

Conséquences géotectoniques de l'étude des roches vertes à l'est de Marmaris (SW Anatolie)

Autor(en): **Piskin, Özkan / Delaloye, Michel**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **63 (1983)**

Heft 1

PDF erstellt am: **11.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-48725>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Conséquences géotectoniques de l'étude des roches vertes à l'est de Marmaris (SW Anatolie)

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

Résumé

L'étude pétrographique, géochimique et géochronologique de la région de Ekincik-Büyükkaağaç, à l'est de Marmaris a permis de montrer que les roches vertes présentes possèdent les caractères de MORB. Elles sont au moins d'âge anté-Cénomanién. Il s'agit essentiellement d'ultrabasites riches en filons diabasiques. Une zone d'écaillage orientée EW montre un développement important de métamorphisme. Un modèle d'évolution paléotectonique propose, au sud du Menderès, dans le secteur étudié, l'existence d'une marge passive tandis que la marge nord représente la collision entre la zone İzmir-Ankara et le socle cristallin.

Abstract

Petrological, geochemical and geochronological studies have been completed in the area of Ekincik-Büyükkaağaç (Est from Marmaris). The most important results are the followings: the ultrabasics strongly intruded from doleritic dykes are of MORB-type; the dykes are older than Cenomanien. Two younger phases of deformations have been recognized. The paleotectonic model is in favor of a passive margin on the southern side of the Menderès and an active one on the north where the İzmir-Ankara zone underthrusts the crystalline basement north-south wards.

Özet

Marmaris'in doğusunda yeralan Ekincik-Büyükkaağaç bölgesinde gerçekleştirilen petrografik, jeokimyasal ve jeokronolojik incelemeler, anılan yörenin yeşil kayalarının MORB karakteri gösterdiklerini ortaya koymuştur. Yeşil kayaların hemen tümünü oluşturan ultrabazitler diyabaz daykları tarafından katedilmiş olup yaşları en azından Senomaniyen öncesidir. D-B doğrultulu bir ekaylanma zonunda metamorfitle yerahrlar. Inceleme bölgesi için önerilen modelde Menderès Masifi'nin güneyinde etken olmayan bir kıta kenarı öngörülmektedir. Buna karşın masifin kuzey kenarı, İzmir-Ankara zonuyla kristalen temelini çarpışma yerini oluşturmaktadır.

* Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Bornova-İzmir, Türkiye.

** Département de Minéralogie, Université, 13, rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4, Suisse.

1. Introduction

La région étudiée entre Marmaris et Köyceğiz, au SW de l'Anatolie, comprend une partie des ultramafites qui s'étendent des Dinarides aux Taurides, en passant par les Hellénides.

Dans cette région, les ultramafites affleurent de la presqu'île de Datça jusqu'à Fethiye. Elles sont séparées en deux massifs péridotitiques (ENGİN 1972) par des roches mésozoïques à l'Est, et à l'Ouest par une zone faillée où se trouve le lac de Köyceğiz (Fig. 1).

Bien que le secteur étudié fasse partie de l'un des deux massifs qui constituent une des provinces chromifères de Turquie, il n'a néanmoins pas bénéficié des recherches intensives menées sur les régions limitrophes.

Les principales recherches concernant les régions voisines ont été réalisées par KAADEN et METZ (1954), KAADEN (1959), OROMBELLI et al. (1967), TATAR (1968), ENGİN et HIRST (1970), ENGİN (1972) et GRACIANSKY (1972).

En nous basant principalement sur les observations de GRACIANSKY (1972) et les nôtres, nous avons essayé dans nos descriptions du cadre géologique, d'uniformiser les différents points de vue des auteurs précités.

Les formations sédimentaires autochtones (Cénomaniens-Burdigaliens-Helvétiques) définies par GRACIANSKY (1972), ne sont pas présentes dans le secteur étudié. Les calcaires à zones siliceuses de GRACIANSKY (1972) correspondent aux marbres d'Ula de KAADEN et METZ (1954) et en partie à la zone Turunç de TATAR (1968). Leurs meilleurs affleurements peuvent être observés à Yılançık Ada. La série la plus complète du flysch et du wildflysch des schistes de Karabörtlen se trouve à l'Est d'Ekincik, elle est charriée sur les péridotites.

La principale particularité géostructurale du secteur étudié est la séparation tectonique des ultrabasites en deux écailles suivant une zone E-W, marquée par une dépression topographique. Des deux côtés de cette séparation, la serpentinisation des ultramafites se développe largement. La présence des rodingites, des copeaux métamorphiques, des blocs de calcaires recristallisés, des laves en coussins écrasés et des radiolarites, permet d'identifier cette zone d'écaillage avec la zone de Marmaris de TATAR (1968) et avec une sorte de mélange des schistes de Karabörtlen avec la «nappe des diabases» de GRACIANSKY (1972).

Les formations de la région étudiée seront décrites dans les trois chapitres suivants: les roches ultrabasiques, les roches basiques et les roches volcaniques et métamorphiques de la zone d'écaillage.

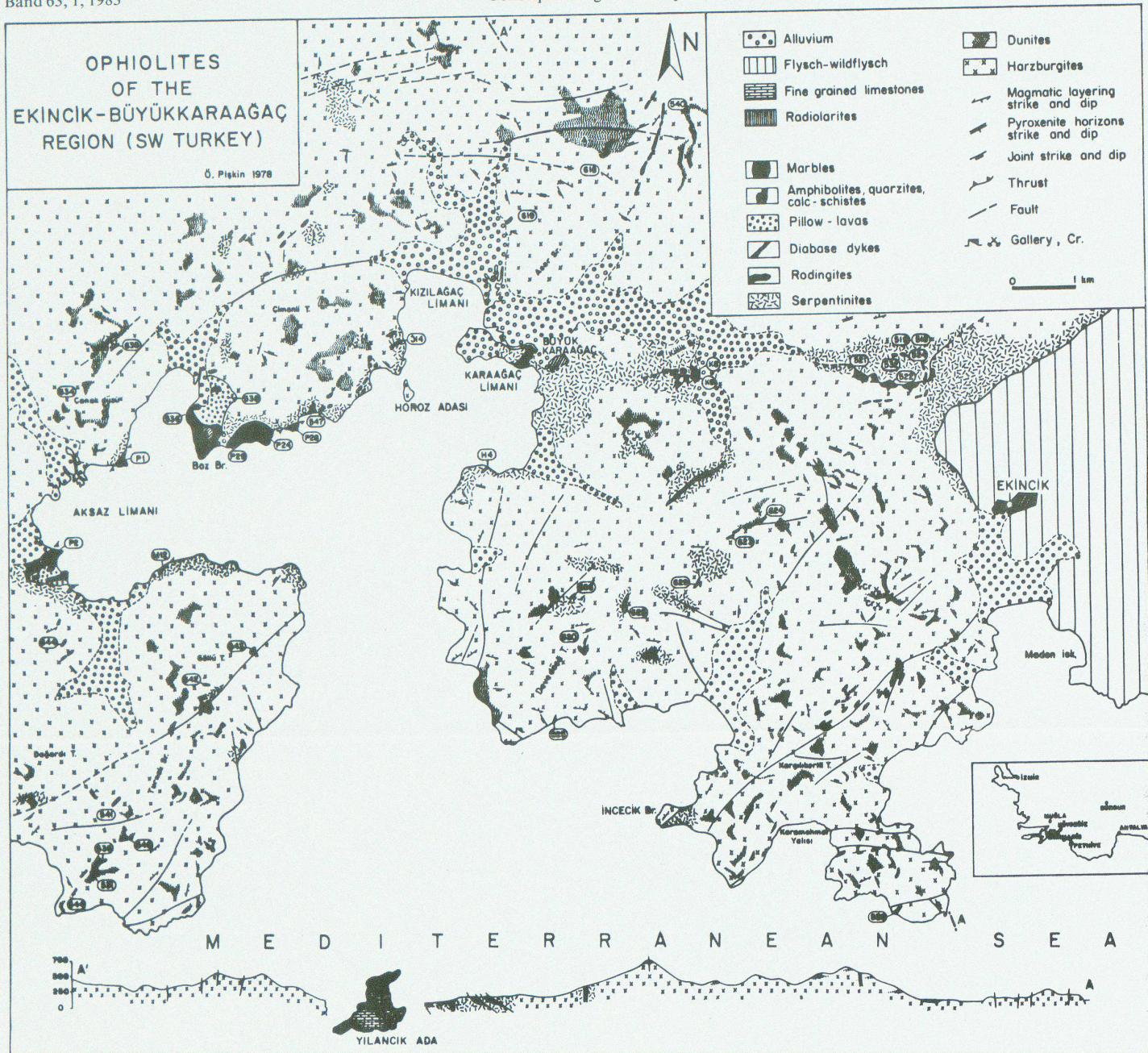


Fig. 1 Carte géologique de la région étudiée comprenant la localisation des échantillons prélevés et analysés et une coupe géologique NNW-SSE montrant les relations entre les différentes unités.

Leere Seite
Blank page
Page vide

2. Etude pétrologique et chimique

2.1. ROCHES ULTRABASIQUES

Les principaux types de roches ultrabasiques sont les harzburgites, les dunites et les pyroxénites. L'alternance des harzburgites très abondantes avec les deux autres termes, constitue un rubanement magmatique (S_0) d'orientation NE-SW, de plongement NW. A part ce rubanage, il est souvent possible d'observer une seconde orientation (S_1) subparallèle ou faisant un faible angle avec le premier. Cette foliation floue s'observe en général grâce à la nouvelle orientation des cristaux de pyroxènes mis en relief par l'altération atmosphérique. Par place, les niveaux riches en pyroxènes plissés rendent plus visible le développement de ce phénomène qui s'est réalisé à l'état solide par fluage plastique, à haute température et pression relativement élevée. Dans les harzburgites et les dunites, ces particularités macroscopiques sont également observables microscopiquement.

Les harzburgites

Les harzburgites sont les roches profondes les plus répandues dans la région; elles sont de couleur vert olive foncé à l'état frais, mais sont recouvertes d'une croûte brune due à l'altération. Les cristaux d'olivine et d'orthopyroxène atteignent parfois 1 cm de largeur, et ceux de chromite peuvent souvent être distingués sur la roche fraîche.

La serpentinisation voisine de 30 à 40 % en général, masque par place le rubanage magmatique et rend plus foncée la couleur de ces roches.

La structure des harzburgites peu altérées est allotriomorphe grenue. Lorsque le degré de serpentinisation augmente, les structures propres à la serpentinisation se développent.

Les olivines de 8 échantillons de harzburgites examinés par diffractométrie X (YODER and SAHAMA, 1957), ont des compositions variant entre 87% Fo et 92% Fo. Ces valeurs sont proches de celles obtenues par ENGIN (1972) à Andızlık-Zımparalık, par SARP (1976) à Yeşilova, et par JUTEAU (1974) à Antalya. La plupart des porphyroblastes d'olivine présentent des lamelles de déformation. Ces «kink bands», dans certains échantillons, sont orientés. Les porphyroblastes sont entourés par de petits cristaux d'olivine, faisant entre eux des contacts de 120°.

Les orthopyroxènes des harzburgites sont de l'enstatite et de la bronzite renfermant des lamelles d'exsolution de clinopyroxène. Certains cristaux d'orthopyroxènes présentent les mêmes lamelles de déformation observées sur les porphyroblastes d'olivine. Les compositions des orthopyroxènes, analysés par diffractométrie X (ZWAN, 1954), varient de 90% En à 98% En.

Dans les harzburgites, les clinopyroxènes sont peu fréquents, la chromite et la picotite apparaissent comme minéraux accessoires; tandis que les minéraux de serpentinisation tels que la trémolite, le talc et des granules d'oxydes de fer sont secondaires.

Les dunités

Dans les roches péridotitiques du secteur étudié, les dunités forment des masses de dimensions variées et de contours vagues. Le passage entre les dunités et les péridotites étant la plupart du temps graduel, on peut parler par place des horizons péridotitiques ou dunitiques dans des masses dunitiques ou péridotitiques. De ce fait, les roches dont le caractère dunitique prédomine ont été cartographiées comme dunités.

La couleur jaune-vert olive des dunités fraîches passe, avec l'altération, au brun-jaune. Les dunités, roches contenant le plus de chromite, présentent comme les autres espèces ultrabasiques, différents stades de serpentinisation. La structure primaire allotriomorphe grenue des dunités laisse alors sa place, suivant le degré de serpentinisation, aux structures propres à ce phénomène.

Comme il a été mentionné pour les harzburgites, les porphyroblastes d'olivine des dunités présentent également des «kink bands». Ces porphyroblastes sont entourés par de petits cristaux d'olivine faisant entre eux des jonctions triples. Les analyses par diffractométrie X (YODER and SAMAHA, 1957), indiquent pour les olivines des dunités, une composition moyenne de 92% Fo. La chromite constitue le minéral accessoire omniprésent, tandis que les granules de magnétite, les minéraux des serpentines et les chlorites formés lors de la serpentinisation sont secondaires.

Les pyroxénites

Les pyroxénites sont très peu abondantes. Elles forment des niveaux de quelques centimètres à quelques décimètres de puissance et s'étendent sur quelques mètres jusqu'à quelques dizaines de mètres. Ces niveaux accentuent le rubanage magmatique. En outre, le plissement, observé par place, des niveaux riches en pyroxènes fait ressortir le caractère de «tectonite» des ultrabasites.

Les principaux minéraux des pyroxénites sont des ortho- et des clinopyroxènes atteignant parfois deux à trois centimètres et l'olivine; la chromite est accessoire; les granules de magnétite, les minéraux des serpentines, l'ouralite, le talc et la chlorite sont les minéraux secondaires.

Les serpentinites

Les serpentinites se rencontrent dans les zones faillées, dans les zones de charriage et au contact de dykes de diabase. Suivant la nature harzburgitique ou dunitique de la roche mère, la couleur des serpentinites varie du vert foncé-noir au vert-jaunâtre. Lors de notre étude, les roches qui présentent plus de 70% de serpentinitisation ont été cartographiées sans tenir compte de la nature de la roche originelle, comme serpentinites.

Un réseau réticulé, formé par des fibres de chrysotile- α ou de chrysotile- γ constitue la structure maillée des serpentinites. A l'intérieur des mailles, on peut observer des reliques d'olivine, entourées de chrysotile ou de lizardite. Avec l'organisation à l'intérieur des mailles de chrysotile et/ou de lizardite, en secteurs triangulaires entrecroisés, la structure en sablier peut se développer. La bastite, formée par la transformation des orthopyroxènes, est souvent visible à l'œil nu. A part les structures susmentionnées, une tectonique orientée est à l'origine des serpentinites à structure œillée et schisteuse.

A côté du chrysotile, de la lizardite, de la bastite et d'un peu d'antigorite, la minéralogie des serpentinites se complète par la présence d'oxydes de fer, de granules de magnétite, d'iddingsite, de talc, de chlorite et de trémolite-actinote.

2.2. CHIMISME DES ROCHES ULTRABASIQUES

Les analyses des oxydes majeurs des ultrabasites sont réalisées par fluorescence-X.

En raison de la serpentinitisation variable de ces roches, les calculs pétrochimiques ont été effectués sur résidu sec. Malgré leur compositions assez homogènes, les harzburgites et les dunites peuvent être distinguées par leurs contenus en MgO et en SiO₂. La richesse relative en alumine que l'on observe dans une partie des harzburgites et des serpentinites peut être expliquée, pour les premières, par leur caractère lherzolitique, et pour les secondes par la formation de chlorite lors de la serpentinitisation.

En comparant le contenu en CaO et H₂O des serpentinites et celui des roches peu serpentinitisées, on peut supposer, lors de la serpentinitisation un enrichissement en H₂O et une faible perte en CaO. ENGIN et HIRST (1970), SARP (1976), TUZCU (1981) qui ont étudié ce problème dans la partie occidentale des Taurus, admettent une augmentation de volume et de faibles variations de composition chimique survenues lors de la serpentinitisation. Dans les diagrammes utilisant le pourcentage de MgO contre SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, CaO, Na₂O et K₂O, les roches ultrabasiques se différencient nettement des roches basiques.

2.3. DYKES DE DIABASE DANS LES ROCHES ULTRABASIQUES

Le massif ultrabasique est traversé par de nombreux dykes isolés, orientés généralement NE-SW. Ces dykes, formés par injection magmatique, dans des roches déjà consolidées, présentent des bordures de refroidissement. La roche encaissante est serpentinisée, sur une courte distance, au contact des dykes. La puissance de ces dykes varie entre quelques mètres et quelques dizaines de mètres, tandis que leur longueur est souvent contrôlée par les failles.

La quasi-totalité des dykes de diabase se trouve dans les ultrabasites; mais à un seul endroit, au SE de Çanakdüzü, à Aksaz Limanı, on observe un dyke diabasique non métamorphisé qui recoupe les calc-schistes.

La structure des diabases en dykes varie d'intersertale au centre, à intersertale fine au bord. Le plagioclase, de composition andésine, est largement albitisé, saussuritisé avec formation d'albite, d'épidote, de chlorite, de quartz, et séricitisé. Les pyroxènes, les augites diopsidiques, parfois les augites titanifères sont dans la plupart des cas remplacés par de la hornblende. A cause de l'abondance de cette hornblende, parfois légèrement sodique, ces roches peuvent être qualifiées de hornblende diabases. Les pyroxènes et les hornblendes se transforment souvent en chlorite et en actinolite. Le sphène-leucoxène, l'ilménite, les oxydes de fer et les rares cristaux d'apatite sont des minéraux accessoires. De l'épidote, du quartz et de la calcite tapissent les fissures de la roche.

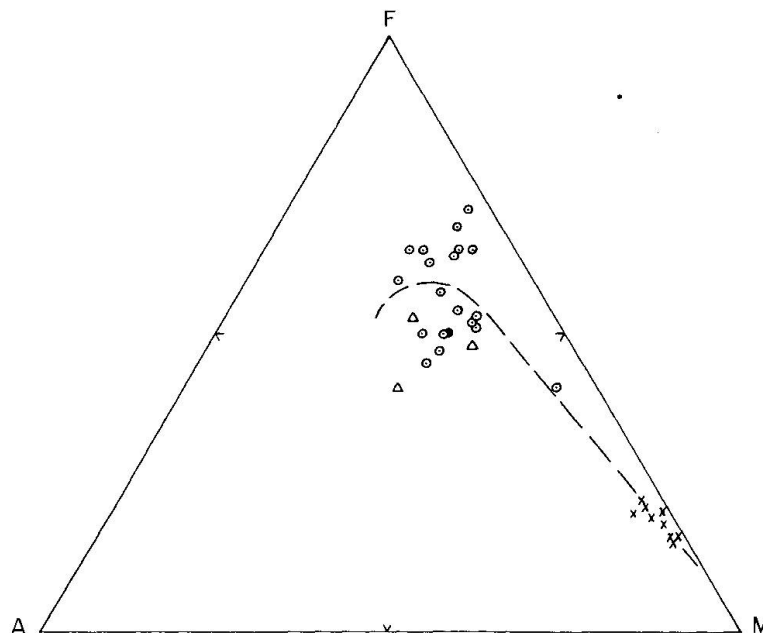


Fig. 2 Diagramme AFM des différents types de roches rencontrés et montrant la différenciation entre les termes ultrabasiques et les termes basiques.

- ⊙ = diabase en filon;
- △ = diabase en pillow lava;
- X = ultrabasite.

Une partie des dykes de diabase, localisés dans les serpentinites des zones tectoniques, présentent différents degrés de rodingitisation, ce qui implique d'autres transformations que celles citées plus haut.

2.4. LES RODINGITES

Dans les zones tectoniques, avec l'augmentation du degré de serpentinitisation, des ultrabasites entourant les dykes de diabase, ils commencent à montrer certains changements: tels que l'éclaircissement de couleur, le boudinage. Le terme extrême est représenté par des roches leucocrates, de formes plus ou moins ellipsoïdales, de dimensions variées, prises dans une pâte de serpentinite. Il s'agit de rodingites qui ont aussi été observées dans d'autres massifs ultrabasiques de Turquie (COĞULU et VUAGNAT 1965, BASSAGET et al. 1967, TATAR 1968, GRACIANSKY 1972, PIŞKIN 1972, 1975, SARP 1976).

Dans le secteur étudié, la rodingitisation des dykes de diabase, inclus dans les serpentinites, commence par l'envahissement de ces dykes par des veinules de couleur blanche. Avec le développement plus poussé de la rodingitisation, la couleur de toute la roche devient gris-blanc verdâtre. Ces changements macros-

Tableau 1 Analyses chimiques des éléments majeurs des échantillons les plus représentatifs de la région. Groupement selon les types pétrographiques.

SAMPLE	SiO2	AL2O3	TiO2	FeO	Fe2O3	CaO	MgO	Na2O	K2O	MnO	P2O5	H2O+	CO2	SUM OX
DYKES DIABASIQUES														
621	52 75	14 40	.91	8 30	5 99	6 15	5 06	1 37	1 16	20	.31	3 00	.43	100 03
622	50 46	12 42	1 30	6 08	5 05	8 45	5 12	.90	.00	18	.41	2 40	7 14	99 91
623	49 83	15 93	1 58	6 97	6 00	7 76	5 64	1 39	.14	20	.15	3 81	.71	100 11
624	52 61	15 49	1 38	7 61	4 15	7 81	3 85	2 35	.11	18	.38	3 59	.00	99 71
625	52 42	14 50	1 42	7 45	4 51	8 90	5 20	1 14	.10	18	.43	1 83	2 03	100 11
628	54 53	14 45	1 43	6 30	6 10	8 75	4 57	7 78	.10	21	.43	1 32	.99	99 96
629	54 22	14 09	1 49	8 04	4 28	8 10	5 03	2 33	.02	20	.16	1 27	.74	99 97
631	51 17	12 50	.91	4 06	6 29	9 21	6 72	3 21	.11	17	.00	5 30	.33	99 98
639	51 31	13 10	1 68	9 17	4 16	8 06	4 97	3 87	.08	20	.39	2 16	.78	99 93
643	53 58	14 35	.83	6 48	4 21	6 72	6 46	2 31	.10	16	.18	2 56	.31	100 25
644	51 20	14 01	1 39	6 75	4 99	9 69	5 79	2 85	.03	18	.39	1 77	1 08	100 12
524	49 22	14 32	.95	3 83	6 85	9 75	7 42	3 89	.21	14	.44	2 55	.00	99 57
539	44 95	14 10	.04	8 03	2 39	11 70	7 13	3 13	.10	13	7 15	.65	.00	99 50
537	38 59	15 08	1 36	8 68	2 99	7 13	15 47	1 27	.10	20	.35	7 55	1 27	100 04
545	46 48	14 71	.72	5 69	4 43	11 71	7 13	2 28	.10	13	.52	3 43	2 88	100 21
642	50 17	13 66	.83	5 55	5 20	11 93	7 03	1 93	.13	17	.10	2 86	.58	100 14
646	48 76	13 84	.85	6 08	3 43	12 77	6 48	2 04	.10	15	.66	4 59	.51	100 26
616	43 17	16 89	.91	5 70	8 36	15 15	5 02	.38	.10	18	.27	2 54	1 54	100 22
520	39 89	8 65	.59	6 24	3 70	23 20	5 83	2 86	1 07	.10	.91	6 30	.62	99 96
H4	51 85	16 21	.71	7 40	1 43	8 62	6 55	3 03	1 05	17	.07	2 81	.11	100 01
PILLOW-LAVAS														
536	51 64	16 52	.84	7 04	4 16	7 56	5 77	3 80	.24	17	.32	.72	.89	99 77
538	48 46	14 76	1 13	6 02	5 45	8 04	8 77	2 95	.10	15	.37	3 81	.00	100 01
545	48 79	17 22	.76	3 72	6 54	3 95	7 47	5 51	1 00	12	.37	2 45	1 60	99 50
METAMORPHITES														
521	67 01	9 26	.85	4 43	3 57	5 87	4 41	2 18	.10	32	.21	1 66	.00	99 84
522	48 36	12 90	3 69	7 31	5 77	8 60	7 26	3 56	.24	16	.43	1 29	.23	99 71
542	49 13	17 88	.20	3 20	2 76	6 71	12 64	3 03	1 55	12	.37	1 20	1 06	99 87
547	49 59	15 81	1 00	5 53	5 69	7 66	6 21	3 01	.49	29	.24	3 70	.46	100 00
P24	46 16	16 77	.98	2 43	7 14	14 23	4 38	2 70	.54	13	.12	1 52	2 85	99 95
P28	56 71	16 16	.62	4 84	2 52	6 83	5 96	3 83	.98	12	.04	1 47	.23	100 33
P29	77 65	8 78	.47	1 42	2 60	1 48	2 37	1 73	1 09	34	.10	1 02	.18	99 23
K9	45 05	10 39	2 35	8 45	2 68	8 71	13 02	1 99	.33	17	.37	4 80	1 56	99 87
M12	61 47	14 65	.38	3 60	1 83	7 85	5 39	2 17	.98	14	.05	1 48	.26	100 25
ULTRABASITES														
541	44 37	1 60	.05	4 48	5 86	1 89	34 08	1 00	.10	.14	.14	6 01	.18	99 90
544	43 15	1 55	.07	5 05	5 25	.82	33 88	1 11	.10	.14	.14	8 32	.29	99 87
619	40 53	.70	.09	2 99	5 41	.93	40 27	.10	.10	.16	.23	8 73	.00	100 24
620	39 10	.76	.04	2 60	7 15	1 05	39 92	.10	.10	.14	.06	8 49	.35	99 86
618	36 46	.81	.09	3 47	5 71	.83	45 31	.10	.10	.14	.22	6 22	.60	100 06
634	36 91	.91	.09	3 54	5 85	.90	45 67	.10	.10	.15	.23	5 89	.02	100 36
531	38 74	1 76	.02	1 85	8 02	.77	36 27	.10	.10	.12	.10	11 42	1 00	100 27
540	38 56	.62	1 57	2 89	7 59	.84	35 80	.87	.10	.12	.49	10 11	.13	99 69
518	34 94	1 86	.02	3 50	6 01	.60	36 85	.86	.10	.10	.10	14 86	.54	100 34
519	35 61	1 94	.03	2 75	6 67	.29	36 17	.95	.10	.10	.10	14 71	1 06	100 48

copiques s'accompagnent de ceux observables microscopiquement. Les fissures des diabases plus ou moins altérées, à structure intersertale, se remplissent de zéolites. Le pyroxène n'est pas affecté au début de la rodingitisation, par contre, la séricitisation, la chloritisation et la formation d'hydrogrenat et de prehnite se manifeste déjà à ce stade sur les cristaux de plagioclase. Lorsque la rodingitisation est complète, la structure primaire de la roche disparaît et sa minéralogie se transforme en un ensemble d'hydrogrenat, de prehnite, de wollastonite, de zoïsite, de calcite et de chlorite.

2.5. CHIMISME DES DYKES DE DIABASE ET DES RODINGITES

Le premier point à noter à propos des analyses chimiques des dykes de diabase, données au tableau I, est leur homogénéité assez remarquable. Cependant, le bord et le centre d'un seul des dykes (éch. No 539, 537) présentent une composition différente. La présence de ce seul dyke à grain fin et riche en minéraux ferromagnésiens ne peut être interprété qu'avec très grande prudence comme le témoin de dykes de chimisme différent.

La différence chimique des roches diabasiques apparaît avec le début de leur rodingitisation. Ce phénomène se manifeste aussi sur les diagrammes des Fig. 3 et 4.

Sur les diagrammes d'IRVINE et BARAGAR (1971), les roches diabasiques des dykes se situent dans la série tholéitique du groupe subalcalin (Fig. 7 et 8).

Les analyses No 545, 642, 646, 616 et 510 du tableau I reflètent le caractère plus basique et plus riche en Ca des diabases partiellement ou complètement ro-

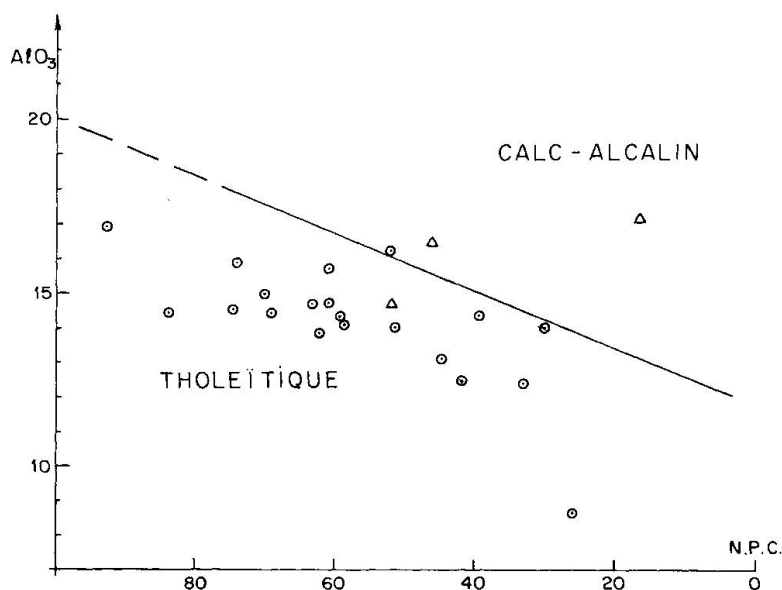


Fig. 3 Diagramme Al_2O_3 - N.P.C. (Normative Plagioclase Composition) montrant le caractère tholéitique des filons diabasiques (○).

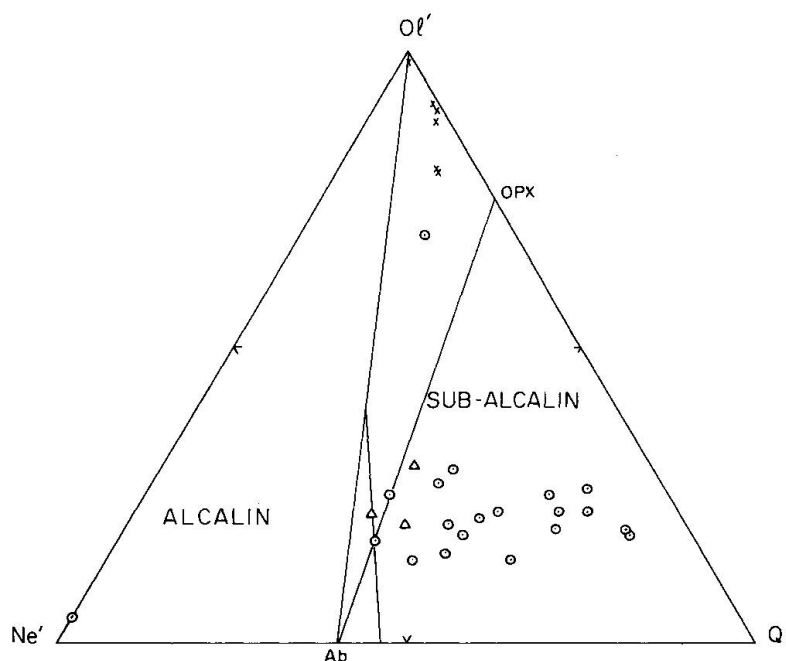


Fig. 4 Diagramme Ol'-Ne'-Q' de IRVINE et BARAGAR illustrant le caractère sub-alkalin des diabases (⊙; △) aussi bien que des ultrabasites.

dingitisées. A part l'enrichissement notable en Ca de ces roches, de faibles changements en Al_2O_3 , MgO et Na_2O s'observent. De nombreux auteurs s'accordent sur l'origine du Ca des rodingites comme provenant de la serpentinisation des péridotites encaissantes.

2.6. LES ROCHES VOLCANIQUES ET MÉTAMORPHIQUES DE LA ZONE D'ÉCAILLAGE

Les formations de la zone d'écaillage qui séparent en deux masses les roches ultrabasiques ont été incluses par TATAR (1968) aux environs de Marmaris, dans la zone du même nom. Plus tard, se basant sur des recherches plus étendues, GRACIANSKY (1972), les a placées dans «le complexe intermédiaire», aux limites lithologiques plus larges.

La zone d'écaillage, avec ses formations volcaniques, métamorphiques et radiolaritiques, s'étend dans le secteur étudié, de Aydoğdu Tepe à l'Est à Aksaz Limani à l'Ouest. Cette zone correspond aussi à une dépression topographique, orientée ENE-WSW. Au voisinage de cette zone, la serpentinisation des ultrabasites et la rodingitisation des dykes de diabase sont largement développées.

Dans la partie occidentale de cette zone, les différentes roches susmentionnées sont plus abondantes; tandis que vers l'Est les surfaces des affleurements et les variétés des roches diminuent. Ainsi, vers Ayitası Tepe, à l'Est, on n'observe plus que de petits copeaux de métamorphites. Les formations volcaniques réapparaissent à nouveau, vers le village Ekinçik, sous les ultrabasites.

Les roches volcaniques de cette zone sont fortement tectonisées. Ainsi, les formes des pillow-lavas ne s'observent que par endroits. Leur état permet difficilement de reconnaître que ces roches sont à structure intersertale divergente et formées d'albite, de pyroxènes chloritisés et d'oxydes de fer.

Les observations peuvent être menées beaucoup plus facilement sur les roches métamorphiques de la zone d'écaillage. Elles forment des copeaux et des blocs de dimensions et de types variés: des marbres, des amphibolites et des schistes. A propos de l'âge du métamorphisme de ces formations, il est intéressant de noter la présence, au SE de Çanakdüzü, d'un dyke de diabase non transformé traversant les métamorphites.

La description des principales variétés de métamorphites peut se résumer comme suit.

Les meilleurs affleurements de marbres à structure granoblastique, formés de calcite recristallisée, se situent à Boz Burun.

Les amphibolites affleurent principalement entre Boz Burun et Horoz Adası, au SE de Çanakdüzü et Aksaz Limanı. De minéralogie variée, les amphibolites présentent des structures nématoblastiques et granoblastiques. Le minéral mafique le plus répandu des amphibolites est une hornblende plus ou moins sodique, transformée en chlorite et épidote. Le plagioclase, de composition d'andésine, est souvent séricitisé ou transformé en albite et épidote. L'almandin s'observe dans certains échantillons. Le quartz, l'épidote, la chlorite, peu de biotite, du sphène, du sphène-leuxocène, de l'apatite et des grains opaques complètent la paragenèse minérale des amphibolites.

D'ouest en est, les schistes sont omniprésents dans toute la zone d'écaillage. Les schistes, de structure granoblastique fine, sont variés; calc-schistes (calcite-chlorite-oxydes de fer), quartz schistes (qz-alb-ép-chl-séricite-opaques), quartz-muscovite schistes, quartz-biotite schistes (qz-biot-ép), séricite-quartz schistes (un peu carbonatés), quartz-épidote schistes (parfois avec piémontite), épidote-albite schistes, amphibole-épidote-quartz schistes (Na-amphibole-épidote-chlorite-alb-qz). Les paragenèses des métamorphites de la région indiquent que les conditions de formation de ces roches sont celles du faciès schistes verts et du faciès à amphibolite.

Les schistes à glaucophane signalés par KAADEN et METZ (1954) et par TATAR (1968) près de Marmaris n'ont pas été observés. Cependant, la teinte souvent bleutée des amphiboles des métamorphites, indique pour ce minéral, une composition de tendance alcaline.

Ces inclusions tectoniques des roches métamorphiques observées dans la plupart des massifs ultrabasiques ont été trouvées, d'ouest en est, en plusieurs endroits de la ceinture ophiolitique des Taurides (GRACIANSKY 1972, SARP 1976, JUTEAU 1979, MONOD 1977, ÇAKIR et al. 1977, 1978, ÇATAKLI et al. 1977, PIŞKIN 1972).

Actuellement, grâce à la tectonique des plaques, la coexistence de ces inclu-

sions avec les ultrabasites peut s'expliquer d'une façon satisfaisante. La transformation des laves et des sédiments pris entre les masses ultrabasiques du manteau supérieur, écaillé à un stade précoce, serait à l'origine de ces métamorphites. Par contre, les dykes de diabase s'introduiraient dans les ultrabasites, à un stade de tension suivant le stade d'écaillage du manteau supérieur. Car ces dykes n'ont pas souffert du dit métamorphisme d'une part, et d'autre part ils traversent par places les métamorphites en question.

2.7. GÉOCHIMIE DES TRACES

Toutes les valeurs de traces reportées dans le présent article ont été mesurées par fluorescence des rayons X en utilisant les standards de United States Geological Survey. Un programme de calcul implanté sur un ordinateur Hewlett-Packard 9815 A on-line avec le spectrographe Philips corrige les valeurs brutes des effets inter-éléments et de l'absorption.

Les traces dosées nous ont permis d'établir quelques diagrammes discriminants pour tenter de caractériser l'environnement dans lequel se sont mises en place les roches vertes de Marmaris (PEARCE and CANN, 1973; BECCALUVA et al., 1979; PEARCE, 1980).

Diagramme Ti/Cr vs. Ni (Fig. 5)

Les échantillons analysés se situent dans le champ des tholéites de croûte océanique. Il faut remarquer leur éloignement de la ligne de séparation entre les

Tableau 2 Données analytiques de quelques éléments en traces mesurés sur les filons diabasiques intrusifs dans les roches ultrabasiques.

No d'échant.	Zn	Ni	Cu	Cr	V	Ba	Pb	U	Th	Zr	Y	Sr	Rb	Ta	Hf
<i>Dykes diabasiques</i>															
621	93	31	92	35	690	361	0	0	0	69	8	464	20	3	2
622	91	35	54	99	354	41	0	0	0	64	17	93	--	-	-
623	100	18	47	56	455	62	0	0	0	75	21	84	--	3	1
624	83	23	37	63	438	83	0	0	0	67	18	123	--	2	-
625	88	46	52	75	445	77	0	0	0	67	17	107	--	5	3
628	101	31	68	118	431	80	6	0	0	69	18	103	--	6	2
629	82	28	38	86	399	83	79	3	84	71	18	162	--	5	2
639	91	24	33	48	538	71	0	0	0	85	20	138	--	1	2
643	69	109	92	93	339	51	0	0	0	37	10	99	--	-	-
644	87	45	59	110	369	62	0	0	0	78	18	119	3	6	4
642	77	82	93	95	327	53	0	0	0	39	11	94	--	-	-
646	68	42	75	134	251	70				63	13	196	5	6	2
616	70	51	--	68	599	48	164	9	215	51	9	202	--	6	1

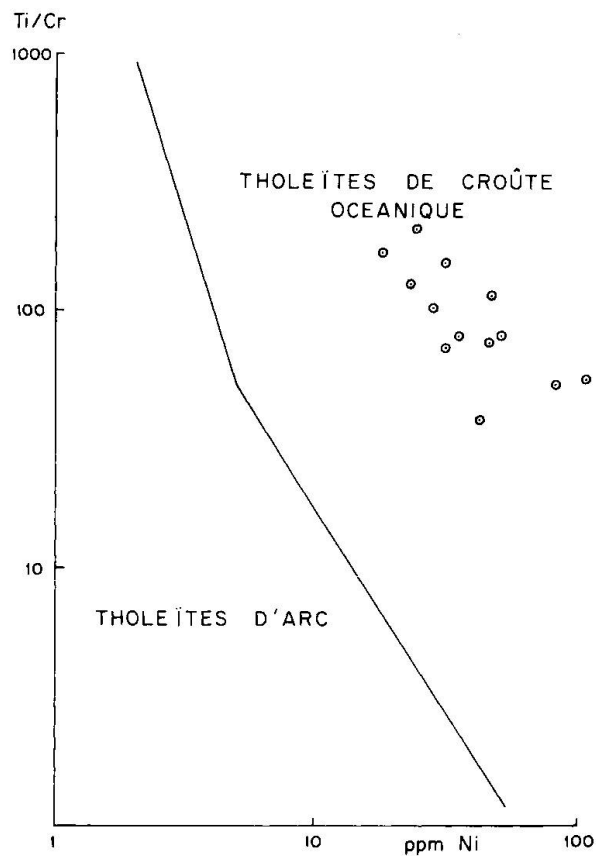


Fig. 5 Diagramme Ti/Cr en fonction de Ni discriminant les tholéïtes provenant de la croûte océanique de celles apparaissant dans un arc insulaire. Le caractère très peu différencié des diabases est à remarquer.

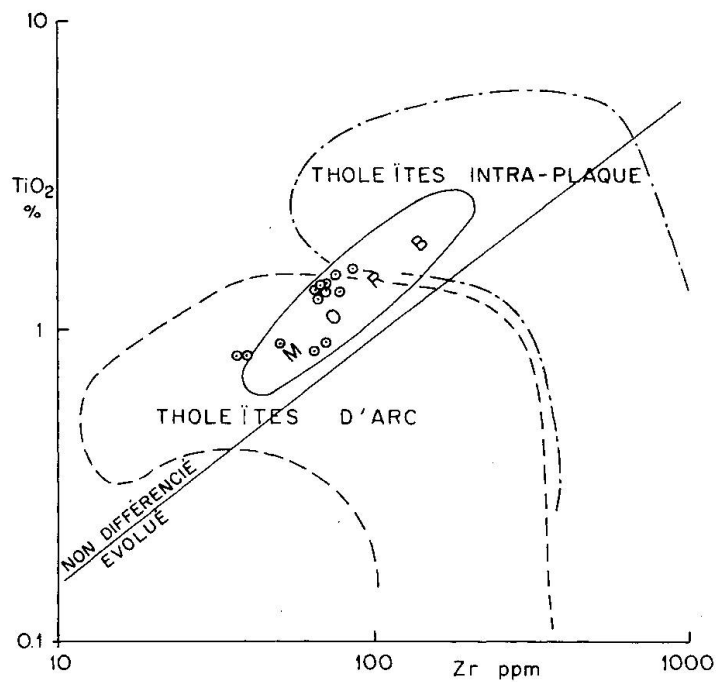


Fig. 6 Diagramme Ti-Zr de PEARCE et CANN (1973) illustrant l'appartenance des diabases au MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) et leur caractère non différencié.

tholéites océaniques et les tholéites d'arc, donc leur très faible taux de fractionnement. Les mesures faites sur les filons basaltiques recoupant le complexe ophiolitique d'Antalya (JUTEAU, 1975) sont comparables à celles présentées ici.

Diagramme Ti-Zr (Fig. 6)

Douze analyses sur quatorze ont leur point représentatif inclus dans le domaine réservé au MORB. Les deux derniers points sont en bordure de ce même domaine. Un diagramme complémentaire s'avère nécessaire pour discriminer entre MORB et tholéites d'arc.

Diagramme Ti-Zr-Y (Fig. 7)

La totalité des points représentatifs des filons sont situés dans le domaine D normalement occupé par les tholéites de provenance intra-plaque. Il y a donc incomptabilité apparente avec le diagramme Ti-Zr. Il a été observé que lorsque la différenciation magmatique devient importante, les points migrent vers le pôle Y·3 (BECHON, 1982). A l'inverse, en l'absence de différenciation, les champs définis par PEARCE and CANN (1973) s'éloignent du pôle Y·3.

Diagramme Hf-Th-Ta (Fig. 8)

La construction de ce diagramme s'avère difficile en raison des teneurs extrêmement basses en Th. Seules des déterminations par activation neutronique pourraient entrer en ligne de compte. Il est cependant possible d'utiliser les

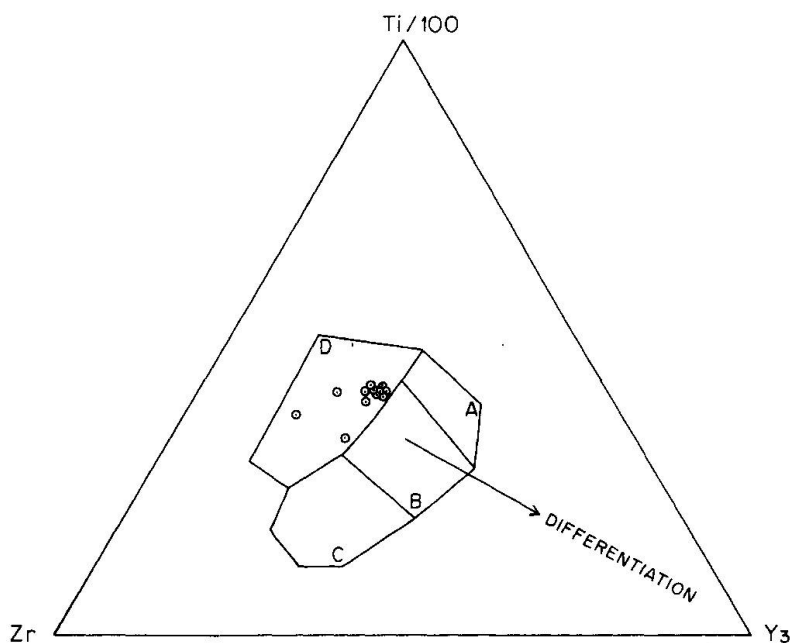


Fig. 7 Diagramme Ti-Zr-Y de PEARCE et CANN (1973).

- A = tholéites pauvres en K;
- B = basaltes de plancher océanique;
- C = basaltes calco-alcalins;
- D = basaltes intra-plaque.

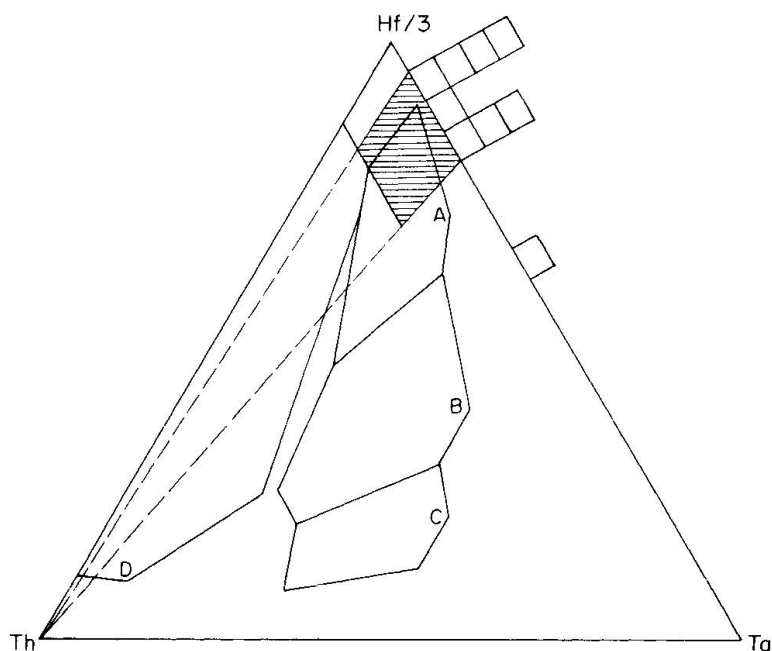


Fig. 8 Diagramme Hf-Th-Ta selon PEARCE et, sur le côté Hf-Ta, un histogramme des rapports Hf/Ta mesurés sur les diabases. La zone hachurée précise le domaine dans lequel doivent se grouper les points représentatifs des échantillons analysés.

- A = MORB Normal;
- B = MORB Evolué et tholéites intra-plaques;
- C = basaltes alcalins intra-plaques;
- D = tholéites d'arc insulaire.

données en Hf et Ta pour déterminer la «tendance». La construction d'un histogramme des rapports $\frac{Hf}{3}$ vs Ta sur le côté Hf-Ta du triangle montre que les domaines B, C et D sont improbables. Nos échantillons devraient donc appartenir au domaine A des tholéites de type MORB-Normal, dans la zone hachurée.

Comportement des éléments incompatibles

En comparant nos résultats analytiques à ceux admis pour un basalte de type MORB-Normal, l'allure de la courbe s'apparente à celles obtenues pour des basaltes de plancher océanique. Les teneurs en éléments mobiles Sr, K et Rb sont basses, celles en éléments les plus incompatibles tels que Ba, Ta et même P sont élevées.

Conclusions

Les dykes diabasiques intrusifs dans les ultrabasites de la région de Marmaris présentent les caractères géochimiques de tholéites de rides médio-océaniques normales. La différenciation semble avoir été très faible. En conséquence, on doit aussi admettre que les ultrabasites encaissantes proviennent de la ride médio-océanique. Ces conclusions sont à prendre en considération dans l'élaboration paléotectonique de la région.

3. Géochronologie

3.1. DONNÉES ANALYTIQUES

Les déterminations des concentrations en potassium ont été effectuées par absorption atomique sur un appareil Pye Unicam à double faisceau. Chaque échantillon est analysé deux fois.

L'argon est dosé par dilution isotopique au moyen d'un spectromètre de masse AEI-MS 10 S équipé d'un aimant permanent de 4100 Gauss.

Le traceur ^{38}Ar provient de Schumacher, Berne, il a une pureté de 99,98%. Des calibrations sont effectuées régulièrement au moyen des standards internationaux LP-6 et P-207 et d'un étalon interne. Les constantes et les facteurs de

No. GSH.	% K	Age en M.a.		^{40}Ar rad/g $\times 10^{-11}$	% ^{40}Ar rad	$^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ $\times 10^2$	$^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$ $\times 10^4$				
<u>Silicés diabasiques</u>											
622 RTT	0.240	58.7	± 1.5	2.48	± 0.04	51.0	± 0.6	6.04	± 0.07	8.90	± 0.24
623 RTT	0.324	64.8	1.6	3.70	0.05	11.5	0.1	3.34	0.00	1.01	0.02
624 RTT	0.242	74.6	2.0	3.20	0.06	34.6	0.5	4.52	0.03	3.53	0.09
625 RTT	0.194	65.1	1.9	2.23	0.05	31.2	0.6	4.30	0.04	3.48	0.09
628 RTT	0.230	63.8	1.8	2.59	0.05	21.2	0.3	3.75	0.01	2.11	0.05
629 RTT	0.352	113.9	2.9	7.17	0.12	33.2	0.2	4.43	0.01	2.16	0.05
639 RTT	0.289	94.8	2.4	4.88	0.08	54.2	0.4	6.47	0.05	6.21	0.16
643 RTT	0.888	25.6	0.7	3.98	0.08	58.3	0.8	7.10	0.14	27.64	0.87
644 RTT	0.467	36.8	1.5	3.01	0.11	33.7	1.1	4.46	0.07	6.98	0.21
524 RTT	0.944	50.6	1.7	8.40	0.23	62.7	1.4	7.95	0.30	16.78	0.76
539 RTT	0.117	63.6	2.1	1.31	0.03	15.2	0.3	3.49	0.01	1.42	0.04
545 RTT	0.427	37.1	1.2	2.77	0.07	21.4	0.4	3.76	0.02	3.70	0.10
642 RTT	0.241	49.4	1.9	2.09	0.07	39.0	1.1	4.85	0.09	6.52	0.21
646 RTT	0.737	38.7	1.3	5.00	0.13	38.0	0.8	4.77	0.06	7.98	0.23
H 4 RTT	0.793	112.4	3.1	15.95	0.32	22.3	0.3	3.80	0.01	1.26	0.03
<u>Métamorphites</u>											
521 AMP	0.763	91.4	2.1	12.41	0.16	85.1	0.2	19.86	0.28	31.04	0.85
522 AMP	0.468	72.7	1.7	6.02	0.08	85.8	0.3	20.98	0.42	41.83	1.30
P28 AMP	1.182	40.4	1.0	8.36	0.12	86.5	0.2	22.02	0.29	80.42	2.22
P29 AMPe	0.566	74.3	1.8	7.45	0.11	79.1	0.6	14.16	0.39	25.40	0.93
P29 AMPi	1.517	47.2	1.2	12.58	0.20	84.4	0.7	19.00	0.87	57.74	3.00
P29 RTT	0.572	95.4	2.4	9.72	0.16	82.8	0.6	17.26	0.56	25.13	1.03
K 9 CHL	0.277	53.2	1.5	2.59	0.05	75.7	1.1	12.24	0.54	29.58	1.48
M12 AMP	1.024	43.3	1.0	7.78	0.11	85.4	0.4	20.34	0.50	68.26	2.35
P24 HBL	0.461	90.6	2.3	7.43	0.12	85.4	0.3	20.49	0.47	32.48	1.11
<u>Pillow-lava diabasique</u>											
536 RTT	0.691	79.5	2.0	9.73	0.16	59.9	0.4	7.39	0.08	9.39	0.26
<u>Hornblende</u>											
630 RTT	0.296	72.2	2.4	3.78	0.11	9.3	0.2	3.26	0.01	0.71	0.02

Tableau 3 Données analytiques géochronologiques Potassium-Argon.

RTT = roche totale;

AMP = amphibole;

CHL = chlorite;

HBL = hornblende;

e = zone externe d'un coussin;

i = zone interne d'un coussin.

conversion sont ceux recommandés par la Sous-Commission de Géochronologie (STEIGER and JÄGER, 1977).

3.2. DISCUSSION DES RÉSULTATS

Il faut tout d'abord remarquer une dispersion très importante des âges obtenus tant dans le groupe des diabases et pillow lavas (de 26 à 113 m.a.) que dans celui des métamorphites (de 40 à 91 m.a.). Cette dispersion est un peu plus faible pour les métamorphites. Une tentative a été faite de représenter les données analytiques dans des diagrammes $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en fonction de $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ (diagramme «isochrone») mais elle n'a pas donné de résultat si ce n'est la certitude de l'absence de surpression d'argon radiogénique.

Des histogrammes de fréquences ont été établis pour les deux groupes de roches. Ils montrent tous deux trois maxima, à 35, 65 et 105 m.a. pour les diabases, à 45, 75 et 95 m.a. pour les métamorphites. On peut observer une corrélation entre les deux premiers maxima de chaque groupe soit 35–65 m.a. et 45–75 m.a. Dans les deux cas, il y a un écart de 30 m.a. Il est logique de penser que les roches du second groupe ont pu mieux résister aux contraintes qui leur ont été imposées lors de la mise en place du Taurus et de ce fait ont moins perdu d'argon radiogénique donc donnent des âges plus anciens (Fig. 9).

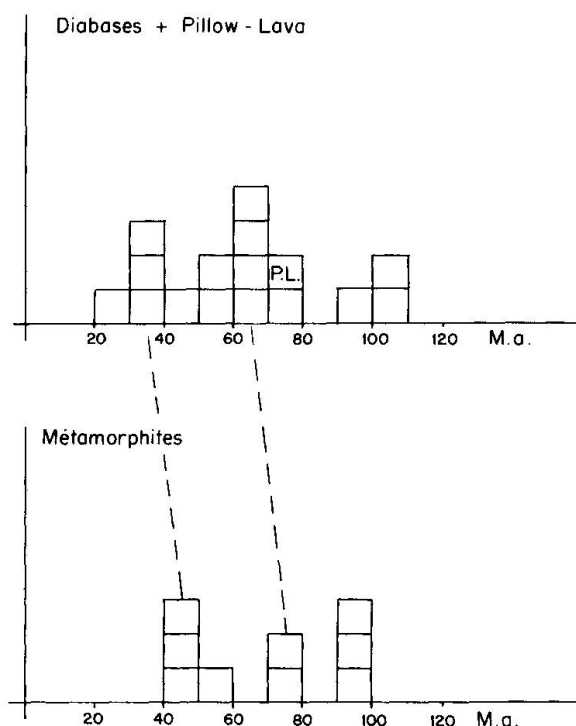


Fig. 9 Histogramme des données géochronologiques pour les deux groupes pétrographiques suivants:
a) diabases en filons et en coussins;
b) métamorphites.

Les troisièmes maxima des deux histogrammes peuvent représenter l'âge de formation des métamorphites (90–100 m.a. soit Albien moyen-Cénomaniens) et l'âge de l'intrusion des filons basiques qui paraît être contemporain du métamorphisme océanique. On peut remarquer que si les diabases ont été plus fortement rajeunies que les métamorphites au cours de la mise en place tectonique du Taurus, elles ne présentent pas les caractères métamorphiques propres aux amphibolites encaissantes. On doit donc admettre qu'elles se sont mises en place dans des amphibolites déjà recristallisées. L'apparition des amphibolites peut se faire déjà très près de la zone d'expansion.

En conséquence, les âges obtenus sont des valeurs minimales et les diabases sont anté-aptiennes. L'élément de plancher océanique que nous venons d'étudier est le témoin d'une portion de ride d'âge Crétacé inférieur ou plus ancien.

Les maxima inférieurs sont plus difficiles à interpréter car ils doivent correspondre en partie à la mise en place des nappes lyciennes (GRACIANSKY, 1972) et en partie au rétro-métamorphisme observé dans le massif du Menderès (DORA, 1981).

Si le charriage final des nappes lyciennes s'est effectué entre l'Helvétien (12 m.a.) et le Miocène terminal (5 m.a.), Graciansky met en évidence deux phases orogéniques antérieures, l'une au Crétacé terminal (65 m.a.) et l'autre à l'Eocène inférieur (55–50 m.a.). Ce même auteur décrit, dans sa série stratigraphique, l'apparition de la sédimentation d'un Wildflysch au Sénonien déjà (70–65 m.a.). Il est clair que ce Wildflysch est le témoin de l'érosion rapide d'un relief jeune et l'on peut admettre que l'un des maxima observés dans l'histogramme des âges correspond à la surrection de ce relief.

Conclusions

Du point de vue pétrographique, les roches ultrabasiques et les filons qui se sont mis en place dans cet environnement ne sont pas très différents des ophiolites que l'on rencontre dans la région, par exemple Zımparalık-Andızlık, Köyceğiz et Antalya. En revanche, il faut souligner l'absence de toute la séquence supérieure de l'ophiolite: les cumulats, le complexe filonien et les laves en cousins. La présence d'écaillés métamorphiques intercallées dans les ultrabasites témoigne d'une tectonique précoce qui s'est développée près de la ride.

Les éléments majeurs aussi bien que les traces ont permis de préciser le caractère spécifique des roches vertes entre Köyceğiz et l'est de Marmaris. Les filons diabasiques, non métamorphiques, se sont mis en place dans la région de la ride médio-océanique, dans des ultrabasites.

Une zone d'écaillage orientée E–W partage les ultrabasites en deux masses distinctes. Un métamorphisme de faciès schistes verts s'est développé dans ces écaillés.

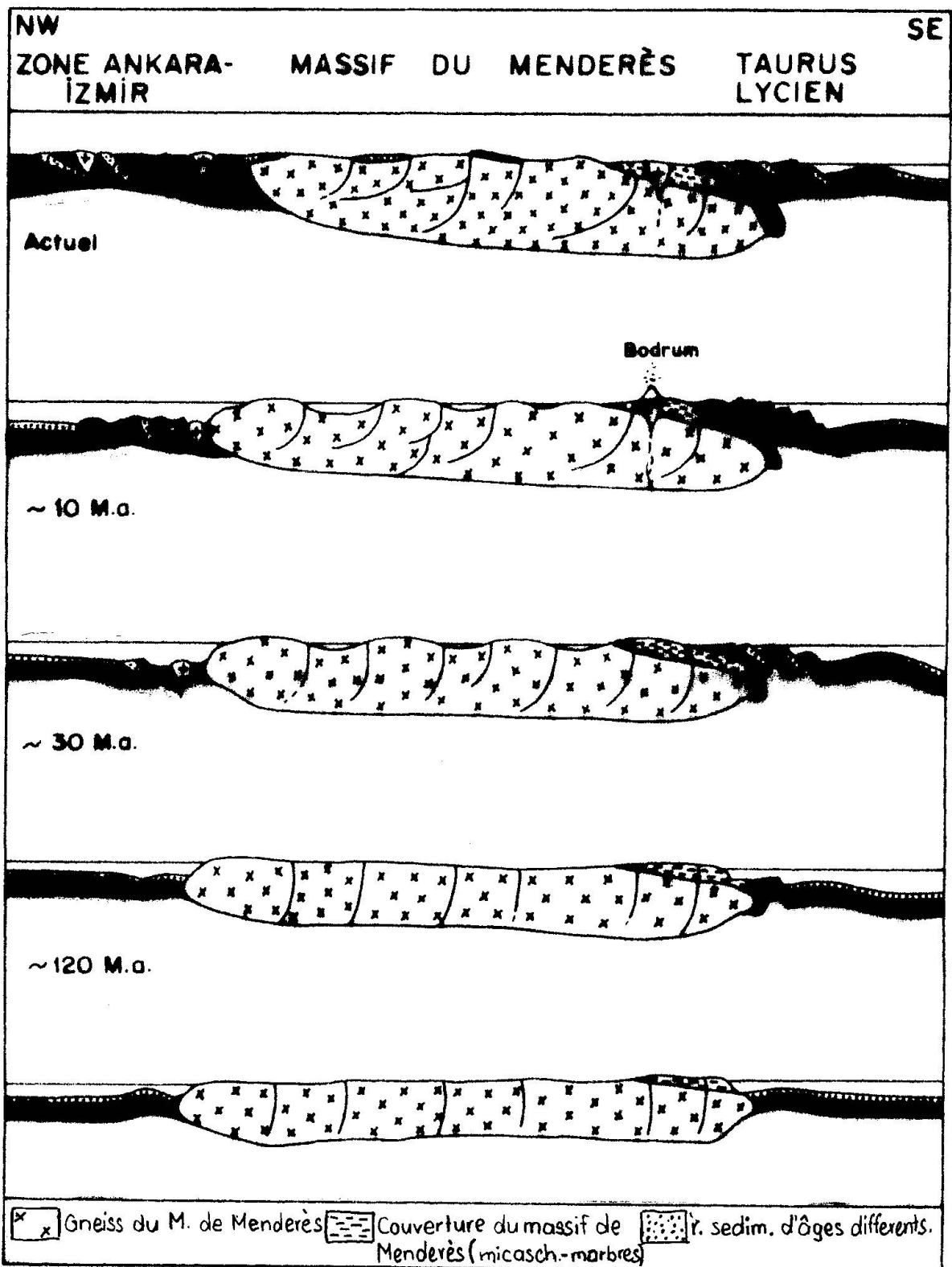


Fig. 10 Représentation schématique de l'évolution géodynamique de l'Anatolie du sud-ouest. Coupes selon un axe approximatif reliant Bergama à Marmaris.

Les âges radiométriques Potassium-Argon déterminés soit sur les filons diabasiques soit sur les métamorphites permettent d'affirmer que la ride était active il y a 100 m.a. et que deux phases orogéniques ont laissé des traces mesurables: l'une au Crétacé terminal, l'autre à l'Eocène inférieur.

C'est donc un élément de plancher océanique provenant de la ride elle-même qui se trouve être en collision avec la marge passive méridionale du socle du Menderès. Il ne semble pas que des éléments plus évolués tels qu'arcs, bassins inter-arcs ou bassins marginaux se soient développés dans ce secteur de l'Anatolie du SW. Cette hypothèse n'est pas en contradiction avec le modèle de ROBERTSON et WOODCOCK (1982) pour la zone d'Antalya où des failles N-S ont favorisé le décrochement et marquent la limite ouest de la zone de subduction soulignant la bordure sud du Taurus entre Anatolya et la Turquie du Sud-est.

Le volcanisme calc-alkalin de la presqu'île de Bodrum (PIŞKIN et al. 1983) est à associer aux mouvements verticaux des graben du Menderès où des refusions ont pu avoir lieu.

Remerciements

L'aide financière du Fonds national suisse de la Recherche scientifique (crédit 2. 077.081) a été déterminante dans la réalisation des analyses chimiques et géochronologiques. Le Service géologique de Turquie M.T.A. a supporté le travail de terrain de l'un d'entre nous (Ö.P.).

Nous remercions Michèle Senn qui a fait les analyses par fluorescence X et Jacqueline Berthoud pour la dactylographie.

Bibliographie

- BASSAGET, J. P., MICHEL, R., RICHARD, F. (1967): Les rodingites et les ophisphérites du massif ultrabasique de la province de Muğla (Taurus occidental, Turquie). Comparaison avec des analyses chimiques récentes de rodingites des Alpes. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 43, 23-29.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D. and OHNENSTETTER, M. (1979): Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites-application to some ophiolites. *Can. J. Earth Sc.* 16, 1847-1882.
- BECHON, F. (1982): Evolution spatio-temporelle du volcanisme de la zone d'Arakapas (Chypre). Thèse 3^e cycle, Université de Nancy I, Laboratoire de pétrologie.
- BINGÖL, E., DELALOYE, M. and ATAMAN, G. (1982): Granitic intrusions in western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area. *Eclogae geol. Helv.* 75/2, 437-446.
- ÇAKIR, Ü., JUTEAU, T. et WHITECHURCH, N. (1977): Découverte de dykes de diabases tholéitiques recoupant les amphibolites infra-péridotitiques du massif ophiolitique de Karsanti; une preuve de l'écaillage intra-océanique de la croûte téthysienne. 5^e Réunion ann. Sci. Terre, Rennes, p. 125 (résumé).
- ÇAKIR, Ü., JUTEAU, T. et WHITECHURCH, N. (1978): Nouvelles preuves de l'écaillage intra-océanique précoce des ophiolites téthysiennes: les roches métamorphiques infra-péridotitiques du massif de Pozanti-Karsanti (Turquie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. XX, no 1, 61-70.
- ÇATAKLI, A., ROCCI, G. et LAPIERRE, H. (1977): Nouvelles données pétrographiques et structurales sur l'assemblage ophiolitique et les roches associées de la partie occidentale du massif de Pozanti (Turquie). 5^e Réunion ann. Sci. Terre, Rennes, p. 139 (résumé).

- ÇOĞULU, E. et VUAGNAT, M. (1965): Sur l'existence de rodingites dans les serpentinites des environs de Mihaliççik (Vilâyet d'Eskişehir, Turquie). *B.S.M.P.*, 45, 17-20.
- DORA, Ö.O. (1981): Menderes Masifinde Petroloji ve Feldspat incelemeleri. *Bull. Institut of Earth Sc. Hacetepe University, Ankara*, 7, 54-63.
- ENGİN, T. (1972): Andızlık-Zimparalık sahası ultramafik kayaçların petrolojisi ve bölgenin genel jeolojik konumu. *M.T.A. Dergisi*, 78, Ankara, 1-20.
- ENGİN, T. and HIRST, D.M. (1970): Serpentinisation of the harzburgites from the alpine peridotite belt of southwest Turkey. *Chem. Geol.* 6, 281-295.
- GRACIANSKY, P.C. (de) (1972): Recherches géologiques dans le Taurus Lycien. Thèse, Univ. Paris XI, Orsay, sér. A., no: 896, 571 p.
- IRVINE, T.N. and BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523-548.
- JUTEAU, T. (1974): Les ophiolites des Nappes d'Antalya, Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Thèse, Univ. de Nancy, I, 692 p.
- JUTEAU, T. (1979): Ophiolites des Taurides: Essai sur leur histoire océanique. *Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys.* XXI, 3, 191-214.
- JUTEAU, T. (1980): Ophiolites of Turkey. *Ophioliti. Tethyan Ophiolites*, 2, 199-237.
- KAADEN, G. (Van der) (1959): On relationship between the composition of chromites and their tectonic-magmatic position in peridotite bodies in the SW of Turkey. *M.T.A. Ens. Bull.*, Ankara, no. 52, 1-14.
- KAADEN, G. (Van der) et METZ, K. (1954): Beiträge zur Geologie des Raumes zwischen Datça-Muğla-Dalaman Çay (SW Anatoliens). *Bull. Soc. Geol. Turkey, Ankara*, 5, no. 1-2, 71.
- MONOD, O. (1977): Recherches géologiques dans le Taurus occidental au Sud de Beyşehir (Turquie). Thèse, Univ. Paris-Sud, 511 p.
- OROMBELLI, G., LOZEJ, G.P. e ROSSI, L.A. (1967): Preliminary notes on the geology of the Datça peninsula (SW Turkey). *Academia Nazionale Dei Lincei. Serie VIII, XIII, f. 6*, 830-841.
- PEARCE, J.A. (1980): Genesis and eruptive setting of lavas. *Proceed. Int. Ophiolite Symp. Cyprus 1979*, A. Panayiotou, ed., 261-272.
- PEARCE, J.A. and CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sc. Letters* 19, 290-300.
- PIŞKIN, Ö. (1972): Etude minéralogique et pétrographique de la région située à l'E de Çelikhan (Taurus oriental, Turquie). Thèse, Univ. Genève, 152 p.
- PIŞKIN, Ö. (1975): Çelikhan Çevresi Ultrabazikleri içindeki Rodenjitler ve Kimyasal Analizleri. *T.J.K. Bull.* 18, s. 7, 17-20.
- PIŞKIN, Ö., DELALOYE, M. et FONTIGNIE, D. (1983): Données pétrochimiques et géochronologiques sur le magmatisme de la péninsule de Bodrum, sud-ouest de la Turquie. *Soumis à Eclogae geol. Helv.*
- ROBERTSON, A.M.F. and WOODCOCK, N.H. (1982): Sedimentary history of the south western Segment of the Mesozoic-Tertiary Antalya continental margin, south-western Turkey. *Eclogae geol. Helv.* 75/3, 517-562.
- SARP, H. (1976): Etude Géologique et Pétrographique du Cortège ophiolitique de la région située au Nord-Ouest de Yeşilova (Burdur-Turquie). Thèse, Univ. Genève, 406 p.
- TATAR, Y. (1968): Geologie und Petrographie des chromit-führenden Marmaris-Gebietes (SW-Türkei). *M. T. A. Enst. Bull. Ankara*, no. 137, 92 p.
- TUZCU, N. (1981): GB-Anadolu Ultramafitlerinin serpantinleşme nicel şiddetleri ve kimyasal dönüşüm tepkimesi modelinin saptanması. *H. Ü. YB. Enst. Bull.* s. 7, 64-82.
- YODER, H.S. JR. and SAHAMA, G. TH. (1957): Olivine X-ray determinative curve. *Amer. Mineral.* 42, 457-491.
- ZWAAN, P.C. (1954): On the determination of pyroxenes by X-ray powder diagrams. *Leidse Geolog. Med.* 19, 170-270.