

ΣΥΝΕΔΡΙΑ ΤΗΣ 10^{ΗΣ} ΜΑΡΤΙΟΥ 1983

ΠΡΟΕΔΡΙΑ ΜΕΝΕΛΑΟΥ ΠΑΛΛΑΝΤΙΟΥ

ΓΕΩΛΟΓΙΑ.— **Geologische Untersuchung des Sithoniagranodiorits auf Chalkidiki und seine Beziehung zu den inneren Helleniden - Zonen / Nordgriechenland, von E. Chatzidimitriadis - N. Douweas - A. Kelepertsis***. Ἀνεκοινώθη ὑπὸ τοῦ Ἀκαδημαϊκοῦ κ. Λουκᾶ Μούσουλου.

ABSTRACT

The plutonic rocks of Sithonia consist a granite to granodiorite. The contact phenomena at the neighbouring rocks as well as the change of shistosity (sf) of the intrusion, prove that the granodiorite intrusion took place after the Middle-Jurassic orogenetic phase of this area. Field work in combination with the study of thin sections showed that the granodiorite has been subjected to an intense tectonic deformation after its crystallization. From this we conclude that the intrusion of the plutonic rock happened between (Lower) Late Jurassic and (Lower) Early Cretaceous. The geological comparison with the near and far environment, lead to the acceptance that granodiorite has generated from a paligenetic magma of the Internal Hellenic Zones.

1. EINLEITUNG

In der vorliegenden Arbeit wird der Sithoniagranodiorit sowohl aus geologisch —petrographischer— als auch aus tektonischer Sicht untersucht. Gleichzeitig wird versucht, diesen Granodiorit auf Grund petro-tektonischer

* Ε. ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗ - Ν. ΔΟΥΒΕΑ - Α. ΚΕΛΕΠΕΡΤΖΗ, Γεωλογική μελέτη τοῦ γρανοδιορίτη Σιθωνίας (Χερσόνησος Χαλκιδικῆς) καὶ ἡ σχέση του μετὰ τὶς ἐσωτερικὰς ζώνες τῆς Ἑλλάδας (Βόρεια Ἑλλάδα).

Beobachtungen dem Serbo-Mazedonischen Massiv und damit auch den inneren Helleniden zuzuordnen.

Das Untersuchungsgebiet wurde im Massstab 1:50.000 kartiert. Gesteinsproben wurden sowohl von tektonisch beanspruchten (geschieferten?) als auch von undeformierten Stellen des Plutons genommen und Dünnschliffe davon angefertigt. Das tektonische Inventar des Granodiorits und anderer benachbarter Gesteine bekannten Alters wurde statistisch ausgewertet, um Aufschlüsse über das Intrusionalter des Granodiorits zu erhalten. Ausserdem wurden Indizien erbracht, die dafür sprechen, dass der Sithoniagranodiorit eher ein palingener und nicht ein aus der Differentiation von basischem Material entstandener Granodiorit ist.

2. LAGE UND VORUNTERSUCHUNGEN

Das Untersuchungsgebiet liegt auf der Halbinsel Sithonia ca. 100 km nordöstlich von Saloniki (siehe Abb. 1, AB). Es umfasst eine Fläche von ca. 250 km².

Der Sithoniagranodiorit wurde erstmals von Kockel-Mollat-Walther (1977) beschrieben. Sie nahmen an, dass es sich hier um einen Granodiorit handelt, der eine syn-bis postkristalline Durchbewegung zeige und dessen Intrusionsalter an die Wende Dogger-Malm zu stellen sei.

Sapountsis et al. (1977) unterscheiden im Gebiet von Sithonia drei Gesteinstypen: Granite, Granodiorite und stellenweise Tonalite. Ausser den für die oben genannten Gesteine typischen Mineralien führen die Autoren noch das Vorkommen von primärmagmatischen Epidot aus. Des weiteren wird angenommen dass der Granodiorit syntektonisch sei. Diese Feststellung wird aber nicht mit einer bestimmten Faltungsphase in Zusammenhang gebracht, woraus dann die Intrusionszeit des Granodiorits abgeleitet werden könnte. Die synkristalline Durchbewegung des Granodiorits wird nach den vorerwähnten Autoren durch folgende Beobachtungen begründet:

a) Die K-Feldspäte sind die zuletzt auskristallisierten Minerale in der gesteinsparagenese.

b) Bei den Mikroklinen wird eine Zunahme (Deformation) der Triklinität im Kristallsystem beobachtet.

c) Die Plagioklase enthalten einen Anorthitgehalt, der zwischen 15% und 35% schwankt.

d) Bei den melanokraten Mineralen des Gesteins herrschen die Biotite vor.

e) Das Gestein lässt makroskopisch eine Schieferung erkennen oder ähnelt stellenweise einem Gneis.

Schliesslich behaupten die genannten Autoren, dass der Granodiorit von Sithonia durch Differentiation des basischen Materials der unteren Kruste oder des oberen Mantels entstanden sei.

Dimitriadis (1979) lehnt die meisten der obigen Annahmen über die Entstehung des Sithoniagranodiorits als unbegründet ab und behauptet, dass der Epidot im Granodiorit nicht primär-magmatisch sein könne, und deshalb das Gestein ein palingener Intrusions-granodiorit sei. Hier zu führt er noch weitere Literatur auf. (vgl. Dimitriadis 1974, Chatzidimitriadis - Papastawrou 1975).

3. GEOLOGIE

Im Falle des Sithoniagranodiorits ist es wichtig nicht nur die Geologie der näheren, sondern auch die der weiteren Umgebung zu beschreiben.

Nach Osswald (1938) gehört das untersuchte Gebiet der Vardarzone (Axioszone) an. 1966/1973 ordnete Mercier denselben Bereich dem Serbo-Mazedonischen Massiv zu, während Kauffmann, Kockel & Mollat (1976) den Granodiorit und die mesozoischen Schuppen von Sithonia als «Zirkum-Rhodope-Gürtel» bezeichneten.

Nach Kockel, Mollat und Walther (1977) bildet Sithonia den Westteil des Serbo-Mazedonischen Massivs. Dieses besteht hauptsächlich aus verschiedenen mesozoischen Sedimenten bzw. magmatischen Gesteinen, die sich von Sithonia bis südwestlich von Kilkis in nordnordwestlicher Richtung erstrecken. Das oben beschriebene Gebiet Kockel's et al (1977) entspricht der Peonia - Subzone von Mercier (1966/1973).

Die grobe Einteilung der inneren Helleniden ist aus Abb. 1 ersichtlich. Hier bedeutet (AZ)-Axioszone, (SM)-Serbo-Mazedonisches Massiv, (RM)-Rhodopemasse, (ZRG) - Zirkum - Rhodope - Gürtel. Diese Einteilungen entsprechen den bisher in der Literatur benutzten.

Geologisch gesehen, gehört der engere Bereich des Sithoniagranodiorits dem Serbo-Mazedonischen Massiv an. Aus der geologischen Karte (Abb. 1) und aus dem Profil (A-B, Abb. 2) ist zu ersehen, dass das Sithoniagebiet aus folgenden Gesteinstypen aufgebaut wird. Der mittlere Teil von Sithonia be-

steht aus Granodiorit, der sich in NW-SE Richtung ca. 34 km erstreckt und eine mittlere Breite von ca. 9 km aufweist. Die nordöstliche Seite wird von hochmetamorphen Gesteinen der Vertiskos-Serie aufgebaut, die hauptsächlich aus Amphiboliten, Gneisen und Glimmerschiefern bestehen. Diese Serie gehört der Almandin-Amphipolitfazies an. Das Alter der Gesteine ist noch nicht bekannt. Kockel, Mollat und Walther (1977) erwähnen eine radiometrische Altersbestimmung, die zwischen 300 und 108 Mio a schwankt. Dies ist allerdings als Metamorphosealter aufzufassen, während das prämetamorphe Alter der Serie ins tiefere Paläozoikum bis Präkambrium zurückreichen dürfte. Chatzidimitriadis und Papastawrou beschreiben hier Migmatiterscheinungen, bei denen synmetamorph entstandene ptygmatische Falten festgestellt wurden, denen nach Vergleich mit anderen Gebieten ein herzynisches Alter zugewiesen wird. Schliesslich lässt das Vorkommen von Graphitresten in Gneisen der Dorkas-Umgebung keinen Zweifel daran, dass es sich hier hauptsächlich um Paragesteine handelt, deren Ablagerungsalter bis weit zurück ins Paläozoikum bis Präkambrium reicht.

Die südöstliche Seite des Granodiorits besteht aus zwei unterschiedlichen Gruppen von Gesteinen. Im Süden hat man die sogenannte Chortiatis-Folge, die aus Prasinolithen oder Grünschiefern und Grüngneisen besteht. Die Grünschiefer enthalten relativ viele Quarzkörner und Epidot. Mit Zunahme des Plagioklasgehalts gehen diese Gesteine seitlich in Grüngneise über. In den Grünschiefern kann man mitunter noch Almandin, Muskovit und wenig Chlorit beobachten. Es ist möglich, dass diese Grünschiefer bis Grüngneise denen der Thessaloniki-Umgebung faziell entsprechen (vgl. Sapountsis 1969) und demzufolge älter als die Gesteine der Svoula Gruppe sein müssten. Das von Kockel, Mollat und Walther bestimmte K/Ar-Modellalter von 113 ± 4 Mio a, ist anzuzweifeln. Aus der Mineralparagenese Chlorit, Epidot, Muskovit und Almandin ist ein ziemlich hoher Metamorphosegrad abzuleiten, der auf eine hochtemperierte Grünschieferfazies hinweist. Auf jeden Fall scheint die Chortiatis-Folge die Liegend-Serie der Svoula-Gruppe zu sein, was sich vorallem aus den Geländebeobachtungen ableiten lässt.

Die Svoula-Gruppe besteht aus 2 Einheiten. Die untere Einheit besteht aus graphitischen Phylliten, die dünnmächtige Einschaltungen von Sandsteinen, Kalksteinen und Hornsteinen enthalten. Die Kalkpartien sind rekristallisiert und erwecken oft den Eindruck von Marmoren.

Die untere Einheit geht allmählich unter Zunahme des Kalkgehaltes in einen reinen, mächtigen Kalkstein über, der die obere Einheit der Svoula-Gruppe bildet. Das Alter der zwei Einheiten fällt in den Zeitraum zwischen Trias und Unter-Jura (vgl. Kockel, Mollat, Walther, 1977). Nach Chatzidimitriadis (1980) wird für die hangende Untergruppe von Svoula ein karnisch bis norisches Alter vermutet, während für die liegende Untergruppe ein permisches Alter angenommen wird. Bei beiden Einheiten ist der Metamorphosegrad niedriger als derjenige der Chortiatis Folge, obwohl beide Einheiten im allgemeinen eine epizonale Metamorphose zeigen.

Südlich des Granodiorits (Abb. 4) werden noch spilitische Pillow-Lavas mit Gabbro-Intrusionen beobachtet, deren Alter nicht bekannt ist.

Auf den Pillow-Lavas sitzen transgressiv dick-bankige Kalke, die ein Alter von Kimmeridge bis Portland aufweisen.

Die Gesteine der Vertiskos-Serie, der Chortiatis-Folge und der Svoula-Gruppe werden an den Kontaktstellen zum Granodiorit ziemlich verändert. Die Veränderungen äussern sich hauptsächlich durch das Vorkommen von Quarz - Epidot - Hornfelsen, die durch die Intrusionswärme des Granodiorits entstanden sind. Kockel, Mollat und Walther (1977) nehmen für die Bildung der Kontakterscheinungen eine Bildungstemperatur von ca. 550° C an. Die angetroffene Mineralparagenese entsteht bei Kontaktmetamorphosen mit Temperaturen von 400° C (vgl. Winkler 1967).

Die Kontakterscheinungen des Sithoniagranodiorits zeigen stets eine schwache Thermometamorphose. Sehr wahrscheinlich handelt es sich hier um äussere Kontakthöfe (?).

Auf Grund der Kontakterscheinungen können wir hier schliessen, dass die Granodioritintrusion jünger als die hangende Untergruppe der Svoula-Serie also jünger als Karn bis Nor ist.

3.1. Τεκτονική

Das Serbo-Mazedonische-Massiv sowie die Axioszone und die Pelagische-Zone zeigen eine intensive tektonische Einengung. Sie ist durch Kräfte bedingt, die voraussichtlich eine NE-SW bis NNE-SSW Richtung aufwiesen. Dies hatte zur Folge, dass die ganzen Liegend — und Hagendserien aufgeschuppt wurden, die nun eine NW-SE Streichrichtung und ein Einfallen von 40° - 60° nach NE besitzen. Im Westen des Serbo-Mazedonischen Massivs kam es zu inversen Lagerungen, wie etwa in den Gebieten Valti bei Kilkis,

Aswestochori bei Thessaloniki und im Sithoniagebiet. Die Verschuppung führt dazu, dass jüngere und ältere Schichten nebeneinander zu liegen kamen. So sind Gneisschuppen der Vertiskos-Serie und Grüngneise der Chortiatis-Folge etwa 20 km weiter westlich des ursprünglichen Raumes zu liegen gekommen (vgl. Chatzidimitriadis 1980). Das Wandern dieser Gesteinsserien von Osten nach Westen könnte als Beweis dafür gelten, dass die einengende Kraft aus nordöstlicher Richtung wirkte (SW-vergente Falten). Ähnliche tektonische Phänomene beobachtet man auch im Sithoniagebiet. Auf der Karte (Abb. 1) und im geologischen Profil (Abb. 2) ist erkennbar, dass hier auch ein Schuppenbau und vielleicht inverse Lagerung vorliegt, wenn man von der Granodioritintrusion und ihren Kontakterscheinungen absieht. Der Schuppenbau wird durch die Granodiorit-Intrusion gestört. Dies äussert sich durch die Steilstellung der Schieferungsflächen der Vertiskosgneise und die Änderung der Einfallrichtung der Schichten der Svoulagruppe und der Chortiatis-Folge von NE nach SW (siehe Abb. 1).

In den Gefügediagrammen der Abbildungen 3 bis 6 ist folgendes zu beobachten. In Abbildung 3 ist ein statistisch ausgewertetes Polpunktdiagramm von 60 B-Faltenachsen, gemessen bei Gesteinen der Svoula Gruppe zu sehen. Das Hauptmaximum der B-Faltenachsen-Pole befindet sich im nordwestlichen Quadranten, ein Nebenmaximum im nord-nordöstlichen Quadranten.

Die Diagramme der Abbildungen 4 & 5, in denen Schieferungen der Chortiatis-Folge und der Svoula-Gruppe als Polpunkte projiziert wurden, zeigen ein Hauptmaximum in nordwestlichem und ein Nebenmaximum im Südwestlichen Quadranten. Diese Tatsache steht mit der Granodiorit-Intrusion und Ihren Einflüssen in enger Beziehung. Die π -Pole oder β -Werte beider Diagramme stimmen etwa mit dem Maximum der B-Faltenachsen des Diagramms Abbildung 3 überein. Die Streuung der B-Faltenachsen von NE nach NW hängt nicht mit mehreren Faltungsphasen zusammen aber sie ist vielmehr durch die mechanische Inhomogenität der Gesteine bedingt (Ähnlicher Faltenbautyp). Parallel zur Streichrichtung der B-Faltenachsen werden vor allem in älteren Vertiskosgneisen sowie in Chortiatis und Svoulagesteinen Verwerfungen beobachtet (Überschiebungen).

Der Granodiorit weist stellenweise Schieferungen mit 2 verschiedenen Schieferungsflächen auf: Die erste streicht NE-SW bis NNE-SSW und fällt mit 20° nach NW oder NNW ein, während die zweite NNW-SSE streicht und mit 15° nach ENE einfällt. Eine typische Scherungstektonik scheint hier für

die Schieferung des Granodiorits verantwortlich zu sein, die nicht mit der Schieferung der Svoula-Gruppe übereinstimmt.

In den Abbildungen 6 bis 10 sind Richtungsrosen Abgebildet. Es sind Verwerfungen der liegenden Svoula-Untergruppe (Abb. 6), Klüfte der Chortiatis-Folge (Abb. 7), Klüfte und Verwerfungen des Granodiorits (Abb. 8 & 9) und Klüfte der Kalksteine der hangenden Svoula-Untergruppe (Abb. 10) dargestellt. Letztere Klüfte (Abb. 10) und die Verwerfungen der liegenden Svoula-Untergruppe (Abb. 6) sind bezüglich den NW-SE und NNE-SSW streichenden B-Faltenachsen hol-Flächen. Man beobachtet ausserdem noch Klüftflächen allgemeiner Lage (hkl).

Die Klüftstreichrichtungen des Granodiorits und der Grünschiefer entsprechen in etwa den Verwerfungstreichrichtungen der Granodiorite in den Abbildungen 7, 8 und 9.

Bei den Klüften und Verwerfungen des Granodiorits nimmt man an, dass sie mit dessen B-Faltenachsen hol-Flächen bilden, weil die genannten Faltenachsen eine NNW-SSE und eine NNE-SSW Streichrichtung aufweisen. Man nimmt an, dass diese Faltenachsen jünger als die NW-SE streichenden der Svoula - Gruppe sind.

Typische Granodioritklüfte sehen wir in Abb. 11. Es ist ein Kluftsystem mit zwei Streichrichtungen zu sehen, die zwischen sich einen Winkel von ca. 60° einschliessen. Dies ist ausserdem noch aus den Diagrammen der Abbildungen 7 und 9 ersichtlich. Die Bruchtektonik des Sithoniagranodiorit ist in Abb. 12 erkennbar, Parallele Quarzgänge werden von relativ jüngeren Brüchen verworfen, die ebenfalls mit Quarz verfüllt sind. Es handelt sich hier um eine typische Aufschiebung bis Überschiebung, bei der links eine Hebung oder rechts eine Senkung angenommen werden muss.

Die Quarzgänge und die anderen Apophysen stehen mit den syn-bis postmagmatischen Erscheinungen des Granodiorits in Verbindung.

Alle NW-SE streichenden tektonischen Elemente sind nach Kockel, Mollat und Walther (1977) mitteljurassischen Alters. Diese Tektonik wird durch die Intrusion des Granodiorits beeinflusst, da dieser nach der mitteljurassischen Einengung intrudiert und in von dieser geschaffenen Bahnen platz nimmt. Spätere Durchbewegungen äussern sich im Granodiorit in Form von Schieferungen, Kleinfalten, Verwerfungen und Klüften mit Hauptstreichrichtungen von NNW-SSE und NNE-SSW bis NE-SW. Man vermutet, dass die mitielkretazische Überprägung hierfür verantwortlich ist (?).

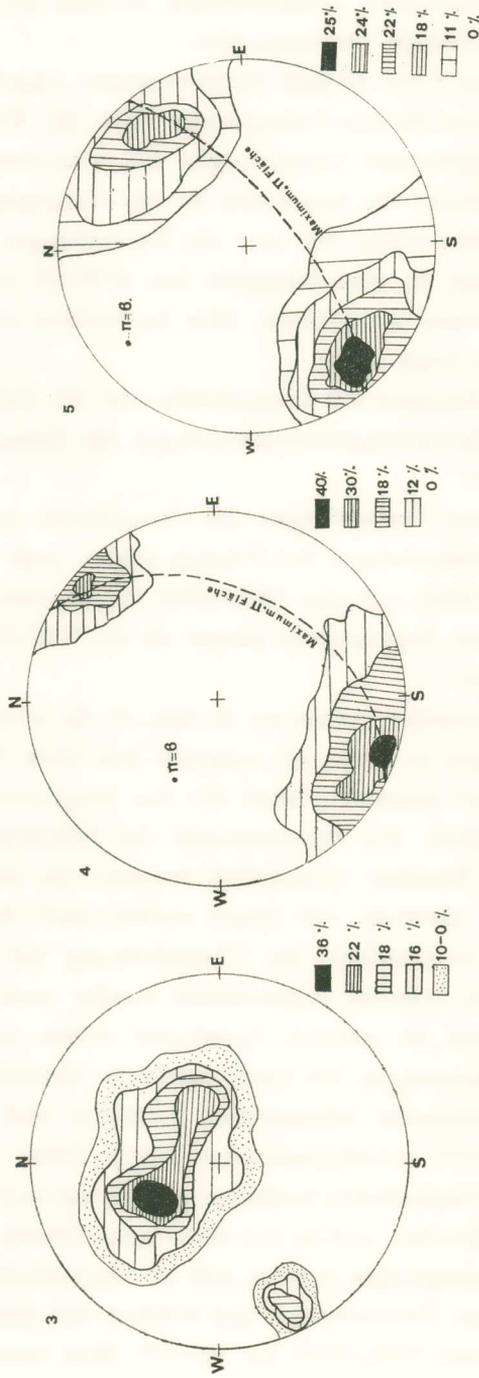


Abb. 3. Gefügediagramm mit 30 Polpunkten von B-Faltenachsen, gemessen in Svoula-Gruppe bei Sithonia.

Abb. 4. Gefügediagramm mit 100 sf-Polpunkten, mit π-Maximum-Fläche und β, gemessen in Gesteinen der Chortiatis-Folge.

Abb. 5. Gefügediagramm mit 120 sf-Polpunkten, mit π-Maximum-Fläche und β, gemessen in Gesteinen der Svoula-Gruppe.

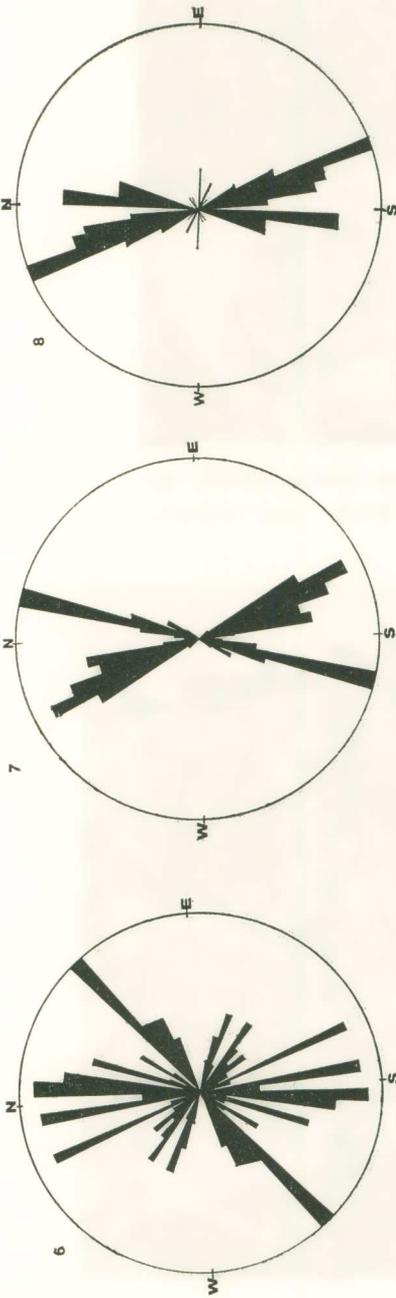


Abb. 6. Richtungsrose aus 200 Verwerfungstreichrichtungen der Svoula-Gruppe. — Abb. 7. Richtungsrose aus 120 Klüftstreichrichtungen der Chortiatis-Folge. — Abb. 8. Richtungsrose aus 140 Klüftstreichrichtungen des Granodiorits.

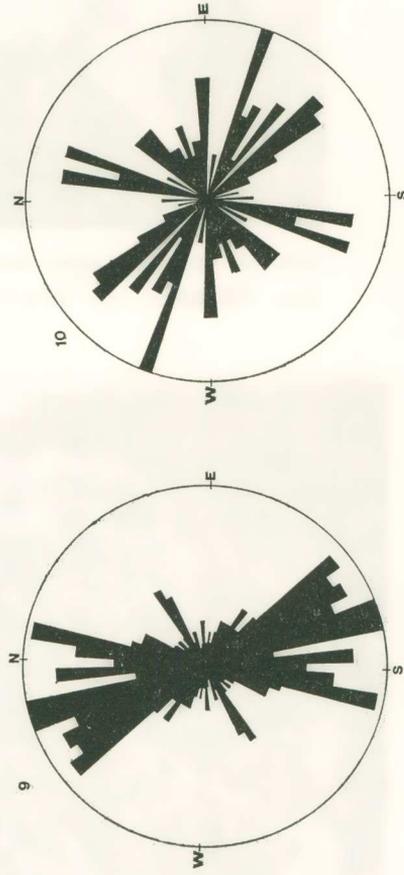


Abb. 9. Richtungsrose aus 220 Verwerfungstreichrichtungen von Granodiorit.
Abb. 10. Richtungsrose aus 260 Klüftstreichrichtungen der Svoula - Gruppe.



Abb. 11. Makroaufnahme von Granodiorit Klüften (Gt-Kl) aus dem NE-Gebiet von Sithonia. ac-hol-Klüfte sind deutlich.



Abb. 12. Makroaufnahme von typischem Granodiorit. Eine Überschiebung aus dem Gebiet «Ormos Satris» ist klar zu betrachten. Ein Quarzgang wird verworfen (Linkshebung oder Rechtssenkung).

4. PETROGRAPHIE

Makroskopische betrachtet, erscheint der Granodiorit hellgrau bis grau. Sein Gefüge kann sehr unterschiedlich ausgebildet sein. In den nordöstlichen und manchen mittleren Teilen ist er leicht geschiefert, während in anderen Gebieten die granitische Struktur und Textur erhalten blieb. An manchen Stellen beobachtet man Mylonitisierung, bei der Granodiorit zu feinem Grus zerfällt. Randlich des Granodiorit-Massivs ist das Gestein etwas dunkler und wird von Quarz-, Aplit- und Pegmatitgängen durchsetzt.

Sowohl von geschieferten als auch von ungeschieferten Stellen des Gesteins wurden Dünnschliffe mikroskopisch untersucht. Folgende Mineralien wurden dabei festgestellt: Feldspäte, Quarz, Muskovit, Biotit, Hornblende, Epidot, wenig Zirkon und andere opake Mineralien. Die meisten Feldspäte sind Plagioklase und Orthoklase, aber es sind auch wenige Mikrokline erkennbar. Perthitgemischungen und Myrmekitverwachsungen sind deutlich sichtbar. Bisweilen können noch Plagioklase mit Zonarbau beobachtet werden. Der Anorthitgehalt der Plagioklase schwankt zwischen 12% und 32%. Dies stimmt mit den von Sapountsis et al (1977) angegebenen Werten (zwischen 17% und 35%) gut überein. Im Gegensatz zur Ansicht der genannten Autoren ist der Epidot im Granodiorit nicht auf primär-magmatische Entstehung zurückzuführen, sondern vielmehr als Produkt der autohydrothermalen Umwandlung von Hornblende und anorthithaltigem Plagioklas des Granodiorits anzusehen (vgl. Seitsari 1951).

Nach der Mineralbestimmung und Flächenmessung in mehreren Dünnschliffen sind zwei Gesteinstypen zu unterscheiden. Der erste besteht aus 22% Quarz, 11,5% K-Feldspäte, 46,8% Plagioklase, 6,9% Biotit, 5,8% Hornblende, 2% Epidot und 5% Nebengemengteilen, während der zweite folgende Mineralien enthält: 32,3% Quarz, 28,1% K-Feldspäte, 33,4% Plagioklase, 3,1% Muskovit und Biotit, 0,2% Epidot und 2,9% Nebengemengteile. Den ersten Gesteinstyp kann man als Granodiorit, den zweiten Granit ansprechen (vgl. Tröger 1969, Frechen 1969). Sapountsis et al (1977) erwähnen als weitere Gesteine noch Tonalit und wenig Diorit. Der Granodiorit tritt fast immer an den Rändern des Plutonits auf und geht zentrumwärts in Granit über. Es ist unklar, ob diese Erscheinung mit der Assimilation von Nebengesteine durch das intrudierte Magma in Zusammenhang steht. Auf jeden Fall enthält der Granit bis Granodiorit von Sithonia viele Einschlüsse, wie aus den Bildern

(Abb. 13 und 14) hervor geht : In Abb. 13 ist ein Granodiorit aus dem südwestlichen Sithoniagebiet zu sehen. Der Granodiorit (Gt), ein Prasinolith oder Amphibolit (Am) und ein Quarzgang sind deutlich erkennbar. In Abb. 14 hat man ebenfalls einen Ausschnitt eines Granodiorits (Gt) aus dem nordöstlichen Sithoniagebiet, sowie dessen Kluftensystem (Kl).

Die Streichrichtungen des Kluftensystems bilden einen Winkel von ca. 60°. Das Gestein schließt einen Amphibolitblock ein, der randlich deutliche spu-



Abb. 13. Makroaufnahme eines typischen Sithoniagranodiorits (Gt) aus dem westlichen Gebiet. Ein Prasinolitheinschluss (Pt), der randlich ziemlich korrodiert ist, scheint deutlich.

ren von Korrosion aufweist. (At, Abb. 14). Hier sind noch Kalk —Phyllit— und Sandsteineinschlüsse im Granodiorit zu erwähnen, die teilweise vom Magmakörper assimiliert worden sind.

Obwohl der Granodiorit makroskopisch ein schiefriges Gefüge zeigt ist dies bei der Dünnschliffuntersuchung nicht erkennbar. Die Gesteinsminerale zeigen keine deutliche Einregelung nach der Körngestalt. Eine Einregelung nach dem Körnfeinbau (Biotit-Quarz) ist möglich, sie steht aber mit

einer postkristallinen Durchbewegung der Granodioritminerale im Zusammenhang. Im allgemeinen zeigen alle Feldspäte, Quarze und Muskovite eine ziemlich intensive Durchbewegung an, die sich in kornkataklastischen Erscheinungen, undulösen Auslöschungen, Drucklamellenbildungen und Beugung der Zwillingslamellen äussert. Der Albit weist keine Verstellung seines internen (si) auf, woraus man ableiten könnte, dass er während einer Drehung gewachsen ist, d.h. Kristallisation und Durchbewegung gleichzeitig wirksam waren.

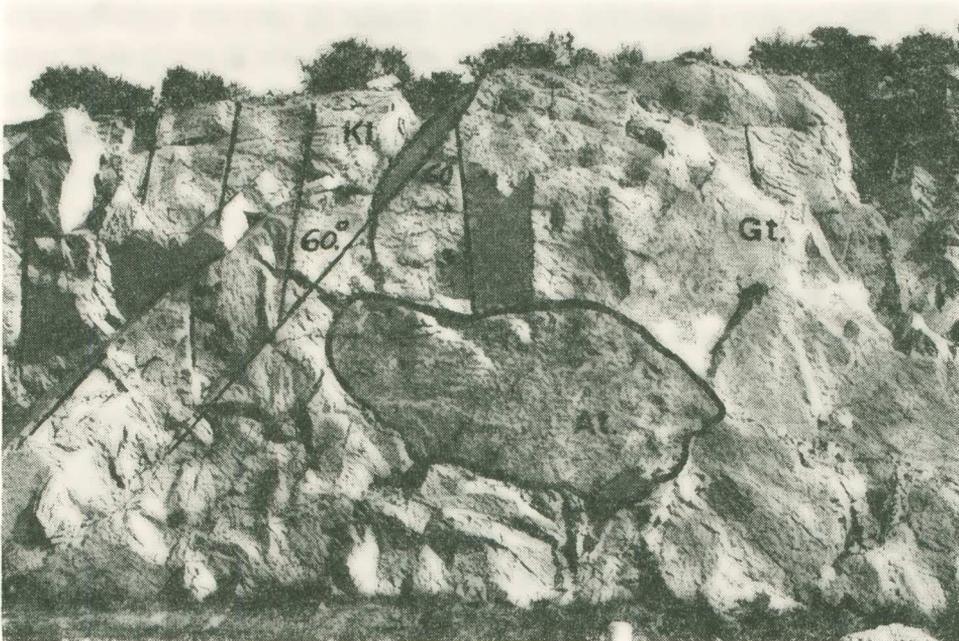


Abb. 14. Makroaufnahme eines Granodiorits (Gt) aus der östlichen Sithonia. Ein Amphiboliteinschluss (At), der ebenfalls randlich korrodiert wird, ist deutlich sichtbar. Das Klüftsystem mit zwei Streichrichtungen ist klar zu sehen (60°).

Ausserdem zeigen Glimmer und Quarz keine Rekristallisationserscheinungen. Die Feldspäte wurden stellenweise in Serizitschuppen umgewandelt. Es besteht kein Zweifel daran, dass der Sithoniagranodiorit eine postkristalline Durchbewegung mitgemacht hat, die sehr wahrscheinlich mit einer Scherungstektonik zusammenhängt. Im Gegensatz zu den obenerwähnten Mineralen zeigen Biotit und Epidot eine präkristalline Durchbewegung. Dies hängt damit zusammen, dass der Biotit einen weiteren Bildungsbereich umfasst,

der vom magmatischen bis postmagmatischen Stadium reicht und der Epidot im Granodiorit durch autohydrothermale Umwandlung aus Ca-reichen Komponenten hervorging. Das bedeutet, dass die Durchbewegung des Gesteins bereits abgeschlossen war als sich Biotit und Epidot bildeten (?).

5. ALTER DER INTRUSION UND BEZIEHUNG ZU DEN INNEREN HELLENIDEN - ZONEN

Die Annahme Sapountsis et al (1977 kapitel 2), dass der Sithoniagranodiorit syntektonisch übergeprägt worden sei, ist unserer Meinung nach nicht mehr haltbar. Der Anorthitgehalt des Gesteins von 17% bis 35% ist charakteristisch für einen nicht metamorphen Granodiorit. Es ist zwar eine Zunahme des Anorthits bei den Plagioklasen mit steigendem Metamorphosegrad zu beobachten, was noch nicht auf eine syntektonische Entstehung schliessen lässt. (vgl. Wenk 1958).

Das Vorkommen von Biotit im Gestein und die Triklinitätszunahme der Mikrokline ohne Rekristallisationserscheinungen können auf keinen Fall als Beweis für syntektonische Überprägung gelten.

An manchen Stellen des Granodiorits ist makroskopisch eine Schieferung sichtbar, die zwei Streichrichtungen aufweist (Abb. 1). Die streichrichtung beider Schieferungsflächen stimmt mit der Klüft — und Verwerfungssysteme gut überein. Wie oben bereits erwähnt, hat man hier eine Überprägung, die durch eine Scherungstektonik verursacht wurde und dem Granodiorit stellenweise eine Schieferung verlieh. Die genannte Tektonik äussert sich ausserdem als eine postkristalline Durchbewegung, die sich in den Kornbereich hinein bemerkbar macht.

Die Verwerfungen und Klüfte bilden mit den NNW-SSE und NE-SW streichenden B-Faltenachsen des Granodiorits hol-Flächen. Nach makro — und mikroskopischen Untersuchungen des Granodiorits ist anzunehmen, dass dessen Intrusion nach der mitteljurassischen Hauptfaltungsphase erfolgte, und er dann selbst in der Mittelkreide überprägt wurde. Das bedeutet, dass das Intrusionsalter zwischen unterem Oberjura und oberer Unterkreide anzusiedeln ist.

Nach Sapountsis et al (1977) ist der Sithoniagranodiorit ein differenziertes Magma, dessen Material aus dem oberen Mantel oder der unteren Kruste stammt. Hierzu führen die genannten Autoren auch entsprechende

Literatur an. Die Annahme bleibt jedoch sehr problematisch, da die Unterscheidung zwischen differenzierten und palingenen Granodioriten sehr schwierig ist. Die meisten Autoren die sich mit dem Granitproblem beschäftigen, sind jedoch der Meinung, dass die Granite bis Granodiorite in erste Linie palingener Entstehung sind.

Bei der hier vorgenommenen konnten einige Indizien dafür zusammengetragen werden, dass der Sithoniagranodiorit eher aus einem palingenem Magma hervorging. Zu diesen Indizien gehören:

a) Im Serbo-Mazedonischen Massiv sind die meisten der in den inneren Helleniden vorkommenden Granit bis Granodioritkörper nachzuweisen, die keine wesentlich differenzierten Übergänge zu basischeren Stellen zeigen.

b) Dem Granit — bis Granodiorit entsprechende saure Effusivgesteine sind im Serbo-Mazedonischen Massiv niergends oder selten zu beobachten. Dies gilt als Hinweis, dass die Granodiorite nicht aus dem Material des oberen Mantels oder unteren Kruste hervorgegangen sind (vgl. Frechen 1967).

c) Viele Granodiorite folgten den Bahnen der mitteljurassischen Überprägung, d.h. zeigen eine Längserstreckung in NW-SE Richtung. Dies ist wahrscheinlich mit anatektischen bis palingenen Erscheinungen der Oberkrustenmaterials (sial) in Verbindung zu bringen, da für diese die durch Einingungstektonik entstandenen Störungen vermutlich als Aufstiegswege dienten.

d) Das Grundgebirge des Serbo-Mazedonischen Massivs ist aus sehr vielen Paraund wenigen Orthogneisen aufgebaut, wobei die Paragneise aus praemetamorphen Grauwacken und Konglomeraten abzuleiten sind. An vielen Stellen des Massivs ist Migmatitisierung zu beobachten. Ein solcher Untergrund lässt eher palingene als differenzierte Magmen vermuten (vgl. Dimitriadis 1974, Chatzidimitriadis - Papastawrou 1975, Chatzidimitriadis 1977).

e) Das Sial reicht im Serbo-Mazedonischen Massiv nicht in grosse Tiefe, weil hier keine so charakteristischen grossen morphologischen Höhen zu beobachten sind wie beispielsweise in den Alpen, wo die Sial-Simagrenze in einer Tiefe von 70 km liegt. (Mohorovicic - Diskontinuität). Man vermutet hier, dass das Sial allmählich in die Tiefe versenkt und aufgeschmolzen wurde, und daraus abzuleitend anatektisch bis palingene Magmen an der gleichen Stelle in bereits angelegte tektonische Bahnen eindringen und Granodioritkörper bildeten. An der Oberfläche sind Graben, Seen, und heute noch Erdbeben u.a. zu beobachten (vgl. Chatzidimitriadis 1981, Chatzidimitriadis-Kelepertsis 1981).

Σämtliche Beobachtungen können als Indizien dafür verwendet werden, dass der Sithoniagranodiorit ein palingenes Magma ist, das aus der oberen Sialkruste des Serbo-Mazedonischen Massivs hervorgegangen ist. Da aber sehr viele Granite und Granodiorite ausserhalb des Serbo-Mazedonischen Massivs noch in der Rhodope-Masse, in der Axios-Zone und in der Pelagonischen-Zone vorkommen und deren Tektonik und Grundgebirge denen des Serbo-Mazedonischen Massiv sehr ähnlich sind, kann man ohne weiteres vermuten, dass der untersuchte Sithonia - Granodiorit ein für die inneren Zonen charakteristischer, palingener Granodiorit ist, der auch in Bulgarien, Jugoslawien und an vielen anderen Stellen der Balkanhalbinsel beobachtet werden kann.

6. E R G E B N I S S E

Das plutonische Magma von Sithonia besteht aus Granit bis Granodiorit. Es zeigt Kontacterscheinungen mit den Nachbargesteinen und seine Intrusion überprägt stellenweise die sf-Flächen der mittel-jurassischen Faltungsphase. Hierfür spricht auch die in Dünnschliffen zu beobachtende intensive post-kristalline Durchbewegung. Diese Beobachtung bekräftigt die Annahme, dass die Intrusion des Granodiorits zeitlich zwischen den unterem Oberjura und der oberen Unterkreide zu stellen ist. Geländebeobachtungen haben ergeben, dass das Gestein einer Scherungstektonik unterworfen war, die als eine Schieferung (nicht Vergneisung) zum Ausdruck kommt. Die Streichrichtungen der Schieferungsflächen entsprechen denjenigen der Klüftungen und Verwerfungen desselben Gesteins. Die NNW-SSE und NNE-SSW streichenden tektonischen Elemente des Granodiorits sind jünger als die der NW-SE streichenden mitteljurassisch überprägten Nachbargesteine. Vergleiche mit der weiteren Umgebung des Granodiorits liefern Hinweise dafür, dass alle Granite bis Granodiorite des Serbo-Mazedonischen Massivs einer NW-SE streichenden tektonischen Kontrolle unterlagen. Diese Tatsache, das Fehlen entsprechender Effusivgesteine zu den Plutonen, sowie das Vorkommen von Migmatiten macht eine paligene Entstehung des Granodiorites wahrscheinlich.

Π Ε Ρ Ι Λ Η Ψ Η

Στήν έργασία αύτή έρευνάται ό πλουτωνίτης τής Σιθωνίας από γεωλογική και πετρολογική άποψη. Τά βασικότερα συμπεράσματα που προέκυψαν από την έρευνητική προσπάθεια είναι τά πιο κάτω:

1. 'Ο πλουτωνίτης Σιθωνίας είναι ένας γρανίτης έως γρανοδιορίτης, πού μεταξὺ τῶν ἄλλων βασικῶν ὀρυκτῶν περιέχει καὶ ἐπίδοτο μαγματικῆς προέλευσης σύμφωνα μὲ προηγούμενους συγγραφεῖς.

2. Τὸ μάγμα κατὰ τὴ διείδυσή του δημιούργησε φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης ἐπαφῆς στὰ ἰζήματα τῆς σειρᾶς Σβούλας καὶ στὰ μεταμορφωμένα τῆς Σερβομακεδονικῆς μάζας. Τὰ ὀρυκτὰ πού σχηματίσθηκαν κατὰ τὴ θερμομεταμόρφωση εἶναι χαλαζίας καὶ ἐπίδοτο, πού χαρακτηρίζουν μικρὴ θερμικὴ ἐπίδραση.

3. Ἐκτὸς ἀπὸ τὰ θερμικὰ φαινόμενα μὲ τὴ διείδυση τοῦ μάγματος διαταράσσεται ἡ σταθερὴ παράταξη τῆς σχιστότητας καὶ τῶν ἀξόνων πτυχῆς τῶν γειτονικῶν πετρωμάτων, πού εἶναι συνήθως ΒΔ-ΝΑ. Παρατηρεῖται ἐπίσης μεταβολὴ στὴ σταθερὴ ΒΑ διεύθυνση κλίσης τῆς σχιστότητας, πού μεταπίπτει σὲ ΒΔ ἢ ΝΔ καὶ ἄλλοτε πάλι γίνεται κατακόρυφη.

4. Ἐπειδὴ ἡ σταθερὴ παράταξη τῆς σχιστότητας (ΒΔ-ΝΑ) εἶναι τεκτονικὸ συμβὰν χαρακτηριστικὸ τῆς μεσο-ιουρασικῆς ἡλικίας, φαίνεται σαφῶς ὅτι ἡ διείδυση εἶναι νεώτερη τοῦ μεσο-ιουρασικοῦ.

5. Ἡ μικροσκοπικὴ ἐξέταση λεπτῶν τομῶν ἔδειξε ὅτι ὁ πλουτωνίτης Σιθωνίας ἔχει ὑποστεῖ μία μετακρυσταλλικὴ τεκτονικὴ καταπόνηση τῶν ὀρυκτῶν ἀστρίων καὶ χαλαζίου, πού ἐκδηλώνεται μὲ ἔντονα κατακλαστικὰ φαινόμενα, μυλωνιτώσεις, κυματοειδεῖς κατασβέσεις καὶ διδυμίες πίεσης. Τὸ γεγονός αὐτὸ ἀποκλείει τὴν ἐκδοχὴ ὅτι τὸ πέτρωμα εἶναι συντεκτονικὸ, ἐνισχύει δὲ τὴν ἄποψη ὅτι ὑποβλήθηκε σὲ μετα-ορογενετικὴ τεκτονικὴ καταπόνηση. Γιὰ τὴ τελευταία ἐκδοχὴ συνηγορεῖ καὶ ἡ ἀπουσία ὀρυκτῶν μὲ σχετικὴ περιστροφή μέσα στὸ ἴδιο τὸ πέτρωμα.

6. Συνδιάζοντας τὶς ἀπόψεις τῶν περιπτώσεων 4 καὶ 5 καὶ τὸ γεγονός ὅτι ἡ μεσο-κρητιδικὴ ὀρογενετικὴ φάση ἔλαβε χώρα στὶς ἴδιες τεκτονικὲς τροχιᾶς τοῦ μεσο-ιουρασικοῦ, συμπεραίνουμε ὅτι ἡ ἡλικία τῆς διείδυσης τοῦ μάγματος τοποθετεῖται μεταξὺ τῶν χρονικῶν περιθωρίων μετα-Μεσοιουρασικοῦ καὶ προ-Μεσοκρητιδικοῦ.

7. Τὸ ἐπίδοτο πιθανὸ νὰ σχηματίσθηκε ἀπὸ τὴν ἀλλοίωση ὀρυκτῶν πλούσιων σὲ Ca στὸ στάδιο τῆς ψύξης τοῦ μάγματος (Αὐτομεταμόρφωση στὴ στερεοποίηση).

8. Ὁ γρανοδιορίτης Σιθωνίας ἀκολουθεῖ προδιαγραμμένη τεκτονικὴ τροχιά μὲ παράταξη ΒΔ-ΝΑ ἐνῶ πολλὰ γρανοδιοριτικὰ σώματα διαφόρων ἡλικιῶν ἐμφανίζουν τὸν ἴδιο τεκτονικὸ ἔλεγχο. Δὲν παρουσιάζει διαφοροποιημένα μέλη βασικότερου χημικοῦ χαρακτήρα. Τὰ ἡφαιστειακά ἔκχυτα τῆς ἴδιας ἡλικίας λείπουν ἀπὸ τὸ χῶρο μελέτης. Ὅλα τὰ πλουτωνία πετρώματα τῆς Σερβομακεδονικῆς μάζας εἶναι σταθερὰ γρανίτες ἕως γρανοδιορίτες. Εἶναι γνωστὸ ὅτι τὸ ὑπόβαθρο τῆς Σερβομα-

κεδονικῆς μάζας ἀποτελοῦν περισσότερο παραγνεύσιοι καὶ σχιστόλιθοι καὶ λιγώτερο ὀρθογνεύσιοι. "Όλα τὰ πιὸ πάνω εἶναι βασικὲς ἐνδείξεις ὅτι ἔχουμε παλιγγενετικὸ μάγμα ποὺ προέρχεται ἀπὸ ἀνάπτυξη τοῦ ὄξινο φλοιοῦ (ἄνω φλοιοῦ) καὶ ὄχι διαφοροποιημένο ἀπὸ τὸ φλοιὸ ἢ ἄνω μανδύα. Τὰ φαινόμενα αὐτὰ χαρακτηρίζουν σχεδὸν ὅλες τὶς ἐσωτερικὲς Ἑλληνίδες ζῶνες καὶ τὴ Σερβομακεδονικὴ ζώνη.

LITERATURVERZEICHNIS

- E. Chatzidimitriadis & S. Papastawrou, Beitrag zur Geologie, Petrographie und Tektonik der Serbo-Mazedonischen Masse (Das Profil Dorkas-Strymonikon). Praktika Akadimias Athinon, 50, 130 - 153; Athen, 1975.
- E. Chatzidimitriadis, Einige Quarzgeröllfunde in Hochmetamorphikum des Serbo-Mazedonischen Massivs (Das Gebiet südöstlich von Lipsidrion bei Kilkis Nordgriechenland) VI Colloquium on the Geologie of the Aegean Region, II : 645 - 652; Athen, 1977.
- , Die geologische Untersuchung der Gebiete Valti bei Kilkis und Aswestochori bei Thessaloniki, ein petrologisch - tektonischer Vergleich.— Praktika Akadimias Athinon, 54 : 458 - 488; Athen, 1980.
- , Bauwerksschäden und makrotektonische Beobachtungen beim Grossbeben vom Juni 1978 im Bereich des Volvi-Sees bei Thessaloniki (N-Griechenland) Z. dt. geol. Ges. 132 : 537 - 545; Hannover, 1981.
- E. Chatzidimitriadis & A. Kelepertsis, Trench and Eartquake Genesis at the Areas of «Volvi», «Langadas», «Doirani» of the Serbo-Macedonian Massiv. International Symposium on the Hellenic Arc and Trench (H.E.A.T), in Press, Athen, 1981.
- S. Dimitriadis, Petrologische Untersuchung der migmatitischen Gneise und Amphibolite des Gebietes von Rendina-Asprovalta-Stavros-Olimbias.—Diss. Thessaloniki, 2315, Thessaloniki, 1974.
- , Contribution to the Study of the Sithonia Plutonite: Annales Géologiques des Pays Helléniques, 29 :p. 644 - 649, Athen, 1979.
- J. Frechen, Der Magmatismus, Lehrbuch der Allgemeinen Geologie III Band, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 1967.
- G. Kauffman - F. Kockel & H. Mollat, Note on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the innermost Zones of the Hellenides (Northern Greece). Bull. Soc. Géol. France (7), 18 : 2, 225 - 230, Paris, 1976
- F. Kockel - H. Mollat & H. Walther, Erläuterungen zur Geologischen Karte der Chalkidhiki und angrenzender Gebiete 1:100.000 (Nord-Griechenland). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 1977.

- J. Mercier, Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce).—Thès. d'état Univ. Paris (1966) und Ann. Géol. Pays Hell., 20, 792 s, Athen, 1966 - 1973.
- K. Oswald, Geologische Geschichte von Griechisch-Nordmazedonien.—Denkschr. geol. Landesanst. Griechenl., 3, 141 s., Athen, 1938.
- I. Sapountsis, Petrographische und geologische Stellung dergrünen Gneise von Thessaloniki.—Aristotel. Univ. Thess., 11 : 25 - 124, Thessaloniki, 1969.
- E. Sapountsis - K. Soldatos - G. Eleftheriades - G. Christofides, Contribution to the Study of the Sithonia Plutonic Complex I, II, (N. Greece); Annales Géologiques des Pays Helléniques, 28, p. 99 - 134, Athen, 1977.
- J. Seitsari, Bull. Commiss. géol. Finlande 153, 103 - 108, 1951.
- W. Troeger, Optische Bestimmung der Gesteinbildenden Minerale. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart, 1969.
- E. Wenk, Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 38, 494 - 498, 1958.
- H. G. F. Winkler, Die Genese der metamorphen Gesteine 2. Auflage, Springer-Verlag. Berlin. Heidelberg. New York, 1967.
-