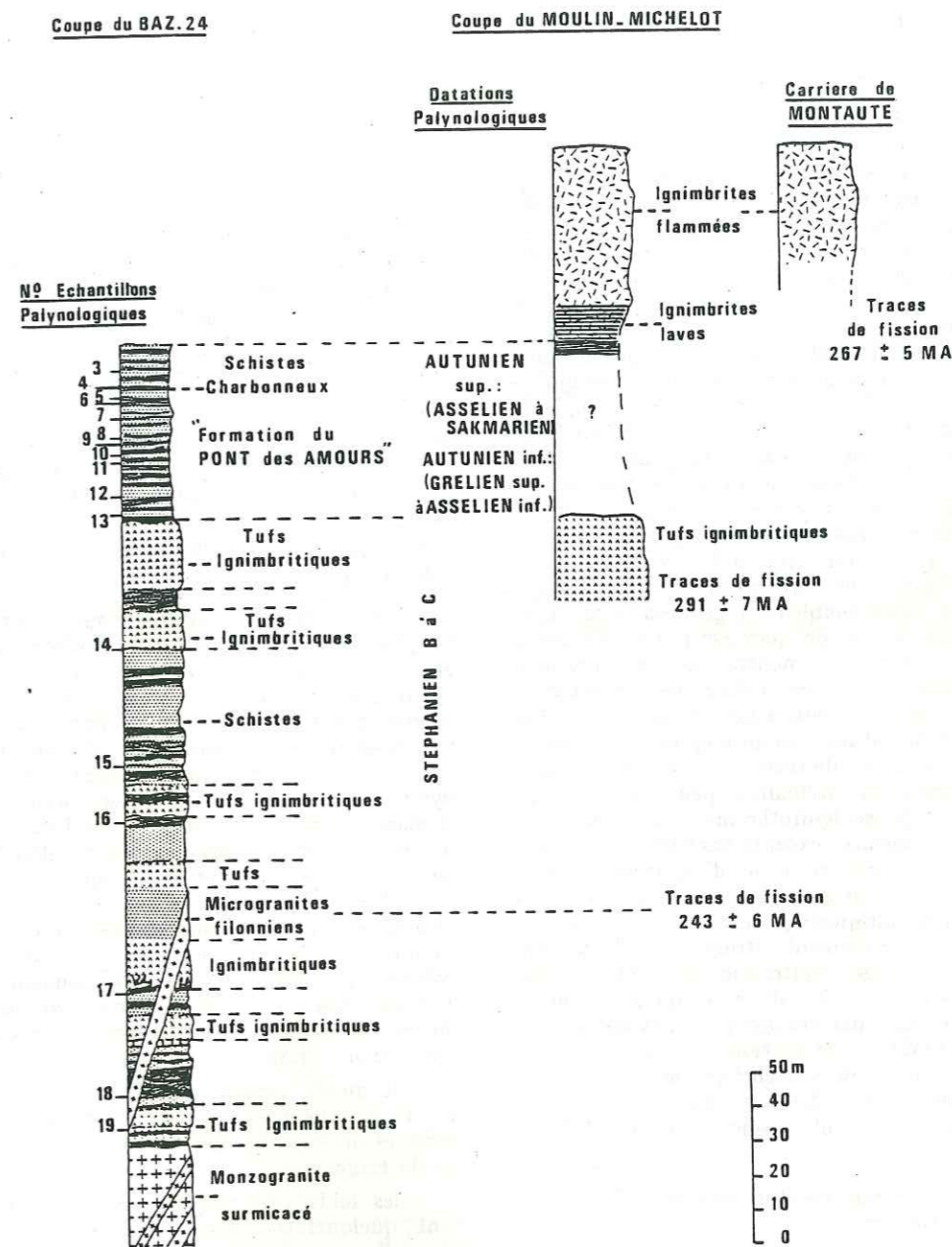


FIG. 2. — Coupe lithostratigraphique du Complexe de Blismes et de la base du Complexe de Montreuillon dans la zone nord.

FIG. 2. — Lithostratigraphic cross section of Blismes Complex and of the basis of Montreuillon Complex in the north area.

puissance totale de la série atteint 250 m, mais la puissance cumulée des volcanites n'excède pas 150 m. De très importantes variations latérales de faciès et de puissance peuvent exister dans cette zone nord, en particulier avec la disparition des niveaux sédimentaires.

— *Le complexe supérieur ou complexe de Montreuillon.* Le complexe de Montreuillon est constitué par de nombreuses nappes ignimbritiques, de taille modeste, empilées ou imbriquées. La zone d'extension de ces ignimbrites n'est pas confinée à la structure de la caldeira et la débordé légèrement sur sa bordure septentrionale. Contrairement au complexe de Blismes, le complexe de Montreuillon s'est édifié après le comblement de la caldeira. Il s'agit encore d'un volcanisme fissural dont les principaux points d'émission, retrouvés ou détectés par aéromagnéto-métrie, sont localisés sur les accidents majeurs qui bordent le horst médian de la caldeira. Ce complexe ne présente jamais d'intercalation sédimentaire ou volcano-sédimentaire, ce qui semble indiquer une mise en place relativement rapide. Le complexe de Montreuillon est précédé par un volcanisme phréatique très actif, générateur de structures d'explosions circulaires de 0,5 à 1,5 km de diamètre, remarquablement géométriques, repérées par une étude de photographies aériennes. Une étude de terrain a montré que ces structures ne sont liées à aucune entité pétrographique, mais à une microbréchification et une altération très avancée du substratum anti-ignimbrites. Seules quelques formations siliceuses, diffuses ou en filons dans ces structures circulaires, peuvent être rapportées à une phase hydrothermale ultérieure. Les tensions de vapeurs exceptionnellement élevées, capables d'engendrer ce type d'explosions, pourraient trouver leur origine au cours de phénomènes purement magmatiques (ascension d'un magma riche en gaz, accroissement rétrograde de la tension de vapeur) ou par infiltration et accumulation d'eaux superficielles, chauffées jusqu'aux températures d'ébullition par des gaz juvéniles ascendants [Rittman, 1963]. L'édification de ce complexe et la mise en place de son cortège de roches filoniennes représentent la dernière manifestation significative connue du volcanisme acide de l'Ouest du Morvan.

L'unité sédimentaire carbonneuse ou « Formation du Pont-des-Amours »

Après la mise en place du complexe de Blismes et avant l'édification du Complexe de Montreuillon, une importante formation essentiellement siliceuse ou carbonneuse s'est sédimentée, dans les petits bassins disjoints de la zone nord. Cette formation sédimentaire et lenticulaire a été dénommée localement « Formation du Pont-des-Amours ». Elle

a été décrite dans le sondage BAZ 24 où sa puissance atteint 55 m. D'autres coupes de sondages permettent de constater que cette formation, lorsqu'elle est moins puissante, peut avoir été totalement déblayée par les coulées ignimbritiques. Seuls, subsistent, à la base des séries volcaniques, des lambeaux résiduels conservés dans des niveaux de vitrophyres très réducteurs. Ce matériel sédimentaire fin, riche en matières organiques, peut également avoir été injecté dans les fractures de rétraction des laves, sous l'effet de la pression lithostatique de la coulée.

Pendant le dépôt de cette formation, les manifestations pyroclastiques sont, sinon absentes, très discrètes. Seules, quelques émissions ignimbritiques très peu étendues et des montées de petits stocks subvolcaniques se produisent dans la caldeira, et à la faveur de nombreux accidents de bordure. Ces roches se rencontrent dans l'agglomération de Montreuillon, au lac de Pannecièrre, dans la forêt de Grandry etc. Nous avons défini leur ensemble sous la terme de « complexe intermédiaire ».

3) Caractérisation pétrographique et géochimie du volcanisme acide.

Le caractère ignimbritique domine constamment la pétrographie des diverses roches volcaniques acides de l'Ouest Morvan. Ce sont des coulées et des niveaux de tufs, accompagnés de tous les types pétrographiques intermédiaires. Parmi les structures continues, marquant plus particulièrement l'origine lavique des roches, on reconnaît des structures hyalines (variante vitrophyrique, perlitique...), des structures microponceuses pseudocstratifiées ou pseudofluidales et des structures flammées. Les faciès plus élevés dans les nappes ignimbritiques présentent des structures caractéristiques, discontinues, eutaxitiques ou vitroclastiques. Dans le complexe de Blismes, tous les types de structures volcano-détritiques ou volcano-sédimentaires sont observés. Les constituants sont approximativement identiques dans l'un ou l'autre des complexes en proportion variable :

— le quartz présente, surtout dans le complexe supérieur, une très belle automorphie; il n'existe, dans les niveaux de tufs, que sous forme d'esquilles ou de fragments;

— les feldspaths potassiques et les plagioclases sont quelquefois éclatés, généralement rétro-morphosés en un agrégat phylliteux;

— dans le complexe de Blismes, on remarque quelquefois la présence de résidus de minéraux ferro-magnésiens non identifiés. Ces fantômes totalement transformés et accompagnés de nombreuses inclusions titanées ont été interprétés comme d'anciennes amphiboles. La biotite se présente en

« books » dans le complexe inférieur, en lamelles mieux exprimées dans le complexe de Montreuillon.

Les enclaves sont communes dans les deux complexes. Dans le complexe inférieur, elles sont très souvent anguleuses, surmicacées et leur nature originelle est difficilement décelable. Dans le complexe supérieur, les enclaves sont de nature très variable, et en particulier, la coulée ignimbritique de la carrière de Montauté présente de très nombreuses enclaves de roches cristallines (granitoïdes), de schistes noirs et de roches éruptives noires.

L'étude géochimique du volcanisme acide de l'Ouest Morvan a été abordée à l'aide d'une cinquantaine d'échantillons positionnés sur des diagrammes binaires simples puis traités, dans un second temps, par l'analyse multivariante selon la méthodologie proposée par de La Roche [1980] et de La Roche *et al.* [1980]. Le lot d'échantillons utilisé pour cette étude se compose de roches dont le degré de dégazéification est faible, voire nul, telles que laves, vitrophyres ou ignimbrites-laves..., ou de roches dont le degré de dégazéification, plus important, s'exprime par la séparation d'une phase volatile au cours de la mise en place. Ce sont des ignimbrites flammées, des tufs soudés ou des pyroclastites associées aux nappes ignimbritiques, telles que tufs non soudés, brèches ou cinérites.

La détermination du caractère sérial a été menée au moyen du diagramme K_2O/SiO_2 (fig. 3). Malgré une dispersion importante, les points se superposent à l'association sub-alkaline potassique à tendance hypo-alumineuse, telle qu'elle a été définie par Orsini [1979]. Ce caractère sub-alkalin potassique a également été précisé dans une étude menée sur la base de l'analyse multivariante (Monnier-Stussi, à paraître). Les auteurs montrent que le volcanisme acide des complexes de Blismes et Montreuillon entre dans le cadre d'une vaste association volcano-plutonique régionale, de caractère sub-alkalin potassique dont l'expression plutonique se révèle dans le massif monzo-granitique de Château-Chinon.

Les roches effusives des complexes volcaniques de l'Ouest Morvan se sont épanchées selon des processus ignimbritiques, responsables de transformations géochimiques et pétrochimiques telles que dégazages, lessivages précoces, felsitisation, etc, suivies de pertes ou de gains d'éléments depuis leur mise en place jusqu'à nos jours. Nous avons tenté de faire la part de chacun des phénomènes à l'origine de modifications géochimiques. Bien qu'inadapté à l'étude de ce type de roches, le diagramme Alc/SiO_2 [Kuno, 1968] permet de souligner la relation directe entre la perte en alcalins et le degré de dégazage subi par la roche lors de

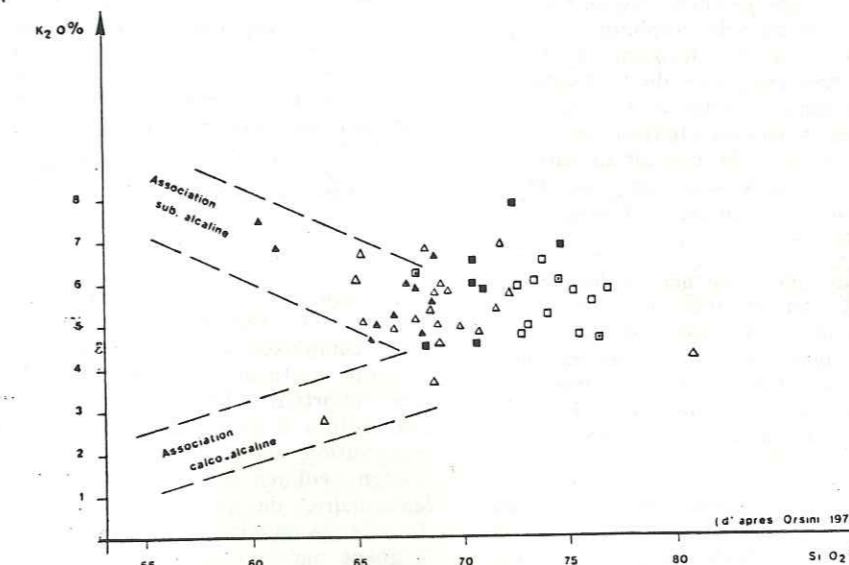


FIG. 3. — Diagramme K_2O/SiO_2 .

Triangles : Complexe de Blismes ; Carrés : Complexe de Montreuillon ; en noir : laves et ignimbrites laves ; en blanc : ignimbrites flammées ou tufs soudés ; pointé : tufs non soudés et brèches.

FIG. 3. — K_2O/SiO_2 Diagram.

Triangles : Blismes Complex ; Squares : Montreuillon Complex ; Black : lavas and ignimbrites ; White : « flamed » ignimbrites or welded tuffs ; dashed line : tuffs and breccias.

sa mise en place. Plusieurs constatations apparaissent sur ce diagramme (fig. 4).

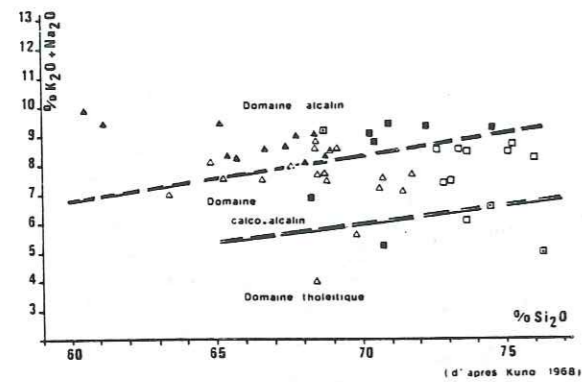


FIG. 4. — Diagramme $K_2O + Na_2O/SiO_2$.
Même légende que figure 3.

FIG. 4. — $K_2O + Na_2O/SiO_2$ Diagram.
Same legend as figure 3.

— dans le domaine communément rapporté aux roches tholéitiques, les points sont tous représentatifs d'échantillons profondément altérés. Il n'y a pas de liaison avec le type pétrographique. Ce sont des échantillons de nature pétrographique diverse, profondément altérés, soit dans le domaine hydrothermal, avec une rétro-morphose de la feldsite en une pâte essentiellement chloriteuse, soit dans les conditions supergènes, avec une silicification importante de la roche. L'effet de ces altérations est accompagné, dans les deux cas, par une chute relative de la teneur en alcalins, notamment en sodium ;

— dans le domaine classiquement calco-alcalin, tous les points sont représentatifs de roches ayant subi un dégazage important. Ce sont des ignimbrites flammées, des tufs soudés ou des termes explosifs (tufs non soudés, cinérites). Il semble donc que le dégazage subi par tous ces échantillons ait provoqué un lessivage et une perte relativement importante en alcalins de la lave ;

— enfin, les faciès peu ou pas dégazés tels que vitrophyres, ignimbrites-laves ou laves, et les faciès hypovolcaniques sont confinés dans le domaine alcalin. Il faut préciser que, dans ce diagramme, les termes alcalins, calco-alcalins et tholéitiques ne sont utilisés que dans un sens chimique descriptif.

Corrélativement à ce diagramme, nous avons établi, à partir d'une douzaine d'échantillons provenant du seul complexe de Montreuilon, le dia-

gramme K_2O/Na_2O (fig. 5). Il montre de façon très nette les pertes importantes en sodium et beaucoup plus faibles en potassium, en relation avec le type pétrographique. Ce lessivage d'alcalins garde une importance réduite dans les faciès non explosifs, qui se marquent par une structure continue de la roche, mais prend une ampleur beaucoup plus importante dans le cas de roches à faciès explosifs, marqués par une fragmentation importante de la lave. Le lessivage sodique peut également dans ce cas être accentué par un lessivage ultérieur superficiel.

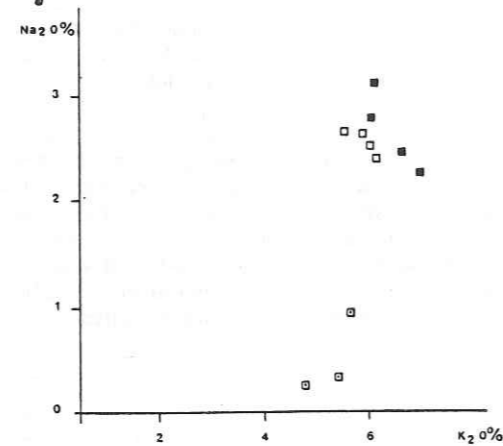


FIG. 5. — Diagramme K_2O/Na_2O .
Même légende que figure 3.

FIG. 5. — K_2O/Na_2O Diagram.
Same legend as figure 3.

En résumé, il faut souligner que les roches volcaniques du « Bassin de Montreuilon » constituent deux complexes volcaniques majeurs, liés à une structure de fosse d'effondrement volcanotectonique très importante. Les deux complexes volcaniques sont édifiés à partir de coulées ignimbritiques de composition acide. Ils sont séparés par une formation sédimentaire charbonneuse discontinue et lenticulaire, de puissance variable. D'un point de vue géochimique, les deux complexes se distinguent par leurs compositions, appartenant à la même association volcanique sub-alcaline potassique. Lors de la mise en place des laves, les processus de dégazage provoquent des dérives géochimiques, soulignées sur les diagrammes binaires, par une dispersion caractéristique des compositions, elle-même accentuée par les processus hydrothermaux tardi-magmatiques.

II. — CADRE STRUCTURAL.

1) Méthodes utilisées.

Le cadre structural des volcanites acides du Morvan a été défini par différentes méthodes. Les principales structures cassantes ont été tout d'abord étudiées sur photographies aériennes, sur levés cartographiques et par corrélations entre sondages ainsi que sur les résultats de grandes campagnes géophysiques (gravimétrie et magnétisme principalement).

La cinématique des accidents tectoniques a été analysée par les méthodes microtectoniques (analyses de tous les paramètres structuraux : failles avec leurs diverses stries, fentes, stylolithes dans les calcaires, etc.). Des levés ont été effectués dans plusieurs stations du socle servant de substratum à la caldeira, comprenant des faciès du Viséen (Faisceau Synclinal de Lucenay l'Évêque), des monzogranites leucocrates et des granophyres du batholite de Château-Chinon, ainsi que dans les laves de microgranites à rattacher au complexe volcanique de Blismes. Certains levés ont été effectués directement dans les terrains du complexe de Blismes mais avec des difficultés, dues aux mauvaises conditions d'affleurement (deux stations seulement ont pu être levées). Plusieurs stations ont été analysées dans la nappe ingimbrétique de Montreuilon. Enfin, certaines stations ont concerné la couverture jurassique de la bordure nord-ouest du Morvan. Les données ainsi recueillies (au nombre de 30 à 180 selon les stations) ont ensuite été traitées à l'aide des méthodes informatiques, par le laboratoire de géologie structurale de l'Université de Montpellier [programme Etchecopar, Daignières, Vasseur, 1981]. Elles ont permis de mettre en évidence les tenseurs tectoniques successifs ayant affecté les divers termes du socle, des complexes volcaniques et de la couverture secondaire, ainsi que leur chronologie.

2) Les phases tectoniques dans les différentes unités.

L'étude des tenseurs tectoniques qui se sont succédés dans les différentes formations a mis immédiatement en évidence le problème de l'âge des paléovolcanites de Blismes et Montreuilon. En effet, il est possible de regrouper dans un ensemble structural homogène, ayant subi les mêmes phases cassantes, tous les termes de l'encaissant de la caldeira ainsi que le complexe de Blismes (tufs et microgranites). Ne présentant que les dernières phases tectoniques majeures tertiaires, les ignimbrites de Montreuilon se singularisent et se rattachent structurellement à la couverture secondaire.

Une autre observation est également possible sur des carottes de sondages, effectuées dans le complexe de Blismes : le degré de tectonisation semble nettement plus évolué à la base de la série que dans les termes les plus récents. Les phases tectoniques affectant l'ensemble inférieur qui comprend les termes les plus anciens sont schématiquement au nombre de cinq.

Dans toutes les stations étudiées, à l'exclusion des termes du complexe ignimbritique de Montreuilon et de la couverture sédimentaire post-permienne, on observe la succession de cinq tenseurs tectoniques (voir fig. 6), regroupés principalement en deux grands cycles complets compression-distension, suivis d'un début de troisième cycle.

Le premier cycle est caractérisé par un état de contrainte triaxiale présentant des grands axes subhorizontaux (ou à plongements faibles) orientés NW-SE et NE-SW à WNW-ESE et NNE-SSW. Ce champ de contrainte s'est maintenu durant près de 65 Ma, du début du Stéphanien jusqu'au tout début du Trias, provoquant le jeu et le rejeu des mêmes familles de fractures. Il a débuté dans le Morvan par un tenseur tectonique dont l'axe de la contrainte principale majeure σ_1 et l'axe de la contrainte principale σ_3 ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) sont respectivement NW-SE et NE-SW (N 130 E et N 040 E dans l'exemple présenté sur la fig. 6).

Cette phase tectonique qui pourrait se définir comme étant une compression à décrochements dominants (phase caractérisée par σ_1 et σ_3 subhorizontaux et σ_2 subvertical) est responsable du maximum de jeu de faille du socle. Elle correspond à la phase cassante dite tardi-hercynienne qui a induit dans le socle tous les grands accidents plurikilométriques généralement décrochants qui ont influencé par rejeux successifs l'histoire géologique depuis le Stéphanien jusqu'à nos jours. C'est elle qui a provoqué le jeu en décrochement senestre des grands accidents subméridiens du Morvan à la Loire, ces mouvements ayant pu débuter dès le Westphalien et se poursuivre jusqu'à la fin du Stéphanien, contrôlant en particulier la sédimentation des bassins houillers. Cette phase, qui serait donc à rattacher principalement au Stéphanien, semble être à l'origine des ouvertures ayant servi aux émissions des volcanites de Blismes. Pendant une certaine période, difficile à situer chronologiquement au stade actuel des études, ce tenseur a évolué par inversion de σ_1 et σ_3 , induisant une compression orientée NE-SW (N 34 E dans l'exemple de la station de la fig. 6) provoquant un jeu en sens inverse des décrochements ainsi que des failles inverses de direction NW-SE. Ce phénomène dû peut-être à un blocage momentané de certaines structures, est surtout sensible dans le Nord du Morvan. Il n'affecte que les termes les plus précoces

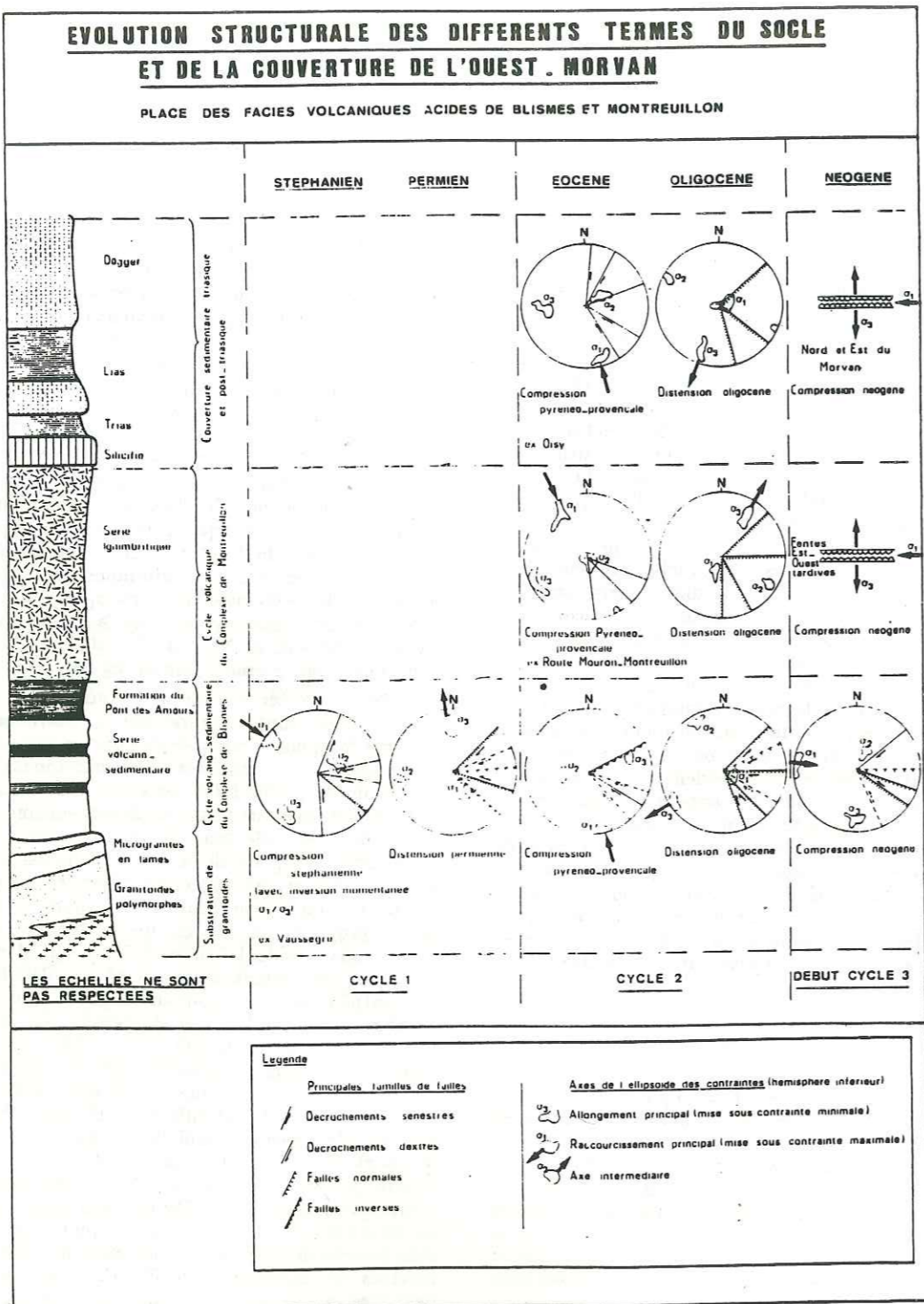


FIG. 6. — Evolution structurale des différents termes du socle et de couverture de l'Ouest-Morvan.

FIG. 6. — Structural evolution of the basement and sedimentary formations in Western Morvan.

du complexe de Blismes ainsi que, dans le contexte régional, les terrains « stéphanien » (rhyolites et niveaux sédimentaires) du faisceau Est-Ouest de Sincey-les-Rouvray (Nord du Morvan).

C'est à la fin du Stéphanien que le tenseur tard-hercynien subit une légère rotation (20 à 30°) dans le sens senestre tout en présentant une inversion de σ_1 et σ_2 définitive. Le champ de contrainte qui s'établit ainsi et qui durera pendant tout le Permien inférieur, induit surtout des phénomènes distensifs. Cette distension, (phase caractérisée par σ_3 et σ_2 subhorizontaux et σ_1 subvertical) subméridienne (fig. 6) a provoqué le jeu de nombreuses failles normales surtout Est-Ouest ainsi que des décrochements. Elle est responsable en particulier de la mise en place des bassins permien du Nord du Massif Central (Autun-Decize-La-Machine) qui sont venus se greffer le plus souvent sur des bourgeons de bassins stéphanien. Cette phase semble être à l'origine des ouvertures ayant provoqué les émissions du complexe supérieur de Montreuillon.

A la fin du Permien se dessine, corrélativement à une diminution nette des forces orogéniques, une nouvelle rotation dextre du champ de contraintes, la contrainte σ_3 redevenant NE-SW et induisant de nombreuses ouvertures NW-SE empruntées par un magma basique. Le champ de lamprophyre ainsi créé avec parfois des structures filoniennes plurikilométriques, affecte tous les termes du socle antétriasique, même ceux du complexe ignimbritique de Montreuillon qui avait échappé à tous les phénomènes structuraux qui viennent d'être exposés. Le cycle tectonique stéphan-permien se prolonge alors, avec une intensité décroissante jusqu'au Lias, avec une poursuite de la rotation du champ de contrainte amenant l'allongement vers les directions ENE-WSW à Est-Ouest. Ce tenseur tectonique très affaibli ne va provoquer que des jeux faibles de grands blocs, limités par des failles normales principalement subméridiennes qui influencent nettement la sédimentation triasique (failles synsédimentaires). Les karstifications triasiques seront également orientées par ces phénomènes distensifs.

Il faut attendre alors le Tertiaire pour voir débiter le second cycle tectonique, Eocène - Oligocène, qui se développera pendant environ 25 Ma, affectant tous les terrains du socle, les ignimbrites de Montreuillon et la couverture secondaire du Morvan (voir fig. 6) en provoquant le rejeu des vieilles familles de fractures induites par le cycle précédent. Ce second cycle est caractérisé par un état de contrainte présentant de grands axes subhorizontaux orientés NNW-SSE, ENE-WSW et NE-SW. Il s'agit là de directions très proches de celles concernant le cycle stéphan-permien. Ce nouveau cycle va débiter par une compression à décrochements dominants (σ_1 et σ_3 subhorizontaux, σ_2

subvertical) présentant un axe σ_1 NNW-SSE et un axe σ_3 ENE-WSW (fig. 6). Cette compression induit principalement de nombreux décrochements et, dans la couverture secondaire, des stylolithes à pics subhorizontaux NNW-SSE à Nord-Sud, accompagnés de fentes de calcite de même direction. Ce tenseur tectonique, doit être relié à la phase majeure pyrénéo-provençale, Eocène moyen à supérieur [Carey, 1976; Gelard, 1978; Rat, 1978; Lorenz, 1979; Debrand-Passard et Gros, 1980]. A la fin de l'Eocène, ce tenseur évolue par inversion de σ_1 et σ_2 accompagnée d'une légère rotation senestre de l'ordre de 10° à 30°. Durant tout l'Oligocène, il induit alors un champ de contrainte en distension présentant un axe d'allongement NE-SW à ENE-WSW (voir fig. 6). Cette distension oligocène se marque dans le socle, dans les ignimbrites et dans la couverture par le jeu de nombreuses failles normales et décrochantes (tectonique de bloc).

A la fin du tertiaire débute un troisième cycle tectonique qui pourrait s'appeler *cycle néogène* et dont l'influence doit se faire sentir actuellement. Ce troisième cycle est caractérisé par un état de contrainte présentant des σ_1 et σ_3 proches de Nord-Sud et Est-Ouest. Il débute au Mio-Pliocène par une compression à décrochements dominants, présentant un axe σ_1 subhorizontal proche de Est-Ouest (N 97 E dans le socle sur la fig. 6). Cet état de contrainte est responsable à l'Ouest et dans le Nord du Morvan du jeu de décrochements et failles normales principalement dans le socle, et de l'ouverture de fentes est-ouest, postérieures à toutes les autres structures, dans les ignimbrites de Montreuillon. Ce tenseur tectonique est à rattacher à la phase alpine majeure. Il va évoluer durant le Quaternaire, selon les secteurs du Massif Central, en compression nord-sud (σ_1) ou en distension est-ouest (σ_3).

Ainsi trois cycles tectoniques successifs, résultant chaque fois d'une évolution compression à décrochements dominants — distension par inversion d'axes dans un même tenseur, ont affecté le Morvan. Seuls les deux derniers cycles ont marqué les vulcanites acides du complexe de Montreuillon et la couverture secondaire.

3) Relations entre contraintes, volcanismes et structures dans la caldeira.

Les différentes « phases » tectoniques ayant été mises en évidence, il était tentant d'essayer de comprendre les relations entre celles-ci et les différents épisodes volcaniques. Les grandes campagnes géophysiques (gravimétrie et magnétisme aérien) dont il a été question dans le chapitre précédent, apportaient de nombreux éléments de réponse par

la mise en évidence, à l'intérieur de la caldeira, de grands linéaments anomaux, en particulier en magnétisme, coïncidant avec les zones où l'étude pétrographique avait montré la présence de centres d'émissions volcaniques. Deux catégories linéamentaires (fig. 7) se dessinaient nettement selon

avec le tenseur stéphanien, et son champ de failles associé représenté sur la fig. 6 permet de mettre en évidence une corrélation directionnelle très nette. En effet, la direction majeure des failles ayant servi de voies ascensionnelles aux paléo-vulcanites du complexe de Blismes, correspond à la direction

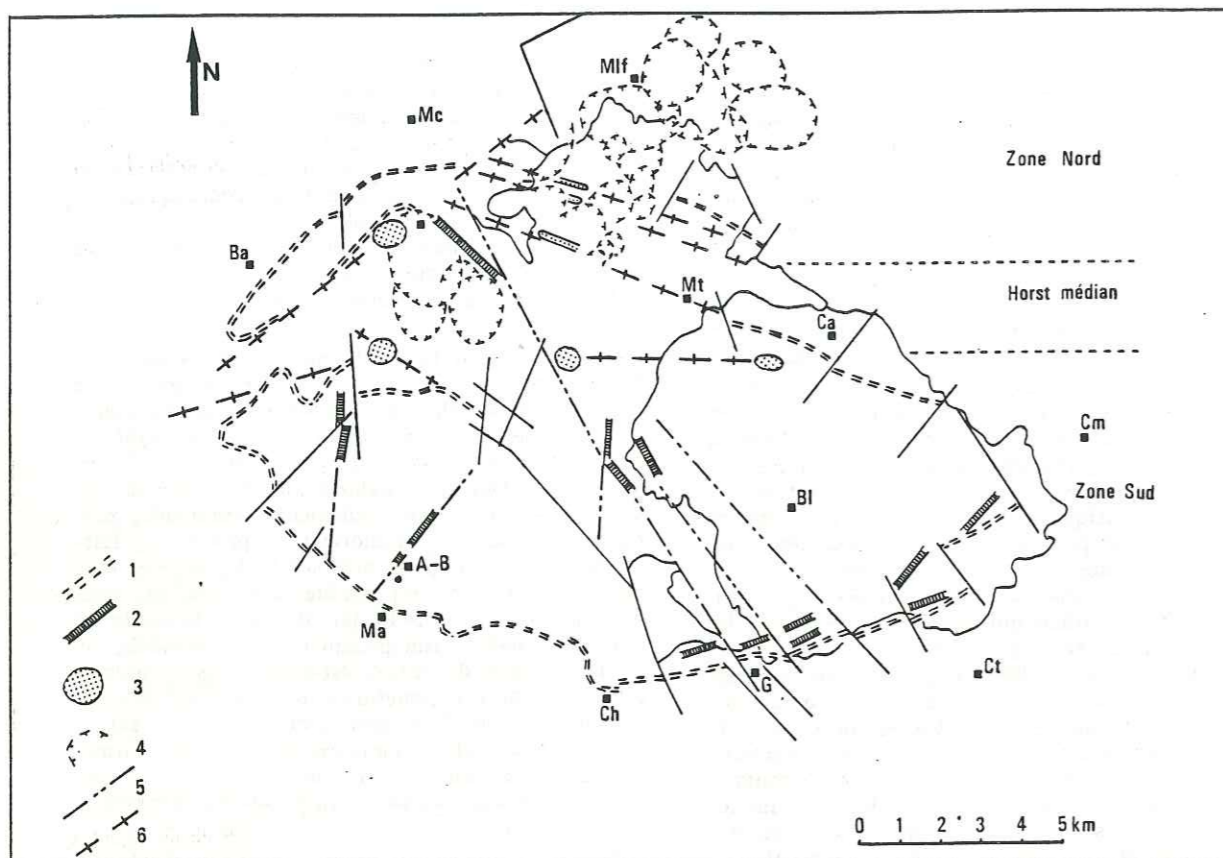


FIG. 7. — Schéma tectono-volcanique de la caldeira.

1 : limite de la caldeira détectée par méthodes géophysiques ; 2 : système fissural de mise en place du complexe de Blismes ; 3 : principaux vents du complexe de Montreuillon ; 4 : structure circulaire d'origine phréato-magmatique ; 5 : principaux accidents à rapporter au Stéphanien ; 6 : principaux accidents à rapporter au Permien. A.B. : Aunay-en-Bazois ; M.A. : Marigny ; B.A. : Bailly ; Mc : Marcilly ; Mif : Montlife ; Mt : Montreuillon ; Ca : Chassy ; Cm : Chaumard ; Bl : Blismes ; Ct : Chatin ; G : Grandy ; Ch : Chouigny.

FIG. 7. — Caldeira volcano tectonic framework.

1 : geophysical caldeira boundary ; 2 : fissural system permitting the Blismes complex ; 3 : principal vents for Montreuillon complex ; 4 : circular structures of phreato-magmatic origine ; 5 : principal Stephanian tectonic features ; 6 : principal Permian tectonic features. A.B. : Aunay-en-Bazois ; M.A. : Marigny ; Ba : Bailly ; Mc : Marcilly ; Mif : Montlife ; Mr : Montreuillon ; Ca : Chassy ; Cm : Chaumard ; Bl : Blismes ; Ct : Chatin ; G : Grandy ; Ch : Chouigny.

leurs directions et la nature de centres d'émission du complexe de Blismes. Il s'agit de failles de direction majeure NW-SE ainsi que de quelques accidents Nord-Sud à NNE-SSW. La bordure sud de la caldeira, de direction ENE-WSW, présente elle aussi des axes d'émission alignés. La comparaison

de raccourcissement maximum (direction de σ_1) lors de cette phase. Cette direction NW-SE était en écartement au Stéphanien, l'allongement maximum (σ_3) étant alors NE-SW. La caldeira elle-même présente un allongement (grand axe de l'ovale) proche de cette direction de raccourcissement.

Les autres directions observées (Nord-Sud à NNE-SSW, ENE-WSW) ayant servi à des montées de laves, sont des directions de décrochements stéphanien (voir fig. 7) qui se sont trouvés localement en écartement, par un changement directionnel, comme dans le cas bien connu de tous les bassins stéphanien du Massif Central (système Mer Morte). Ces directions annexes, injectées de paléovulcanites de Blismes, sont à rapprocher des filons dits « rhyolitiques » NNE-SSW, situés au Nord de la caldeira (région Lormes, Chastellux) ainsi que du synclinal de Sincay-les-Rouvray de direction Est-Ouest, où ont eu lieu des émissions acides stéphanien. Les injections, dans la bordure sud de la caldeira, sont également à attribuer à des phénomènes dynamiques particuliers qui se retrouvent dans toutes les bordures de fosses volcano-tectoniques se trouvant en écartement, par effondrement de grands blocs. Structuralement, le complexe de Blismes est donc bien à associer au Stéphanien ou plus précisément, au tenseur tectonique correspondant, dans tout le Massif Central, à la formation des bassins stéphanien. Cette corrélation semble confirmée par une présence de la tectonique stéphanien plus intense vers la base des formations de Blismes. En effet, certains termes supérieurs sont épargnés par cette tectonique cassante tardi-hercynienne en compression. L'ensemble de ces observations conduit à envisager une phase tectono-magmatique qui s'est déroulée durant une grande partie du Stéphanien, les émissions les plus tardives étant les moins tectonisées.

La seconde catégorie des linéaments est associée aux centres d'émission du complexe ignimbritique de Montreuillon (voir carte fig. 7). Il s'agit de failles de directions comprises entre NE-SW et ESE-WNW, limitant en particulier dans la caldeira le gros bloc structural médian grossièrement Est-Ouest qui est resté en relief. Cette structure est-ouest est très visible en particulier en gravimétrie. La comparaison de ces directions avec le tenseur permien et son champ de fractures associé, représenté sur la figure 7, permet là aussi de mettre en évidence des corrélations directionnelles assez nettes. En particulier ces directions ont eu un jeu en faille normale au Permien et se trouvent souvent presque orthogonales à l'allongement maximum (contrainte minimum σ_3), liées au champ de contrainte régnant à cette époque (Stéphanien très supérieur, Permien inférieur). Il semble donc que les laves acides de Montreuillon se soient injectées dans les failles bordières du bloc médian (présent déjà au Stéphanien), à la faveur des intersections avec les failles émissives du complexe de Blismes. Les structures faillées permien ont donc révélé, par leur caractère distensif, un magmatisme axé sur les grandes structures stéphanien. Il faut également remar-

quer que le bloc médian (structure en horst) se trouve sur un linéament plurikilométrique est-ouest jalonné par d'autres émissions de vulcanites acides à l'Est du Morvan (région de Censerey) et à l'Ouest (vulcanites sous couvertures, au Nord-Est de Saint-Saulge). Ce horst s'est, semble-t-il, conservé en partie jusqu'à nos jours malgré l'influence des phases tertiaires. Le rôle qui actuellement sert de répartition entre le Nord des Limagnes et le début du Bassin Parisien, sous la couverture du bassin du Bazois (grabben oligocène), est situé sur cet axe structural. De la même façon, le horst oligocène de Saint-Saulge présente un ventre très net dans le prolongement de ce linéament qui lui est perpendiculaire, les terrains du socle s'ennoient très rapidement vers le Nord (région de Saint-Réverien) et vers le Sud (Bassin de la Machine). L'absence des phases stéphanien et permien dans les ignimbrites de Montreuillon permet également d'attribuer aux phénomènes tectoniques du Permien inférieur les émissions de ces roches volcaniques. Cette mise en place a été suffisamment tardive pour que seules les dernières manifestations du tenseur tectonique permien, les injections lamprophyriques sur des failles NW-SE, aient pu les affecter avant la transgression triasique. Il faut noter que cette tectonique permienne a également permis l'expression de la phase phréato-volcanique durant laquelle le rôle des failles actives a été primordial. C'est ainsi que les structures circulaires précédemment citées, se sont alignées principalement sur la direction N 45 E qui est celle d'une des deux grandes familles de failles normales permien (voir fig. 7).

L'étude tectonique du volcanisme polyphasé de Blismes Montreuillon a donc permis de poser le problème de l'âge de ces effusions volcaniques, la démonstration étant faite de la non concordance entre les axes d'émission et entre les tenseurs tectoniques associés à ces deux ensembles volcaniques.

Les conclusions des études pétrographiques, géochimiques et tectoniques demandaient donc à être confirmées par des datations directes.

III. — DATATION PAR TRACES DE FISSION DE L'URANIUM DANS LES ZIRCONS DES TERMES VOLCANIQUES ET DU SUBSTRATUM DE GRANITOÏDES.

1) La méthode de datation par traces de fission.

Les bases de la géochronologie par traces de fission sont établies depuis 1963 par Price et Walker. Dans les minéraux terrestres, les traces de fission sont les zones d'endommagement intense du réseau cristallin, dues au passage des fragments de fission de l'uranium 238, présent dans ces minéraux. Ces

traces de fission ne sont visibles qu'en microscopie électronique : en effet, le diamètre d'une trace ne fait que quelques angströms de large et sa longueur ne dépasse pas 0,1 micron.

Pour calculer l'âge d'un minéral par la méthode des traces de fission, il faut déterminer :

— la densité des traces fossiles du minéral : ce sont les traces issues de la fission spontanée de l'uranium 238 depuis la cristallisation du minéral. Elle est notée D_F et s'exprime en nombre de traces par centimètres carrés ;

— la concentration en uranium du minéral : pour la mesurer, l'échantillon est irradié dans un flux de neutrons thermiques qui a pour effet de faire fissionner l'isotope 235 de l'uranium. Ainsi une population de traces induites est créée et une densité D_I est déterminée (nombre de traces par cm^2).

L'équation d'âge s'exprime par :

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \text{Log} \left(1 + \frac{D_F \cdot \lambda_D}{D_I \cdot \lambda_F} \sigma I \varnothing \right)$$

où $\lambda_D = 1,551 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$ [Jaffrey *et al.*, 1971] ; $\lambda_F = 7,03 \cdot 10^{-17} \text{ ans}^{-1}$ [Roberts *et al.*, 1968] ; $I = \text{rapport isotopique de l'uranium} : 7,26 \times 10^{-3}$ [Shields, 1960] ; $\sigma = \text{section efficace de capture des neutrons thermiques par un noyau d'uranium 235} = 580 \text{ barns}$ (Table of isotopes, 1978) ; $\varnothing = \text{dose de neutrons thermiques (n/cm}^2\text{)}$.

Ainsi la datation d'un minéral par cette méthode nécessite le comptage de deux densités de traces D_F et D_I . Les comptages de traces sont effectués au microscope optique : en effet, Price et Walker [1962] ont montré qu'une attaque chimique appropriée du minéral rendait les traces observables en microscopie optique. Pour dater les roches plus jeunes que 3×10^8 ans, des minéraux riches en uranium, comme apatites, zircons et sphènes sont employés.

Il n'existe qu'un seul facteur d'environnement pouvant affecter le chronomètre traces de fission : la température [Fleisher *et al.*, 1965]. En effet, une augmentation de la température provoque un « recuit » des traces de fission fossiles du minéral, c'est-à-dire une diminution de leur longueur révélable par attaque chimique. Ce recuit peut être total, dans ce cas toutes les traces fossiles sont effacées et le chronomètre traces de fission du minéral est remis à zéro. Les divers minéraux réagissent de manière différente à la température. Ainsi, il faudra une température de $100 \pm 20^\circ \text{C}$ pendant un million d'années pour remettre à zéro le chronomètre traces de fission d'une apatite ; par contre, un zircon ne sera remis à zéro que s'il a subi une température de $250 \pm 50^\circ \text{C}$ pendant

un million d'années [Naeser, 1979]. La méthode des traces de fission fournit donc des âges de refroidissement sous une certaine isotherme. Ainsi, l'âge d'un zircon date le refroidissement du minéral en dessous de $250 \pm 50^\circ \text{C}$. Dans le cas des roches à refroidissement rapide, comme les roches volcaniques, l'âge trace de fission date la mise en place de la roche.

2) Techniques expérimentales.

Pour isoler les zircons des roches, les méthodes classiques de séparation ont été suivies : broyage, tamisage et liqueurs denses. Les zircons datés ont tous une granulométrie comprise entre 80 et 100 microns.

La répartition de l'uranium dans les zircons étant très irrégulière, ils ont été datés par la méthode du détecteur externe [Naeser, 1978] : cette méthode consiste à compter les traces fossiles dans le zircon, mais la densité de traces induites est comptée sur une feuille de muscovite, accolée sur les zircons avant leur irradiation. Les zircons sont montés dans une pastille de téflon FEP de 0,5 mm d'épaisseur, l'inclusion se faisant à chaud sur une plaque chauffante. Les zircons sont ensuite polis à l'aide de poudres d'alumine (1 micron puis 0,3 micron). Enfin l'attaque chimique pour la révélation des traces fossiles des zircons est effectuée dans l'eutectique NaOH-KOH à 220°C . [Gleadow *et al.*, 1976]. La durée moyenne de l'attaque a été de deux heures. Après l'irradiation, la muscovite (détecteur externe) est attaquée dans une solution d'acide fluorhydrique à 48 % pendant 15 mn à 20°C .

La dose de neutrons reçue est déterminée à l'aide de moniteurs de cobalt 59, irradiés en même temps que les minéraux. Le cobalt 59 est transformé lors de l'irradiation en cobalt 60, doté d'une radioactivité γ mesurée à l'aide d'un détecteur γ (diode Ge-Li). La dose reçue par les zircons, dans le réacteur nucléaire ILL à Grenoble, a été de $8,4 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2$. La précision de cette dose est de l'ordre de 1 %.

Les traces ont été comptées en microscopie optique (grossissement 160×10). Les erreurs sur l'âge des zircons ont été calculées selon Johnson et Mac Gee [1979]. Nos résultats sont donnés à 2σ , correspondant à 95 % de niveau de confiance.

3) Résultats.

Cette méthode de datation par trace de fission a permis d'attribuer un âge à cinq termes du contexte géologique de l'Ouest Morvan : (fig. 8, tabl. I).

- le granite de Château-Chinon : $301 \pm 7 \text{ Ma}$;
- les tufs du complexe de Blismes : $291 \pm 7 \text{ Ma}$;
- les ignimbrites flammées du complexe de Montreuillon ($x = 708.000$ $y = 241.000$, carrière de Montauté) : $267 \pm 5 \text{ Ma}$;

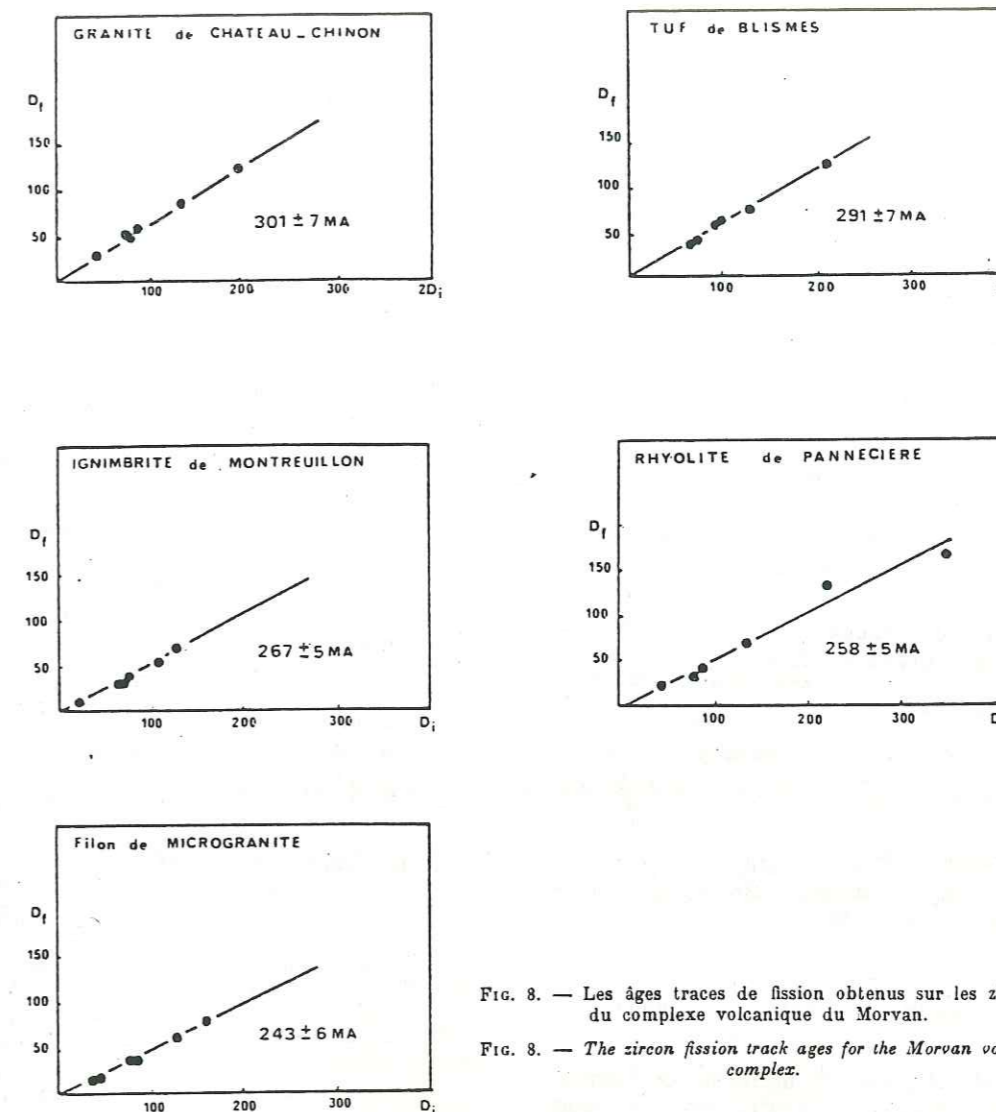


FIG. 8. — Les âges traces de fission obtenus sur les zircons du complexe volcanique du Morvan.

FIG. 8. — The zircon fission track ages for the Morvan volcanic complex.

— les rhyolites du Lac de Pannecière ($x = 716.56$ $y = 241.70$) : $258 \pm 5 \text{ Ma}$;

— les microgranites filoniens recoupant le complexe de Blismes (BAZ 24, côte 117 m) : $243 \pm 6 \text{ Ma}$.

Les résultats des datations par traces de fission permettent de définir une fourchette chronologique durant laquelle les complexes volcaniques acides de l'Ouest Morvan s'édifient. Cette fourchette, allant de 291 Ma à 258 Ma environ, couvre le Carbonifère supérieur, notamment le Stéphien et le Permien inférieur et moyen.

Les deux phases paroxysmales de l'épisode tectono-magmatique tardi-hercynien sont définies dans les chapitres précédents. Les deux complexes volcaniques majeurs qui en résultent sont donc datés du Stéphien pour le complexe de Blismes (291 Ma) et du Permien moyen pour le complexe de Montreuillon (263 Ma, Saxonien). Chaque complexe est suivi d'intrusions accompagnatrices tardives. Le monzogranite de Château-Chinon qui représente une partie du substratum de la caldeira est daté à $301 \pm 7 \text{ Ma}$. Cet âge est interprété comme l'âge du dernier refroidissement du monzogranite en

Echantillon	Mineral	Fossile		Induite		Neutron dose. $\times 10^{12}n/cm^2$	Age $\pm 2\sigma$ (ma)	Nombre de grains ou champs	r ^b
		Traces $\times 10^3/cm^2$	Traces ^a	Traces $\times 10^3/cm^2$	Traces ^a				
Chateau-Chinon granite.	zircon	253.2	389	203.1	312	8.4	301 \pm 7	6	0.99
Blismes tuf.	zircon	164.9	380	144.1	332	8.4	291 \pm 7	6	0.99
Montreuillon ignimbrite.	zircon	185.1	237	184.3	236	8.4	267 \pm 5	6	0.99
Pannecière rhyolite.	zircon	147.5	472	144.1	461	8.4	258 \pm 5	6	0.99
Microgranite filonien.	zircon	143.4	257	146.7	263	8.4	243 \pm 6	6	0.99

^a nombre de traces comptées.

^b r = coefficient de corrélation.

$\lambda = 7.03 \times 10^{-17} \text{ an}^{-1}$; $z = U/z = U = 7.252 \times 10^{-3}$;

$\sigma = 580 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$

TABLE I. — Résultats analytiques des datations par traces de fission des zircons du Morvan.

TABLE I. — Analytical data for F.T. dating of Morvan zircons.

dessous de 250° C. Il est à noter que cet âge est concordant avec une datation Rb-Sr sur biotites effectuée par Vialette [1965].

IV. — DATATION PAR L'ÉTUDE PALYNOLOGIQUE.

L'étude palynologique a été menée sur un ensemble de 25 échantillons, trois d'entre eux provenant d'affleurements, vingt-deux ayant été prélevés sur des sondages recoupant le complexe de Blismes et les niveaux charbonneux interstratifiés. Les prélèvements ont été effectués sur quatre sondages, BAZ 3, BAZ 4, BAZ 23 bis et BAZ 24, seul ce dernier fournit une coupe complète de la série volcano-sédimentaire du complexe de Blismes (*cf.* fig. 2). La quasi totalité des niveaux sédimentaires de ce sondage a été échantillonné.

1) Provenance des échantillons analysés.

Échantillon n° 3	Profondeur	9,65 m
— n° 4	—	13,40 m
— n° 5	—	16,60 m

Echantillons n° 6	Profondeur	19,40 m
— n° 7	—	23,80 m
— n° 8	—	28,80 m
— n° 9	—	30,80 m
— n° 10	—	34,60 m
— n° 11	—	36,50 m
— n° 12	—	46,45 m
— n° 13	—	53,50 m
— n° 14	—	95,75 m
— n° 15	—	130,70 m
— n° 16	—	149,60 m
— n° 17	—	200,60 m
— n° 18	—	235,50 m
— n° 19	—	244,80 m

BAZ 4
Échantillon n° 20 Profondeur 49,00 m

BAZ 3
Échantillons n° 21 Profondeur 162,30 m
— n° 22 — 163,80 m
— n° 23 — 156,70 m

BAZ 23 bis
Échantillon n° 24 Profondeur 142,80 m
— n° 25 sédimentaire charbonneux région de Montreuillon.

2) Technique d'étude.

Les échantillons ont été soumis aux traitements habituellement utilisés au laboratoire de Strasbourg. Environ 20 g de roche réduite en grains de 1 à 2 mm sont attaqués successivement à l'acide chlorhydrique pour éliminer les carbonates, puis à l'acide fluorhydrique à chaud pour dissoudre les silicates. Un deuxième traitement, à l'acide chlorhydrique bouillant, élimine les fluorures qui se seraient formés au cours du traitement précédent.

Après plusieurs lavages, le résidu de matière organique récupéré par centrifugation est éclairci par un traitement au mélange de Schulze (NO₃H + KCL O₃) pendant 36 heures, suivi d'un lavage de 20 heures dans une lessive de potasse à 20 %. Après plusieurs lavages et centrifugations, le résidu contenant les spores et les grains de pollen est monté entre lame et lamelle, dans la gélatine glycinée pour l'observation microscopique.

3) Résultats de l'analyse.

La majorité des échantillons a livré après le traitement, un important résidu de matière organique. Seuls les prélèvements (1) (2) et (18) se sont montrés entièrement vides. D'autre part dans les échantillons 16-17-19-21-22-23, la matière organique (M.O.) est très carbonisée, noire et pulvérulente et ne montre pas de traces de structures organisées. Tous les autres résidus comprennent une proportion variable de spores, de grains de pollen et de débris de bois. Ce matériel a certainement été soumis à des températures assez élevées car il est de couleur brun foncé à noir et fragile. De plus, les structures ont souvent été partiellement ou même totalement effacées par la pyritisation : les petits cristaux de pyrite, fixés préférentiellement sur les tissus organiques, laissent de petites perforations à leur emplacement. C'est dans l'échantillon n° 13 = 53,50 m que la conservation est nettement la meilleure.

Contenu palynologique des échantillons fossilifères ; les associations. Les palynorphes ont été identifiés par référence à diverses études palynologiques concernant les sédiments carbonifères et permien en particulier celles d'Alpern [1959], de Bars [1967], de Clayton *et al.* [1977], de Doubinger [1974]. Une cinquantaine d'espèces différentes a pu être identifiée. Il s'agit uniquement de spores de cryptogames et de grains de pollen de gymnospermes.

Ces différentes espèces se répartissent en trois associations différentes :

1) Les échantillons prélevés vers la base de la série étudiée ne présentant aucun reste identifiable,

l'association la plus ancienne provient des échantillons 14 et 15. Elle comprend essentiellement les formes suivantes :

— *Spores trilètes* : *Calamospora pallida* (LOOSE, SCHOPF, WILSON et BENTALL); *Leiotriletes* sp. *adnatoides* POTONIÉ et KREMP; *Latipulvinites kosankei* PEPPERS; *Polymorphisporites laevigatus* ALPERN; *Microreticulatisporites nobilis* (WICHER) KNOX; *Granulatisporites piriformis* LOOSE; *Apiculatisporis setulosus* (KOSANKE) POTONIÉ et KREMP; *Lycospora pusilla* (IBRAHIM) SOMERS.

— *Spores monolètes* : *Spinisporites spinosus* ALPERN; *Punctatosporites* sp.; *Laevigatosporites maximus* (LOOSE) POTONIÉ et KREMP; *L. Perminutus* ALPERN; *L. vulgaris* (IBRAHIM) ALPERN et DOUBINGER.

— *Grains de pollen de gymnospermes* : *Florinites mediapudens* (LOOSE) POTONIÉ et KREMP; *Florinites* sp.; *Wilsonites delicata* KOSANKE; *Bisaccates* indéterminées; *Vittatina* sp.

Dans cette association la prédominance des spores monolètes : *Laevigatosporites*, *Punctatosporites* et *Spinisporites spinosus*, la présence de *Polymorphisporites laevigatus* et *Latipulvinites* KOSANKE et celle, plus sporadique de *Vittatina* sp. indiquent plus particulièrement pour les niveaux concernés un âge stéphanien moyen à supérieur (Stéphanien B supérieur à Stéphanien C). De telles associations se rencontrent dans la plupart des formations stéphanien du Massif Central français [Alpern, 1959; Clayton *et al.*, 1977].

2) La deuxième association a été reconnue plus particulièrement dans les échantillons 10 à 13, ce dernier étant nettement plus fossilifère. Les espèces suivantes y ont été déterminées :

— *Spores trilètes* : *Calamospora mutabilis* (LOOSE) SCHOPF, WILSON et BENTALL; *C. pallida* (LOOSE) SCHOPF, WILSON et BENTALL; *C. pedata* KOSANKE; *C. perrugosa* (LOOSE) SCHOPF, WILSON et BENTALL; *Punctatisporites punctatus* IBRAHIM; *Leiotriletes adnatoides* POTONIÉ et KREMP; *V. elegans* INOSSOVA; *Cyclogranisporites orbicularis* (KOSANKE) POTONIÉ et KREMP; *Granulatisporites minutus* POTONIÉ et KREMP; *G. cf. piriformis* LOOSE; *G. parvus* POTONIÉ et KREMP; *Lophotriletes mosaicus* POTONIÉ et KREMP; *L. microseatosus* (LOOSE) POTONIÉ et KREMP; *Acanthotriletes cf. terele angulus* BALME et HENNELLY; *Anapiculatisporites* sp. POTONIÉ et KREMP; *Apiculatisporis setulosus* (KOSANKE) POTONIÉ et KREMP; *Maculatisporites minutus* SEGROVES; *Convolutispora recurva* INOSSOVA; *Neoraistrickia pilata* SINGH; *Triquirites crassus* KOSANKE; *Reinschospira* sp.; *Knoxisporites glomus* INOSSOVA; *Lundbladispota gigantea* (ALPERN) DOUBINGER; *Lundbladispota* sp. aff. *Radiizonates solaris* KAISER;

Lycospora sp.; *Gondisporites* sp. aff. *G. bhardwaji* FOSTER; *Endosporites* cf. *ornatus* WILSON et COE.

— Spores monolètes : *Laevigatosporites maximus* (LOOSE) ALPERN et DOUBINGER; *L. perminutus* ALPERN; *L. vulgaris* (IBRAHIM) ALPERN et DOUBINGER; *Punctatosporites minutus* (IBRAHIM) ALPERN et DOUBINGER; *Thymospora thieseni* (KOSANKE) WILSON et VENKATACHALA; *Spinoporites spinosus* ALPERN; *Speciosporites* sp.

— Grains de pollen de gymnospermes : *Florinites luberae* SAMOILOVICH; *Florinites* sp.; *Vesicaspora* sp.; *Wilsonites* sp.; *Poloniopsis novicus* BARDWAJ; *Pityosporites* sp.; *Schopfipollenites ellipsoideus* (IBRAHIM) POTONIÉ et KREMP; *Cycadopites cymbatus* (BLAME et HENELLY) POTONIÉ et LELE; *C. caperatus* (LUBER et WALTZ) HART; *Lanceltopsis lanceolata* MÄDLER (= *Ginkgocycadophytus* sp. 3 ANTONESCU).

Cette association se caractérise :

— d'une part, par l'abondance relative et la variété des *Calamospora*;

— d'autre part, par la fréquence des spores trilètes verruqueuses ou épineuses : *Granulatisporites*, *Lophotriletes*, *Acanthotriletes*, *Apiculatisporites*, etc. dont certaines : *V. elegans*, *C. recurva*, *K. glomus*, sont caractéristiques de l'Autunien du Massif Central et du Donetz [Claytin *et al.*, 1977; Inossova *et al.*, 1976].

On note de plus :

— Des spores zonées au contour épineux, attribuées ici au genre *Lundbladispota*. Elles sont voisines de *L. Braziliensis* (PANT et SRIVASTAVA MARQUES-TOIGO et PONS) du Permien inférieur du Brésil et de l'Argentine [Archangelsky et Gamero, 1979] et de *Radiizonates solaris* KAISER, du Permien inférieur du Shansi, Chine [Kaiser, 1976]; d'autres formes, également zonées et épineuses, sont plutôt à classer dans le genre *Gondisporites*. Il s'agit d'une spore très voisine de *Gondisporites bhardwaji* FOSTER du Permien inférieur de l'Australie [Foster, 1979].

— Des grains de pollen du genre *Cycadopites* représentant au moins trois espèces différentes dont les formes « géantes » atteignant 200 microns de longueur, sont décrites notamment dans l'Autunien inférieur de Roumanie par Antonescu [1980] et dans le Lias d'Allemagne par Mädler [1964].

— L'association était suffisamment riche pour permettre le calcul des pourcentages relatifs des différents groupes de spores et de pollens représentés, à partir du comptage de 300 individus. Les proportions sont les suivantes :

Spores : 81,82 % (soit : monolètes : 12,49 % ; trilètes : 69,33 % ;

Bull. Soc. géol. Fr., 1984, n° 5

Grains de pollen : 17,38 % (soit : mono et bisacates : 8,51 % ; monocolpates et praecolpates : 8,87 %).

Incertae sedis : 0,80 %.

La prédominance des spores, en particulier celle des trilètes, sur les autres palynomorphes est un caractère plutôt stéphanien qui surprend dans cette microflore qui comprend déjà de nombreux éléments permien. La base de l'Autunien est généralement marquée par une diminution spectaculaire des spores et un développement massif des pollens monosacettes [Doubingier, 1974; Doubingier et Elsass, 1979].

Des assemblages comparables à l'association 2 ont toutefois été observés :

— dans le Bassin de la Loire, à la limite du Stéphanien C et de l'Autunien [Liabeuf et Alpern, 1969], ainsi que dans une intercalation charbonneuse située vers le sommet des couches rouges du Jardin des Plantes [Doubingier et Alvarez Ramis, 1980];

— dans le bassin permien de Lodève au sommet des « schistes gréseux » et à la base de l'Autunien rouge [Doubingier, 1963];

— dans plusieurs niveaux localisés dans la partie supérieure de l'Autunien gris de l'Aumance [Doubingier, travaux en cours];

— à la limite des faciès gris ou rouges dans le Permo-Carbonifère du Banat en Roumanie [Antonescu, 1980].

Ces associations à prédominance de spores de cryptogames vasculaires accompagnent généralement de minces formations de charbon et traduisent des retours temporaires et très localisés de la végétation hygrophile du Carbonifère, au cours d'une période caractérisée par une flore de plus en plus xérotrope [Doubingier, 1974; Paquette *et al.*, 1980]. Il s'agit donc bien ici d'une association d'âge autunien inférieur (= Assélien inférieur des séries marines).

3) La troisième association est surtout représentée dans l'échantillon n° 3, les n° 4, 5 et 9 n'ayant livré que des formes indéterminables parce que trop altérées : les n° 6, 7 et 8 de rares espèces communes aux 2 associations. L'association 3 comprend les espèces suivantes :

Calamospora pallida (LOOSE) SCHOPF, WILSON et BENTALL; *C. parva* GUENNEL; *Matoniasporites* sp.; *Granulatisporites* sp.; *Lophotriletes microsacatus* (LOOSE) POTONIÉ et KREMP; *Verrucosporites elegans* INOSSOVA; *Neoraistricka pilata* SINGH; *Lundbladispota gigantea* (ALPERN) DOUBINGER; *Lundbladispota* sp. aff. *Radiizonates solaris* KAISER; *Schopfites lateralis* SINGH; *Laevigatosporites vulgaris*

(IBRAHIM) ALPERN et DOUBINGER; *Spinoporites spinosus* ALPERN; *Punctatosporites minutus* (IBRAHIM) ALPERN et DOUBINGER; *Speciosporites* sp.; *Florinites luberae* SAMOILOVICH; *Florinites* sp.; *Vesicaspora* sp.; *Vitreisporites pallidus* (REISSINGER) NILSSON; *Cycadopites caperatus* (LUBER et WALTZ) HART.

On y remarque les formes particulières de *Lundbladispota* déjà commentées dans l'association 2; il faut souligner aussi la présence de *Verrucosporites elegans*, espèce caractéristique de l'Autunien d'Autun ainsi que de l'Assélien dans le bassin de Donetz.

— Quelques espèces du Permien inférieur de l'Irak [Singh, 1965], en particulier *Neoraistricka pilata* et *Schopfites lateralis*.

— Des formes plus répandues au Mésozoïque : *Vitreisporites pallidus* et *Matoniasporites* sp. Cette dernière espèce a été décrite par Clapham [1970] dans le Permien moyen (Flowerpot Formation) de l'Oklahoma et par Visscher *et al.* [1974] à la base du Permien rouge de Sobernheim (Palatinat).

On peut donc en conclure pour les niveaux correspondants du sondage BAZ 24, un âge « autunien » tout à fait terminal : Assélien supérieur ou même Sakmarien (d'après les corrélations proposées par Kosur [1980] pour la série de Lodève sur la base des macroflores, des macrofaunes et des Ichnites).

En résumé, trois associations palynologiques différentes dégagées de la coupe du sondage BAZ 24, permettent de cerner la chronologie de mise en place des complexes volcaniques acides :

— l'association palynologique qui caractérise les premiers niveaux fossilifères du complexe de Blismes avance un âge stéphanien B supérieur-Stéphanien C. (= Gjelien inférieur des séries marines). Cette caractérisation s'applique aux niveaux sédimentaires charbonneux directement sous-jacents aux deux coulées ignimbritiques et tuffacées corrélables avec la masse principale des vulcanites du complexe de Blismes dans le reste de la caldeira;

— une seconde association caractérisée dans les premiers niveaux charbonneux de la « formation du Pont-des-Amours » contient une prédominance de formes stéphanien avec néanmoins de nombreuses formes autuniennes. Ce niveau correspond à l'Autunien tout à fait inférieur (Gjelien supérieur-Assélien inférieur);

— enfin, une troisième association contenue

dans les derniers niveaux de la « formation du Pont-des-Amours » montre un âge nettement plus élevé, Autunien supérieur (Assélien supérieur ou Sakmarien ?). Il faut signaler que les premières coulées ignimbritiques attribuées au Complexe de Montreuillon reposent directement sur ces niveaux sédimentaires.

V. — CONCLUSIONS.

La reconstitution historique, magmatique et tectonique du paléovolcanisme acide du « Bassin de Montreuillon » a été réalisée à la suite d'une étude pluridisciplinaire qui s'avère extrêmement cohérente et efficace. Conçue au départ comme un outil pour la prospection d'éventuelles minéralisations uranifères dans les paléovolcanites acides du Morvan occidental, cette étude illustre les possibilités offertes par la collaboration entre les chercheurs fondamentaux et ceux de l'industrie minière. En particulier, cette collaboration a apporté de nombreux éléments nouveaux pour la reconstitution de l'histoire tectono-magmatique du paléovolcanisme de l'Ouest Morvan :

— les précisions pétrographiques et géochimiques apportées soulignent le caractère ignimbritique de ce volcanisme qui s'inscrit dans le cadre d'une vaste association volcano-plutonique sub-alkaline à caractère potassique;

— l'étude de la fracturation définit clairement le contexte tectonique dans lequel se sont édifiés les divers complexes volcaniques ou volcano-sédimentaires. Cette étude souligne également les relations étroites entre les deux phases tectoniques paroxysmales tardi-hercyniennes et les deux principales pulsions volcaniques qui en résultent;

— enfin, les datations par traces de fission et palynologie ont permis de définir une fourchette chronologique pour la mise en place de chaque complexe. Le complexe de Blismes, correspondant au premier épisode volcanique s'est mis en place au Stéphanien (291 ± 7 Ma), tandis que le complexe de Montreuillon, deuxième épisode, date du Permien inférieur (267 ± 5 Ma). La formation du Pont-des-Amours, interstratifiée entre ces deux complexes a livré une flore caractéristique de l'Autunien. Il faut ajouter à cette chronologie, la mise en place tardive de filons de microgranite au Permien supérieur (243 ± 6 Ma).

Références

- ALPERN B. (1959). — Contribution à l'étude palynologique et pétrographique des charbons français. Thèse état, Paris, 1957, 314 p.
- ANTONESCU E. (1980). — Nouvelles données palynologiques concernant le Stéphanien et l'Autunien du Banat. *Dari de Scama Inst. Geol.*, vol. 65, p. 59-75.
- ARCHANGELSKY S. et GAMERRO J. C. (1979). — Palinologia del Paleozoico superior en el subsuelo de la Cuenca Chacoparanense, Republica Argentina. I. Estudio sistemático de los Palinomorpos de tres perforaciones de la Provincia de Cordoba. *Rev. Esp. Micropaleont.*, vol. 11, p. 417-478.
- BARSS M. S. (1967). — Carboniferous and Permian spores of Canada. *Geol. Surv. Canada paper*, 67-11, p. 1-94.
- BERTAUX J. et RUBIELLO M. F. (1981). — Cartographie de la feuille géologique de Roanne au 1/50 000. Pétrologie, géochimie et pétrologie structurale du magmatisme du Viséen Supérieur. Essai de synthèse régionale. Thèse 3^e cycle, Univ. Nancy I, 313 p.
- CAREY E. (1976). — Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris Sud, 139 p.
- CARRAT H. G. (1969). — Le Morvan cristallin. Étude pétrographique, géochimique et structurale. Position de l'uranium. Thèse, Nancy, 381 p.
- CHABANNEL A. (1975). — Le paléovolcanisme acide et les microgranites de Montreuil (NW Morvan). Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI, 163 p.
- CLAPHAM M. B. (1970). — Permian miospores from the Flowerpot Formation of Western Oklahoma. *Micropal.*, 16, p. 15-36.
- CLAYTON G., COQUEL R., DOUBINGER J., GUEINN., VOBOZIAK S., OWENS B. et STREEL M. (1977). — Carboniferous miospores of Western Europe : illustration and zonation. *Meded. Rijks geol. dienst.*, vol. 29, p. 1-71.
- DEBRAND-PASSARD S. et GROS Y. (1980). — Fracturation de la campagne berrichonne. *Bull. Soc. géol. France*, vol. 22, p. 647-653.
- DOUBINGER J. (1963). — Notes palynologiques sur le Permien de Lodève (Hérault). *C. R. somm. Soc. géol. France*, 6, p. 201-202.
- DOUBINGER J. (1974). — Études palynologiques dans l'Autunien. *Rev. Paleobot. Palynol.*, vol. 17, p. 21-38.
- DOUBINGER J. et ELSSAS Ph. (1979). — Le bassin permocarbonifère d'Autun. *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, vol. 91, p. 9-25.
- DOUBINGER J. et ALVAREZ-RAMIS C. (1980). — Sur la présence de deux biotopes à phytocénoses différentes au sommet de la série stéphanienne de Saint-Étienne. France, 105, Congr. National Soc. Sav., Caen 1980, Sciences, fasc. I, p. 73-79.
- ETCHEGOPAR A., VASSEUR G. et DAIGNIÈRES M. (1981). — An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striations analysis. *J. Struct. Geol.*, vol. 3, p. 51-55.
- FLEISCHER R. L., PRICE P. B. et WALKER R. M. (1965). — Effects of temperature, pressure and ionisation of the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. *J. Geophys. Res.*, vol. 70, p. 1490-1502.
- FOSTER C. B. (1979). — Permian plant microfossils of the Blair Athol coal measures, Baralaba coal measures and Bas Rewan formation of Queensland. *Geol. Surv. Queensland Publ.*, 372, Paleontol. Pap. 45, p. 1-244.
- GÉLARD J. P. (1978). — La fracturation de la Bourgogne méridionale. Essais d'interprétation et implications tectoniques régionales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. 20, fasc. 1, p. 5-27.
- GLEADOW A. J., HURFORD W. A. J. et QUARFIE R. D. (1976). — Fission track dating of zircons : improved etching techniques. *Earth Planet. Sc. Letters*, vol. 33, p. 273-276.
- INOSOVA K. J., KRUSINA A. et SWARTSMAN E. G. (1976). — Atlas des microspores et des pollen du Carbonifère et du Permien du Bassin du Donetz. *Trest Artemgeologia* p. 1-159.
- JAFFREY A. H., FLYNN K. F., GLENDENIN L. C., BENTHEY W. C. et ESSLING A. M. (1971). — Precision measurements of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Phys. Rev.*, C 4, p. 1889-1906.
- JOHNSON N. M. et Mc GEE V. E. (1979). — Statistical treatment of experimental errors in the fission track dating method. *Mathematical Geol.*, vol. 11, p. 93-99.
- KAISER H. (1976). — Die permische Mikroflora der Cathaysia-Schichten von Nordwest-Shansi, China. *Palaeontographica*, Bd, 159-B, p. 83-157.
- KOZUR H. (1980). — Beiträge zur Stratigraphie des Perms. Teil III (2) : Zur Korrelation der überwiegend kontinentalen Ablagerungen des obersten Karbons und Perms von Mittel und Westeuropa. *Freiberger Forschungsheft*, C 348, p. 69-172.
- KUNO H. (1968). — Differentiation of basaltic magmas. Basalts : the poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Inst. Sc., Publishers John Wiley and Sons, vol. 2, p. 622-688.
- LA ROCHE H. DE (1980). — Granites' chemistry through multicationic diagrams. *Sciences Terre, Nancy, Sér. Informatique Géol.*, n° 13, p. 67-88.
- LA ROCHE H. DE, STUSSI J. M. et CHAURIS L. (1980). — Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur des banques de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sciences Terre, Nancy*, t. 24, p. 5-124.
- LIABEUF J. J. et ALPERN B. (1969). — Étude palynologique du bassin houiller de Saint-Étienne, stratotype du Stéphanien. C.R. 6^e Congr. International Stratigr. Géol. Carbonifère, vol. 1, p. 155-169.
- LORENZ C. (1979). — Sur l'existence de décrochement dans la bordure méridionale du bassin parisien. *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 4, p. 173-174.
- MÄDLER K. (1964). — Die fürlichtigen organischen Bestandteile der Posidossienschiefer. *Beich. Geol. J.f.*, 58, p. 1-119.
- MICHEL LEVY A., (1908). — Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. Thèse Paris (Ch. Béranger édit.), 297 p.
- MICHEL LEVY A. (1926). — Révision de la feuille d'Avallon au 80 000^e (formations primaires). *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 166, tome 31, 4 p.
- MONNIER M. et STUSSI J. M. (1984). — Le bassin de Montreuilon N-Morvan : élément d'une association volcano-plutonique sub-alkaline hercynienne. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 298, sér. II, n° 14, p. 601-604.
- NAESER C. W. (1978). — Fission track dating. *US Geol. Surv., Open File Report*, 76-190.
- NAESER C. W. (1979). — Fission track dating and geological annealing of fission tracks. In : « Lectures in Isotope Geology », Edit. E. JÄGER et J. C. HUNZIKER. Berlin, Springer Verlag, p. 154-169.

- NAESER C. W. et DODGE F. C. (1969). — Fission track ages of accessory minerals from granitic rocks of the central Sierra Nevada Batholith, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 80, p. 2201-2212.
- PAQUETTE Y., DOUBINGER J. et COUREL L. (1980). — Étude palynologique de la couche du toit du bassin Autunien de l'Aumance (Assise de Bruyères) ; liaison avec les milieux sédimentaires. *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, n° 95, p. 85-101.
- PRICE P. B. et WALKER R. M. (1962). — Chemical etching of charged particle tracks. *J. Applied Phys.*, vol. 33, p. 3407-3412.
- PRICE P. B. et WALKER R. M. (1963). — Fossil tracks of charged particles in micas and the age of minerals. *J. Geophys. Res.*, vol. 68, p. 4847-4862.
- RAT P. (1978). — Les phases tectoniques au Tertiaire dans le Nord du Fossé Bressan et ses marges bourguignonnes en regard des systèmes d'érosion et de sédimentation. *C.R. sommaire Soc. géol. France*, fasc. 5, p. 231-234.
- RITTMANN A. (1963). — Les volcans et leur activité. Paris, Masson et Cie édit., 461 p.
- ROBERTS J. H., GAD R. et ARMANT R. J. (1968). — Spontaneous fission decay constant of ²³⁸U. *Phys. Rev.*, vol. 194, p. 1482-1484.
- SHIELDS W. R. (1960). — Comparison of Belgian (Congo) and synthetic « normal » samples. table 6, Appendix 1, Report n° 8, US National Bureau of Standard Meeting of the Advisory Committee for Standard Materials and Methods of Measurements, May 17 and 18, 37 p. (non publié).
- SINGH H. P. (1964). — A miospore assemblage from the Permian of Iraq. *Palaeontology*, vol. 7, p. 240-265.
- STUSSI J. M. (1977). — Parallélisme des tendances évolutives des associations magmatiques effusives (Thann-Giromagny) et plutonique (Massif des Ballons), associées au Viséen des Vosges méridionales. 5^e Réunion. Ann. Sc. Terre, Rennes, p. 438. Livre en dépôt à la S.G.F.
- STUSSI J. M., MOREAU M. et LA ROCHE H. DE (1981). — Typologie chimique et cartographie régionale des granitoïdes varisques des zones uranifères françaises ; relations avec les teneurs géochimiques en uranium et thorium. Geoinstitut, Beograd, Proceeding Section 13, thème 2.2, 26^e I.G.C., Paris p. 5-20.
- VIALETTE Y. (1965). — Granitisation hercynienne dans le Massif Central français. Coll. Internation. géochronologie absolue Nancy 3-8 mai 1965, p. 369-383.
- VISSCHER H., HUDDLESTONE, SLATER-OFFERHAUS M. G. et WONG T. E. (1974). — Palynological assemblages from « Saxonian » deposits of the Saar-Nahe Basin (Germany) and the Dôme de Barrot (France). An approach to chronostratigraphy. *Rev. Paleobot. Palynol.*, vol. 17, p. 39-56.
- WEBER C. (1973). — Le socle antétriasique sous la partie sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, Sect. II, n° 3, p. 219-292.

2ème PARTIE

CONTRIBUTION DE LA METHODE DES TRACES DE FISSION A L'ETUDE DES ALPES
FRANCO-ITALIENNES.

SYNTHESE

SYNTHESE

A- Introduction générale: les chaînes alpines.

- 1- Formation d'une chaîne alpine.
- 2- Les ophiolites.
- 3- Le métamorphisme alpin.

B- Les Alpes franco-italiennes.

C- Intérêt de la méthode des Traces de Fission pour l'étude des Alpes franco-italiennes.

- 1- La méthode des Traces de Fission.
- 2- La coupe étudiée et les problèmes restant posés.

D- Apports de la méthode des Traces de Fission à l'étude de l'orogénèse alpine dans les Alpes franco-italiennes.

- 1- L'âge des ophiolites.
- 2- Le métamorphisme de Haute Pression dans les Alpes franco-italiennes: âge et conditions thermiques.

- a- Les ophiolites
- b- Les massifs cristallins internes
- c- Le socle austro-alpin

3- La phase Eocène (38-40 Ma) et son empreinte thermique dans les Alpes franco-italiennes.

a- Mise en évidence d'un métamorphisme inverse dans le socle du Grand Paradis à l'Eocène.

b- La phase Eocène dans le socle austro-alpin

4- La fin de l'évolution thermique dans les Alpes Occidentales.

5- Modèle d'évolution de l'orogénèse alpine.

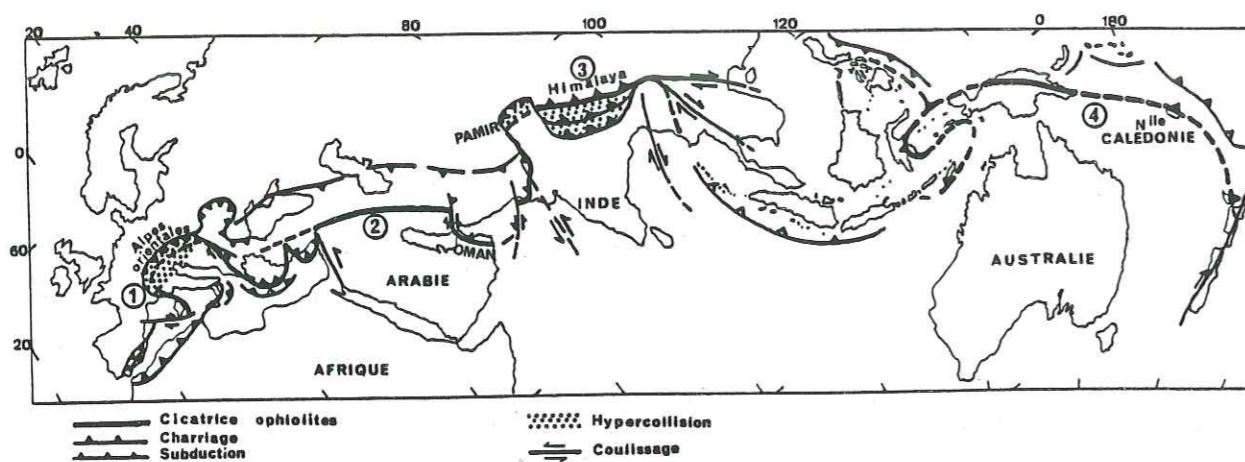


Figure 1: Les chaînes alpines de l'Eurasie méridionale:
 1- Hypercollision des Alpes
 2- Croissant ophiolitique périarabe
 3- Hypercollision de l'Himalaya
 4- Couronne ophiolitique périaustralienne.
 D'après Tapponnier, 1978.

SYNTHESE

A. INTRODUCTION GENERALE: LES CHAINES ALPINES.

Les chaînes alpines forment l'une des deux grandes ceintures orogéniques actuelles du monde allant des Caraïbes à l'Indonésie, en passant par les chaînes de l'Eurasie méridionale. Celles-ci se subdivisent en différents secteurs, où le stade d'évolution de l'orogénèse alpine est plus ou moins avancé (figure 1):

- les chaînes méditerranéennes (1) avec l'hypercollision des Alpes et l'hypocollision de l'arc Egéen;
- le croissant ophiolitique périarabe (2);
- la suture péri-indienne dont le trait essentiel est l'hypercollision de l'Himalaya (3);
- la couronne ophiolitique périaustralienne (4).

Il existe des secteurs sans collision comme par exemple l'Indonésie occidentale qui semble être en subduction permanente depuis le Mésozoïque (Aubouin et al., 1980).

1) Formation d'une chaîne alpine:

Une chaîne alpine est issue de la collision de deux portions de croûte continentale (plaque ou microplaque), initialement séparées par un océan (croûte océanique).

Les principaux stades de formation d'une telle chaîne sont les suivants (Mattauer et Tapponnier, 1978), (figure 2):

- expansion océanique
- subduction océanique
- subduction continentale et obduction
- collision continentale.

Une chaîne alpine se caractérise donc par la présence, au sein de la chaîne, d'une suture océanique: celle-ci est constituée par les ophiolites qui représentent les lambeaux du plancher océanique de l'ancien océan, maintenant disparu. Ces ophiolites sont le plus souvent charriées et très tectonisées.

2) Les ophiolites:

Elles sont une association de roches (figure 3) regroupant des péridotites, des termes grenus intrusifs, des laves et des formations hypabyssales à l'interface entre cumulats et laves (Ohnenstetter, 1982). Elles sont recouvertes par des sédiments.

Ohnenstetter (1982) met en évidence, selon les différentes ceintures ophiolitiques, des discontinuités géochimiques et structurales, celles-ci pouvant être liées à leur environnement géotectonique: océan, bassin marginal, arc et zones transverses à l'intérieur des plaques. La formation des ophiolites a lieu lors du stade d'expansion océanique; celui-ci durerait au maximum 40 Ma (Ohnenstetter, 1982). La mise en place "tectonique" des ophiolites a lieu dès le stade obduction, qui correspond au charriage de la croûte océanique sur la croûte continentale (Coleman, 1971). A partir de données de terrain et d'informations sur les océans actuels, il semblerait possible que certains ensembles ophiolitiques aient pour origine d'anciens édifices océaniques, précocement structurés "in situ", c'est à dire dès les premiers stades de

compression, avant même le stade de l'obduction (Auzende et al., 1983): ainsi, l'obduction ferait intervenir une croûte océanique déjà tectonisée, la partie intacte ("normale") de cette croûte océanique serait totalement subductée et invisible à l'affleurement dans la chaîne (figure 4). Nous discuterons l'importance de l'influence thermique de cette tectonique océanique dans l'annexe consacrée au Banc de Gorringe.

3) Le métamorphisme alpin:

Ce métamorphisme a été reconnu tout le long de l'arc alpin en de nombreux secteurs et dans les chaînes péripacifiques. Il est représenté par des minéraux caractéristiques: des amphiboles sodiques appartenant généralement à la série glaucophane-crossite, des phengites, de la lawsonite, des épidotes, des pyroxènes jadéitiques, du grenat, de l'albite (Saliot, 1978; Guiraud, 1982). Depuis le développement des synthèses minérales, on sait que ce métamorphisme est caractéristique d'un gradient géothermique faible, variant de 7 à 20°C/Km et faisant intervenir de fortes pressions pouvant atteindre 25 Kbar (Chopin, 1984). Le domaine de température dans lequel s'effectue ce métamorphisme est assez large: en simplifiant nous distingueront trois domaines principaux: celui des basses températures (250-300°C) où cristallisent les roches du faciès Schiste Bleu de Basse Température avec Glaucophane et Lawsonite, puis, la température augmentant, les roches du faciès Schiste Bleu de Haute Température cristallisent à leur tour avec zoisite, grenat, pyroxène jadéitique, enfin pour des températures assez hautes, vers 500-550°C, les éclogites apparaissent, avec l'association caractéristique omphacite, grenat.

D'un point de vue géodynamique, le métamorphisme de Haute Pression se situe au niveau des zones de convergence de plaques (Ernst, 1971; Dewey, 1976; Mattauer et Proust, 1976; Tapponnier et al., 1981). Brothers et Yokohama (1982) différencient le métamorphisme HP-BT d'obduction par rapport à celui de subduction, par un gradient, une durée et une extension géographique plus faibles. Mais il n'y a pas de différence fondamentale entre la subduction et l'obduction, qui sont deux stades successifs dans l'évolution d'une chaîne alpine. Ainsi, une caractéristique importante des chaînes alpines est ce métamorphisme de Haute Pression au cours duquel des roches du faciès Schiste Bleu (BT et HT) et des éclogites cristallisent.

B- LES ALPES FRANCO-ITALIENNES:

Dès le Jurassique supérieur, l'Afrique se met à converger vers l'Eurasie et c'est le phénomène qui est depuis longtemps considéré comme la cause principale de la formation progressive des chaînes alpines méditerranéennes. Celles-ci se répartissent en une branche alpidique, charriée sur la marge européenne, et une branche dinarique, charriée sur la marge africaine; elles sont séparées par la suture ophiolitique téthysienne. A l'Ouest, c'est l'Afrique qui chevauche l'Europe, à l'Est c'est l'Afrique qui est chevauchée par l'Europe; la limite pourrait se placer dans le système de décrochements de Pec-Scutari (figure 5). Cette collision Europe-Afrique est plus ou moins avancée selon les secteurs: le poinçon adriatique du continent africain est rentré en collision avec l'Europe; il est même charrié sur celle-ci: ce sont les Alpes orientales. Par contre, dans l'arc égéen, l'Afrique subducte sous l'Europe, le stade de la collision n'a pas encore été atteint.

Les Alpes montrent une cicatrice ophiolitique, caractérisée par des sédiments océaniques, les Schistes Lustrés, emballant des lambeaux de l'ancien océan alpin disparu, les ophiolites. Cet ensemble constitue la nappe des Schistes Lustrés, pincée entre deux marges continentales, une marge Nord ou Européenne et une marge Sud ou Sudalpine, bord du bloc "apulo-adriatique", promontoire avancé de la plaque africaine (figure 6). Les Alpes franco-italiennes se situent dans la

Figure 2: Formation d'une chaîne alpine: Après le stade d'expansion océanique:

- 1- subduction océanique
- 2- subduction continentale et obduction
- 3- collision continentale
- 4- serrage terminal.

D'après Mattauer et Tapponnier, 1978.

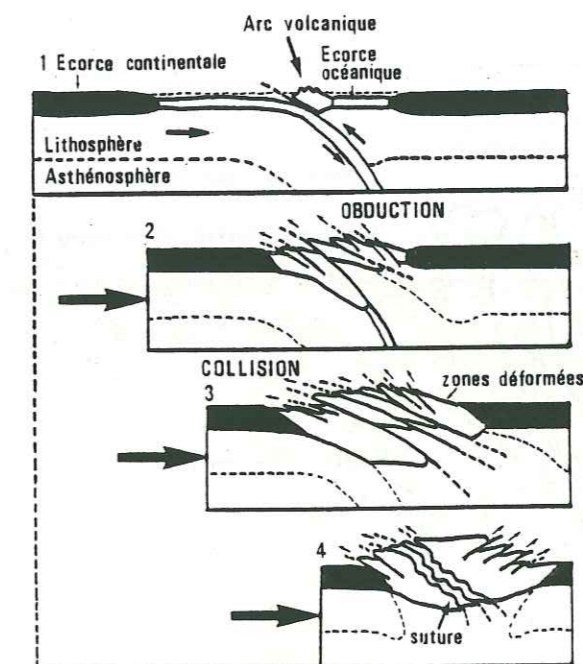


Figure 3: Séquence ophiolitique reconstituée à partir de données de terrain (Ohnenstetter, 1982).

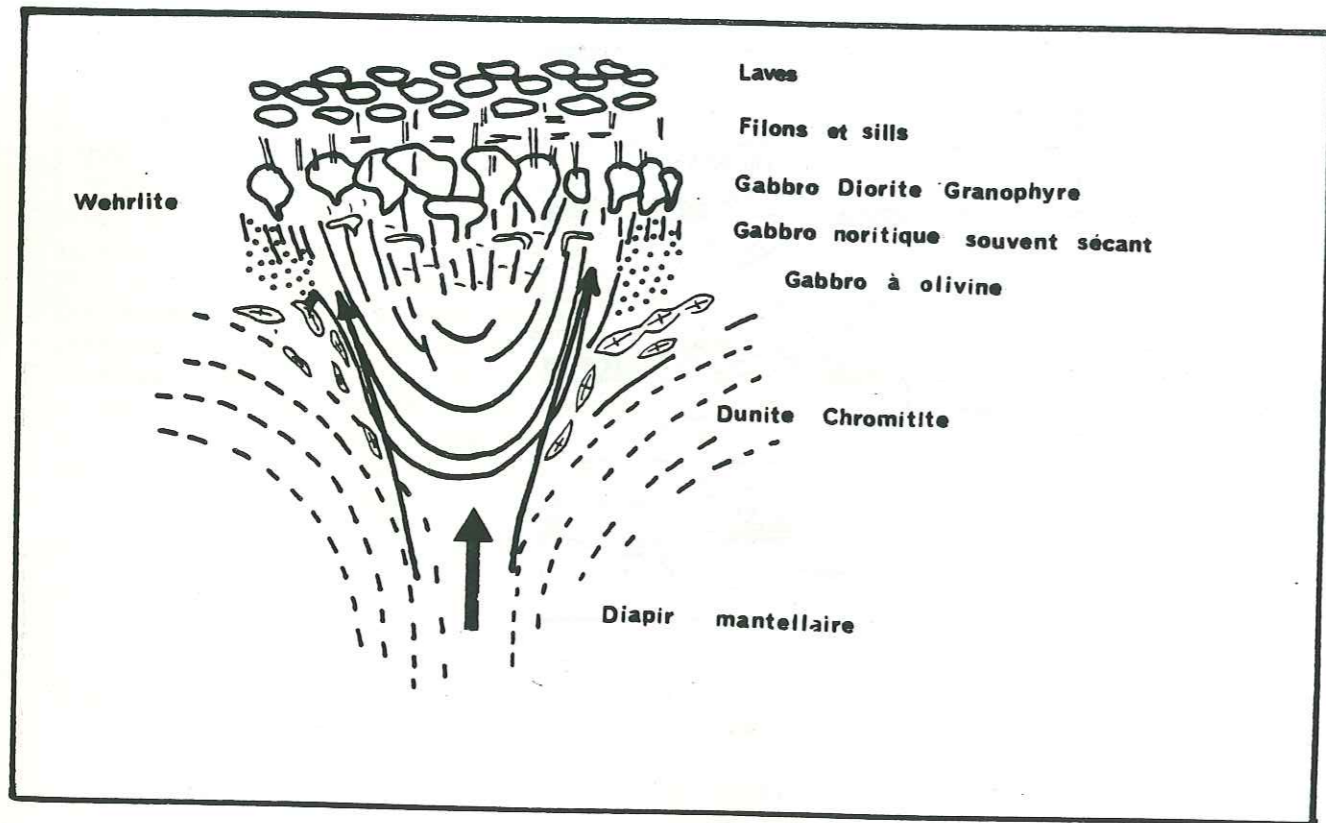
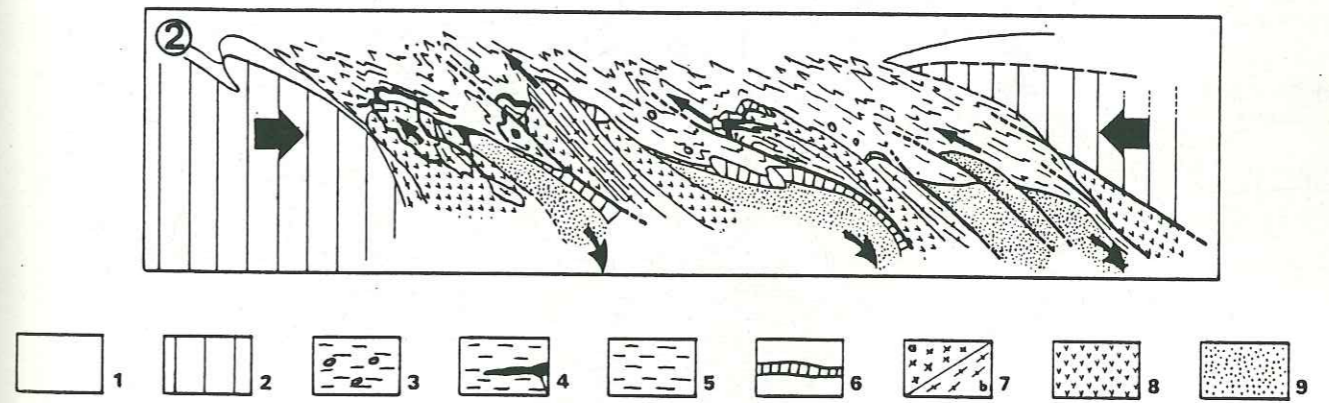


Figure 4: Charriage de lambeaux de lithosphère océanique (d'après Auzende et al., 1983): lors de la collision continentale, la tectonique agit en sélectionnant de préférence les édifices structurés précocement dans l'océan.

1- sédiments de la marge continentale; 2- socle de la marge continentale; 3- matériel océanique détritique; 4- coulées sous-marines; 5- sédiments océaniques indifférenciés; 6- association calcaires pélagiques-radiolarites; 7- a) gabbros isotropes, b) gabbros foliés; 8- péridotites et serpentinites; 9- croûte océanique normale.



250-300°C. Celle-ci n'est pas aussi bien définie que celle de l'apatite, nous avons discuté de ce problème dans le premier chapitre, en précisant bien que celle-ci dépend non seulement de la vitesse de refroidissement de la roche, mais aussi peut dépendre du passé thermique de la roche. Ainsi, chaque zircon a sa propre température de fermeture qu'il faudrait calculer à chaque fois. Mais l'étude géologique, associée aux datations fournit des contraintes qui nous permettent à tout moment d'interpréter nos données. Ainsi, la datation des zircons nous fournit, selon l'histoire thermique de la roche étudiée, sa cristallisation, l'âge d'une phase métamorphique l'ayant affecté, ou le refroidissement de cette phase. Nous verrons que certains âges obtenus sont des âges mixtes, sans signification géologique, mais que nous interprétons tout de même, à la suite d'une étude géochronologique poussée du secteur concerné.

2) La coupe étudiée et les problèmes restant posés:

La coupe étudiée dans ce travail est orientée Nord-Nord-Ouest/Est-Sud-Est, elle s'étend de la zone d'Ivrée à l'Est aux massifs cristallins externes à l'Ouest et recoupe toutes les zones internes. Sur cette coupe, nous avons étudié un massif cristallin interne, le Grand Paradis et les ophiolites contenues dans les Schistes Lustrés de la zone Piemontaise. Quelques datations ont été effectuées dans la zone de Sézia Larzo, la zone d'Ivrée et dans le massif cristallin externe du Mont Blanc. La comparaison des résultats obtenus dans ces différentes unités va nous apporter des contraintes thermiques et temporelles pour un modèle géodynamique de l'orogénèse alpine dans ce secteur des Alpes internes. Pourtant, de nombreux modèles géodynamiques ont déjà été proposés pour les Alpes franco-italiennes (Caby et al., 1978; Mattauer et Tapponnier, 1978;), mais nous aimerions répondre aux questions suivantes:

- quelle a été, pour chaque phase la température atteinte?
- quelle est la liaison entre la phase thermique et la phase tectonique?
- quelle a été la durée du refroidissement de chaque phase thermique?
- quelle a été la vitesse du soulèvement postérieur à chaque phase tectonique?
- a-t-il existé un continuum thermique entre les phases tectoniques?
- faut-il invoquer un diachronisme des phases tectoniques pour expliquer ce continuum thermique?

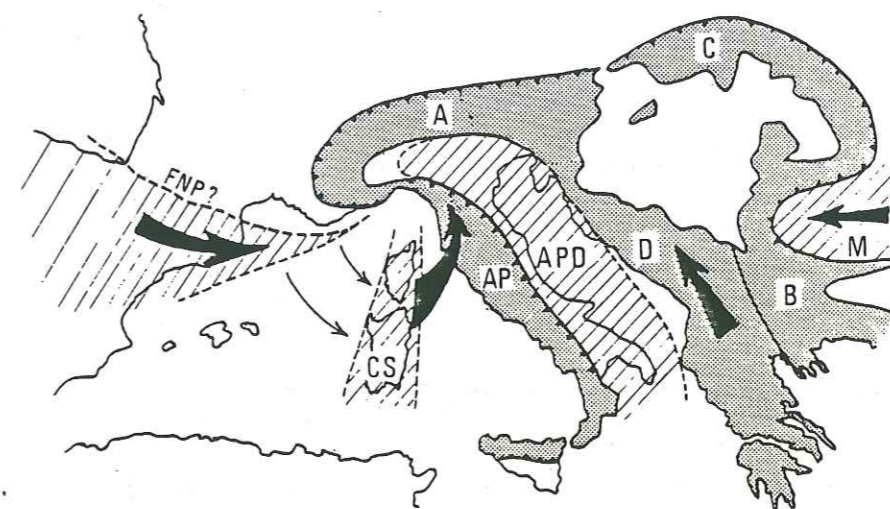
Une réponse peut être donnée à chacune de ces questions à condition d'utiliser les deux chronomètres apatite et zircon d'une part, et d'associer à l'étude géochronologique une étude géologique du secteur daté.

D- APPORTS DE LA METHODE DES TRACES DE FISSION A L'ETUDE DE L'OROGENESE ALPINE DANS LES ALPES FRANCO-ITALIENNES.

1) L'âge des ophiolites (article 4):

Les zircons des ophiolites de la zone piémontaise externe ont fourni des âges compris entre 192 +/- 6 Ma et 212 +/- 8 Ma qui nécessitent d'admettre que dès le Trias supérieur-Lias inférieur, les termes supérieurs des ophiolites se refroidissaient en dessous de 250-300°C. Ces datations fournissent donc un âge minimum pour la croûte océanique alpine. Les premiers sédiments déposés sur ces ophiolites contiennent des radiolaires datés de l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien moyen (De Wever et Caby, 1981). Il s'est donc écoulé 40 MA environ entre l'intrusion des roches plutoniques et le dépôt des sédiments pélagiques sur cette croûte océanique. Or, dans cette zone piémontaise externe, la séquence ophiolitique se caractérise par l'absence des termes supérieurs d'une série ophiolitique classique; il semble que cette croûte océanique ait été remaniée avant le dépôt des sédiments (Tricart et al., 1982). Il est possible que ces 40 MA, écoulés depuis l'intrusion des roches plutoniques, correspondent à ce

Figure 6: L'arc alpine-carpathique dans son cadre structural. A: Alpes; APD: Bloc apulo-adriatique; AP: Apennins; B: Balkans; C: Carpathes; CS: Bloc corso-sarde; D: Dinarides; FNP: Faille Nord-pyrénéenne; M: Bloc moésien.



remaniement de la croûte. D'autre part, les âges plus jeunes du Jurassique moyen, obtenus pour les ophiolites des Alpes occidentales, pourraient suggérer un temps d'accrétion assez long entre le Trias supérieur et le Jurassique moyen (environ 40 MA). Ce phénomène peut d'ailleurs avoir été continu ou discontinu. En considérant le phénomène continu, à un taux rapide d'accrétion de 5 cm par an, l'océan alpin pourrait avoir atteint 2000 Km de largeur. Ce chiffre est un maximum car le phénomène d'accrétion a pu être plus lent et discontinu. Les zircons d'un gabbro du Banc de Gorringer (Sud du Portugal), correspondant aux termes les plus anciens du fond océanique atlantique, ont fourni un âge TF de 197 ± 12 Ma, concordant avec ceux des ophiolites du Queyras (Trias supérieur - Lias). Ceci suggère que l'ouverture de l'Océan Alpin a pu être synchrone de celle de l'Océan Atlantique. Nous discuterons plus amplement des conséquences de cette datation dans une annexe consacrée au Banc de Gorringer.

D'autre part, les âges des zircons des ophiolites du Queyras fournissent d'autres renseignements, en accord parfait avec les études du métamorphisme de cette zone. En effet, le chronomètre zircon n'a pas été remis à zéro lors du métamorphisme HP qui a affecté cette zone au Crétacé supérieur. Il faut donc admettre un événement métamorphique "froid" et/ou de courte durée. Les estimations de température du métamorphisme HP dans les roches datées, indiquent que le pic thermique a atteint 300°C . Ceci implique soit que la durée du métamorphisme a été brève (inférieure à 1 Ma), soit que la température nécessaire pour affecter et remettre à zéro le chronomètre traces de fission de ces zircons est supérieure à 300°C . Nous avons là un exemple précis où l'étude géologique du secteur daté apporte des renseignements précieux sur les chronomètres traces de fission, pouvant faire progresser la connaissance des chronomètres traces de fission.

2) Le métamorphisme HP dans les Alpes franco-italiennes: âge et conditions thermiques (articles 4, 5 et 6):

Nous avons vu, au début de cette synthèse, que le métamorphisme HP dans les Alpes franco-italiennes se caractérise par de fortes pressions, pouvant quelquefois atteindre 25 Kbar. Ce métamorphisme s'exprime par des faciès différents en fonction de la température: le faciès Schiste Bleu de basse température, le faciès Schiste Bleu de haute température ou le faciès éclogitique.

Sur des bases géochronologiques, il est admis que, dans les zones internes des Alpes, cette phase s'est produite au Crétacé supérieur (Vialatte et Vialon, 1964; Hunzicker, 1974; Bocquet et al., 1974; Chopin et Maluski, 1979, 1980; Monié, 1984). Il semble bien établi aussi que seul un phénomène de subduction-obduction soit vraiment capable d'engendrer les fortes pressions caractérisant ce métamorphisme (Ernst, 1971; Dewey, 1976; Mattauer et Proust, 1976).

a) Les ophiolites:

Nous venons de voir que les zircons des ophiolites de la zone Piémontaise externe n'avaient enregistré aucun événement au Crétacé supérieur, suggérant un événement froid et/ou de courte durée ($300-350^{\circ}\text{C}$, $< 1\text{Ma}$) à cet endroit. Cependant, la datation par TF des zircons des ophiolites de massifs plus internes comme Lanzo, Rocciavre et Viso où des faciès éclogitiques sont signalés nous ont permis d'étudier le comportement du chronomètre TF des zircons lors de cette phase métamorphique. Les âges obtenus permettent de préciser les conditions de refroidissement des roches étudiées.

Interprétation des différents âges obtenus sur les zircons d'ophiolites, du Chenaillet à Lanzo:

Les études pétrographiques effectuées sur les roches que nous avons datées, ont révélé, suivant les unités, des intensités de métamorphisme différents pour la phase HP. Ainsi, la nappe Piémontaise des Schistes Lustrés à ophiolites a pu être divisée en différentes unités, ayant subi des évolutions métamorphiques distinctes, parmi lesquelles:

- des unités caractérisées par leurs assemblages éclogitiques, comme par exemple le Viso, Rocciavre et Lanzo (Lombardo et al., 1978; Pognante, 1980),
- des unités comportant des paragenèses à glaucophane, lawsonite, comme les unités du Queyras (Kienast, 1973; Bocquet, 1974; Dal Piaz, 1974; Pognante, 1980),
- des unités pratiquement pas impliquées dans le métamorphisme HP, comme par exemple le Chenaillet (Mével et al., 1982).

Les massifs que nous avons datés appartiennent à l'une ou à l'autre unité; ils sont reportés sur la carte de la figure 7. Nos résultats confirment tout à fait la distinction entre ces différentes unités métamorphiques. Le massif du Chenaillet, le moins métamorphique, puisque comportant encore des assemblages magmatiques peu ou pas affectés par le métamorphisme HP (Mével et al., 1982), nous a fourni l'âge de la croûte océanique.

Les petits massifs de Médille, Clausis et Agnel, bien que renfermant des paragenèses du faciès Schiste Bleu de Basse Température, n'ont pas subi une phase de HP assez chaude ou assez longue pour que le chronomètre TF des zircons ait été remis à zéro lors de cette phase métamorphique et ces zircons fournissent encore l'âge de la croûte océanique.

Ainsi, seuls les massifs ophiolitiques appartenant à la zone interne de la nappe des Schistes Lustrés nous ont fourni des âges Crétacé supérieur, qui amènent des renseignements sur l'intensité du pic métamorphique et sur la durée de son refroidissement.

Pour expliquer les différents âges obtenus, nous proposons l'évolution suivante (figure 8). Après la cristallisation des roches ophiolitiques, au Trias supérieur-Lias (stade expansion océanique), le régime de subduction océanique s'instaure. C'est peu de temps avant 135 Ma que des morceaux de croûte océanique sont entraînés en profondeur, éclogitisés (Viso, Rocciavre, Lanzo), alors que d'autres blocs, toujours restés en position plus superficielle, réussissent à échapper au métamorphisme HP (Chenaillet) ou bien ne le subissent pas suffisamment longtemps pour que le chronomètre TF des zircons soit remis à zéro (Médille, Clausis, Agnel). L'obduction se produit, permettant le refroidissement rapide de certaines unités dans l'édifice des nappes (Viso). Par contre, d'autres unités, comme Rocciavre et Lanzo, maintenues plus longtemps en profondeur, ne pourront se refroidir qu'une fois que les unités superficielles, d'origine plus interne, froides, se seront mises en place, à 90 Ma, en position plus externe. Dans ce modèle, les unités en position externe, seraient celles mises en place le plus tard, à 90 Ma et seraient les plus charriées (d'origine la plus interne). Par contre, les unités en position interne, se sont mises en place peut-être précocement, mais en position plus profonde; la durée de leur refroidissement est fonction de l'épaisseur de la pile de nappe au dessus. Ainsi, si le massif du Viso a pu se refroidir assez tôt à 135 Ma, cela n'a pas été le cas pour les massifs de Rocciavre et Lanzo.

Ce modèle permettrait d'expliquer la fourchette d'âges compris entre 140 et 80 Ma, obtenus par les diverses méthodes de datation pour cette phase HP éoalpine. Les âges à 140-130 Ma dateraient plutôt les stades précoces de la phase HP, ceux plus jeunes (90-80 Ma) dateraient le refroidissement final de cette phase, les cristallisations pouvant être de plusieurs générations au cours du temps. De plus un léger diachronisme a pu exister d'un secteur à l'autre, qui pourrait avoir accentué l'écart entre les divers âges de refroidissement.

b) Les massifs cristallins internes:

Constitués par un socle gneissique hercynien déformé, ils apparaissent en fenêtre sous la nappe des Schistes Lustrés. Nous n'avons pas étudié le massif

Figure 7: Les massifs ophiolitiques alpins datés par Traces de Fission (en noir). DB: Dent Blanche; MR: Mont Rose; GP: Grand Paradis; DM: Dora Maira; SL: Sésia Lanzo. Les âges obtenus sur zircons sont reportés sur la coupe AB.

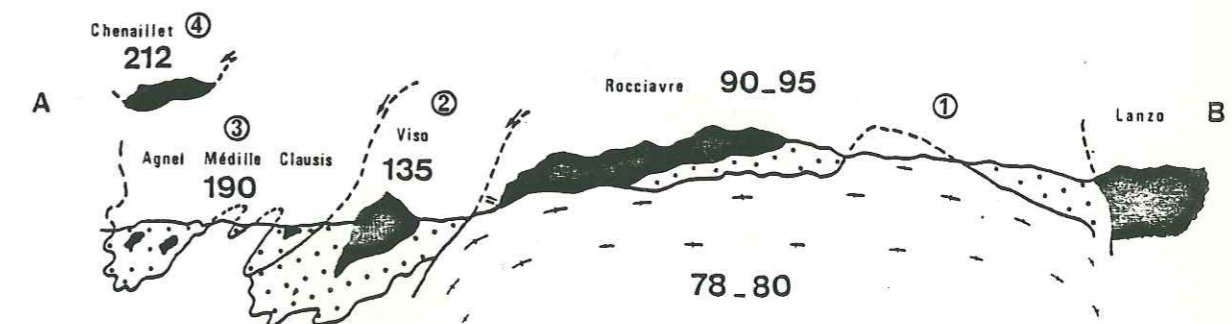
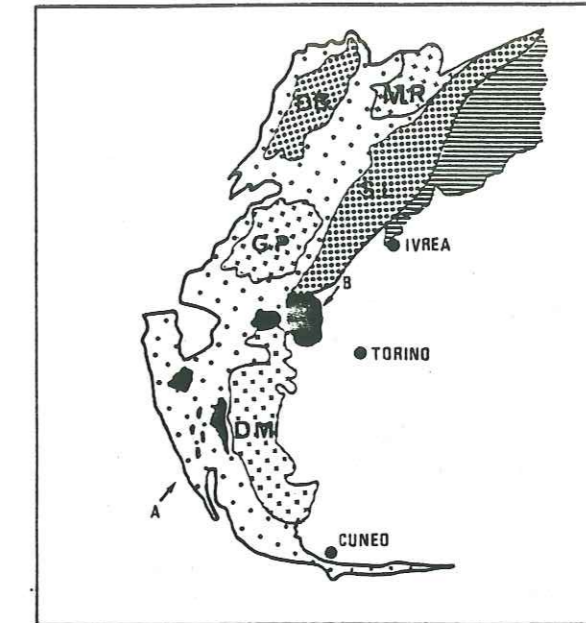


Figure 8: Schéma d'évolution de la mise en place des différentes unités ophiolitiques.

1- Expansion océanique: cristallisation des roches volcaniques des ophiolites vers 190-200 Ma (Trias supérieur - Lias).

2- Subduction océanique: les unités de croûte océanique entraînées à grande profondeur sont éclogitisées (*) (unités de Lanzo et Rocciavre (1) et du Mont Viso (2)). D'autres unités restent en position plus superficielle: par exemple l'unité comportant Clausis, Médille et Agnel (3) et l'unité du Chenaillet (4).

3- A 135 Ma, certaines unités éclogitisées (Viso (2)) remontent très vite, refroidissent, d'autres sont maintenues en profondeur (Rocciavre et Lanzo (1)).

4- Obduction de la Nappe des Schistes Lustrés sur la marge continentale européenne: l'unité de Rocciavre et Lanzo (1) est maintenue en profondeur par les unités plus superficielles (Chenaillet (4), Clausis, Médille et Agnel (3)), toujours restées en position élevée dans la pile de nappes (unités d'origine la plus interne). Les minéraux de métamorphisme du faciès Schiste Bleu cristallisent.

5- Les unités 4,3 et 2 sont mises en place. L'unité 1 de Rocciavre et Lanzo, remonte vers la surface et se refroidit. C'est seulement vers 78-80 Ma que le socle de Dora Maira se refroidira à son tour.

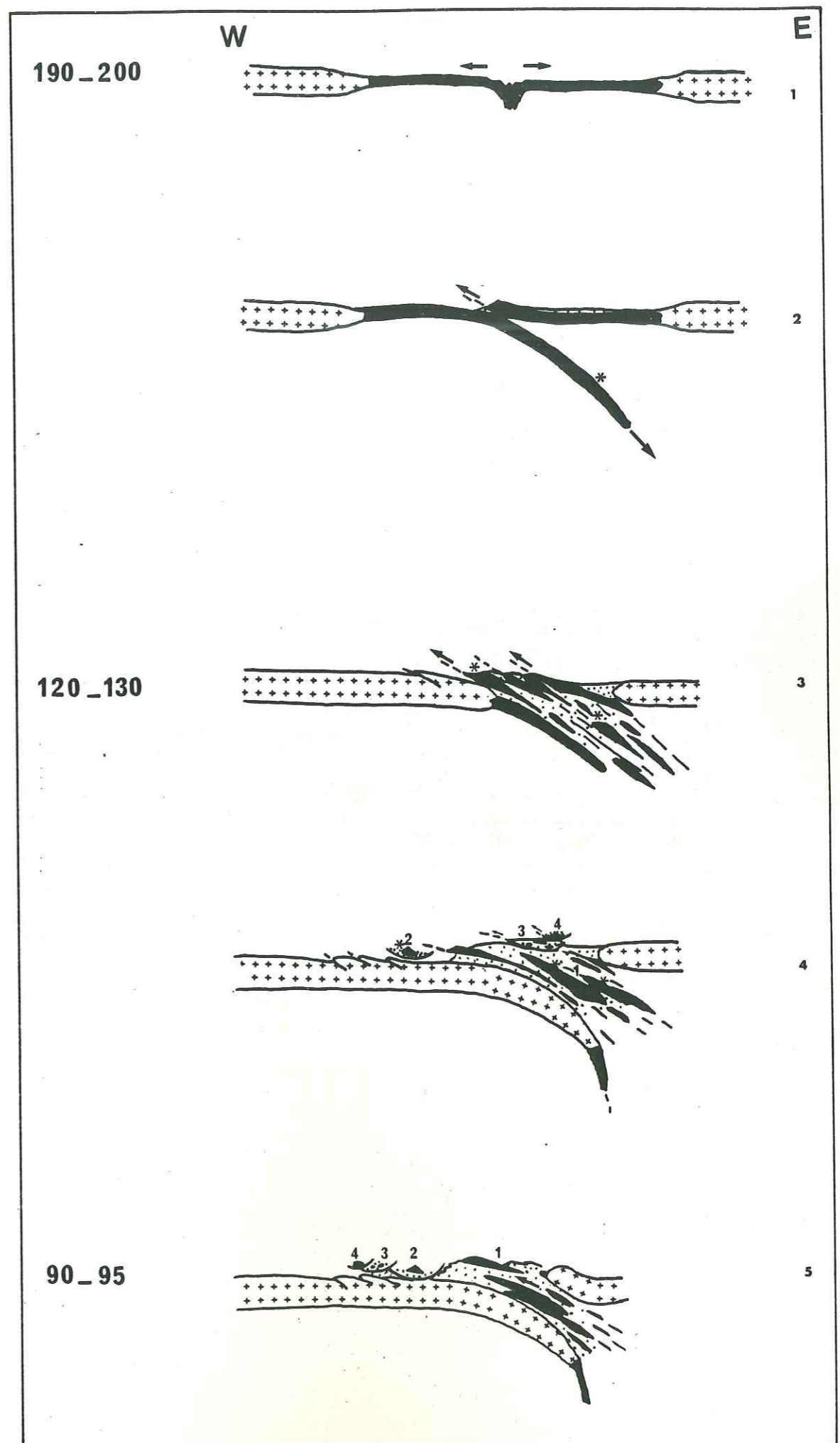
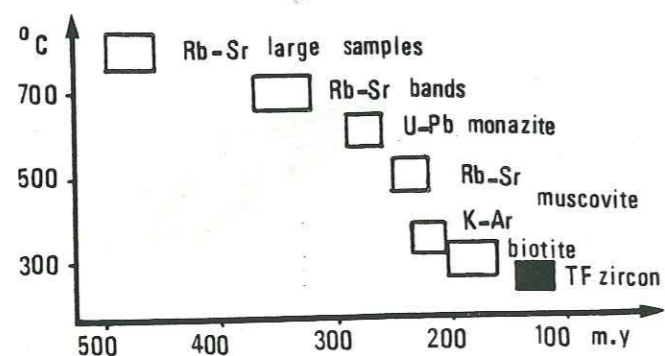


Figure 9: Report de l'âge TF obtenu sur les zircons d'Ivrée dans le diagramme d'Hunzicker, 1974.



du Mont Rose, trop proche de la région simplio-tessinoise (dôme thermique Lépontin) pour que nos chronomètres TF, très sensibles, aient pu mémoriser la phase éoalpine. Notre étude se limite au Grand Paradis et à la partie la plus septentrionale de Dora Maira. Dans ce secteur, le métamorphisme HP a été étudié par de nombreux géologues et pétrographes (Vialon, 1966; Bertrand, 1968; Bocquet, 1971; Compagnoni et Lombardo, 1974; Chopin, 1979, 1981) (figure 9). Ces différentes études ont abouti à une estimation des conditions thermodynamiques de cette phase dans ce secteur: $P > 7\text{Kbar}$, $T = 400-450^\circ\text{C}$. Les datations Rb/Sr, K/Ar ou Ar³⁹-Ar⁴⁰ sur minéraux ont donné une fourchette d'âges entre 90 et 65 Ma (Hunzicker, 1974; Bocquet et al., 1974; Vialette et Vialon, 1964; Chopin et Maluski, 1978, 1980; Monié, 1984). Il en est de même pour nos chronomètres TF (zircons): lorsque ceux-ci n'ont pas été remis à zéro à l'Eocène (40 Ma dans le Nord du Grand Paradis et dans les zones ultramytonitiques), ils nous livrent des âges compris entre 93 et 65 Ma. Ces âges datent le refroidissement en dessous de $250 \pm 50^\circ\text{C}$ après le pic du métamorphisme HP. Ce refroidissement n'a pu s'effectuer qu'après érosion de la nappe des Schistes Lustrés, obductée sur la marge européenne que constituent les massifs cristallins internes. Si on considère que l'éclogitisation s'est produite il y a 130 Ma (à une température de 500°C), que le refroidissement en dessous de $250 \pm 50^\circ\text{C}$ a eu lieu à 90 Ma, le refroidissement du pic thermique du métamorphisme HP s'est effectué à un taux de $5-6^\circ\text{C/Ma}$ environ.

c) Le socle austro-alpin:

Les zircons des kinzigites d'Ivrée, à peu de Km à l'Est de la ligne insubrienne ont donné un âge de 120 Ma. Une étude géochronologique complète a été effectuée, dans la zone d'Ivrée, au moyen de nombreuses méthodes: Rb/Sr sur roche totale; U/Pb sur monazites; Rb/Sr et K/Ar sur muscovites et K/Ar sur biotites (Hunzicker, 1974; Zingg et Hunzicker, 1983) (figure 9). Les auteurs en concluent que ces roches subissent un refroidissement lent et régulier depuis le Permien, l'orogénèse alpine n'ayant pas affecté ce socle. Notre âge date le refroidissement en dessous de $250 \pm 50^\circ\text{C}$ de ces roches. Le problème est de savoir de quelle phase c'est le refroidissement: celui de la phase éoalpine ou bien, comme le concluent les auteurs Suisses, la fin du refroidissement très lent qui dure depuis le Permien? Ce dernier se serait alors effectué à un taux aussi faible que 1.5°C/Ma . Nous n'avons aucun argument pour l'instant pour faire un choix entre les deux hypothèses. Par contre, dans le cas des zircons du granite de Mucrone, qui ont fourni un âge TF de 129 ± 7 Ma, l'interprétation est sans ambiguïté: cet âge est celui de l'éclogitisation éoalpine. Cet événement a d'ailleurs déjà été daté au même endroit à 110-130 Ma par Oberhaensli et al., (1983) en Rb-Sr sur Roche Totale. Ces auteurs semblent suggérer un refroidissement lent, postérieurement à cette phase, en se basant sur la fourchette d'âges 90-60 Ma, obtenue sur minéraux. Notre résultat suggérerait le contraire, à moins d'envisager une température de fermeture du zircon supérieure à celle des minéraux datés en Rb-Sr ($>300^\circ\text{C}$).

En conclusion, nous pouvons dire que la phase éoalpine de HP a affecté nos chronomètres zircons en TF, remis à zéro alors, excepté dans la zone Piémontaise externe où cette phase a été trop froide et/ou trop courte. Les stades précoces semblent se situer vers 135-120 Ma; plusieurs générations de cristallisations ont pu se succéder, le dernier refroidissement en dessous de $250 \pm 50^\circ\text{C}$ ayant lieu entre 80 et 65 Ma. Un léger diachronisme de cette phase a pu de plus, dans certains cas, élargir cette fourchette d'âges.

3) La phase Eocène (38-40 Ma) et son empreinte thermique dans les Alpes Franco-Italiennes.

a) Mise en évidence d'un "métamorphisme inverse" dans le socle du Grand Paradis à l'Eocène (article 6):

La datation de 35 échantillons collectés le long de grandes coupes verticales et Nord-Sud dans le socle du Grand Paradis a été nécessaire pour expliquer l'existence d'un gradient inverse des âges TF sur les zircons du socle avec l'altitude: 80-70 Ma au Sud du massif et au fond des vallées, 38-40 Ma au Nord et aux sommets.

Parallèlement à cette zonation inverse des âges TF sur zircon, l'étude des lames minces des roches datées (voir annexe Grand Paradis), révèle une rétro-morphose des paragenèses de Haute Pression dans le faciès Schiste Vert de plus en plus importante du Sud vers le Nord du massif et du fond des vallées vers les sommets.

De la même manière, nous avons remarqué que les zircons du Nord du massif se distinguaient de ceux du Sud: en effet, dans le Sud les zircons ayant fourni un âge crétacé supérieur, montrent des coeurs hérités, un zoning important et une métamictisation parfois avancée; par contre, dans le Nord, les zircons semblent avoir subi un recuit thermique important, responsable de la disparition de la métamictisation, du zoning et des coeurs hérités: ces zircons sont clairs, limpides. Nous renvoyons à l'annexe consacrée à la métamictisation des zircons pour une explication de ce phénomène.

Ces trois évolutions parallèles des âges TF des zircons, de l'intensité de la rétro-morphose et de l'état des zircons, convergent pour mettre en évidence un événement chaud ayant eu lieu à l'Eocène, son influence thermique s'atténuant vers les parties les plus profondes du socle du Grand Paradis.

Cette disposition inverse des âges TF des zircons peut être attribuée à la mise en place d'une nappe chevauchante, entraînant avec elle ses isothermes (figure 10). Nous avons là un exemple démontrant une relation directe entre la tectonique et le métamorphisme, celui-ci étant essentiellement dû à la diffusion de chaleur à partir d'un copeau crustal entraînant avec lui ses isothermes.

Dans notre cas précis, la nappe responsable de ce "métamorphisme inverse" ou plutôt "métamorphisme d'emplacement tectonique de nappe", serait la nappe austro-alpine du Mont Emilius (Schistes Lustrés + socle) qui se serait mise en place à 38-40 Ma. La différence essentielle avec le métamorphisme inverse, tel qu'il a été décrit dans de nombreuses études (Le Fort, 1975; Graham et England, 1976; Toksoz et Bird, 1977; England, 1978; Pécher, 1978; Aprahamian et Prairies, 1981), c'est que la zonation inverse de nos âges se situe dans la partie chevauchée (socle du Grand Paradis) et non dans la partie chevauchante qui a transporté avec elle ses paragenèses de HP Mont Emilius et zone interne de Sésia Lanzo), avec cette fois-ci un gradient normal des âges, les âges rajeunis se trouvant à la base de la nappe (voir paragraphe suivant et figure 11). Ce phénomène, mis en évidence par nos âges TF sur zircon, a dû nécessiter les conditions suivantes:

- un mouvement de la nappe chevauchante rapide par rapport à la perte de chaleur par conduction (jusqu'à 10 cm/an),
 - ce mouvement rapide provoque une quantité importante de chaleur, créée par friction (shear heating au contact),
- en accord avec les modélisations de Le Fort (1975), Graham et England (1976), Toksoz et Bird (1977), England (1978), Pécher (1978), Aprahamian et Prairies (1981). Ce chevauchement implique une période transitoire pendant laquelle les isothermes sont profondément déformés (en forme de Z) (figure 10), mais le

Figure 10: Le phénomène du métamorphisme inverse Eocène dans le socle du Grand Paradis: allure des isothermes lors du charriage de la nappe austro-alpine sur la marge européenne.

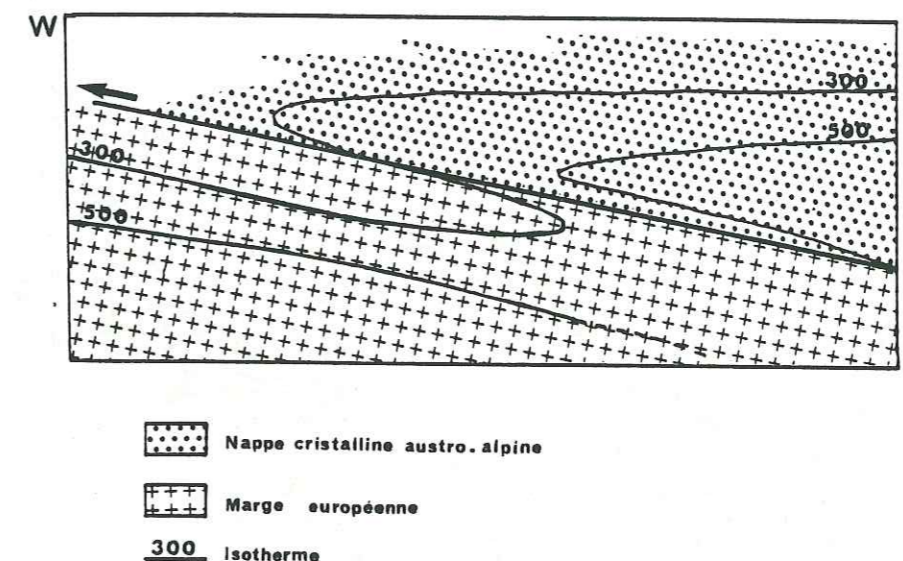
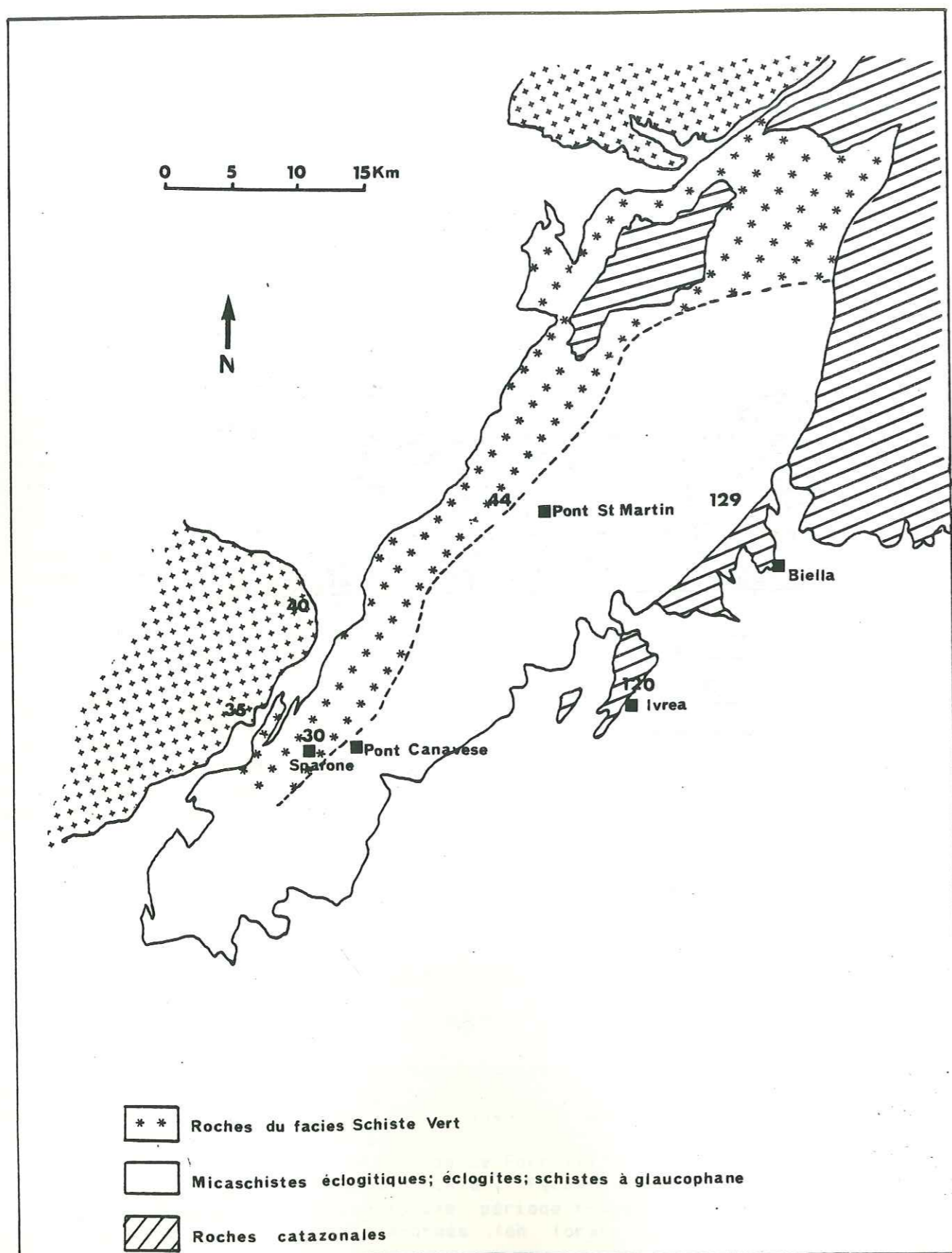


Figure 11: Zonéographie du métamorphisme dans Sésia Lanzo (d'après Kienast, 1971, 1973; Lattard, 1974; Lardeaux, 1981) et répartition des âges Traces de Fission obtenus sur zircons (non publiés).



réajustement thermique est très rapide. En effet, les apatites du socle du Grand Paradis présentent un gradient d'âges normal avec l'altitude et montrent que le dernier refroidissement en dessous de $100 \pm 20^\circ\text{C}$ s'effectue dès 35-40 Ma dans le Sud du massif et 20 Ma dans le Nord.

L'étude TF sur ce massif a montré que cette phase éocène, responsable du "métamorphisme inverse" observé, a provoqué dans le Sud du massif le fonctionnement de zones mylonitiques ou ultramylonitiques. En effet, les zircons de telles roches ont tous fournis des âges de 40 Ma, le cisaillement s'accompagnant de "shear heating" localisé (température de $250-300^\circ\text{C}$ au moins), son sens pouvant être vers l'Est ou vers l'Ouest. Il faut donc admettre que pendant la mise en place vers l'Ouest de la nappe austro-alpine, à l'Éocène, des cisaillements se sont produits dans le socle du Grand Paradis, ceux-ci pouvant fonctionner soit vers l'Est soit vers l'Ouest.

Nos âges amènent une observation supplémentaire: dans le massif des Lévannes (Sud-Ouest du Grand Paradis), les zircons ont fourni un gradient normal d'âges avec l'altitude (de 72 à 93 Ma). Nous en concluons que les zircons de ce secteur du massif ont été épargnés par l'influence thermique de la tectonique éocène, seules les apatites ont pu détecter cette phase. Doit-on relier cette constatation avec le fait que la jadéite est préservée dans ce secteur (Saliot, 1978)?

L'histoire thermique alpine du socle du Grand Paradis se termine à 20 Ma (apatite la plus jeune), à cette époque la partie nord du massif subit une importante phase de soulèvement (2mm/an). Postérieurement, l'histoire tectonique du massif peut se poursuivre mais à un niveau superficiel (tectonique froide).

Une conclusion importante de cette étude doit être mentionnée ici: ce "métamorphisme inverse" provoqué par la mise en place de la nappe austro-alpine du Mont Emilius, bien que synchrone du métamorphisme Lépointin, est un phénomène distinct, généré par un mécanisme tout à fait différent. C'est lui qui est à l'origine de la remise à zéro des chronomètres à 38-40 Ma.

b) La phase Éocène dans le socle Austro-alpin:

Cette même phase, datée à 40 Ma, a également affecté la partie externe de Sésia Lanzo (les zircons de cette zone ont été remis à zéro à 40 Ma), mais a laissé indemne la partie la plus interne de Sésia Lanzo, puisque les zircons de ce secteur ont fournis des âges de 120-130 Ma (âge de l'éclogitisation éoalpine). Bien que pour l'instant, notre étude dans ce socle reste limitée à quelques âges (non publiés encore), la zonéographie mise en évidence par Dal Piaz et al., 1972; Lattard, 1974; Kienast, 1971, 1973; Lardeaux, 1982) semble être respectée par nos âges TF (figure 11). Le rajeunissement à 40 Ma des zircons de la partie externe de Sésia Lanzo peut être, à notre avis, attribué au même événement tectonique Éocène qui affecte le Grand Paradis: le charriage vers l'Ouest de la nappe austro-alpine du Mont Emilius. La zone externe de Sésia Lanzo ferait partie de la base de la nappe.

4) La fin de l'évolution thermique dans les Alpes Occidentales:

Si nous regroupons sur une même carte tous les âges obtenus sur apatites (ce travail et celui de Wagner et al., 1977), nous constatons (figure 12):

- que ces âges varient de 45 à moins de 4 Ma,
- un gradient de ces âges: rajeunissement du Sud vers le Nord et d'Est en Ouest.

Ces âges datent le dernier refroidissement en dessous de $100 \pm 20^\circ\text{C}$, c'est à dire la fin de l'évolution thermique alpine dans le secteur considéré. Celle-ci a lieu de plus en plus tard quand on se rapproche du dôme thermique simplio-tessinois ou quand on se dirige vers les zones externes de la chaîne (diachronisme).

5- Modèle d'évolution de l'orogénèse alpine dans les zones internes:

La totalité des âges TF obtenus nous met en mesure de retracer l'évolution de l'orogénèse alpine dans les zones internes étudiées (figure 13).

Stade I- Ouverture océanique.

L'ouverture océanique débute au moins dès 190-200 Ma puisque les termes supérieurs de la série ophiolitique refroidissaient à cette époque. L'ouverture de l'océan alpin pourrait être synchronique des premiers stades de l'ouverture de l'Océan Atlantique.

Stade II- L'évènement éoalpin.

Pendant le stade de subduction (océanique puis continentale), des portions de croûte sont entraînées en profondeur; elles sont alors soumises à des températures de 450-500°C et à des pressions fortes, quelquefois aussi élevées que 25 Kbar (80 Km de profondeur). C'est l'épisode éoalpin, daté à 135-120 Ma, pendant lequel les éclogites et les paragenèses de très haute pression cristallisent. D'importants cisaillements crustaux s'effectuent, au cours desquels la déformation et les cristallisations se répartissent de façon inhomogène. Certaines roches refroidissent très rapidement en remontant vite à des niveaux superficiels, pendant que d'autres sont maintenues plus longtemps en profondeur.

Stade III- L'obduction de la Nappe des Schistes Lustrés. Le refroidissement de la phase Haute Pression.

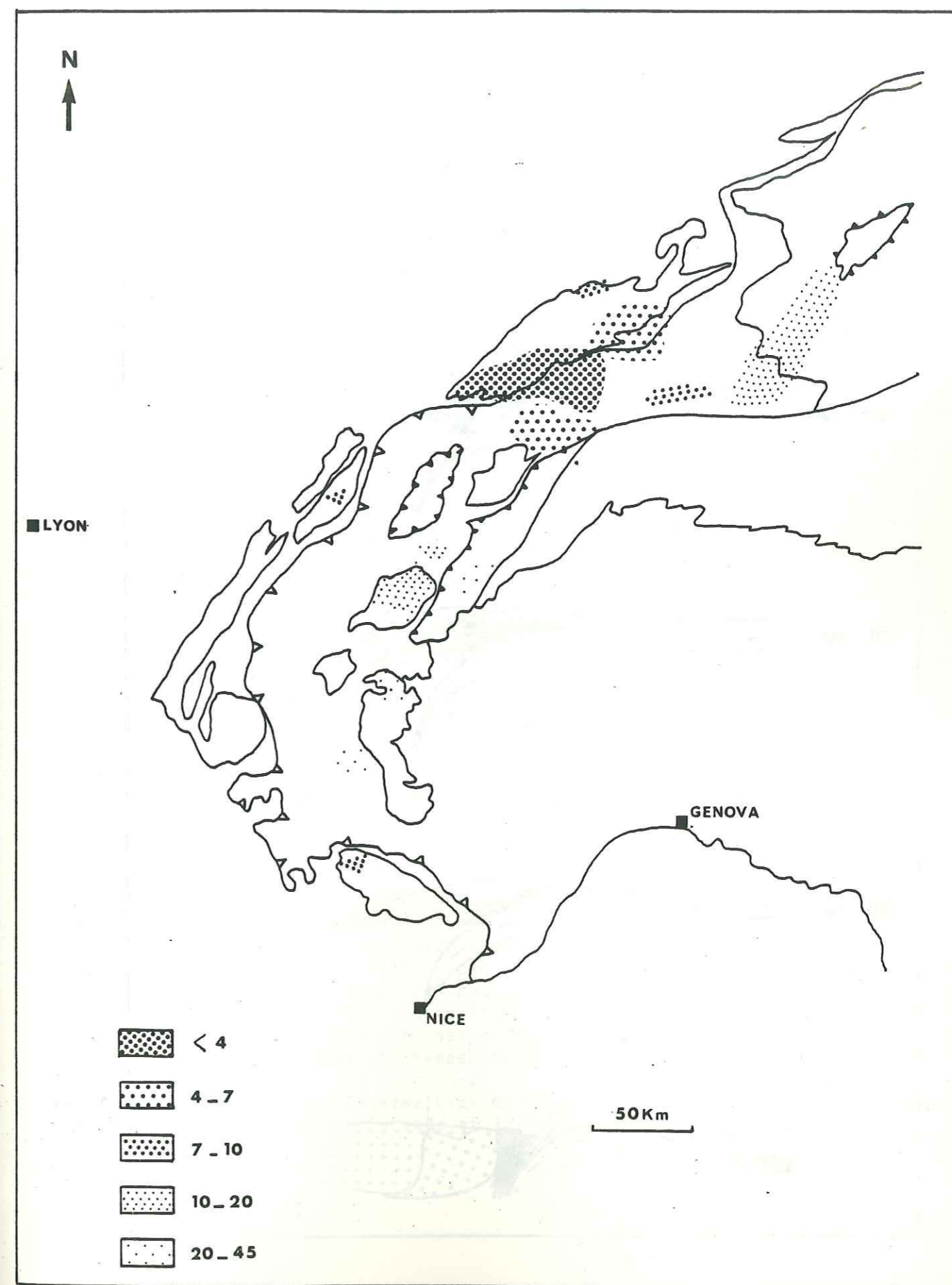
L'obduction de la Nappe des Schistes Lustrés sur la marge européenne s'effectue dans un climat de Haute Pression, générateur d'un métamorphisme Schiste Bleu. Lors de cette phase, la température n'excédait pas 350°C, la pression variant aux alentours de 12-15 Kbar. Dans certaines unités la durée de ce métamorphisme a pu être très brève. C'est le cas des ophiolites du Queyras. Par contre, le socle des massifs cristallins internes, maintenus en profondeur plus longtemps, a été largement affecté par cet épisode. Leur refroidissement ne pourra pas s'effectuer avant 90 et peut même durer jusque vers 65 Ma. Vers les zones de plus en plus externes (Vanoise), les cristallisations dans le faciès Schiste Bleu se poursuivent jusqu'au Paléocène.

Stade IV- Charriage de la marge Austro-alpine sur la marge Européenne. La phase Eocène:

La phase Eocène est une phase importante de l'orogénèse alpine. Bien datée à 38-40 Ma, elle est liée au charriage de la marge Austro-alpine sur la marge Européenne. Mais son influence est très variable d'un secteur à l'autre des Alpes internes: elle est décroissante vers le Sud. Dans le dôme simplio-tessinois, où elle est appelée phase lépontine, les cristallisations se font dans le faciès amphibolite. Dans le socle du Grand Paradis, cette phase éocène est matérialisée par un "métamorphisme inverse", dû à la mise en place tectonique de la nappe du Mont Emilius: ce qui provoque une rétro-morphose des paragenèses de Haute Pression dans le faciès Schiste Vert et un gradient inverse des âges TF sur zircon avec l'altitude. Déjà dans le Sud de ce massif, l'influence thermique de cette phase a bien diminué, l'épaisseur de la nappe austro-alpine s'amincissant; la déformation ductile se limite aux zones de cisaillement (shear heating). Dans le Queyras, la nappe des Schistes Lustrés n'a été que très faiblement affectée par cette phase éocène (température inférieure à 250°C).

STADE V- La relaxation miocène:

Figure 12: Répartition des âges Traces de Fission obtenus sur apatites dans les Alpes occidentales (ce travail et celui de Wagner et al., 1977).



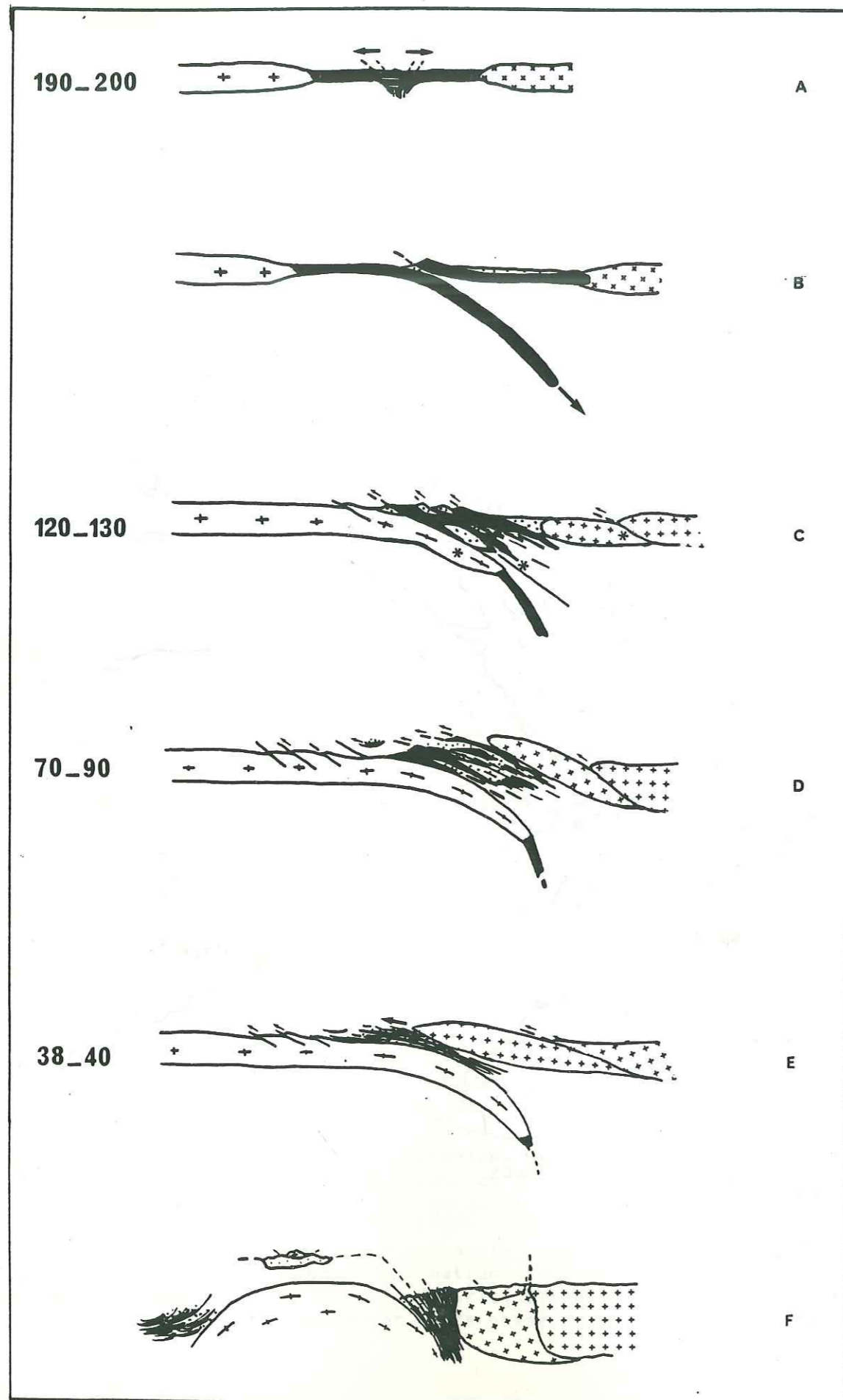


Figure 13: Modèle d'évolution de l'orogénèse alpine dans les Alpes franco-italiennes.

A- Expansion océanique.

B- Subduction océanique.

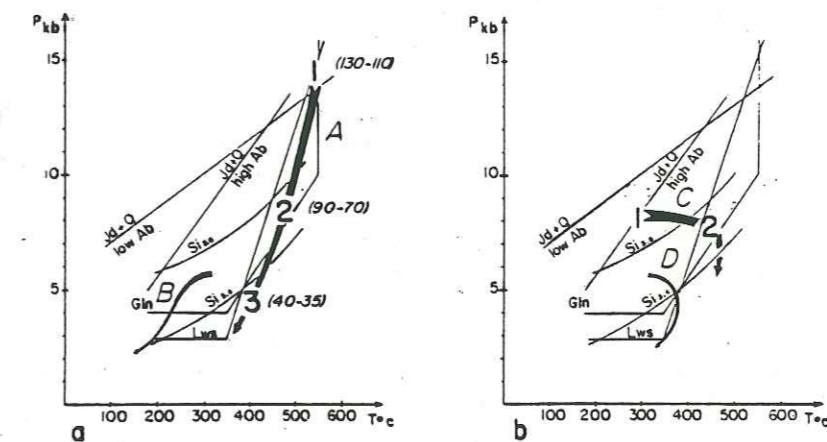
C- Subduction continentale et phase d'éclogitisation éoalpine. Les éclogites (*) cristallisent dans la croûte océanique, dans la croûte continentale de la marge européenne et de la marge austro-alpine, dans laquelle, des cisaillements intracrustaux importants ont lieu (future faille du Canavèse).

D- Obduction de la Nappe des Schistes Lustrés sur la marge européenne. Les minéraux du faciès Schiste Bleu cristallisent: continuum thermique et tectonique jusqu'à 70-65 Ma (pour les zones internes).

E- Charriage de la marge austro-alpine sur la marge européenne: métamorphisme Schiste Vert Lépontin dans la marge européenne (métamorphisme inverse dans le socle du Grand Paradis) et dans la zone externe de Sésia Lanzo.

F- Stade actuel.

Ce modèle d'évolution de l'orogénèse alpine pour les Alpes internes franco-italiennes, permettrait d'expliquer 2 types d'évolution métamorphique observées dans ces zones (Caron, 1984; Pequignot et al., 1983; Goffé, 1982, 1983; Lardeaux et al., 1982):



Ainsi, le diagramme a, dans lequel Pression et Température ne cessent de diminuer depuis 110-130 Ma jusqu'à l'actuel, s'appliquerait aux zones non affectées (température < 300°C) par le charriage de la nappe austro-alpine. C'est le cas pour la zone interne de Sésia (trajet A), pour la Vanoise occidentale (trajet B). Par contre, tout secteur affecté par le charriage de la nappe austro-alpine montrerait dès 40 Ma, un trajet métamorphique du diagramme b, avec une augmentation de température (jusqu'à 450°C) puis refroidissement. C'est le cas pour le secteur N-E de la Corse (trajet C), pour la Vanoise méridionale (trajet D). Le même type de trajet s'appliquerait aussi au massif cristallin interne du Grand Paradis et à la zone externe de Sésia.

Si à cette époque, l'histoire métamorphique des zones internes est terminée, la tectonique est encore largement active. En effet, une phase de soulèvement importante (2mm/an) affecte le Nord du Grand Paradis. L'érosion de la Nappe austro-alpine est à son maximum. Une tectonique froide affecte les zones internes des Alpes franco-italiennes; au même moment, dans les zones externes, le massif du Mont Blanc subit lui aussi un soulèvement important (1mm/an).

BIBLIOGRAPHIE:

- APRAHAMIAN J. and J.L. PRAIRIS, 1981, Very low grade metamorphism with a reverse gradient induced by an overthrust in Haute Savoie (France), *Thrust and Happe Tectonics*, 1981, The Geological Society of London, p159-165.
- AUBOUIN J., J. DEBELMAS et M. LATREILLE, 1980, Les chaînes alpines issues de la Téthys: introduction générale, Colloque C5, *Geologie des chaînes alpines issues de la Téthys*, 26ème C.G.I., Paris.
- AUZENDE J.M., R. POLINO, Y. LAGABRIELLE et J.L. OLIVET, 1983, Considérations sur l'origine et la mise en place des ophiolites des Alpes occidentales: apport de la connaissance des structures océaniques, *C. R. Acad. Sci., Paris*, 296-II, p1527-1532.
- BERTRAND J.M., 1968, Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis, *Geol. Alpine*, 44, p55-87.
- BOCQUET J., 1971, Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes, *Eclogae Geol. Helv.*, 64/1, p71-103.
- BOCQUET J., 1974, Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises, Thèse, Grenoble, 489p.
- BOCQUET J., M. DELALOYE, J.C. HUNZICKER et D. KRUMMENACHER, 1974, K-Ar and Rb-Sr dating of Blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps, *Contrib. Miner. Petrol.*, 47, p7-26.
- BROTHERS R.N. and K. YOKOHAMA, 1982, Comparison of the High Pressure Schists Belts of New Caledonia and Sanbagawa, Japan, *Contrib. Miner. Petrol.*, 79, 219-229.
- BUCHS A., R. CHESSEX, D. KRUMMENACHER et M. VUAGNAT, 1962, Ages "Plomb Total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes, *Bull. Suisse de Miner. et Petrol.*, 42, p295-305.
- CABY R., J.R. KIENAST et P. SALIOT, 1978, Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales, *Rev. Géogr. Phys. Geol. Dyn.* XX, p307-322.
- CARON J.M., 1983-1984, The diversity of geodynamic regimes leading to High Pressure - Low Temperature metamorphism (Western Alps and Corsica), *Terra Cognita*, 4/1, p39-43.
- CHESSEX R., M. DELALOYE, D. KRUMMENACHER and M. VUAGNAT, 1964, Nouvelles déterminations d'âges "Plomb Total" sur des zircons alpins, *Schweiz. Miner. Petrog. Mitt.*, 44, p43-60.
- CHOPIN C., 1979, De la Vanoise au massif du Grand Paradis: une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de Haute Pression, Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI, 145p.
- CHOPIN C., 1981, Talc-Phengite: a widespread assemblage in High Grade Pelitic blueschists of the Western Alps, *J. Petrol.*, 22/4, p628-650.
- CHOPIN C., 1984, Pelitic Blueschists, a new aspect of metamorphic petrology, *Terra Cognita*, 4/1, p35-37.

CHOPIN C. et H. MALUSKI, 1978, Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation Ar39-Ar40 sur des minéraux alpins du massif du Grand Paradis et de son enveloppe, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7) XX, p745-749.

CHOPIN C. et H. MALUSKI, 1980, Ar39-Ar40 Dating of High Pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): evidence against the blocking temperature concept, *Contrib. Miner. Petrol.*, 74, p109-122.

COLEMAN R.G., 1971, Pate Tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges, *J. Geophys. Res.*, 76, p1212-1222.

COMPAGNONI R. et B. LOMBARDO, 1974, The alpine age of the Gran Paradiso eclogites, *Soc. Ital. Miner. Petrol.*, XXX, p223-237.

DAL PIAZ G.V., 1974, Le métamorphisme de Haute Pression et Basse Température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique, *Schweiz. Miner. Petrog. Mitt.*, 54, p399-424.

DAL PIAZ G.V., J.C. HUNZICKER et M. MARTINOTTI, 1972, La zone Sesia-Lanzo: l'évolution tectono-metamorfica delle Alpi nord occidentali interne, *Mem. Soc. Geol. It.*, II, p433-460.

DE HEVER P. et R. CABY, 1981, Datation de la base des Schistes Lustrés post ophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien Supérieur-Kimmeridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint Véran, France), *C. R. Acad. Sci., Paris*, 292, II, p467-472.

DEWEY J.F., 1976, Ophiolite obduction, *Tectonophysics*, 31, p93-120.

ENGLAND P.C., 1978, Some thermal considerations of the alpine metamorphism: past, present and future, *Tectonophysics*, 46, p21-40.

ERNST W.G., 1971, Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps, *Contrib. Miner. Petrol.*, 34, p43-59.

GOFFE B., 1982, Définition du faciès à Fe-Mg Carpholite-Chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux, Thèse, Paris VI, 233p.

GOFFE B., 1983, Contrasting PT paths in the High Pressure metamorphism of the internal part of the French Alps: a model for the retro-morphic events, *Abstract-Terra Cognita*, 3, 2-3, p184.

GRAHAM C.M. and P.C. ENGLAND, 1976, Thermal regimes and regional metamorphism in the vicinity of overthrust faults: an example of shear heating and inverted metamorphic zonation from Southern California, *E.P.S.L.*, 31, p142-152.

GUIRAUD M., 1982, Géothermobarométrie du faciès schiste vert à glaucophane. Modélisation et applications (Afghanistan, Pakistan, Corse et Bohême), Thèse 3ème cycle, U.S.T.L., Montpellier.

HUNZICKER J.C., 1969, Rb-Sr Alterbestimmungen aus den Walliser Alpen. Hellglimmer und Gesamtgesteinsalterswerte, *Eclog. Geol. Helv.*, 62, p527-542.

HUNZICKER J.C., 1974, Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps, *Mem. Ist. Geol. Mineral., Univ. Padova*, 31, 55p.

KIENAST J.R., 1973, Sur l'existence de deux séries différentes au sein de

l'ensemble "Schistes Lustrés - Ophiolites" du Val d'Aoste, quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques, *C. R. Acad. Sci., Paris*, 276D, p2621-2624.

LARDEAUX M., 1981, Evolution tectono-metamorphique de la zone nord du massif de Sesia Lanzo (Alpes occidentales): un exemple d'éclogitisation de croûte continentale, Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI, 226p.

LARDEAUX M., G. GOSSO, J.R. KIENAST et B. LOMBARDO, 1982, Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), XXIV, p793-800.

LATTARD D., 1974, Les roches du faciès schiste vert dans la zone de Sesia Lanzo (Alpes italiennes), Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI, 76p.

LE FORT P., 1975, The collided range. Present knowledge of the continental arc, *Am. J. Sci.*, 275A, p1-44.

LOMBARDO B., R. NERVO, R. COMPAGNONI, B. MESSIGA, J.R. KIENAST, C. NEVEL, L. FIGRA, G.B. PICCARDO et R. LANZA, 1978, Osservazioni preliminari sulle ophioliti metamorfiche del Monviso (Alpi occidentali), *Societa Italiana Mineralogia e Petrologia*, 34 (2), p253-305.

MATTAUER M. et F. PROUST, 1976, La Corse alpine: un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique, *C. R. Acad. Sci., Paris*, 282D, p1249-1252.

MATTAUER M. et P. TAPPONNIER, 1978, Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes franco-italiennes, *C. R. Acad. Sci., Paris*, 287, p899-902.

NEVEL C., J.R. KIENAST et M. LEIKINE, 1982, Découverte et signification de l'association métamorphique aegyrine - riebeckite dans un gabbro ophiolitique du Chenaillet (Alpes occidentales), *C. R. Acad. Sci., Paris*, 295II, p809-812.

MONIE P., 1984, Etude par la méthode Ar39-Ar40 de la redistribution de l'Argon dans les minéraux des socles anciens repris par l'orogénèse alpine. Application à la géochronologie des massifs de l'Argentera - Mercantour, du Mont Rose et de la Grande Kabylie, Thèse 3ème cycle, U.S.T.L., Montpellier, 206p.

OBERHANSLI R., J.C. HUNZICKER et G. MARTINOTTI, 1983, The Muconne eclogites: indicators of crustal thickening, *Terra Cognita*, 3, 2-3, p188.

OHNSTETTER M., 1982, Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène, Thèse Etat, Univ. Nancy I, 590p.

PANGAUD G., J. LAHEYRE et R. MICHEL, 1957, Age absolu des migmatites du massif du Grand Paradis, *C. R. Acad. Sci., Paris*, 245, p331-333.

PECHER A., 1978, Déformations et métamorphismes associés à une zone de cisaillement. Exemple du Grand Chevauchement Central Himalayen (M.C.T.), transversale des annapurnas et du Manaslu, Népal, Thèse Etat, Univ. Scientifique et Médicale de Grenoble, 354p.

PEQUIGNOT G., J.M. CARON et J.L. POTDEVIN, 1983, High Pressure - Low Temperature metamorphism and alpine tectonics in Corsica, *Abstract, Terra Cognita*, 3, 2-3, p189.

POGHANTE U., 1980, Preliminary data on the Piemonte ophiolite Nappe in the Lower Val Suza - Val Chisone area, Italian Western Alps, *Ophioliti*, 5, 2/3, p221-240.

SALIOT P., 1978, Le métamorphisme dans les Alpes Françaises, Thèse Etat, Paris, 183p.

TAPPONNIER P., M. MATTAUER, F. PROUST et C. CASSAIGNEAU, 1981, Mesozoic ophiolites suture and large scale tectonic movements in Afghanistan, *E.P.S.L.*, 52, p355-371.

TOKSOZ M.M. and P. BIRD, 1977, Modelling of temperatures in continental convergence zones, *Tectonophysics*, 5/41, p181-193.

TRICART P., M. BOURBON et Y. LAGABRIELLE, 1982, Révision de la coupe Péouvou - Roche Noire (zone piémontaise, Alpes franco-italiennes): bréchification synsédimentaire d'un fond océanique ultrabasique, *Géologie Alpine*, 58, p105-113.

VIALETTE Y. et P. VIALON, 1964, Etude géochronologique de quelques micas des formations du massif de Dora Maira, Alpes Cottiennes piémontaises, *Ann. Fac. Sci., Univ. Clermont*, 25, p91-99.

VIALON P., 1966, Etude géologique du massif cristallin Dora Maira, Alpes Cottiennes internes, Italie, Thèse Etat, Univ. Grenoble, 282p.

ZINGG A. and J.C. HUNZICKER, 1983, Age determinations and geothermometry in the Ivrea and Strona Ceneri Zones. A discussion of the behavior of the various systems, *Terra Cognita*, 3, p206.

I- AGE DES OPHIOLITES.

Article 4: Fission-Track evidence for Late Triassic oceanic crust in the French Occidental Alps.

(Mise en évidence par la méthode des Traces de Fission de croûte océanique d'âge Trias supérieur dans les Alpes Occidentales Françaises.).

In collaboration with Renaud CABY, in *Geology*, vol. 12, 1984, p. 108-111.

Cinq zircons et une apatite de roches plutoniques de la séquence ophiolitique dans la zone Piémontaise externe ont été datés par la méthode des Traces de Fission. Les âges obtenus fournissent un âge minimum de la croûte océanique alpine à cet endroit, compris entre 192 +/- 6 Ma et 212 +/- 8 Ma (Trias supérieur - Lias). Compte tenu des données disponibles pour la rétention des traces dans les zircons et des conditions pression - température fournies par les assemblages de Haute Pression de ces roches, ces âges suggèrent que la phase de Haute Pression dans cette zone a été un événement "froid" et/ou de courte durée.

Fission-track evidence for Late Triassic oceanic crust in the French Occidental Alps

Joëlle Carpena
Centre des Faibles Radioactivités, Laboratoire Mixte CNRS-CEA,
Avenue de la Terrasse, 91190 Gif-sur-Yvette, France

Renaud Caby
Centre Géologique et Géophysique, Université des Sciences,
Place Eugène Bataillon, 34060 Montpellier Cédex, France

ABSTRACT

Five zircons and one apatite from plutonic rocks of the ophiolitic sequence from the Piemontese zone (western Alps, southeast France) have been dated by the fission-track method. The ages obtained indicate that the minimum age of the Alpine oceanic crust in this zone is between 192 ± 6 and 212 ± 8 m.y. (Late Triassic-Liassic). Consideration of the available data on fission-track retention conditions in zircons and pressure-temperature conditions allowed by the high-pressure mineralogic assemblages of the rocks leads to the conclusion that in the external part of the Piemontese zone, the temperature-duration conditions of the high-pressure Alpine metamorphism were inadequate to significantly reset the zircons' fission-track clock, suggesting a short-lived metamorphic event.

INTRODUCTION

In the context of plate tectonics, the development of the Alpine chain (including Corsica) is usually attributed to a subduction-obduction mechanism that operated between Late Cretaceous and Oligocene-Miocene time (Mattaue et al., 1981). The orogeny resulted from large-scale shortening accompanied by the superposition (in the internal part) of two continental plates separated by an oceanic crust (Fig. 1): (1) the "Western European" plate, represented by the external Hercynian crystalline massifs (such as Mont-Blanc), and internal crystalline massifs (such as Gran Paradiso, Dora Maira); and (2) the "Austroalpine" plate represented by the Sesia Lanzo and Ivrea zones.

It was during the crustal shortening and su-

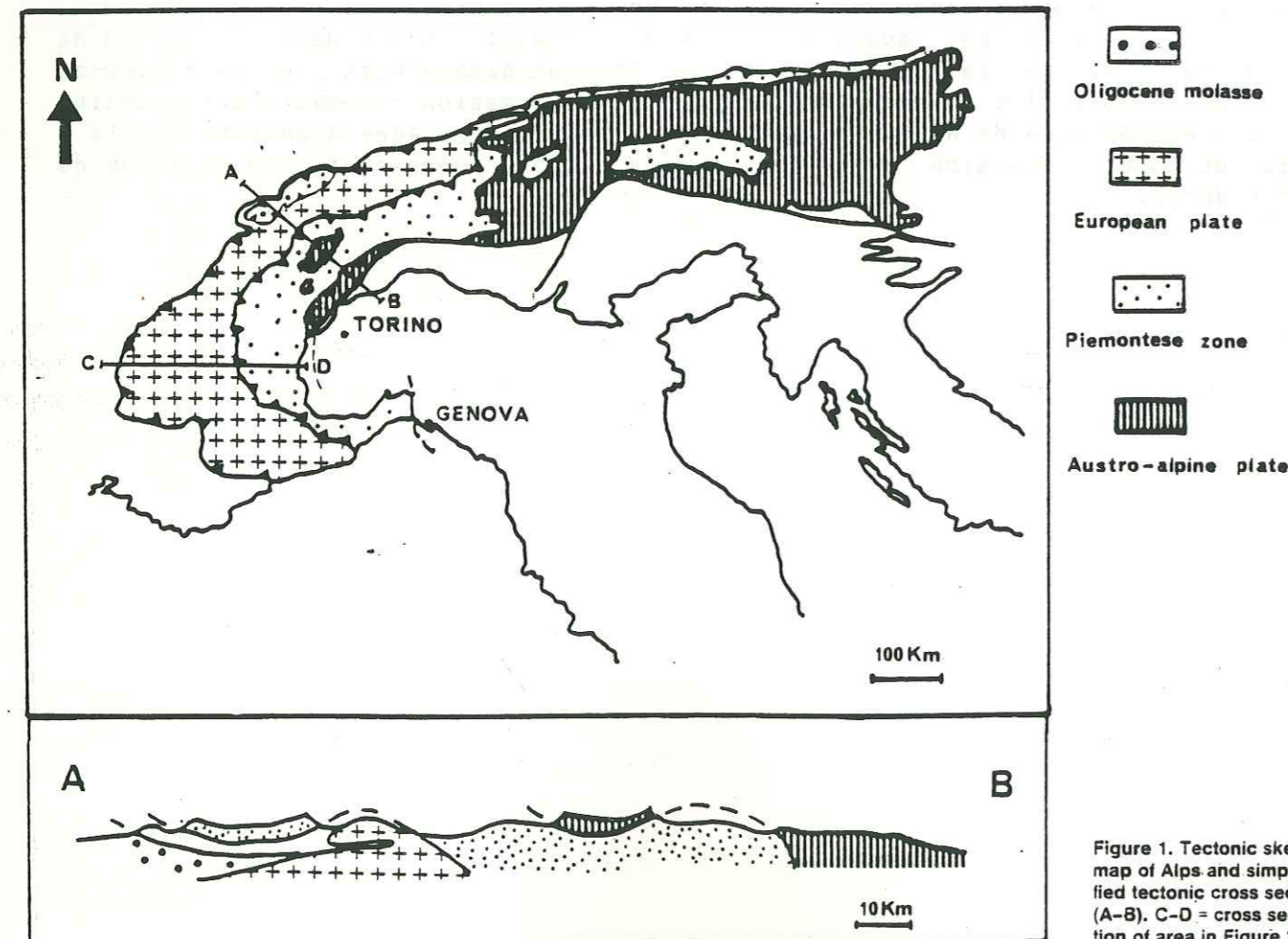


Figure 1. Tectonic sketch map of Alps and simplified tectonic cross section (A-B). C-D = cross section of area in Figure 2.

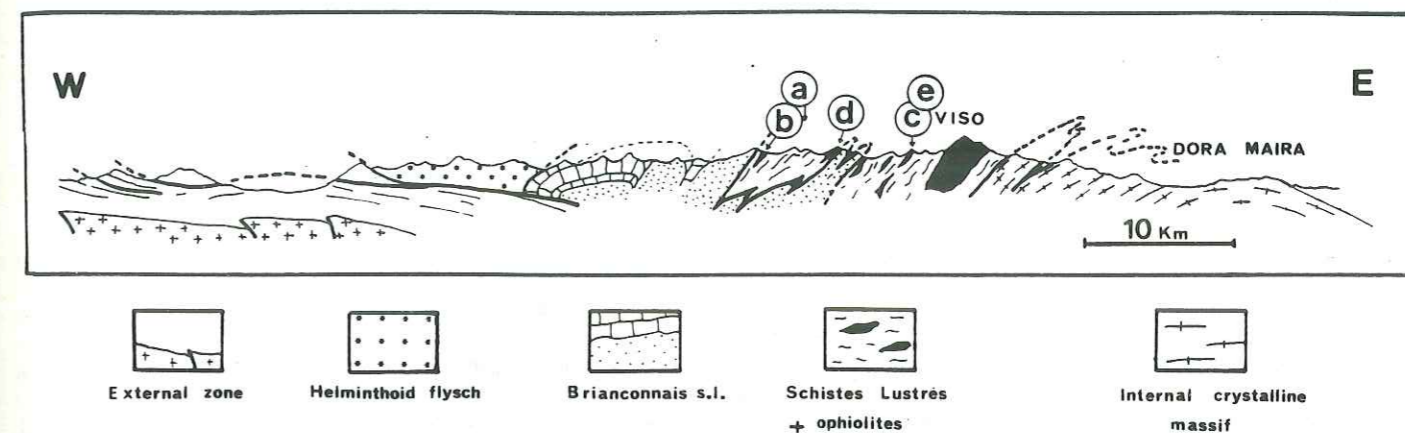


Figure 2. Schematic cross section of Western Alps; a, b, c, d indicate sample locations (see Fig. 3).

perposition of the continental plates that closure of the Alpine ocean took place. Remnants of associated oceanic crust can be found only as slices of ophiolites embedded in overlying Mesozoic sediments. This assemblage constitutes the metamorphosed Schistes Lustrés nappe that overthrust the internal crystalline massifs from east to west.

Emplacement of the Schistes Lustrés nappe (Piemontese zone) took place under high pressure-low temperature conditions (blueschist facies) as shown by the typomorphic minerals blue amphibole, lawsonite, jadeite, garnet, and phengite. In the basic sequence of the ophiolite, high-pressure associations, including eclogite, have been described (Frey et al., 1974). However, in the upper mafic units of the Schistes Lustrés nappe, high-pressure paragenesis is rare or even lacking (e.g., Chenaillet unit; Mevel et al., 1982).

A fission-track study of the zircons from plutonic rocks of the different slices of ophiolites of the external part of the Piemontese zone has been undertaken to constrain the Alpine thermal history of these rocks. An apatite from the same rocks has provided information about the last cooling of this zone.

SAMPLING AREA

The rocks dated in this study are from the external part of the Piemontese zone, which is situated between the Briançonnais zone and the internal crystalline massifs (Fig. 2). All the samples dated are plutonic rocks belonging to different slices of ophiolites, considered as remnants of the oceanic crust of the Alpine ocean (Lemoine, 1980; Lagabrielle, 1981). Sample locations are shown in Figures 2 and 3, and their petrological descriptions are given in Appendix 1.

EXPERIMENTAL METHODS

We used the fission-track-dating procedures recommended by Naeser (1978) and Gleadow (1981). The zircons were dated using the

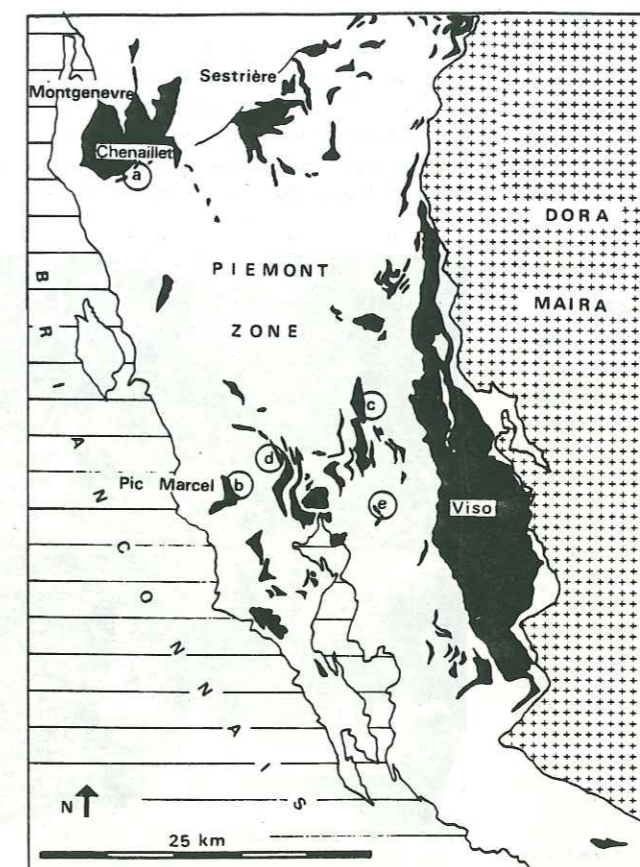


Figure 3. Location of samples dated; a = Chenaillet; b = Pic Marcel; c = Clausis; d = Médille; e = Agnel. See Appendix 1 for petrographic descriptions.

external-detector method and apatite using the population method (Naeser, 1978). Prior to irradiation, the zircons were etched in a eutectic KOH-NaOH melt at 235 °C for 6 to 8 h. A split of apatites was annealed (550 °C for 2 h). After irradiation, splits of apatite samples were mounted, polished, and then etched in 7% HNO₃ for 35 s at 20 °C. Muscovite detectors were etched in 48% HF for 11 min at 20 °C. Samples received thermal neutron doses in the C.E.N.G. ILL reactor at Grenoble. The doses were monitored using cobalt-59 foils. To reduce the effect of anisotropy on the etching of zircons, we counted only those grains that

showed sharp polishing scratches. We used muscovite as an external detector. Uncertainties for samples dated using the external-detector method were calculated using the method of Johnson et al. (1979). Standard errors of the mean of the induced and fission-track counts, plus the error in the neutron dose determination, were used to calculate the overall uncertainties for age determination in which the population method was used.

RESULTS

Table 1 presents the analytical data. (See Appendix 1 for the petrological descriptions of

the rocks.) The zircon ages are between 192 and 212 m.y.; the only dated apatite gives an age of 36 m.y.

DISCUSSION

The fission tracks in most minerals are erased at relatively low temperatures; therefore, fission-track ages are highly sensitive to the thermal history of the mineral concerned. Dodson (1973) has defined the concept of closure temperature in general for geochronological systems; for every method, the closure temperatures vary from mineral to mineral, and, in addition, each mineral has its own cooling-rate-dependent closure temperature. The generally accepted fission-track closure temperature is about 100–140 °C for apatites and 175–220 °C for zircons, based on geologic studies (Wagner, 1968; Naeser, 1980; Briggs et al., 1981; Gleadow and Duddy, 1981).

Fission-track ages from zircons from the ophiolites show that the plutonic rocks had already crystallized and were cooling by 190–200 m.y. ago—i.e., latest Triassic–Early Jurassic (Oudin, 1982). Bigazzi et al. (1973), have dated zircons from Northern Apennine ophiolites, using the fission-track method, and the oldest age obtained is 185 ± 23 m.y. (Bigazzi et al., 1973). The existence of radiometric data for younger ages obtained from ophiolites from the western Alps by U-Pb on zircons (161 ± 3 m.y.; Ohnenstetter et al., 1981), by K-Ar on amphiboles (114 ± 3 m.y., 142 ± 4 m.y.; Chessex et al., 1964; 180–165 m.y., 150–135 m.y.; Bertrand and Delaloye, 1976), or by fission track on zircons (167 ± 17 m.y., 162 ± 31 m.y.; Bigazzi et al., 1972; 161 ± 23 m.y., 167 ± 17 m.y., 162 ± 31 m.y.; Bigazzi et al., 1973), would suggest that accretion (either continuous or discontinuous) might have continued till 160–150 m.y. ago. The spreading time can therefore be placed between the Late Triassic and the Middle Jurassic. The postophiolitic Schistes Lustrés near St. Véran, which are the first sediments deposited on the ophiolites, contain late Oxfordian–Middle Kimmeridgian ra-

diolarians (De Wever and Caby, 1981). Why is there such a long time gap between the intrusion of the plutonic rocks and the oldest sediments deposited on the ophiolites (perhaps as much as 40 m.y.)? The pelagic sediments were deposited, in Jurassic time, on an ultramafic basement characterized in the external Piemontese zone by a lack of the upper basic terms of the classic ophiolitic sequence. One can consider that in this long time gap the oceanic substratum was eroded and reworked (Tricart et al., 1982), before the deposition of the oldest sediments.

Another result of these ages is that there is no evidence for any subsequent thermal event that would have reset the zircons during alpine metamorphism. The zircons from the Chenaillet massif (a in Fig. 3) indicate the time (212 ± 7.6 m.y. ago) of the cooling (<200 °C) after the oceanic metamorphism. This was the major metamorphic event shown by the mineral assemblage of the rock. It is responsible for

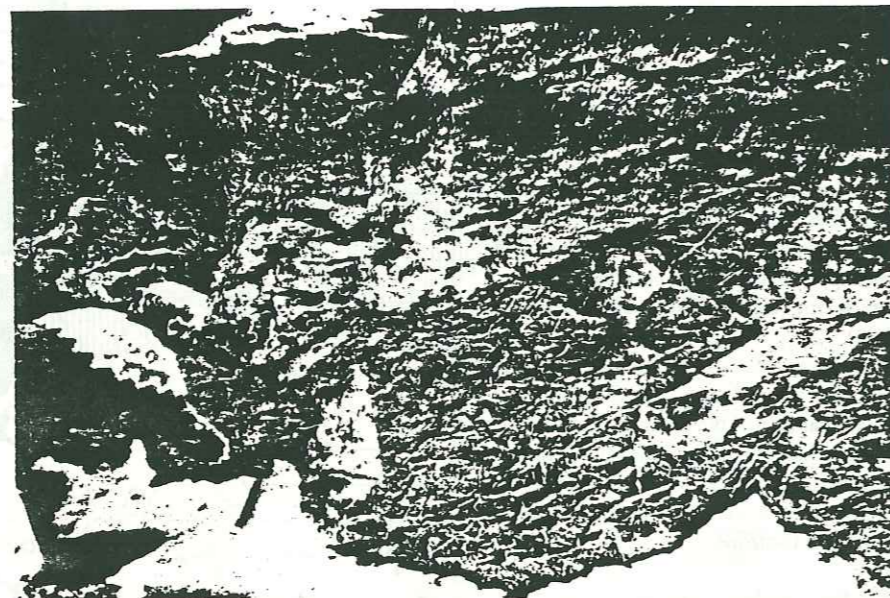


Figure 4. Tondjhemitic veins crosscutting gabbros, Agnel outcrop.

the early foliation and amphibolitization of gabbros (Mevel et al., 1982). It is surprising, however, that the zircons from Pic Marcel (b), Clausis (c), Médille (d), and Agnel (e) (Fig. 4) outcrops did not have younger fission-track ages because of the thermal influence of the high-pressure–low-temperature metamorphism. The association glaucophane–jadeite–lawsonite in these rocks would indicate that the pressure–temperature conditions during the high-pressure–low-temperature metamorphism were 6–8 kb and 300–350 °C (S. Lacassie, 1981, unpub. data; J. C. Maurin, 1982, unpub. data). The opening stage of these zircons, for the fission-track method, would not have been reached during this metamorphism. Krishnaswami et al. (1974), using laboratory annealing data, concluded that for short thermal events (100–1,000 yr), certain zircons can withstand temperatures of 400–450 °C without any loss of tracks. The temperature–duration conditions of the high-pressure Alpine metamorphism

were inadequate to reset the zircon fission-track clock, and we propose that if the high-pressure–low-temperature Alpine metamorphism actually reached 300–350 °C, its duration must have been very short in this zone (not much more than 1 m.y.). This hypothesis is in agreement with Dal Piaz (1974), who postulated that some fragments of the oceanic crust reached a depth adequate to initiate the high-pressure–low-temperature Eoalpine phase of metamorphism but that they were uplifted to a shallower depth rather rapidly. Other parts of the oceanic crust (such as Chenaillet) would have remained throughout this phase at shallower depth, thus escaping metamorphism. Such a short duration of high-pressure metamorphism and its slight thermal influence has already been pointed out in other regions. In the southern California coast ranges, Ernst (1980) has used the index color of conodonts (Seiders et al., 1979), which is a function of both time and temperature, to show a short recrystallization event (about 1 m.y.) for Franciscan metagraywackes, metamorphosed under high-pressure conditions.

The single age obtained on the Pic Marcel apatite (36 ± 3 m.y.) indicates that the last cooling below 100 °C occurred at the end of Eocene time. This age can be compared with the age of 39.2 ± 2.2 m.y., which was obtained by the K-Ar method on phengites of siliceous metaradiolarite samples from the Pic Marcel area and which has been interpreted as related to the end of Alpine metamorphism (Caby and Bonhomme, 1982).

CONCLUSIONS

The plutonic rocks in the ophiolite of the Piemontese zone were intruded no less than 190 m.y. ago. If this represents a primary age rather than a cooling age, it indicates that the opening stage of the Alpine ocean began as soon as latest Triassic–Early Jurassic time.

The zircons do not show any indication that their ages were affected by the Late Cretaceous Alpine high-pressure–low-temperature metamorphism. If the metamorphic conditions reached 350 °C, as suggested by the minerals present, that temperature peak could not have lasted more than 1 m.y.

APPENDIX 1. PETROGRAPHIC DESCRIPTIONS OF THE SAMPLES DATED

a—Chenaillet, 535: leucocratic sheared zones, rich in zircon, apatite, and sphene, cutting a coarse-grained clinopyroxene gabbro (euphotide). The deformation occurred in an oceanic environment (Mevel et al., 1982); Alpine metamorphism is represented only by cataclasis underlined by prehnite, epidote, and calcite vein fillings.

b—Pic Marcel, 545: albite granite containing chloritized biotite, sphene, and zircon. The rock has recrystallized in the absence of deformation (magmatic textures are preserved), under blueschist facies conditions during Alpine metamorphism; the resulting

paragenesis consists of jadeite (80%), quartz, lawsonite, and glaucophane and is slightly retroformed to albite, chlorite, and calcite.

c—Clausis: veins, 10 to 40 cm thick, of hololeucocratic sodic apatite crosscutting at right angles the magmatic banding of enclosing gabbros, underlined by iron- and titanium-rich layers. The rock has recrystallized to quartz, jadeite, and glaucophane during blueschist facies Alpine metamorphism.

d—Médille: hololeucocratic cement of a magmatic breccia with doleritic elements; this liquid also intrudes pillow basalts. The rock has recrystallized to jadeite, glaucophane, lawsonite, zoisite, and albite during blueschist facies Alpine metamorphism.

e—Agnel: trondjhemitic veins forming a network crosscutting the gabbros and microgabbros, making up an elongated body enclosed in black shales of probable mid-Cretaceous age. This body may be regarded as a mega-element of an olistolite composed of ophiolitic fragments (Lemoine, 1980). The rock has recrystallized to quartz, jadeite (90%), and lawsonite during blueschist facies Alpine metamorphism.

REFERENCES CITED

- Bertrand, J., and Delaloye, M., 1976, Datation par la méthode K-Ar de diverses ophiolites du flysch des Gets (Hte Savoie, France): *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 69, p. 335–341.
- Bigazzi, G., Ferrara, G., and Innocenti, F., 1972, Fission track ages of gabbros from Northern Apennine ophiolites: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 14, p. 242–244.
- Bigazzi, G., Bonadonna, F. P., Ferrara, G., and Innocenti, F., 1973, Fission track ages of zircons and apatites from Northern Apennine ophiolites: *Fortschritte der Mineralogie*, v. 50, p. 51–53.
- Briggs, N. D., Naeser, C. W., and McCulloh, T. H., 1981, Thermal history of sedimentary basins by fission track dating: *Nuclear Tracks*, v. 5, p. 235–237.
- Caby, R., and Bonhomme, M. G., 1982, Whole rock and fine fraction K-Ar isotopic study of radiolarites affected by the Alpine metamorphism: evidence and consequences of excess argon 40, in *Geochronology and Cosmochronology—Isotope Geology International Conference, 5th, Abstracts: Geochemical Society of Japan*.
- Chessex, R., Delaloye, M., Krummenacher, D., and Vuagnat, M., 1964, Sur l'âge de la syénite du Montgenève (Htes Alpes, France): *Archives des Sciences*, Genève, v. 17, p. 342–346.
- Dal Piaz, G. V., 1974, Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpin-apenninique: *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, v. 54, p. 399–424.
- De Wever, P., and Caby, R., 1981, Datation de la base des Schistes Lustrés postophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien Supérieur–Kimmeridgien Moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint-Véran, France): *Académie des Sciences, Comptes Rendus*, v. 292-II, p. 467–472.
- Dodson, M. H., 1973, Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 40, p. 259–274.
- Ernst, W. G., 1980, Mineral paragenesis in Franciscan metagraywackes of the Nacimiento block, a subduction complex of the southern California Coast Ranges: *Journal of Geophysical Research*, v. 85, p. 7045–7055.
- Frey, M., Hunzicker, J. C., Frank, M., Bocquet, J., Dal Piaz, G. V., Jager, E., and Niggli, E., 1974, Alpine metamorphism of the Alps, a review: *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, v. 54, p. 247–290.
- Gleadow, A. J. W., 1981, Fission track dating methods: What are the real alternatives?: *Nuclear Tracks*, v. 5, p. 3–14.
- Gleadow, A. J. W., and Duddy, I. R., 1981, A natural long-term track annealing experiment for apatite: *Nuclear Tracks*, v. 5, p. 169–174.
- Johnson, N., McGee, V. E., and Naeser, C. W., 1979, A practical method of estimating standard error of age in the F. T. dating method: *Nuclear Tracks*, v. 3, p. 93–99.
- Krishnaswami, S., Lal, D., Prabhu, N., and MacDougall, D., 1974, Characteristics of fission tracks in zircon: Applications to geochronology and cosmology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 22, p. 51–59.
- Lagabrielle, Y., 1981, Les Schistes Lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes franco-italiennes): Données nouvelles et précisions lithostratigraphiques: *Académie des Sciences, Comptes Rendus*, v. 292-II, p. 1405–1408.
- Lemoine, M., 1980, Serpentinites, gabbros, and ophiolites in the Piemont-Ligurian domain of the Western Alps, possible indicators of oceanic fracture zones and of associated serpentinite protrusions in the Jurassic Cretaceous Tethys: *Archives des Sciences*, Genève, v. 33, p. 103–115.
- Mattauer, M., Faure, M., and Malavieille, J., 1981, Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica: *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 401–409.
- Mevel, C., Kienast, J. R., and Leikine, M., 1982, Découverte et signification de l'association métamorphique aegyrine-riebeckite dans un gabbro ophiolitique du Chenaillet (Alpes occidentales): *Académie des Sciences, Comptes Rendus*, v. 295-II, p. 809–812.
- Naeser, C. W., 1978, Fission track dating: U.S. Geological Survey Open-File Report, p. 76–190.
- , 1980, The fading of fission-tracks in the geologic environment. Data from deep drill holes, in *Fission Track Dating Workshop, Pisa, Abstracts: Pisa, CNR Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica*.
- Oudin, G. S., 1982, Numerical dating in stratigraphy: New York, John Wiley.
- Ohnenstetter, M., Ohnenstetter, D., Vidal, Ph., Cornichet, J., Hermitte, D., and Mace, J., 1981, Crystallization and age of zircon from Corsican ophiolitic albitites: Consequences for oceanic expansion in Jurassic times: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 54, p. 397–408.
- Seiders, V. M., Pessagno, E. A., Jr., and Harris, A. G., 1979, Radiolarians and conodonts from pebbles in the Franciscan assemblage and the Great Valley sequence of the California Coast Ranges: *Geology*, v. 7, p. 37–40.
- Tricart, P., Bourbon, M., and Lagabrielle, Y., 1982, Révision de la coupe Peouvou–Roche Noire (zone Piémontaise, Alpes franco-italiennes): Bréchification synsédimentaire d'un fond océanique ultrabasique: *Géologie Alpine*, v. 58, p. 105–113.
- Wagner, G. A., 1968, Fission track dating of apatites: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 4, p. 411–415.

ACKNOWLEDGMENTS

Reviewed by J. Labeyrie, C. Lalou, J. R. Kienast, C. Mevel, C. W. Naeser, G. A. Wagner, and K. Verosub. Supported by Commissariat à l'Énergie Atomique and Centre National de la Recherche Scientifique.

Manuscript received July 5, 1983
Revised manuscript received September 15, 1983
Manuscript accepted September 22, 1983

TABLE 1. ANALYTICAL DATA ON SAMPLES FROM PIEMONTESE ZONE, WESTERN ALPS

Sample	Mineral	Fossil		Induced		Neutron dose n/cm ²	Age ± 2σ (m.y.)	Number of grains	r
		Tracks/cm ²	Tracks	Tracks/cm ²	Tracks				
Chenaillet (a)	Zircon	31.54 × 10 ⁵	214	164.5 × 10 ⁵	1116	18.8 × 10 ¹⁵	212.1 ± 7.6	9	0.929
Pic Marcel (b)	Zircon	170.13 × 10 ⁵	196	189.24 × 10 ⁵	218	3.67 × 10 ¹⁵	194.4 ± 5.2	7	0.996
Pic Marcel (d)	Apatite	4.40 × 10 ⁴	63	7.30 × 10 ⁴	57	1.01 × 10 ¹⁵	36.3 ± 2.9	44/24	
Clausis (c)	Zircon	44.17 × 10 ⁵	229	254.63 × 10 ⁵	1320	18.8 × 10 ¹⁵	192.2 ± 6.1	6	0.965
Médille (d)	Zircon	5.23 × 10 ⁵	38	40.99 × 10 ⁵	690	26.1 × 10 ¹⁵	196.1 ± 13.9	15	0.906
Agnel (e)	Zircon	2.11 × 10 ⁵	77	16.42 × 10 ⁵	598	26.1 × 10 ¹⁵	197.6 ± 18.6	17	0.869

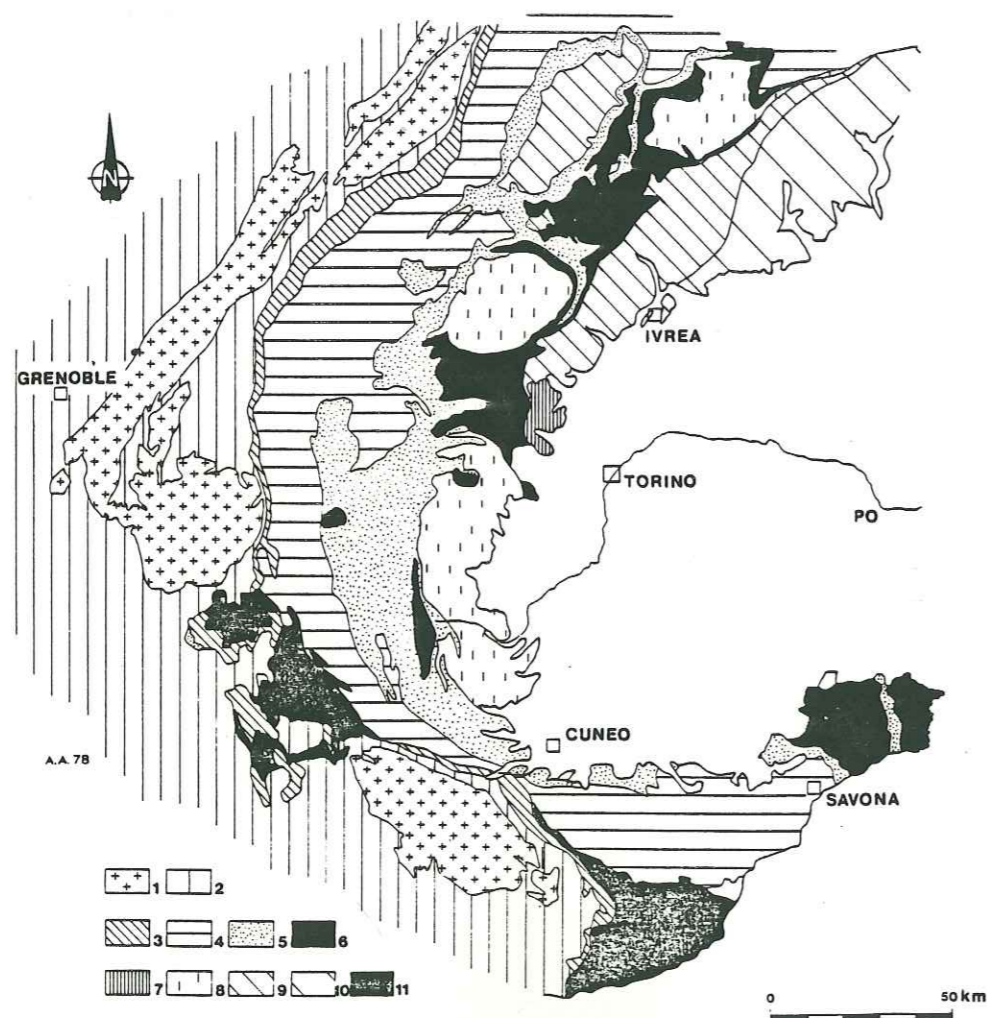
Note: $\lambda_F = 7.03 \times 10^{-17} \text{ yr}^{-1}$; $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 7.252 \times 10^{-3}$; $\sigma_F = 580 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$.

INFLUENCE THERMIQUE DU METAMORPHISME HAUTE PRESSION ECLOGITIQUE SUR LES ZIRCONS
DES OPHIOLITES ALPINES.

Article 5 en préparation et en collaboration avec B. Lombardo et U. Pognante.

Figure 1: La suture ophiolitique des Alpes occidentales.

1- massifs cristallins externes; 2- chaînes sub-alpines et couverture sédimentaire des massifs cristallins externes; 3- zone sub-briançonnaise; 4- zone briançonnaise; 5- nappe des schistes lustrés; 6- ophiolites; 7- massif ultrabasique de Lanzo; 8- massifs cristallins internes; 9- zone de Sésia Lanzo et nappe de la Dent Blanche; 10- Alpes méridionales; 11- flysh à Helminthoides.



I- INTRODUCTION.

Les ophiolites des Alpes représentent les témoins de la croûte océanique qui constituait l'océan alpin, disparu pendant l'orogénèse alpine, lors de la collision au Crétacé supérieur de la plaque européenne et de la plaque africaine. Les ophiolites des Alpes franco-italiennes sont représentées par des massifs de taille variable: les massifs de Médille, Agnel, Clausis sont de taille modeste, Chenaillet, Viso, Rocciavre sont de taille plus grande, enfin, Lanzo est un massif de taille plus importante (figure 1). Ces massifs affleurent dans la zone Piémontaise des Alpes, constituée par la Nappe des Schistes Lustrés (sédiments océaniques + ophiolites) et les massifs cristallins internes (marge européenne) qu'elle chevauche. Sur la base d'études très précises du métamorphisme Haute Pression alpin dans cette zone Piémontaise, elle peut être divisée en différents secteurs:

- le massif du Chenaillet est constitué de roches ayant pas ou peu été affectées par le métamorphisme HP alpin; en effet, ce métamorphisme ne s'exprime dans ces roches que par une cataclase soulignée par des minéraux comme prehnite, épidote et calcite (Mével et al., 1982).
- une zone Piémontaise externe, caractérisée par des paragenèses du faciès Schiste Bleu de Basse Température à glaucophane, Lawsonite, Jadéite.
- une zone Piémontaise interne, où des assemblages éclogitiques attestent que le métamorphisme de Haute Pression a été de plus haute température (550-600°C), faisant cristalliser des minéraux comme l'omphacite ou le grenat.

Dans une étude préalable (Carpéna et Caby, 1984) nous avons daté les zircons des termes supérieurs des ophiolites des massifs du Chenaillet, Médille, Clausis et Agnel, appartenant à la zone externe, la plus "froide" de la zone Piémontaise. Nous avons montré que le métamorphisme HP alpin dans cette zone n'avait pas atteint des températures suffisantes pour affecter et remettre à zéro le chronomètre TF des zircons, qui ont d'ailleurs fourni l'âge de la croûte océanique (Trias supérieur - Lias).

Afin d'étudier l'influence du métamorphisme éclogitique, plus chaud, sur le chronomètre TF des zircons, nous avons décidé de dater les zircons des ophiolites métamorphosées dans le faciès éclogite. Nous avons choisi trois massifs: le Mont Viso, le massif de Rocciavre et le massif de Lanzo. Les échantillons des massifs de Rocciavre et Lanzo nous ont été fournis par B. Lombardo et U. Pognante, qui ont d'ailleurs largement étudié le métamorphisme HP alpin dans ces roches.

II- CADRE GEOLOGIQUE DES ROCHES DATEES ET DONNEES PETROGRAPHIQUES.

Les roches étudiées proviennent donc de trois massifs appartenant à la zone Piémontaise interne, caractérisée par un métamorphisme HP alpin éclogitique.

1) Le massif du Mont Viso:

Le Mont Viso, constitué d'ophiolites alpines métamorphosées, est un massif allongé dans une direction N-S, de 35 Km de long et 8 Km de large, qui s'étend du Val Varaita au Val Germanasca. Le Mont Viso est constitué de plusieurs unités (figure 2) qui ont toutes subi la même histoire métamorphique; celle-ci peut être résumée en trois épisodes principaux: un métamorphisme océanique, un métamorphisme de HP dans le faciès éclogite puis Schiste Bleu à glaucophane, enfin un métamorphisme Schiste Vert, rétroformosant les assemblages de HP

Figure 2: Coupe schématique du Mont Viso: 1a: calcschistes; 1b: micaschistes; 2: serpentinites; 3: métagabbros; 4: ferrogabbros éclogitiques et éclogites; 5: metabasites massifs; 6: metabasites et brèches basaltiques; 7a: metabasites litées; 7b: metabasites à structure bréchique.

VU: unité du vallon de Vallanta,

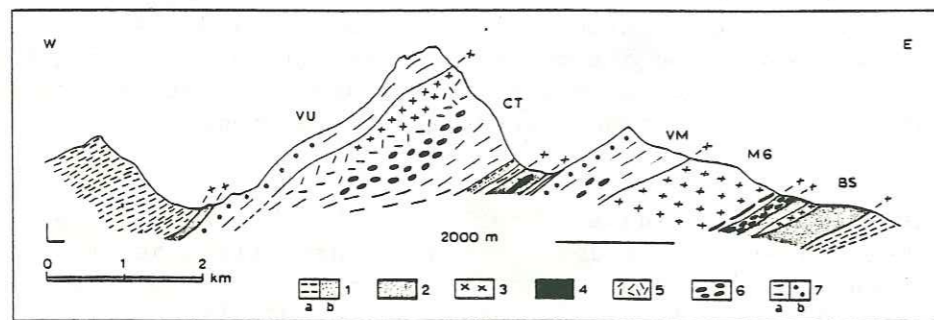
CT: série de la costa Ticino,

VM: metabasites du Viso Mozzo,

MG: métagabbros à smaragdite du Lac supérieur,

BS: serpentinites basales.

D'après Lombardo et al., 1978.



(Lombardo et al., 1978). Le métamorphisme océanique a permis le développement de hornblende brune et verte. Le métamorphisme éclogitique provoque la cristallisation d'assemblages minéralogiques caractérisés par des pyroxènes Na, des grenats alumineux, des épidotes pauvres en fer, du rutile, un peu de talc et des micas blancs. Ces cristallisations sont suivies par le développement d'amphiboles bleues (glaucothane à crossite). Enfin, l'évènement Schiste Vert permet le développement d'albite, de chlorite, d'épidotes plus riches en fer, d'actinote, et localement de stilpnomélane.

Le complexe du col Gallarino:

Ce complexe se présente sous la forme d'une lame subhorizontale d'une puissance d'une centaine de mètres, constituée par des métagabbros à omphacite à structure mylonitique (photo). Cette lame semble représenter un contact tectonique important. Dans ces métagabbros, nous avons échantillonné un filon de trondjémite qui a fourni suffisamment de zircons pour être daté par traces de fission.

2) Le massif de Rocciavré:

C'est un petit massif ophiolitique, situé au Nord du massif cristallin interne de Dora Maira, principalement constitué de serpentinites à antigorite, de gabbros et ferrogabbros, le tout métamorphisé à l'alpin dans le faciès éclogite. Des assemblages à pyroxènes Na, grenat, zoisite +/- glaucothane ont cristallisé, ce massif est aussi largement tectonisé (Pognante, 1980). L'échantillon daté, un gabbro pegmatoïde (R296) à zircons, a été prélevé par U. Pognante qui a fait l'étude du métamorphisme de ce secteur (Pognante, 1980).

3) Le massif de Lanzo:

Il est principalement constitué de lherzolites, avec quelques dunités et des dykes de gabbros et de basalte (Nicolas, 1966). D'abord interprété comme étant un morceau de manteau profond appartenant à la plaque sud-alpine (Nicolas et Boudier, 1977), il est maintenant considéré comme un massif de métaophiolites alpines comprenant des assemblages éclogitiques (Compagnoni et Sandrone, 1979). Ce massif a connu lui aussi une évolution métamorphique complexe puisque, postérieurement au métamorphisme de HP éclogitique (associé à une intense déformation avec linéation de glaucothane, mylonites de péridotites et de gabbros), il subit un métamorphisme Schiste Vert (en climat statique) (Nicolas, 1974).

Les échantillons que nous avons datés, prélevés par B. Lombardo et U. Pognante, sont deux filons de plagiogranite riche en zircons (VL77 et VL63).

III- METHODE DE DATATION ET DONNEES ANALYTIQUES.

1) La méthode des traces de fission:

L'étude TF effectuée sur les zircons de ces ophiolites éclogitiques devrait permettre, d'une part de vérifier le gradient de température du métamorphisme HP de la zone Piémontaise externe vers la zone Piémontaise interne, et d'autre part, les roches datées étant bien étudiées par les pétrographes, devrait faire avancer dans la connaissance de la sensibilité du chronomètre zircon vis à vis de la température.

Dans le cadre d'un refroidissement simple d'une roche, la température de fermeture d'un chronomètre TF se définit dans une zone de température dans laquelle les traces de fission de l'Uranium 238 commencent à être enregistrées de façon stable. Généralement, cette température de fermeture se définit comme étant la température à partir de laquelle 50% des traces de fission créées sont enregistrées par le chronomètre (Wagner, 1972, 1979, 1981; Gleadow et Duddy, 1981). Cette température de fermeture va dépendre de plusieurs paramètres mais surtout du taux de refroidissement de la roche (Dodson, 1981): en effet, plus il

Les éclogites mylonitisées du col Gallarino.

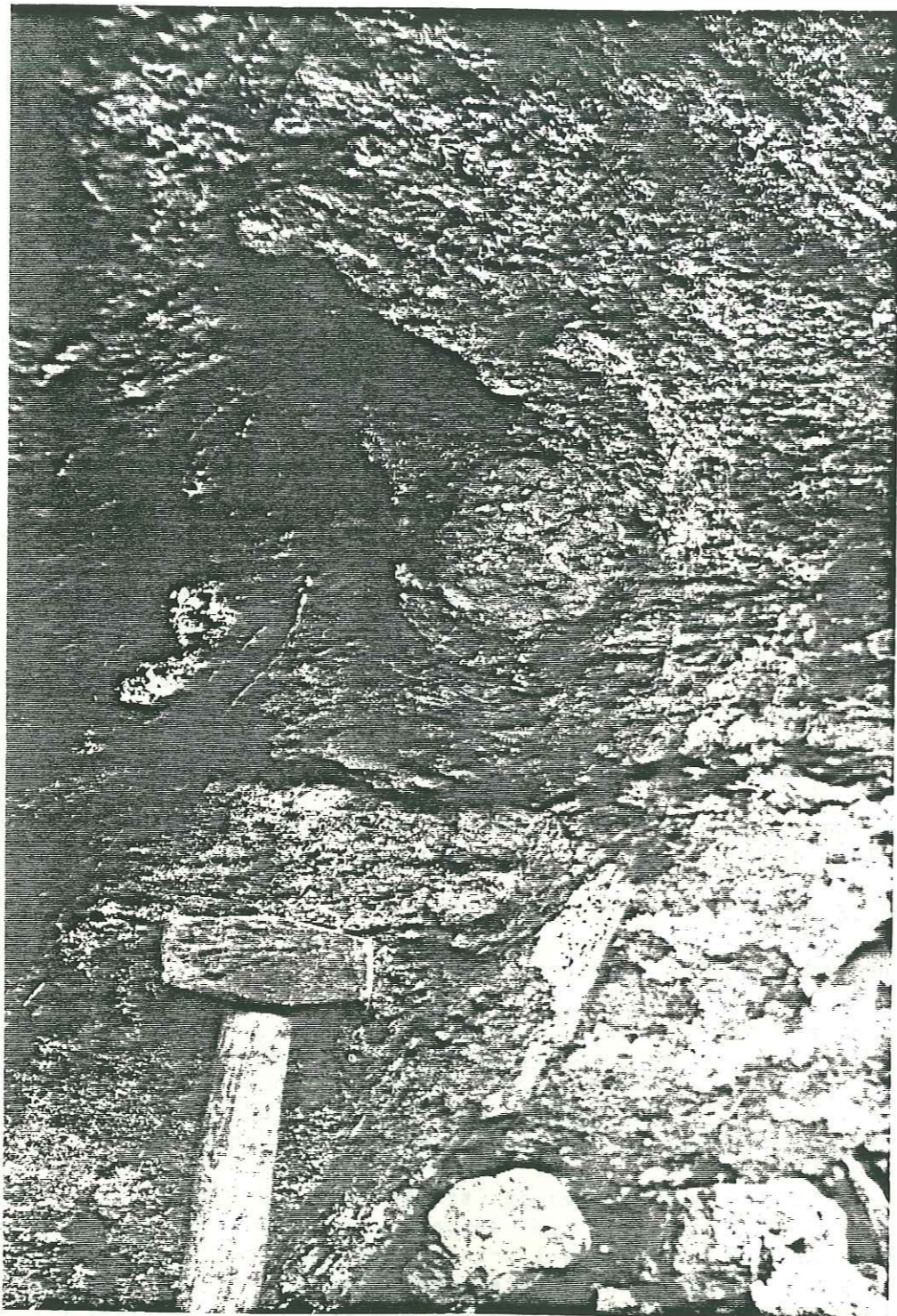
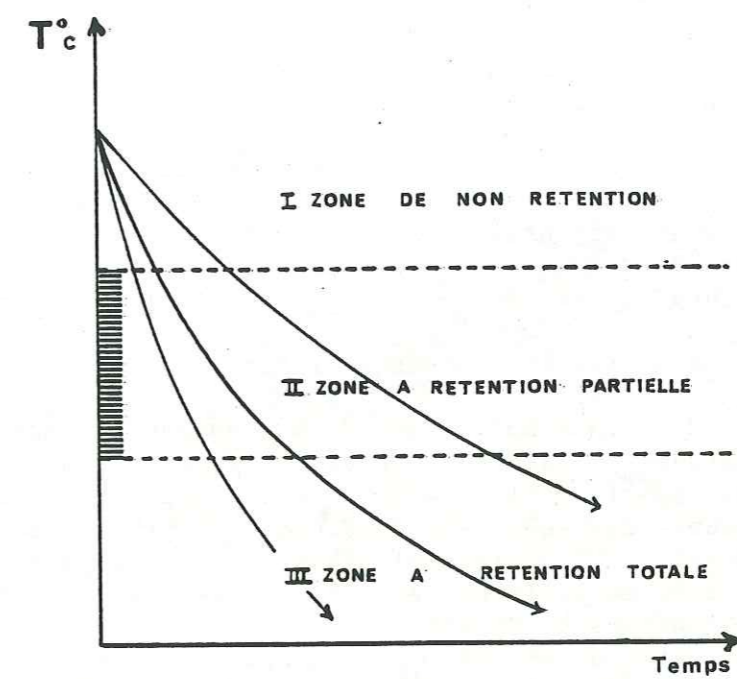


Figure 3: Temps de passage plus ou moins longs dans la zone de rétention partielle des traces de fission en fonction du taux de refroidissement.



est rapide, plus la zone à rétention partielle des traces de fission est traversée rapidement, et plus haute sera la température de fermeture (figure 3). Les estimations de cette température de fermeture sur des zircons d'échantillons de forages profonds, donnent des valeurs de 175-220°C (Briggs et al., 1981), dans le cadre géologique de bassins sédimentaires, où les roches sont maintenues dans un gradient géothermique anormal pendant de longues périodes géologiques. Dans un cadre géologique himalayen, où les taux de refroidissement sont plus élevés, Zeitler et al. (1982) utilisent une valeur plus élevée de 235°C pour un taux de refroidissement supérieur à 10°C/Ma. Ainsi, chaque roche a sa propre température de fermeture qu'il faudrait calculer à chaque fois.

Lorsqu'une roche, déjà refroidie, est reprise dans une phase métamorphique, quelle est la température nécessaire pour remettre à zéro l'horloge TF des zircons? Peu d'études permettent de répondre à cette question. A partir d'expériences de recuit en laboratoire, Krishnaswami et al. (1974) concluaient que pour des événements thermiques de courte durée (100 - 1000 ans), certains zircons supportaient des températures de 400-450°C sans perdre aucune de leurs traces de fission. L'étude que nous avons menée sur les zircons des ophiolites de la zone Piémontaise externe (Carpéna et Caby, 1984), où le métamorphisme HP a été de basse température (300°C au maximum), nous avait montré que cet événement thermique n'a pas été suffisant (en durée et/ou en température) pour affecter l'horloge TF de ces minéraux. Le métamorphisme éclogitique, caractérisant les roches de la zone Piémontaise interne, et dont la température est évaluée à 500-550°C à partir d'études pétrographiques, va-t-il affecter le chronomètre zircon de ces roches?

2) Méthodes expérimentales et données analytiques:

Les zircons, issus de la fraction 60-120 microns de la roche par les méthodes de séparation classiques (liqueurs denses, séparateur magnétique Frantz), sont montés dans une pastille de téflon FEP, polis et ensuite attaqués dans un mélange eutectique KOH-NaOH (11.2mg-8.0mg) à 215°C jusqu'à ce que les traces fossiles de l'Uranium 238 deviennent visibles au grossissement 1600x (objectif à immersion Leitz 160x et oculaire Leitz 10x). Les temps d'attaque se situent pour ces zircons aux alentours de 9 heures (photo).

Les zircons ont été datés par la méthode du détecteur externe. Par cette méthode, les traces fossiles sont comptées dans le minéral attaqué, tandis que les traces induites sont comptées dans un détecteur externe en muscovite, pauvre en Uranium, collé contre les minéraux polis, avant l'irradiation. Cette feuille de muscovite est ensuite attaquée à l'acide fluorhydrique à 48% pendant 15 minutes à 20°C. Ces méthodes expérimentales sont largement décrites par Naeser (1978) et Gleadow (1981).

Avec cette méthode, les traces de fission fossiles sont créées par le passage des fragments de fission de l'Uranium 238 dans le minéral, dans une géométrie 4. Par contre, les traces induites résultent du passage des fragments de fission de l'Uranium 235 du zircon dans la muscovite, dans une géométrie 2. Afin de corriger cette différence dans la géométrie d'enregistrement des traces fossiles et induites, nous avons utilisé un facteur de correction 0.5 et l'équation d'âge employée est:

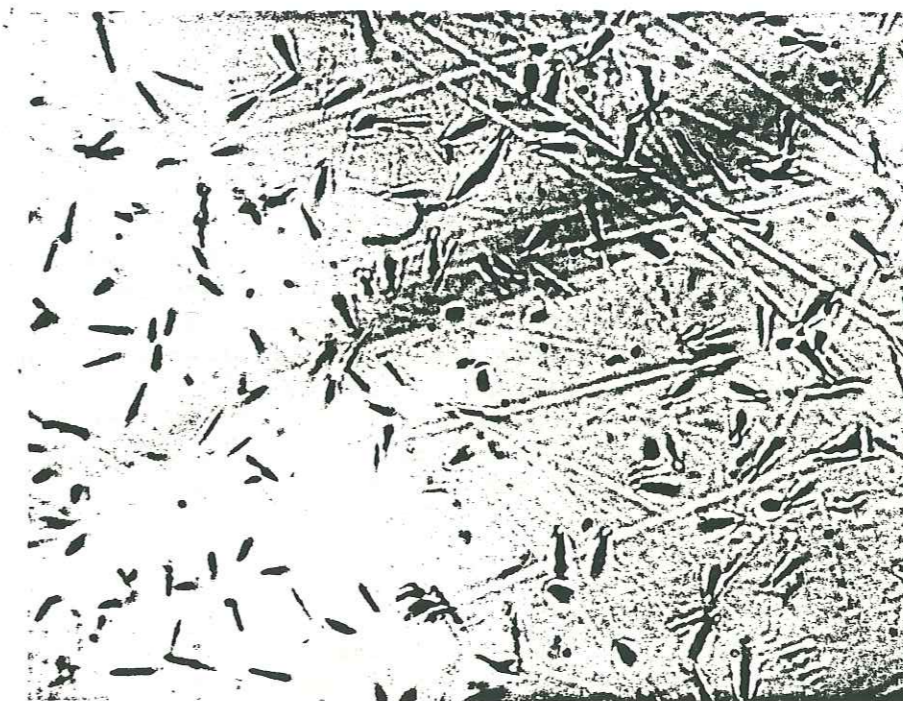
$$A = \frac{1}{\lambda_D} \text{Log} \left[1 + \frac{\sigma \text{I} \Phi \lambda_D}{\lambda_F} \frac{\rho_F}{2 \rho_I} \right]$$

où:

ρ_F = densité de traces fossiles, issues de la fission spontanée de l'Uranium 238.

ρ_I = densité de traces induites, issues de la fission induite de l'Uranium 235 en pile.

Les traces de fission fossiles des zircons d'un gabbro pegmatoïde du massif de Rocciavré (grossissement 1600x).



λ_D = constante de désintégration totale de l'Uranium 238,

$$\lambda_D = 1.551 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

Φ = dose de neutrons thermiques reçue par l'échantillon (neutrons/cm²).

σ = section efficace de l'Uranium 235 pour les neutrons thermiques,

$$\sigma = 580 \cdot 10^{-24} \text{ cm}^2.$$

I = rapport isotopique de l'Uranium (235/238),

$$I = 7.252 \cdot 10^{-3}.$$

λ_F = constante de fission de l'Uranium 238,

$$\lambda_F = 7.03 \cdot 10^{-17} \text{ ans}^{-1} \text{ (Roberts et al., 1968).}$$

A = âge en ans.

Des résultats expérimentaux (Gleadow et Lovering, 1977; Green et Durrani, 1978) ont montré de façon concluante que cette valeur de 0.5 était bien appropriée pour les surfaces du minéral ayant une vitesse d'attaque chimique lente. Ces surfaces sont reconnaissables par leurs rayures de polissage. Ainsi, nous n'avons compté que ces surfaces, où le rendement de l'attaque chimique est maximum, se rapprochant le plus de celui du détecteur muscovite, égal à 1 (Fleischer et al., 1975; Hurford et Green, 1982). Nos échantillons ont été irradiés à Grenoble (C.E.N.G.) dans la colonne thermique du réacteur ILL. La dose a été calibrée à l'aide de pastilles de Cobalt 59, irradiées en même temps que les zircons, puis calibrée avec une source de Cobalt 60, d'activité connue (sur un compteur au Germanium - Lithium). A cause de la teneur très faible en Uranium de ces zircons, une dose de $19.5 \cdot 10^{15}$ neutrons/cm² a été nécessaire pour produire suffisamment de traces induites dans la muscovite. Les calculs d'erreurs sont basés sur le modèle mathématique de Johnson et al. (1980).

3) Données analytiques:

Elles sont regroupées dans le tableau 1. Une colonne a été rajoutée pour la concentration en Uranium des zircons datés; les valeurs sont des moyennes, à prendre en compte à titre d'ordre de grandeur seulement, les zircons étant des minéraux de concentration en Uranium variable au sein d'une population.

IV- RESULTATS ET INTERPRETATION.

Tous les âges obtenus sur ces zircons sont du Crétacé supérieur, confirment l'intensité du métamorphisme HP dans cette zone et amènent des précisions quant au refroidissement des différents massifs étudiés. En effet, les âges obtenus, Viso 135 +/- 8 Ma, Rocciavré 93 +/- 7 Ma, Lanzo 95 +/- 9 Ma et 90 +/- 8 Ma, démontrent bien que le chronomètre TF de ces zircons a totalement été remis à zéro lors de la phase éclogitique alpine au Crétacé supérieur. Ils datent le refroidissement de cette phase qui, compte tenu des valeurs obtenues, semble ne pas avoir été synchrone dans tous ces massifs. C'est l'échantillon du Viso qui semble avoir refroidi le plus tôt à la suite du pic thermique éclogitique. En effet, l'âge de ces zircons est concordant avec ceux obtenus par différentes méthodes sur les roches éclogitiques alpines et interprétés comme datant l'éclogitisation: 110-130 Ma pour les éclogites du Monte Mucrone en Rb-Sr sur Roche Totale (Oberhansli et al., 1983), 120-130 Ma sur les phengites des éclogites du Monte Mucrone en Ar39-Ar40 (Hy, communication personnelle), 129 Ma

TABLE 1.
Données analytiques

Echantillon	Minéral	Fossile		Induite		Neutron dose x10 ¹⁵ n/cm ²	Age ± 2σ (Ma)	Nombre de grains de champs	r ^b
		Traces x10 ³ /cm ²	Traces ^a	Traces x10 ³ /cm ²	Traces ^a				
Lanzo VL63		6.1	25	37.4	153	19.57	95 ± 9	5	0.97
Lanzo VL77	zircon	2.8	41	17.9	265	19.57	90 ± 8	13	0.90
R296	zircon	27.7	275	173.1	1717	19.57	93 ± 6	7	0.89
Viso	zircon	8.4	75	36.05	323	19.57	135 ± 8	7	0.96

^a number of tracks counted

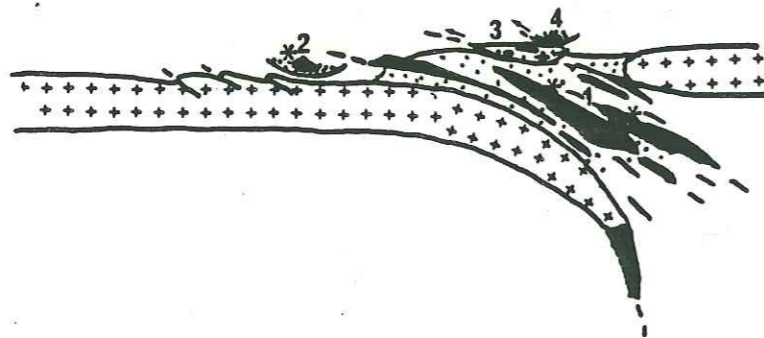
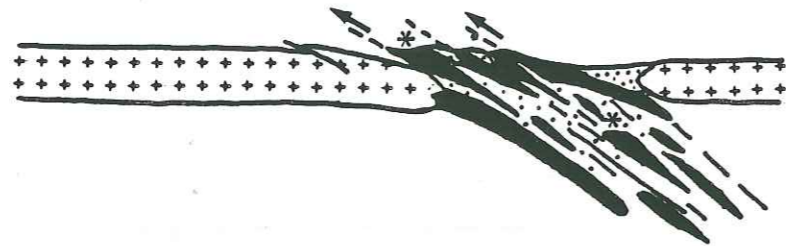
^b r=correlation coefficient

$$\lambda_F = 7.03 \cdot 10^{-17} \text{ an}^{-1}; \quad {}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U} = 7.252 \cdot 10^{-3};$$

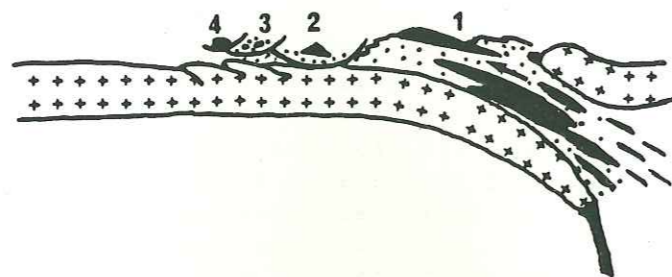
$$\sigma = 580 \cdot 10^{-24} \text{ cm}^2$$

Figure 4: Modèle géodynamique expliquant le refroidissement tardif des massifs de Rocciavré et Lanzo par rapport au massif du Viso, refroidi très peu de temps après le pic éclogitique alpin à 135 Ma. Tant que les nappes ophiolitiques d'origine plus interne (3: unités de Médille, Agnel et Clausis; 4: unité du Chenaillet) ne sont pas mises en place en position externe, les unités de Rocciavré et Lanzo (1) ne peuvent remonter et se refroidir. Par contre, l'unité du Viso (2), remontée très vite en surface peu de temps après son éclogitisation, se refroidit très vite.

120_130



90_95



sur les zircons du granite éclogitique du même endroit par traces de fission (Carpéna, 1984), 105-115 Ma sur les phengites du Mont Rose en Ar39-Ar40 (Monié, 1984), 105 Ma sur les phengites d'une roche à coésite du socle de Dora Maira en Ar39-Ar40 (Monié, 1984).

Par contre, les échantillons de Rocciavré et de Lanzo ont fourni des âges TF sur zircons plus jeunes, aux alentours de 90 Ma. Nous interprétons aussi ces âges comme des âges de refroidissement, celui-ci ayant été pour ces massifs, plus tardif. En effet, aucune différence significative dans l'histoire métamorphique ne peut être invoquée pour expliquer cette différence d'âge avec les zircons du Mont Viso. Seul un refroidissement plus tardif après le pic éclogitique, pourrait rendre compte de cette différence. En effet, maintenus en profondeur plus longtemps après ce pic thermique, les massifs de Rocciavré et Lanzo n'auraient pu remonter en surface et se refroidir que plus tard, vers 90 Ma. Quelle a été la cause de ce retard? Celui-ci pourrait être dû aux unités d'origine plus interne, comme celles du Chenaillet, ou de Médille, Agnel, Clausis, en position plus superficielle, qui se seraient mises en place dans leur position externe, un peu avant 90 Ma. Nous supposons dans ce schéma, que le transport de ces nappes, n'a provoqué dans leur matériel ophiolitique, aucun réchauffement suffisant pour affecter le chronomètre TF des zircons. La figure 4 montre la position de ces différentes unités au cours de la phase de HP alpine, dans ce secteur des Alpes franco-italiennes.

V- CONCLUSION.

L'étude TF effectuée sur les zircons de ces roches a montré que le pic éclogitique a totalement remis à zéro l'horloge de nos chronomètres, confirmant bien que la zone Piémontaise interne a subi un métamorphisme HP plus chaud que la zone Piémontaise externe.

L'application de la méthode des traces de fission aux zircons des ophiolites éclogitisées des massifs du Mont Viso, Rocciavré et Lanzo, nous a permis de dater le refroidissement de la phase éclogitique dans ces massifs. Les âges obtenus indiquent que ce refroidissement n'a pas été synchrone dans tous ces massifs: le massif du Viso se serait refroidi très peu de temps après le pic éclogitique, tandis que les massifs de Rocciavré et Lanzo ne se refroidiraient que bien plus tard, à 90 Ma, lorsque les nappes ophiolitiques d'origine plus internes se sont mises en place en position externe.

Une conclusion supplémentaire doit être mentionnée: le métamorphisme Schiste Vert ayant affecté ces trois massifs d'ophiolites n'a pas affecté le chronomètre TF de leurs zircons. Nous suggérons que ce métamorphisme a pu se produire dans la foulée du métamorphisme HP, à la suite d'une diminution de la pression à température constante. Cet événement thermique serait alors distinct du métamorphisme lépontin. C'est peut-être ce métamorphisme schiste vert qui a duré plus longtemps dans les massifs de Rocciavré et Lanzo, maintenus en profondeur. L'étude TF des apatites de ces roches nous fournirait des renseignements sur la fin de l'histoire thermique de ces massifs.

BIBLIOGRAPHIE:

BRIGGS N.D., MAESER C.W. and MAC CULLOH T.H., 1981, Thermal history of sedimentary basins by fission track dating, *Nuclear Tracks*, 5, 235-237.

CARPENA J., 1984, Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes: relation tectonique-métamorphisme, Thèse d'état, Université des Sciences d'Orsay, 200pp.

CARPENA J. et CABY R., 1984, Fission Track evidence for Late Triassic oceanic crust in the French Occidental Alps, *Geology*, 12, 108-111.

COMPAGNONI R. and SANDRONE R., 1979, Il massiccio ultrabásico di Lanzo nel quadro

- del metamorfismo alpino, *Soc. Ital. Min. Petrol.*, 35(2), 842.
- DODSON H.H., 1981, *Thermochronometry*, *Nature*, 293, 606-607.
- FLEISHER R.L., PRICE P.B. and WALKER R.M., 1975, *Nuclear Tracks in Solids*, Univ. California press, Berkeley, 605pp.
- GLEADOW A.J.W., 1981, *Fission Track Dating methods: what are the real alternative?*, *Nuclear Tracks*, 5, 3-14.
- GLEADOW A.J.W. and LOVERING J.F., 1977, *External detectors in fission track dating*, *Nuclear Tracks*, 1, 99-106.
- GLEADOW A.J.W. and DUDDY I.R., 1981, *A natural long term track annealing experiment for apatite*, *Nuclear Tracks*, 5, 169-174.
- GREEN P.F. and DURRANI, 1978,
- HURFORD A.J. and GREEN P.F., 1982, *A user's guide to fission track dating calibration*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 343-354.
- JOHNSON N., MAC GEE V.E. and NAESER C.W., 1979, *A practical method of estimating standard error of age in the fission track dating method*, *Nuclear Tracks*, 3, 93-99.
- KRISHNASWAMI S., LAL D., PRABHU N. and MAC DOUGALL D., 1974, *Characteristics of fission tracks in zircon: applications to geochronology and cosmology*, *Earth Planet. Sci. Letters*, 22, 51-59.
- LOMBARDO B., NERVO R., COMPAGNONI R., MESSIGA B., KIENAST J.R., MEVEL C., FIGRA L., PICCARDO G.B. and LANZA R., 1978, *Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi Occidentali)*, *Rendiconti Soc. Ital. Miner. Petr.*, 34, 253-305.
- MEVEL C., KIENAST J.R. and LEIKINE M., 1982, *Découverte et signification de l'association métamorphique aegyrine-riebeckite dans un gabbro ophiolitique du Chenaillet (Alpes Occidentales)*, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 295, II, 809-812.
- MONIE H., 1984, *Etude par la méthode Ar39-Ar40 de la redistribution de l'Argon dans les minéraux des socles anciens repris par l'orogénèse alpine. Application à la géochronologie des massifs de l'Argebtera-Mercantour, du Mont Rose et de la Grande Kabylie*, Thèse 3ème cycle, Univ. Sci. Montpellier, 208pp.
- NAESER C.W., 1978, *Fission Track Dating*, U.S. Geological Survey Open-File Rept., 76-190.
- NICOLAS A., 1966, *Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes Piémontaises)*, Thèse, Nantes, 299pp.
- NICOLAS A., 1974, *Mise en place des péridotites de Lauzo (Alpes piémontaises): relation avec tectonique et métamorphismes alpins; conséquences géodynamiques*, *S.M.P.H.*, 54, 2/3, 449-460.
- NICOLAS A. et BOUDIER F., 1977, *Orogenic basic ultramafic association*, C.M.R.S. symposium, 54pp.
- OBERSHANSLI R., HUNZICKER J.C. and MARTINOTTI G., 1983, *The Mucrone eclogites:*

- indicators of crustal thickening*, *Terra Cognita*, 3, 2-3, 188.
- POGNANTE U., 1980, *Preliminary data on the Piemonte ophiolite Nappe in the lower val Suza - val Chisone area, Italian western Alps*, *Ophioliti*, 5, 2/3, 221-240.
- ROBERTS J.H., GOLD R. and ARMANI R.J., 1968, *Spontaneous fission decay constant of Uranium 238*, *Phys. Rev.*, 174, 1482-1484.
- WAGNER G.A., 1972, *The geological interpretation of fission track ages (Abstract)*, *Trans. Amer. Nucl. Soc.*, 15, 117.
- WAGNER G.A., 1979, *Correction and interpretation of fission track ages*, "Lectures in Isotope Geology", E. Jager and J.C. Hunzicker, Eds. Springer-Verlag, Berlin, 170-177.
- WAGNER G.A., 1981, *Fission track ages and their geological interpretation*, *Nuclear Tracks*, 15, 15-25.
- ZEITLER P.K., JOHNSON N.M., NAESER C.W. and TAHIRKHELI R.A.K., 1982, *Fission Track evidence for Quaternary uplift of the Munga Parbat region*, *Nature*, 298, 255-257.

III- HISTOIRE THERMIQUE ALPINE DU SOCLE DU GRAND PARADIS. AGE ET INFLUENCE
THERMIQUE DE LA PHASE EOCENE.

Article 6: Tectonic interpretation of an inversal gradient of zircon Fission
Track ages with altitude: alpine thermal history of the Gran Paradiso basement.

Contrib. Miner. Petrol., soumis.

Un échantillonnage serré le long de coupes verticales et Nord-Sud dans le socle
gneissique du massif du Grand Paradis a été nécessaire pour expliquer un
gradient inverse des âges TF sur zircons avec l'altitude. Ce gradient a pu
être créé par un phénomène de métamorphisme inverse que nous relierions à la mise
en place de la nappe Austro-alpine (Sézia Lanzo et Dent Blanche) sur le massif
du Grand Paradis, à l'Eocène.

TECTONIC INTERPRETATION OF AN INVERSAL GRADIENT OF ZIRCON FISSION TRACK AGES
WITH ALTITUDE: ALPINE THERMAL HISTORY OF THE GRAN PARADISO BASEMENT.

J. CARPENA

Centre des Faibles Radioactivités
Laboratoire mixte C.N.R.S. - C.E.A.
Domaine du C.N.R.S.
91190 Gif sur Yvette, France.

ABSTRACT

An extensive sampling along vertical and North-South cross-sections in the Gran Paradiso basement (internal crystalline massif, Occidental Alps) reveals an inverse gradient of zircon Fission Track ages with altitude which is explained by an "inverted metamorphism" during Eocene time. Subsequently the obduction of the Schistes Lustrés Nappe (High Pressure eoalpine phase), the Gran Paradiso massif cooled down 90-80 Myrs ago. The Austro-Alpine nappe of the Monte Emilius - Dent Blanche overthrust the Gran Paradiso massif 38-40 Myrs ago, inducing in its basement an "inverted metamorphism" or more precisely a "Nappe Tectonic Emplacement Metamorphism" (greenschist facies). The last cooling below 100°C occurred as early as 35-40 Myrs in the southern Gran Paradiso massif; in the northern part, this last cooling occurred 20 Myrs ago, accompanied with an important uplift phase (2 mm/year).

INTRODUCTION

In spite of many studies on the Alpine chain many problems still remain open. Of special interest among these, is the evolution of the temperature during the tectonic history of the chain. A contribution to the understanding of this problem can be given by an extensive geochronological investigation in an internal crystalline massif as Gran Paradiso, which represents the eastern margin of the European plate.

Fission track (FT) dating of apatite-zircon pairs is a very suitable thermo-chronometer for the study of the thermal history of alpine chains (Zeitler, 1980; Zeitler et al., 1982; Mailhé et al., 1983). The use of both minerals for FT dating yields thermal and time constraints for the evolution of the Western Alps during alpine tectonics. The advantage of this method is that the temperature is the only determining parameter for the annealing of fission tracks. The main aims of this study are to provide new data on the Gran Paradiso massif and to discuss them in the scheme of the alpine chain.

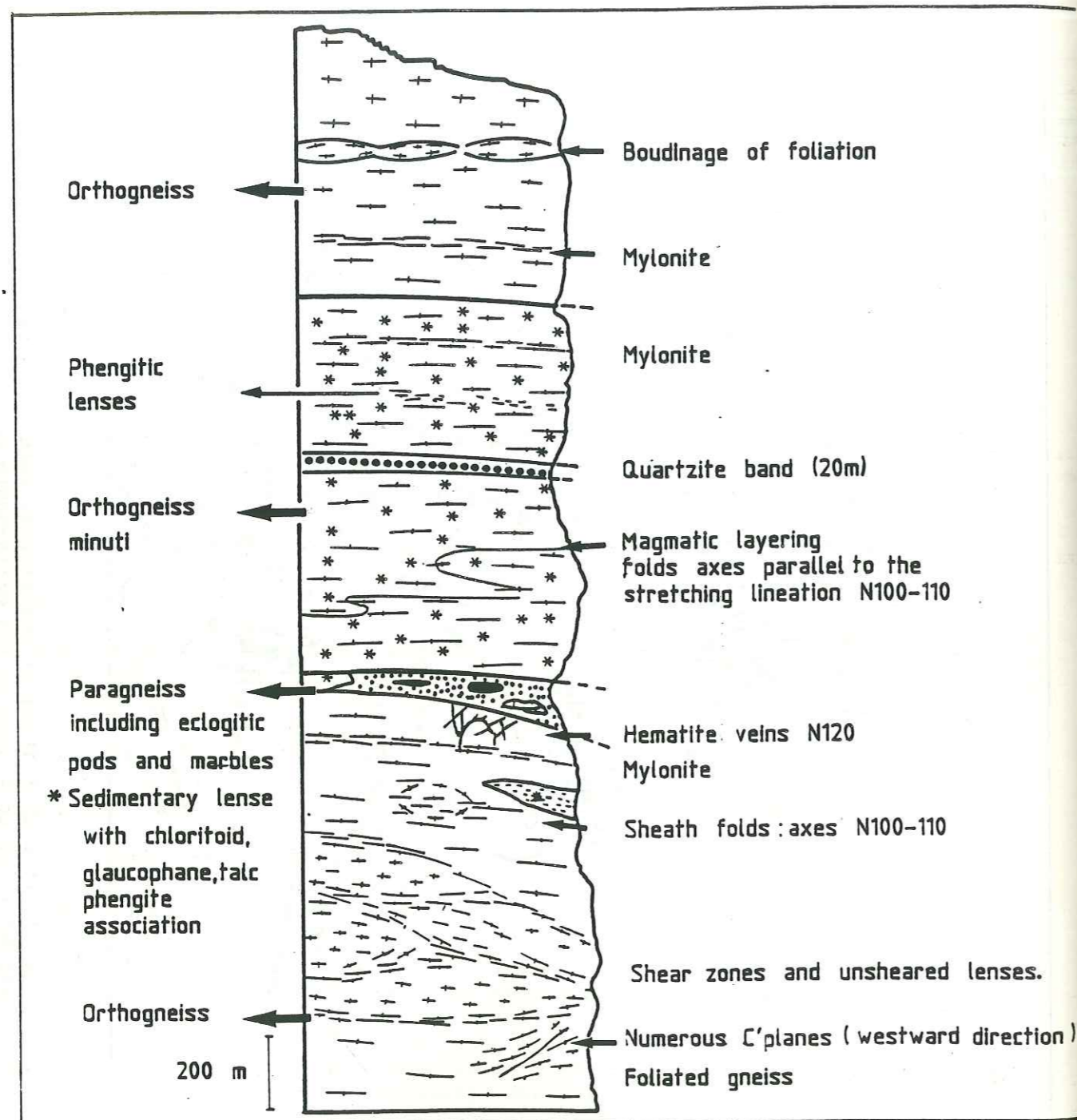


Figure 2: A synthetic log of the different facies encountered in the Gran Paradiso basement with their main tectonic features.

albite and chlorite being more and more important with annealing features sometimes well developed (Quartz mosaic). In the southern part of the massif, these transformations are well developed only in the shear zones, in other places this phase caused cold cataclastic deformations. The HP relicts are mostly present in the whole basement, but they are retro-morphosed in greenschist facies, most often in the north of the massif and in the upper parts of the southern part of the massif.

EXPERIMENTAL TECHNIQUES:

Zircons were separated from the 60-120 μm fraction of the rock by means of heavy liquids and a Frantz Isodynamic Separator. The zircons were mounted in Teflon, polished and etched in a eutectic melt of potassium hydroxide and sodium hydroxide (11.2mg-8.0mg) at 210-235°C until 238U spontaneous fission tracks became visible at 1600x magnification (oil immersion Leitz objective) (Gleadow et al., 1976). Etching time was 5 to 8 hours. The zircons were dated by the external detector method; spontaneous tracks are counted in the etched minerals but the induced tracks are counted in the same area in an external detector of low uranium muscovite, held against the zircons during irradiation. This muscovite is subsequently etched in 48% hydrofluoric acid at 20°C for 15 minutes to reveal the induced track density. These procedures have been described by Naeser (1978) and Gleadow (1981). Only those surfaces which present sharp polishing scratches have been counted, because they have a high etching efficiency close to the etching efficiency of the muscovite detector.

Apatites have been dated using the population method (Naeser, 1978). Splits of apatites were annealed at 550°C for 2 hours. Subsequent to irradiation, splits of apatites samples were mounted, polished and then etched in 7% HNO₃ for 35 seconds at 20°C. Plateau ages method has been used to obtain corrected ages as described by Carpena (1980-1981).

The zircons and the apatites received a thermal neutron dose with a low fast neutron component (thermal neutron / fast neutron = $1.6 \cdot 10^{13} / 5 \cdot 10^9$), in the C.E.N.G. ILL Reactor (Grenoble). The doses were monitored using Co59 foils. The ages have been calculated with $\lambda F = 7.03 \cdot 10^{-17} \text{ yr}^{-1}$, the combination of this value with Co59 dosimetry giving correct results (Carpena et al., 1984).

For zircon ages, estimates of errors are based on the model of Johnson et al., (1980). Standard errors of the mean of the induced and fossil track counts, plus the error on the neutron dose determination were used to calculate the overall uncertainties for apatite age determinations.

FISSION TRACK AGES.

The ages obtained are reported on the maps of figure 3. The analytical data are presented in tables 1 and 2.

Zircon Fission Track ages:

Zircon ages lie between 29 and 93 Myrs (table 1) and divide the Gran Paradiso basement in four zones (figure 3):

- A Bonneval-Lavannes zone in the most south-western part of the massif, is characterized by a normal gradient of zircon ages with altitude, from 72 Myrs in the valleys to 93 Myrs in the summits.

- A southern zone in the surrounding areas of the Val Grande and Val d'Orco valleys is characterized by Upper Cretaceous ages from 82 to 59 Myrs. In this zone, an inverse gradient of zircon ages with altitude has been detected, i.e. in the valleys (altitude 1100-1300m) zircons yield 82-80 Myrs FT ages, and the ages become younger and younger with increasing altitude, the higher rocks (2600m) yielding ages of about 60 Myrs. On figure 4a, the zircons FT ages from this zone correlate with the altitude of the sampling locality.

In this two zones, the zircons from four mylonites have been dated: Nivollet (sample n°23), Carro (sample n°9), Loseraï (sample n°21) and Daviso (sample n°5); they yield ages between 39 and 44 Myrs, independently of the altitude (figure 4a).

- A northern zone where zircons yield Eocene FT ages (figure 3) and present

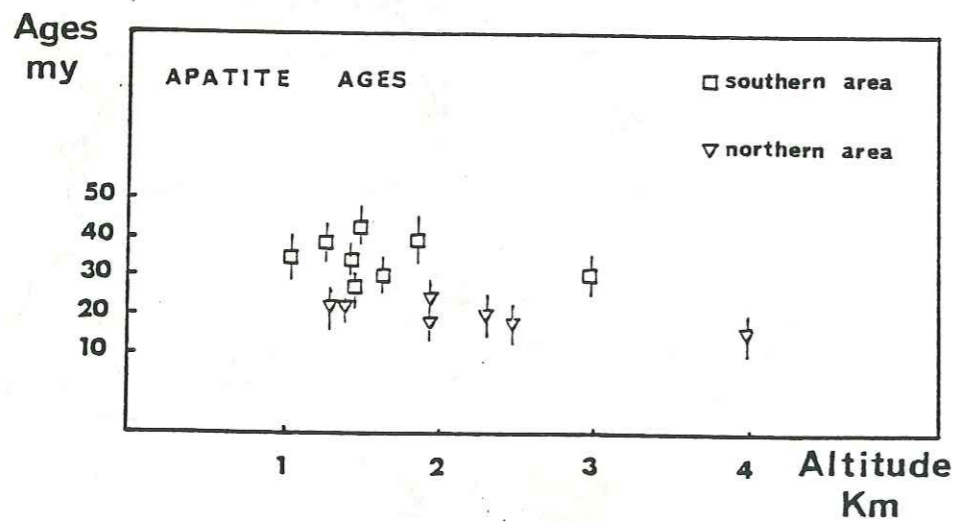
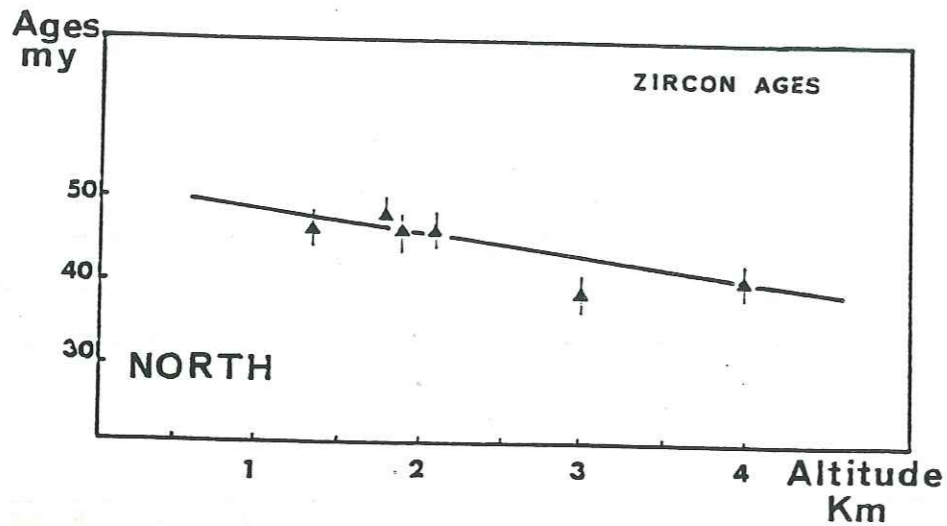
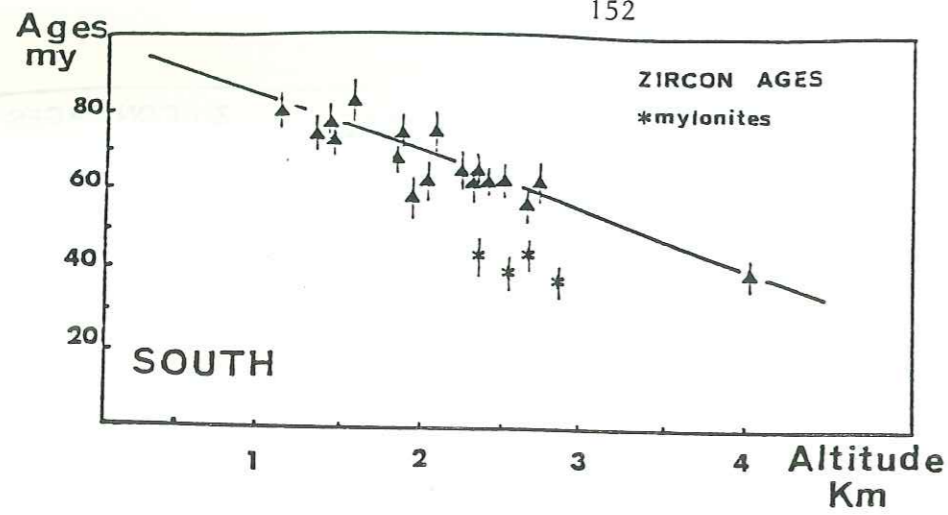


Figure 4: Zircon and apatite Fission Track ages versus the altitude:

a) zircons from the southern zone of the Gran Paradiso massif yield Upper Cretaceous ages (except for mylonites) and present an inverse gradient of ages with the altitude of sampling

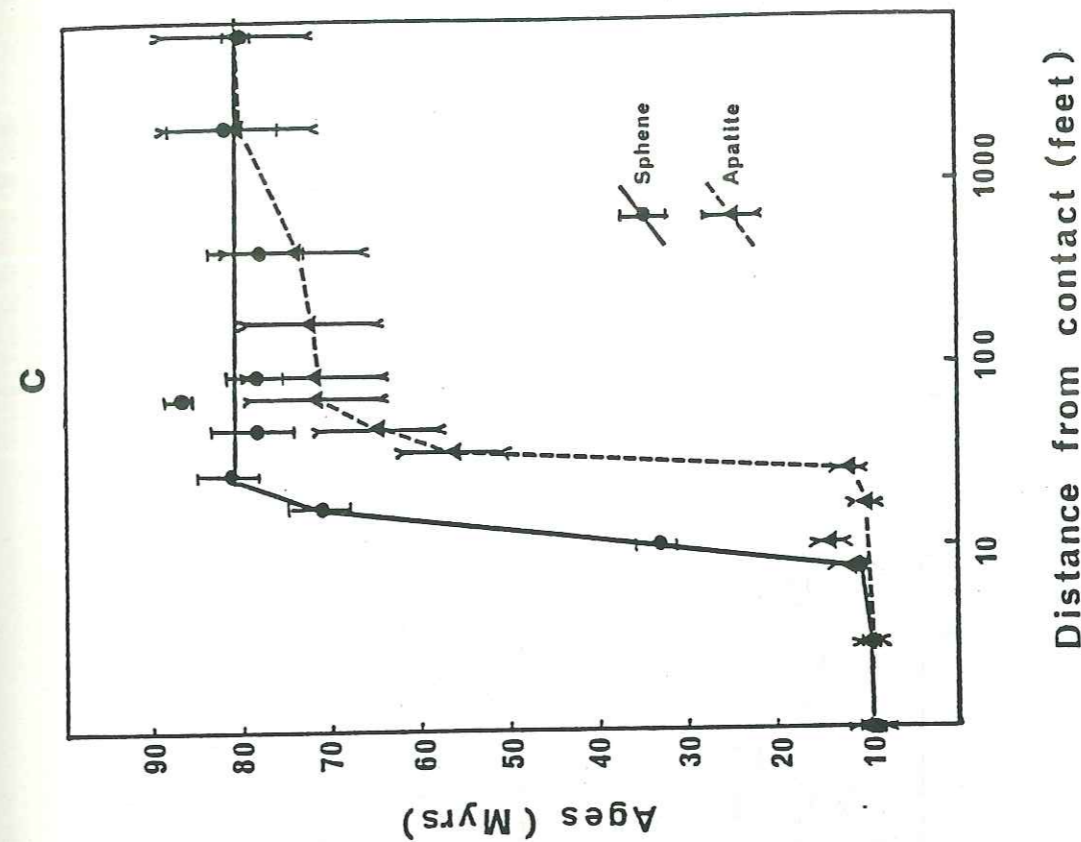
b) zircons from the northern zone of the Gran Paradiso massif yield Eocene ages and present again an inverse gradient of ages with the altitude of sampling

c) apatites from the Gran Paradiso basement do not present a significant inverse gradient of ages with the altitude (square: samples from the southern zone; triangle: samples from the northern zone).

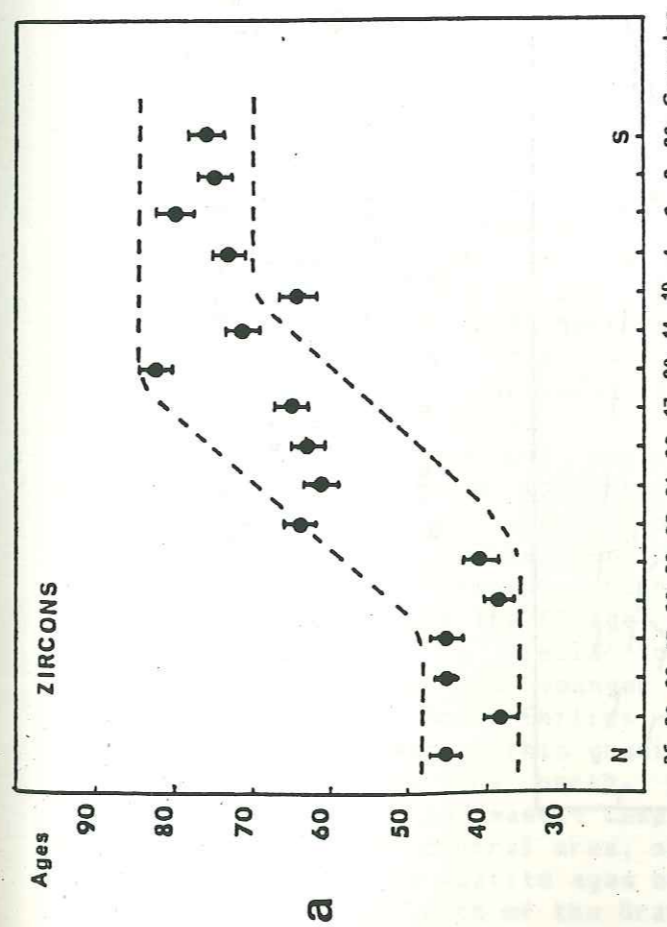
a

b

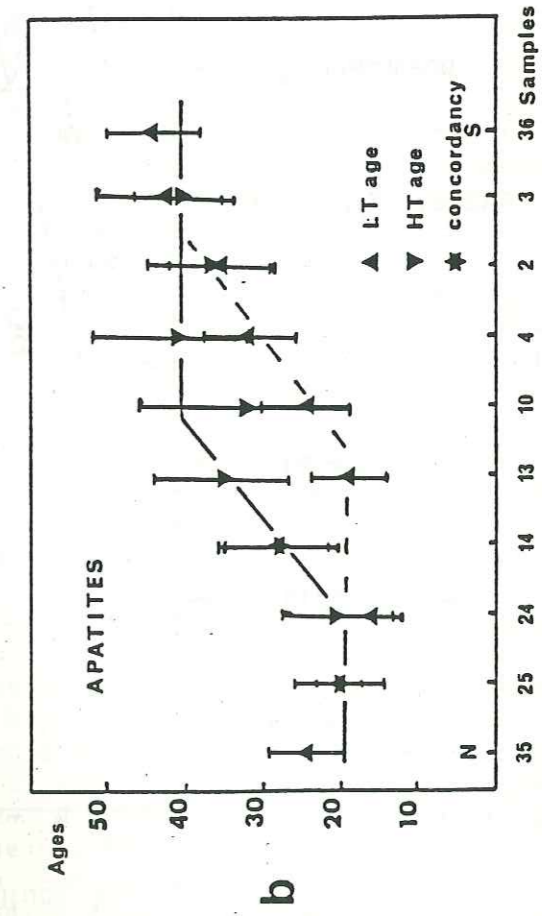
c



c



a



b

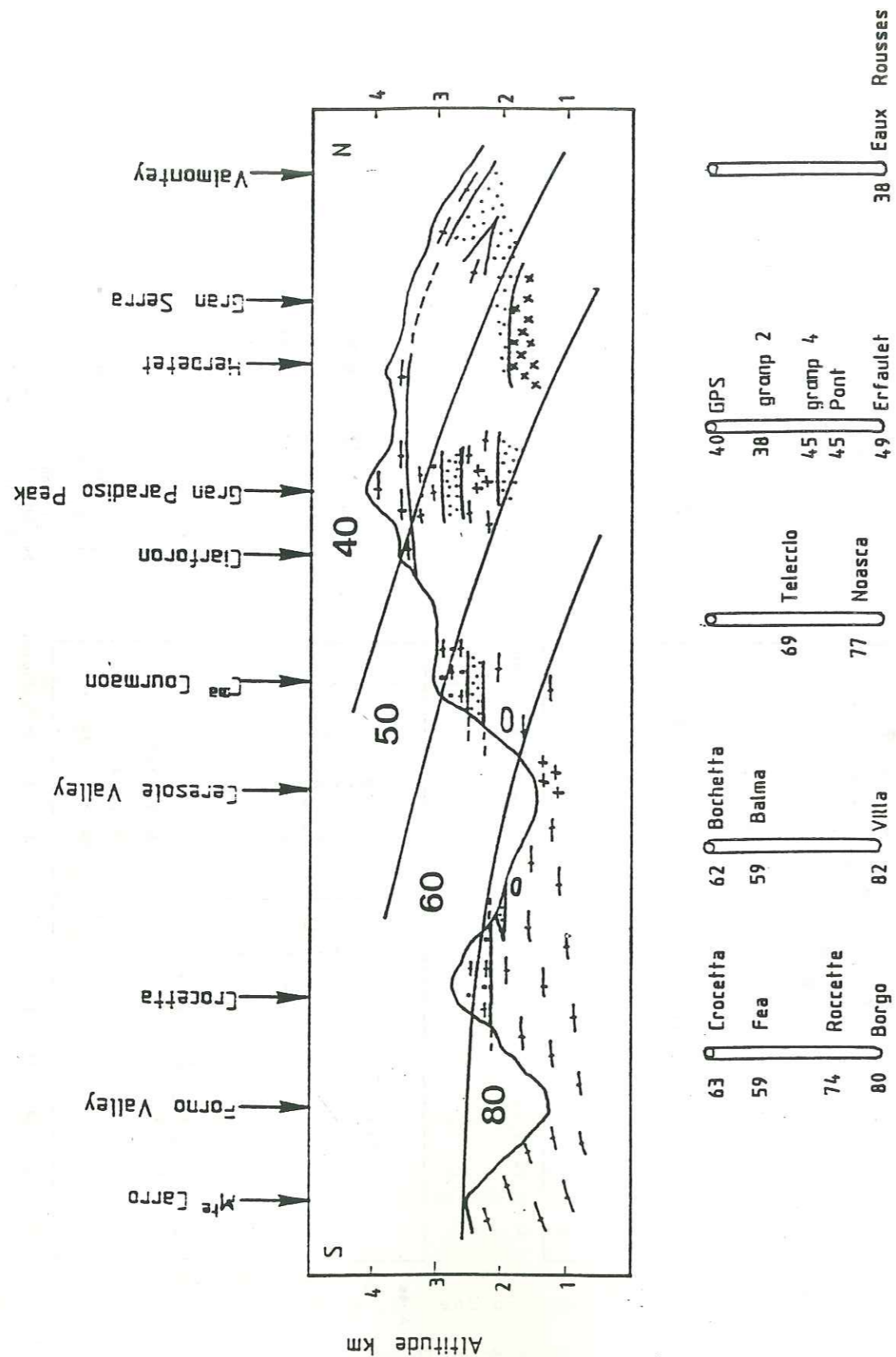
Figure 5: Zircon and apatite Fission Track ages along a North-South cross-section (the emplacement of this cross-section is specified on the map of the figure 1):

a) zircon FT ages along the North-South cross-section. The sample 36 come from the Dora Maira massif, another internal crystalline massif, situated in the south of the Gran Paradiso massif

b) apatite FT ages along the same North-South cross-section

c) FT ages of sphene and apatites in the vicinity of a volcanic intrusion in the Cathedral Peak granite (from Calk and Naeser, 1973).

Figure 6: Zircon Fission Track ages distribution on a North-South cross-section in the Gran Paradiso basement (same legend as in figure 2). The cores represent the different vertical cross-sections studied and the zircon FT ages obtained.



the northern zone of the Gran Paradiso massif, 40 Myrs ago, completely erasing fission tracks in zircons from this latter zone.

Thus, FT ages of zircons from the northern zone indicate that this area had cooled down below 230-235°C 40 Myrs ago, in Eocene Time. We propose to relate this "hot event" to the final Westward emplacement of the Monte Emilius - Dent Blanche Nappe (Schistes Lustrés + South Alpine continent basement). This nappe overthrust the Gran Paradiso massif, 40 Myrs ago and induced in its basement an "inverted metamorphism" or more precisely a "Nappe Tectonic Emplacement Metamorphism" (figure 6). The movement of the upper mass should have been rapid (up to 10 cm/yr) compared with the heat loss through conduction (to preserve a regularization of the gradient) (Minear and Toksöz, 1970; Oxburgh and Turcotte, 1970; Toksöz et al., 1971; Ernst, 1973; Turcotte et Schubert, 1973; Bird et al., 1975; Aprahamian et Prairies, 1981). In this model, the thrust event is the mechanism responsible for the apparition of the inverse gradient of ages. In this scheme, the southern ultramylonitic and mylonitic zones of Eocene age are a manifestation of this tectonic phase which occurred in the North. We infer that the Monte Emilius - Dent Blanche austro-alpine nappe has never overlain the Bonneval - Lévannes zone as we observe in this zone a normal gradient of ages with altitude and in addition, jadeite has been preserved in this area (Saliot, 1978).

The 29-35 Myrs ages obtained in the south-eastern zone of the Gran Paradiso basement are easily explained if we consider the Sesia Lanzo zone as a part of the upper nappe, responsible for the "inverted metamorphism" (see figure 7). These data are concordant to those (unpublished) obtained on zircons from the Sesia Lanzo zone where a gradient of ages, from 30-40 Myrs in the external part to 120-130 Myrs in the most internal part (Mucrone granite, Ivrea gneiss), has been detected. More extensive dating studies in this area and in the Dent Blanche Nappe are in progress. The tectonic interpretation of these FT ages is illustrated by the cross-section of figures 6 and 7.

Apatites FT ages:

This mineral is more sensitive than zircon. The apatite ages map (figure 3) demonstrate that the emplacement of the Monte Emilius - Dent Blanche Nappe, during Eocene time, has been registered by this mineral in the whole basement of the Gran Paradiso. However, this mineral does not present an inverse gradient of ages with altitude (figure 4c). It can be thus assumed that the apatite FT ages are uplift related cooling ages: the last cooling below 120 +/- 20°C occurred as early as 35-40 Myrs in the south, but later at 20 Myrs in the North. In this latter zone, the basement cooled down from about 400-450°C (see the paragraph Geological outlines) to less than 120°C between 40 and 20 Myrs (cooling rate: 16.5°C/Myr).

Because apatites from the south of the massif yield Eocene ages concordant to those of zircons from the northern zone, it can be assumed that the nappe emplacement effectively took place during Eocene time and that the thermal reequilibration after the inverted metamorphism occurred a very short time after the Dent Blanche emplacement (about 1 or 2 Myrs).

In figure 5b, where the FT ages are plotted along a North-South cross-section, the apatite curve is similar to that of zircons. Apatite ages, obtained along this cross-section, are younger and younger going north and indicate that the cooling after the Monte Emilius - Dent Blanche Nappe emplacement occurred later and later going North; this gradient would be explained by an increasing of the nappe thickness to the north. How is the existence of plateau ages in the central area of the massif explained? A slight thermal imprint may have occurred in this central area, subsequently to the important uplift phase of 2 mm/yr (deduced from apatite ages between 2000 and 4000 meters of altitude) which took place in the north of the Gran Paradiso massif 20-25 Myrs ago (uplifting of

isotherms).

DISCUSSION:

Tectonics ages:

The age of the major tectonic features observed in the Gran Paradiso basement can be deduced from this FT study:

- Upper Cretaceous zircon FT ages and the Upper Cretaceous tectonics:

It can be concluded from this study that the HP eoalpine phase had really occurred in the Gran Paradiso basement, reopening the FT thermochronometers. This phase is related to the westward obduction of the ophiolites nappe on the internal crystalline massifs. The small angle foliation, the very constant stretching lineation N100-110, sometimes very strongly marked (samples Pariottes, Borgo, Ecot, Noasca, Villa), the numerous N100-110 oriented folds and the hectometric sheath folds must have been generated during this Upper Cretaceous phase, just before 80-90 Myrs, unless one assumes that such tectonic features can be created at a temperature lower than 200-250°C.

- Eocene FT ages and the Eocene tectonics:

The mylonitic and ultramylonitic zones encountered in the southern zone have always yielded Eocene ages, whatever the direction of their movement (East or West); this movement is responsible in these shear zones for a shear heating phenomenon by which the zircon chronometers were completely reset. This phenomenon is in relation with the Monte Emilius - Dent Blanche Nappe tectonic emplacement during Eocene time. In the northern part of the massif, the foliation and the stretching lineation are similar to those in the southern zone and it can be admitted that these tectonic features must have been constant from Upper Cretaceous to Eocene time. The cold cataclastic deformation affecting the southern basement of the massif, would have occurred during the Eocene tectonics.

- Miocene apatite FT ages and the Miocene tectonics:

Miocene apatites FT ages suggest that the Gran Paradiso was still tectonically active 20 Myrs ago, in relation with an important uplift phase (uplift rate: 2mm/yr) in the northern Gran Paradiso. In the southern massif, this tectonics was cold (the temperature never increased beyond 100-120°C), as the apatites from this area cooled down 100-120°C 35-40 Myrs ago.

CONCLUSION

The Gran Paradiso alpine evolution began during the Upper Cretaceous with High Pressure conditions (eoalpine phase) when the westward emplacement of the Schistes Lustrés Nappe took place. All the FT chronometers were continuously reset till the basement of this massif cooled down below 235°C, 90-70 Myrs ago. The Monte Emilius - Dent Blanche Nappe emplacement induced, 40 Myrs ago, an "inverted metamorphism", i.e. a "Nappe Tectonic Emplacement Metamorphism" in the Gran Paradiso basement (except in the Bonneval-Levannes zone), responsible for an inverse gradient of FT zircon ages with altitude (80-70 Myrs in the valleys at 1100-1300m, 57-60 Myrs at 2000 m and 38-40 Myrs in the summit at 4000m). The thermal reequilibration of this stage took place a very short time after. Indeed, as early as 35-40 Myrs ago, a normal gradient of apatites ages with altitude was established. The last cooling below 120°C occurred 35-40 Myrs ago in the southern part of the massif, but lasted till 20 Myrs ago in the northern

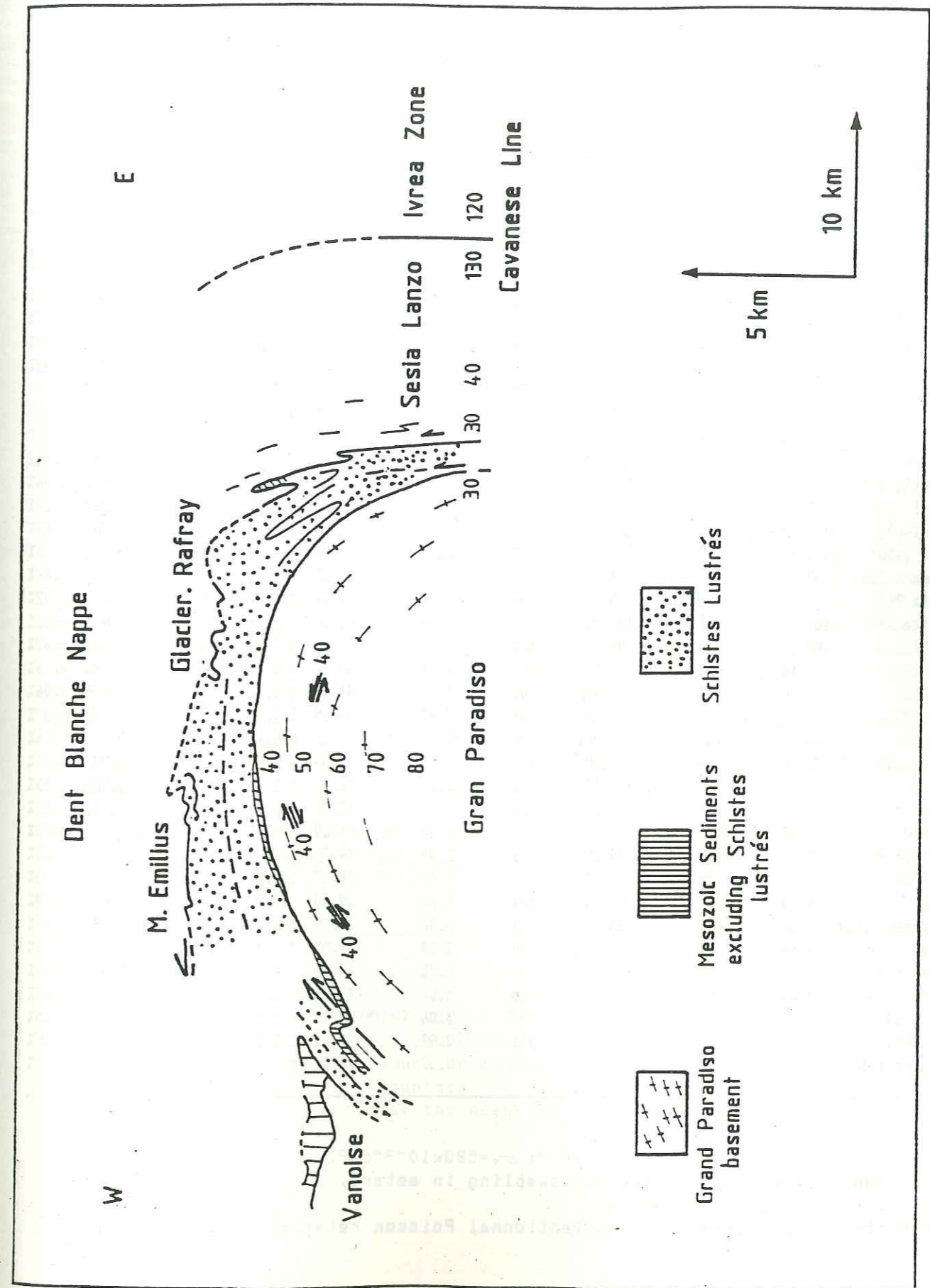


Figure 7: Zircon Fission Track ages distribution on a geological sketch section.

TABLE 1.
Zircon fission track analytical data.

Sample ^a	Fossil		Induced		Neutron dose x10 ²⁰ n/cm ²	Age ± 2σ ^c (my)	Number of grains or fields	r/σ _p ^c	
	Tracks x10 ²⁰ /cm ²	Tracks ^b	Tracks x10 ²⁰ /cm ²	Tracks ^b					
1 Chialamberto 1170	22.94	141	66.89	411	2.84	29.08 ± 1.54	7	0.921	9.80%
2 Borgo 1100	54.32	226	61.77	257	3.06	79.91 ± 3.79	7	0.920	9.16%
3 Forno 1300	41.08	376	46.54	426	2.84	74.55 ± 2.28	8	0.963	7.13%
4 Rocchetta 1850	51.02	258	62.50	316	3.06	74.23 ± 2.22	6	0.973	8.44%
5 Daviso 2280	36.28	353	70.82	689	2.84	43.38 ± 1.64	9	0.917	6.62%
6 Fea 2600	39.89	263	57.34	378	2.84	58.83 ± 3.57	9	0.803	8.08%
7 Iseran 2000	58.33	224	57.03	219	2.38	72.41 ± 2.29	6	0.972	9.54%
8 Ecot 2100	85.47	279	99.26	324	2.84	72.74 ± 2.13	6	0.977	8.21%
9 Carro 2780	103.21	218	163.82	346	2.03	38.16 ± 1.73	5	0.964	8.69%
10 Pariottes 3057	70.31	180	67.18	172	2.99	93.10 ± 2.31	5	0.994	10.70%
11 Bottegotta 1100	54.92	348	145.04	919	3.06	34.55 ± 1.84	6	0.933	6.36%
12 Fornetti 1200	78.62	317	167.65	676	2.36	33.01 ± 1.44	7	0.887	6.87%
13 Noasca 1400	111.25	178	154.37	247	3.67	76.62 ± 2.82	8	0.964	9.87%
14 Scalari 1450	150.81	222	233.01	343	3.67	70.66 ± 1.66	7	0.992	8.66%
15 Carbonara 2055	87.00	284	84.86	277	2.03	61.99 ± 2.80	6	0.958	8.49%
16 Bochetta 2406	72.44	204	70.31	198	2.03	62.29 ± 3.60	5	0.848	10.02%
17 Crocetta 2636	168.89	454	157.73	424	2.04	65.04 ± 2.74	7	0.959	6.82%
18 Balma 1922	102.35	452	104.61	462	2.04	59.46 ± 2.62	8	0.947	6.68%
19 Jervis 2250	92.16	407	87.40	386	2.04	64.05 ± 2.84	7	0.984	7.16%
20 Villa 1583	69.50	307	46.40	205	1.84	81.90 ± 3.72	8	0.916	9.06%
21 Loserai 2553	73.95	213	111.46	321	2.03	40.19 ± 1.83	6	0.962	8.89%
22 DB12 2500	46.57	155	135.21	450	3.06	62.69 ± 2.65	6	0.956	9.36%
23 Nivollet 2590	48.50	239	94.40	465	2.84	43.54 ± 1.07	6	0.988	8.01%
24 GP3 2300	140.20	332	152.44	361	2.23	61.05 ± 1.34	7	0.996	7.66%
25 GP4 2500	121.19	287	97.55	231	2.27	63.78 ± 1.52	5	0.992	8.88%
26 Pont 1960	45.06	199	85.59	378	2.84	44.59 ± 1.06	6	0.993	8.80%
27 Grap4 2100	76.33	298	104.25	407	2.04	44.55 ± 1.99	6	0.968	7.68%
28 Grap2 3000	68.01	222	108.76	355	2.04	38.07 ± 1.72	6	0.921	8.60%
29 GPS 4061	133.35	367	204.94	564	2.04	39.60 ± 1.88	6	0.877	6.78%
30 Eaux Rousses 1670	35.36	172	85.11	414	3.06	37.89 ± 2.17	9	0.899	9.11%
31 Erfault 1800	50.64	188	88.36	328	2.84	48.55 ± 2.09	7	0.939	9.19%
32 Teleccio 1750	107.42	220	104.00	213	2.25	69.14 ± 1.79	6	0.986	9.66%
33 Campiglia 1350	17.03	206	35.38	428	3.06	43.88 ± 2.89	7	0.904	8.53%
34 Tressi 1133	27.40	214	62.50	488	3.06	39.99 ± 2.49	7	0.929	8.25%
35 Cogne 1300	47.59	460	94.26	911	2.99	45.11 ± 2.16	7	0.951	5.80%
36 Dora Maira 1300	166.25	266	238.75	382	3.67	76.03 ± 3.67	7	0.876	8.04%

$$\lambda_p = 7.03 \times 10^{-17} \text{yr}^{-1}; \text{}^{235}\text{U}/\text{}^{238}\text{U} = 7.252 \times 10^{-3}; \sigma_p = 580 \times 10^{-24} \text{cm}^2.$$

^a Sample code followed by altitude of sampling in meters.

^b number of tracks actually counted.

^c r=correlation coefficient, σ_p =conventional Poisson relative standard error.

TABLE 2.
Apatite fission track analytical data.

Sample ^a	Fossil		Induced		Neutron dose x10 ²⁰ n/cm ²	Age ± 2σ ^c (my)	Number of grains or fields	s' ^c
	Tracks x10 ²⁰ /cm ²	Tracks ^b	Tracks x10 ²⁰ /cm ²	Tracks ^b				
1(ns) Chialamberto	0.428	109	1.732	198	1.06	15.06 ± 3.09	78/35	4.80%
2(ns) Borgo	1.133	185	2.054	275	1.06	34.90 ± 7.02	50/41	6.64%
2(290)	0.918	156	1.492	190	1.06	38.92 ± 8.20	52/39	6.02%
3(ns) Forno	1.973	116	2.920	267	1.03	41.52 ± 9.07	18/28	5.47%
3(290)	1.225	144	1.909	187	1.03	39.44 ± 4.96	36/30	4.10%
4(ns) Rocchetta	1.331	187	2.565	268	1.03	31.91 ± 5.91	43/32	6.73%
4(290)	0.725	116	1.075	144	1.03	41.44 ± 11.63	49/41	10.10%
8(ns) Ecot	0.564	94	1.718	202	1.06	20.79 ± 5.38	51/36	7.42%
10(ns) Pariottes	1.321	151	3.047	178	1.02	23.63 ± 6.38	35/16	11.57%
10(290)	1.439	141	2.756	90	1.02	31.79 ± 14.23	30/10	17.45%
11(ns) Bottegotta	0.566	111	1.571	277	1.06	22.82 ± 4.47	60/54	5.72%
13(ns) Noasca	1.408	253	4.451	436	1.01	19.09 ± 4.45	55/30	8.64%
13(290)	0.848	108	1.413	180	1.01	36.18 ± 8.15	39/39	6.92%
13(300)	0.419	85	0.736	101	1.01	34.33 ± 8.74	62/42	8.22%
14(ns) Scalari	2.473	420	5.279	362	1.01	28.26 ± 9.89	52/21	14.55%
14(290)	1.215	131	2.703	203	1.01	27.12 ± 8.68	33/23	12.20%
14(300)	0.644	120	1.426	177	1.01	27.24 ± 6.65	57/38	7.51%
20(ns) Villa	0.989	181	1.917	313	0.98	30.19 ± 5.46	56/50	6.16%
24(ns) GP3	0.819	99	2.936	326	0.98	16.34 ± 4.10	37/34	7.58%
24(300)	0.441	49	1.225	112	0.98	21.08 ± 8.16	34/28	10.01%
25(ns) GP4	1.075	172	3.074	261	0.98	20.48 ± 3.51	49/26	5.14%
25(300)	0.505	71	1.597	193	0.98	18.52 ± 5.67	43/37	7.98%
26(ns) Pont	0.408	68	1.225	88	1.02	20.30 ± 3.70	51/22	9.00%
29(ns) GPS	1.810	266	3.071	361	0.45	15.86 ± 3.33	45/36	5.68%
30(ns) Eaux Rousses	0.444	74	1.110	174	1.02	24.37 ± 5.77	51/48	6.13%
31(ns) Erfault	0.171	19	0.408	24	1.03	25.78 ± 17.18	34/18	18.23%
32(ns) Teleccio	2.695	132	6.470	169	1.01	25.13 ± 8.08	15/8	7.18%
33(ns) Campiglia	0.204	16	0.506	38	1.01	24.57 ± 15.35	24/23	15.98%
35(ns) Cogne	0.466	105	1.225	108	1.06	24.09 ± 4.65	69/27	5.33%
36(ns) Dora Maira	3.946	451	5.431	532	1.01	43.77 ± 6.11	35/30	5.03%

$$\lambda_p = 7.03 \times 10^{-17} \text{yr}^{-1}; \text{}^{235}\text{U}/\text{}^{238}\text{U} = 7.252 \times 10^{-3}; \sigma_p = 580 \times 10^{-24} \text{cm}^2.$$

^a ns=natural state, without laboratory annealing, 290=one hour laboratory annealing at 290°C, 300=one hour laboratory annealing at 300°C.

^b number of tracks actually counted.

^c s'=relative standard error of the mean for the induced-track count in apatite.

part. After 20 Myrs we can assume that the thermal history of the massif is finished, tectonic events might have continue but at a superficial level i.e. cold tectonic, temperature less than 100°C.

BIBLIOGRAPHY:

- APRAHAMIAN J. and J.L. PAIRIS (1981), Very low grade metamorphism with a reverse gradient induced by an overthrust in Haute Savoie (France), Thrust and Nappe Tectonics -1981- The Geological Society of London, p159-165.
- BERTRAND J.M. (1968), Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis, Geol. Alpine, 44, p55-87.
- BERTRAND J.M. and P. SALIOT (1966), Données nouvelles sur l'âge et la nature des gneiss du Grand Paradis (Alpes Graies), C. R. Acad. Sc. Paris, t. 262, p1669-1672.
- BIRD P., M.N. TOKSOZ and N.H. SLEEP (1975) Thermal and mechanical models of continent-continent convergence zone, J. Geophys. Res., 80 (32), p4405-4416.
- BOCQUET J., M. DELALOYE, J.C. HUNZIKER and D. KRUMMENACHER (1974), K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps, Contrib. Mineral. Petrol. 47, p7-26.
- BRIGGS N.D., C.W. NAESER and T. MAC CULLOH (1979), Thermal history of sedimentary basins by fission track dating, Abstr. Prog., Geol. Soc. Am. 11, p394.
- BRIGGS N.D., C.W. NAESER and T. MAC CULLOH (1981), Thermal history of sedimentary basins by fission track dating, Nucl. Track, 5, p235-237.
- CABY R., J.R. KIENAST and P. SALIOT, 1978, Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales, Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. XX, p307-322.
- CALK L.C. and C.W. NAESER (1973), The thermal effect of a basalt intrusion on fission tracks in quartz monzonite, J. Geol., 81, p189-198.
- CARPENA J. (1980-1981), Ages par la méthode des traces de fission de l'Uranium en Montagne Noire: son histoire thermique post-hercynienne, Bull. B.R.G.M. (2ème série), section I (4), p245-255.
- CARPENA J. and R. CABY (1983), Mise en évidence par la méthode des traces de fission de l'âge éocène de zones ultramylonitiques dans le socle du Grand Paradis (Alpes occidentales), C. R. Acad. Sc. Paris, t.297, série II, p289-292.
- CARPENA J. and D. MAILHE (1984), Plis en fourreau hectométriques au cœur de l'orthogneiss du Grand Paradis (Alpes occidentales italiennes)? C. R. Acad. Sc. Paris, t. 298, série II, n°9, p415-418.
- CARPENA J., J. DOUBINGER, R. GUERIN, J. JUTEAU and M. MONNIER (1984), Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique: caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place, Bull. Soc. Geol. France, (7), tXXVI n°5, p839-859.
- CHESSEX R., M. DELALOYE, D. KRUMMENACHER and M. VUAGNAT (1964), Nouvelles déterminations d'âges "plomb total" sur des zircons alpins, Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt. 44, p43-60.
- CHOPIN C. (1979), De la Vanoise au massif du Grand Paradis: une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression, Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI, 145p.
- CHOPIN C. (1981), Talc-Phengite: a widespread assemblage in High-Grade pelitic blueschists of the Western Alps, J. Petrol., vol.22, Part4, p628-650.
- CHOPIN C. and H. MALUSKI (1978), Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation Ar39-Ar40 sur des minéraux alpins du massif du Grand Paradis et de son enveloppe, Bull. Soc. Geol. Fr. (7), XX, p745-749.
- CHOPIN C. and H. MALUSKI (1980), Ar39-Ar40 Dating of High Pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): evidence against the blocking temperature concept, Contrib. Mineral. Petrol. 74, p109-122.

- COMPAGNONI R. and B. LOMBARDO (1974), The alpine age of the Gran Paradiso eclogite, *Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, XXX, p223-237.
- COMPAGNONI R. and R. PRATO (1969), Paramorfosi di cianite su sillimanite in scisti pregranitici del massiccio del Gran Paradiso, *Boll. Soc. Geol. It.*, 88, p537-549.
- ERNST W.G. (1973), Blueschist metamorphism and P-T regimes in active subduction zones, *Tectonophysics*, 17, p255.
- GLEADOW A.J.W. (1973), Fission Track dating methods: what are the real alternatives?, *Nucl. Tracks*, 5, p3-14.
- GLEADOW A.J.W., A.J. HURFORD and R.D. QUAIFFE (1976), Fission Track dating of zircon: improved etching techniques, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33, p273-276.
- GLEADOW A. J. W. and I.R. DUDDY (1981), A natural long-term annealing experiment for apatite, *Nucl. Tracks*, 5, p169-174.
- HUNZIKER J.C. (1974), Rb-Sr and K-Ar age determinations and the alpine tectonic history of the Western Alps, *Mem. Ist. Geol. Miner., Univ. Padova*, 31, 55p.
- HURFORD A.J. (1984), Fission Track dating, K/Ar and Rb/Sr dating results from the Central Alps, *Terra Cognita*, 4, p206.
- JOHNSON N., V.E. MACGEE and C.W. NAESER (1979), A practical method of estimating standard error of age in the F.T. dating method, *Nucl. Tracks*, 3, p93-99.
- KRUMMENACHER D. and J.F. EVERDERN (1960), Determinations d'âges isotopiques faites sur quelques roches des Alpes par la méthode potassium argon, *Schweiz. Miner. Petrog. Mitt.*, 40, p267-277.
- LACASSIN R. (1983), Cisaillement ductile et déformation hétérogène du granite de la nappe du Mont Rose dans la vallée de Saas (Suisse), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, p777-782.
- LAURENT P. and A. ETCHECOPAR (1976), Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement Ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes Orientales), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), t. XVIII, n°6, p1387-1393.
- MAILHE D., F. LUCAZEAU and G. VASSEUR (1983), Thermal constraints on the post obduction evolution of Corsica outlined by Fission Track ages, 18th Gen. Ass. IGGU, p507, Hamburg.
- MALAVIEILLE J. and A. ETCHECOPAR (1981), Ductile shear deformation of quartzite in an alpine crustal thrust (Ambin massif, France), *Tectonophysics*, 78, p65-71.
- MATTAUER M. (1981), Plis en fourreau d'échelle plurikilométrique dans la zone interne des Alpes suisses (couverture Nord de la nappe du Mont Rose), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 293, p929-932.
- MATTAUER M. and P. TAPPONNIER (1978), Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes franco-italiennes, *C. R. Acad. Paris*, 287, p899-902.
- MATTAUER M., M. FAURE and J. MALAVIEILLE (1981), Transverse lineation and large scale structures related to alpine obduction in Corsica, *J. Structural Geol.*, vol. 3, p401-409.
- MICHEL R. (1953), Les schistes cristallins du Grand Paradis et Sezia Lanzo (Alpes franco-italiennes), *Sc. de la Terre, Nancy*, t.I, n°3-4, 287p.
- MINEAR J.W. and M.N. TOKSOZ (1970), Thermal regime of a down going slab, *Tectonophysics*, vol. 10, p367-390.
- MONNIER M. 1984, Géochronologie Ar39-Ar40 de deux massifs de l'arc alpin occidental: l'Argentera Mercantour et le Mont Rose, Thèse 3ème cycle, U. S. T. L. Montpellier, 150p.
- NAESER C.W. (1978), Fission Track Dating, U.S. Geol. Surv. Open-File report 76-190.

- NAESER C.W. (1980), The fading of fission tracks in the geologic environment. Data from deep drill-holes, in *Fission Track Dating Workshop, Pisa, Abstracts, Pisa, C. N. R. Istituto di Geochronologia e Geochimica*.
- OXBURG E.R. and D.L. TURCOTTE (1970), Thermal structure of islands arcs, *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 81, p1665-1688.
- SALIOT P. (1978), Le métamorphisme dans les Alpes françaises, Thèse d'Etat, Université Paris XI, 181p.
- STORZER D. and G. POUPEAU (1973), Ages plateaux de minéraux et verres par la méthode des traces de fission, *C. R. Acad. Paris*, 276 D, p137-139.
- TOKSOZ M.N., J.W. MINEAR and B. JULIAN (1971), Temperature field and geophysical effects of a down going slab, *J. Geophys. Res.*, vol. 76, p1113-1138.
- TURCOTTE D.L. and G. SCHUBERT (1973), Frictional heating of the descending lithosphere, *J. Geophys. Res.*, vol. 78, p5876-5886.
- VEARNCOMBE J.R. (1980), The geology of the Gran Paradiso region of the Western Alps, Thesis, University of Wales, 203p.
- VEARNCOMBE J.R. (1983), High-Pressure Low-Temperature metamorphism in the Gran Paradiso basement, Western Alps, *J. Metamorphic Geol.*, vol. 1, p103-115.
- WAGNER G.A. (1968), Fission Track Dating of Apatites, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 4, p411-415.
- ZEITLER P.K. (1980), The tectonic interpretation of fission track ages from the Himalayan ranges of northern Pakistan, Thesis, Dartmouth College, New Hampshire, 92p.
- ZEITLER P.K., R.A.K. TAHIRKHELI, C.W. NAESER and N.M. JOHNSON (1982), Unroofing history of a suture zone in the Himalaya of Pakistan by means of Fission Track annealing ages, *Earth and Planetary Science Letters*, 57, p227-240.

ANNEXE 1

LE PROBLEME DES ZIRCONS METAMICTES POUR LA DATATION PAR TRACES DE FISSION.

Les zircones métamictes sont des cristaux de zircon (ZrSiO₄) qui ont subi une amorphisation partielle ou totale due à l'impact de particules alpha émises par des radionucléides lourds (U, Th, Pa) au cours de leur histoire géologique. Cette amorphisation se traduit par une modification de la structure cristalline, ce qui entraîne une augmentation de la solubilité et une altération chimique accrue. Ces zircones métamictes sont donc considérés comme des "horloges" peu fiables pour la datation par traces de fission, car leur teneur en défauts et leur état de dégradation peuvent varier considérablement au cours du temps, affectant ainsi le rendement de fission et la formation des traces.

ZIRCON $Zr(SiO_4)$

Nom masculin, du persan zar(or) et gum (couleur), zargum d'où zircon.

ASPECT:

Forme: prismes bipyramidés à sections carrées, nombreuses formes dérivées par tronçature.

Limpidité: transparent.

Couleur: incolore, rose, lilas, verdâtre, jaunâtre, grisâtre, brunâtre, jaune-orangé à rouge, marron, brun, jaune-brun, jaune lilas, gris foncé, blanc laiteux.

Eclat: vitreux, adamantin.

Clivage: peu visible.

Cassure: conchoïdale.

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES:

système quadratique

structure: néosilicate

CARACTERES PHYSIQUES:

densité: 4.6 à 4.7

dureté: 7.5

STRUCTURE:

Dans le zircon, chaque atome de silicium est relié à 4 atomes d'oxygène situés aux sommets d'un tétraèdre, l'atome de silicium étant au centre de ce tétraèdre ($Si-O = 1.61 \text{ \AA}$). Chaque atome de Zirconium est relié à 4 atomes oxygène (distance interatomique 2.15 \AA) et à 4 autres atomes oxygène avec cette fois une distance interatomique de 2.29 \AA (figure 1).

CARACTERES CHIMIQUES:

ZrO_2 : 67.1% (Zr: 49.5%)

SiO_2 : 32.9%

contient des éléments radioactifs (Thorium, Uranium) et parfois du Fer.

L'ETAT METAMICTE:

Le terme "métamicté" a été introduit pour la première fois par Broegger (1893) et provient du grec meta(après) et miktos (mixte). La métamictisation est le passage d'une structure bien organisée à une structure amorphe. Le zircon n'est pas le seul minéral à connaître l'état métamicté: il existe une cinquantaine de minéraux pouvant arriver à cet état (Mitchell, 1973), ce sont des oxydes, des phosphates et des silicates. Les minéraux susceptibles de devenir métamictes sont tous ceux contenant des éléments radioactifs comme l'Uranium et le Thorium. L'état amorphe auquel aboutit la métamictisation, se traduit par des variations des propriétés physico-chimiques du minéral: ses paramètres réticulaires, son indice de réfraction, ses bandes d'absorption sur

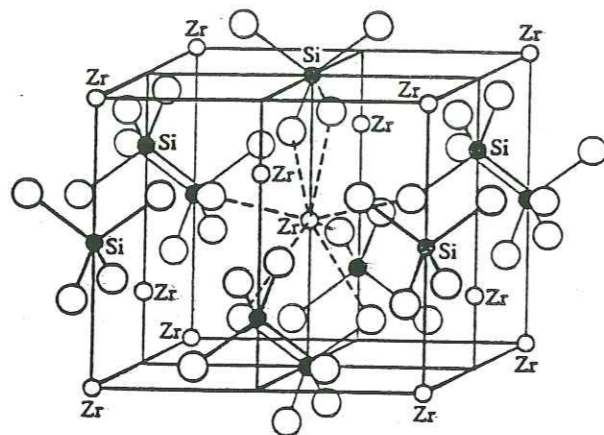


Figure 1: La structure du zircon.

les spectres d'infra-rouge, sa densité gravimétrique et ses courbes d'ATD sont changés. Par exemple, pour un zircon métamicté, le minéral devient isotrope, son spectre aux RX devient celui d'un verre (état amorphe), sa résistance aux acides diminue.

L'état métamicté est principalement dû aux dégâts d'irradiation produits, dans la structure du minéral, par le bombardement des particules provenant de la désintégration de U et Th. L'état de désordre caractérisant l'état métamicté peut se créer dans les minéraux et aux conditions de température de la surface terrestre:

- si les solides possèdent des liaisons partiellement covalentes.
- si l'irradiation totale a été assez intense: c'est la raison pour laquelle l'état métamicté n'a pu être observé que dans certains minéraux radioactifs.

LA METAMICTISATION DES ZIRCONS:

Caractéristiques d'un zircon métamicté:

Sa limpidité est variable: le cristal peut être très limpide, laiteux ou complètement opaque. Sa couleur est aussi variable: marron, gris foncé, blanc laiteux. La densité du minéral a diminué: 3.9 à 4.2. Lorsque le degré de métamictisation est important, le nom de "malacon" est souvent employé pour le zircon. Le malacon peut contenir 2 à 12% d'eau. Alors qu'un zircon sain est très résistant aux attaques chimiques, le zircon métamicté est lui, très peu résistant.

Dans le cas d'un zircon, un rayon déplace une centaine d'atomes et l'atome de recul en déplace environ 800 dans le réseau du cristal (Pellas, 1954). L'atome de recul qui possède une énergie moyenne de 112 KeV, perd la moitié de son énergie à la suite des chocs élastiques produisant des atomes déplacés, l'énergie restante se disperse sous la forme d'oscillations atomiques sans déplacements permanents. Le calcul montre que c'est surtout l'atome de recul qui est le facteur déterminant dans la production des déplacements et donc dans la métamictisation. On peut calculer que pour obtenir un état métamicté artificiel dans le zircon, il faut pouvoir disposer au minimum d'un flux de 2.10^{19} α/cm^2 , qui produira un état de désordre dans une mince épaisseur de cristal de quelques centaines d'Angstroms (Pellas, 1954).

En fonction des doses d'irradiation reçues par le réseau, l'état métamicté est plus ou moins prononcé. On peut tracer un diagramme des phases présentes dans les zircons en fonction de cette dose (Pellas, 1965) (figure 2).

Dans cette figure, la courbe Zi représente la décroissance exponentielle de la fraction zircon intact. Les courbes des autres phases ont été tracées en fonction de la variation de divers paramètres (densité, indice de réfraction) et provenant de résultats expérimentaux (Pellas, 1965): Zi=zircon intact, Zd=zircon dilaté, Zv=zircon vitrifié, Zz=zirconne, Zs=silice. Pellas (1965) a montré qu'un recuit thermique pouvait dans certains cas, restaurer le réseau cristallin du minéral, par guérison des défauts. Dans le cas de zircons peu métamictés, ayant reçu des doses faibles, inférieures à $3 \times 10^{19} \alpha/mg$, on peut obtenir la recristallisation en zircon intact par recuit thermique. Mais le degré de guérison d'un cristal irradié (métamicté) par un flux de particules énergétiques (rayons α et noyaux de recul) dépend non seulement de la température et de la durée de recuit mais aussi de la teneur initiale en défauts, c'est à dire de la quantité totale de rayonnement reçue par le cristal (Pellas, 1965). Un malacon ne pourra jamais redonner, par recuit, un zircon intact.

L'état métamicté en fonction de la dose d'irradiation (d'après Pellas, 1965):

1) irradiation de zéro à $3 \times 10^{19} \alpha/mg$:

Jusqu'à la dose de $3 \times 10^{19} \alpha/mg$ la prépondérance du type de désordre Zd a été constatée. Les types de désordre Zv et (Zz + Zs) peuvent seulement être soupçonnés. Dans cet intervalle d'irradiation, les défauts, relativement isolés dans le réseau du cristal, sont facilement guéris par un recuit à température

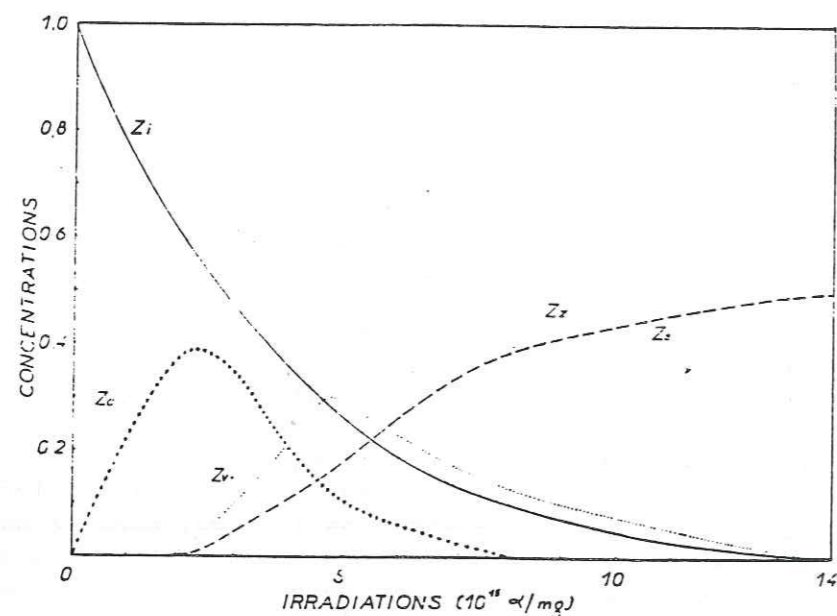


Figure 2: Diagramme des phases présentes dans les zircons en fonction des irradiations (D'après Pellas, 1965). Zi=zircon intact, Zd=zircon dilaté, Zv=zircon vitrifié, Zz=zircon, Zs=silice.

modérée (30 minutes à 950°C).

2) irradiation de 3 à 5 x 10¹⁸ α/mg:

Dans cet intervalle coexistent les types de désordres Zd, Zv et (Zz + Zs). Un recuit à température modérée ne produit qu'une guérison partielle, la guérison totale n'est obtenue que pour des températures de recuit de 1500°C.

3) irradiation de 5 à 8 x 10¹⁸ α/mg:

Le zircon devient amorphe vis à vis des RX aux environs de la dose de 6 x 10¹⁸ α/mg. On constate que le réseau originel n'est pas régénéré par un chauffage à 950°C. Il y a guérison d'une fraction redonnant du zircon, les blocs de cette fraction conservant en dépit du recuit un certain degré de désorientation, ainsi que le rassemblement en agrégats microcristallins de la phase ZrO₂. A 1450°C, température où l'on peut obtenir la synthèse à partir d'un mélange intime de zircone et de silice, un zircon ayant reçu une dose de 7 x 10¹⁸ α/mg réacquiert les caractéristiques du zircon intact, sauf en ce qui concerne la densité (guérison à 85%).

4) irradiation supérieure à 8 x 10¹⁸ α/mg:

Jusqu'à la dose de 13 x 10¹⁸ α/mg la densité du zircon diminue; à ce stade elle approche une valeur de 3.96 et ne varie plus, même pour des doses beaucoup plus importantes. A partir de la dose 13 x 10¹⁸ α/mg, le cristal est monoréfringent. A 1450°C le réseau du zircon est régénéré mais polycristallin et désorienté (mosaïque). Le malacon, recuit à 1000°C ne présente plus aucune raie du zircon normal sur les clichés de poudre.

Ainsi pour des irradiation supérieures à 5 x 10¹⁸ α/mg on constate:

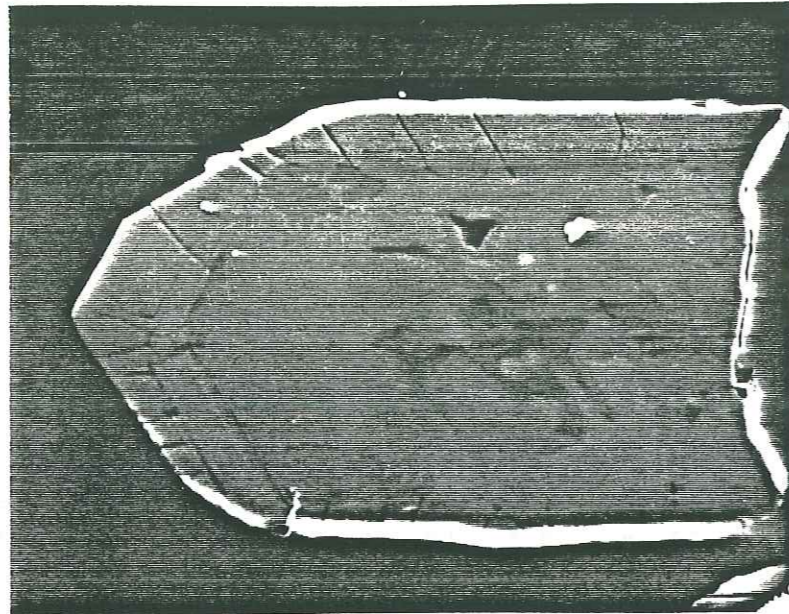
- une proportion de plus en plus faible dans la structure, de tétraèdre SiO₄ non déformés (20 à 0%).
- une décroissance continue de la densité et des indices de réfraction.
- une guérison de plus en plus restreinte par recuit à 950°C de la fraction zircon, c'est à dire une fraction décroissante des phases qui restaurent le zircon (Zd, Zv et Zi).
- une augmentation de la concentration de la phase zircone (Zz) et par déduction une augmentation en silice (Zs) vitreuse qu'un recuit peut individualiser sous forme de quartz.

En conclusion, la métamictisation des zircons est caractérisée par le développement de différentes phases dans la structure au fur et à mesure que les doses d'irradiation augmentent. Les domaines d'existence de ces différentes phases, en fonction des irradiations, se chevauchent et certaines d'entre elles ne peuvent prendre naissance que dans la mesure où une phase mère s'est développé auparavant. Il en est ainsi pour les phases zircon vitrifié, zircone et silice.

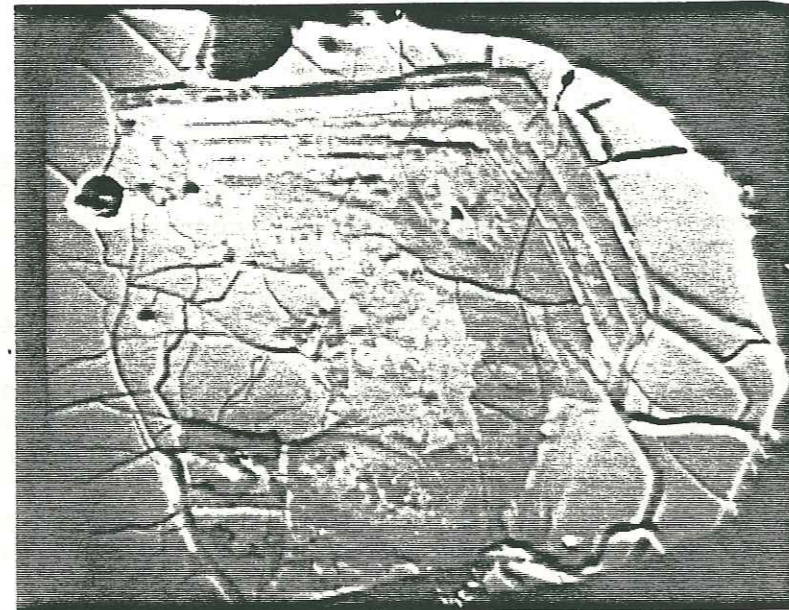
LE PROBLEME DES ZIRCONS METAMICTES POUR LA DATATION PAR TRACES DE FISSION:

Si le géologue quaternariste a peu de chance de rencontrer des zircons métamictes, il est par contre assez fréquent d'en trouver lorsque on étudie des massifs anciens. Les zircons de granites, plus vieux que 300 millions d'années sont en général métamictes. Ceux-ci peuvent pourtant être très limpides. C'est en général au moment de l'attaque chimique que l'état métamicté est mis en évidence: en effet, ces zircons deviennent en très peu de temps très sombres, ils s'opacifient et sous le microscope apparaissent totalement "rongés" par l'attaque chimique (photo). En effet, dans un zircon métamicté, la vitesse d'attaque de la surface du minéral devient très grande: elle peut ainsi rattrapper et même dépasser la valeur de la vitesse d'attaque le long des traces: l'attaque chimique détruit alors la surface du minéral avant même que les traces de fission aient eu le temps d'être révélées. Bien sûr, de tels

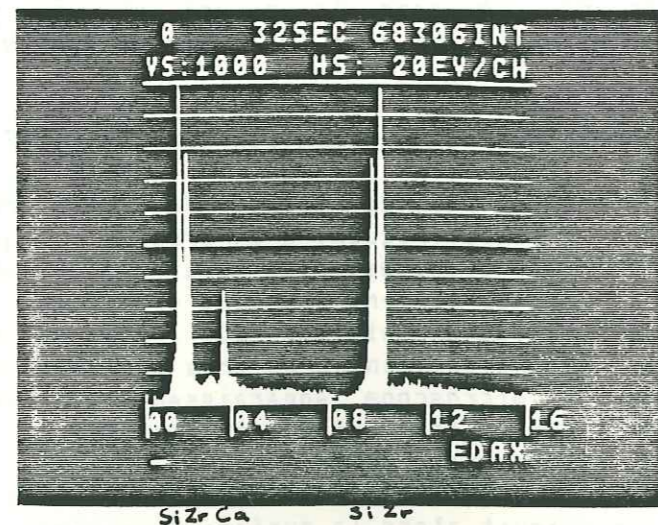
172



1



2



3

Photographies: La métamictisation des zircons.

1- Le coeur du cristal est métamicté, il est dilaté, ce qui a provoqué une fissuration importante du minéral tout autour du coeur métamicté (Microscopie Electronique à Balayage, grossissement X500).

2- Zones métamictisées dans un zircon (zones gris foncé); les zones saines apparaissent en gris clair (Microscopie Electronique à Balayage, grossissement X1000).

3- Dans les zones métamictes, on observe une inversion du rapport Silice/Zirconium avec renforcement de la Silice, l'apparition d'un pic Calcium (spectre de gauche). Le spectre de droite correspond à une zone saine du zircon (Analyse élémentaire effectuée au Microscopie Electronique à Balayage équipé d'un spectromètre X à dispersion d'énergie). Signalons aussi, dans certaines cavités de ces zircons, des sphérules de Silice pure.

Ces zircons proviennent d'un granite de l'Unité Granulitique des Iforas (Echantillon n°2365 appartenant à A.M. Boullier et J. Bertrand).

Les photographies et les analyses de ces zircons métamictes ont été effectuées en collaboration avec Madame C. JEHANDO, responsable de la Microscopie Electronique à Balayage au Centre des Faibles Radioactivités de Gif sur Yvette.

zircons ne sont pas datables par Traces de Fission. J'ai rencontré de tels zircons dans le socle Précambrien du Hoggar central, par exemple les zircons du granite de Kidal. Les zircons des éclogites de la Bande d'Acceglio, dans les Alpes, étaient tout autant métamictes. Signalons aussi que certains zircons des filons acides recoupant les gabbros du massif de Lanzo, sont métamictes; ceci est surprenant, car les zircons de ce type de roches, étant généralement pauvres en Uranium, il faudrait alors admettre un âge de cristallisation ancien pour ces zircons. Les zircons d'un granite provenant du massif de Tin Tekadiouit dans le Hoggar central, sont métamictes; nous avons tout de même réussi à obtenir un âge Trace de Fission sur ces minéraux. En effet, avant de monter les zircons dans la pastille de teflon, nous les avons recuit dans un four à 725°C pendant 12 minutes; ce traitement thermique était appliqué aux zircons lunaires, très souvent métamictes, pour restaurer leur réseau cristallin et compter leur densité de traces. Après ce recuit, nos zircons qui étaient légèrement laiteux, étaient redevenus limpides, et nous avons réussi à y révéler des traces: l'attaque chimique (KOH-NaOH eutectique à 215°C) a duré 3 heures. Les traces étaient alors suffisamment bien révélées et pour déterminer l'âge, nous n'avons compté que les surfaces comportant des rayures de polissages, surfaces où le rendement de l'attaque chimique est maximum (Naeser, 1978; Gleadow, 1981). Nous avons obtenu un âge de 860 +/- 31 MA, concordant avec celui des sphères de la même roche qui ont donné un âge Trace de Fission de 865 +/- 37 MA (Carpéna, 1982). Les zircons de cette roche avaient d'ailleurs été datés par U/Pb et avaient fourni un âge de 870 Ma (+8 MA, -4 MA) (Caby et Renaud, à paraître). La concordance de ces trois âges permet d'affirmer que le recuit de 12 minutes à 725°C n'a pas été suffisant pour affecter les traces de fission fossiles des zircons, ce qui se serait traduit par un âge plus jeune. Mais nous avons aussi vu des zircons tellement métamictes qu'un recuit en four est toujours resté incapable de restaurer un état normal. D'autre part, un recuit naturel peut aussi réorganiser le réseau de zircons métamictes. Ce recuit naturel peut être par exemple un métamorphisme. Par exemple, dans le massif du Grand Paradis, les zircons de l'orthogneis qui donnent des âges Crétacé supérieur, sont quelquefois métamictes (les plus riches en Uranium). Par contre dans la partie Nord du massif, qui a été affectée par la phase thermique Eocène, les zircons sont toujours intacts; l'état métamicté a totalement disparu, on n'observe plus jamais de coeurs hérités ni de zircons zonés: ces zircons ont été recuits naturellement à l'Eocène; ils donnent bien sûr un âge Eocène (voir chapitre Grand Paradis).

En conclusion, nous pouvons dire, que si le phénomène de métamictisation est bien gênant quelquefois, pour le géochronologiste utilisant la méthode des Traces de Fission, il est souvent possible de contourner la difficulté: choisir les échantillons de roches les plus basiques, moins riches en Uranium, dater une autre phase, comme par exemple le sphène, ou bien persévérer car une population de zircons étant rarement homogène, il existe souvent des grains pauvres en Uranium, non métamictes.

BIBLIOGRAPHIE:

BROEGGER W.C., 1893, Amorf. Salmonsens store illustrerede Konversationslexikon, 1st Ed., J. Salmonsens, Copenhagen, 742-743.

CARPENA J., 1982, Late thermal history of the Hoggar shield (Western Africa), Abstract, Workshop on Fission Track Dating, Fifth International Conf. Geochr., Cosmochr. and Isotope Geol., Tokyo.

MITCHELL R.S., 1973, Metamict minerals: a review, The Mineralogical Record, Sept-Oct 1973, 214-223.

PELLAS P., 1954, Sur la formation de l'état métamicté dans le zircon, Bull. Soc. Franç. Miner. Crist., LXXVII, 447-460.

PELLAS P., 1965, Etude sur la recristallisation thermique des zircons métamictes, Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Série C, Sci. de la Terre, Tome XII, Fasc. 5, 227-253.

ANNEXE 2

DONNEES ANALYTIQUES DES APATITES DE LA MONTAGNE NOIRE.

ANALYSE
No 202
MONTAGNE NOIRE
0,125 g
0,10 g
2,43 ± 0,05
répartition de
d'apatites (tr.)
plus basses
229 ± 10 m.a.

Echantillon: orthogneiss de Nages
 Minéral daté: apatite
 Point d'échantillonnage: X= 153.80 Y= 636.20 Z= 810
 feuille Lacaune 1/50 000
 Granulométrie: 100-120 microns
 Microscopie: optique
 Grossissement: 1000x
 Dose de neutrons: $(5.43 \pm 0.05) 10^{15} \text{ n/cm}^2$
 Remarques: répartition de l'uranium homogène
 nombreuses dislocations
 Age plateau: $282 \pm 31 \text{ m.a}$

Echantillon: orthogneiss de Plaisance
 Minéral daté: apatite
 Point d'échantillonnage: X= 611.35 Y= 3144.45 Z= 670
 feuille Castres 1/50 000
 Granulométrie: 160-180 microns
 Microscopie: optique
 Grossissement: 1000x
 Dose de neutrons: $(7.01 \pm 0.07) 10^{15} \text{ n/cm}^2$
 Remarques: répartition de l'uranium très inhomogène (étoiles
 de fission)
 nombreuses dislocations
 Age plateau: $277 \pm 34 \text{ m.a}$

Echantillon: pegmatite de Mauroul
 Minéral daté: apatite
 Point d'échantillonnage: tunnel EDF
 Granulométrie: 200-230 microns
 Microscopie: électronique
 Grossissement: 2000x
 Dose de neutrons: $(8.14 \pm 0.08) 10^{15} \text{ n/cm}^2$
 Remarques: répartition de l'uranium très inhomogène
 dislocations apparaissant vers 310°C
 Age plateau: $225 \pm 11 \text{ m.a}$

Echantillon: gneiss de Mazamet
 Minéral daté: apatite
 Point d'échantillonnage: X= 608 Y= 3133.25 Z= 240
 feuille Mazamet 1/50 000
 Granulométrie: 100-120 microns
 Microscopie: optique
 Grossissement: 1000x
 Dose de neutrons: $(5.43 \pm 0.05) 10^{15} \text{ n/cm}^2$
 Remarques: répartition de l'uranium homogène
 dislocations très nombreuses, dès les températures les
 plus basses
 Age plateau: $229 \pm 10 \text{ m.a}$

Echantillon: pegmatite des gorges d'Heric
 Minéral daté: apatite
 Point d'échantillonnage: bloc éboulé
 feuille // // // // // 1/50 000
 Granulométrie: 200-210 microns
 Microscopie: électronique
 Grossissement: 4000x
 Dose de neutrons: $(4.67 \pm 0.14) 10^{15} \text{ n/cm}^2$
 Remarques: répartition de l'uranium très homogène
 dislocations n'apparaissant que vers 310°C
 Age plateau: $119 \pm 11 \text{ m.a}$

Echantillon: gneiss du Pic de Nore
 Minéral daté: apatite
 Point d'échantillonnage: X= 610.25 Y= 3125 Z= 1201
 feuille Mazamet 1/50 000
 Granulométrie: 100-120 microns
 Microscopie: électronique
 Grossissement: 2000x
 Dose de neutrons: $(6.95 \pm 0.04) 10^{15} \text{ n/cm}^2$
 Remarques: répartition de l'uranium homogène
 dislocations nombreuses
 Age plateau: $169 \pm 19 \text{ m.a}$

Echantillon: gneiss migmatitisé de Saissac
 Minéral daté: apatite
 Point d'échantillonnage: X= 580.65 Y= 3117.15 Z= 340
 feuille Castelnaudary 1/50 000
 Granulométrie: 100-120 microns
 Microscopie: optique
 Grossissement: 1000x
 Dose de neutrons: $(5.43 \pm 0.05) 10^{15} \text{ n/cm}^2$
 Remarques: répartition de l'uranium assez homogène
 dislocations très nombreuses
 Age plateau: $125 \pm 14 \text{ m.a}$

Echantillon: orthogneiss des Cammazes
 Minéral daté: apatite
 Point d'échantillonnage: X= 579.5 Y= 3124.6 Z= 550
 feuille Revel 1/50 000
 Granulométrie: 120-150 microns
 Microscopie: optique
 Grossissement: 1000x
 Dose de neutrons: $(8.14 \pm 0.08) 10^{15} \text{ n/cm}^2$
 Remarques: répartition de l'uranium très inhomogène (étoiles
 de fission)
 dislocations assez nombreuses
 Age plateau: $90 \pm 12 \text{ m.a}$

Echantillon: gneiss de Labécède
 Minéral daté: apatite
 Point d'échantillonnage: X= 572.3 Y= 3123.45 Z= 435
 feuille Revel 1/50 000
 Granulométrie: 100-120 microns
 Microscopie: optique
 Grossissement: 1000x
 Dose de neutrons: $(5.43 \pm 0.05) 10^{15} \text{ n/cm}^2$
 Remarques: distribution de l'uranium homogène
 dislocation assez nombreuses
 Age plateau: $131 \pm 26 \text{ m.a}$

Echantillon: gneiss de Saint Amans
 Minéral daté: apatite
 Point d'échantillonnage: X= 611 Y= 3133.25 Z= 240
 feuille Mazamet 1/50 000
 Granulométrie: 100-120 microns
 Microscopie: optique
 Grossissement: 1000x
 Dose de neutrons: $(5.43 \pm 0.05) 10^{15} \text{ n/cm}^2$
 Remarques: répartition de l'uranium homogène
 dislocations nombreuses
 Age plateau: $71 \pm 26 \text{ m.a}$

Tableau des données analytiques pour les apatites.

Echantillon	Temperature °C	Nombre de traces comptées	Nombre de grains comptés	Densité* 10 ⁵ t/cm ²	D _w /D _r	Age individuels ^o x10 ⁶ ans
NAGES	ambiante	F 111	43	0.79 ± 0.09		
		I 139	33	1.29 ± 0.11	0.61	196.7 ± 27.9
	230	F 129	50	0.79 ± 0.10		
		I 126	34	1.13 ± 0.10	0.69	222.6 ± 28.9
	240	F 85	33	0.78 ± 0.10		
		I 109	33	1.01 ± 0.10	0.77	246.8 ± 39.9
	260	F 99	45	0.67 ± 0.10		
		I 104	40	0.79 ± 0.07	0.85	272.4 ± 47.3
	270	F 85	39	0.67 ± 0.05		
		I 89	35	0.78 ± 0.06	0.86	274.3 ± 29.4
	280	F 68	33	0.63 ± 0.05		
		I 75	32	0.72 ± 0.06	0.90	286.0 ± 32.9
	290	F 80	45	0.55 ± 0.06		
		I 83	40	0.64 ± 0.05	0.85	272.4 ± 36.5
	300	F 49	31	0.48 ± 0.06		
		I 60	37	0.50 ± 0.05	0.98	310.5 ± 49.7
310	F 43	30	0.44 ± 0.05			
	I 47	30	0.45 ± 0.05	0.91	290.1 ± 46.1	
PLAISANCE	ambiante	F 438	96	1.40 ± 0.10		
		I 377	45	2.60 ± 0.20	0.54	224.9 ± 23.9
	290	F 255	82	1.00 ± 0.05		
		I 341	72	1.50 ± 0.10	0.66	270.3 ± 23.2
	300	F 117	45	0.79 ± 0.10		
		I 171	46	1.10 ± 0.10	0.70	287.5 ± 45.5
	310	F 93	52	0.55 ± 0.05		
		I 78	30	0.80 ± 0.06	0.69	283.3 ± 34.1
	320	F 106	88	0.40 ± 0.03		
		I 103	60	0.50 ± 0.10	0.70	287.0 ± 61.8
MAUROUL	ambiante	F 564	41	68.80 ± 3.30		
		I 1215	27	255.00 ± 9.90	0.31	149.7 ± 9.6
	290	F 626	39	80.30 ± 5.30		
		I 1122	34	165.00 ± 8.80	0.49	235.0 ± 20.2
	300	F 1708	36	59.30 ± 1.90		
		I 3019	30	125.80 ± 3.30	0.47	225.6 ± 9.6
	310	F 1541	34	56.70 ± 2.50		
		I 1743	20	108.90 ± 9.10	0.52	249.2 ± 22.3
	320	F 1083	38	35.60 ± 1.20		
		I 2173	35	77.60 ± 1.80	0.46	220.9 ± 8.0
MAZAMET	ambiante	F 1181	72	5.00 ± 0.20		
		I 1461	48	9.30 ± 0.20	0.54	172.8 ± 7.7
	290	F 710	56	3.90 ± 0.10		
		I 918	51	5.50 ± 0.10	0.71	227.2 ± 8.2
	300	F 557	55	3.10 ± 0.10		
		I 565	40	4.30 ± 0.10	0.72	230.9 ± 8.3
	310	F 402	50	2.50 ± 0.10		
		I 575	50	3.50 ± 0.10	0.71	228.8 ± 11.4

* Ecart quadratique moyen, $\sigma = [(N_j - \bar{N})^2 / n(n-1)]^{1/2}$.
^o Seuil de confiance 68% (1 σ).

Tableau des données analytiques pour les apatites (suite).

Echantillon	Temperature °C	Nombre de traces comptées	Nombre de grains comptés	Densité* 10 ⁵ t/cm ²	D _w /D _r	Age individuels ^o x10 ⁶ ans
HERIC	ambiante	F 1134	47	52.30 ± 1.70		
		I 1755	30	126.90 ± 6.60	0.41	114.6 ± 6.7
	290	F 683	32	46.30 ± 3.10		
		I 1099	23	103.60 ± 6.20	0.45	124.0 ± 11.4
	300	F 487	24	44.00 ± 3.00		
		I 897	21	92.60 ± 5.70	0.47	131.8 ± 12.2
	310	F 353	24	31.90 ± 2.10		
		I 828	22	81.60 ± 6.30	0.39	108.6 ± 11.5
	320	F 789	55	31.10 ± 2.50		
		I 1395	40	75.70 ± 3.50	0.41	114.3 ± 10.8
NORE	ambiante	F 1041	53	24.55 ± 1.95		
		I 3546	61	72.66 ± 4.05	0.34	139.4 ± 13.9
	290	F 699	54	16.18 ± 1.20		
		I 2089	65	40.18 ± 2.74	0.40	165.8 ± 16.4
	300	F 674	64	13.18 ± 1.00		
		I 1139	55	25.89 ± 1.73	0.50	205.2 ± 21.8
	310	F 505	68	9.29 ± 0.55		
		I 703	38	23.13 ± 1.68	0.38	155.9 ± 14.4
SAISSAC	ambiante	F 259	65	1.20 ± 0.10		
		I 404	35	3.50 ± 0.10	0.33	106.7 ± 9.1
	290	F 146	63	0.70 ± 0.05		
		I 301	48	1.90 ± 0.10	0.37	119.6 ± 10.3
	300	F 129	60	0.65 ± 0.04		
		I 241	46	1.60 ± 0.10	0.41	132.4 ± 11.2
	310	F 72	50	0.40 ± 0.05		
		I 143	39	1.10 ± 0.10	0.39	125.9 ± 19.9
CAMMAZES	ambiante	F 441	42	0.83 ± 0.08		
		I 1956	24	6.44 ± 0.38	0.13	63.2 ± 7.4
	290	F 481	41	0.93 ± 0.09		
		I 1274	23	4.38 ± 0.38	0.21	101.8 ± 13.7
	300	F 302	47	0.51 ± 0.04		
		I 1200	29	3.27 ± 0.30	0.16	77.7 ± 9.4
	310	F 351	43	0.64 ± 0.06		
		I 1026	28	2.90 ± 0.27	0.22	106.6 ± 13.6
320	F 271	52	0.41 ± 0.04			
	I 829	28	2.34 ± 0.23	0.18	87.3 ± 12.3	
LABECEDE	300	F 201	37	1.66 ± 0.15		
		I 411	31	4.06 ± 0.15	0.41	131.2 ± 12.8
ST AMANS	300	F 75	40	0.57 ± 0.10		
		I 212	25	2.59 ± 0.12	0.22	71.3 ± 12.9

* Ecart quadratique moyen, $\sigma = [(N_j - \bar{N})^2 / n(n-1)]^{1/2}$.
^o Seuil de confiance 68% (1 σ).

ANNEXE 3

LE MASSIF DU GRAND PARADIS.
QUELQUES DONNEES DE TERRAIN.
ETUDE PETROGRAPHIQUE DES LAMES MINCES.

LE MASSIF DU GRAND PARADIS

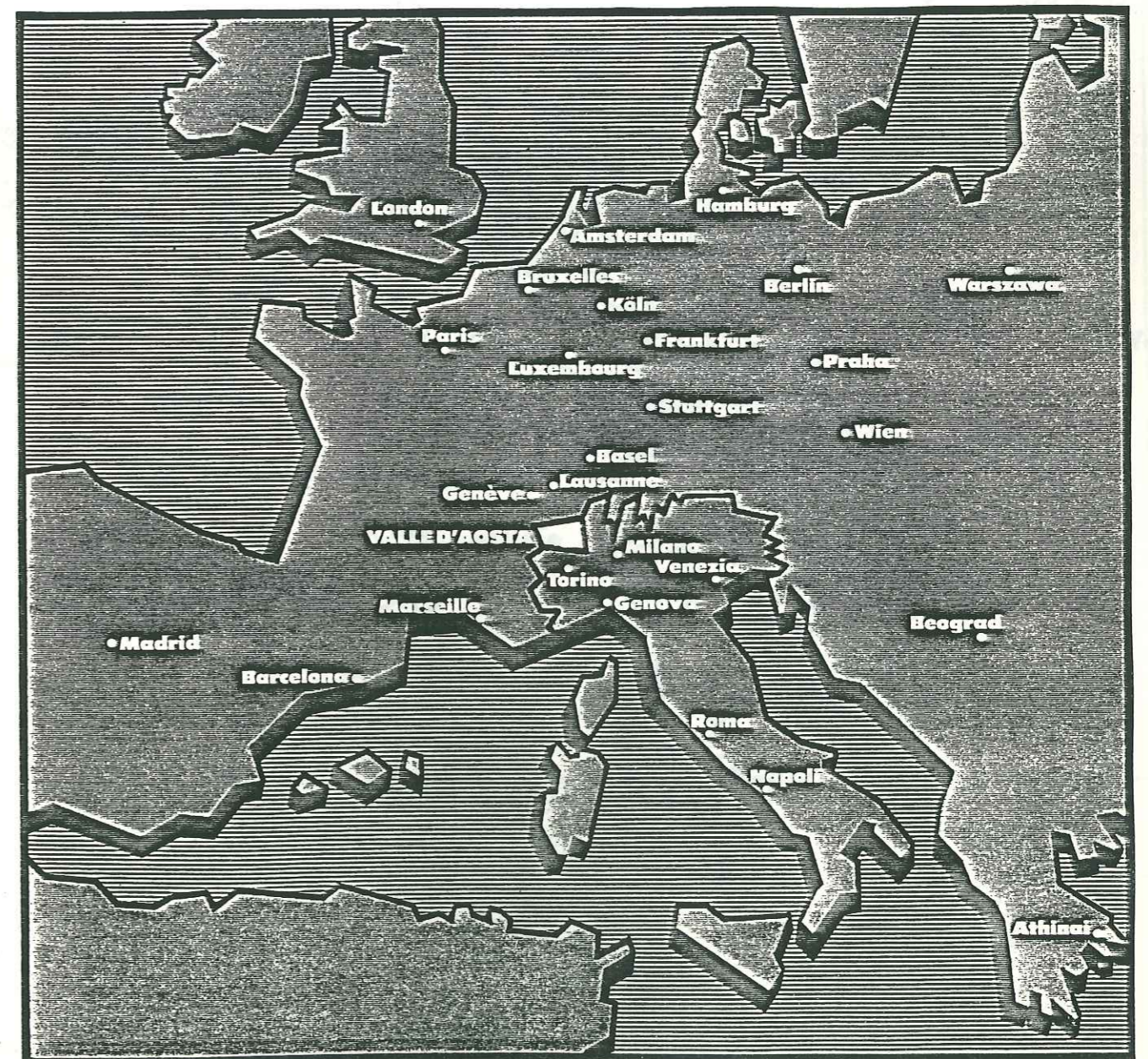


FIGURE 1

Le massif du Grand Paradis est un des massifs cristallins internes, il apparait en fenêtre sous la nappe des Schistes Lustrés et représente la bordure orientale de la marge continentale européenne.

- AG = Aar-Gothard
- AR = Aiguilles Rouges
- MB = Mont Blanc
- B = Belledonne
- P = Pelvoux
- AM = Argentera Mercantour
- V = Vanoise
- GSB = Grand Saint Bernard
- A = Ambin
- ST = Simplo Tessinois
- MR = Mont Rose
- GP = Grand Paradis
- DM = Dora Maira
- SL = Sésia Lanzo
- DB = Dent Blanche

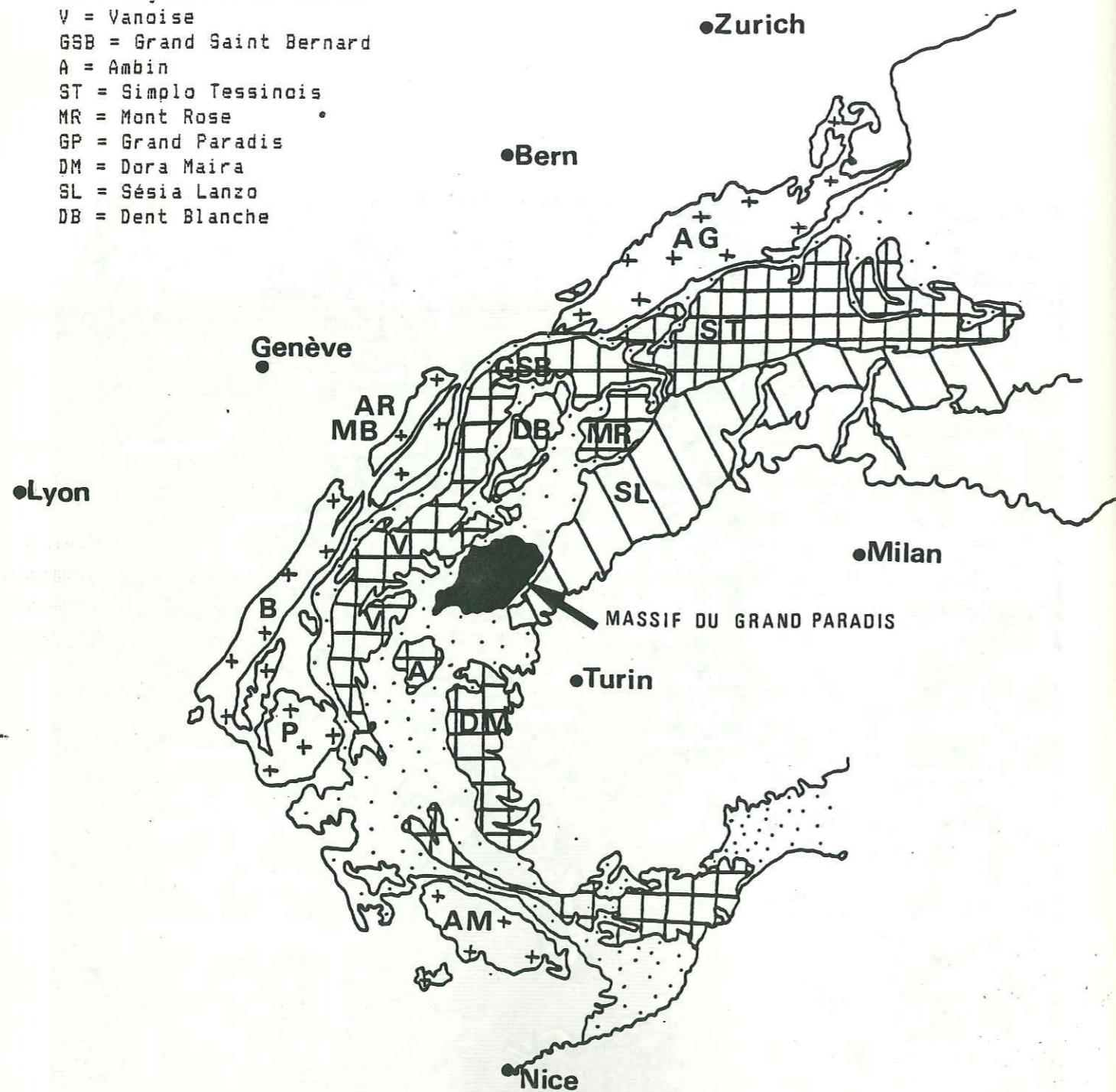
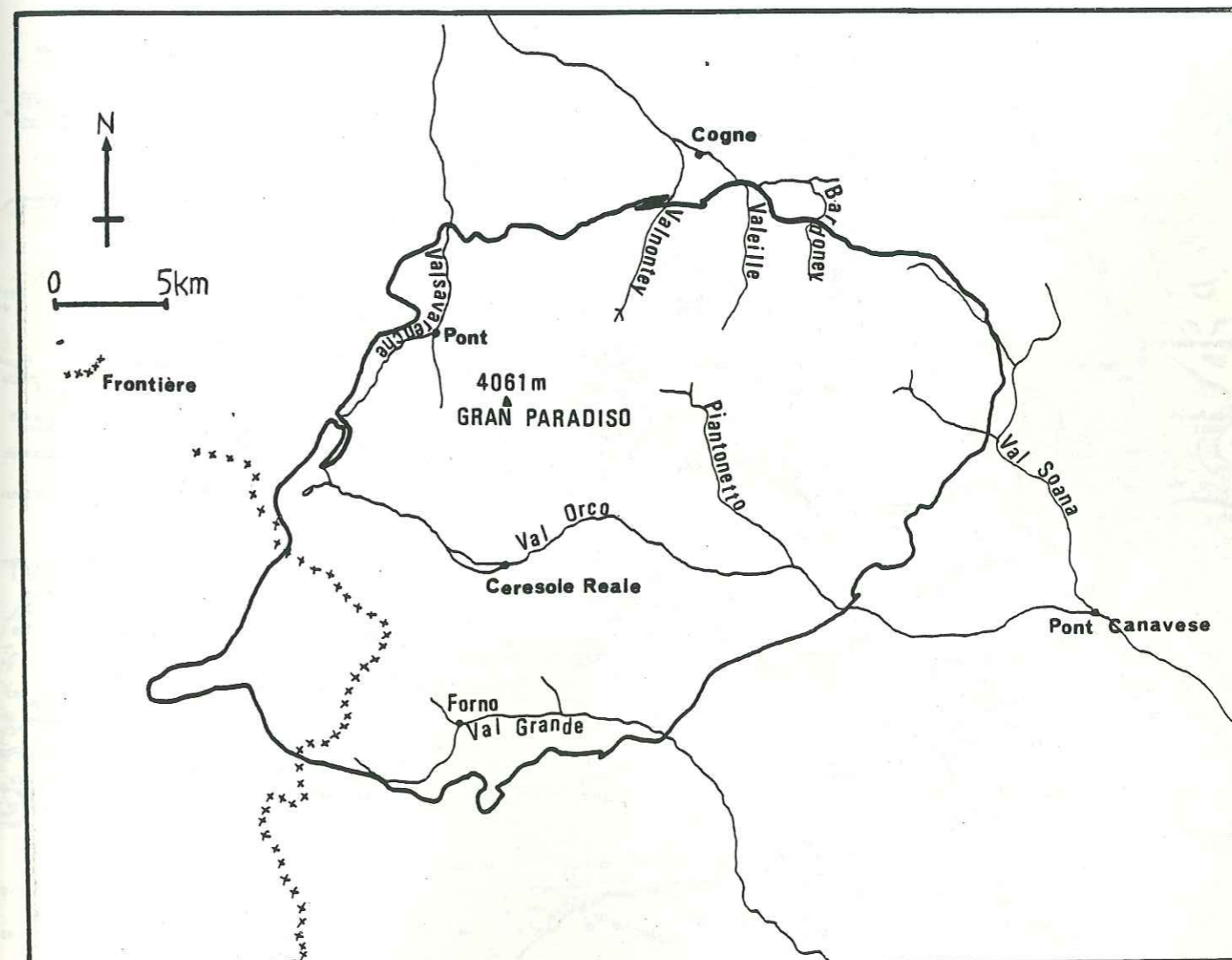
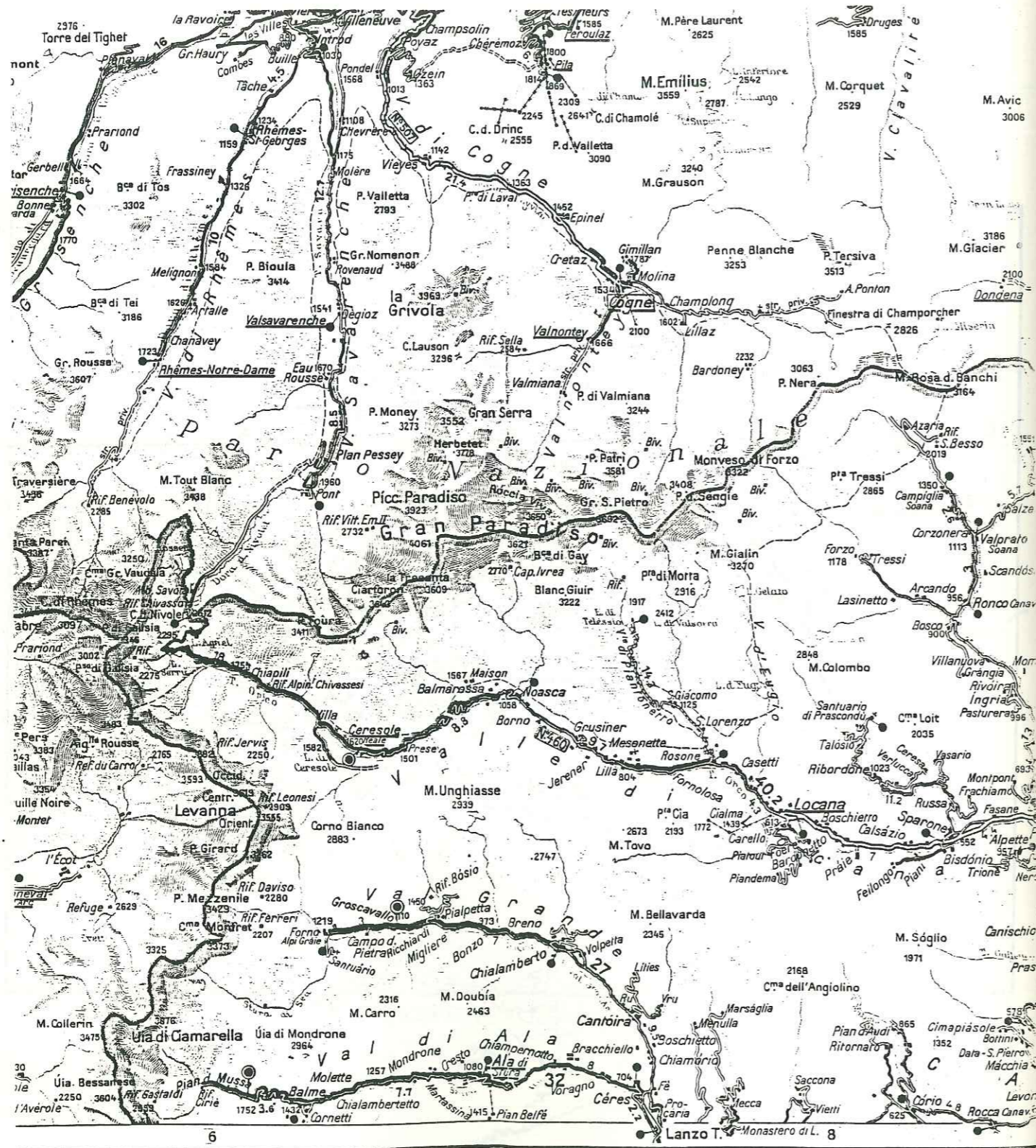







FIGURE 2

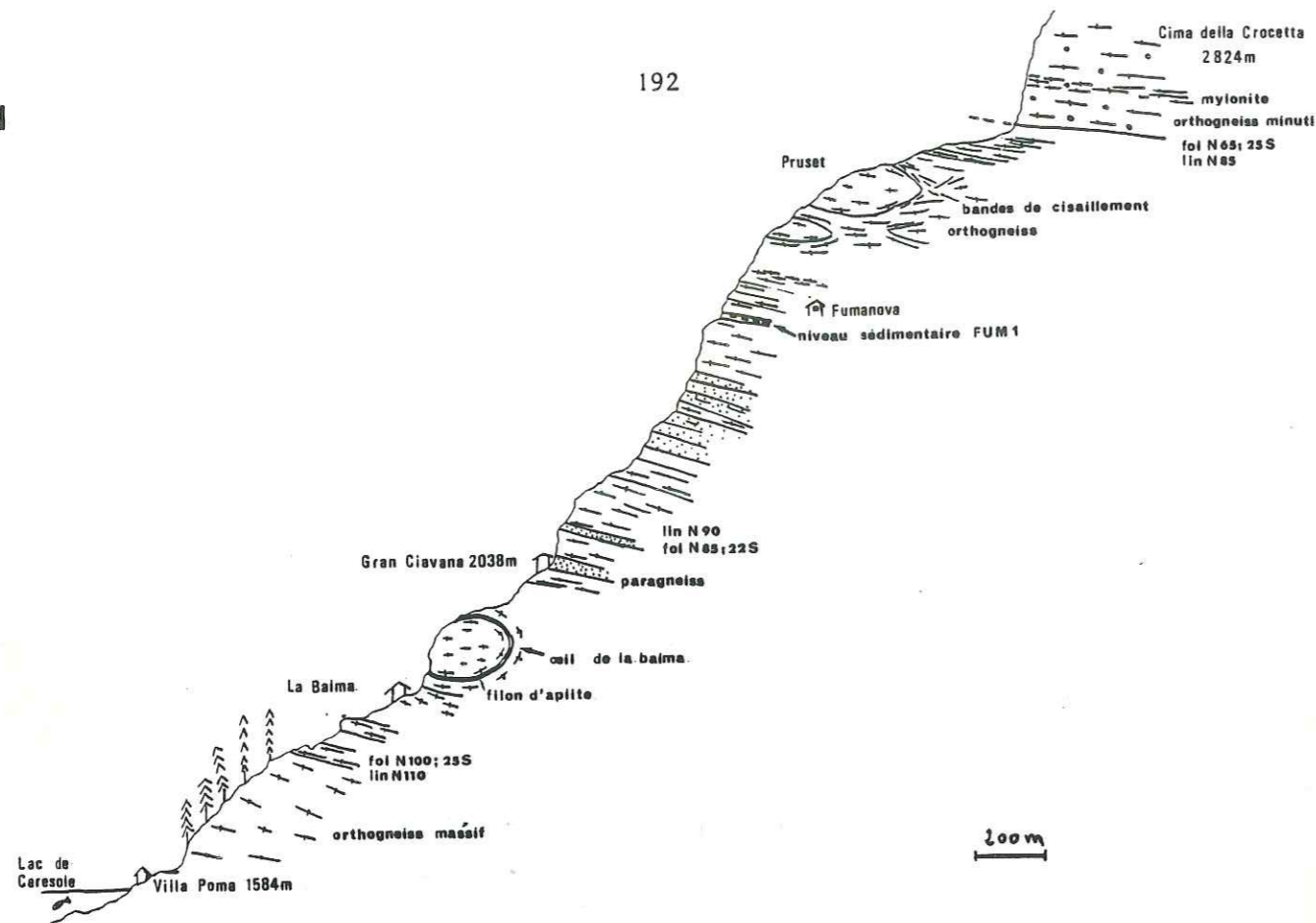
Le massif du Grand Paradis est un petit massif (50Km x 50Km), recoupé par de nombreuses vallées: Val Grande, Val Orco, Val di Piantonetto, Valsavarenche, Valnontey, Valeille, Val di Bardoney, Val Soana. Son point culminant est le Pic Gran Paradiso, 4061m.





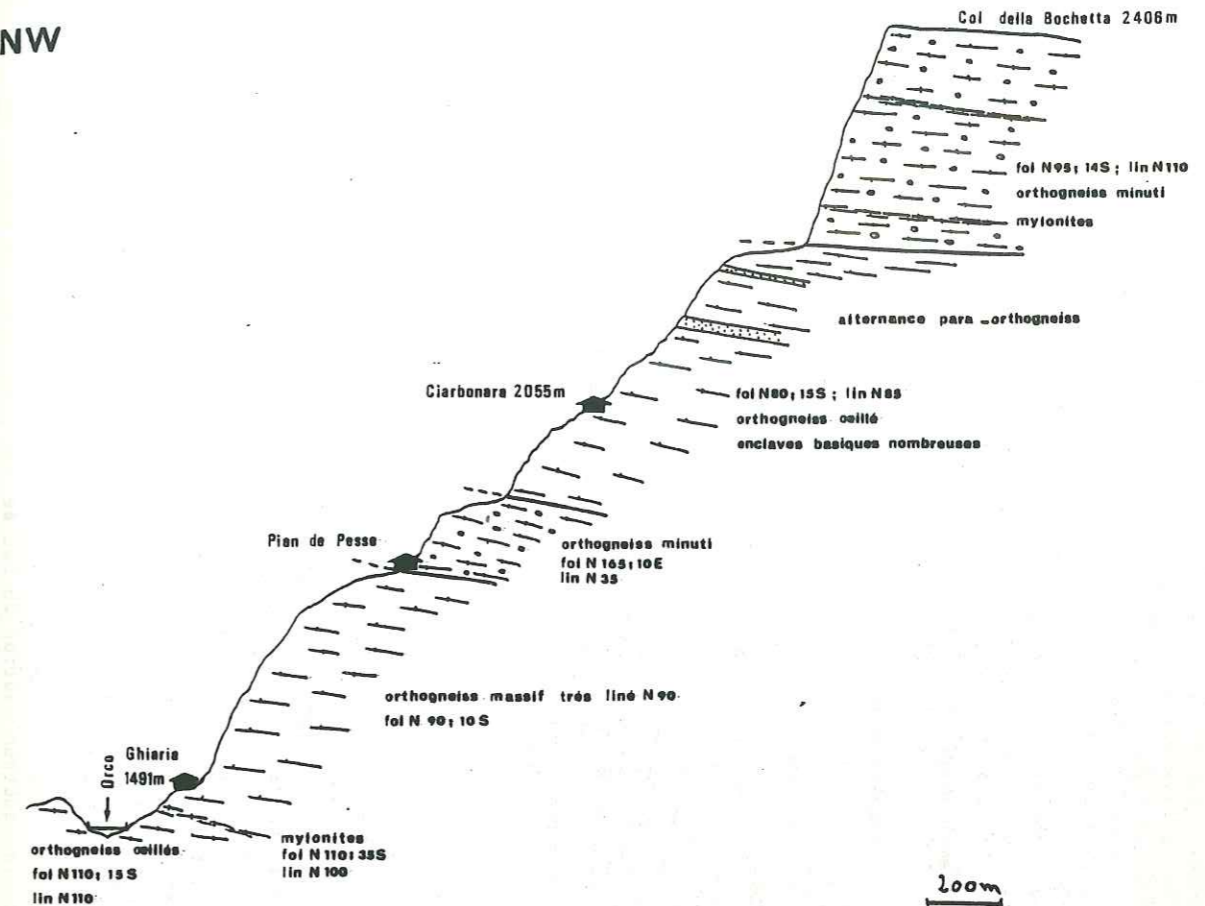
LE SOCLE DU GRAND PARADIS- QUELQUES COUPES.

-  orthogneiss oeilé
-  orthogneiss minuti
-  paragneiss; boudins d'éclogites
-  sédiments
-  mylonites



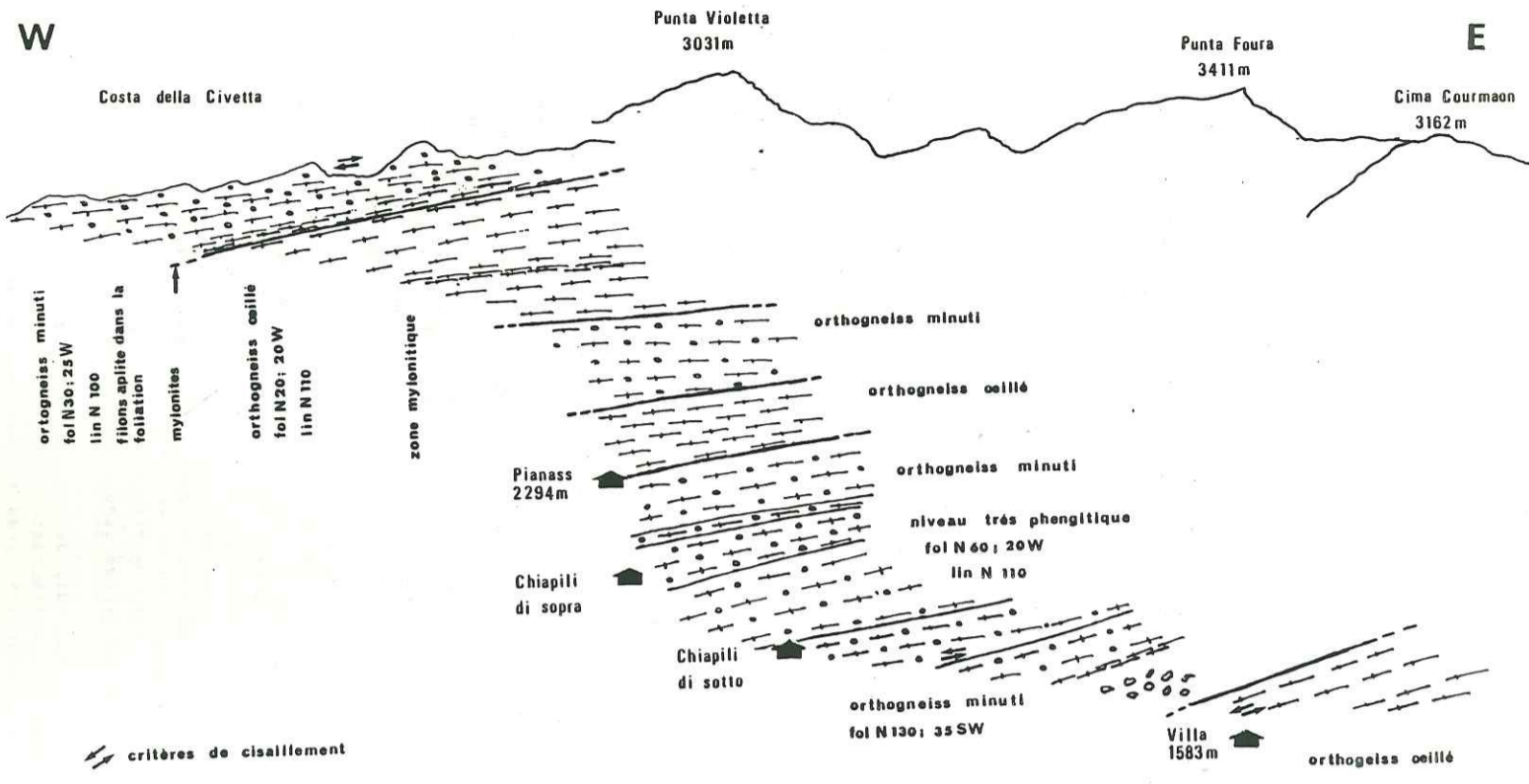
Coupe Lac de Ceresole - Col della Bochetta.

Jusqu'à La Balma, l'orthogneiss oeilé prédomine, sa foliation est légèrement pentée vers le Sud (20 à 25°), sa linéation est N100-110. Au dessus des fermes de La Balma, on peut observer un filon d'aplite faire le tour d'une forme en oeil, avec l'orthogneiss au centre de la structure. Celle-ci semble être un pli en fourreau; elle est caractérisée par une déformation intense, marquée par une foliation régionale N100, 20-25°S et une foliation propre, matérialisée par le filon d'aplite, qui fait le tour de la structure. Au niveau de Gran Ciavana, les paragneiss apparaissent avec des niveaux parfois très riches en grenats. Ils sont intercalés dans les orthogneiss. Dans la montée à Fumanova, la foliation de ces paragneiss passe quelquefois à la verticale; un énorme bloc, apparaissant tout d'abord comme étant effondré, mais finalement bien en place (foliation N85-90; Linéation N85-90) montre bien cette foliation verticale; 80°S. Cette foliation est microplissée (axe des plis = linéation N85-90), elle redevient ensuite parallèle à la foliation régionale (N90; 25°N puis 20°S). Le secteur est très riche en fractures minéralisées en hématite, orientées N120-110, avec un pendage de 30-35°SW. Sur le replat avant les fermes de Fumanova, un niveau sédimentaire a livré une paragenèse à glaucophane, chloritoïde, phengite et talc. Au dessus des fermes de Fumanova, au lieu dit Punta Pruset, on peut observer des "boudins" non déformés au cœur et moulés dans la foliation; des bandes de cisaillement accentuent la forme en amande de ces niveaux très peu déformés. Un affleurement de quelques mètres montre deux magnifiques plis à axes parallèles à la linéation N100, l'un déversé au Sud, l'autre au Nord. Au même endroit, la linéation passe de N100 à N180 en quelques mètres. Au dessus de ce niveau, les orthogneiss montrent une foliation de mieux en mieux marquée, avec par endroit des bandes mylonitiques. Un peu avant d'atteindre le col della Crocetta, on peut observer le contact mylonitique de l'orthogneiss minuti sur l'orthogneiss oeilé. Ce faciès affleure jusqu'au col en barres très épaisses.



Coupe menant au col de la Bochetta.

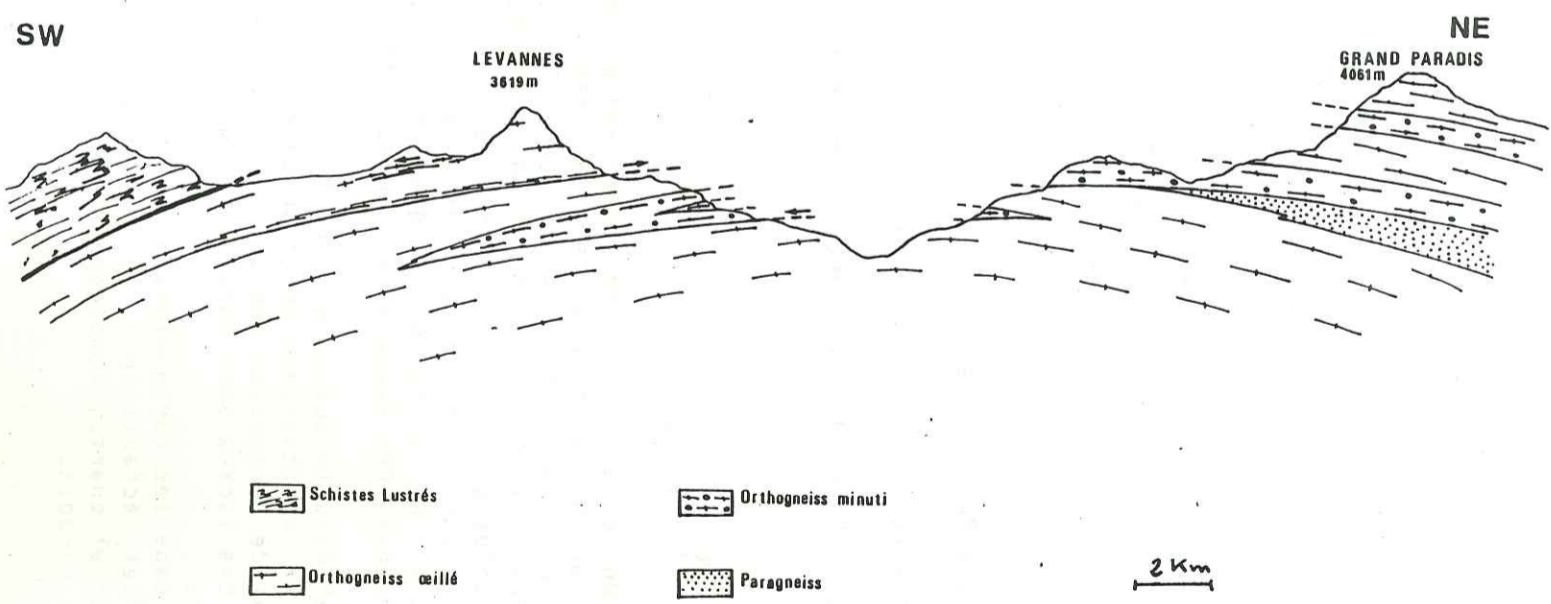
La coupe commence sur les bords de l'Orco, dans la vallée de Ceresole Resia. Là, l'orthogneiss oeilé affleure largement, sa foliation est faiblement pentée vers le Sud (15°). De nombreuses zones mylonitiques sont observables, elles peuvent être sécantes ou non sur la foliation. Après les fermes de Ghiaris, la montée se fait dans l'orthogneiss oeilé très massif et très liné (N90). Avant la traversée du torrent, le panorama vers le Nord montre les plis en fourreau hectométriques que nous avons décrits (Carpèna et Mailhé, 1984) sous le contact entre orthogneiss minuti et orthogneiss oeilé. Aux fermes de Pian Pesse, le faciès des orthogneiss change: c'est l'orthogneiss minuti, recoupé très souvent par des filons d'aplite. Le litage magmatique apparaît sur de très beaux affleurements, non loin des fermes. La portion du chemin entre Pian de Pesse et Ciarbonara est orientée E-W (perpendiculairement au début de la coupe). Avant les fermes de Ciarbonara, on rencontre à nouveau l'orthogneiss oeilé, bien liné (N85-90), contenant de magnifiques enclaves basiques, allongées dans la linéation. Dans le secteur des Lacs de Lillet, on peut observer une alternance entre l'orthogneiss oeilé (boudins) et de minces bandes de paragneiss, très déformées et moulant les boudins d'orthogneiss. C'est au début de la montée au col de la Bochetta que l'on retrouve l'orthogneiss minuti, celui-ci affleurant jusqu'au col. Cette "dalle d'orthogneiss minuti" est par endroits très mylonitique; de belles mylonites affleurent au col.



Coupe Lac Agnei - Villa.

Cette coupe se résume à une alternance de faciès orthogneiss minuti intercalé dans l'orthogneiss ocellé. Tout le secteur de la Costa della Civetta montre l'orthogneiss minuti, avec de nombreux filons d'aplite, marqueurs de la déformation, et un litage magmatique quelquefois bien préservé. Après une zone mylonitique montrant des critères de cisaillement vers l'Est, on passe à l'orthogneiss ocellé, mylonitique lui aussi par endroit et bien liné (N110). Après une lame d'orthogneiss minuti puis une autre lame d'orthogneiss ocellé, le faciès minuti domine jusqu'aux maisons de Villa, en bordure du Lac de Ceresole. Ce faciès est par endroit très phengitique, il montre en dessous de Chiapili di Sotto des critères de cisaillement vers l'Ouest; sa linéation est N110-N130. Aux maisons de Villa, après une clappe où les affleurements sont cachés, on retrouve à nouveau le faciès ocellé, constituant tout le secteur autour du Lac de Ceresole. A Villa, un bel affleurement livre un sens de cisaillement vers l'Ouest (plans c') (voir photo article 6).

150m



Coupe générale synthétique Levannes -Grand Paradis.

Cette coupe montre que le socle du massif du Grand Paradis est constitué d'une succession de lames d'orthogneiss ocellé, d'orthogneiss minuti ou de paragneiss. Le contact entre chacune d'elles peut être mylonitique ou non, les critères de cisaillement dans ces contacts peuvent être soit vers l'Ouest soit vers l'Est. La déformation dans ce socle est très hétérogène: elle peut être intense avec une linéation et une foliation très fortement exprimées et passer en quelques mètres à des faciès beaucoup moins déformés, parfois même équants. On rencontre ainsi des "boudins" de roches ou "cigares", allongés dans la linéation N100, très peu déformés, moulés dans la foliation. Les zones de cisaillement sont parfois nombreuses avec mylonites et ultramylonites, indiquant des sens de cisaillement vers l'Est ou vers l'Ouest. Le massif des Levannes semble représenter une écaille gneissique "rétroucharriée" vers l'Est, comprenant à sa base une zone mylonitique (datée de l'Eocène).

LES CRISTALLISATIONS ALPINES DANS LE SOCLE GRANITIQUE DU GRAND PARADIS.

L'évolution alpine du socle du Grand Paradis va être retracée à l'aide de 8 échantillons très représentatifs. Nous allons décrire cette évolution pour le granite du Grand Paradis, depuis l'échantillon le moins déformé (granite de Scalari) à l'échantillon le plus déformé (mylonite du col du Nivollet). Nous examinerons ensuite un échantillon d'orthoigneiss minuti (l'échantillon du col de la Bochetta) et un échantillon de paragneiss (prélevé sur la bordure Est du massif, à Campiglia). Enfin, nous étudierons un niveau basique dans les paragneiss, au contact du granite de l'Erfault, au fond du Valnontey. Cette évolution alpine se résume à deux épisodes principaux: un épisode de Haute Pression, suivi par un épisode dans le faciès Schiste Vert avec cristallisation importante de biotite verte.

Evolution en climat Haute Pression:

La paragenèse initiale du granite du Grand Paradis est:

Quartz - Biotite magmatique - Feldspath potassique - Plagioclase.

Au cours de l'épisode Haute Pression, au Crétacé supérieur, cette paragenèse se transforme:

Quartz - Biotite 1 - Rutile - FK - Plagio.

↓ ↓ ↓ ↓ ↓
Quartz - Grenat - Opaques - Phengites - Albite - Zoisite.

Ces réactions s'effectuent souvent en climat statique, mais peuvent être accompagnées d'une déformation plus ou moins importante (Pariottes). Elles peuvent être plus ou moins avancées: par exemple pour le granite de Scalari, les minéraux de l'assemblage magmatique initial sont encore bien conservés; par contre, dans un échantillon comme celui du col des Priottes, les assemblages caractérisant la phase de Haute Pression sont beaucoup plus développés. Le passage d'un faciès à l'autre peut être très rapide, en quelques mètres ou en quelques centimètres. Nous avons observé ce passage à l'échelle de la lame mince.

L'épisode HP a été enregistré partout dans le socle du Grand Paradis. Dans les paragneiss, il se caractérise par la cristallisation de phengites, grenats, zoisites. Mais nous n'avons pas observé de paragneiss peu affectés par l'épisode éocène, et les minéraux caractérisant ces faciès sont surtout des minéraux ayant cristallisé dans le faciès Schiste Vert.

Nous étudions aussi un niveau basique dans les paragneiss, au contact du granite de l'Erfault, dans le Valnontey. Cet échantillon, mylonitique, montre des grenats à inclusions de chloritoïde et quartz, témoignant que l'épisode HP a bien existé aussi dans le Nord du Grand Paradis.

L'épisode éocène:

Pour les granites, et de l'échantillon de Scalari à celui de la mylonite de Nivollet, l'intensité de cet épisode est croissante, avec une cristallisation de plus en plus importante de biotite verte (Bi2), de chlorite, de sphène, d'albite. A partir de l'assemblage de HP, on observe la transition suivante:

Quartz - Phengite - Grenat - Zoisite - Rutile.

↓ ↓ ↓ ↓ ↓
Quartz - Biotite2 - Chlorite - Albite - Sphène.

Cette transformation peut être plus ou moins avancée d'un échantillon à l'autre, là aussi, variant en quelques mètres ou en quelques centimètres, à l'échelle de la lame mince. En effet, nous avons étudié des lames minces où cette transformation existe dans un secteur de la lame, alors qu'à l'autre bout de la lame nous observons encore les paragenèses de HP et quelquefois même, les assemblages magmatiques parfois bien conservés. Mais d'une manière générale, ces transformations sont de plus en plus avancées du Sud du massif vers le Nord, et du fond des vallées vers les sommets.

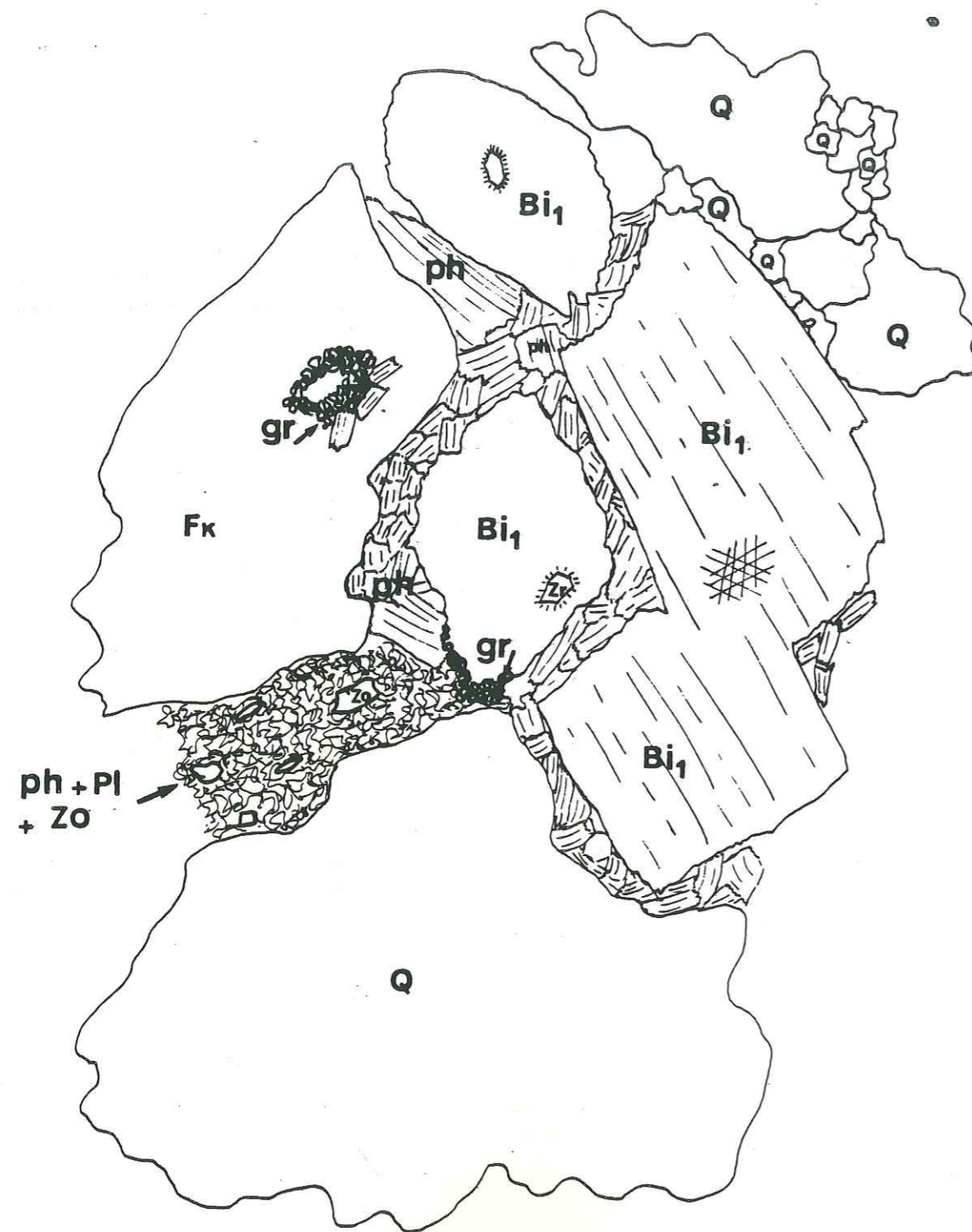
Dans les paragneiss, l'épisode éocène se manifeste aussi par une cristallisation abondante de biotite verte (Bi2) au dépens des phengites, par la destabilisation des grenats, et la cristallisation importante de chlorite et d'albite.

Dans l'orthoigneiss minuti, la cristallisation importante de biotite verte et d'albite, caractérise cet épisode. Mais nous n'avons jamais observé ce faciès épargné par cette phase éocène.

Enfin, dans les niveaux basiques, les grenats se destabilisent fortement, on observe alors la cristallisation importante de biotite verte (Bi2) d'albite et de chlorite.

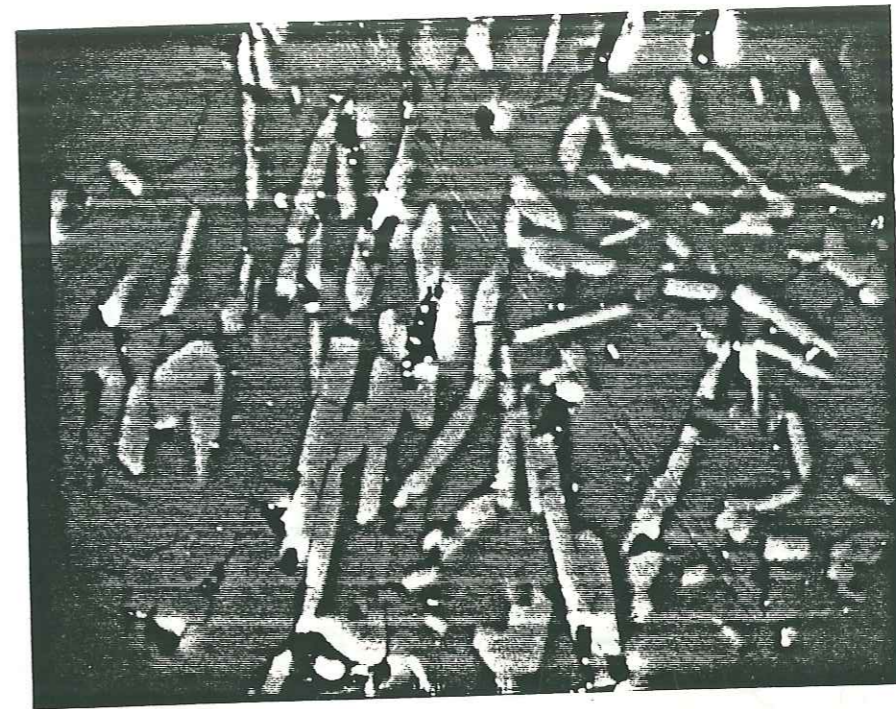
SCALARI granite

71 Ma



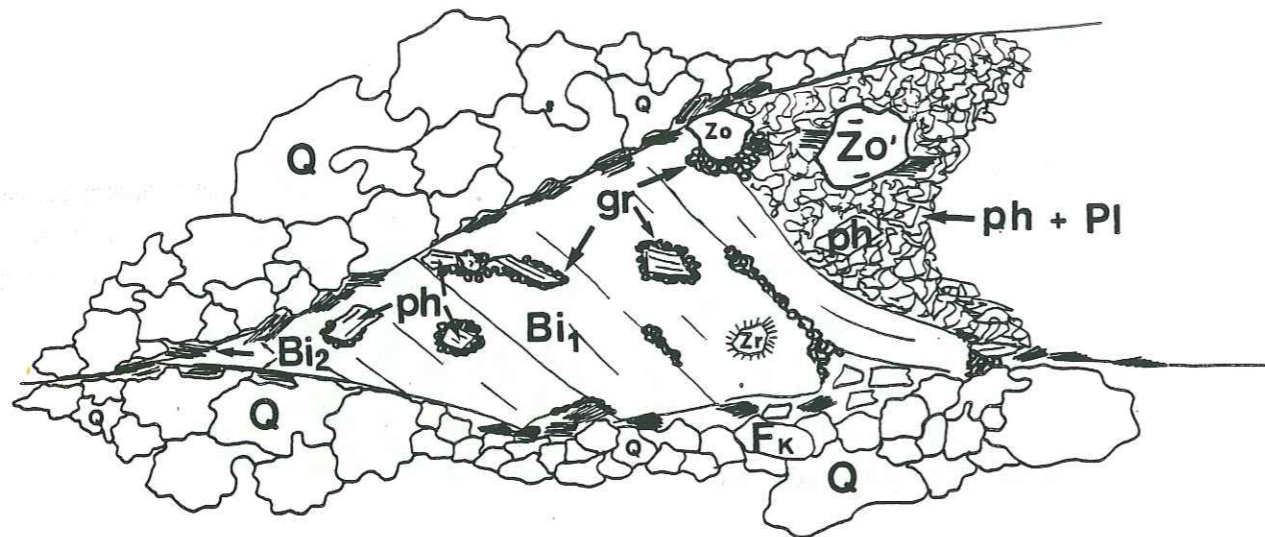
Granite de SCALARI:

Echantillon de granite non déformé, équiant, sans linéation.
 Très grandes biotites magmatiques (Bi1) avec belles aiguilles de rutile et zircons à auréole pléochroïque; elles se déstabilisent pour donner, en climat statique, des phengites, du grenat en couronnes discontinues au contact des plagioclases. Ce plagioclase est transformé en phengites, zoisite et albite (photo).



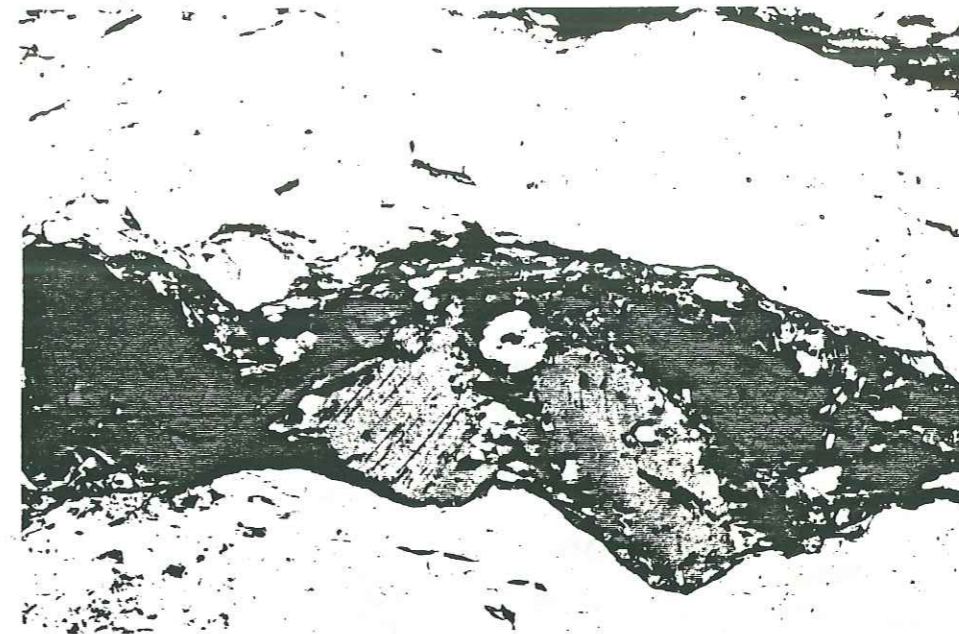
Plagioclase du granite de SCALARI, grossi 2500 fois au microscope électronique à balayage: ce minéral est totalement pseudomorphosé en zoisite (petits cristaux clairs et allongés) et albite (fond gris).

BORGO orthogneiss Lin N 110 80 Ma



Orthogneiss de BORGO:

Echantillon d'orthogneiss ocellé, très légèrement déformé, sa linéation est N110. Les biotites magmatiques (Bi1), encore bien conservées, sont en train de se transformer en phengites et grenats. Les plagioclases sont destabilisés et des cristaux de zoisite et de phengite les remplacent petit à petit. Toutes ces réactions semblent s'effectuer en climat statique. Quelques petites biotites vertes (Bi2) ont cristallisé tout autour des biotites primaires (Bi1).

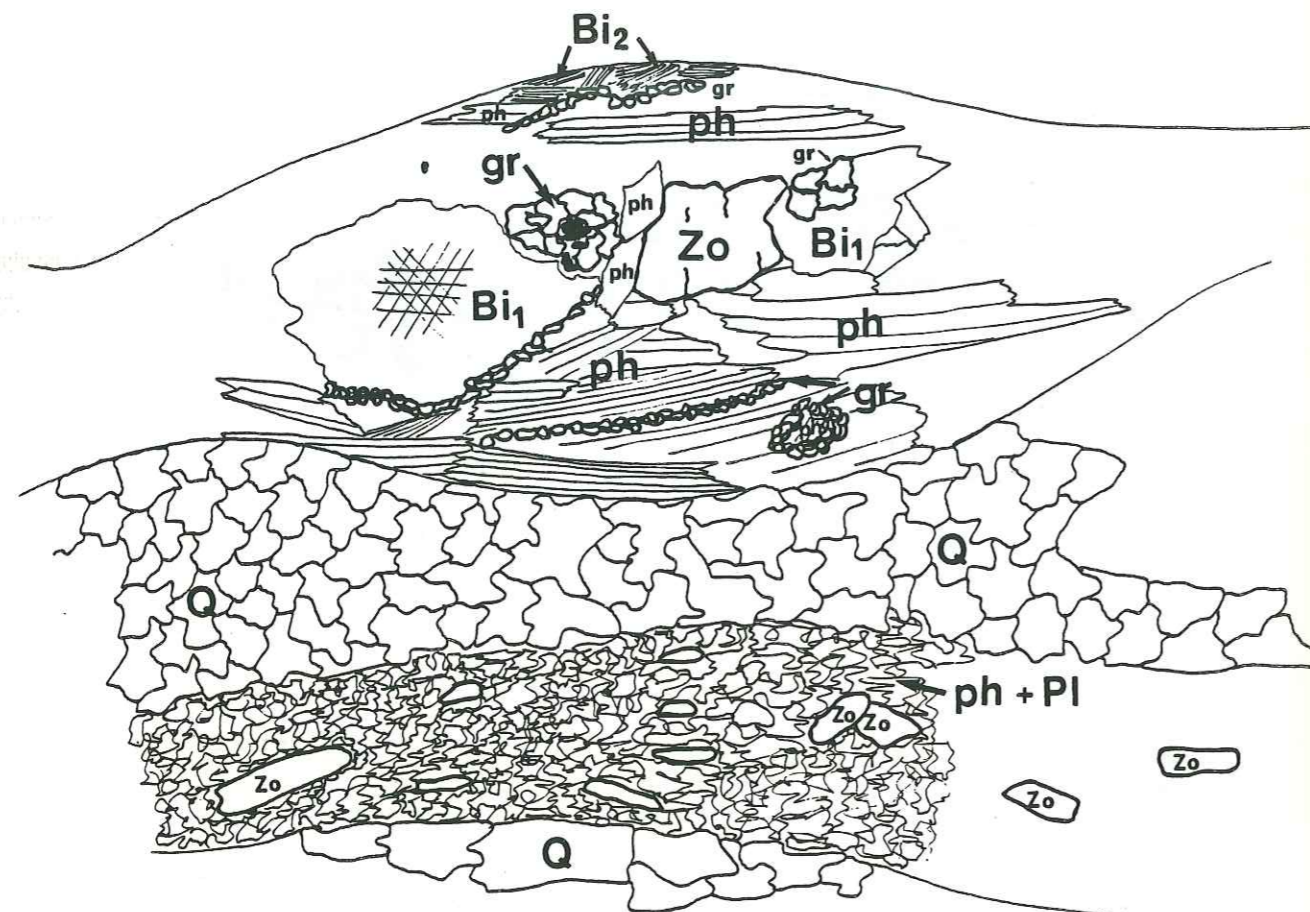


Des biotites magmatiques encore préservées dans l'orthogneiss de Borgo.

PARIOTTES orthogneiss

Lin N 100

93 Ma

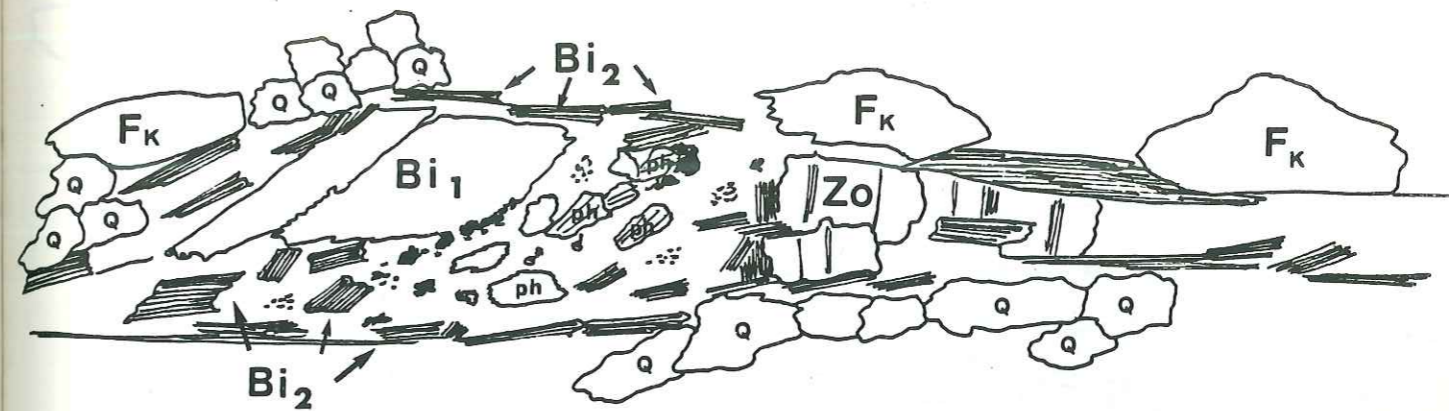


Orthogneiss du col des PARIOTTES:

Cet orthogneiss oillé, très fortement liné N100, contient encore des biotites magmatiques (Bi1), mais celles-ci sont très pseudomorphosées en phengites (contenant encore des aiguilles de rutile) et grenats, ceux-ci étant soit en amas, soit en lits, dans les sites plagioclasiques. Les plagioclases sont totalement transformés en un mélange de zoisite et phengite, en cristaux très petits. La zoisite est abondante et a aussi cristallisé en gros cristaux. Enfin, cet échantillon montre des rubans de petits quartz, alternant avec les autres minéraux.

GRAN PARADISO SOMMET
orthogneiss

38 Ma



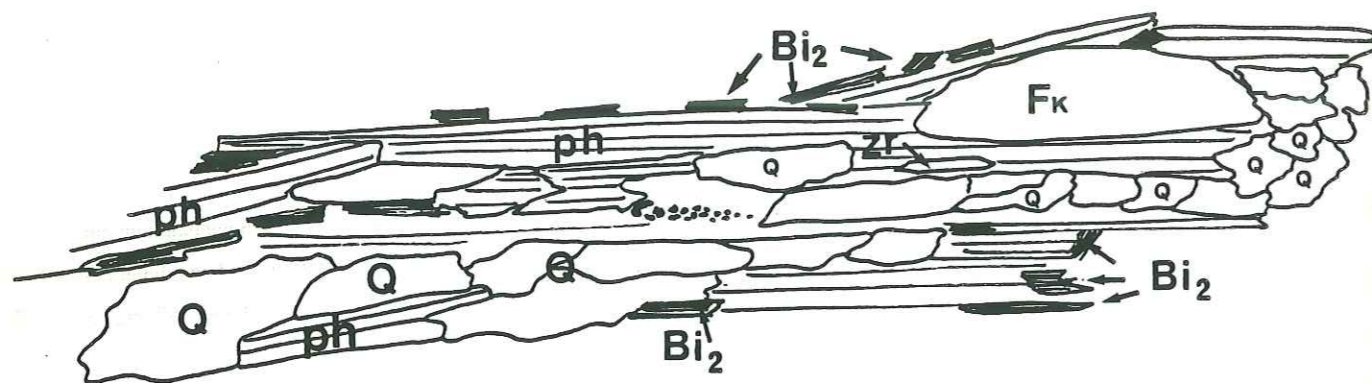
Orthogneiss du sommet GRAN PARADISO:

Cet orthogneiss oillé est très déformé, sa foliation est plate, sa linéation est N100. S'il reste quelques lambeaux de biotites magmatiques (Bi1), la biotite verte (Bi2) est très abondante; elle pousse à partir des phengites. Les zoisites se destabilisent aussi et se rétrotransforment en biotite. Les rubans de quartz sont nombreux et formés de petits cristaux très recristallisés.

NIVOLLET mylonite

Lin N 100

44 Ma

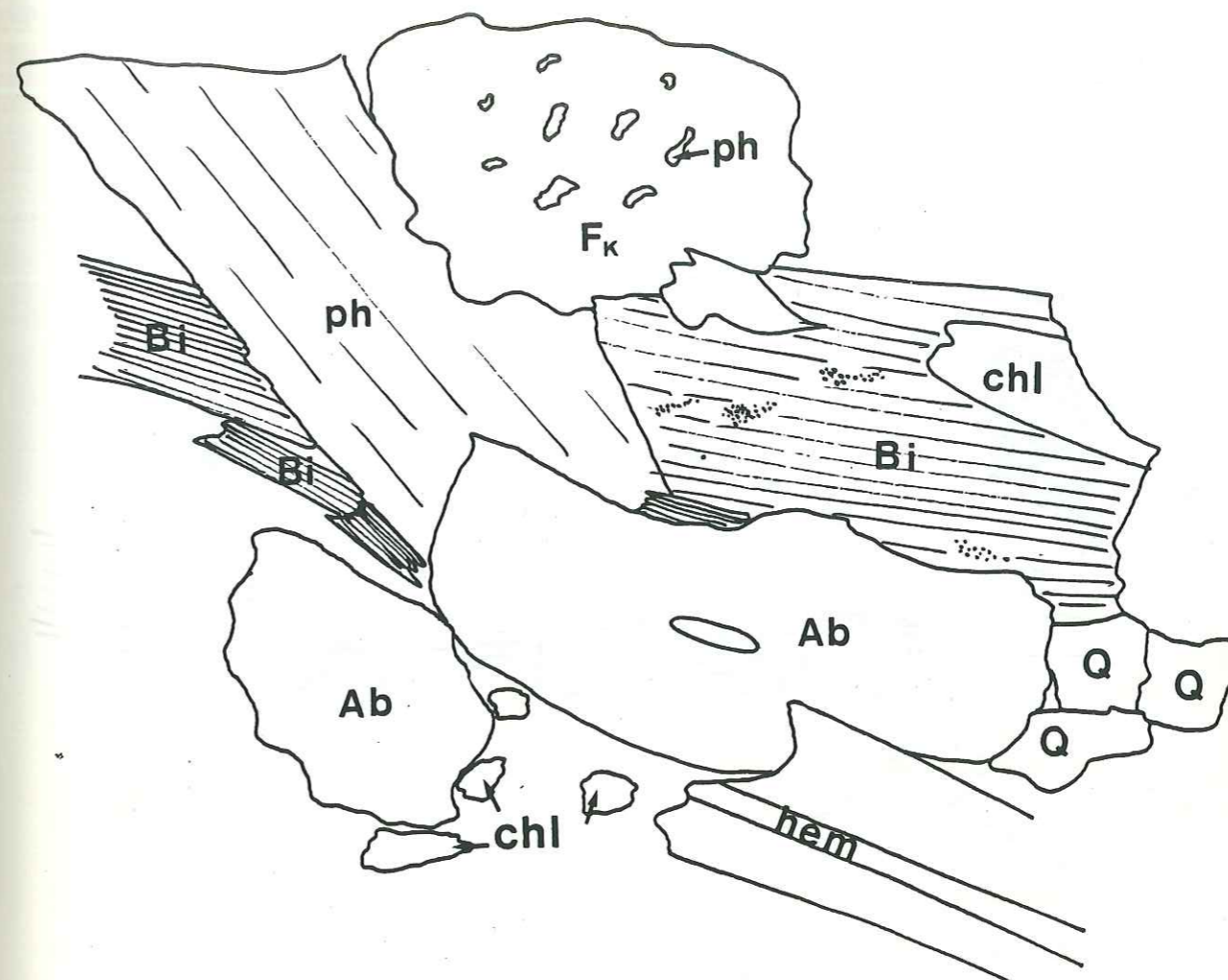


La mylonite de NIVOLLET:

Elle est constituée de quartz, phengites, feldspath potassique et biotite verte. La biotite magmatique n'existe plus, elle a été totalement transformée en biotite verte (Bi2). Celle-ci cristallise aussi à partir des phengites qu'elle entoure. La déformation de cet échantillon est importante, la structure en rubans est bien marquée par tous les minéraux; on peut même observer des zircons, "couchés" dans la foliation.

BOCHETTA orthogneiss minuti Lin N 100

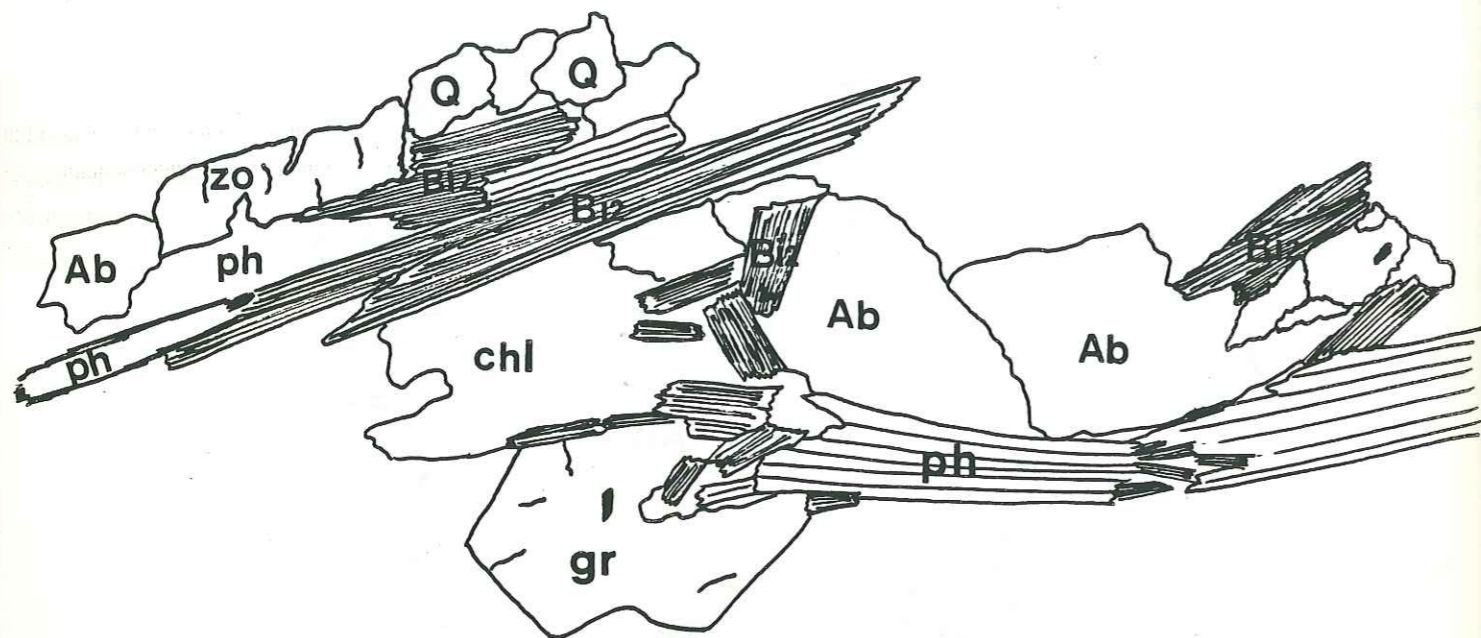
62 Ma



L'orthogneiss minuti du col de la BOCHETTA:

Ce type d'orthogneiss est toujours très phengitique et albitique: les cristaux de phengites et d'albite sont grands et bien développés. Toute la biotite magmatique a été largement remplacée par la biotite verte (Bi2). La chlorite est abondante. Une caractéristique de ce faciès est l'abondance de minéraux opaques, d'allanite (cristaux de plusieurs millimètres), de sphène et d'hématite, responsable de la couleur rosée de ce faciès.

CAMPIGLIA paragneiss Lin N 110 40 Ma



Echantillon de paragneiss CAMPIGLIA:

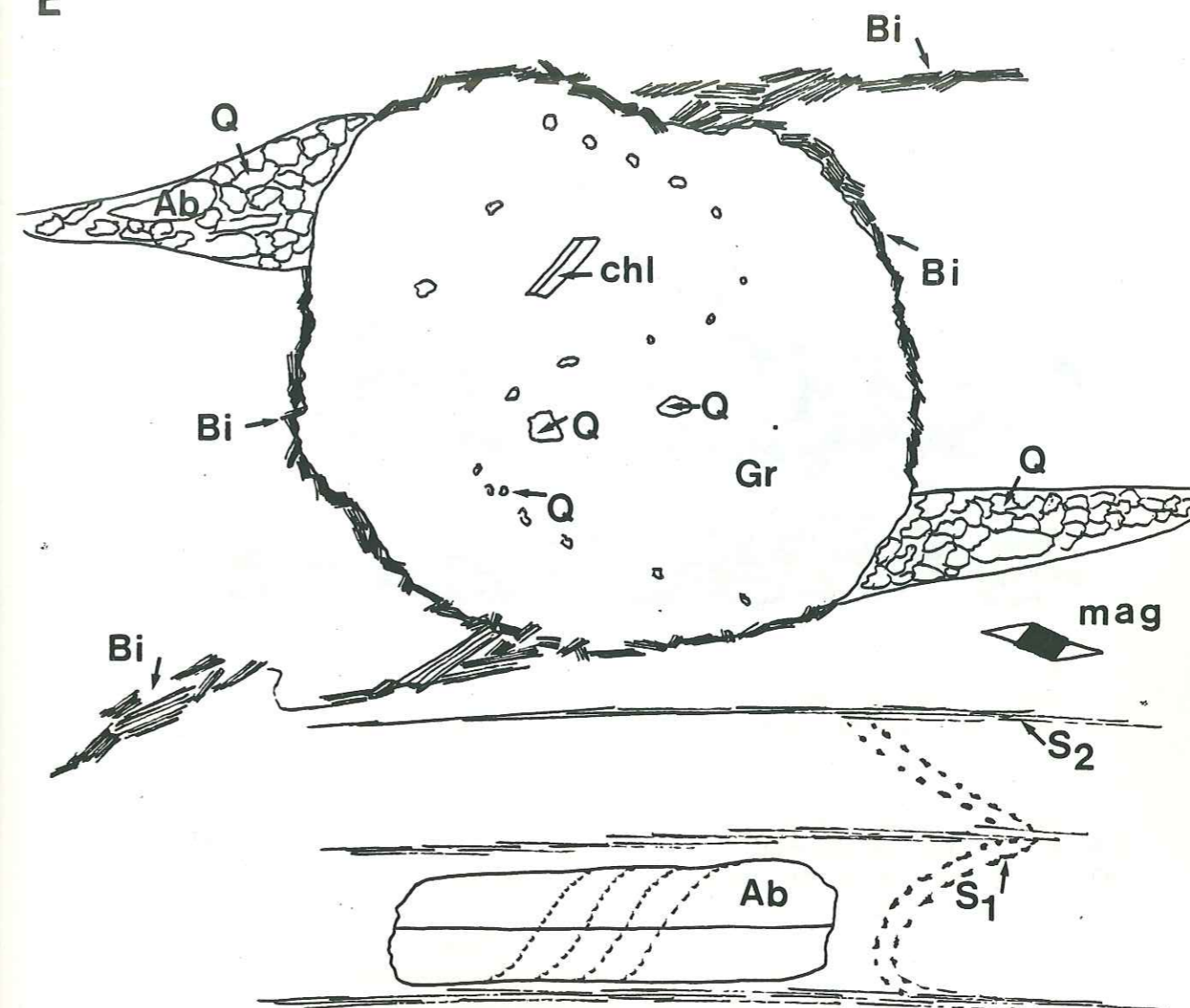
Rétromorphose de la paragenèse HP à grenat, phengite, zoisite, rutile: la biotite verte pousse dans le grenat, autour des phengites; le rutile est entouré de sphène; la zoisite se destabilise, l'albite cristallise ainsi que la chlorite.

ERFAULET niveau

mylonitique Lin N 100 49 Ma

E

W

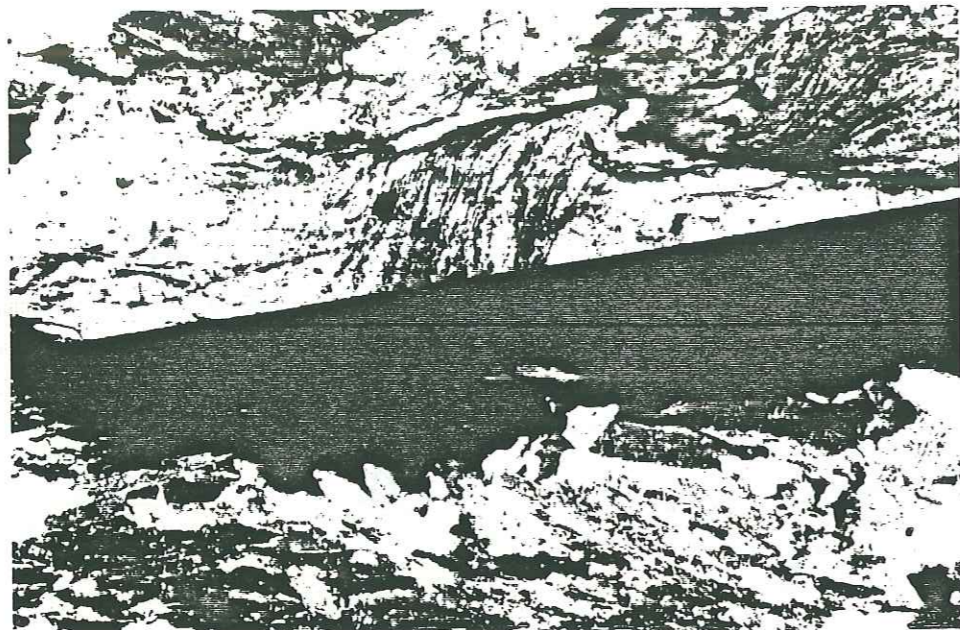


Mylonite de l'ERFAULET:

Cet échantillon a été prélevé dans les paragneiss, au contact avec le granite de l'Erfaulet. Les grenats, centimétriques, contiennent des inclusions de quartz et chloritoïde. Leurs bordures sont soulignées par des petits cristaux de biotite verte (Bi2), formant des queues de cristallisation indiquant un sens de cisaillement vers l'Ouest. D'autres queues de cristallisations, constituées de quartz et d'albite, indiqueraient un sens de cisaillement vers l'Est. Des magnétites montrent aussi un sens de cisaillement vers l'Est.

Les stades successifs de cristallisation semblent être:

- 1) Les biotites hercyniennes ont existé, il en reste les granules ferro-titanés qui soulignent une ancienne schistosité S1 (photo).
- 2) La phase de HP fait cristalliser les grenats avec leurs inclusions de quartz et de chloritoïde. Il semble que l'albite ait cristallisé lors de cette phase.
- 3) La biotite verte cristallise ensuite.



Ancienne schistosité S1, matérialisée par des granules ferro-titanés,
dans une albite de la mylonite de l'Erfaultet.

TECTONIQUE. — *Mise en évidence par la méthode des traces de fission de l'âge éocène de zones ultramylonitiques dans le socle du Grand Paradis (Alpes occidentales). Note (*) de Joëlle Carpéna et Renaud Caby, présentée par Jean Aubouin.*

La datation par la méthode des traces de fission sur les zircons de zones ultramylonitiques dans le socle du Grand Paradis a permis de mettre en évidence, à l'Éocène, l'existence de cisaillements ductiles dans cette zone interne des Alpes. Ces ultramylonites indiquent par ailleurs un sens de cisaillement vers l'Est et seraient donc un témoignage des rétrocharriages bien connus dans la chaîne alpine.

TECTONICS. — *Fission Track Evidence of Eocene Ultramylonitic Zones in the Gran Paradiso Basement.*

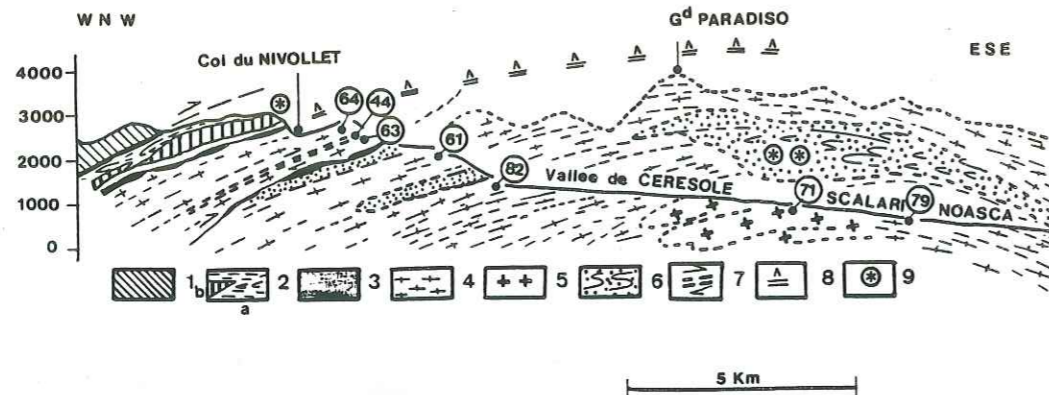
The existence of shear zones of Eocene age in the Gran Paradiso basement has been shown by a fission track study on zircons. These ultramylonitic zones display an eastward displacement and therefore represent a backthrusting.

I. CADRE GÉOLOGIQUE. — Le massif du Grand Paradis est essentiellement constitué d'orthogneiss, datés à 300-350 M.A. par la méthode du plomb total [1], intrusifs dans des micaschistes ([2], [3]). Les déformations alpines sont responsables d'une foliation faiblement inclinée et de l'allure en dôme du massif. De rares lambeaux de couverture mésozoïque (généralement décollée) sont pincés en synformes à ses bordures. Ils sont souvent injectés de gypse et de cargneules. Les recristallisations alpines font apparaître dans ce massif, de la biotite et divers minéraux de haute pression (chloritoïde, phengite, zoisite, almandin, glaucophane, etc.) ([3], [4]). Dans les orthogneiss, le grenat et la biotite brune ne semblent exister qu'au cœur du massif ([4], [5]). Dans les roches métabasiques, la présence de glaucophane blindé dans l'actinote ainsi que celle d'éclogites, indiquent l'existence de très hautes pressions ([4], [6], [7], [8]). La présence de disthène alpin est occasionnelle [9].

Bertrand et Saliot [10], puis Bertrand [3] ont montré que les structures tectoniques marquantes de la partie occidentale du massif sont constituées par une foliation à faible pendage et par une linéation très bien réglée W-NW. La cartographie de ce secteur a mis en évidence des plis couchés de toutes échelles dont les axes sont en moyenne de direction E-W. Les études récentes portant sur les zones internes des Alpes occidentales attribuent ces structures aux résultats d'une déformation progressive dont le mécanisme est proche d'un cisaillement simple à vergence Ouest ([11] à [14]). L'interprétation globale de ces phénomènes à l'échelle des Alpes occidentales proposée par Mattauer et Tapponnier [15] puis Mattauer et coll. [16], fait apparaître ces structures au cours de l'obduction du domaine piémontais sur les massifs cristallins internes, leur évolution se terminant pendant la collision intercontinentale entre 80 et 60 M.A. Ces chiffres sont en effet ceux fournis par plusieurs méthodes géochronologiques sur des minéraux de haute pression du métamorphisme alpin ([17] à [20]). Il est classiquement admis, dans les zones internes, que des minéraux du faciès schiste vert oblitèrent partiellement ou totalement les assemblages HB-BT ([21], [22]).

Dans la partie ouest du massif, les conditions du métamorphisme initial de HP-BT ont été estimées à $P > 6$ Kbar et $T = 450^\circ\text{C}$ [8]. L'âge de cristallisation des phengites de HP est compris entre 60 et 75 M.A. (méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) et les conditions rétrogrades dans le faciès schiste vert ont été enregistrées par certains micas rétro-morphiques avec des âges de 38-40 M.A. ([19], [20]).

II. RÉSULTATS ET CONCLUSIONS. — Les différents échantillons datés ont été prélevés principalement sur une coupe entre 1 100 et 2 600 m d'altitude. Elle se situe dans la vallée de Ceresole Reale qui recoupe d'Est en Ouest le dôme gneissique du Grand Paradis. Les



Coupe géologique schématique de la partie centro-occidentale du massif du Grand Paradis dans la vallée de Ceresole-Locana. En tireté : coupe projetée des parties hautes du massif situé 10 km au Nord. 1, permocarbonifère de la zone du Grand Saint-Bernard; 2, mésozoïque piémontais allochtone : (a) calcschistes, (b) ophiolites, 3, cargneules et lambeaux triasiques. Massif du Grand Paradis : 4, orthogneiss granitiques; 5, granite de Scalari; 6, micaschistes « gneiss minuti », 7, zone ultramytonitique et sens de cisaillement; 8, contact basal de la nappe piémontaise, extrapolé; 9, écolgites.

Schematic geologic cross section of the western and central part of the Gran Paradiso massif in the Ceresole-Locana valley. Dotted area, projection of the section across the higher part of the massif located 10 km to the north. 1, permocarboniferous of the Gran Saint-Bernard zone; 2, allochthonous mesozoic of the piemontese zone: (a) calcschists; (b) ophiolites; 3, cargneules and remnants of triassic sediments. Gran Paradiso massif; 4, granitic orthogneisses; 5, Scalari granite; 6, micaschists and "gneiss minuti"; 7, ultramytonitic zone and movement direction; 8, inferred basal contact of the piemontese nappe; 9, eclogites.

Métamorphisme. — La biotite brune ou verte, alpine, et le mica blanc phengitique caractérisent tous les orthogneiss, la biotite magmatique étant parfois encore partiellement conservée. Les anciens plagioclases sont toujours totalement déstabilisés avec blastèse de phengite, albite, clinzoisite, et parfois grenat. La recrystallisation de microline alpin est plus fréquente à l'Ouest, de même que l'apparition de chlorite rétrograde tardive, de stilpnomélane, de calcite, etc. témoignent d'une reprise de la foliation en conditions de plus basse température.

Dans les faciès non déformés du granite à ex-cordiérite de Scalari, affleurant au plus profond du massif, la biotite brune magmatique est largement conservée, avec développement de couronnes réactionnelles complexes à biotite + phengite + grenat au contact du plagioclase. On observe en même temps de nombreuses exsolutions de rutile ou de sphène dans les biotites magmatiques qui tendent ainsi vers la recrystallisation alpine.

A l'opposé, dans les orthogneiss très déformés de même origine situés à quelques mètres des roches précédentes, il y a destruction totale des biotites magmatiques. Leur foliation est soulignée par le quartz en ruban, très recrystallisé en mosaïque, et par des films micacés flexueux à phengite, biotite brun pâle et granules ferro-titanés soulignant les sites des biotites magmatiques. Il existe une abondante matrice orientée quartz-albitique à zoisite et clinzoisite. Le grenat millimétrique à auréoles réactionnelles en zone abritée avec phengite et biotite affectionne les fuseaux plagioclasiques. La présence de zoisite tronçonnée et de rares lamelles phengitiques tordues, de plus grande taille que celle des rubans, montre que cette foliation naissante est déjà en fait d'origine composite. On sait que les couronnes réactionnelles présentes dans le granite sont typomorphes de conditions de hautes pressions [26]. Aussi est-il possible d'assigner un caractère statique à la paragenèse de haute pression originelle dans ces roches.

Au col de Nivollet, la structure finement rubanée des ultramytonites présentes en bandes décimétriques et parallèles à la foliation des orthogneiss, est soulignée par des rubans de quartz millimétriques et par la matrice orientée, riches en micas blancs phengitiques. Ces phengites sont fréquemment déformées et certaines, de grande taille, se présentent sous forme d'yeux ou même plus rarement en monocristaux sigmoïdes. Elles sont déstabilisées et entourées par une auréole de petites biotites brun pâle non déformées et bien à plat dans la foliation. Il n'existe ainsi pas de preuves de mouvements à plus basse température que celle requise pour la stabilité de la biotite, soit $T > 350^{\circ}\text{C}$. On peut noter que ces ultramytonites contiennent de gros cristaux de zircons qui se sont couchés, suivant leur axe C, dans la foliation, lors de la mylonitisation. L'absence de grenat dans ces ultramytonites est à remarquer, alors que ce minéral est présent dans les orthogneiss encaissants. On peut alors se poser la question de savoir si c'est la mylonitisation qui est responsable de la disparition du grenat ou bien si ce minéral n'a jamais existé dans ce niveau.

TABLEAU

$\lambda_F = 7,03 \cdot 10^{-17}$ ans, $U^{235}/U^{238} = 7,252 \cdot 10^{-3}$, $\sigma_F = 580 \cdot 10^{-24}$ cm²
Précision à 2σ (95 % de niveau de confiance) calculée selon Johnson et coll. [27]

Minéral	Nombre de grains	Traces fossiles		Traces induites		Corrélation (r)	Flux (n/cm ²) ($\times 10^{15}$)	Age $\pm 2\sigma$ (M.A.)	Altitude (m)
		Nombre	D _F (t/cm ²)	Nombre	D _I (t/cm ²)				
Zircon	8	178	$1,21 \cdot 10^7$	Échantillon NOASCA 247 1,68.10 ⁷		0,964	3,67	79 ± 3	1400
Zircon	7	222	$1,38 \cdot 10^7$	Échantillon SCALARI 343 2,14.10 ⁷		0,992	3,67	71 ± 2	1150
Zircon	8	307	$6,95 \cdot 10^6$	Échantillon VILLA 205 4,64.10 ⁶		0,916	1,84	82 ± 4	1585
Zircon	7	332	$1,40 \cdot 10^7$	Échantillon FGP 3 361 1,52.10 ⁷		0,996	2,23	61 ± 1	2300
Zircon	6	155	$4,66 \cdot 10^6$	Échantillon NIVOLLET gneiss 225 6,76.10 ⁶		0,956	3,06	63 ± 3	2500
Zircon	6	239	$4,85 \cdot 10^6$	Échantillon NIVOLLET mylonite 465 9,44.10 ⁶		0,988	2,84	44 ± 1	2590
Zircon	5	287	$1,21 \cdot 10^7$	Échantillon FGP 4 231 9,75.10 ⁶		0,991	2,27	64 ± 1,5	2600

âges obtenus sur les zircons de ces roches sont reportés sur la coupe de la figure et dans le tableau. La description pétrographique des échantillons figurant sur la coupe se trouve dans la rubrique métamorphisme.

On sait que dans le cas d'un soulèvement, la distribution des âges T.F. en fonction de l'altitude est simple : les valeurs les plus élevées sont situées au sommet alors que les plus basses sont au fond des vallées. Nos premiers résultats [23] sur ce massif avaient montré une distribution inverse des âges, du même type que celle obtenue par Zeitler et coll. [24] en Himalaya au Pakistan. Le groupe des âges Crétacé supérieur a été interprété comme datant le refroidissement, en dessous de $250 \pm 50^{\circ}\text{C}$, du métamorphisme HP-BT [23]. Les âges des apatites des mêmes échantillons, compris entre 40 et 20 M.A. correspondent, quant à eux, au refroidissement en dessous de 100°C de ces roches [23]. Le gradient inverse des âges en fonction de l'altitude qui pouvait alors être expliqué en partie par l'existence d'une phase tectonique postmétamorphique ayant modifié leur distribution [23], semble être confirmé par l'échantillonnage actuel, plus serré (19 échantillons). Le résultat fondamental concerne l'âge des zircons à 44 ± 1 M.A. des ultramytonites prélevées immédiatement sous le col de Nivollet. Gardant à l'esprit que seule la température est responsable de la remise à zéro de ce chronomètre ($250 \pm 50^{\circ}\text{C}$), l'interprétation de cet âge, obtenu sur zircons par la méthode des traces de fission amène les conclusions suivantes :

- le dernier mouvement dans cette zone d'ultramytonites a eu lieu à l'Éocène;
- c'est l'échauffement qui est responsable de la réouverture du chronomètre traces de fission;
- les conditions thermiques de cette déformation ont dépassé $250 \pm 50^{\circ}\text{C}$, ce qui est en accord avec la présence de mica blanc et de biotite syn à tardi-mylonitiques.

D'autre part, ces mylonites sont parallèles à la foliation régionale des orthogneiss (30°W) et montrent une linéation minérale N110. La fabrication de ces roches indique un sens de cisaillement vers l'Est (Etchecopar et Malavielle, communication personnelle).

Ces ultramyonites sont donc un témoignage des rétrocharriages, déjà mis en évidence par Bertrand [3] dans le Grand Paradis, puis interprétés dans différents modèles géodynamiques à l'échelle de la chaîne ([15], [7], [25]). Il faut donc admettre que de grands cisaillements ductiles fonctionnaient encore à l'Éocène dans cette zone interne des Alpes.

Enfin, sur le plan thématique, il convient de souligner une nouvelle application de la méthode des traces de fission, dont la finesse permet la datation d'épisodes de tectonique tangentielle.

(*) Remise le 4 juillet 1983.

- [1] R. CHESSEX, M. DELALOYE, D. KRUMMENACHER et M. VUAGNAT, *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 44, 1964, p. 43-60.
- [2] R. MICHEL, *Sc. de la Terre*, Nancy, 1, n° 3-4, 1953, 287 p.
- [3] J. M. BERTRAND, *Geol. Alp.*, 44, 1968, p. 55-87.
- [4] C. CHOPIN, *Thèse 3^e cycle*, Univ. Paris-6, 1979, 145 p.
- [5] R. POLINO et G. V. DAL PIAZ, *Mem. Ist. Geol.*, Univ. Padova, XXXII, 1978.
- [6] R. COMPAGNONI et B. LOMBARDO, *Soc. It. Miner. Petr.*, Milano, XXX, (1), 1974, p. 223-237.
- [7] R. CABY, J. R. KIENAST et P. SALIOT, *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn.*, XX, fasc. 4, 1978, p. 307-322.
- [8] C. CHOPIN, *J. Petr.*, 22, part 4, 1981, p. 628-650.
- [9] R. COMPAGNONI et R. PRATO, *Boll. Soc. Geol. It.*, 88, 1969, p. 537-549.
- [10] J. M. BERTRAND et P. SALIOT, *Comptes rendus*, 262, série B, 1966, p. 1669.
- [11] P. LAURENT et A. ETCHECOPAR, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), XVIII, n° 6, 1976, p. 1387-1393.
- [12] J. MALAVIELLE et A. ETCHECOPAR, *Tectonophysics*, 78, 1981, p. 65-71.
- [13] M. MATTAUER, *Comptes rendus*, 293, série II, 1981, p. 929.
- [14] R. LACASSIN, *Comptes rendus*, 296, série II, 1983, p. 777.
- [15] M. MATTAUER et P. TAPPONNIER, *Comptes rendus*, 287, série D, 1978, p. 899.
- [16] M. MATTAUER, M. FAURE et J. MALAVIELLE, *J. Struc. Geol.*, 3, n° 4, 1981, p. 401.
- [17] J. C. HUNZIKER, *Mem. Ist. Geol. Miner.*, Univ. Padova, 31, 1974, 55 p.
- [18] J. BOCQUET, M. DELALOYE, J. C. HUNZIKER et D. KRUMMENACHER, *Contr. Miner. Petr.*, 47, 1974, p. 7-26.
- [19] C. CHOPIN et H. MALUSKI, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), XX, n° 5, 1978, p. 151-155.
- [20] C. CHOPIN et H. MALUSKI, *Contr. Miner. Petr.*, 74, 1980, p. 109-122.
- [21] J. BOCQUET, *Thèse d'État*, Université de Grenoble, 1974, 489 p.
- [22] P. SALIOT, *Thèse d'État*, Université de Paris-Sud, 1978, 181 p.
- [23] J. CARPENA, *Abstr. Workshop on Fission Track Dating (5th. Inter. Conf. on Geochr. Cosmo. and Isot. Geol.*, Tokyo, 1982).
- [24] P. K. ZEITLER, R. A. K. TAHIRKHELI, C. W. NAESER et N. M. JOHNSON, *Earth Plan. Sc. Lett.*, 57, 1982, p. 227-240.
- [25] J. MALAVIELLE, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 1983 (à paraître).
- [26] G. V. DAL PIAZ, J. C. HUNZIKER et G. MARTINOTTI, *Mem. Soc. Geol. It.*, II, 1972, p. 433-466.
- [27] N. M. JOHNSON, V. E. MCGEE et C. W. NAESER, *Nucl. Tracks Detect.*, 3, 1979, p. 93-99.

J. C. : Centre des Faibles Radioactivités,
Laboratoire mixte C.N.R.S.-C.E.A., B.P. n° 1, 91190 Gif-sur-Yvette;

R. C. : Centre géologique et géophysique,
Université des Sciences, place Eugène-Bataillon, 34060 Montpellier Cedex.

TECTONIQUE. — Plis en fourreau hectométriques au cœur de l'orthogneiss du Grand Paradis (Alpes occidentales italiennes)? Note de Joëlle Carpena et Didier Mailhé, présentée par Jean Aubouin.

Remise le 30 janvier 1984.

Des plis hectométriques parallèles à la linéation d'allongement sont mis en évidence en plein cœur du massif du Grand Paradis, dans l'orthogneiss. Ces structures seraient des plis en fourreaux, témoignant qu'un cisaillement profond à l'échelle de la croûte se serait produit au Crétacé supérieur.

TECTONICS. — Hectometric Sheath Folds in the Heart of the Gran Paradiso Orthogneiss (Italian Western Alps)?

Folds of hectometric dimension and parallel to the stretching lineation are described in orthogneisses, right in the heart of the Gran Paradiso massif. These folds might be sheath folds, implying that deep crustal scale shearing has occurred during the upper Cretaceous.

Le massif du Grand Paradis est un des massifs cristallins internes des Alpes franco-italiennes. Nous présentons ici des structures tectoniques observées au cœur du massif et qui renseignent sur le régime de déformation pendant la phase majeure de l'orogénèse alpine.

I. LES DIFFÉRENTS FACIÈS DU SOCLE DU GRAND PARADIS. — Nous nous limiterons aux séries rencontrées autour du lac de Ceresole, dans le haut val d'Orco (fig. 1) où le socle se compose presque uniquement de paragneiss et d'orthogneiss [1]. Ces derniers constituent la majeure partie du massif du Grand Paradis et sont de deux sortes : un gneiss œillé à gros yeux de feldspath et nombreuses enclaves; un faciès à grain plus petit, de couleur légèrement jaune-rosé déjà signalé par Prato [1]. Il contient encore souvent un ancien litage magmatique et des filons d'aplite, excellents marqueurs de la déformation. Le contact entre les deux types d'orthogneiss peut se suivre tout le long du Val d'Orco, de Chiapili à Noasca, sur plusieurs kilomètres, et pourrait être un contact majeur (fig. 1).

II. LA DÉFORMATION. — 1. *La foliation et l'hétérogénéité, à l'échelle du massif, de la déformation des roches.* — La déformation ductile des roches est matérialisée dans tout le massif par une foliation à faible pendage (30° maximum) qui définit un vaste dôme. Au sommet du Grand Paradis elle est horizontale. Il existe, dans le socle du Grand Paradis, et à l'échelle de l'ensemble du massif, des gradients de déformation énormes, puisqu'on peut passer de faciès non déformés, équants, avec phénocristaux de feldspath et biotite magmatique, aux mylonites et même aux ultramyonites. Les faciès non déformés peuvent exister partout et à tous les niveaux. Dans les sections parallèles à la linéation on peut observer la présence de boudins allongés dans la linéation. Au niveau des faciès très déformés, les critères macroscopiques pouvant donner un sens de cisaillement sont peu nombreux. Cependant, à Villa et sous les structures en œil décrites en II.3, il est possible d'observer sur l'affleurement des plans C' [2] à pendage Ouest, montrant que la déformation est non coaxiale avec un sens de cisaillement vers l'Ouest. Par contre, à l'échelle microscopique, la plupart de nos lames minces montrent des évidences de non-coaxialité : plans C', feldspaths tronçonnés et sigmoïdes, grenats tournés avec queues de cristallisation dissymétriques, le tout indiquant un sens de cisaillement vers l'Ouest. Il faut cependant noter qu'il existe des critères de cisaillement vers l'Est, comme par exemple au col de Nivollet, [3], ou au fond du Valnontey, mais ces cisaillements vers l'Est ont fonctionné à l'Éocène [3].

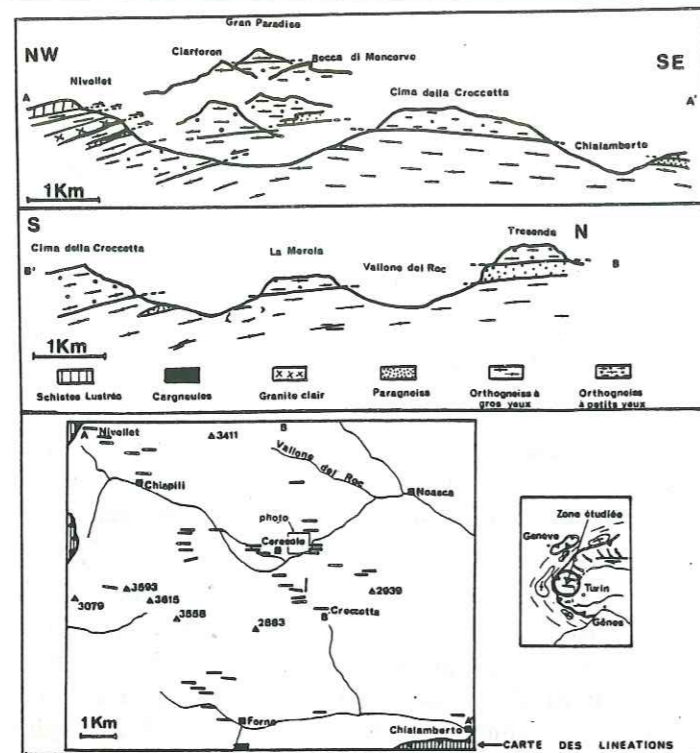


Fig. 1. — Le secteur étudié : situation, carte des linéations et coupes géologiques.
Fig. 1. — The area studied: location, lineation map and geological cross-sections.

2. *La linéation d'allongement régionale.* — C'est la structure la plus représentative de la déformation majeure. Elle est en effet présente dans tous les matériaux déformés et partout dans le massif. Sa direction, régionalement constante, est statistiquement Est-Ouest (entre N 90 et N 110) (fig. 1)). Elle se matérialise par la fabrication de forme des grains de quartz, de feldspath et de biotite primaire, par des recristallisations minérales orientées (phengites) dans le plan de schistosité et par des minéraux tronçonnés (tourmaline dans les pegmatites et les aplites, feldspath dans les orthogneiss). Cependant, à la pointe Purcett (sous le col de la Crocetta), on peut voir la linéation tourner dans le plan de la foliation : sa direction passe de N 100 à N 180 sur un affleurement de 4 m de long. Ce dernier se situe au-dessus d'un niveau de paragneiss contenant une paragenèse à glaucophane (orienté dans la linéation N 100)-chloritoïde.

3. *Le plissement.* — La phase majeure est responsable, dans les gneiss, de plis isoclinaux que nous avons observés à toutes les échelles (centrimétrique à hectométrique). Ils ont tous leur axe parallèle à la linéation d'allongement régionale avec la foliation comme plan axial. Ils sont matérialisés soit par le rubanement magmatique (faciès du petit orthogneiss), soit par les filons aplitiques (orthogneiss s. l.). Leur sens de déversement apparent (dans un plan YZ; $X > Y > Z$ où X, Y, Z sont les axes principaux de la déformation finie) peut être aussi bien vers le Nord que vers le Sud. De plus sur certains échantillons ces plis sont visibles aussi bien dans le plan XZ que dans le plan YZ : ils sont alors en flamme [4] suivant XZ et isoclinaux suivant YZ.

D'autre part, il existe des formes particulières dans les sections perpendiculaires à la linéation (plan YZ) où on a pu observer des structures fermées (petit axe suivant Z), en

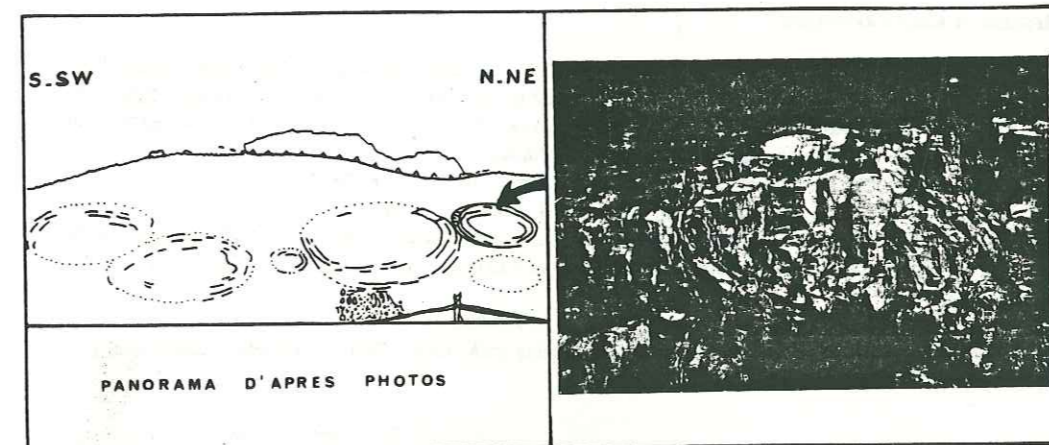
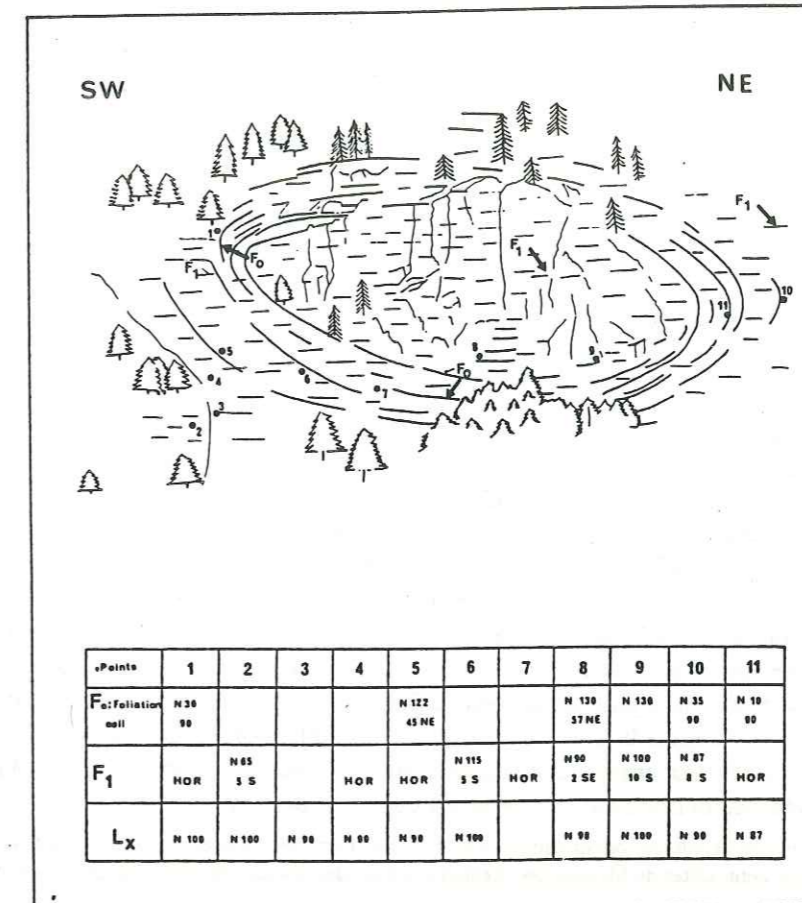


Fig. 2. — Détail d'une structure en « œil » située dans la vallée de Ceresole. F₀, foliation caractérisant la structure; F₁, foliation régionale plan axial de la structure; L_x, linéation régionale.

Fig. 2. — Detail of an eye-structure located in the valley of Ceresole. F₀, foliation characterizing the sheath structure; F₁, regional foliation, axial plane of the sheath structure; L_x, regional lineation.

« œil », d'échelle métrique à hectométrique (fig. 2). Ainsi aux fermes de La Balma on peut observer une telle structure en œil à la faveur de la fermeture dans YZ d'un filon d'aplite. Ces structures se caractérisent par la présence de deux foliations : une foliation de plan axial, horizontale, intense qui correspond à la foliation régionale (F1), et une foliation (F0) caractérisant la structure en œil. Ces structures sont perpendiculaires à la linéation régionale. Elles se situent à un niveau où la déformation est intense et homogène, sous le contact entre les deux types d'orthogneiss, et pourraient traduire l'existence de plis en fourreaux [4] d'échelle hectométrique.

IV. CONCLUSION. — Les observations effectuées dans ce secteur permettent de dégager trois points essentiels :

— les structures décrites impliqueraient la présence dans l'orthogneiss du Grand Paradis, de plis en fourreau hectométriques. Ainsi, après la région du Mt. Rose [5], ce massif admettrait lui aussi des plis en fourreau hectométriques;

— la situation dans l'orthogneiss et la grande taille de ces plis, ainsi que les critères d'une déformation non coaxiale, tendraient à montrer que le cœur même du massif a été affecté par une intense déformation cisailante;

— compte tenu des âges Traces de Fission à cet endroit (80 M.A.) [6], il semble difficile de ne pas former ces structures au Crétacé supérieur. En effet, ces âges indiquent que ce secteur du massif n'a plus jamais été réchauffé à plus de $250 \pm 50^\circ\text{C}$ (température de fermeture du zircon) depuis le Crétacé supérieur. Il semble alors que ces plis en fourreau doivent être attribués aux grands cisaillements profonds liés à l'obduction des ophiolites alpines sur la marge continentale européenne que constitue le massif du Grand Paradis.

J. R. Kienast a réalisé l'étude pétrographique à la microsonde d'une de nos lames minces; les auteurs ont eu avec les géologues structuralistes de Montpellier, Rennes et Orsay des discussions critiques sur ce travail.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] J. M. BERTRAND, *Geol. Alp.*, 44, 1968, p. 55-87; J. R. VEARNCOMBE, unpublished thesis, Leeds, 1980; R. MICHEL, *Sc. de la Terre*, Nancy, 1, n° 3-4, 1953, 287 p.; R. PRATO, *Atti. Acc. Sc. Torino*, 105, 1971, 105, p. 453-467; R. COMPAGNONI, G. ELTER et B. LOMBARDO, *Mem. Soc. Geol. It.*, 13/1, 1974, p. 227-239; R. COMPAGNONI et B. LOMBARDO, *Soc. It. Miner. Petr., Milano*, XXX, (1), 1974, p. 223-237.
- [2] D. BERTHE, P. CHOUKROUNE et D. GAPAIS, *Bull. Mineral.*, 102, 1979, p. 265-272.
- [3] J. CARPENA et R. CABY, *Comptes rendus*, 297, série II, 1983, p. 289-292.
- [4] H. QUINQUIS, C. AUDREN, J. P. BRUN et P. R. COBBOLD, *Nature*, Lond., 273, 1978, p. 43-45; P. R. COBBOLD et H. QUINQUIS, *J. Struct. Geol.*, 42, n° 1-2, p. 119-127; J. P. BRUN, *Bull. Soc. geol. Fr.*, (7), XXV, n° 2, 1983, p. 219-228.
- [5] M. MATTAUER, *Comptes rendus*, 293, série II, 1981, p. 929-932.
- [6] J. CARPENA, *Abstr. Workshop on Fission Track Dating (5th. Inter. Conf. on Geochr. Cosmo. and Isot. Geol.*, Tokyo, 1982).

J. C. : Centre des Faibles Radioactivités,
Laboratoire mixte C.N.R.S.-C.E.A., B.P. n° 1, 91190 Gif-sur-Yvette;

D. M. : Laboratoire de Géologie structurale,
Université des Sciences et Techniques du Languedoc,
place Eugène-Bataillon, 34060 Montpellier Cedex.

ANNEXE 4

DATATION D'UN ZIRCON DU BANC DE GORRINGE.
AGE MINIMAL DE LA CROUTE OCEANIQUE ATLANTIQUE.
IMPLICATIONS.

DATATION D'UN ZIRCON DU BANC DE GORRINGE.
AGE MINIMAL DE LA CROÛTE OcéANIQUE ATLANTIQUE.
IMPLICATIONS.

Le Banc de Gorringe représente un haut fond de la croûte océanique atlantique. Il est situé sur la ligne Açores - Gibraltar (figure 1), représentant la limite entre les plaques Europe et Afrique. Deux monts le constituent (figure 2): le mont Gettysburg au Sud-Ouest, le mont Ormonde au Nord-Est. Il mesure 200 Km de long et s'élève à plus de 5000 mètres au dessus des plaines abyssales. De manière très schématique, le Banc de Gorringe est essentiellement constitué de péridotites et de gabbros sur lesquels des laves alcalines se sont épanchées. L'échantillon daté (CY18-2) provient du mont Ormonde dont nous présentons un log synthétique (figure 3). Il a été prélevé lors de la plongée 18, dans une poche dioritique d'un gabbro à clinopyroxènes. Ces poches magmatiques, plus leucocrates, ont pu être repérées du submersible Cyana. Les gabbros sont affectés par des zones de cisaillement, à tendance subhorizontale (Mével, 1984). D'une manière générale, ils sont affectés par des processus d'érosion sous-marine, responsables de leur démantèlement (Lagabrielle et Auzende, 1982). Des sédiments récents et plus vieux sont déposés au sommet de la série de roches serpentinites, gabbros, basaltes. Cette séquence est similaire à celle d'un complexe ophiolitique. Ce massif a d'ailleurs été comparé aux massifs ophiolitiques du Queyras (Alpes occidentales) (Lagabrielle et Auzende, 1982; Lagabrielle, 1982).

La combinaison de l'étude pétrographique des gabbros du Banc de Gorringe et des datations géochronologiques effectuées sur les roches de ce secteur (figure 4), ont permis de retracer l'évolution de ces gabbros (Mével, 1984) (figure 5). L'âge obtenu sur les zircons CY18-2 d'une diorite en poche dans les gabbros d'Ormonde est de 197 +/- 9 Ma (figure 6). C'est l'âge le plus vieux, obtenu sur les roches du Banc de Gorringe. Nous l'interprétons comme l'âge de cristallisation de la roche, fournissant une valeur minimum pour l'âge de la croûte océanique atlantique à cet endroit. A partir de considérations sur les plaines abyssales qui entourent le Banc de Gorringe, en particulier la présence de couches de sel, certains auteurs ont proposé un âge ancien, triasique, pour ce secteur de croûte océanique atlantique (Groupe Galice, 1979; Sichler et al., 1980). Cet âge est donc en accord avec ces auteurs. Le Banc de Gorringe peut donc être considéré comme un témoin de la croûte océanique, mise en place dès les premiers stades d'ouverture de l'Océan Atlantique. L'âge obtenu sur ces zircons du Banc de Gorringe est concordant avec ceux que nous avons obtenus sur les zircons des ophiolites du Queyras (Carpéna et Cabyl, 1984). Tous ces résultats suggèrent donc une ouverture synchrone de l'Océan Atlantique et de l'Océan Alpin, au Trias supérieur - Lias. Certains auteurs avaient déjà imaginé un tel scénario, mais au Jurassique supérieur (Lemoine, 1983). Il semble que le stade d'initiation de ces deux océans, représenté sur la figure 7, puisse donc être repoussé au Trias supérieur - Lias, la position du Banc de Gorringe à cette époque étant représentée sur la figure 8.

Le métamorphisme océanique et son influence thermique sur les traces de fission:

Le zircon daté provient d'un bloc de roche dioritique, recoupé par des petites zones de cisaillement. L'étude minéralogique détaillée (Mével, 1984) a montré que les facteurs qui déterminent les recristallisations sont:

- la circulation des fluides,
- les cisaillements, en présence ou non d'une phase fluide, (Mével, 1984).

Dans les gabbros du Banc de Gorringe, les cisaillements restent localisés, souvent limités à l'échelle de l'échantillon dont une partie a préservé sa texture magmatique (Mével, 1984).

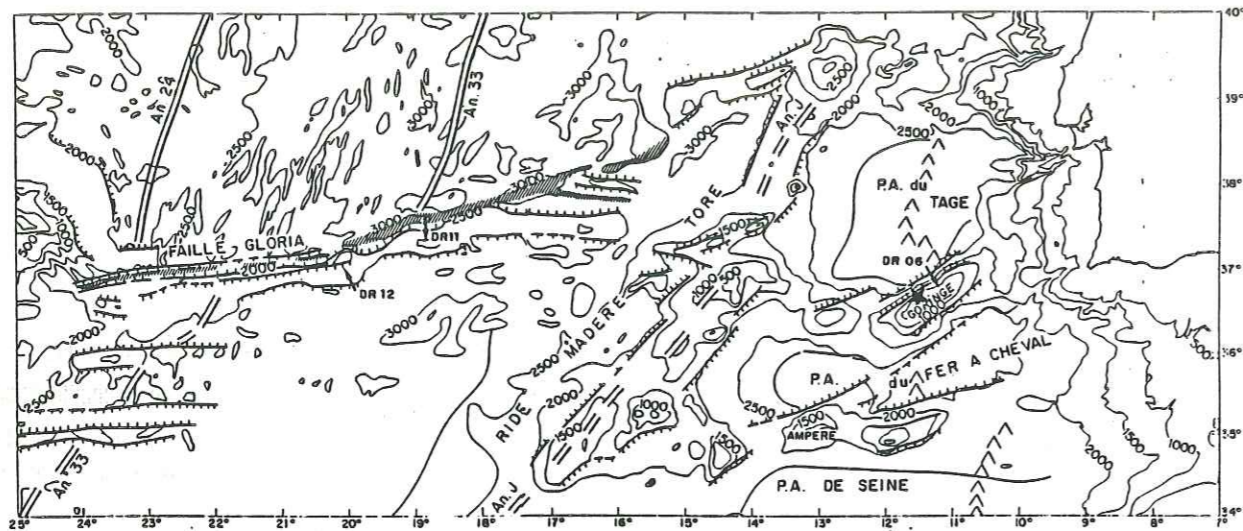


Figure 1 : Localisation du banc de Gorrinque (★)

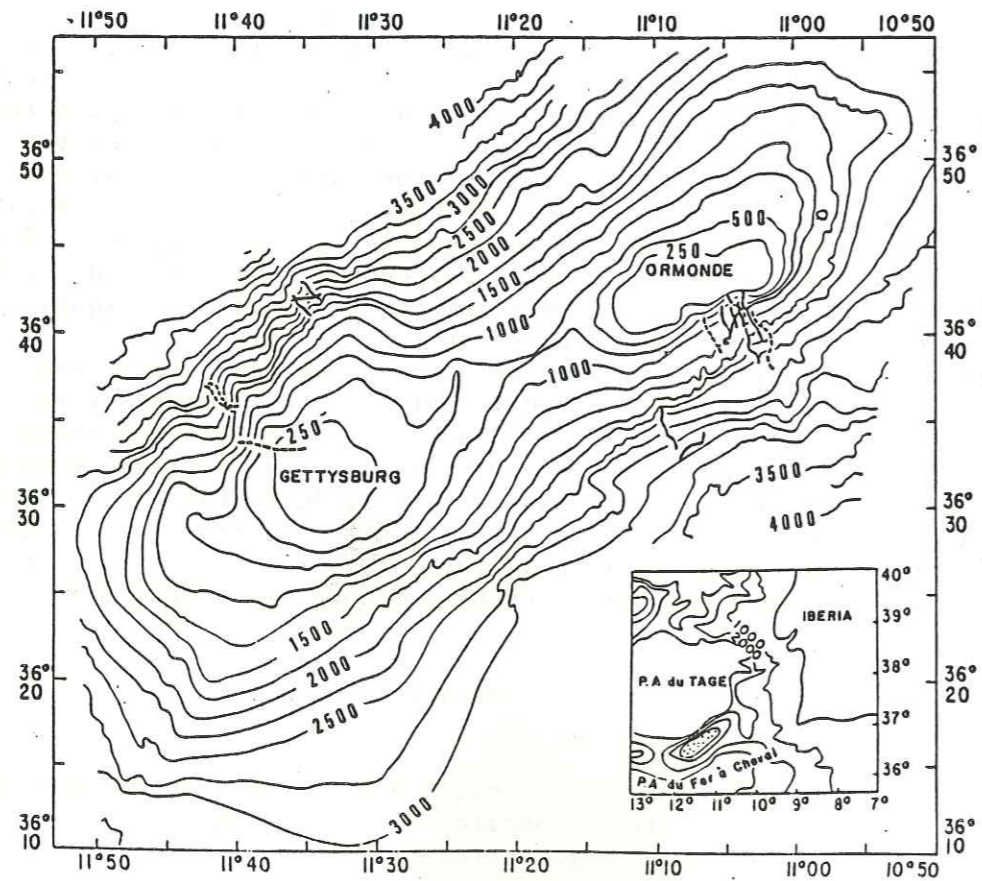


Figure 2: Carte bathymétrique du Banc de Gorrinque montrant les deux monts de Gettysburg et Ormonde le constituant.

ORMONDE

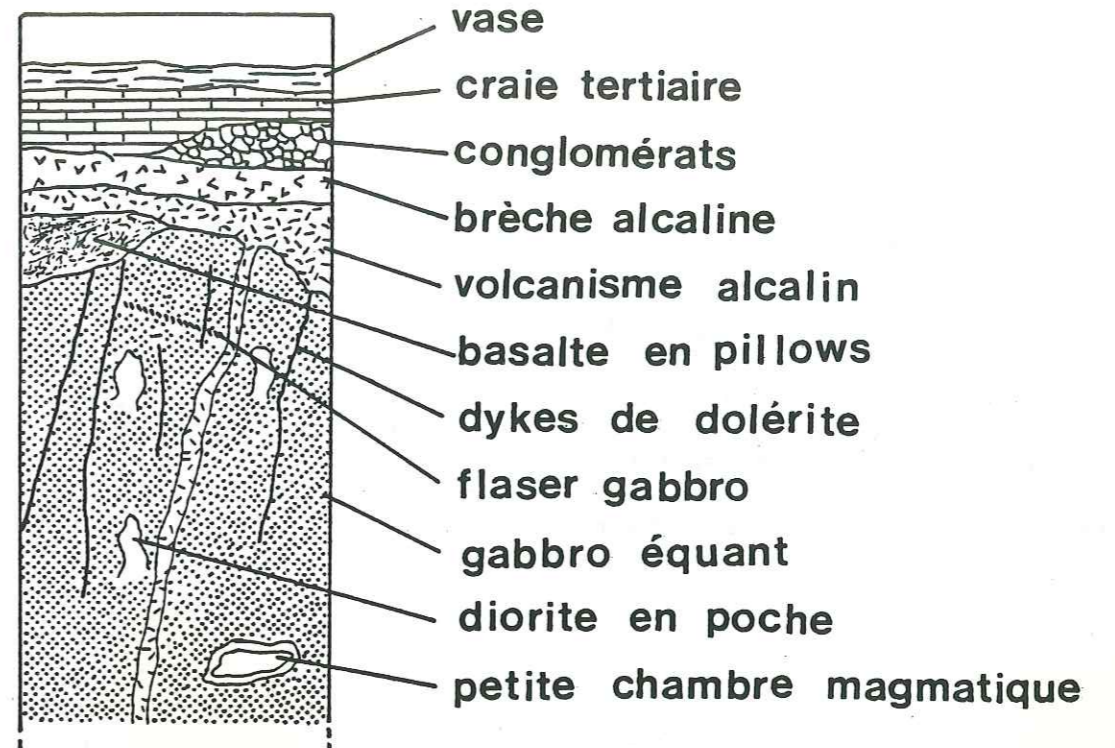


Figure 3: Log synthétique du Mont Ormonde (D'après Mével, 1984).

Mais ces roches ont été parcourues par plusieurs "cycles" de circulation hydrothermale. La pénétration des fluides, soit par des fractures, soit à la faveur de zones de cisaillements, est responsable du métamorphisme océanique, ayant fait plus ou moins disparaître les minéraux magmatiques. Ce métamorphisme océanique a atteint une température assez haute (faciès amphibolite) d'environ 500 - 550°C (Mével, 1984). Le chronomètre Traces de Fission des zircons n'a pourtant pas été remis à zéro lors de ce métamorphisme océanique. Le caractère éphémère des circulations hydrothermales, responsables du métamorphisme océanique, est l'explication la plus plausible pour comprendre cette "résistance" du chronomètre zircon. En effet, le facteur "durée" du recuit est à prendre en compte au même titre que la température de recuit (Loi d'Arrhénius). Or, les circulations hydrothermales, localisées aux zones de fractures ou de cisaillements, peuvent n'avoir eu qu'une influence thermique insuffisante pour remettre à zéro le chronomètre TF de nos zircons.

La datation des apatites d'un échantillon voisin, CY16-3, montre que la fin de l'histoire thermique de ces roches se situe vers 80 Ma. En effet, l'apatite est un chronomètre TF très sensible, puisqu'un événement thermique de 100°C (pour un million d'années) est suffisant pour le remettre à zéro. L'âge de 81 +/- 7 Ma obtenu, indique que postérieurement à cette date, aucun événement thermique important n'a eu lieu dans ce secteur de la croûte océanique atlantique.

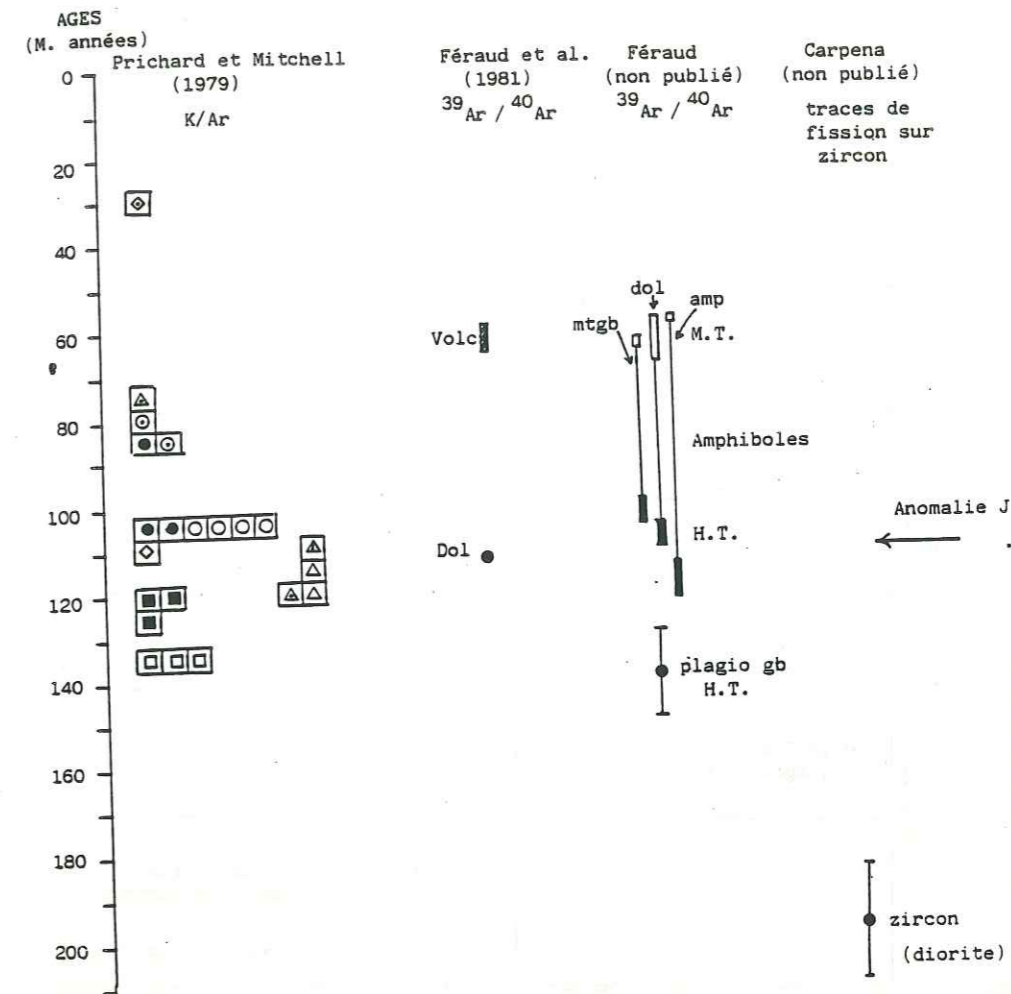


Figure 4 : Schéma comparant les âges obtenus par les différentes méthodes sur le banc de Gorringe.

Prichard et Mitchell : □ hornblende brune primaire; ■ hornblende brune dans les cisaillements ; ○ plagioclase ; ● plagioclase dans les cisaillements ; ⊙ plagioclase "annealed" ; △ hornblende verte ; ▲ hornblende fibreuse ; ▴ hornblende verte "annealed"; ◇ pyroxène ; ◊ pyroxène altéré.

Féraud et al. (1982) : Dol : dolérite fraîche recoupant les serpentinites de Gettysburg ; Volc : roches volcaniques alcalines d'Ormonde.

Féraud (non publié) : mtgb = métagabbro ; dol = dolérite ; amp = amphibolite mylonitique ; gb = gabbro. HT = âges de haute température ; MT = âges de moyenne température (voir texte).

Carpena (non publié) : zircon d'une diorite.

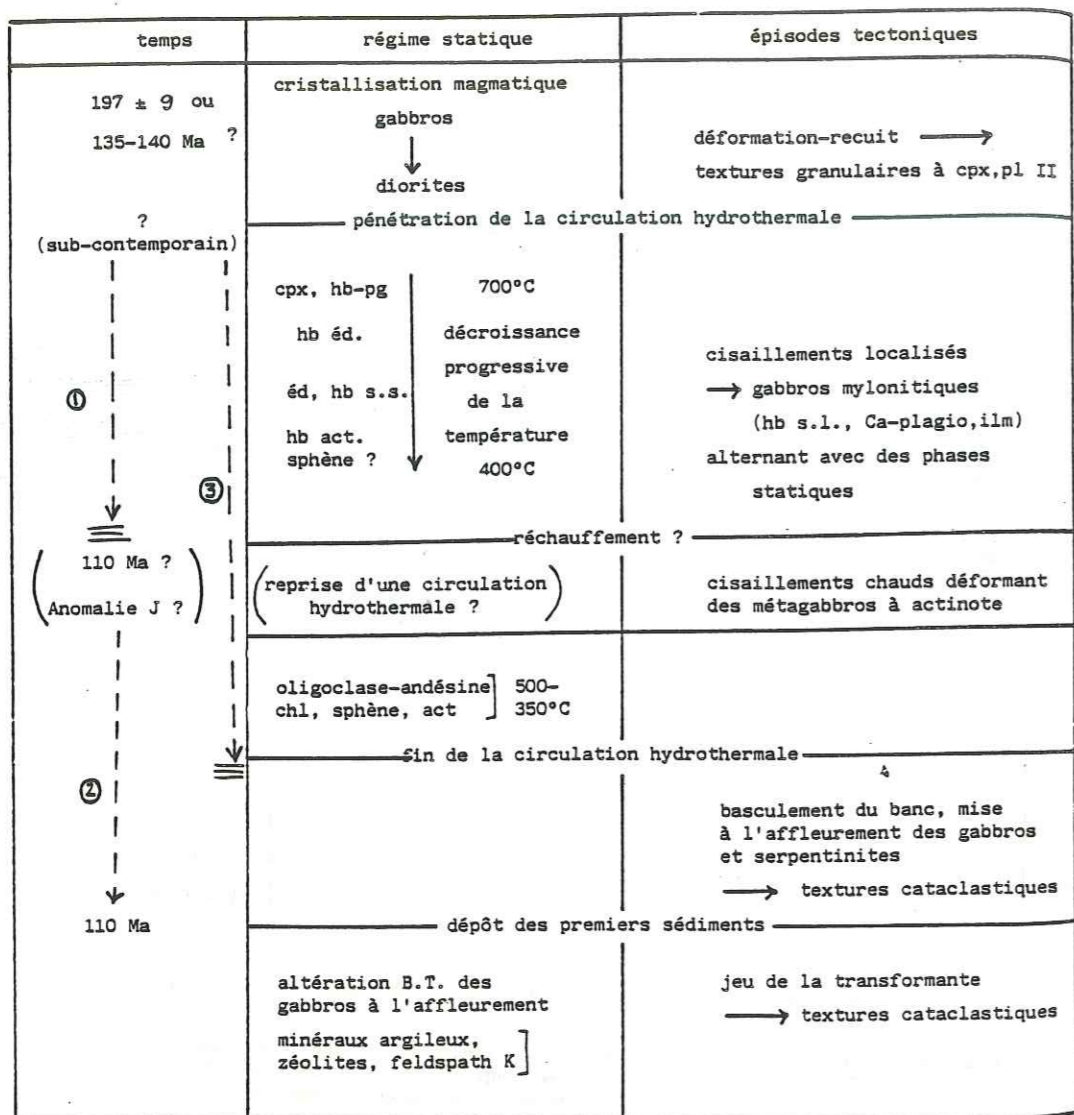


Figure 5: Evolution des gabbros du Banc de Gorringe (Mével, 1984).

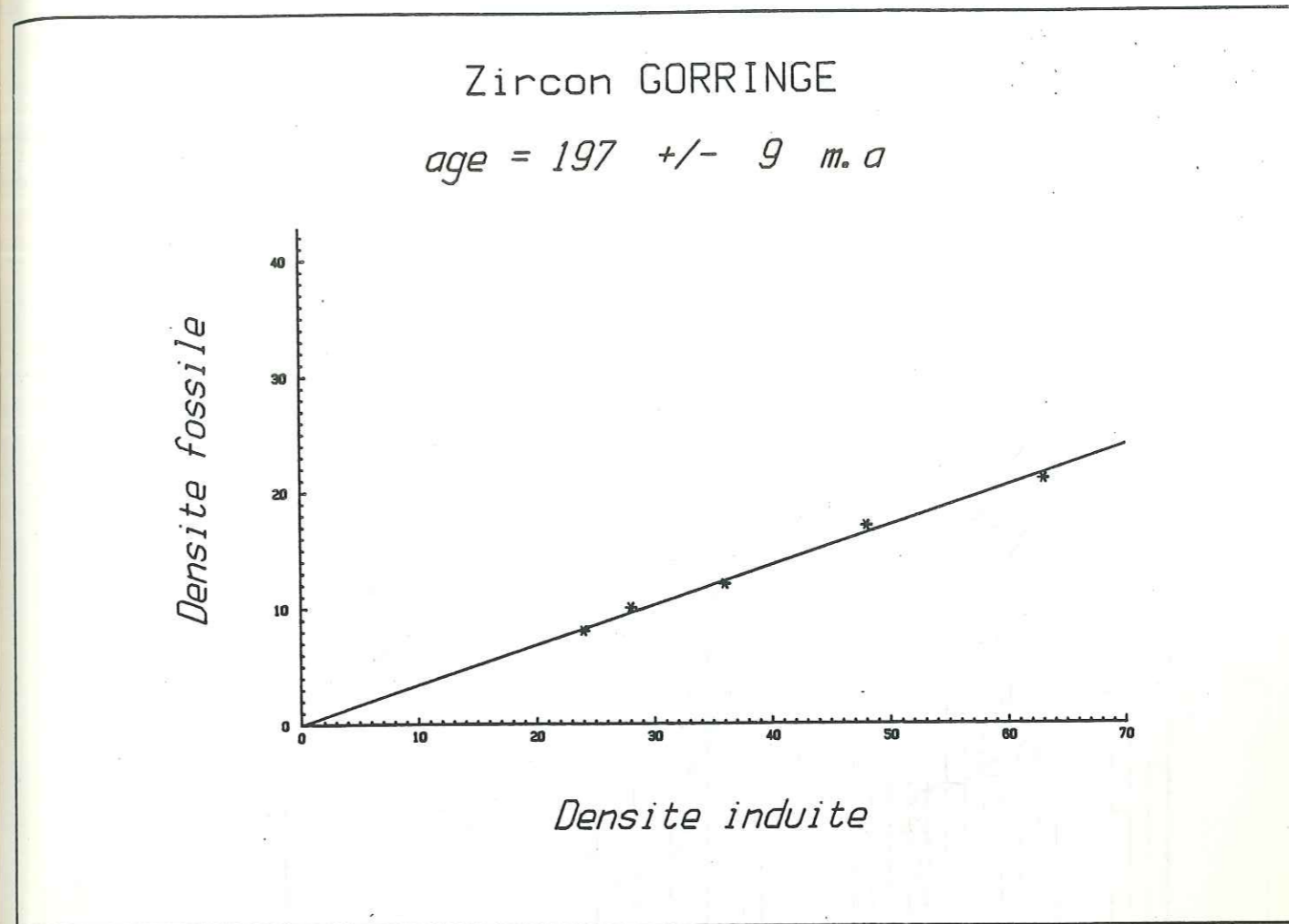


Figure 6: Isochrone obtenue par Traces de Fission pour les zircons d'une diorite en poche dans les gabbros du Banc de Gorringe (Mont Ormonde).

TABLE 1.
Données analytiques

Echantillon	Minéral	Fossile		Induite		Neutron dose $\times 10^{15} \text{n/cm}^2$	Age ± 2σ (ma)	Nombre de grains de champs	r ^b
		Traces $\times 10^3/\text{cm}^2$	Traces ^a	Traces $\times 10^3/\text{cm}^2$	Traces ^a				
CY18-2	zircon	6.8	68	19.9	199	19.57	197 ± 9	5	0.99

^a number of tracks counted
^b r=correlation coefficient
 $\lambda_f = 7.03 \times 10^{-17} \text{ an}^{-1}$; $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 7.252 \times 10^{-3}$;
 $\sigma = 580 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$

BIBLIOGRAPHY:

CARPENA J. et CABY R., 1984, Fission Track evidence for late Triassic oceanic crust in the French Occidental Alps, *Geology*, 12, 108-111.

FERAUD G., GASTAUD J., AUZENDE J.M., OLIVET J.L. et CORNEN G., 1982, Ar39-Ar40 ages for the alkaline volcanism and the basement of Gorringe Bank, North Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 211-226.

GROUPE GALICE, 1979, The continental margin of Galicia and Portugal: a stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution. In Ryan B.F. et Sibuet J.C. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XLVII*, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 633-662.

LAGABRIELLE Y., 1982, Ophiolite et croûte océanique. Tectonique et environnement sédimentaire. Apports des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitiques du Queyras (Alpes franco-italiennes), Thèse 3ème cycle, Univ. Bretagne Occ., Brest.

LAGABRIELLE Y. et AUZENDE J.M., 1982, Active in situ disaggregation of oceanic crust and mantle on Gorringe Bank: analogy with ophiolitic massives, *Nature*, 297, 490-493.

LEMOINE M., 1983, Rifting and early drifting: mesozoic central Atlantic and Ligurian Tethys, Reprinted from Sheridan et al., 1983, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling project, LXXVI*, Washington (U.S. Government Printing Office), 885-895.

MEVEL C., 1984, Le métamorphisme dans la croûte océanique. Apport de la pétrologie à la compréhension des phénomènes de circulation hydrothermale et de déformation (exemples dans l'Atlantique), thèse Etat, Univ. Paris VI, 434pp.

PRICHARD H.M. and MITCHELL J.G., 1979, K-Ar data for the age and evolution on Gettysburg Bank, North Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Letters*, 44, 261-268.

SICHLER B., OLIVET J.L., AUZENDE J.M., JOUQUET H., BONNIN J. et BONNIFAY A., 1980, Mobility of Morocco, *Can. J. Earth Sci.*, 17, 1546-1558.

CONCLUSION

APPORT DE LA GÉOLOGIE A UNE MEILLEURE CONNAISSANCE DU CHRONOMETRE ZIRCON EN
TRACES DE FISSION EN CONTEXTE METAMORPHIQUE.

Tout au long de ce travail, nous avons surtout mis en relief les faits géologiques nouveaux amenés par l'utilisation de la méthode des Traces de Fission dans les Alpes franco-italiennes. La chaîne alpine étant la chaîne la plus étudiée et la mieux connue des géologues, une quantité importante de "contraintes géologiques" a permis d'employer la méthode et de tester le comportement de notre chronomètre, dans un contexte tectono-métamorphique alpin. Les conclusions de ce travail résultent d'un échange permanent entre la méthode et la géologie; ceci nous a permis, d'une part d'amener des faits nouveaux pour les géologues, mais d'autre part, d'étudier le comportement des chronomètres zircon et apatite, utilisés dans cette méthode de datation. Par exemple, l'étude TF des zircons de la croûte océanique du Banc de Gorringe et des ophiolites alpines, revient à avoir étudié un même type de zircons dans un contexte de plus en plus métamorphique (conditions de recuit croissantes):

- les zircons du Banc de Gorringe n'ont pas subi de métamorphisme alpin,
- les zircons du Chenaillet n'ont pas ou très peu été chauffés lors du métamorphisme HP-BT (faciès Schiste Bleu),
- les zircons des ophiolites de la zone Piémontaise externe ont été recuits dans les conditions du métamorphisme HP-BT (faciès Schiste Bleu): la température a atteint 300°C,
- les zircons des ophiolites éclogitiques de la zone Piémontaise interne ont été recuits à des températures de 500-600°C, lors de l'éclogitisation éoalpine.

Nous avons observé, face à ces diverses conditions thermiques, des comportements différents de nos zircons. Ainsi, pour des conditions de recuit modérées (Gorringe, Chenaillet, zone Piémontaise externe), ces zircons se sont montrés résistants. Par contre, les conditions du métamorphisme éclogitique ont provoqué leur remise à zéro totale. Cette étude pourrait être comparée à un recuit "naturel" et "géologique" du chronomètre, complémentaire des expériences de recuit en laboratoire. Bien sûr, la durée du recuit alpin reste hypothétique. Mais, dans le cas des ophiolites de la zone Piémontaise externe, il semble évident que le métamorphisme n'a pu durer plusieurs millions d'années. Dans le secteur du Grand Paradis, l'étude TF nous amène aussi une donnée nouvelle, d'ordre méthodologique. En effet, notre étude démontre que les zircons peuvent fournir des âges TF mixtes dans certains contextes. Dans notre cas, le socle du Grand Paradis a subi un "métamorphisme de mise en place tectonique de nappe" ou "métamorphisme inverse" qui s'est effectué dans les conditions du faciès Schiste Vert avec, dans les secteurs les plus chauds, cristallisations de biotite et grenat (Balèvre, comm. pers.). Ces cristallisations nécessitent des températures d'environ 400-450°C. Les zircons du Grand Paradis ont totalement été remis à zéro dans ces zones les plus chaudes. En s'éloignant du contact tectonique de la nappe responsable de ce métamorphisme, les âges des zircons augmentent. Nous avons montré que tous les âges compris entre 65 et 45 étaient des âges mixtes, sans signification géologique. C'est seulement à une distance de 2.5 Kilomètres du contact de la nappe que les âges TF des zircons retrouvent une signification géologique, puisqu'ils ont été totalement épargnés par ce métamorphisme. Une étude géochronologique poussée, accompagnée d'une étude de terrain a été nécessaire pour montrer que certains âges TF obtenus dans ce secteur étaient mixtes.

L'existence ou non d'âges mixtes sur zircons est une question importante et nous pensons avoir montré qu'ils peuvent exister dans certains contextes. A la fin de ce travail, nous pouvons conclure que les zircons sont un matériel

très fiable pour la datation par Traces de Fission en contexte métamorphique. Si, en contexte de refroidissement ils peuvent être assez lents à se fermer, nous venons de montrer qu'en régime prograde, ils pouvaient être très résistants, quelquefois.
 Nous terminerons en rappelant une des limitations de la méthode pour la datation de zircons: le phénomène de métamictisation. En effet, une fois le réseau du minéral détruit par sa propre radioactivité, le chronomètre devient inutilisable. Mais le géologue, a alors comme ressource de travailler sur des faciès plus pauvres en Uranium, ou sur des phases équivalentes, comme le sphène.

Millions d'années **ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE**

2	6	23	65	100	141	160	176	195	230	280	345	360	370	395	423	435	500	600	QUATERNAIRE		Homo sapiens	ALPIN tardif Alpes	
																			PLAISANCIEN	Homo habilis			
																				ZANCLÉEN	Préhominiens		
																					MESSINIEN	Formation de la mer Rouge	ALPIN moyen Pyrénées
																					TORTONIEN		
																					SERRAVALLIEN		
																					LANGHIEN		
																					BURDIGALIEN		
																					AQUITANIEN	Subduction de l'Inde sous l'Asie	ALPIN moyen Pyrénées
																					CHATTIEN		
																					RUPÉLIEN	Anthropoïdes	ALPIN moyen Pyrénées
																					BARTONIEN		
																					LUTÉTIEN		
																					YPRÉSIEN		
																					THANÉTIEN		
																					DANO-MONTIEN	Épanouissement des Mammifères	ALPIN moyen Pyrénées
																					MAESTRICHTIEN		
																					CAMPANIEN	Primates	Autriche
																					SANTONIEN		
																					CONIACIEN	Formation de l'Atlantique Nord	Autriche
																					TURONIEN		
																					CÉNOMANIEN	Fin des Dinosauriens et des Ammonites	ALPIN précoce
																					ALBIEN		
																					APTIEN	Plantes à fleurs	ALPIN précoce
																					BARRÉMIEN		
																					HAUTERIVIEN	Formation de l'Atlantique Sud	ALPIN précoce
																					VALANGINIEN		
																					BERRIASIEN	Oiseaux	ALPIN précoce
																					PORTLANDIEN		
																					KIMMÉRIDIEN	Oiseaux	ALPIN précoce
																					OXFORDIEN		
																					CALLOVIEN	Oiseaux	ALPIN précoce
																					BATHONIEN		
																					BAJOCIEN	Oiseaux	ALPIN précoce
																					AALÉNIEN		
																					TOARCIEN	Oiseaux	ALPIN précoce
																					PLIENSBACHIEN		
																					SINÉMURIEN	Oiseaux	ALPIN précoce
																					HETTANGIEN		
																					RHÉTIEN	Mammifères	ALPIN précoce
																					KEUPER		
																					MUSCHELKALK	Dinosaures	ALPIN précoce
																					BUNTSANDSTEIN		
																					THURINGIEN	Fin de la Pangée	ALPIN précoce
																					SAXONIEN		
																					AUTUNIEN	Conifères	ALPIN précoce
																					STÉPHANIEN		
																					WESTPHALIEN	Reptiles	ALPIN précoce
																					NAMURIEN		
																					VISÉEN	Insectes	ALPIN précoce
																					TOURNAISIEN		
																					FAMENNIEN	Amphibiens	ALPIN précoce
																					FRAASNIEN		
																					GIVÉTIEN	Fougères	ALPIN précoce
																					COMINIEN		
																					EMSIEN	Poissons osseux	ALPIN précoce
																					SIEGENIEN		
																					HÉTINIEN	Plantes terrestres	ALPIN précoce
																					LODLOVIEN		
																					WENTLOCKIEN	Plantes terrestres	ALPIN précoce
																					BLANDOVERIEN		
																					ASHGILLIEN	Poissons cuirassés	ALPIN précoce
																					CARADOCIEN		
																					LLANDELIEN	Poissons cuirassés	ALPIN précoce
																					LLANVIRNIEN		
																					ARÉNIEN	Poissons cuirassés	ALPIN précoce
																					TRÉMADOCIEN		
																					PÖTSDAMIEN	Animaux à coquille	ALPIN précoce
																					ACADIEN		
																					GEORGIEN	Animaux à coquille	ALPIN précoce

PRINCIPAUX ÉVÈNEMENTS
 ↓ PLISSEMENTS

HERCYNIEN
 Acadie Bretagne Asturies Appalaches

CALLÉDONIEN
 Écosse Ardenne

Baïkal

PERMIS D'IMPRIMER

Doctorat D'état
Thèse de Sciences Naturelles

Nom CARPENA
Prénoms Joëlle
Date et lieu de naissance 13 Septembre 1953 à BEZIERS (HERAULT)

SUJET :

Thèse : CONTRIBUTION DE LA METHODE DES TRACES DE FISSION A L'ETUDE
DES ALPES FRANCO-ITALIENNES : RELATION METAMORPHISME-TECTONIQUE

Université de Paris Sud
Centre Scientifique
d'Orsay

Vu et approuvé :
Orsay, le 29 Juin 1984

Les Membres du Jury.

[Handwritten signatures]
Philippe Kervin
Charles - Nam

Ce document doit être remis à l'étudiant à l'issue de la soutenance.

RESUME-

Pour le géologue, l'application de la méthode des traces de fission permet d'obtenir des renseignements précieux sur l'histoire thermique des roches. Dans ce travail, cette méthode est appliquée à l'étude des Alpes franco-italiennes, sur une transversale d'Ivrée au Mont Blanc, recoupant le massif du Grand Paradis et les ophiolites de la zone Piémontaise.

La comparaison des résultats obtenus dans ces différentes unités, nous apporte des contraintes thermiques et temporelles pour les phases de métamorphisme Haute Pression et Schiste Vert.

Nous proposons un modèle géodynamique de l'orogénèse alpine dans ce secteur des Alpes internes.

MOTS CLES: *Traces de Fission - Histoire Thermique - Grand Paradis - Ophiolites - Austro-Alpin.*