

**Zeitschrift:** Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie  
**Band:** 61 (1981)  
**Heft:** 1  
  
**Artikel:** Pétrologie et géochronologie des ophiolites de Çelikhan (Taurus oriental, Turquie)  
**Autor:** Piskin, Özkan / Delaloye, Michel  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-47134>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 27.01.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

## **Pétrologie et Géochronologie des Ophiolites de Çelikhan (Taurus oriental, Turquie)**

par *Özkan Pişkin\** et *Michel Delaloye\*\**

### **Abstract**

The authors describe various members of an ophiolite including harzburgites, pyroxenites, serpentinites, gabbros, dolerites and pillow-lavas as well as amphibolites. The geological history of the area can be summarized as follow: before the ophiolitic event, pelitic and detritic meta-sediments should have formed microcontinents belonging to the Anatolian Plate. During the ophiolitic event, the differentiated parts of the oceanfloor have been mixed with the metasediments due to the compression and subduction effects. Potassium-Argon ages have been determined on these rocks. The influence of the metamorphism (prehnite-pumpellyite facies) cannot be neglected. The isochrone age of 41 m.y. represent the age of this metamorphic event.

### **Résumé**

La région de Çelikhan, située dans la partie orientale de la chaîne du Taurus, est remarquable par la présence d'éléments ophiolitiques, en particulier des harzburgites, des pyroxénites, des serpentinites, des gabbros, des diabases en filons et en coussins. Des amphibolites ont également été reconnues. Tous ces éléments sont plus ou moins démembrés. Une étude géochronologique a mis en évidence, dans ces éléments ophiolitiques, une phase de métamorphisme de faciès pumpellyite-prehnite et d'âge lutétien.

Le cortège ophiolitique présent dans cette région est représenté par tous ses termes (PIŞKIN, 1972). Les diabases, très variées, comprenant des filons et des laves en coussins, sont de loin prédominantes sur les ultrabasites et les gabbros-diorites. Un schéma de situation est donné dans la figure 1.

---

\* EGE University, Yer Bilimleri Fak. Bornova-Izmir, Turkey.

\*\* Département de Minéralogie, Université, Genève, Suisse.

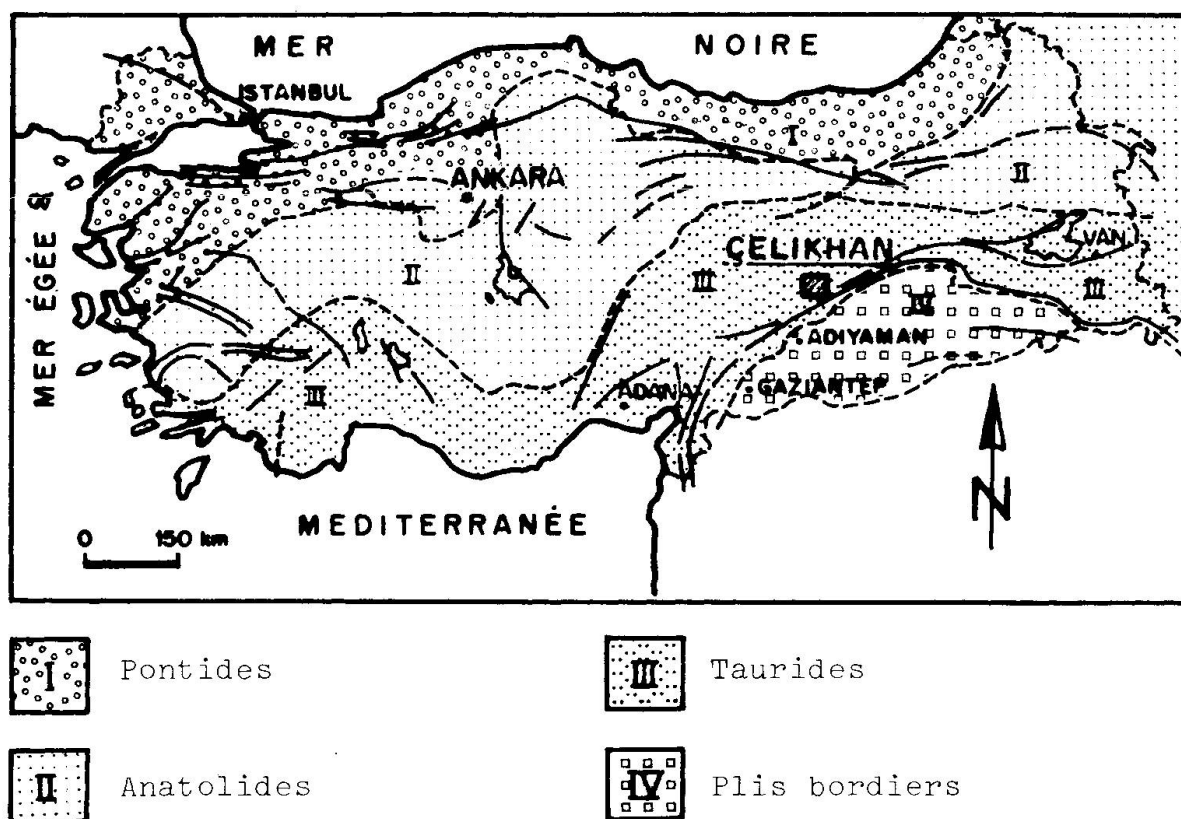


Fig. 1 Croquis de situation de la région de Çelikhan.

## A. Pétrographie

### 1. ROCHES ULTRABASIQUES

La direction des masses ultrabasiques généralement de formes lenticulaires, concorde la plupart du temps avec la direction géologique générale.

#### 1.1 Les Harzburgites

Au NE de la région, près du hameau de Eskiköy-Kaluk, les harzburgites sont formées de cristaux xénomorphes d'olivine, d'hypersthène avec lamelles d'exsolution de clinopyroxène et de diallage avec lamelles d'exsolution d'orthopyroxène. Les harzburgites se remarquent grâce à leur altération latéritique de couleur rousse. Les xénoblastes d'olivine et plus rarement d'enstatite, sont assez nombreux; ils présentent souvent un développement en lamelles déformées, témoignant de fortes pressions. La matrice à grain plus fin laisse apparaître, par place, des contacts triples entre les cristaux, témoignant de hautes températures de cristallisation. Le spinelle et la magnétite font partie des minéraux primaires. Le chrysotile et plus rarement le talc constituent les minéraux serpentineux.

### 1.2 *Harzburgites serpentinisées*

Au SE de la région (Körün), les harzburgites serpentinisées affleurent au contact avec des gabbros à grain grossier qui deviennent parfois pegmatitiques. Elles renferment d'une part des dykes gabbroïques rodingitisés et une lentille de «plagioclase», et d'autre part, des écailles de brèches de diabases, prises à notre avis, à l'emporte-pièce lors de la mise en place des ultrabasites.

### 1.3 *Pyroxénites*

Souvent largement serpentinisées, les pyroxénites sont en général formées d'enstatite, de diallage, d'olivine et de spinelle. La serpentinitisation développe du chrysotile, de la lizardite, du talc et des grains de magnétite. Dans la région de Körün, des inclusions rodingitiques apparaissent dans ces roches.

### 1.4 *Serpentinites, serpentinites bariolées, brèches de serpentinites à ciment carbonaté*

Des roches entièrement serpentinisées apparaissent près des contacts tectoniques. Elles montrent une structure réticulée typique. On observe dans les serpentinites, l'association lizardite-chrysotile  $\alpha$ -chrysotile  $\beta$ -chlorite-calcite-magnétite-chromite-spinelle.

### 1.5 *Ophicalcites*

Ces roches ne sont observées que très localement et sont constituées par du chrysotile, des îlots de lizardite et de la calcite. On y trouve aussi des grains de magnétite et de spinelle. Il semble que ces roches ont été formées lors de mouvements tectoniques suivis de venues hydrothermales carbonatées.

## 2. INCLUSIONS DANS LES ROCHES ULTRABASIQUES

Les serpentinites de Savlik, au SE de la région étudiée, sont riches en inclusions leucocrates rodingitiques. D'origine gabbroïque, les rodingites se seraient formées pendant la serpentinitisation par une métasomatose calcique. Le rôle important de la serpentinitisation est indéniable, mais il reste à savoir si la serpentinitisation est l'unique source de ces solutions calciques. Comme les fissures des autres roches sont souvent remplies de prehnite et d'épidote d'origine hydrothermale, et que la prehnite est particulièrement abondante dans les rodingites, on peut supposer qu'une activité magmatique a pu jouer un rôle dans la formation des solutions riches en calcium.

## 3. GABBROS

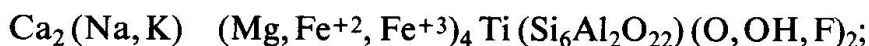
Au SE de la région (Körün-Savlik), parmi les roches gabbroïques formées généralement de labrador (65% An)-diallage-hyperstène-hornblende verte rem-

plaçant les pyroxènes, il existe localement des passées pegmatitiques et des roches d'aspect dioritique.

Dans certains faciès gabbroïques, on observe assez couramment du plagioclase et du clinopyroxène de texture cumulitique (gabbros mésocumulats). Dans ces derniers, des cristaux de plagioclase jointifs s'accumulent pour former des laminae de caractère adcumulat. De l'ouralite, du quartz, de l'épidote, de la prehnite et de la thomsonite se développent secondairement.

#### 4. AMPHIBOLITES

Les amphibolites sont des roches de grain moyen à grossier et de structure de cristallisation granoblastique orientée. Le passage à la roche encaissante, péridotite fortement serpentinisée, se fait brusquement. Les principaux constituants sont la hornblende brune, proche de la kaersutite et de formule



la hornblende commune, qui remplace, comme l'espèce précédente, les clinopyroxènes, le diopside, le diallage et le plagioclase très altéré. Le feldspath potassique et la biotite apparaissent très rarement, tandis que les minéraux accessoires (sphène, apatite et ilménite) sont abondants; la chlorite, le quartz, l'albite, l'épidote et la prehnite se développent secondairement.

Le développement de prehnite et d'épidote semble appuyer l'hypothèse d'une origine hydrothermale des solutions riches en calcium qui sont à la base de la rodingitisation des inclusions décrites plus haut.

Les paramètres calculés à partir des analyses chimiques laissent à penser qu'il s'agit d'ortho-amphibolites. Elles se seraient donc formées dans une zone profonde et auraient été remontées en surface avec les péridotites, dans leur position actuelle. Cette zone de cristallisation correspond, dans l'hypothèse de CANN (1968) et de CHRISTENSEN (1970), à la troisième couche de la croûte océanique; par contre pour DEWEY and BIRD (1970), cette zone se situe à grande profondeur, là où la croûte océanique et le manteau ont pu recrystalliser avant d'être arrachés et réinjectés comme amphibolites. Les amphibolites, les schistes quartziques et les calcschistes se rencontrent couramment sous les complexes ophiolitiques; ils peuvent aussi dériver des membres gabbroïques lors de l'écaillage au cours de la mise en place.

#### 5. DIABASES

##### 5.1 *Complexe de dykes de diabases*

Le plus important affleurement de dykes diabasiques se trouve dans la région de Sifrin-Gürük, où l'on peut observer un grand nombre de dykes de direction ENE-WSW, plongeant vers le SE. Leur épaisseur varie de 20 cm à 2 m. A

part de très rares lentilles de serpentinites, aucune autre roche n'apparaît entre ces dykes à bords trempés.

La structure des diabases est intersertale ou porphyrique à pâte intersertale. Les variétés rencontrées sont des diabases normales (andésine-labrador-augite-chlorite), des diabases à ouralite (plagioclase-chlorite-reliques de pyroxènes-ouralite) et des diabases albito-chloritiques. Le plagioclase de composition intermédiaire à basique, montre souvent une albitisation. La prehnite et la pumpellyite pseudomorphosent parfois partiellement le plagioclase. Le pyroxène, parfois frais, s'ouralitise, se chloritise ou se transforme en un mélange de sphène-calcite-chlorite. La composition de la chlorite est variable. L'ilménite, le sphène-leucoxène, l'apatite et la pyrite tardive sont accessoires. Les amygdales sont remplies d'épidote, de calcite et de chlorite.

### 5.2 Laves en coussins

Les laves en coussins de Sifrin-Gürük sont, de loin, les plus répandues sur tout le territoire. La longue bande de pillow-lavas est bordée soit par des contacts tectoniques, soit recouverte de radiolarites, de grès, et de hyaloclastites. Elle renferme des blocs de calcaires lutétiens. Il s'agit d'une coulée redressée, parfois même légèrement renversée vers le sud. En général, les phénocristaux de plagioclase sont plus basiques (65% An) que le plagioclase de la trame (40% An). De fines baguettes pyroxéniques, chloritisées, participent à la formation des houppes. Une albitisation du plagioclase, parfois avec formation de quartz, de pumpellyite et de chlorite est assez courante. Les coussins albito-chloritiques sont formés d'albite-oligoclase renfermant des agrégats de pumpellyite, d'augite titanifère, de chlorite, de très peu de prehnite et de calcite. Des fantômes de cristaux d'olivine, transformés en un mélange d'épidote-chlorite-hématite-sphène ou encore entièrement chloritisés peuvent se rencontrer dans les coussins.

Une autre partie des laves en coussins apparaît au SE, vers Alicirin T. (Körün-Savlık). Au centre des coussins, on observe de l'andésine, de l'augite titanifère, de la chlorite et de l'ilménite; vers le bord, la structure devient arborescente et la roche s'enrichit en oxydes de fer.

### 5.3 Coussins bréchoïdes

Ils apparaissent dans la région de Sifrin-Gürük et sont formés de fragments de diabase à grain fin, parfois porphyriques, amygdalaires, composés d'olivine entièrement chloritisée et de plagioclase transformée en prehnite-albite-pumpellyite-calcite.

### 5.4 Brèches de coussins

Ces roches bréchiques, se sont constituées de fragments de diabases albito-chloritiques fines, rarement porphyriques, de fragments d'hyaloclastites dévi-

trifiées et de fragments de calcaire enrichis en épidote. Elles se trouvent à la base de la coulée de Sifrin-Gürük. Le ciment chloritique montre un fort développement d'épidote et de prehnite et renferme des morceaux sédimentaires à microfossiles recristallisés.

#### 5.5 *Diabases intercalées dans les roches sédimentaires*

Dans le complexe volcano-sédimentaire de Körün-Savlik, les diabases massives, intercalées avec des radiolarites et des calcaires fins, silicieux, sont fréquentes. Ce sont surtout des diabases amygdalaires, formées d'andésine-augite titanifère-chlorite-ilménite. Les amygdales sont remplies par de la céladonite, de la quartzine ou de l'analcime associée à de la calcite ou de l'albite.

#### 5.6. *Brèches de diabases*

Une grande partie du complexe volcano-sédimentaire de Körün-Savlik est formé de roches d'aspect chaotique formées d'éléments diabasiques de taille variable, cimentés par une pâte hématitique. Les éléments diabasiques présentent souvent les structures caractéristiques des laves en coussins. Il est, par ailleurs, intéressant de signaler la présence de rares fragments décimétriques, arrondis, de roches gabbroïques. Cet ensemble doit résulter d'une brusque arrivée de fragments de pillows et de diabases selon un processus rappelant la mise en place d'un olistostrome. Les éléments diabasiques sont faits d'albite-actinote-chlorite ou d'albite-ouralite-chlorite et cimentés par une pâte quartzo-calcito-chloritique. L'épidote se développe fréquemment dans ce ciment qui renferme, en outre, du plagioclase, de l'amphibole et une fine poussière d'oxydes de fer.

### 6. HYALOCLASTITES DÉVITRIFIÉES ET TUFFS

Toujours dans la région de Körün-Savlik, des passées volcanoclastiques épaisses de quelques mètres, alternent avec des radiolarites ou avec des brèches de diabases. Les éléments des hyaloclastites dévitrifiées sont des fragments formés presque essentiellement par de la chlorite, avec des amygdales remplies par ce même phyllosilicate. Le ciment est constitué de calcite et d'analcime. L'aspect bréchique de ces roches, la forme anguleuse des fragments qui les constituent et le manque de stratification incitent à penser qu'elles se sont formées «in situ», résultant d'un mélange de fragments de diabases et de verre volcanique. Par contre, les tufs lithiques sont d'aspect gréseux ou micro-bréchique. Leurs éléments, d'origine diabasique (verre volcanique et cristaux corrodés de hornblende verte et d'augite titanifère) semblent être remaniés. Le ciment est formé d'analcime et de calcite. La présence de carbonate et de zéolites dans ces roches est probablement due à la réaction de l'eau de mer sur les roches volcaniques (COOMBS, 1954).



## 7. MÉTAMORPHISME DES OPHIOLITES

Les transformations observées dans les ophiolites, en particulier dans les roches basiques, peuvent être schématisées ainsi:

1. Plagioclase (intermédiaire) → prehnite
2. Plagioclase (intermédiaire) → prehnite-pumpellyite-plagioclase plus sodique ou albite
3. Plagioclase (intermédiaire) → albite-quartz-pumpellyite
4. Plagioclase (intermédiaire) → albite-chlorite-zoïsite (épidote)
5. Plagioclase (intermédiaire) → chlorite-pumpellyite + plagioclase sodique
6. Plagioclase (intermédiaire) → chlorite-calcite-plagioclase sodique
7. Pyroxènes → actinote-chlorite
8. Pyroxènes → hornblende verte-ouralite-sphène-calcite
9. Olivine → chlorite
10. Ilménite → sphène-leucoxène
11. Apparition d'albite de néoformation et de stilpnomélane

L'ensemble de ces minéraux secondaires forme la paragenèse:

Préhnite-pumpellyite-actinote-chlorite-quartz-zoïsite-albite.

Cet assemblage appartient au faciès pumpellyite-préhnite de COOMBS (1960).

Les paragenèses observées semblent indiquer les zones préhnite-pumpellyite et pumpellyite-actinote du faciès pumpellyite-préhnite, dont la formation correspond aux températures voisines de 300°C et des pressions d'environ 2-3 kb. Comme nous observons la formation du stilpnomélane, on peut penser qu'il s'agit là d'une série de faciès de pression intermédiaire à forte.

D'autre part, ces transformations sont très semblables à celles observées par différents auteurs (W.G. NELSON et T.H. VAN ANDEL, 1966; J.R. CANN, 1969; A.G. HERRMANN et K.H. WEDEPOHL, 1970) sur les roches vertes draguées sur les fonds océaniques. Ces constatations nous amènent donc à remarquer qu'il existe, dans la région étudiée, un métamorphisme de type «fonds océaniques».

## 8. RÉSULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES

Les points suivants se dégagent de l'étude des données chimiques du tableau 1.

Si l'on attribue la spilitisation à des phénomènes secondaires (métamorphisme, solutions hydrothermales, action de l'eau de mer) et que l'on soustraie leurs effets de la composition chimique des roches volcaniques, on constate que celles-ci présentent une tendance alcaline (analyse II/1, I/I). Cette tendance se confirme par le fait que le clinopyroxène a souvent une composition titanifère,



Tableau 1 Provenance des échantillons datés et degré d'altération.

N° d'éch.	Provenance, type de roche	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$	% FeO TiO <sub>2</sub> + 1,5	H <sub>2</sub> O
KA - 526	Karataş, amphibolite	-	-	-
Ka - 529	Köseuşağı, pyroxénite à phlogopite	-	-	-
Ka - 1020	Gazitahara, diabase porphyrique	-	-	-
Ka - 1022	Akçak, diabase amygdalaire	-	-	-
Ka - 1023	Cimisoltika, diabase	-	-	-
Ka - 1024	Karataş amphibolite	-	-	-
Ka - 1025	Karataş "	-	-	-
Ka - 1026	Karataş "	0.12	4.74/1.97	2.76
Ka - 1027	Kevgez, diabase pillow lava	4.40	-	4.25
Ka - 1028	Cimisoltika, diabase pillow lava	1.10	-	3.67
Ka - 1029	Sifrin, diabase en filon	0.45	3.20/2.51	3.25
Ka - 1030	Eskitöy, amphibolite	0.68	3.07/2.66	2.37
Ka - 1031	Küran, diabase bréchique	0.54	2.05/2.89	3.20
Ka - 1032	Gazitahara, diabase en filon	0.54	2.60/2.21	3.52
Ka - 1033	Cima, gabbro	0.50	1.75/2.10	2.57
Ka - 1034	Kevgez, diabase pillow lava	1.90	3.20/5.38	3.97
Ka - 1035	Küran, diorite quartzique	0.88	1.80/2.72	1.49
KA - 1036	Cima, diabase bréchique	3.93	2.61/9.52	2.00
KA - 1037	Gilsor, diabase albito-chlor.	1.93	3.62/9.17	3.15
KA - 1038	Kara, diabase pillow-lava	1.60	-	4.71
KA - 527	Farhik, micaschiste à biotite	-	-	-
KA - 528	Akdağ, monzodiorite	-	-	-

bien que la composition minéralogique indique qu'il s'agit de diabases tholéitiques.

Les amphibolites présentent des compositions proches des gabbros et des diabases, tandis que la harzburgite est caractérisée par des teneurs en CaO et  $Al_2O_3$  basses et par un rapport Mg/Fe élevé.

L'enclave ultrabasique à phlogopite des roches intrusives est riche en  $Al_2O_3$ , CaO et alcalis. (PIŞKIN 1977). Si cet enrichissement n'est pas dû au métasomatisme des roches intrusives ne peut-on pas y voir un fragment du manteau ?

En vue d'une comparaison, les résultats des analyses chimiques des roches volcaniques et des roches plutoniques acides-intermédiaires (PIŞKIN 1977) ont été reportés sur le diagramme  $SiO_2/Na_2O + K_2O$  de KUNO. Le champ des diabases de Çelikhan semble correspondre à la zone des basaltes alcalins de cet auteur, ceci sans oublier le rôle que la spilitisation a pu jouer sur une telle tendance. Néanmoins, il est intéressant de noter que les roches intrusives suivent de près le comportement des roches volcaniques. Si une telle relation existe vraiment, on peut se demander quel genre et quel degré d'interaction ont pu exister entre les deux séries pour leur conférer une parenté chimique.

## B. Géochronologie

Une étude de l'âge absolu des roches volcaniques de la région de Çelikhan a été entreprise par la méthode K-Ar. Un choix de roches du cortège ophiolitique comprenant des amphibolites, des gabbros, des diabases en filons et en coussins ainsi que des éléments bréchiques de composition diabasique a été analysé. Sur 22 datations, 19 ont dû être faites sur roche totale en raison de la finesse des grains de la roche, seule 1 hornblende et 3 micas ont pu être concentrés.

Le potassium a été déterminé par photométrie de flamme - chaque analyse étant effectuée deux fois au moins tandis que l'argon a été mesuré par dilution isotopique au moyen d'un spectromètre de masse AEI-MS-10. Pour les détails analytiques, on peut se reporter au travail de DELALOYE et WAGNER (1974). Le traceur  $^{38}Ar$  provenant de Schumacher, Berne, a une pureté de 99,99%. Les constantes utilisées sont celles recommandées par la Sous-commission de Géochronologie du Congrès géologique de Sydney (STEIGER and JÄGER, 1977).

Les résultats analytiques sont regroupés dans le tableau II. Ils ont été utilisés pour établir un diagramme bidimensionnel  $^{40}Ar/^{36}Ar$  en fonction de  $^{40}K/^{36}Ar$ . On observe que tous les points représentatifs des échantillons sauf quatre d'entre eux se groupent sur une même droite dont la pente indique un âge de  $43.9 \pm 1.3$  m.a. et dont l'ordonnée à l'origine ( $315 \pm 15$ ) n'indique pas de surpression d'argon (fig. 2).

Une autre manière de calculer l'âge de ces échantillons réside dans l'emploi

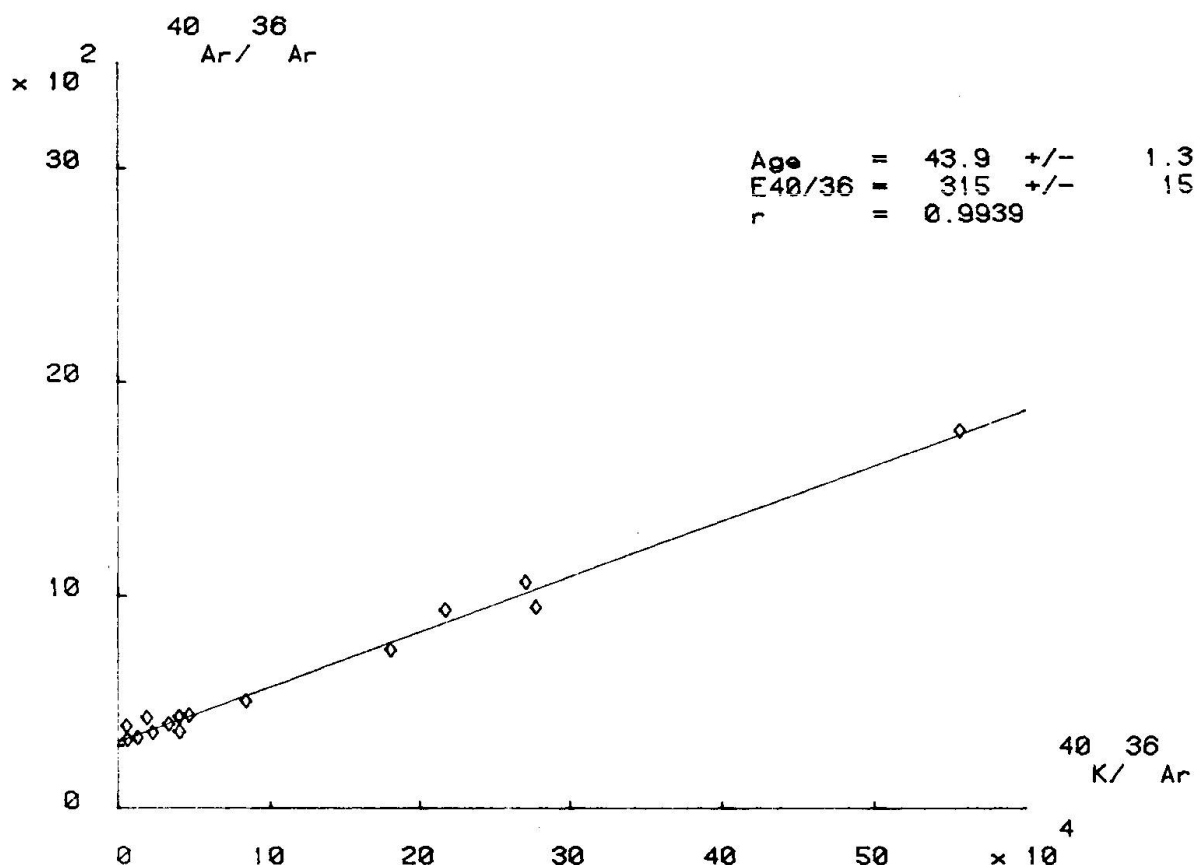


Fig. 2 Isochrone calculée à partir des analyses géochronométriques

d'un diagramme tri-dimensionnel  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{36}\text{Ar}$  et  $^{40}\text{K}$  dans lequel les points représentatifs des échantillons, si ceux-ci sont cogénétiques, vont définir un plan dont on peut calculer les paramètres. On en tire l'âge des échantillons et le rapport global de contamination (FONTIGNIE, 1980). En ce qui nous concerne, l'âge obtenu par cette méthode est de  $40.8 \pm 2.7$  et le rapport  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $288.3 \pm 1.6$ . Un test mathématique appliqué aux données utilisées indique que tous nos échantillons sont bien dans un même plan.

Une estimation de l'altération subie par les roches analysées a été faite en considérant le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  ainsi que la teneur en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  comparée à la teneur en  $\text{TiO}_2$  augmentée de 1.5% (IRVINE et BARAGAR, 1971). Sur le tableau 2, on peut observer les variations de l'altération.

#### DISCUSSION DES RÉSULTATS

Nous ne prenons pas en considération les âges apparents individuels et nous ne considérons que les deux résultats des représentations bi- et tri-dimensionnelles.

Tableau 2 Données analytiques Potassium-Argon.

NUM	% K	T (MA)	$40\text{AR}/36\text{AR } 10^2$	$40\text{K}/36\text{AR } 10^4$	$40\text{AR}^*/\text{GR } 10^{-10}$	% $40\text{AR}^*/40\text{AR}$	X $10^{-1}$	Y $10^{-4}$	Z $10^{-2}$
1 KA-1020	.480	36.8 ± 5.8	6.303 ± .519	15.496 ± 2.200	.309 ± .044	53.0 ± 3.9	.344	.829	.519
2 KA-1023	1.290	183.4 ± 18.7	9.852 ± .408	6.149 ± .671	4.318 ± .376	70.0 ± 1.2	.306	1.748	1.714
3 KA-1025	.670	56.0 ± 6.2	11.571 ± .748	26.065 ± 3.255	.661 ± .061	74.4 ± 1.6	.479	.687	.787
4 KA-1026	.830	48.1 ± 5.7	17.314 ± 2.218	50.644 ± 9.545	.702 ± .070	82.8 ± 2.2	.752	.557	.953
5 KA-1027	1.129	45.0 ± 5.7	17.699 ± 3.395	55.670 ± 14.431	.892 ± .096	82.9 ± 3.2	.252	1.771	2.828
6 KA-1028	.705	231.1 ± 20.7	23.520 ± .820	14.357 ± 1.500	3.014 ± .227	87.4 ± .4	.363	.896	2.092
7 KA-1029	.133	44.8 ± 16.9	3.569 ± .217	2.330 ± .298	.105 ± .038	17.1 ± 5.0	.038	.579	2.048
8 KA-1030	1.112	39.8 ± 4.7	9.439 ± .671	27.748 ± 3.835	.775 ± .078	68.4 ± 2.2	.277	3.654	3.321
9 KA-1031	.133	115.5 ± 35.7	4.288 ± .445	1.924 ± .328	.275 ± .082	31.0 ± 7.1	.040	7.362	3.131
10 KA-1032	1.793	48.1 ± 5.5	10.624 ± .646	27.060 ± 3.393	1.517 ± .146	72.1 ± 1.7	.898	1.170	1.235
11 KA-1033	.373	51.6 ± 12.7	3.972 ± .204	3.342 ± .386	.339 ± .078	25.6 ± 3.8	.187	1.969	.780
12 KA-1034	.216	52.0 ± 10.3	4.396 ± .240	4.697 ± .572	.198 ± .036	32.7 ± 3.7	.109	.825	3.598
13 KA-1035	.556	49.7 ± 6.1	9.321 ± .711	21.725 ± 3.105	.486 ± .051	68.1 ± 2.4	.280	.460	.421
14 KA-1036	.215	56.3 ± 10.9	4.292 ± .206	4.022 ± .466	.213 ± .037	31.0 ± 3.3	.108	.944	.403
15 KA-1037	.490	123.5 ± 13.2	9.669 ± .479	9.037 ± 1.053	1.087 ± .099	69.3 ± 1.5	.245	.957	.918
16 KA-1038	.083	76.7 ± 33.6	3.244 ± .113	.635 .065	.113 ± .048	8.9 ± 3.2	.042	2.313	.749

L'âge obtenu de  $40.8 \pm 2.7$  m.a. se rapporte au Lutétien (ODIN, 1978). Il est à mettre en relation avec les données stratigraphiques et paléontologiques que l'on possède sur les roches sédimentaires associées aux roches datées ici.

Il faut différencier, dans la région, deux cycles sédimentaires: l'un d'âge maestrichtien, l'autre d'âge éocène inférieur à miocène inférieur (PIŞKIN, 1972). Les roches vertes que nous avons datées sont associées aux sédiments du Crétacé supérieur. Il devient alors évident que l'âge isotopique obtenu ne peut pas être l'âge de la formation de ces éléments ophiolitiques. En conséquence, nous pensons qu'il s'agit de l'âge du métamorphisme subi par ces roches. Il faut aussi remarquer que les assises sédimentaires tertiaires transgressives avec discordance sur le volcano-sédimentaire ont été plissées et soumises à un métamorphisme de faciès pumpellyite-prehnite. Nous estimons que l'intensité de ce métamorphisme a été suffisante pour ouvrir les systèmes K-Ar des roches que nous avons datées.

Il est ainsi très probable que nous sommes en présence d'un volcanisme de type océanique qui se serait produit avant le Maestrichtien comme c'est le cas ailleurs en Méditerranée orientale (DELALOYE et al., 1980a et 1980b).

Remarquons pour terminer que nous avons obtenu dans deux cas des âges isotopiques correspondant au Crétacé inférieur. Ces deux valeurs ne participent pas à l'isochrone à 40 m.a., même en tenant compte d'une possible surpression d'argon, de sorte que l'on peut envisager un âge crétacé inférieur ou même plus ancien pour certains éléments ophiolitiques de cette région.

Ces deux âges ont été obtenus sur des roches qui ont peut-être été partiellement ou totalement préservées de l'influence du métamorphisme. Il s'agit là d'une hypothèse qu'il serait nécessaire de vérifier en multipliant les mesures.

### Bibliographie

- CANN, J. R. (1968): Geological processes at Mid-Ocean ridge crests. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 15.  
CANN, J. R. (1969): Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. *J. Petrol.* 10.  
CHRISTENSEN, N. I. (1970): Composition and evolution of the Oceanic crust. *Marine Geol.* 8.  
COOMBS, D. S. (1954): The nature and alteration of some triassic sediments from Southland, New Zealand. *Trans. Roy. New Zealand*, 82.  
COOMBS, D. S. (1960): Lower grade mineral facies in New Zealand. *Int. Geol. Cong. Copenhagen, Norden*, part. 13.  
DELALOYE, M. and WAGNER, J. J. (1974): Potassium-Argon dating: an automatic equipment with digital output for computer processing. *C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 9/1-3, 66-74.  
DELALOYE, M., DESMET, A., DESMONS, J., GAGNY, CL. and ROCCI, G. (1980): Geochronological interpretation of the Troodos sheeted dyke complex. *Ofioliti* 5 (1), 27-34.  
DELALOYE, M., DE SOUZA, H., HEDLEY, I. and WAGNER, J.-J. (1980): Isotopic ages on ophiolites from the eastern Mediterranean. *Proc. Intern. Ophiolite Sym. Cyprus 1979*, 292-295.

- DEWEY, J.F. and BIRD, J.M. (1970): Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* 75.
- FONTIGNIE, D. (1980): Géochronologie K-Ar: études théoriques et applications à des matériaux de flyshs des Alpes occidentales. Thèse n° 1966, Genève, 291 p.
- HERRMANN, A.G. and WEDEPOHL, K.H. (1970): Untersuchungen der variskischen geosyncline in Nordwest-Deutschland. *Contr. Min. Petrol.* 29.
- IRVINE, T.N. and BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the Chemical classification of the Common Volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sc.* 8/1.
- NELSON, W.G. and VAN ANDEL, T.H. (1966): Metamorphism in the Mid Atlantic Ridge, 22°N latitude. *Marine Geology* 4.
- ODIN, G. (1978): Results of dating Cretaceous, Paleogène Sediments, Europe. *AAPG Studies in Geology* 6, 127-142.
- PIŞKIN, Ö. (1972): Etude minéralogique et pétrographique de la région située à l'est de Celikhan (Taurus oriental, Turquie). Thèse Univ. Genève n° 1569.
- STEIGER, R.H. and JÄGER, E. (1978): Subcommission on geochronology: Convention on the use of Decay constants in Geochronology and Cosmochronology. *AAPG Studies in Geology* 6, 67-72.

Manuscrit reçu le 30 juin, 1981