

# Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens

Autor(en): **Önay, Toan S.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **29 (1949)**

Heft 2

PDF erstellt am: **19.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-23691>

## **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.

# Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens

Von *Toğan Ş. Öney* (Ankara-Zürich)

## Inhaltsübersicht

	Seite
Vorwort . . . . .	359
I. Einleitung . . . . .	360
Geologische Übersicht . . . . .	361
II. Die Lagerstätten der Smirgelgesteine . . . . .	367
1. Die Lagerstätten von Taşkesiği und Yatiganocak . . . . .	368
2. Die Lagerstätten von Milas . . . . .	371
3. Die Lagerstätten von Yusufcadere . . . . .	371
4. Die übrigen Lagerstätten . . . . .	372
III. Die Mineralien der Smirgelgesteine . . . . .	378
1. Korund . . . . .	378
2. Diaspor . . . . .	380
3. Magnetit und die übrigen Erzminerale . . . . .	381
4. Rutil . . . . .	382
5. Chloritoid, Margarit und andere Schichtsilikate . . . . .	382
6. Høgbomit, Periklas, Spinelle . . . . .	387
7. Disthen, Topas . . . . .	389
8. Die übrigen Mineralien . . . . .	390
IV. Physiographie der Smirgelgesteine . . . . .	390
A. Die Smirgel und ihre Begleiter . . . . .	390
1. Die gewöhnlichen Smirgel . . . . .	390
a) Der normale Smirgel . . . . .	390
b) Der erzarme Smirgel . . . . .	394
c) Die Chloritoid-Smirgel . . . . .	397
d) Die Margarit-Smirgel und die muskowitzführenden Smirgel . . . . .	403
e) Der Diaspor-Smirgel . . . . .	408
f) Der Pyrit-Smirgel . . . . .	410
g) Zusammenfassung über das Verhalten der gewöhnl. Smirgel . . . . .	411

	Seite
2. Die Klüfte der Smirgel . . . . .	413
a) Korundlinsen und Korundklüfte . . . . .	413
b) Diasporklüfte . . . . .	414
c) Chloritoid-Klüfte . . . . .	414
3. Umwandlung und Verwitterung der Smirgel . . . . .	415
a) Diasporisierte Smirgel . . . . .	418
b) Margaritisierung und Muskowitisierung, Margaritklüfte . . . . .	418
c) Die karbonatischen Klüfte der absteigenden Lösungen . . . . .	420
d) Die Ausfällung der Eisenhydroxyde . . . . .	421
e) Limonitisierungen und Kaolinitisierungen . . . . .	422
f) Rückblick . . . . .	423
4. Das Nebengestein . . . . .	424
a) Die Marmore des Liegenden . . . . .	424
b) Die schieferigen Gesteine der Dachzone . . . . .	427
c) Die Marmore des Hangenden . . . . .	429
d) Rückblick . . . . .	429
5. Über die tektonisch beanspruchten Smirgel . . . . .	430
B. Die Diasporgesteine und ihre Begleiter . . . . .	432
1. Die Diasporgesteine . . . . .	432
a) Diasporite, ihre Zusammensetzung und Textur . . . . .	432
b) Die normalen Diasporite . . . . .	434
c) Die erzarmen Diasporite . . . . .	436
d) Die Chloritoid-Diasporite . . . . .	436
e) Die Margarit-Diasporite . . . . .	438
f) Die korundführenden Diasporite . . . . .	439
g) Smirgel in Diasporitlagerstätten und Korund-Hämatitschiefer . . . . .	439
h) Die Chloritoidite . . . . .	440
2. Die Klüfte . . . . .	440
3. Das Nebengestein . . . . .	441
4. Die tektonisch beanspruchten Diasporite, Gesteine der Disthenzone, Die Mischgesteine von Ziftlik am Nordhang des Tirkeç . . . . .	441
5. Zusammenfassung . . . . .	444
C. Der Smirgel von Alanya . . . . .	444
V. Einteilung, Chemismus und Entstehung der Smirgelgesteine . . . . .	447
A. Systematische Einteilung und Chemismus . . . . .	447
1. Mineralogische Zusammensetzung der Smirgel . . . . .	447
2. Chemische Zusammensetzung der Smirgel . . . . .	452
3. Systematische Einteilung und Chemismus der Diasporite Bemerkung zur Benennung „Diasporit“ . . . . .	460
B. Ableitung der Lagerstättentypen in Bezug auf ihren gesteinsmässigen Aufbau, und die Korrelation der Lagerstätten in ihrer geologischen Lage . . . . .	462
C. Über die Beziehungen zwischen Smirgel, Diasporit und Bauxit . . . . .	465
1. Vergleich in Bezug auf Chemismus und Textur . . . . .	465
2. Vergleich in der Art des Vorkommens und die Form der Lagerstätten . . . . .	469

Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens	359
	Seite
D. Das Problem der Smirgelbildung in Anwendung auf die SW-anatolischen Vorkommen sowie jene von Alanya . . . . .	470
a) Umwandlungsverhältnisse zwischen Tonerdehydraten, Tonerdeoxyhydraten und Korund . . . . .	470
b) Die Stellung der Eisenhydrate und -oxyde und des Chloritoides . . . . .	471
c) Die Stellung der Alkalien . . . . .	472
d) Rutil- und titanhaltige Verbindungen . . . . .	473
e) Die Gesteinsmetamorphose Bauxit-Diasporit-Smirgel . . . . .	473
E. Zusammenfassung . . . . .	474
VI. Über ausseranatolische Smirgel und Smirgellagerstätten . . . . .	475
1. Die gewöhnlichen Smirgel und die Vorkommen von Naxos . . . . .	475
2. Die spinellführenden Smirgelgesteine . . . . .	481
3. Korundführende Hornfelse und analoge Gesteine . . . . .	483
4. Schlußwort . . . . .	483
VII. Bibliographie . . . . .	484
Tafel	

## Vorwort

Im Herbst 1945 wurde ich durch das staatliche Institut für Lagerstättenforschung der Türkei M. T. A. in Ankara mit der Besichtigung der Erzvorkommen im Gebiet zwischen den Provinzhauptstädten Aydın und Muğla in SW-Anatolien beauftragt. Neben einer Anzahl goldführender Arsenopyritvorkommen galt das Interesse hauptsächlich den Smirgellagerstätten, die in diesem Abschnitt besonders zahlreich sind. Form, Aufbau und Inhalt dieser Lagerstätten sind sehr bemerkenswert. Gegenüber den veröffentlichten Ansichten ergaben sich Unterschiede in der genetischen Auffassung. Die Untersuchungen, welche im Jahr 1946 ausgeführt werden konnten, umfaßten die geologische Aufnahme eines grösseren Gebietsteiles. Es wurde der südliche Teil des sogenannten Menderes (lydisch-karisches)-Massivs, d. h. das Gebiet des Büyük Menderes (Mäander), von seiner Mündung bis Denizli, mit der Südgrenze Denizli-Tavas-Muğla-Hafen Güllük-Büyük Menderes Mündung, auf 1: 100 000 kartiert. Die Resultate sollen in einem späteren Zeitpunkt veröffentlicht werden. Gleichzeitig wurden auch die Smirgelvorkommen näher studiert. Dem freundlichen Entgegenkommen meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI, sowie der grosszügigen Einwilligung der General-Direktion des Instituts für Lagerstättenforschung der Türkei, die einen weiteren Studienaufenthalt in Zürich gestattete und mit einem staatlichen Stipendium unterstützte, ist die Möglichkeit zur Durchführung dieser Untersuchungen zu verdanken. Die Ausarbeitung des im Felde gesammelten Materials erfolgte im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Eidg. Techn. Hochschule in Zürich (1947--1949).

Die traditionelle Gastfreundschaft und Hilfsbereitschaft der türkischen Bevölkerung, sowie die stets aktive Mitwirkung der Orts- und Staatsbehörden ermöglichten mir den Abschluss der Feldarbeiten im vorgesehenen Rahmen.

Die Leitfossilien wurden freundlicherweise durch Fräulein C. ÜNSALANER und Herrn Dr. A. SUAT ERK bestimmt. Wertvolle Mitteilungen über die Smirgel von Alanya verdanke ich der Zuvorkommenheit der Herren Dr. M. BLUMENTHAL und Dr. E. ZIMMER, die mir auch Handstücke aus ihren Sammlungen mitgaben. In Ankara fand ich ebenfalls stets grösste Hilfsbereitschaft und Freundlichkeit durch meinen Vorgesetzten, Herrn Dr. NECDET EGERAN, dessen Unterstützung viel zur Durchführung dieser Untersuchungen beitrug.

Die chemischen Analysen wurden von Herrn Prof. Dr. J. JAKOB mit grösstem Entgegenkommen ausgeführt. Für die Herstellung und Auswertung der Röntgenanalysen (Pulverdiagramme) durfte ich auf die freundliche Hilfsbereitschaft von Herrn Prof. Dr. E. BRANDENBERGER zählen. Schliesslich verdanke ich den Herren Dr. GÜBELIN und E. EGLI (Analytisch-Chemisches Institut der E. T. H.) die Funkenspektrenaufnahme des Høgbomits. Grösstes Entgegenkommen zeigte ferner die Schweizerische Aluminiumgesellschaft A. I. A. G., die mir die Besichtigung der sehr interessanten Bauxitsammlung in der Fabrik Neuhausen a. Rheinfall gestattete. Die Fabrikleitung überliess mir zudem einige Proben zur Dünnschliffherstellung. Die Smirgeldünnschliffe wurden mit einer Diametal-Scheibe und Borcarbid (Norbid) von Herrn W. ROHR mit grosser Geduld und Präzision hergestellt.

Anregende Ratschläge und ständige Hilfsbereitschaft verdanke ich ebenso den Herren Professoren C. BURRI, R. L. PARKER und F. DE QUERVAIN, sowie meinen Studienkameraden Herren H. P. EUGSTER, W. HUBER, ALFR. NIGGLI. Insbesondere verdanke ich Herrn H. P. EUGSTER die Durchsicht und Korrektur meiner Manuskripte. Allen gilt meine grösste Dankbarkeit, vor allem aber meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI, welcher mir mit vielen wertvollen Ratschlägen half und die Ausführung dieser Arbeit überwachte.

Ich erlaube mir indessen, das Vorliegende dem Gedenken Herrn Prof. Dr. W. SALOMON-CALVI'S zu widmen, der mich als jungen Lyceums-Schüler in das herrliche und unerschöpfliche Naturstudium einführte und mich auf zahlreichen geologischen Reisen in Mittelanatolien mitnahm. Er arbeitete bis zu seinem Tode (Vorsommer 1941) mit grösster Hingabe an der Erforschung seiner Wahlheimat.

## I. Einleitung

Smirgel oder Schmirgel kommt nur an wenigen Orten vor. Er wurde bereits frühzeitig wegen der Härte seines Hauptbestandteiles, des Korundes, gesucht und abgebaut (Schleifmittel). Die wissenschaftliche Untersuchung dieser Gesteine begann kurz nach der Jahrhundertwende, obwohl schon damals Einiges durch die Arbeiten der „Smirgelpioniere“, L. SMITH (s. KRÄMER 67) u. a. bekannt war. Die Erforschung wurde durch wirtschaftliche Interessen stark gefördert. Um diese Zeit waren die Hauptlieferanten die Türkei, die griechischen Inseln (Naxos) und einige Lagerstätten Nordamerikas (nur

kurze Zeit abgebaut). Die ersten Smirgeldünnschliffe sind von ZIRKEL (168) und TSCHERMAK (150) eingehend beschrieben worden. Dann folgte die Arbeit von KRÄMER (67), der die von PHILIPPSON (111) anlässlich seiner Reisen in West-Anatolien (Kleinasien) gesammelten Proben untersuchte. Ohne dass er Gelegenheit hatte, die Lagerstätten selbst zu besuchen, vertritt er eine genetische Auffassung, die im wesentlichen als zutreffend betrachtet werden darf. Zu gleicher Zeit begann PAPAVALIOU seine Studien über die Smirgel Griechenlands, besonders jene von Naxos (101, 102, 103). Er vertritt eine gegensätzliche Auffassung der Smirgelbildung (pneumatolytische Metasomatose).

Es stehen sich also gegenüber eine sedimentogene Auffassung (KRÄMER, ROSENBUSCH, DE LAPPARENT) und eine magmatogene (PAPAVALIOU, WEINSCHENK, Nordamerikaner). Diese Divergenzen sind hauptsächlich darauf zurückzuführen, dass genetisch grundverschiedene Gesteine mit dem selben Namen Smirgel bezeichnet wurden. Einige der untersuchten Vorkommen (z. B. jene von Naxos, PAPAVALIOU, 103) müssen zudem nach den neueren Anschauungen umgedeutet werden. (Siehe Kap. VI.)

Die grosse Verbreitung der Smirgelvorkommen in SW-Anatolien, wie auch die guten Aufschlussverhältnisse (Bergbau) und die übersichtliche, geologische Lage boten für eine eingehende Studie grosse Vorteile. Das Gebiet ist bis vor kurzem nur von sehr wenigen Geologen besucht worden (DE TSCHICHATSCHEFF, 151, 152, PHILIPPSON, 111, MÜLLER, 82 u. a.).

Im folgenden sollen nun diese Smirgel und ihre Begleitgesteine geschildert und ihre Entstehungsweise abzuklären versucht werden.

#### GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Die Smirgellagerstätten Südwest-Anatoliens befinden sich in der weiteren Umgebung von Izmir (Smyrna). Das Gebiet erstreckt sich vom Oberlauf der Flüsse Gediz (Hermos) und Büyük Menderes (Mäander) bis zur Aegäis. Die Lagerstätten sind an eine Zone gebunden, die das sogenannte Menderes (Lydisch-Karisches)-Massiv gürtelförmig umschliesst (s. Karte S. 363 und beiliegende Tafel).

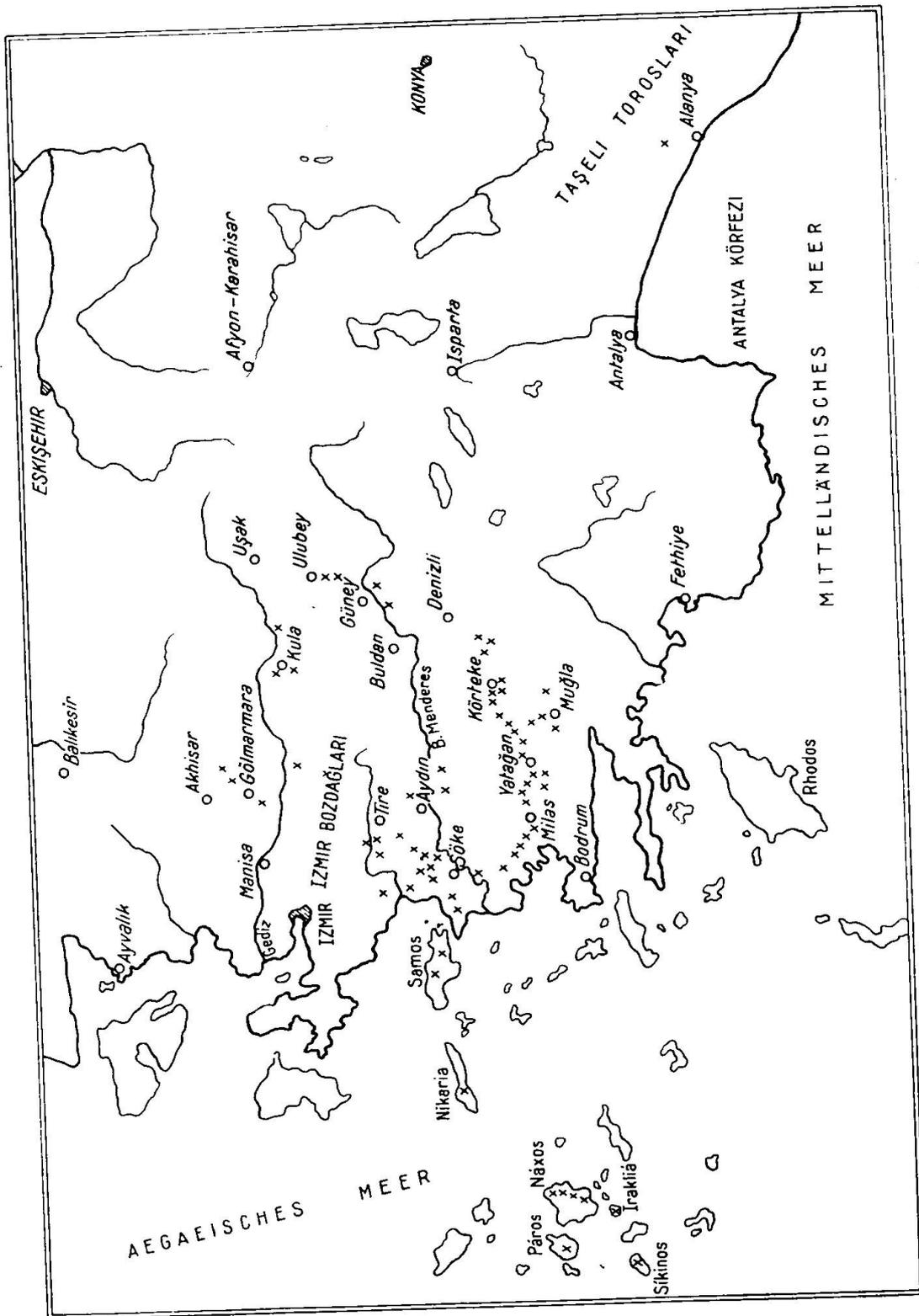
Das Menderes Massiv besteht hauptsächlich aus Gneisen und Glimmerschiefen (Muskowitgneisen, Biotitgneisen, Zweiglimmergneisen, Granat-Glimmergneisen, Hornblendegneisen, biotitreichen Augengneisen), Gneisquarziten — oft granatführend — sowie Glim-

merquarziten und Amphiboliten. Das Alter dieser Gesteine ist nicht genau bekannt; für einen grossen Teil wird präkambrische Herkunft angenommen. Der ganze Komplex ist jedenfalls älter als Karbon. Die Glimmerschiefer bilden die jüngsten Teile des Massivs. Ihnen folgen phyllitische bis quarzitisches Gesteine (stahlgraue, oft granatführende Phyllite und Tonschiefer, Sericitquarzite, seltener Staurolith- und Hornblende-Sericitschiefer, schieferige Konglomeratquarzite).

Dieses Massiv wird an vielen Stellen von Intrusivmassen mit granitisch bis granodioritischem Chemismus durchbrochen, welche aus Biotitgraniten, normalen Graniten, Granodioriten, Quarzmonzoniten und Biotit-Quarzdioriten bestehen. Teils sind es apophysenähnliche bis neckförmige, mehr oder weniger grosse Stöcke massiger Gesteine, die das Nebengestein glatt durchschlagen; teils sind es flache linsige, plattenförmige Einlagerungen im schieferigen Gefüge der Gneise. Eine genaue Abgrenzung der Intrusiva vom Nebengestein ist dann in letzterem Falle öfters schwierig, weil beide flaserig bis schieferig texturiert sind.

Zwischen beiden Intrusivarten bestehen Übergangsformen. Auf Grund der gegenseitigen Lagerungsverhältnisse muss angenommen werden, dass diese Intrusionen verschiedenes Alter haben, wobei die jüngsten Glieder wahrscheinlich der späteren Phase des hercynischen Orogens angehören. Diese granitischen bis granodioritischen Gesteine sind nur im südlichen Massivteil (d. h. südlich des Büyük Menderes-Laufes) in mehreren räumlich beschränkten Vorkommen aufgeschlossen. Sie sind besonders zahlreich im Gebirgstheil rund um die Çine-Ebene und im NW-lichen Teil des Beşparmak-Gebirges (Latmos). Wahrscheinlich stellen sie kleinere Apophysen eines grösseren Batholiten dar. Nahezu im ganzen Massivgebiet erkennt man zahlreiche turmalin- und disthenführende Pegmatite sowie pneumatolytische turmalinführende Quarzgänge. Besonders hervorzuheben ist auch die sehr verbreitete Injizierung der Gneise, oft verbunden mit Neubildungen wie Turmalin, Muskowit und Granat. Auch zahlreiche Kontaktbildungen dürften damit zusammenhängen (topasierte Gneise, Quarzite mit Chloritoidporphyroblasten, turmalinisierte Gneise — Luxullianite —, Phyllite mit eigenartig ausgebildeten Disthengarben usw.).

Ein grosser Teil des Menderes Massivs war einst mit kalkigen Sedimenten bedeckt. Davon sind nur noch vereinzelte kleinere Reste im Massivgebiet, sowie ein nahezu geschlossener Gürtel um das Massiv erhalten geblieben. Alle diese Kalke (teils auch dolomitische



Verteilung der Smirgelgesteinsvorkommen Anatoliens und der Kykladen  
Die wichtigsten Smirgellager-Gruppen sind mit (x) markiert

Kalke und Dolomite) sind marmorisiert. Besonders jene, die von der Massivmitte nicht allzuweit entfernt sind, bestehen aus mittel- bis grobkörnigem Marmor, wogegen entferntere Teile im Süden (z. B. Marçal-Gebirge westlich Muğla) in weniger bis schwach marmorisierte Kalke übergehen. Die Marmore sind besonders am Südrand des Massivs gut erhalten; sie bilden hier mächtige Gebirgsgruppen. Deshalb sollen sie Mentеше (= Karien)-Formation genannt werden. Sie führen keine Leitfossilien. Ihre Mächtigkeit variiert; im mittleren Teil des Mentеше beträgt sie etwa 1000 m. Sie liegt direkt über der obersten Glimmerschiefer-Phyllit-Serie des Massivs; diese Unterlage wird in den Mentеше-Gebirgen durch mächtige Phyllite, Tonschiefer und Quarzitmassen aufgebaut, die Untere Mentеше-Formation genannt.

Über diesen Mentеше-Marmoren trifft man nur an einigen Stellen jüngere paläozoische Bildungen an, besonders am Göktepe-Gipfel (nördlich Muğla). Hier erkennt man eine bis 200 m mächtige Tonschiefer-Serie mit dünneren Quarzit-Zwischenlagen. Darüber schließen wenig marmorisierte dunkel-graue mehr oder weniger dolomitische Kalke mit fossilführenden oberen Schichten an. Die Bestimmung der Makrofossilien wurde C. ÜNSALANER (M. T. A. Institut zu Ankara) anvertraut. Da die Fossilien meist zerdrückt und abgeplattet sind, konnte eine Diagnose nur unter Vorbehalt erfolgen. Es wurden bestimmt: *Lithostrotion ind.*, *Lonsdaleia floriformis McCoy*, *Lithostrotion irreg. Phill.* Sie gehören dem Viséen sup. an. Die Mikrofossilien wurden von Dr. A. ERK (im gleichen Institut) untersucht und als *Fusiella* oder *Fusulinella* erkannt. Eine Differenzierung der beiden Arten war wegen der Deformation des Materials nicht mehr durchführbar. Auch sie werden zum Viséen sup. gerechnet.

Diese Göktepe-Formation wurde demnach wahrscheinlich im unteren Karbon gebildet. Unter Berücksichtigung der mächtigen Tonschiefer-Quarzit-Zwischenlage (Untere Göktepe-Formation) muss damit gerechnet werden, dass die Mentеше-Marmore devonisches Alter besitzen. Die Smirgellagerstätten liegen innerhalb dieser Mentеше-Marmore. In der ganzen Umgebung des Massivs findet sich die Göktepe-Formation nur noch an einer Stelle, nämlich 6 km östlich des Göktepe-Gipfels, in der Talkerbe von Dorüngüme. Hier wurde sie von PHILIPPSON (111) erkannt und als Perm kartiert.

Weiter südlich des Göktepe nimmt die Metamorphose ab. Die Gesteine sind dann nicht mehr von jüngeren paläozoischen und mesozoischen Kalken bzw. Dolomiten zu unterscheiden, wobei zudem das Fehlen von Leitfossilien eine Abtrennung erschwert. Im weiteren

Umkreis des Massivs treten verschiedene mesozoische Bildungen auf, die oft von basischen Intrusivmassen (Diorite, Gabbros, Peridotite, letztere serpentinisiert, usw.) durchbrochen werden. Diese Intrusivmassen sind zum grossen Teil eocänen Alters. Vereinzelt gangförmige dioritische bis gabbroide Intrusiva (Hornblende-Diorit, Hornblende-Gabbro, Labrador-Porphyrite usw.) sind auch im Menderes-Massiv vorhanden, wobei sie die jüngeren der granitischen Massen durchbrechen (Madranbaba-Gipfel des Madran-Gebirges südlich Aydin, Yorandağ bei Ancin und Soğukoluk, beide westlich des Çine-Tales).

Als jüngere Bildungen im Massiv und in den angrenzenden Menteşe-Marmoren sind erst wieder neogene Sedimente und vereinzelt neogene Effusivmassen zu nennen.

Das Menderes-Massiv stellt eine flachgewölbte Kuppel dar, mit horizontal streichenden Gneis- und Schieferlagen am Scheitel und allseitig mit sanfter Neigung (im Mittel  $15^{\circ}$ — $20^{\circ}$ ) abfallenden Flanken. Das ganze Massiv war einst von der Menteşe-Formation überdeckt, während ins Innere Intrusivmassen eindrangen. Eine bedeutende Sedimentationslücke, die von der Menteşe-Sedimentbildung bis ins Miocän reicht, ermöglichte der Erosion, grössere Teile des Massivs abzutragen. Da in den Neogenkonglomeraten keine Gerölle aus Karbon und Mesozoikum gefunden worden sind, ist anzunehmen, dass keine der Göktepe-Formation entsprechende Sedimentation im Massivgebiet stattgefunden hatte.

Das Massiv zeigt wahrscheinlich noch Spuren vorherzynischer Gebirgsbildung. Während der herzynischen Orogenese wurde es nochmals stark verfaultet, so dass ältere und herzynische Falten sich komplex überlagern. Ausserdem wurde das Massiv stark zerbrochen. Staffelbrüche, Gräben, Senkungen und Horste geben ein eindrucksvolles Bild kratogenen Verhaltens. Es darf mit Sicherheit angenommen werden, dass die alpine Faltung auf den bereits verfestigten Menderes-Sockel aufprallte, ohne neue Falten zu verursachen; doch entstand dabei ein Teil der Brüche. Eine der kratogenen Hauptphasen dauerte vom Neogen sogar bis in das Frühquartär hinein.

Eine Schar E-W gerichteter mächtiger Brüche durchzieht das Massiv in der Saruhan-Ebene (nördlicher Massivteil), der Küçük Menderes- (Kayster)-Ebene (im zentralen Teil) und in der Büyük Menderes-Ebene (südlicher Teil). Zu diesen Brüchen gesellen sich weitere in NW-SE-licher Richtung, welche jedoch nicht die Ausdehnung und Mächtigkeit der anderen besitzen: Der Alaşehir-Adala-Akhisar-Graben im N, der Dandalas-Graben (bei Karacasu), der Yaygın-Akçay-Graben (zwischen Tavas und Bozdoğan) der Muğla-Bayır-Graben (westlich des Göktepe) und seine Fortsetzung der Çine-Graben (west-

lich des Madran-Gebirges) und der Milas-Bafa-Graben nordöstlich des Asım-Golfes (Mendelia). Das ganze Massiv wird von verschiedenen gerichteten Staffelbrüchen mehrfacher Ordnung durchzogen, weshalb einzelne Gebirgsteile treppenähnliche Abstufungen aufweisen. Die Möglichkeit, dass diese Brüche und Gräben, mindestens zum Teil, in ihrer Gesamtlage bereits vorneogen existierten und während der neogenen Paroxysmen remaniert wurden, liegt nahe; einige E-W-Staffelbrüche der vorderen Karıncalı-Kette (südlich Nazilli) sind mit verharnischten jüngeren Granitmassen versehen, welche zudem von noch jüngeren, aber sicher vormiocänen Dioritstöcken durchquert werden.

Dank der vormiocänen Erniedrigung der nördlicheren Randteile des Madrangebirges sind noch einige Marmor Massen, die auf Grund des petrographischen Profils ihrer Unterlage zur Mentеше-Formation zu rechnen sind, erhalten geblieben. Dagegen weist der Hauptteil des Massivs keine solchen Reste mehr auf. Die langfristige Sedimentationslücke ermöglichte eine tiefgreifende Erosion der Oberfläche. Dadurch ist eine charakteristische Rumpflandschaft entstanden. Das Massiv wurde in seinem südlichen Teil sehr tief erodiert und dadurch die granitisch-granodioritischen Intrusivkörper entblösst. Sehr eigenartig ist die Landschaft von Şeytankayalığı, am E-Ausläufer des Gökbel-Berges, zwischen Aydın und Muğla. Hier wurden zahlreiche granitische Apophysen dicht nebeneinander entblösst, die durch ihre eigentümlichen Formen, zwischen den nahezu horizontal gelagerten Gneisen und Glimmerschiefern auffallen.

Der südlichste Rand des Menderes-Massivs sinkt mit geringer Neigung gegen SSE und verschwindet unter den dazu konkordanten Mentеше-Tonschiefer- und Marmorserien. Das Gesamtprofil des Massivs ist besonders klar am Karıncalı-Gebirge (südlich Nazilli) entwickelt:

Hier herrscht ein WSW-ENE gerichtetes Streichen und ein relativ steiles Fallen von über 30° SSE. Der nördliche Teil des Gebirges besteht aus durch granodioritische Massen stark injizierten Augengneisen mit basischen Intrusiva. Gegen den mittleren Teil hin werden die Spuren der Intrusivmassen allmählich seltener. An Stelle der Augengneise und biotitführenden Orthogneise treten in stetigem Übergang fein geschieferte, sehr glimmerreiche Gneise mit zahlreichen Amphibolitzwischenlagen. Weiter südlich, besonders am Döğer, werden diese Gneise in allmählichem Übergang von Glimmerschiefern überlagert, die ihrerseits in Glimmerquarzite und massige Quarzite übergehen. Beim Karagedik-Pass deckt schliesslich auch diese Serie die Untere Mentеше-Formation zu, mit Glimmer- und Tonschiefern. Südlich des Karagedik-Passes flacht die Neigung der Schichten stark ab, und die hier auftretenden Mentеше-Marmore mit ihrer Unterlage gehen weiter südlich gegen den Nargedik-Pass langsam in die Horizontale über. Die Tonschiefer und Quarzite treten am Pass wieder zu Tage und verschwinden weiter SE-lich von neuem unter die Marmore des Avdandağ.

Vom Miocän an wurden dann in verschiedenen Teilen des Massivs und seiner Umrandung weitere Sedimente gebildet. Die Ablagerung fand jedoch unstetig und sehr uneinheitlich statt. Nur im Tavas-Becken wurde in den Canyons von Kirkpınar oligocäner Flysch angetroffen, der seinerseits von mächtigen Miocäntonen und -konglomeraten bedeckt ist. Abgesehen vom marinen Miocän des Kale Tavas (südlicher Teil der Tavas-Senke), sind die Ablagerungen meist terrestrisch oder limnisch. Zum grossen Teil gehören sie jedoch einer Binnenseeformation an (Tone, Mergel, Sande, Gipsstufen, tonige Kalke, Braunkohlenflöze, Feinkonglomerate, mächtige Schichten von groben Geröllkonglomeraten — molasseähnlich —, sehr harte und dichte Kalkkrusten usw.). Beachtenswert sind mächtige Schuttkegel am Nordrand der Büyük Menderes-Ebene, die als miocäne Molasse gedeutet wurden (Tmolos-Schutt PHILIPPSON's). Während und nach der Neogen-Ablagerung fanden weitere Hebungen und Senkungen statt, die neue Brüche erzeugten. Daher liegt eine Neogen-Sedimentserie südlich des Büyük Babadağ-Gipfels (südlich Denizli) auf 1800 m ü. M., die petrographisch den unteren Neogenschichten des Dandalas-Grabens entspricht (hier auf 450 m ü. M.). Die Menderes-Marmore sind oft mit breiten konglomeratischen Gehängeschuttkrusten bedeckt.

Über die weiteren geologischen und tektonischen Verhältnisse der Menteşe-Formationen wird bei der Besprechung der geologischen Beziehungen der Smirgellagerstätten berichtet werden. Zur Ergänzung des Gesamtbildes seien noch einige andesitische Ergüsse (Bodrum, Söke, Izmir), die pliocänen alkalibasaltischen Ergüsse von Kula (Kulaite) und die grossartigen schneeweissen Sinterterrassen der aktiven Quellen von Pamukkale (Hierapolis, N Denizli und Umgebung) sowie die ausgedehnten Sinterablagerungen von Türmenovası (östlich Denizli) erwähnt.

## II. Die Lagerstätten der Smirgelgesteine

(S. Tafel)

Die Smirgel- und Diasporgesteinslagerstätten Süd-West-Anatoliens weisen in bezug auf Form, Inhalt, Art des Auftretens und der Verteilung gemeinsame Züge auf. Die einzelnen Lagerstätten zeigen jedoch viele lokal bedingte Sonderheiten. Zunächst sollen drei Haupttypen beschrieben werden.

### 1. Die Smirgellagerstätten von Taşkesiği und Yatıganocak

SE-lich Izmir, an der Hauptstrasse zwischen den Provinzhauptsitzen Aydın und Muğla liegt der Bezirkshauptort Yatağan. Die Stadt befindet sich am Südrand des wenig über 500 m ü. M. liegenden Yatıgan-Plateaus, dessen westlicher Teil vom gleichnamigen Berg beherrscht wird. Gerade nördlich der Stadt Yatağan, in der Mitte dieses Plateaus, liegt die Lagerstätte Taşkesiği (auch Kocaocak = grosse Grube) genannt).

Die Smirgellagerstätte Taşkesiği ist eine flache Linse, etwa 250—300 m lang und 10—15 m breit. Sie liegt konkordant im Marmor, nahezu vertikal (Str.N  $80^{\circ}$  E, Fallen:  $80^{\circ}$  S). Die Lagerstätte wurde früher abgebaut (zwei Fahrstollen mit Graben, Seitenstollen und Förderschächte usw.); die Anlage ist jedoch teilweise verschüttet. Der Schutt bedeckt den grössten Teil der Grenzfläche zwischen Smirgelmasse und Nebengestein. Beide Gesteinsarten, Smirgel und Marmor, werden durch die Berührungsfläche scharf getrennt. Übergänge sind nicht erkennbar. Das Nebengestein wird von einem hellgrauen zuckerkörnigen Calcitmarmor gebildet, der beim Zerschlagen einen scharfen Schwefelwasserstoffgeruch verbreitet. Unmittelbar an den Grenzflächen wird er reinweiss, grobkörniger, etwas mürbe (ohne Geruch). Nur ein feiner Saum des Nebengesteins ist an der Berührungsfläche rostig imprägniert. Auf der nördlichen Seite der Linse scheint diese nahezu eben zu sein. Hier besteht zwischen Smirgel und weissem Marmor eine ca. 0,5 m dicke Zwischenlage aus grauem Marmor, der schieferig texturiert ist und feine tonschieferartige Parallellagen und -schmitzen führt, sowie kleine eingesprengte Hämatitgruppen enthält. Im Gegensatz dazu verläuft die südliche Grenzfläche zwischen Smirgel und Marmor sehr unregelmässig, mit scharfen konvexen und konkaven Einbuchtungen. Man erkennt grosse, bis über zwei Meter tiefe Buchten im Marmor und T-förmige Marmorblöcke in Smirgel, alles mit feinen Wellungen, styolithähnlichen Grübchen. Dann folgt ein reinweisser, zuckerkörniger Marmor ohne schieferige Zwischenlagen.

Der Smirgel selbst ist schwarz bis dunkelgrün-schwarz, massig, fein- bis mittelkörnig. Er lässt sich vom Marmor deutlich unterscheiden. Die Erzmasse wird von einem Spalten- und Kluftnetz durchzogen mit zwei Systemen von Parallellflächen, die sich nahezu senkrecht (orthogonal) schneiden. Stellenweise treten noch untergeordnete Absonderungsflächen hinzu, die den Smirgel in sechseckige Säulenstücke teilen. Durch diese Flächen dringt die Verwitterung

in das Erz ein, lockert es auf und wandelt es in eine aus Limonit und Ton bestehende erdige Masse um, begleitet von sekundären Karbonatbildungen mit Margaritnestern. Die verwitterten Massen zeigen meist eine nach oben sich erweiternde Trichterform. Ferner sind Klüfte und Spalten häufig mit dunkelgrünen Chloritoidfüllungen (oft über 10 cm mächtig) oder mit schmalen, meist sehr feinen weissen Diasporfüllungen versehen.

Gegen die südliche unebene Berührungsfläche hin ist das Erz schwarz; es besteht aus einem Gemenge von Korund (blauschwarz, fettglänzend) und Magnetit (stahlgrau, Metallglanz). Im Gegensatz dazu ist der Smirgel auf der nördlichen Seite eher dunkelgrün und besteht hauptsächlich aus Korund (hellblau) und Chloritoid (bläulich-grün, gemeinglänzend bis halbmatt). In der Nähe der Linsenmitte scheint die Erzmasse weniger einheitlich zu sein: graue, fast nur aus Korund bestehende Smirgel, dazwischen schwarze, reichlich magnetitführende Partien, alle ineinander übergehend. Teils ist eine lagige, teils eine fleckige, teils völlig richtungslos einheitliche Textur vorhanden.

Bedeutend kleiner, aber besser zugänglich ist die Lagerstätte von Yatıganocak, unmittelbar an der östlichen Flanke des Yatıgantepi (790 m), 2 km nördlich der Stadt Yatağan: Zwei etwa 150 m lange und 6–10 m breite, im Marmor hintereinander konkordant eingelagerte Linsen (Str. N 55° E, Fallen 70° S). Beide wurden in ihrer Länge auf 10 bis 20 m Tiefe erschürft.

Auch hier besteht das Nebengestein aus einem zuckerkörnigen, hellgrauen bis bläulich-grauen Calcitmarmor (mit Schwefelwasserstoffgeruch). Auf Grund der hier besser beurteilbaren geologischen Lagerung des Marmors kann festgestellt werden, dass die nördliche Seite der Linse an den stratigraphisch jüngeren Marmor grenzt, d. h. sie bildet das Hangende. Dieses ist, wie bei Taşkesiği, durch eine ebene Grenzfläche vom Smirgel getrennt. Schmale Glimmer- und Chloritschiefer bilden eine Zwischenlage. Das Liegende grenzt hier wiederum mit einer sehr unregelmässig buchtigen Fläche an einen rein weissen Calcitmarmor. An den in die Smirgelmassen tief hineinragenden Marmorspitzen sind durch eisenschüssige Lösungen imprägnierte dunkelbraunrote Marmorbrekzien erkennbar. Trichterförmige verwitterte Smirgelmassen enthalten mit feinen Margaritnestern versehene Pyrit-haltige Smirgel (Abb. 1, S. 370).

Zusammengefasst zeigen diese Smirgellagerstätten folgende Hauptmerkmale: Sie sind linsenförmig, konkordant im Nebengestein (Calcitmarmor) eingelagert. Die Grenzfläche ist am Hangenden

eben, am Liegenden ausgeprägt buchtig-taschenförmig. Im Gesteinsaufbau zeigen diese Linsen verschiedene Zonen: Unten liegen grauschwarze feinkörnige Smirgel; gegen die Linsenmitte treten verschiedene Varietäten mit unregelmässigerer Verteilung auf, so erzarmer Korundgesteine oder erzureiche Smirgel, die ineinander übergehen. Gegen das Hangende hin ist eine Zunahme an Chloritoid feststellbar. Stellenweise können auch mehr oder weniger pyritführende Smirgel auftreten. Die Gesamtmasse wird von einem ausgedehnten, räumlich in verschiedenen Richtungen parallele Scharen

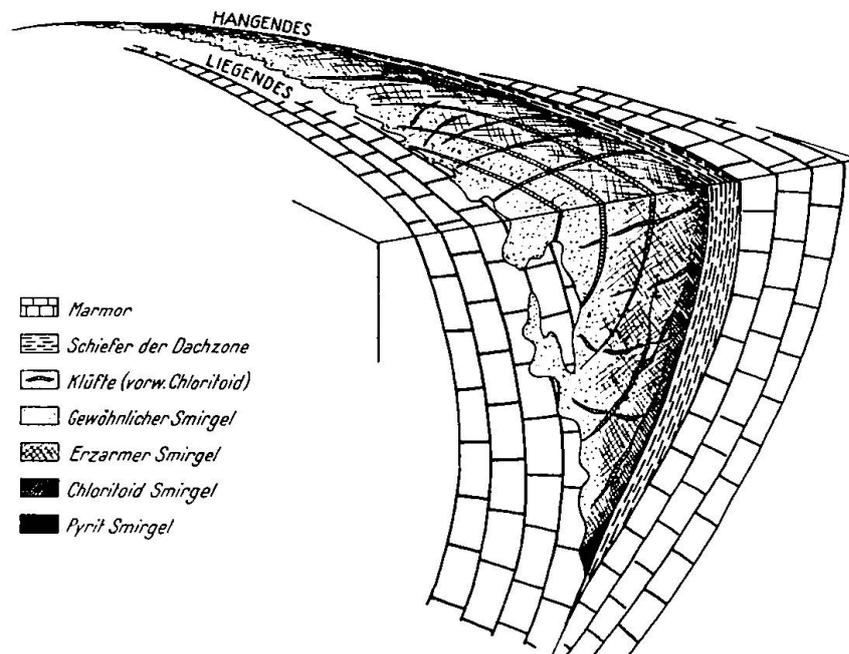


Abb. 1. Schnittdiagramm durch die östliche Linse von Yatiganocak (schematisiert). Masstab ca. 1:190

bildenden Absonderungs- bzw. Kluftnetz durchzogen. Die Verwitterung dringt durch die Fugen dieser Flächen ein, wodurch das Erz aufgelockert wird, wobei sich erdige kaolinig-limonitische Umwandlungsprodukte bilden. Sekundäre karbonatische Kluftfüllungen (Siderit), oft in Begleitung von Margaritnestern, treten in diesen meist trichterförmigen Verwitterungsbezirken auf. Sonst finden sich häufig noch zahlreiche Chloritoid- und Diasporklüfte in den Smirgelmassen.

Texturell erscheint das Gestein oft regellos körnig; jedoch gibt es besonders in den mittleren Teilen der Linsen Partien mit lagiger, schlieriger oder auch fleckiger Anordnung bzw. Anreicherung des einen oder andern Minerals, was entsprechende Texturen bedingt.

## 2. Die Lagerstätten von Milas

Die Stadt Milas ist ein Bezirkshauptort der Provinz Muğla nahe der Aegäisküste, südöstlich der Büyük Menders-Mündung und NElich der Bodrum (Halikarnassos)-Halbinsel. Sie liegt am Fuss eines sehr steilen Marmorberges, des Sudurağı.

Bereits in der Umgebung von Milas und der Sudurağı-Flanken erkennt man am Boden zahlreiche eigenartige schwarzbraun-hellbraun gefleckte, sehr zähe Gesteinsgerölle. Sie sind extrem feinkörnig, makroskopisch dicht und ähneln Eisenkieselgesteinen. Sie zeigen charakteristische Texturen: entweder fleckig-mosaikartig braunschwarz-gelbliche Makrochorismite oder augenförmige Gebilde verschiedener Grösse enthaltend. Es sind Diasporgesteine, die äusserlich keine Beziehungen zu den Smirgeln erkennen lassen. Doch sind ihre Lagerstätten jenen der Smirgel auffallend ähnlich. Es sind flache Linsen in den Marmoren, die kleineren 20—30 m lang, die grösseren über 1000 m! (z. B. am Karaoğlandağ bei Aktaş, westlich Sudurağı eine Linse von 1800 m Länge). Die hangende Berührungsfläche erscheint, abgesehen von örtlichen Verwerfungen stets eben, die liegende wellig und gebuchtet.

Die Linsen enthalten mehrere Typen von Diasporgesteinen, welche hauptsächlich durch Texturunterschiede, zuweilen auch makroskopisch erkennbaren Chloritoidgehalt auseinandergehalten werden können. Einzelne Partien enthalten dunklere schieferige Gesteine, andere mosaikartig-leopardenfellähnlich gefleckte Massen, wieder andere Teile chloritoid- (zuweilen auch margarat-) führende Diasporgesteine mit sphärisch-kugelig bis linsigen Gebilden usw. Alle Typen besitzen mehr oder weniger unscharfe Übergänge. Chloritoidklüfte bilden wie in den Smirgellagerstätten oft Klufscharen.

## 3. Die Lagerstätte von Yusufcadere

Östlich von Milas, gegen den nordöstlichen Abschluss der kleinen Milasebene, fliesst der Yusufca-Bach, durch steile Schluchten zwischen den Marmorbergen von Yağlıdağ (Akdağ) und dem Kurukömes-Gebirge gegen Süden. Am Ende dieser Schlucht steht eine mächtige Geröllkonglomeratserie an (bis 100 m), die aus horizontal abgelagerten, mit kalkigem Bindemittel verfestigten Geröllschichten besteht (Gneis-, Glimmerschiefer-, Marmor- und Neogen-Gerölle, die beiden ersteren stets untergeordnet). Im obersten Teil liegt eine breite, gehängeschuttartige Schicht mit Marmor-, Kalk-

und Smirgelgeröllen. Zwischen den mehr oder weniger abgerundeten Marmorkomponenten liegen oberflächlich polierte eckige Smirgelstücke (zuweilen bis kopfgross). Dieser Smirgel zeigt eine analoge mineralogische Beschaffenheit wie der gewöhnliche Smirgel der Yatıgan-Lagerstätte. Erzarme bläuliche klein- bis mittelkörnige, erreichere schwarze fein- bis grobkörnige und auch chloritoidreiche grünliche mittelkörnige Varietäten sind vertreten. Kluffbruchstücke sind ebenfalls vorhanden. Diese Gerölle sind durch junge Kalkkrusten miteinander verfestigt worden, oder sie liegen lose in einer tonigen roten Erde. Die verschiedenen Smirgelarten sind regellos verteilt. Es handelt sich um eine eluviale Smirgellagerstätte, die durch die Verwitterung des östlichen Hanges von Akadağ entstand, worin sich früher vermutlich eine grosse Smirgellinse befand.

#### 4. Die übrigen Lagerstätten

Die oben beschriebenen drei Arten von Lagerstätten bilden typische Beispiele von Smirgel- bzw. Diasporgesteinsvorkommen. Es sind in SW-Anatolien bisher nahezu 200 solcher Vorkommen bekannt geworden; mehrere wurden während der Feldaufnahmen für die vorliegende Arbeit neu entdeckt. Alle diese Lagerstätten lassen sich in kleinere regionale Gruppen gliedern:

#### I. SÜDLICH DES BÜYÜK MENDERES

##### 1. Die Gruppe des İlbıra-Gebirges

Das İlbıra-Gebirge erstreckt sich längs der N-Küste vom Asım- (Mendelia-)Golf bis halbwegs zwischen die Mündung der Büyük Menderes und die Stadt Milas. Es wird aus einer WNW-ESE gerichteten, langen Marmorulde aufgebaut. Am NW-lichen Ausläufer der Serçin-Halbinsel (im Bafa-See), durch den See vom Hauptkamm getrennt, treten zwei Smirgellinsen hintereinander auf. Sie enthalten gewöhnlichen Smirgel. An der SE-Spitze des Bafa-Sees, in der Nähe der gleichnamigen Ortschaft, schliessen wiederum einige Smirgellinsen an. Das Gestein ist verworren-schieferig texturiert.

SE-lich Bafa folgen dann, stets in der Kamm-Richtung, eine ganze Reihe von flachlinsigen Lagerstätten, über den Kazıklı-Berg, Karaoğlan-Berg, und den Sudurağrı bis Milas (Stadtquartier Gümüşkesen). Alle sind auf grosse Strecken aufgeschlossen. Sie scheinen an dasselbe stratigraphische Niveau im Marmor gebunden zu sein und folgen ungefähr in gerader Linie. Inhaltlich entsprechen sie den Gesteinen des Milas-Typus' mit ihren charakteristischen Texturen.

## 2. Die Gruppe des Kurukömes-Gebirges

In einem tektonisch kompliziert gebauten Marmorzug zwischen Milas und Yatağan (E-W-liche Richtung) liegen neben einigen grösseren eluvialen Smirgelseifen (wie die von Yusufcadere, Yağlıdağ und Karaltı I) auch mehrere wirtschaftlich wertvolle primäre Smirgellagerstätten: Karakaya (die Lagerstätte am Aksivri), Kızılemeşe, Karaltı II usw.

## 3. Die Gruppe der Bozoluk-Kalınağıl-Bencik-Berge

Sie umfasst die Lagerstätten im Gebirge südlich Kurukömes. Auch hier befinden sich zahlreiche Linsen. Inhaltlich sind sie sehr verschieden gebaut, meist Diasporgesteine mit ausserordentlich mächtigen Chloritoidklüften (Çatalçam und Açıprak bei Bencik und Szalan bei Milas).

## 4. Die Gruppe des Aladağ-Yatıgan-Gübbey-Gebirges

Während der Aladağ noch am W-Ufer des Çine-Flusses die Verbindung mit dem Kurukömes-Gebirge bildet, verläuft der übrige Gebirgsteil vom Yatıgan-Plateau (mit der gleichnamigen Pyramide) bis zum Kreishauptort Kavakdere in ENE-licher Richtung. In diese Gruppe gehören eine ganze Reihe von Smirgellagerstätten, die inhaltlich und durch ihre überraschende Reihenbeständigkeit auffallen. Im gesamten sind es 23 Linsen, alle ENE-WSW gerichtet, eine hinter der anderen. Sie scheinen alle auf demselben stratigraphischen Niveau vorzukommen. Von Bedeutung sind die Linsen Yatıganocak, Taşkesiği, Elmacıkocak, Zeytinlitepe und Sarıçalanı (westlich İsmaildağ) und die grosse Linse von İsmaildağ. Letztere ist wahrscheinlich das grösste der bisher bekannten Vorkommen in der Türkei (mehrere Millionen Tonnen Erzreserven).

## 5. Die Gruppe von Şeref

Şeref ist ein 11 km östlich Yatağan gelegenes Bergwerksdorf zwischen der hohen Pyramide von Sabandağ und dem hinter einem Marmorplateau gelegenen niedrigeren Karadağ (tektonisch dieselbe Mulde). Die Lagerstätte von Karadağ, zwischen Şeref und Yatağan gelegen, fällt durch die plattige Absonderung des schwarzen korundreichen Smirgels auf. Neben der anstehenden Linse befindet sich eine breite eluviale Smirgelseife. In der gleichen Richtung und wahrscheinlich auf demselben Marmorniveau folgen östlich von Şeref zuerst einige kleinere Lagerstätten mit gewöhnlichen Smirgeln (aber Texturen der Diasporgesteine). Bedeutender sind die Lagerstätten am NW-Ausläufer des Sabangipfels: Eğlıdağ und Madendağ. Letztere ist zwar kleiner, zeigt aber eine besonders schön entwickelte Berührungsfläche am Liegenden (zackiges Ineinandergreifen von pechschwarzem Smirgel und schneeweissem Marmor, Abb. 2). Das Hangende ist von der Smirgelmasse durch eine grobnematoblastische Disthenschiefer-Zwischenlage getrennt.

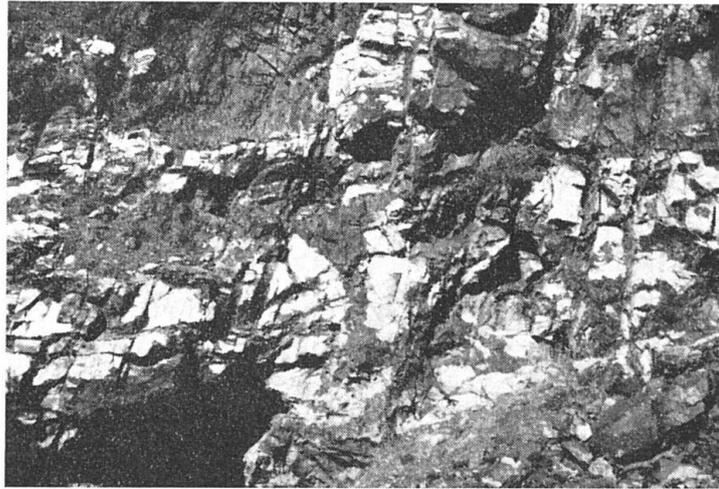


Abb. 2. Die Berührung von Marmor mit Smirgel am steilstehenden Liegenden der Grube Madendağ (Marmor = weiss, Smirgel = schwarz)  
Die Höhe der Abb. entspricht 1½ m

## 6. Die Gruppe des Tirkeç-Gebirges

NNW-lich der Provinzhauptstadt Muğla erhebt sich die gefaltete Gebirgsreihe des Muğla-Göktepe-Gebirges, dessen Hauptgipfel (Göktepe) 1870 m ü. M. erreicht. Westlich dieses Gipfels schliesst die weisse Marmorschulter des Tirkeçtepe an. In der ENE-WSW streichenden, 20—30° gegen NNE fallenden Marmorserie ist eine schmale, maximal einige Meter mächtige Gesteinsmasse eingelagert, die sich analog den Diasporgesteinen verhält. Teile dieser Einlagerung sind durch lokale Verwerfungen verschoben, andere leicht gefältelt. An dem Başlartarlası genannten östlichen flachen Kammteil ist dieses Lager teilweise aufgedeckt. Das Gestein ist sehr dunkelbraun bis braunviolett, offenbar eisenreich und feinlagig. Die oberen Partien bilden mit Marmorresten des Hangenden eine tektonisch gemischte, unübersichtliche Zone, welche besonders durch reichliche blauweisse Disthen-Zerrklüfte und flaserig gestreckte graue Disthenschiefer charakterisiert wird. Die Disthenschiefer gehen, wenn die Dislokationsspuren verschwinden, in Diasporgesteine über. Diese mehr oder weniger tektonisch beanspruchten Diaspor- bzw. Disthengesteinslage stellt offenbar eine breite Linse dar, welche im nördlichen Abfall unter dem Hangenden verschwindet. Ein magnetitreicher, ebenfalls tektonisch durchmischter Ausbiss ist am NNW-Fuss des gleichen Berges aufgeschlossen (Ziftlik). Ferner sind an der flacheren westlichen Fortsetzung des Tirkeç auf dem Yumaklı-Plateau mehrere kleinere Ausbisse von Diasporgesteinen vorhanden. Alle diese Aufschlüsse lassen sich auf demselben schwach gefalteten Marmorniveau verfolgen.

## 7. Die Lagerstätten in der Umgebung von Muğla

In der weiteren Umgebung von Muğla sind noch einzelne weit auseinander liegende Diasporgesteinslinsen vorhanden, so die von Dirlivan N-lich von

Muğla, Sambucak 4 km westlich von Muğla, Yemişan, ca. 20 km NE-lich Muğla und jene von Bozalan, östlich Bodrum (Halikarnassos). Weitere Vorkommen sind in diesem wenig erforschten Gebietsteil nicht ausgeschlossen.

### 8. Die Gruppe von Körteke

Das Dorf Körteke liegt 3 km NNE-lich Muğla und ebensoweit SSE-lich Bozdoğan, gegen die Mitte des wasserreichen Akçay, gegenüber der Tavas-Hochebene. Zuzolge des komplizierten Baues der umliegenden Marmor Massen, die unmittelbar westlich des Dorfes den gleichnamigen Berg bilden, sowie verzelte, aus den umliegenden Neogenablagerungen herausschauende Felsen der Schluchten des Akçay-Oberlaufes, sind die in diesen Massen enthaltenen Lagerstätten schwierig einzuordnen. Beachtenswert sind: Aybey, westlich des Körteke-Berges, tektonisch stark beansprucht, Düzlem und Akçakavaklar am Osthang dieses Berges, beide zum Teil abgebaut, Kırburnu, neben dem Dorf, eluvial, ferner Avburnu (südlich Körteke), tektonisch beanspruchte Diasporgesteinslager mit Disthenschieferzonen wie Tirkeçtepe, Armutçuk an der Arapapistı-Schlucht, analog Avburnu, schliesslich Koçak, östlich Körteke, das kofundführende Diasporitgesteine enthält.

### 9. Die Gruppe von Yaygın

Sie umfasst eine Gruppe von Lagerstätten in der Umgebung des Nargedik-Passes, welcher das südöstliche Ende der Karıncalı-Gebirgskette mit dem zwischen dem Yaygın-Plateau und der Tavas-Hochebene eingekeilten Avdangebirge verbindet. Das wichtigste Vorkommen ist jenes von Üstüaçıksarıncı beim Weiler İlmeligöl, westlich des Nargedik-Passes. Es handelt sich um eine über 1 km lange Reihe aufeinanderfolgender nahezu nach N gerichteter Ausbisse. Da daneben keine Eluvialablagerungen vorhanden sind, ist anzunehmen, dass es sich um die Scheitelpartie einer grösseren Linse handelt. Das Gebiet liegt in einer flachen Marmorumpfebene. Der Smirgel ist nirgends frisch, sondern es sind rotbraune, durch Margaritnester weisslich bespickte verwitterte Gesteine. Am Hangenden trifft man graue schieferige Zwischenlagen.

### 10. Die Gruppe von Aydın

Am Rand der breiten Büyük Menderes-Ebene, südlich Aydın, liegen einige Marmorreste des Massivs, die kleinere Smirgellinsen enthalten (Çıkrıkalan, Gölhisar bei Dalama). Ebenfalls im Gebirge nördlich Aydın befindet sich die Lagerstätte Kavakoluk in einem solchen Erosionsrelikt.

## II. NÖRDLICH DES BÜYÜK MENDERES

### 11. Die Gruppe von Buldan

Am östlichen Ende der Büyük Menderes-Ebene nähern sich die kristallinen Berge von Süden und Norden und schliessen damit die breite Saraköy (Cebbar-)Ebene bzw. Denizli-Senke gegen W ab. Der von NE her strömende

Büyük Menderes geht hier in den mäandrierenden Unterlauf über. Vor dem Eingang zur Sarayköy-Ebene durchquert der Fluss eine lange Reihe Canyons und Schluchten, in welchen Marmore und Tonschieferserien mit den darüberliegenden mächtigen Neogenschichten angeschnitten wurden. Etwa 10 km östlich der Stadt Buldan liegt eine solche Marmorserie am Kayışalanı-Berg. Drei grössere Smirgelvorkommen sind von hier bekannt: Kayışalanı, Karandere und Çindere (Dereköymaden). Karandere ist besonders wegen seiner grobgekörnten weissen diasporreichen Smirgel interessant.

## 12. Die Gruppe von Ulubey

Weiter nördlich Kayışalanı schneiden die Nebengewässer des Büyük Menderes Canyons und Schluchten in die Neogenablagerungen ein, wobei gelegentlich Marmore entblösst wurden, so bei Kayışalanı. Eine grössere Marmor-masse wurde 8 km südlich Ulubey (Göbek KRÄMER's) aufgeschlossen, worin zahlreiche Smirgellinsen eingelagert sind.

## 13. Die Gruppe von Kula

Nördlich der Bahnlinie Izmir-Uşak-Afyonkarahisar, in der nächsten Umgebung von Kula, die durch ihre alkalibasaltischen Ergussmassen bekannt ist (Katakekaumene), wurden früher mehrere Smirgelvorkommen abgebaut (Kula, Körez und Sivritepe). Heute sind die Reserven völlig erschöpft.

## 14. Die Gruppe von Kumçay (auch als Akhisar-Gruppe zitiert)

Westlich von Kula, im nördlichen Randgebirge der Saruhan-Ebene nördlich des Marmara-Sees (Gölmarmara), liegen mehrere Smirgelvorkommen, welche bis auf kleine Restmengen abgebaut wurden (Akçaalan usw.). In den älteren Grubenberichten des türkischen Staates ist ferner eine Grube westlich des Marmara-Sees (Gölmarmara), bei Halitpaşa angegeben.

## 15. Die Gruppe von Bozdağ

Der südlich des Gediz-(Hermos-)Laufes in der Saruhan-Ebene sich erhebende Gneisberg Bozdağ (Tmolos) führt an wenigen Stufen noch Marmore der Mentese Formation. Hier ist in der Nähe der Ruinenstadt Sardes ein Smirgelvorkommen bekannt (Kilbiyık).

## 16. Die Gruppe des Kaplan-Gebirges

Südlich Ismir unmittelbar nördlich der Küçük Menderes-(Kayster-)Mündung stehen mehrere Vorkommen in den kahlen Marmorfelsen des Kaplan-Gebirges an, welche Diasporgesteine, einzelne auch Smirgel, führen (Gölovası usw.).

## 17. Die Gruppe von Göldağ

Die Stadt Tire liegt am Südrand der mittleren Küçük Menderes-(Kayster-)Ebene. Westlich von Tire erstrecken sich die flachen Hügel von Göldağ,

die aus stark gefalteten Marmor-Tonschiefer-Serien der Menteşe-Formation bestehen. Im ersten NNE gerichteten Sattelzug, bei Alacalı, liegt eine ganze Reihe dicht aufeinanderfolgender Smirgellinsen. Weiter westlich tritt eine weitere Reihe bei Hasançavuşlar auf. Die Gruben sind zum Teil im Betrieb.

### 18. Die Gruppe des Batı(W-)Kestane-Gebirges (Westliches Messogis)

Im Gebirge unmittelbar südlich des Göldağ, der den westlichen Teil der mächtigen Kestane (Aydın)-Gebirge (Messogis) bildet, findet man mehrere Smirgellagerstätten. Sie bilden örtliche Untergruppen: Salahaddin-Gebirge südlich Hasançavuşlar), Habibler-Gebirge südlich Alaca und Ovacıdağ östlich Selçuk (Ephes).

### 19. Die Gruppe von Selçuk

In der hügeligen Landschaft von Selçuk (Ephes) an der Küçük Menderes-Mündung liegen einige allerdings meist untergeordnete Smirgellinsen (Eroğlu, Burgaçyeri usw.).

### 20. Die Gruppe von Gümüşdağ

Diese Gruppe vereinigt eine grosse Anzahl wirtschaftlich bedeutender Vorkommen. Der Gümüşdağ ist eine Marmorpyramide, die am NW-Ende der Büyük Menderes-Ebene, nördlich der Stadt Söke, steil emporragt. Sie wird durch einen körnigen, hellblau-grauen Calcitmarmor aufgebaut. Nur an einigen Stellen sind die darunterliegenden Phyllit-Glimmerschiefer der unteren Menteşe-Formation aufgeschlossen. Die ganze Serie ist WSW-ENE gefaltet, etwa 20 bis 50° gegen N bzw. S fallend. Die Antiklinale weist drei primär angelegte Smirgellinsenreihen auf. Die nördlichere parallel dem Nordschenkel führt körnige Smirgel (Makinaocak, Pirenyolu). Es sind lokal gruppierte Linsen, die z. T. tektonisch beansprucht sind. Die mittlere Reihe enthält die Lagerstättengruppen von Kurucaova und Durmuşocak (am Hauptgipfel flachliegend). Es sind nahezu horizontal gelagerte Linsen. Die dritte Reihe beherrscht eine Anzahl von Linsen im südlichen Schenkel der Antiklinale. Zu diesen Lagerstätten sind noch einige eluviale Vorkommen (Kilizma genannt) zu rechnen, die teils durch Bergrutsche (Kocakaya), teils durch Abtragung des Nebengesteins (Durmuşkilizma) oder als Fanglomeratseifen (Bağbolu) entstanden sind. Am Gümüşdağ sind 22 Smirgellagerstätten bekannt, wobei jede wiederum aus mehreren Einzellinsen besteht.

### 21. Die Samsundağ-Gruppe

WSW-lich Gümüşdağ zieht sich die lange steile Samsundağ-Kette hin, die den letzten nördlichen Gebirgsrand an der Büyük Menderes-Mündung bildet. Der westliche Teil dieser Kette bildet die gleichnamige Halbinsel, die durch die Darboğaz-Strasse von der Insel Samos getrennt wird. In diesem kompliziert gebauten Gebirge findet man einzelne Lagerstätten, die Diasporgesteine führen.

Damit ist der Ring der Smirgellagerstätten um das Menderes-Massiv geschlossen. Gegenüber Samsundağ liegt die Lagerstätte Serçin, wo der Rundgang begonnen wurde.

### III. Die Mineralien der Smirgelgesteine

Smirgel und Diasporgesteine führen Mineralien, die sonst nicht häufig sind oder nicht die Eigenschaften besitzen, welche für diese Gesteinsarten charakteristisch sind.

#### 1. Der Korund

Korund ist Hauptgemengteil der Smirgel. Im Gestein ist er mittel- bis feinkörnig ( $\varnothing$  zwischen 0,5 und 1,5 mm), kurzprismatisch bis säulig-spitzpyramidal („tonnenförmig“). Die Prismenflächen sind meistens gut ausgebildet, hingegen sind gut erkennbare Rhomboederflächen kaum anzutreffen. Partien von Smirgelmassen, welche rekristallisiert zu sein scheinen, bestehen aus einem sperrigen Gefüge von hypidiomorphen, langen Korundprismen. Flachtafelige Ausbildungen nach (0001) besitzen einige Kluftkorunde. Zerrklüfte enthalten nach einer Prismenfläche stark abgeplattete Kristalle. Freie Prismenflächen sind stets horizontal gestreift.

Im allgemeinen haben Korunde unregelmässige, scharfe, rasch auskeilende Risse. Grössere Individuen (besonders langprismatische) zeigen Risse parallel der Basis. Absonderungen treten besonders in Kluftkorunden auf. Sie bilden dann engmaschige, parallele Scharen (parallel den Rhomboederflächen), welche eine Spaltbarkeit vortäuschen. Auch parallele, lamellierte Druckzwillinge weisen diese Richtung auf (Abb. 3).

Eine der bemerkenswertesten Eigenschaften ist die Färbung. Smirgelkorunde sind entweder farblos oder blau. Sehr oft wird aber die Eigenfarbe durch die sehr dichten, äusserst feinkörnigen Einschlüsse (Rutil und Magnetit) verdeckt. Rutileinschlüsse allein verleihen eine milchigweisse Trübung. Das Auftreten der Farbe in blauen Korunden ist sehr variabel: meistens sind sie nur stellenweise blau gefärbt. Die blaue Farbe bildet zonare Streifen unregelmässig begrenzter Felder oder auch kleine eckige, oft hieroglyphenähnliche Figuren. Zuweilen ist auch der ganze Kristall gleichmässig blau und besitzt einen farblosen, sehr dünnen Saum.

Als farbgebende Faktoren sind isomorphe Beimengungen im Korundgitter angeführt worden ( $\text{TiO}_2$  und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Beide Kompo-

nenten sind in den Smirgeln vorhanden. Die verschiedenartige Farbverteilung in den Korunden konnte nur in vereinzelt Fällen mit der Genese in Beziehung gebracht werden. Es wurde beobachtet, dass viele rekristallisierte Korunde zonare Farbstreifen zeigen. Bei anderen Individuen stellen die blau gefärbten Teile eine spätere Generation dar (Abb. 27). Obwohl blaue Korunde der chloritoidreichen, grünlichen Smirgel reichlich Rutileinschlüsse enthalten, scheinen andere Korunde direkt einschlussfrei zu sein, so dass bezüglich der isomorphen Beimengungen (z. B. durch Aufzehren der Einschlüsse) keine endgültigen Schlüsse gezogen werden können.

Die Einschlüsse der Korunde lassen keine bevorzugte Orientierung erkennen. In der Literatur findet man Angaben über feintafelige Hämatiteinschlüsse und solche von Anatas und Spinellen. In den Korunden der untersuchten SW-anatolischen Smirgel fehlten diese Mineralien.

Die Beimengungen im Korund können am besten chemisch erfasst werden. Die Analyse eines dunkelblauen Korundes aus einer Korundlinse von Kocakaya (Gümüşdağ) ergab folgendes Resultat (Analytiker: J. JAKOB):

SiO <sub>2</sub>	0,00 Gew.-%	K <sub>2</sub> O	0,10 Gew.-%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	96,37	H <sub>2</sub> O $\frac{+}{-}$	2,00
Ti <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	H <sub>2</sub> O $\frac{-}{+}$	0,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90		<hr/> 100,15
Na <sub>2</sub> O	0,47		

Im Dünnschliff erwies sich der Korund als einschlussfrei; in einigen Rissen enthielt er etwas Diaspor (ca. 5 %). Eine isomorphe Beimischung von Ti-Oxyd (TiO<sub>2</sub> oder Ti<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) und Eisenoxyd war zu erwarten. Überraschender sind die Alkalioxyde! Gegen eine isomorphe Beimischung im Korundgitter ( $\alpha$ -Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) sprechen die Ionenradien. Die alkalihaltige  $\beta$ -Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Modifikation ist nach C. A. BEEVERS und S. BROHULT (siehe W. HÜCKEL (52) und WELLS (163)) eine Verbindung von der Zusammensetzung 11 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · 1 Na<sub>2</sub>O (bzw. 1 K<sub>2</sub>O) mit spinellartigem Feinbau und optischer Isotropie. Von optisch isotropen Bereichen der Korunde wurde jedoch keine Spur beobachtet. Die Frage der strukturellen Bedeutung der Alkalibeimischung muss also offen bleiben.

Im allgemeinen verhalten sich die Korunde der Smirgel optisch normal. Bei mechanisch beanspruchten Individuen wurde ein kleiner Achsenwinkel festgestellt, verbunden mit undulierender Auslöschung. Die blau gefärbten Felder zeichnen sich durch deutlichen Pleochroismus aus.

Direkte Umwandlungen der Korunde wurden bisher nur nach Diaspor und Margarit festgestellt (S. 415).

## 2. Der Diaspor

Diaspor ist Hauptgemengteil der Diasporgesteine, die besonders in der Milas-Region vorkommen. Zudem tritt er, wenn auch mit anderer Morphologie, in vielen Smirgeln als Nebengemengteil auf.

In den Diasporgesteinen treten sehr feinkörnige ( $\emptyset$  ca. 0,1 bis 0,03 mm) Individuen auf. Sie sind nach (010) tafelig ausgebildet und besitzen flachelliptische Form durch verschieden steile (h0l)-Flächen, welche mit einem Quer-Prisma enden. Sie lassen eine mehr oder weniger vollkommene Spaltbarkeit nach (001) erkennen, während jene nach (010) eher vollkommener zu sein scheint und besonders die grösseren Individuen auszeichnet. In den Smirgeln sind die Diaspore meistens sekundärer Entstehung und besitzen daher selten eigene Gestalt. In den Klüften findet man hingegen lang- und dünnleistige bis breittafelige Kristalle. Faserige Ausbildung wurde bisweilen an Harnischen beobachtet.

Normalerweise ist der Diaspor farblos bis milchig weiss. Er ist jedoch durch eisenschüssiges Pigment leicht gefärbt bzw. von ihm überzogen. Deshalb erscheinen die Diaspore der Milasgesteine je nach Pigmentstärke gelblich bis dunkel rotbraun; sie enthalten zudem reichlich Rutileinschlüsse. Stellenweise können die Einschlüsse zonar verteilt sein, was offenbar auf verschiedene Wachstums- bzw. Rekristallisationsstadien zurückzuführen ist.

Optische Messungen (durch Immersion) an Kluftdiasporen der Smirgel ergaben folgende Resultate (Na-Licht):

Herkunft:	$n_\gamma$	$n_\beta$	$n_\alpha$	Doppelbrechung
Karanidere (Buldan)	1,7516	1,723	1,7038	0,0478
Üstüaçiksarınc (Yaygın)	1,7516	1,724	1,7038	0,0478
Yatıganocak (Yatağan)	1,7521	1,724	1,7044	0,0477
Madendağ (Şeref)	1,7517	1,723	1,7038	0,0479
Akçakavaklar (Körteke)	1,7512	1,7155	1,7029	0,0483
Karadağ (Şeref)	1,7511	—	1,7023	0,0478

Es wurde kein Pleochroismus beobachtet.

### 3. Magnetit und übrige Erzminerale

Magnetit ist das verbreitetste Erzmineral der Smirgel. Die Ausbildung ist von der Art des Auftretens abhängig, denn das Mineral kommt entweder selbständig oder als Einschluss in Korund vor. Einschlussartig ist Magnetit äusserst feinkörnig ( $\varnothing$  um 0,03 bis 0,01 mm) und besitzt oktaedrische Umrissformen. Ansammlungen der Magnetiteinschlüsse in manchen rekristallisierten Korunden (oder daraus hervorgegangenen Diasporen bzw. Chloritoiden) ergeben skelettartige oder dendritische Formen. Selbständige Magnetite sind selten idiomorph, sondern gegenüber Korund meist fremdgestaltig, während sie gegenüber Chloritoiden mehr oder weniger eigene Grenzflächen besitzen.

Anschliffstudien ergaben, dass die Magnetite einheitlich gebaut sind. Es wurden keine Hämatit- bzw. Ilmeniteinschlüsse, zonare Verwachsungen, Martite usw. beobachtet. Auch konnten keine randlichen Umbildungen bzw. Ummantelungen, abgesehen von säkularen Umwandlungsprodukten (Goethit bzw. Limonit) festgestellt werden. Demnach lassen sich die Schlüsse aus den Beobachtungen von J. BRAY (20), die dieser an Smirgeln von Naxos und Nordamerika machte, nicht auf die anatolischen Vorkommen übertragen. In Diasporgesteinen wurde Magnetit selten beobachtet; er tritt dann meistens zusammen mit Muskowit oder Margarit auf.

Hämatit ist besonders in Diasporgesteinen verbreitet. Er bildet dichte Massen bzw. Ansammlungen, welche in diesen Gesteinen spezielle Texturen erzeugen. In den Smirgeln sind Hämatite relativ selten. Es sind rosen- bzw. sternförmige, radial-fächerartig gruppierte, grobe Tafeln (z. B. in Diaspor-Smirgeln von Karandıre). In den Karbonatklüften sind sie häufig und meist blau angelaufen; sie scheinen mehr oder weniger titanhaltig zu sein, was auch die schwarz-braune Strichfarbe verursachen mag.

Einige Smirgel enthalten Pyrit. Er scheint den Magnetit zu vertreten. Das von KRÄMER (67) erwähnte Vorkommen von Bornit konnte nicht bestätigt werden.

Ilmenit tritt zuweilen ebenfalls in Smirgeln auf. Er scheint sekundär gebildet worden zu sein. Skelettartige Ausbildung, bei grösserem Korn breittafelige, polysynthetische Zwillinge (oft mit Rutil verwachsen) sind typisch. In manchen Diasporgesteinen und Smirgeln wurden sekundäre, erdige leukoxenartige Massen beobachtet.

Limonit und Goethit bzw. goethitartige Eisenhydroxyde

sind in den Verwitterungs- bzw. säkularen Umwandlungsbereichen der Magnetite sehr verbreitet. Magnetitpseudomorphosen von Goethit wurden vielfach beobachtet.

#### 4. Rutil

Rutil ist ein ständiger Bestandteil der Smirgel und Diasporgesteine. Er tritt stets eingeschlossen auf: in Korund, in Diaspor, in Schichtsilikatmineralien und verursacht eine merkliche Trübung. Dabei ist er sehr feinnadelig (0,05 bis 0,02 mm lang); Knie- bzw. Herzzwillinge findet man häufig, diese besonders in rekristallisierten Gruppen. In ihrer ersten Anlage scheinen die Rutilite vollständig regellos verteilt zu sein. Orientierungen (sagenitische Gitter) sind nur bei Rutiliteinschlüssen mancher sekundär gebildeter Diaspore oder bei Klüftbildungen in margaritisierten Smirgeln beobachtet worden.

Grössere Rutilite sind selten. Büschel mit 6,7 cm langen, roten Nadeln wurden in einigen, durch Karbonate verdrängten Chloritoid-Diasporklüften der Grube Akçakavaklar (Körteke) gefunden.

Über ein Auftreten des *Anatases* in Smirgeln und Diasporgesteinen wurde in der diesbezüglichen Literatur öfters berichtet. In den SW-anatolischen Smirgeln konnten bisher keine Anatase gefunden werden.

#### 5. Die Schichtsilikate

Die Smirgel enthalten nur sehr tonerdereiche Schichtsilikate, vor allem gewöhnliche Sprödglimmer: Chloritoide, Calcium-Sprödglimmer; Margarite und etwas weniger verbreitet Muskowite.

Im Gestein sind die Chloritoide dünntafelig bis schuppig und zeisiggrün gefärbt. In den Klüften haben sie gröberes Korn (Tafeln bis über 5—6 cm) und sind dunkelgrün bis schwarzgrün. Die Chloritoide werden von (001) stets gut begrenzt, während die Randflächen unregelmässig geformt sind.

Selten, erst bei deutlich porphyroblastischer Ausbildung, sind rechteckige — noch seltener sechseckige — Umrisse erkennbar. Die Spaltbarkeit nach der Basis ist vollkommen, während andere Spaltflächen weniger zum Vorschein kommen.

Charakteristisch ist die Zwillingsbildung der Chloritoide, die zu mehr oder weniger hexaedrischen Paketen, polysynthetisch nach der Basis verzwilligt, gruppiert sind. Häufig bilden sich auch radialfächerförmig sphärolithische Gebilde.

Der sehr starke Pleochroismus ist zur Bestimmung kleinster Individuen wertvoll:  $n_\alpha$  = grünlich olivgrün,  $n_\beta$  = bläulich grün bis pflaumenblau,  $n_\gamma$  = grünlich gelb bis zitronengelb. Gemessen wurden:

(Na-Licht)

Herkunft	$n_\alpha$	$n_\beta$	$n_\gamma$	Doppelbrechung	$n_\gamma/c$
Üstüaçıksarıncı (Yaygın)	1,723	1,725	1,732	0,009	13° 30'
Çatalçam (Bencik)	1,723	1,727	1,734	0,009	12° 30'
Pirenyolu (Gümüşdağ)	1,724	1,727	1,733	0,009	13° 30'

Die chemische Zusammensetzung der Chloritoide weist einen nicht unwesentlichen Gehalt an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  auf (Analytiker J. JAKOB):

Chemische Analyse einiger Chloritoide:

	A		B		C	
	Gew.-%	Äqu.-Z.	Gew.-%	Äqu.-Z.	Gew.-%	Äqu.-Z.
$\text{SiO}_2$	23,77	395	23,37	388	21,16	352
$\text{TiO}_2$	0,00		0,00		0,00	
$\text{Al}_2\text{O}_3$	39,09	769	39,43	774	33,97	666
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	15,71	197	19,71	247	26,20	328
FeO	13,88	193	9,30	129	0,00	
MnO	0,02		0,03		0,00	
MgO	1,42	36	2,36	59	0,00	
CaO	0,00		0,00		0,32	5
$\text{Na}_2\text{O}$	0,95	30	1,78	57	0,11	3
$\text{K}_2\text{O}$	0,02		0,03		0,01	
$\text{H}_2\text{O}^+$	5,16	574	4,08	453	16,48	1832
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,00		0,00		1,84	
	100,02	2224	100,09	2107	100,09	3186

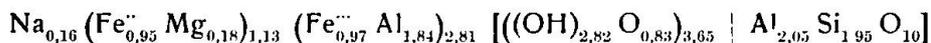
A = Chloritoid aus einer Kluft der Grube Üstüaçıksarıncı (Yaygın) (optische Daten oben).

B = Chloritoid aus einer Kluft der Diasporgesteinslinse Çatalçam oberhalb Açıtoprak bei Bencik (optische Daten oben).

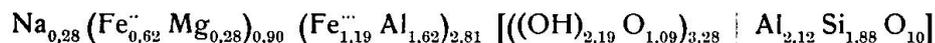
C = Verwitterungsprodukt einer Chloritoidkluft, aus Kaolinit, Hydrargillit und Limonit bestehend (Karanidere-Grube bei Buldan).

Aus diesen Analysen geht der hohe Gehalt an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  hervor. Nach der Grundformel von MACHATSCHKI wurden folgende Werte berechnet:

Üstüaçıksarıncı:



## Çatalçam:



Pulverdiagramme zeigten keine Unterschiede zu anderen Chloritoiden: Saas (Wallis), Ottrez und Kossoibrod bei Mramorskaya im Ural.

Durch Verwitterungsprozesse wandeln sich die Chloritoiden um in Kaolinit-Hydrargillit-Limonit bzw. Goethit-Gemenge (Analyse C). Die Limonitisierung beginnt zuerst an Spalt- und Rändflächen der Kristalle.

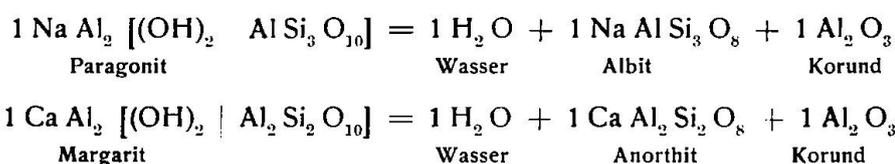
Die perlmutterglänzenden, leichtbrüchigen Margarite sind stets blättrig bis schuppig ausgebildet. Die Randbegrenzungen sind unregelmässig. In den Smirgeln bilden sie entweder feinblättrige, lepidoblastische Gewebe oder gut umgrenzte, porphyroblastische Zwillinge (nach der Basis). Grössere Individuen zeigen vollkommene Spaltbarkeit nach (001). Meistens sind sie farblos, zuweilen auch mit schwachem Stich nach rosa. Die optischen Daten der Kluffmargarite sind wie üblich:

	$n_{\alpha}$	$n_{\beta}$	$n_{\gamma}$	Doppelbrechung	$n_{\alpha}/\perp(010)$
İsmaildağ (Gübbey)	1,631	1,642	1,644	0,013	$5^{\circ}$
Pirenyolu (Gümüşdağ)	1,633	1,644	1,6455	0,0125	$3^{\circ}40'$

Die sehr feinen, gesteinsbildenden Margarite der Smirgel zeigen indessen oft eine höhere Doppelbrechung und niedrigere Lichtbrechung, so dass in vielen Fällen eine Unterscheidung von Muskowit nicht möglich ist. KRÄMER schreibt (67), dass Zwischenglieder denkbar wären. In der Tat scheinen einige Margarite teilweise Na-führend zu sein (Ephesit nach SMITH, STRUNZ, 137). Auf Grund der Aufstellung von MACHATSCHKI und PAULING sind die Ephesite wie folgt zusammengesetzt:

$(\text{Na}, \text{Ca}) \text{Al}_2 [(\text{OH})_2 | \text{Al}(\text{Si}, \text{Al})\text{Si}_2\text{O}_{10}]$ , wonach sie aus den beiden Komponenten Margarit  $\text{CaAl}_2 [(\text{OH})_2 | \text{Al}_2 \text{Si}_2\text{O}_{10}]$  und Paragonit  $\text{NaAl}_2 [(\text{OH})_2 | \text{AlSi}_3 \text{O}_{10}]$  bestehen. KOCH (61) gibt in seiner Arbeit über die Sprödglimmer eine andere Version, indem er für die natron-führenden Margarite  $(\text{Na}_2, \text{Ca}) \text{Al}_2 [(\text{OH})_2 | \text{Al}_2 \text{Si}_2\text{O}_{10}]$  schreibt. Demnach beständen sie aus Margarit und dem Molekül:  $\text{Na}_2 \text{Al}_2 [(\text{OH})_2 | \text{Al}_2 \text{Si}_2\text{O}_{10}]$ . Eine Berechnung der Atomäquivalente der Margarite, welche in der Arbeit von KOCH wiedergegeben sind, ergab eine leichte Zunahme von Si, im Verhältnis Si: Al, entsprechend einer

Zunahme von Na im Verhältnis Na:Ca, weshalb die erste Formel nach MACHATSCHKI-PAULING (79, 105, 106) für die natronführenden Margarite (Ephesite) wahrscheinlicher erscheint. Damit kann die Änderung der optischen Konstanten der Beimischung des Paragonit-Moleküls zugeschrieben werden. Chemische Analysen von Paragoniten des Ochsenkopfs (F. KILLIG, 57) zeigen ihrerseits eine Beimischung von Margarit, und KILLIG weist auf eine Analogie mit den Verhältnissen zwischen Anorthit und Albit hin. In der Tat scheint ein solcher Vergleich bei Smirgeln auch in genetischer Hinsicht zulässig, wenn angenommen wird, dass „Ephesit“-führende Smirgel bei tieferer Metamorphose unter Wasserverlust plagioklasführend werden:



Plagioklase führen manche Spinell-Smirgel Nordamerikas.

Die Verschiebung der optischen Eigenschaften von Margariten zu muskowitzähnlichen Werten (höhere Doppelbrechung und niedrigere Lichtbrechung) kann also, wie schon von verschiedenen Seiten festgestellt wurde, auf eine zumindest beschränkte Mischkristallbildung zwischen Margarit und Paragonit zurückgeführt werden: Ephesite \*).

Es gelang nicht, aus den Handstücken für eine chemische Analyse einwandfreies Material zu gewinnen. Pulverdiagramme ergaben nur kleine Linienverschiebungen gegenüber den normalen Margariten (Vergrößerung der G. K.).

Die Muskowite der Smirgel zeigen keine besonderen Eigentümlichkeiten. Ihre Stellung im Gefüge wird bei der Beschreibung der Smirgel erläutert. Die Kluftmuskowite sind meistens schwachgrünlich durchsichtig. Pseudomorphosen von Muskowit nach Diaspor wurden besonders im Kluffmaterial beobachtet.

Als gesteinsbildende Schichtsilikate der Smirgel wurden nur Chloritoid, Margarit bzw. Ephesit und Muskowit bestimmt. Doch schien der gegenüber SiO<sub>2</sub> hohe Alkaligehalt mancher Smirgelanalysen darauf zu deuten, dass auch niedriger silifizierte Alkali-Alumo-

\*) SMITH nannte ursprünglich Li-haltige Margarite Ephesite. Nun wird aber von STRUNZ und RAMDOHR (Klockmann's Mineralogie, 118) folgende Zusammensetzung angegeben: (Na, Ca) (OH)<sub>2</sub> Al<sub>3</sub> (Al, Si) Si<sub>2</sub>O<sub>10</sub>.

silikate bzw. Erdalkali-Alumosilikate (eventuell sogar Eisen-Alumosilikate) vorliegen könnten (nur Schichtsilikate). Als  $\text{SiO}_2$ -ärmste Schichtsilikate mit entsprechend höherem Kationengehalt kämen die Mineralien der Clintonitgruppe in Frage. Ihre bisher bekannten Glieder sind jedoch durchwegs  $\text{MgO}$ -reich.

Auf Grund rein optischer Daten würde die Identifizierung und Trennung von den übrigen Mineralien schwierig sein. Die bisherigen Beobachtungen und die zahlreichen Pulveraufnahmen ergaben aber, dass in diesen Smirgeln keine anderen Schichtsilikate als Margarit, ev. Ephesit, Muskowit und Chloritoid gesteinsbildend auftreten.



Abb. 3. Gekreuzte Zwillingslamellierung in Korund (Margaritführender Smirgel, Kocakaya). — Nicol, Vergr.: 110 $\times$

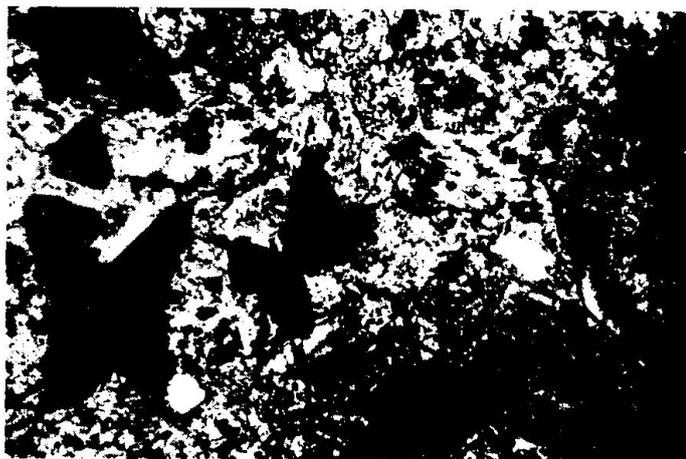


Abb. 4. Høgbomit-Viellinge (dunkelgrau) am Smirgel-Marmor-Kontakt des Liegenden der Madendağ-Grube. (Hell: Calcit, grau rechts unten: Korund). Vergr.: 110 $\times$

Als säkulare Verwitterungsprodukte wurden hie und da Chlorit, Kaolinit und kaolinitähnliche Mineralien festgestellt. Sie sind jedoch nur in unbedeutenden Mengen vorhanden.

### 6. Høgbomit, Periklas, Spinelle

In manchen, den sekundären Prozessen zugänglichen Smirgelpartien wurden braune, sternartig gruppierte Viellinge mit ausgeprägter Idiomorphie festgestellt. Es sind feinkörnige Durchwachungen mit Korund oder selbständige Bildungen in Chloritoid und sekundären Karbonatmassen.

Einzelkörner sind selten. Sie zeigen eine sechseckige, tafelige Basis. Meistens besitzen sie rhomboedrisch spitzpyramidale, oft korundähnliche Gestalten, die sich an der Basis mit ähnlichen Individuen vereinigen. Daraus resultieren igel- bis sternartige Viellinge (4—8) in eigenartiger Kombination (Abb. 4). Sie spalten sich nach der Basis unvollkommen. Die Farbe variiert von bräunlich-schwarz bis tombakbraun, bei einem lebhaften, halbmetallischen Glanz (ähnlich dem Anatas). Im Dünnschliff sind sie braun, dunkelbraun bis gelblich braun durchscheinend, mit deutlichem Pleochroismus:  $\epsilon$  = hellbraun bis gelblich braun,  $\omega$  = dunkelbraun. Absorption  $\omega > \epsilon$ . Lichtbrechung hoch (etwa zwischen 1,85 und 1,82 bzw. 1,815). Doppelbrechung: 0,032. Sie sind optisch einachsig negativ. Die optischen Daten stimmen mit den Høgbomiten von Routivaara (GAVELIN, 40) und noch besser mit jenen von Virginia (TH. L. WATSON, 159) überein.

Aus einem Handstück der Berührungszone Smirgel-liegender Calcitmarmor der Madendağ-Grube (Gruppe Şeref) wurde durch Auflösung des Karbonates das Körnergemisch Korund, Chloritoid und Høgbomit erhalten, woraus 6 mg dieser Kristalle ausgelesen wurden. Eine Funkenspektralaufnahme ergab Linien der Elemente Al, Fe, Ti und Mg.

Herr Prof. JAKOB analysierte das Mineral (mit 0,0057 g Substanz).

Høgbomit (Madendağ)		Høgbomit (Lappland, GAVELIN)
TiO <sub>2</sub>	11,22	5,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,58	17,41
MgO	14,20	15,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	65,20	61,19
MnO	n. b.	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n. b.	0,29
	<hr/> 102,20	<hr/> 100,00

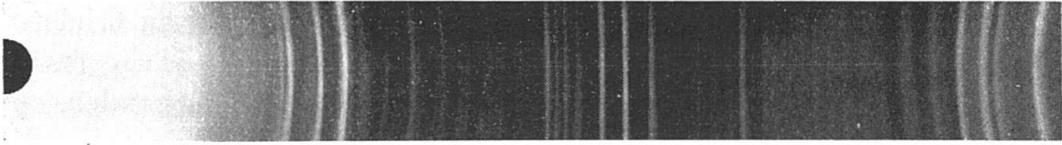


Abb. 5. Debye-Scherrer Aufnahme von Høgbomit (Fe'-K-Strahlung, Kameradurchmesser 114,4 mm)

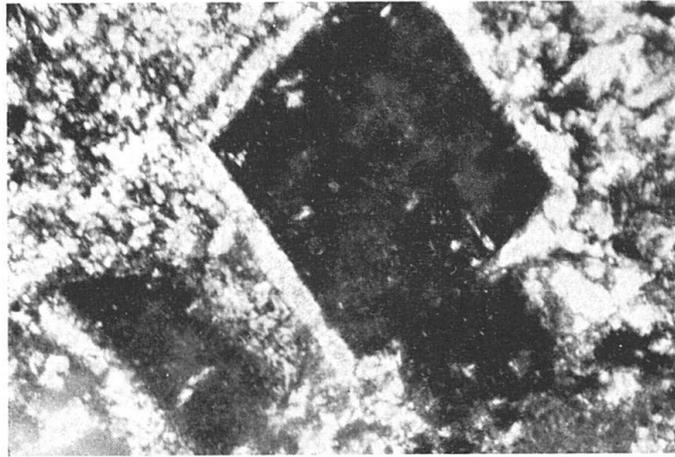


Abb. 6. Periklas mit Høgbomit-Ummantelung (weiss) in Diasporit (Gümüşkesen bei Milas. + Nicol, Vergr.: 444×)

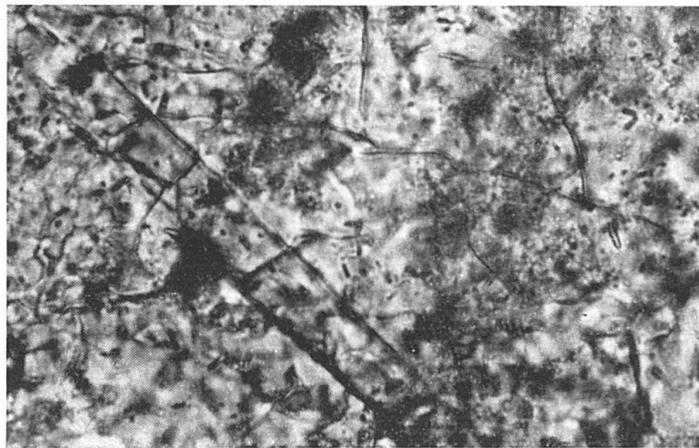


Abb. 7. Wie oben; Periklas rechts oben, Diaspor links unten, Høgbomit mit deutlich höherem Relief dazwischen. Vergr.: 1100×, mit Ölimmersion, Nicol

Die chemische Übereinstimmung mit den Høgbomiten von GAVELIN ist recht gut (ausser dem Verhältnis Ti:Fe). Eine Pulveraufnahme ergab ein komplexes Bild, welches keine strukturelle Beziehungen zur Korund-Hämatit-Gruppe erkennen lässt (Abb. 5).

In einigen Diasporiten wurden reguläre, farblose Kristalle mit oktaedrischen Konturen festgestellt, welche mit einem sehr feinen, braunen Mantel umgeben sind. Diese Gebilde sind wohl mit jenen Mineralien identisch, die DE LAPPARENT (73) in Diasporgesteinen in Samos fand und die er für Spinelle mit einem Taositmantel (titanhaltige Korundvarietät) hielt. Später teilte er allerdings mit, dass die Taosite wohl mit den Högbo miten identisch seien. Hier scheint der Kern nicht Spinell, sondern Periklas zu sein (deutlich oktaedrische Gestalt und Spaltbarkeit nach (100)). Die Lichtbrechung entspricht etwa jener der Diaspore. Die einst Taosit genannte Umhüllung hat tafeligen Habitus, wobei die Basisflächen an den Oktaederflächen liegen. Sie bestehen aus einem lichtbräunlichen, hochlicht- und stark doppelbrechenden Material, das in der Tat mit Högbo mit identisch zu sein scheint. Diese Högbo mitummantelung ist vermutlich eine peritektische Bildung an den von Diasporen (reichlich Rutil- und Eisenoxydpigmenteinschlüsse) umgebenen Periklasen. Die sehr feinkörnigen Periklase konnten nicht isoliert werden (Abb. 6, 7).

Die von SMITH erwähnten Gahnite wurden, wie bei KRÄMER, auch in unserem Fall nicht beobachtet. Es scheint sich um einen Irrtum zu handeln. Auch die vielfach beschriebenen, äussert feinen Spinelleinschlüsse der Korunde wurden in diesen Smirgeln nicht angetroffen. Selbständige Spinelle besaßen vielleicht manche Smirgelpartien der Grube Akçakavaklar, wenn man die groben, hexaedrischen, specksteinartigen Massen als Umwandlungsprodukte dieser Mineralien betrachtet (S. 426).

### 7. Disthen und Topas

Smirgel und Diasporgesteine führen primär keine Disthene, abgesehen von den Disthenschieferlagen zwischen Erz und hängendem Marmor einiger Lagerstätten (schieferige Dachzone). Hier sind die Disthene meist grob ausgebildet. Ihre Farbe ist grau, durch Rutil- und Erzeinschlüsse stark getrübt. Dislozierte Stellen mancher Diasporlagerstätten zeichnen sich durch ihren Reichtum an wirr angelegten, flaserigen Disthenschiefen aus, die in zahlreichen Stressklüften hellblau-weiße Disthene und grünlich durchsichtige Muskowite führen.

Hier und da findet man in diesen Klüften auch ovoidische, farblose Topasaggregate, welche kaum kristallographische Begrenzungen zeigen. In manchen Diaspor-smirgeln der Karandere-Grube

(Gruppe Buldan) trifft man jedoch feinkörnige, idiomorphe, prismatische Topasquerschnitte eingeschlossen in Diaspor. Topase sind sonst in Smirgeln allgemein selten.

### 8. Die übrigen Mineralien

Vereinzelte *Granate*, manche von sehr feinkörnigen *Staurolith*leisten umgeben, sind in einigen Dachgesteinen der Smirgellagerstätten beobachtet worden. Sie sind alle klein- bis feinkörnig. Auch *Vesuvian* und *Zirkon* wurden in jenen Gesteinen beobachtet. Erwähnenswert ist schliesslich das Vorkommen von wenigen *Scheelit*körnern, von Topas begleitet, in einigen sehr korundarmen Chloritoiditen der Madendağ-Grube (Şerefgruppe), deren Bildung vielleicht äusseren Faktoren zuzuschreiben ist.

*Biotite* sind nur in vereinzelten Klüftbildungen beobachtet worden, wobei sie meist teilweise in Chlorit umgewandelt oder gebleicht sind. Die in den Smirgeln von Naxos häufig vorkommenden *Turmaline* und *Staurolithe* fehlen den anatolischen Smirgeln vollkommen. Sehr feine *Turmalinnadeln* treten bloss in einigen Schiefen der Dachpartien auf.

## IV. Physiographie der Smirgelgesteine

### A. DIE SMIRGEL UND IHRE BEGLEITER

#### 1. Die gewöhnlichen Smirgel

Definitionsgemäss ist der Smirgel ein hauptsächlich aus Korund und Magnetit bestehendes Gestein. Unterschiede in bezug auf die Art der Nebengemengteile und die texturellen Verhältnisse lassen eine relativ grosse Variationsbreite zu. Einige Haupttypen von SW-anatolischen Smirgeln sollen an Hand von Beispielen im folgenden beschrieben werden:

##### a) Der normale Smirgel

Der von der Insel Naxos und von SW-Anatolien her bekannte normale Smirgel ist mittel- bis feinkörnig, schwarz, durch die Korund- und Magnetitkörner fett- bis glasglänzend. Charakteristisch sind sein hohes spezifisches Gewicht und besonders die durch den Korund-

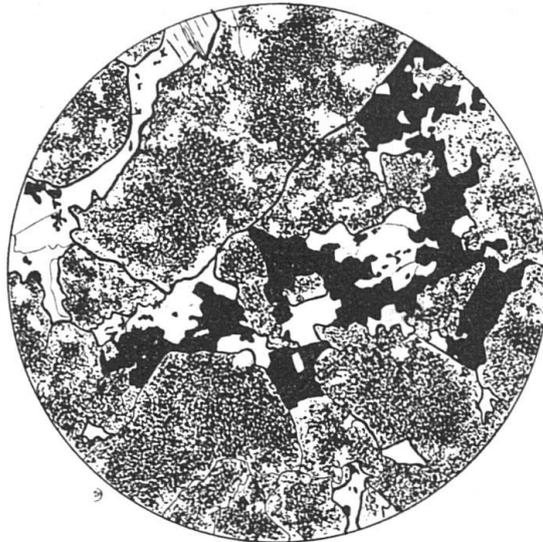


Abb. 8. Normaler Smirgel (Grube Kayışalanı). Korunde mit Einschlüssen punktiert, Magnetite schwarz, Chloritoide weiss. Vergr.: 60 ×

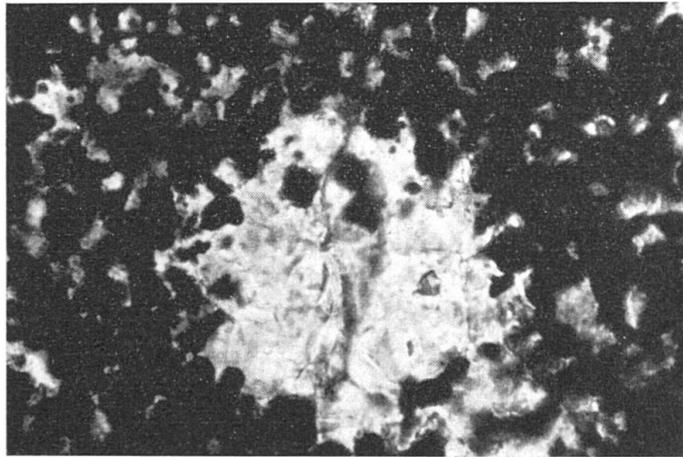


Abb. 9. Einschlussfreie Höfe in Korund mit Magnetiteinschlüssen. Normaler Smirgel (Kayışalanı, wie oben). Vergr.: 440 ×

gehalt bedingte grosse mittlere Härte. Eine Smirgelprobe der Grube Kayışalanı (westlich von Buldan) zeigt u. d. M. ein hypidiomorphes bis nahezu panidiomorphes, kristalloblastisches Gefüge von feinkörnigen Korundprismen. Einzelne Zwischenräume werden von tafeligem Chloritoid ausgefüllt. Magnetit findet sich, abgesehen von spärlichen, selbständig auftretenden, feinkörnigen Oktaedern, als äusserst feinkörnige Einschlüsse im Korund dispergiert. Dadurch werden die Korunde wolzig geschwärzt (Abb. 8).

Der Korund ist meist langprismatisch ausgebildet; spitzpyramidale Endungen sind oft erkennbar. Einzelne, quergestellte Risse bzw. Sprünge zerteilen die Prismen. Basisschnitte werden oft durch scharfe Umrisszeichnungen gekennzeichnet. Die an und für sich farblosen Korundkörner sind durch die Einschlüsse so stark gefüllt, dass sie schon äusserlich ganz schwarz aussehen. Die Art der Verteilung dieser Einschlüsse ist eigenartig: am häufigsten treten äusserst feinkörnige Magnetite auf, deren Einzelkörner einen Durchmesser zwischen 0,03 und 0,01 mm besitzen. Ihre dichtwolkige Dispersion breitet sich meistens über die Grenzen der einzelnen Korundkörner aus. Beachtenswert sind rundliche, einschlussfreie, ovoidförmige Höfe im Korund, deren Durchmesser ca. 0,1 bis 0,15 mm beträgt (Abb. 9). Einschlussfreie Querstreifen scheinen mit Rissen bzw. Sprüngen in Zusammenhang zu stehen, wobei sich die Korundmasse in einem späteren Zeitabschnitt durch Ausheilung wieder geschlossen haben muss. Neben Magnetit ist auch Rutil ein verbreitetes Einschlussmineral. Er ist äusserst feinnadelig (0,01 bis 0,02 mm lang) ausgebildet. Vereinzelt Kniezwillinge erleichtern die Diagnose.

Selbständige Magnetitkörner (0,33 bis 0,10 mm Ø) finden sich hier und da in kleinen Gruppen aggregiert. In den allgemeinen Zügen lassen sich ihre oktaedrischen Umrissformen ohne Schwierigkeiten erkennen; doch sind sie meistens etwas verzerrt. Der Korund tritt gegenüber Magnetit idiomorph auf. Auch der grünliche, tafelige Chloritoid ist in Zwischenräumen des Korundgefüges xenomorph ausgebildet. Stellenweise sind äusserst feinkörnige Magnetiteinschlüsse im Chloritoid vorhanden, aber bei weitem nicht so zahlreich wie im Korund. Die Chloritoiden sind deutlich pleochroitisch und bilden polysynthetisch lamellierte, nahezu hexaedrische Pakete, die mit Magnetit zusammen zu pflasterförmigen Aggregaten verwachsen sind. An wenigen Stellen tritt zwischen Korundprismen ferner der stark doppelbrechende, tafelige bis leistenförmige Diaspor auf. Einschlüsse fehlen ihm meistens. Nur stellenweise enthält er Aggregate kleinerer Rutilnadelchen, die aber grösser sind als jene im Korund. Die Aggregation sternförmiger Gruppen lässt vermuten, dass sie rekristallisiert worden sind. Sehr kleine Diasporfetzen, die hier und da Korund randlich anhaften oder in den Rissen angewachsen sind, dürften sekundär (durch Hydratisierung der Korundteile) gebildet worden sein, wobei sich gleichzeitig die eingeschlossenen Rutilnadelchen rekristallisiert haben mögen. Weitere sekundäre Mineralbildungen sind an Magnetiten sichtbar: braune, anisotrope Massen, teils pseudomorphe, teils peritektische Bildungen bestehen vermutlich aus Goethit.

Der Mineralbestand dieser Gesteinsprobe wurde zu:

75 Vol.-%	Korund (+ Diaspor)
15	Magnetit + Rutil
10	Chloritoid

geschätzt. Eine chemische Analyse ist auf S. 453 wiedergegeben.

Sehr verbreitet sind Smirgel, die aus chorismatischen, ineinander übergehenden, korund- und magnetitreichen Bezirken bestehen. Bei Proben aus der Grube von Mersinet-Bafa (westliche Ilbiro-Kette) kann man die vom Korundgewebe umschlossenen, linsigen Magnetitmassen schon makroskopisch leicht erkennen.

Die Korunde sind mittelkörnig, mehr oder weniger isometrisch bis kurzprismatisch. Sie bilden ein pflasterartiges Gefüge, das in manchen Teilen schwach kataklasiert worden ist (Abb. 10). Hier besitzen die Korundkörner schärfer ausgeprägte Grenzen und eine schmale, bläuliche Randzone, die wahrscheinlich eine partielle Umkristallisation andeutet. Etwas Diaspor verbindet sie. Der vornehmlich oktaedrisch ausgebildete, kleinkörnige Magnetit tritt, abgesehen von den genannten linsigen Aggregaten in Form feinschuppiger

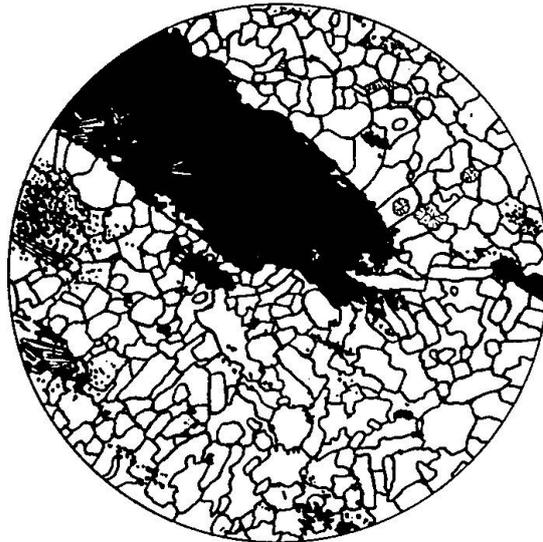


Abb. 10. Normaler Smirgel, mit Korund- (weiss) und Magnetit- (schwarz) Bezirken; ferner etwas Margarit (längsgestrichelt), Diaspor (quergestrichelt) und Chloritoid (radialgestrichelt). Grube Bafa. Vergr.: 14×

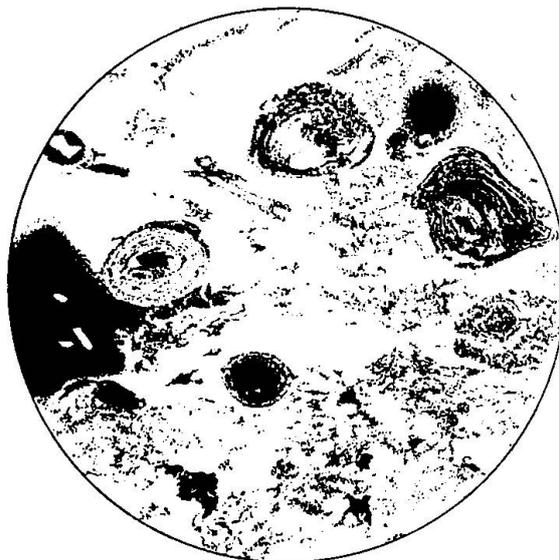


Abb. 11. Ansammlungstexturen der Magnetiteinschlüsse in erzarmem Smirgel (İsmaıldağ). Vergr.: 15×

Einschlüsse, in einigen Teilen des Korundgewebes auf. Solche Einschlussgruppen weisen ebenfalls linsige Formen auf und sind im Gestein parallel angeordnet. Stellenweise verwachsen feinblättrige Margarite mit den Magnetiten. Vereinzelte, kleine, rosettenartige Chloritoidgruppen durchwachsen die Korunde. Der Gesamtbestand wurde auf etwa

70 Vol.-%	Korund
25	Magnetit
5	Diaspor, Margarit, Chloritoid

geschätzt.

### b) Der erzarmer Smirgel

Eine schwarze, mittel- bis grobkörnige Smirgelprobe aus der Grube von İsmaildağ (Gübbey-Kette) besteht aus Korundkörnern mit feinverteilten Magnetiteinschlüssen und mit vereinzelt, mittelkörnigen Magnetitoktaedern, zudem untergeordnet mit Diaspor und Chloritoid.

Die Korundkörner sind kurzprismatisch, ovoidisch-spindelig bis nahezu isometrisch ausgebildet. Eigene Kristallbegrenzungen fehlen; hingegen zeigen sich etwa polygonale Durchschnitte, die eine bienenwabenähnliche, kristalloblastische Pflasterstruktur erzeugen. Zum grossen Teil ist der Korund farblos. Kleine, unregelmässig schraffierte, blaue Farbfelder neigen jedoch zu zonarer Anordnung in der Basis-, Prismen- oder Rhomboederzone (zuweilen auch kombiniert). Die Magnetitoktaeder sind randlich verzerrt und mit dem angrenzenden Korund verzahnt. Auch hier ist die Verteilungsart der Magnetiteinschlüsse im Korund eigenartig. Der äussere feinkörnige Magnetitstaub ist stellenweise so dicht, dass der Wirt überhaupt nicht mehr erkennbar ist oder zu einem zelligen Gerüst reduziert erscheint. Solche Ansammlungen sind jedoch nicht auf das ganze Gestein einheitlich verteilt, sondern neben einschlussreichen findet man auch einschlussfreie Partien. Rundliche, konzentrische Anreicherungen, die durch wechselnde Dichte einen mehrschaligen Bau zeigen, sind häufig (Abb. 11). Sie besitzen ovoidische Form und sind von den Korngrenzen der einzelnen Korunde vollständig unabhängig. Auch verzerrte, konzentrische Anreicherungsformen, sogar alleinstehende Sektoren, sind zuweilen sichtbar. Nirgends konnten jedoch solche Verzerrungen mit der Art der Verteilung oder der Begrenzung der Korundwirte in Beziehung gebracht werden. Ausserdem treten noch andere zahlreiche Einschlussgebilde auf, von schlierig faseriger, wolkig unregelmässiger oder auch einfach hohlkugelförmiger Form. Sehr starke Verdichtungen sind besonders im Umkreis freier Magnetitoktaeder vorhanden (eine Art diablastischer Verwachsung zwischen Korund und Magnetit). Die Magnetiteinschlüsse verdichten sich im Korundgerüst, reduzieren die Masse des Wirtes zu einem schwammigen Gerüst; in grösseren Mengen bilden sie selbst ein Skelett mit zahlreichen Korundeinschlüssen. Damit ist der Übergang von einschlussfreiem Korund zu einschlussfreiem Magnetit mehr oder weniger stetig, oftmals mit rhythmischen Anordnungsschemata.

Es ist anzunehmen, dass die feinverteilten Magnetiteinschlüsse älterer Herkunft sind als der authigene Korund, der vielleicht gleichzeitig mit den vereinzelt, freien Magnetitoktaedern gebildet wurde. Die sehr spärlich vorhandenen, sekundären Chloritoid- und Diasporitförmchen sind mehr oder weniger idiomorph entwickelt.

Der Mineralbestand wurde auf etwa:

	85 Vol.-%	Korund
über 10		Magnetit
+		Chloritoid und Diaspor

geschätzt.

Aus der Grube Karanidere (östlich Buldan) stammt ein schmutzigräuer Smirgel, in welchem man bereits mit blossen Auge mittelkörnige Korundprismen erkennt. Das Gestein besteht aus einem hypidiomorph-kristalloblastischen Korundgefüge mit einigen Chloritoidfetzen und vereinzelt Erzkörnern, sowie feinkörnigen Diasporaggregaten.

Der Korund ist hier zum grossen Teil farblos. An wenigen Stellen zeigt er eine intensiv-blaue Farbe. Besonders in Schnitten längs der c-Achse erkennt man kleine, tintenfleckartige, parallele, blaue Streifen, die senkrecht zur Prismenfläche verlaufen. Auch in diesem Gestein ist Magnetit ein relativ zweitrangiges Mineral. Kleine Oktaeder, meist randlich verzerrt, sind hie und da im Korund eingeschlossen oder werden von einem feinen Chloritoidsaum umgeben (Abb. 12). Die Einschlüsse, fein- bis äusserst feinkörnig, sind teils wolkig, teils in lockeren Gruppen in verschiedenen Partien der Korunde vorhanden. Stellenweise verdichten sich diese Einschlüsse so stark, dass der Wirt-Kristall getrübt erscheint. Solche Verdichtungen zeigen schlierige Formen. Auch äusserst feinkörniger Rutil ist in den meisten Korunden staubartig eingeschlossen. Chloritoide treten im Vergleich zum Korund stark zurück. Es sind kleine, meistens nahezu isometrisch begrenzte Aggregate tafeliger Individuen, die durch ihren charakteristischen Pleochroismus und die schwache Doppelbrechung leicht zu erkennen sind. In Korundkristallen verdienen diese kleinen Aggregate Beachtung, denn sie scheinen jüngerer Entstehung zu sein. Als rosettenförmige, poikiloblastische Bildungen umhüllen sie oftmals die Magnetitkerne. In vielen Fällen schliessen sie äusserst feinkörnige, staubartig verteilte Rutile ein, welche sie gelblich trüben. Manche Chloritoide besetzen, häufig mit Diaspor zusammen, unregelmässige Zwickel zwischen den Korundaggregaten. Tafeliger Diaspor, stets fremdgestaltig, erfüllt ausserdem kleine, unregelmässig begrenzte Räume zwischen benachbarten Korundkörnern, oder er durchwächst diese poikiloblastisch nach Rissen und Sprüngen. Stellenweise wird die Absonderung des Korundes nach (10 $\bar{1}$ 1) und (0001) durch Diasporverwachsung erweitert. Rutileinschlüsse haben in solchen Verwachsungen gröberes Korn als im Korund und sind zuweilen sagenitisch orientiert. Dies beruht offenbar auf Sammelkristallisation der Rutile während des Diasporwachstums.

Das Gestein besitzt demnach folgende Mineralsukzession: Magnetit und Rutil wären allothigen und wenig verändert in bezug auf den neu kristallisier-

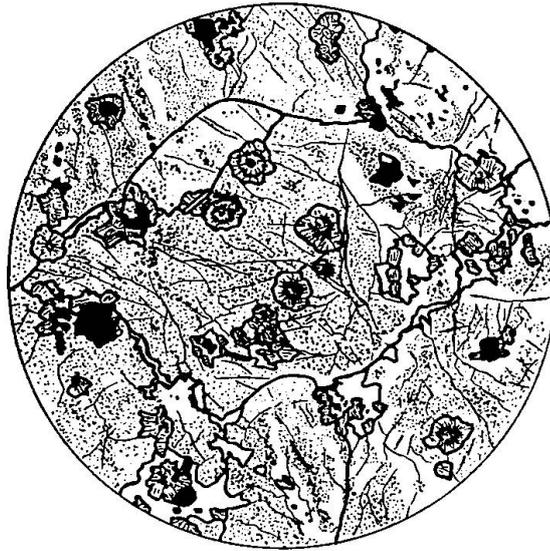


Abb. 12. Erzarmer Smirgel. Korunde punktiert (äusserst feine Magnetiteinschlüsse), Diaspor weiss, Chloritoid (rosettenförmig) radial gestrichelt, Magnetit schwarz. Grube Karamdere. Vergr.: 55×



Abb. 13. Erzarmer Smirgel, mit Ilmenit (schwarz), Diaspor (feingestrichelt), Høgbomit (kariert), Karbonat mit breiten Streifen und Korunde punktiert (Einschlüsse). Yatıganocak. Vergr.: 55×

ten Korund. Chloritoide in den Zwickeln zwischen Korunden wären älter als jene, im Gegensatz zu den jüngeren, poikiloblastischen Chloritoiddurchwachungen in Korunden. Diaspor ist ein sekundäres Umwandlungsprodukt, wobei die früher in Korund eingeschlossenen Rutilite eine Rekristallisation erfuhren. Im allgemeinen weist das Gestein eine massig-richtungslose Textur und eine hypidiomorph-kristalloblastische Struktur auf. Sein Mineralbestand wurde auf:

95 Vol.-%	Korund
3	Chloritoid, Diaspor
2	Magnetit, Rutil

geschätzt.

Ein bläulich-grauer, mittelkörniger Smirgel (Abb. 13) aus der Grube Taşkesiği (Yatırgan-Gebiet) besteht aus ca. 80 Vol.-% Korund (ein relativ lockeres Mosaikgefüge bildend), Diaspor in den Zwischenräumen (oft mit unvollkommen ausgebildeten, skelettartigen Ilmenitafeln), aus zahlreichen Högbonit-Sternviellingen (idiomorph, durch Korunde gewachsen), etwas sekundärem Siderit (durch deszendente kapillare Lösungen abgesetzt), und schliesslich aus spärlichen Ausblühungen von Chloritoidgruppen (ebenfalls in Korund eingewachsen). Ferner aus vereinzelt Magnetitoktaedern und wolkig verteilten Magnetiteinschlüssen im Korund. Die Korunde werden durch sehr feinen Rutilstaub leicht getrübt.

Sehr ähnlich diesem Gestein sind einige Smirgel aus der Grube Karandıre (östlich Buldan), die in einem pflasterartigen, mittelkörnigen, kristalloblastischen Korundgewebe mittelgrosse Hämatitafeln führen.

Die oben angeführten Smirgelproben sind alle sehr korundreich (stets über 75 bzw. 80 Vol.-% bzw. 70 Gew.-% Korund). Variationen sind durch die Verteilungsweise der äussert feinen Magnetiteinschlüsse oder durch die begleitenden Bestandteile, seien es Magnetit, Hämatit, Ilmenit, Chloritoid oder Diaspor gegeben.

Gesteine mit deutlichem Magnetitgehalt und etwas Chloritoid wurden als normale Smirgel bezeichnet. Solche mit sehr geringem Erzgehalt dagegen mit über 80 Vol.-% Korund genügen indessen der Definition nicht ganz. Der hohe Prozentsatz an Korund würde eine Benennung dieser Gesteine als Korundsmirgel oder Korundite gestatten. Hier wurde die Bezeichnung *erzarme Smirgel* bevorzugt.

### c) Die Chloritoid-Smirgel

Unter den Smirgeln Anatoliens, die weniger Korund enthalten, sind chloritoidreiche am verbreitetsten. Übergänge von Smirgeln mit über 80 Gew.-% bzw. 85 Vol.-% Korund und etwas Chloritoid zu sehr chloritoidreichen Smirgeln mit wenig Korund sind vorhanden. Es sollen nur einige markante Typen besprochen werden.

Ein schwachgrünlich-graues Smirgel-Handstück aus der Grube Eğlidağ (Eğlidağ-Şeref-Gruppe) besteht aus einem feinkörnigen

Korundpflaster, in das kleine, leistenförmige Chloritoidgruppen porphyroblastisch eingesprengt sind (Abb. 14).

Die prismatischen, blauen Korunde besitzen einige Rutileinschlüsse, die eine leichte Trübung verursachen. Die gelblich-grünen Chloritoiden hingegen sind sehr trübe, da sie reichlich rekristallisierte Rutileinschlüsse enthalten. In den mittleren Teilen der zu leistenförmig- bis fuchsschwanzähnlichen Paketen zusammengeschlossenen Chloritoiden findet man oft Diasporkerne.

Stellenweise treten Magnetitgruppen auf, wobei die gegenüber Korund xenomorphen Oktaeder häufig mit Chloritoid verwachsen sind. Einige Magnetite wurden pseudomorph in Goethit umgewandelt. Der Mineralbestand konnte auf ca.

60 Vol.-%	Korund
35	Chloritoid (+ Diaspor)
5	Erz

geschätzt werden.



Abb. 14. Chloritoidführender erzarmer Smirgel. Korund weiss mit Rissen und Korngrenzen, Chloritoid starkgestrichelt, Høgbomit kariert, Magnetit schwarz, Goethit (an Magnetit) punktiert, Diaspor schwachgestrichelt.  
Grube Eğlidağ. Vergr.: 125×.

Dieser Typ stellt den Übergang zum erzarmen Smirgel dar. Im Gegensatz zum normalen und sehr korundreichen Smirgel, bei welchem nur wenige markante Varietäten auseinandergehalten werden müssen, lassen sich fast alle Proben der grünlichen Chloritoid-Smirgel voneinander texturell, strukturell oder mineralogisch unterscheiden.

Ein gräulich-grünes Gestein aus der Grube Akçakavaklar (Körteke) stellt eine häufige Varietät dar. Feine, unregelmässige Fliederklüftchen, die mit dunkelgrünen Chloritoidtafeln gefüllt sind,



Abb. 15. Chloritoid-Smirgel (Akçakavaklar). Korund weiss, Chloritoid radialgestrichelt, Diaspor enggestrichelt. Vergr.: 55  $\times$ .



Abb. 16. Chloritoid-Smirgel (Düzlem). Korund weiss, Chloritoid starkgestrichelt, Diaspor schwachgestrichelt, Høgbonit kariert gestrichelt. Vergr.: 55  $\times$ .

weisen auf den Chloritoid-Gehalt dieser klein- bis feinkörnigen Gesteine hin. U. d. M. erkennt man ein kristalloblastisches Gefüge von Korund und Chloritoid.

Die Korunde sind zuweilen kurz-prismatisch, selten durch gute Flächen begrenzt. Oft sind sie mit Chloritoiden verwachsen (Abb. 15). Sie sind alle blau und durch äusserst feine Rutilstaubeschlüsse trübe. Die grün-pleo-

chroitischen Chloritoide sind polysynthetisch lamelliert und zu kleinen hexaedrischen Paketen zusammengeschlossen, wodurch sich ein mosaikähnliches Gefügebild ergibt. Chloritoide sind oft wie Korunde durch feinen Rutilstaub getrübt. Die Einschlüsse ballen sich in winzigen Sternchen zusammen, weshalb angenommen werden kann, dass die betreffenden Chloritoide bzw. Korunde, sowie ihre Einschlüsse rekristallisiert wurden. Die wenigen, zackigen Zwischenräume des Gesteins werden von tafeligem Diaspor erfüllt. Dieser ist einschlussfrei oder beherbergt sagenitisch orientierte, honiggelbe bis rötlich-orange Rutilnadeln bzw. Büschelaggregate.

Eine chemische Analyse des Gesteins ist auf Seite 453 wiedergegeben. Der Mineralbestand wurde folgendermassen geschätzt:

60 Vol-%	Chloritoid
30	Korund
10	Diaspor, Rutil.

Ein grauer Smirgel aus der Grube Düzlem (Körteke) besteht aus einem kristalloblastischen Korundpflaster (blau) und feinschuppigem, schmutzig-gelbem, relativ stark trübem (Rutilstaub!) Chloritoid.

Letzterer liegt in flaserig bis spindelförmigen Aggregaten zwischen den Korundkristallen und erzeugt eine schieferig-flaserige Zwischentextur. Runderliche Aggregate relativ einschlussarmer Chloritoide dürften gleichzeitig mit den Korunden gebildet worden sein, während die feinschuppigen Chloritoide, die oft an Absonderungsflächen des Gesteins gebunden zu sein scheinen (Abb. 16) und stellenweise die Korundmassen porphyroblastisch durchdringen, späteren Bildungen entsprechen.

Solche nachträgliche Chloritoidbildungen auf Kosten von Korund sind verbreitet. Die blauen Korundmassen durchdringen dann knotenweise Chloritoid-Ausblühungen. Bei fortgeschrittenem Vorgang verbreiten sich die Chloritoidzentren so stark, dass nur noch einige fettglänzende, blaue Korundreste (teils zackige Gebilde, teils bienenwabenähnliche Gerüste bildend) in der grünen Grundmasse übrig bleiben.

Andere Chloritoidsmirgel zeigen texturelle Besonderheiten, die der Form nach an gewisse normale Smirgel mit geschlossenen Einschlussgebilden erinnern: es handelt sich um chorismatische Chloritoid-Smirgel verschiedener Typen.

Zuerst sei ein Beispiel eines ophtalmitischen Gesteins der Grube Taşkesiği (Yatıgan-Gebiet) beschrieben (Abb. 17): kleine, flachstengelige Chloritoide bilden ein radialblättriges Gewebe, in welchem vollkommen xenomorphe, blaue Korundgruppen isoliert vorkommen.

Diese Korunde werden von den flachstengeligen Chloritoiden durchwachsen. Feinblättrige Diaspor-Ummantelungen um Korund mit etwas Margarit treten hinzu. In dieses durchaus normale Gefüge schalten sich radial

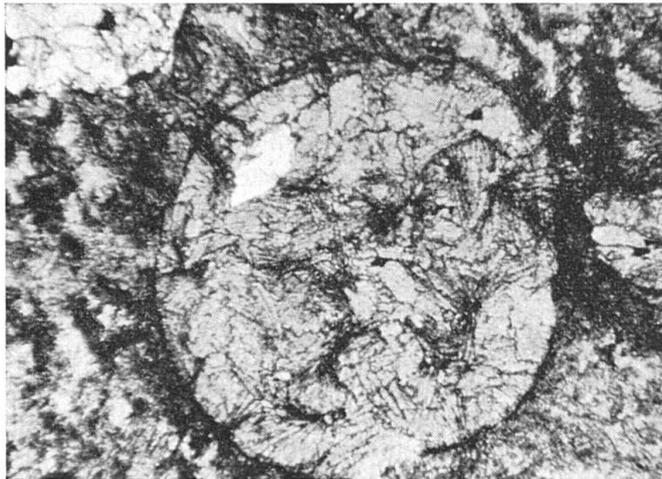


Abb. 17. Chloritoid-Smirgel mit sphärischen Chloritoid-Bezirken (Taşkesiği).  
Vergr.: 35×.

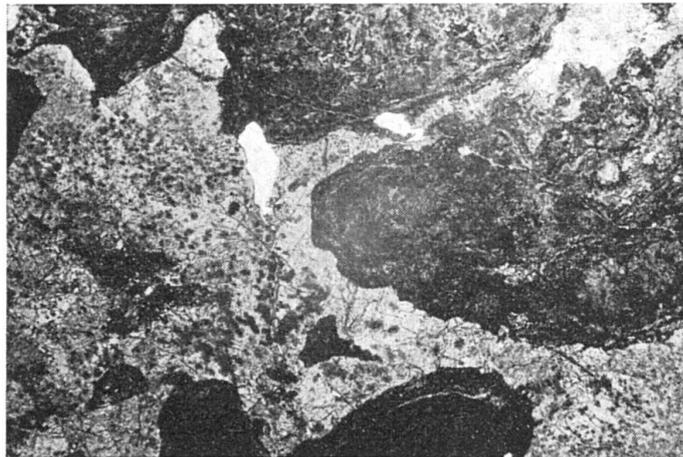


Abb. 18. Merismitischer Chloritoid-Smirgel (Yatıganocak). Vergr.: 7,3×.

angeordnete Chloritoidmassen mit ovoidisch bis linsigem Querschnitt ein, die von den übrigen, durch Rutilstaub getrübbten Chloritoiden gut unterscheidbar sind.

Solche ophtalmitische Chloritoid-Smirgel findet man häufig. Manchmal bestehen die ovoidisch bis linsigen Gruppen nicht nur aus Chloritoiden, sondern auch aus Korund-Chloritoid-Gemischen. In mehreren Fällen (z. B. Lagerstätte Üstüaçıksarınc) sind diese chorismatischen Vertreter von der Hauptmasse unscharf getrennt, andernorts treten die Linsen ausgeprägter hervor.

Eigenartige Texturen zeigen einige merismitische Smirgel. So besteht ein Smirgel der Grube Taşkesiği (Yatıgan-Gebiet) aus gut gesonderten Korund- und Chloritoid-Aggregaten, die einander in

buchtig-lappigen, amöbenähnlichen Gebilden abwechseln. U.d.M. erkennt man, dass die Wechselfolge der Aggregate scharf ist.

Die Korund-Aggregate bestehen aus mittel- bis grobkörnigen, langprismatisch bis dicknadeligen, blauen Korunden. Sie sind durch Rutil-Staubeingänge merklich getrübt. Die Absonderung des Korundes nach den Rhomboiderflächen wird durch sekundäre Diaspordurchdringungen stark betont. Der Diaspor hat sich an den äussersten Korngrenzen festgesetzt und beginnt in feinen Einbuchtungen das Innere der Korunde aufzuzehren. Diaspor drang in die Risse dieser Kristalle ein und erweiterte diese, wobei die durch die Diasporbildung bedingte Volumvergrösserung weitere Bildung einiger Absonderungsflächen (falsche Spaltflächen des Korundes) verursachte. So ergibt das Dünnschliffbild ein maschenförmiges, in Korund eingebautes Diaspornetz. Grössere Zwischenräume des Gesteins sind mit breittafeligem Diaspor besetzt, welcher von äusserst feinkörnigen Goethiteinschlüssen unregelmässig wolkig erfüllt wird. Stellenweise verdichten sich diese Einschlüsse räumlich soweit, dass sie in grössere, geschlossene Goethit-Massen übergehen.

Ein weiteres merismitisch struiertes Beispiel liefert ein Smirgel aus der Grube Yatigan, dessen Korunde von feinen Chloritoid-Poikilblasten durchsiebt worden sind, wobei Teile der Korunde fast völlig mit Chloritoid gefüllt wurden (in der Art gefüllter Feldspäte) (Abb. 18).

In diesen Korundmassen trifft man vereinzelte, kleine Granate sowie Høgbomit. Die Chloritoid-Aggregate zeigen hier einen komplizierteren Aufbau: es sind mehr oder weniger rundliche Gebilde, die aus büschelig bis fächerförmig angeordneten Chloritoidgruppen (sehr trüb, stellenweise diablastisch mit Diaspor und Goethit verwachsen, reichlich Rutileinschlüsse enthaltend) mit unregelmässig lappigen Korundfetzen (die ebenfalls stellenweise mit sehr feinem Diaspor durchsiebt sind) bestehen. Kleine Magnetit-Oktaeder findet man besonders in den Randpartien, während äusserst feinkörnige Magnetiteinschlüsse in dichtwolkigen Massen in den angrenzenden Korundpartien gelagert sind. Häufige, unregelmässige, oft dendritische Karbonatgemenge schalten sich in zahlreichen Zwischenräumen des Gesteins ein. Zu beachten ist, dass die Chloritoidmassen von einem konzentrischen Chloritoidmantel umgeben werden, wobei die Einschlüsse eine mehrschalige Anordnung aufweisen.

Streifige Wechsellagerungen von Chloritoid- und Korundpartien in Smirgeln kommen ebenfalls vor. Aus der Grube Aybey (Körteke) zeigt z. B. ein solcher Smirgel ein aus pflasterförmig struiertem, kristalloblastischem Korund bestehendes, verworren-schieferiges Gefüge (Korunde etwas linsig) mit in gleicher Richtung in mehr oder weniger parallelen Streifen zeilenartig angeordneten, äussert feinkörnigen Magnetit-Einschlüssen und etwas Chloritoid, neben einer radial sperrigen, chloritoidreichen Partie (kleine Korundporphyroblasten sind retikular von Chloritoid umgeben und mit Magnetiteinschlüssen punktartig besetzt).

Die Wechsellagerung ist bei einigen Smirgeln noch schärfer ausgeprägt. So sind aus Karataşlık (Eğlidağ-Seref-Gruppe) einige Chloritoidsmirgel bekannt, die mehrere, parallel angeordnete, sehr feine Korundlagen enthalten. Diese Parallellagen können stellenweise auf engem Raum sehr stark geschart sein (z. B. auf 2 cm 7 mm-dünne Lagen). Sie verleihen durch ihre intensiv blaue Farbe dem Gestein eine Bändertextur.

Das Verhältnis von Korund zu Chloritoid ist im übrigen in den Smirgeln sehr variabel. Neben sehr korundreichen Smirgeln mit wenig Chloritoid, Smirgeln, in welchen beide Mineralien in gleichen Mengen vorkommen, findet man auch Typen, die nur vereinzelte Korundkristalle in einem Chloritoidgemenge aufweisen. Herrschen die radialstrahlig bis sternförmigen Gruppen flachleistiger Chloritoidvor, und erscheint der Korund auf wenige isolierte, völlig xenomorphe Reste reduziert, so resultieren extreme Typen, die kaum noch über 10 % Korund enthalten.

Solche Gesteine können nicht mehr Chloritoid-Smirgel genannt werden, es sind Chloritoidite. Zum Beispiel besteht ein solches extremes Gestein der Lagerstätte Üstüaçksarınc (Yaygın-Gruppe) aus 95 Vol.-% Chloritoid und 5 Margarit. Der Chloritoid dieses dunkelgrünen Gesteins bildet ein polysynthetisch lamelliertes, sphärolithisches Mosaikgefüge.

Die Beispiele haben gezeigt, dass in einigen Fällen Chloritoid mindestens zum Teil auf Kosten der Korunde gebildet worden ist, in anderen Fällen scheint die Abfolge invers zu sein. Allgemein lässt sich beobachten, dass Smirgel mit fassbaren Chloritoidmengen arm an Magnetit sind (mit wenigen Ausnahmen).

#### d) Die Margarit-Smirgel und die muskowitzführenden Smirgel

Eine weitere, relativ verbreitete Smirgelgruppe umfasst die Margarit- bzw. Muskowitzführenden Typen. Bereits in vielen Chloritoid-Smirgeln treten kleine, feinblättrige Margarit-Porphyroblasten auf, die sich in sternförmig-radialen Nestern aus dem Chloritoid-Korundgemenge herausheben.

Ein Gestein der Grube Yatıganocak besteht aus einem kristalloblastischen Korund-Chloritoid-Gefüge mit Margarit- und Högbonit (Abb. 19).

Der Korund ist blau gefärbt. Er verhält sich zum Chloritoid und zu den anderen Bestandteilen völlig xenomorph. Etwas Rutilstaubeinschluss ergibt

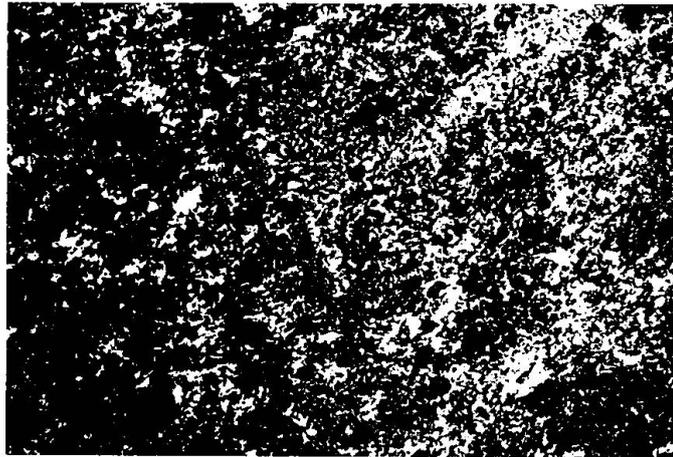


Abb. 19. Margaritführender Chloritoid-Smirgel (Yatiganocak). Margarit weiss, Korund grau, Chloritoid dunkelgrau. Schwarze Flecken: Rutileinschluss-Ansammlungen. Vergr.: 7,3  $\times$ .

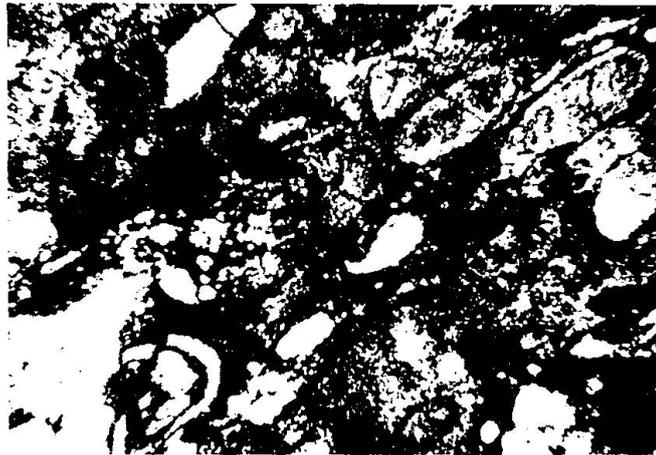


Abb. 20. Margarit-Smirgel mit besonderen Texturen der Magnetitansammlungen (İsmaildağ). Korund grau, Margarit weiss, Magnetit schwarz. Vergr.: 35  $\times$ .

eine schwache Trübung. Der grüne Chloritoid ist polysynthetisch lamelliert und zu kleinen, leistenförmigen Paketen vereinigt, wobei diese Pakete ein sperriges Gefüge bilden. Oft sind Korunde von solchen porphyroblastischen Chloritoidpaketen durchwachsen; an anderen Stellen bildet der Chloritoid eine nahezu monomineralische Masse, in welcher nur vereinzelt fetzige Korundreste auftreten. Die sehr trüben Chloritoide sind reichlich mit stellenweise zonar angeordneten Rutilstaub-Einschlüssen versehen. Häufig sieht man rundlich umgrenzte Verdichtungen der Rutileinschlüsse, welche in Chloritoid, in Korund oder in beiden gemeinsam auftreten können.

Porphyroblastische, feine Margarit-Zwillinge (öfters kreuzweise zu Durchdringungsviellingen vereinigt) durchwachsen idiomorph das Korund-Chloritoidgefüge. Als jüngste Bildung erkennt man schön ausgebildete, sternförmige, braune Høgbomit-Viellinge. Der Mineralbestand wurde auf ca.

40 Vol.-%	Chloritoid
35	Korund
20	Margarit
5	Rutil, Høgbomit

geschätzt. Es ist ein Margarit-Chloritoid-Smirgel.

Margarit und Muskowit kommen besonders in magnetitreichen Smirgeln vor. Aus der Grube Kocakaya (Gümüşdağ) stammt ein verworren-schieferig bis flaserig-spindeliger Smirgel, der linsigè, dunkelblaue Korundaggregate enthält (Korundaugen).

U. D. M. bestehen diese „Augen“ aus einem nahezu panxenomorphen, kristalloblastischen Korundpflaster. Die Korunde sind meistens langprismatisch bis leistenförmig mit zahlreichen, gitterartigen Druckzwillingen (Abb. 3) nach dem Rhomboeder. Stellenweise findet man fetzenförmige oder flachlinsige Diasporaggregate eingelagert. Radialblättriger Margarit füllt die eckigen Zwischenräume. Diese Korundaugen umgibt ein mit Magnetit innig verwachsenes Korundpflaster. Schlierig bis wellig gebänderte Magnetitaggregate (meistens sehr feinkörnig), sowie die teilweise in den Randpartien der Korunde eingeschlossenen oder auch zwischen den einzelnen Korundkörnern einschalteten, sehr feinkörnigen Magnetitmassen verleihen dem Gestein eine zellig-schieferige Textur.

Solche Magnetitschnüre werden oft von Margarit begleitet. Ein stahlgraues Handstück der Grube İsmaildağ (Gübbey-Kette) lässt in verworren-schieferiger Textur bereits mit bloßem Auge im Grundgewebe kleine, nadelige Korundporphyroblasten erkennen. Die Porphyroblasten liegen in einem Margarit-Muskowit-Grundgewebe, welches von einem zellig- bis bienenwabenförmigen Netz von Magnetiteinschlüssen durchsetzt wird (Abb. 20).

Die schwach-bläulichen Korunde sind tonnenförmig bis prismatisch ausgebildet. Rutilstaubeinschlüsse verursachen eine mässige Trübung. Das Grundgewebe besteht aus Margaritschuppen (mit etwas Muskowit vermengt) von lepidoblastischer Struktur und schieferiger Textur. Die beiden Komponenten sind meistens sehr schwer voneinander zu unterscheiden. Der Magnetit ist sehr feinkörnig (0,05 bis 0,01 mm ø). In Korund tritt er als Einschluss auf, während er im Grundgewebe mit den übrigen, schuppigen Gemengteilen innig verwachsen ist (dann meistens flachtafelig nach (111)), Abb. 21. Gleich ob eingeschlossen oder verwachsen, verdichten sich diese feinsten Magnetitpartikelchen zu zellwandförmigen Aggregaten, so dass dadurch im Gestein ovoidisch bis flachlinsige, relativ erzarmer Zwischenpartien entstehen. Stellenweise umgeben rundschalige Erzmäntel oder auch konzentrische -schalen solche magnetitfreie bzw. -arme Partien. Der Mineralbestand wurde auf ca.

60 Vol.-%	Korund
25	Margarit + Muskowit
15	Magnetit

geschätzt.

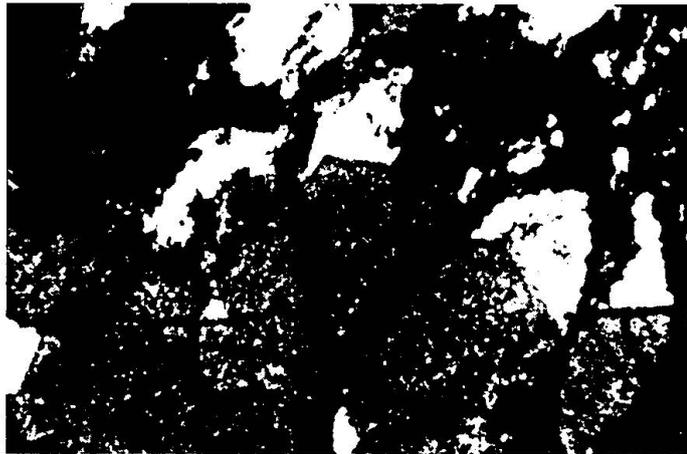


Abb. 21 wie Abb. 20, Vergr.: 110 $\times$ . Texturgebende Magnetitansammlungen, teils mit Margarit (weiss) verwachsen, teils in Korund (grau mit scharfen Konturen) eingeschlossen.



Abb. 22. Margarit-Smirgel, schieferig (Bağbolu). Korund dunkelgrau, Margarit hellgrau, Magnetit schwarz. Vergr.: 7,3 $\times$ .

Schieferige Smirgel mit einer Textur, wie sie oben beschrieben wurde, sind in vielen Lagerstätten häufig. Wenn Korund-Porphroblasten in einem feinschuppigen Margarit-Muskowit-Grundgewebe verteilt sind und wenn zudem sehr feinkörniger Magnetit vorliegt, zeigen die Magnetiteinschlüsse in Korund eine eigene, offenbar palimpsestartige Anordnung.

Ein typischer schieferiger Smirgel mit Korundporphroblasten in einem Margaritgewebe stammt aus der Grube Bağbolu (Gümüşdağ). Die chemische Analyse dieser Probe ist auf S. 453 wiedergegeben (Abb. 22).

Die feinnadeligen gegenüber dem Margarit-Grundgewebe idiomorphen Korunde liegen hier zumeist quer bzw. senkrecht zur Schieferungsebene. In dichten Aggregaten bilden sie eine panxenomorphe, kristalloblastische Pflasterstruktur mit polygonalen Konturen der Einzelindividuen. Gitterlamellierung durch Druckzwillingsbildung ist an vielen Körnern sichtbar. Diese Lamellierung liegt stets in der Zone von  $[10\bar{1}1]$ . Alle Korunde sind deutlich blau, durch etwas Rutilstaub sehr schwach trübe. Etwas sekundärer Diaspor haftet stellenweise am Korund. Neben Korund erkennt man noch spärliche Chloritoid-Porphyroblasten, welche gegenüber Korund idiomorph sind.

Das Grundgewebe besteht aus feinschuppigem, lepidoblastischem Margarit. Da die Margarite hier eine relativ starke Doppelbrechung zeigen, konnte ihre Anwesenheit lediglich röntgenanalytisch bestätigt werden. Äusserst feine Rutilnadelchen sind im Grundgewebe teils mit Margarit verwachsen, teils in ihm eingeschlossen. Der Magnetit ist äusserst feinkörnig bis feinschuppig nach (111). Er ist in schmalen, langen Linsen oder Schlieren angeordnet, die im Margarit-Grundgewebe eingelagert sind und sich in Korundteile fortsetzen (als Einschlüsse), unbeeinflusst von den Korngrenzen des Wirtes. Dies ergibt ein völlig selbständiges Texturbild des Erzes. Es ist anzunehmen, dass das Erz allothigener Herkunft ist und bei der Umkristallisation wenig verändert wurde. Die Korund-Porphyroblasten umschlossen die Magnetitmassen in ihrer ursprünglichen Anordnung, ohne diese zu stören. An einigen Stellen macht sich eine Verbiegung der Magnetit-Margarit- bzw. Margarit-Grundmasse um die Porphyroblasten bemerkbar, wodurch die etwas gedrehten Porphyroblasten eine augenartige Textur verursachen.

Da die Korunde stellenweise angereichert sind, ist eine gute Abschätzung der Volum %-Anteile der einzelnen Bestandteile nicht leicht durchführbar. Für zwei benachbarte Gesteinsteile wurden folgende Werte geschätzt:

60 Korund (+ Diaspor)	und 30 Korund
25 Margarit	50 Margarit
13 Magnetit + Rutil	15 Magnetit + Rutil
2 Chloritoid	5 Chloritoid

Die beschriebenen margarit- bzw. muskowitzführenden, meist schieferigen Smirgel sind frisch. Die Druckzwillinge der Korunde und die Schieferung deuten auf tektonische Vorgänge hin. Sehr ähnliche mineralogische Verhältnisse zeigen margaritisierte Smirgel oder schieferige Gesteine der Dachpartien einiger Lagerstätten.

Schliesslich sei noch ein andersartiges Beispiel erwähnt, nämlich ein schwarzer, sehr harter Smirgel, in dem man einen grossen Gehalt an Korund erwarten würde, der aber u. d. M. eine sehr feinschuppige Margarit-Grundmasse aufweist, die mit parallelen, sehr dicht aufeinanderfolgenden, leicht gewellten Magnetitstreifen wechsellagert. Feinkörnige, durch dichte Magnetiteinschlüsse schwarz getrübe Korund-Porphyroblasten, gelblich-grüne, sanduhrartig zonierte Chloritoid-Porphyroblasten sind darin enthalten. Korundreichere Partien wechsellagern mit chloritoidreicheren. Mineralbestand:

40 Vol.-%	Margarit
25	Korund
20	Chloritoid
15	Magnetit.

Wie bereits oben erwähnt, können die Korundmengen den anderen Bestandteilen gegenüber grosse Schwankungen aufweisen. Ein durchaus smirgelähnliches Gestein aus der Grube İsmaildağ mit mittelgrossen ( $\varnothing$  1 mm) Muskowiten und Margariten, das verworren-schieferig texturiert ist, weist folgenden Bau auf:

mittel- bis kleinblättrige Chloritoidtafeln (einschlussarm, klar grünfarbig) in granularen Aggregaten, retikular umgeben von radialfächerförmigen mittel- bis kleinblättrigen Muskowiten und Margariten, die meist mit feinkörnigen, fetzig verzerrten bis dendritisch aussehenden Magnetiten vermengt sind. Sehr spärlich kommen einige, wasserklare Korund-Porphyroblasten vor. Dieses Gestein kann nicht mehr Smirgel genannt werden. Es ist ein verworren-schieferiges Muskowit-Margarit-Chloritoid-Gestein mit dem Bestand:

45 Vol.-%	Chloritoid
35	Margarit
15	Muskowit
5	Rutil, Erz (+ Korund).

### e) Die Diaspor-Smirgel

Relativ selten sind Smirgel, die aus Korund, reichlich Diaspor und etwas Erz zusammengesetzt sind. Die typischsten Vertreter kommen in der Grube Karanidere (östlich Buldan) vor. Es sind grobkörnige, crème-weiße Smirgel, bespickt mit schwarzen, sternartigen Hämatitaggregaten, deren Bestandteile man leicht mit blossen Auge erkennen kann (Abb. 23).

Eine relativ korundreiche Probe zeigt u. d. M. mehr oder weniger idiomorphe Korundporphyroblasten, die in einem grobtafeligen Diasporgewebe schwimmen, dazu stellenweise verzerrte, relativ dicktafelige Hämatitkristalle. Die Korunde sind grob- bis mittelkörnig, dickprismatisch bis tonnenförmig, farblos. Nur vereinzelte Partien dieser Körner zeigen streifige, blaue Felder. Äusserst feinkörnige Magnetitoktaederchen sind wolkig eingeschlossen, wobei die Verteilung der Einschlüsse stellenweise relativ dicht, an anderen Stellen wiederum sehr licht ist; in vielen Partien fehlen sie sogar ganz. Ferner sind die Korundkristalle reichlich mit Rutileinschlüssen versehen, die meistens in sternförmigen, kleinen Nestern ebenfalls wolkig verteilt auftreten. Diese Nester bestehen aus äusserst feinnadeligen, honiggelben Individuen; Knie- und Herz-Zwillinge sind häufig. Obwohl die idiomorphen Umriss der Korunde zum grossen Teil erhalten blieben, sind sie durch Umwandlung im Innern mit einer jüngeren, feintafeligen, wirren Diaspormasse gefüllt. Risse wurden durch diese Diaspormassen erweitert. Das Grundgewebe ist grobtafelig bis leisten-

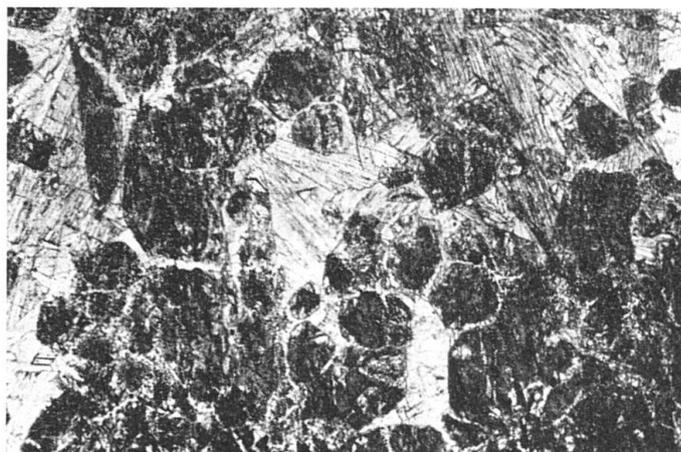


Abb. 23. Diaspor-Smirgel (Karanidere). Korunde dunkel, Diaspor hell.  
Vergr.: 7,3  $\times$ .

förmig ausgebildet. Es bildet ein sperrig retikulares Gewebe um die Korunde, wobei die Korund-Porphyroblasten die älteren Diasportafeln scharfkantig schneiden. Solche Diaspore des Grundgewebes sind praktisch einschlussfrei. Hingegen sind die feintafeligeren, unregelmässigen, jüngeren Diaspore der Einbuchtungen in Korunden einschlussreich wie die Korunde selbst und enthalten an vielen Stellen noch Korundreste. Die eingeschlossenen Rutilnadelchen wurden rekristallisiert. Dies ergibt ein komplexes Gefüge, das uns zur Annahme zwingt, ein grobtafeliges Diasporgefüge (allothigen, ev. rekristallisiert) sei von Korund-Porphyroblasten (authigen) durchwachsen, die sich dann stellenweise wieder in Diaspor (sekundär) umwandelten, was eine Inversion in der Mineralabfolge ergibt. Die Hämatite sind dicktafelig oder flachrhomboidrisch; an einigen Stellen zeigen sie stumpfrhombische Durchschnitte, wodurch der Eindruck erweckt wird, dass sie mindestens zum Teil nach Magnetit pseudomorph sind. Im Anschliff wurden jedoch keine Magnetitreste gefunden. Makroskopisch besitzen die Tafeln eine bläuliche Anlauffarbe; ihr Strich ist schwarz, was auf einen nicht zu unterschätzenden Titangehalt zurückzuführen sein wird. Die Hämatite erscheinen gegenüber den Korunden fremdgestaltig und sind im Zwischengewebe mit Diaspor assoziiert. An sehr wenigen Stellen erkennt man im Korund kleine (0,5—1,5 mm  $\phi$ ) Chloritoid-Kristalle. Der Mineralbestand des Gesteins ist sehr schwankend; an zwei benachbarten Stellen wurden folgende Verhältnisse gefunden:

80 Vol.-%	Korund (etwa diasporisiert)	40 Korund
15	Diaspor	45 Diaspor
5	Hämatit + Rutil	10 Hämatit
		3 Rutil
		2 Chloritoid

Ein anderes Beispiel derselben Lagerstätte erweist sich als noch diasporreichere Probe. Die idiomorphen, scharfen Konturen der dickprismatisch bis tonnenförmigen Korunde sind stets zu erkennen.

Innerhalb dieser Umrise ist jedoch vom Korund nur wenig zurückgeblieben: oft stark verzerrte, wurmförmige Korundreste in einem sperrigen Diasporgefüge.

Dieses Gefüge kleintafeliger Diaspore passt sich pseudomorph den äusseren Umrissen der Korunde an. Die üblichen Einschlüsse sind im Diaspor ebenfalls noch enthalten. Hingegen schwimmen die „Pseudokorunde“ in einem grobtafeligen, sperrigen Diaspor-Grundgewebe, das aus klarem, einschlussfreiem Material besteht. Hämatitkörner, teils klein, teils aber grobtafelig, vereinzelte kleinere Chloritoid-Nester, ferner idiomorphe, kleinkörnige Topas-Kristalle, die porphyroblastisch durch einschlussfreie Diasportafeln wuchsen, ergänzen den Bestand. Die Verteilung des Korundes im Gestein ist jedoch ziemlich unregelmässig; für eine korundreichere und eine korundärmere Partie wurden geschätzt:

40 Vol.-%	Korund	10	Korund
48	Diaspor	80	Diaspor
5	Hämatit	8	Hämatit
5	Chloritoid, Topas	2	Topas
2	Rutil	+	Rutil

Von den korundärmeren Partien ist eine chemische Analyse auf S. 453 wiedergegeben.

Etwas verschieden davon ist ein Beispiel aus der Grube Kocakaya (Gümüşdağ). Das Gestein ist klein- bis feinkörnig und besteht aus kleinen, farblosen, hypidiomorphen Korunden, die mit einem feintafeligen Diaspor-Grundgewebe verbunden sind. Die Korunde sind alle frisch. Mit Ilmenit und Rutil vermengte, kleine, unregelmässige Pyritgruppen ergänzen den Bestand des äusserlich gräulich-weiss aussehenden Gesteins. Mineralbestand:

50 Vol.-%	Korund
40	Diaspor
10	Erz, Rutil

#### f) Die Pyrit-Smirgel

Eine letzte Gruppe unter den Smirgeln SW-Anatoliens bilden die pyritführenden Smirgel. Diese kommen in einigen Lagerstätten vor, sind jedoch relativ wenig häufig. Zwei Haupttypen können unterschieden werden.

Zum ersten gehören die hellgrauen Smirgel, die aus einem körnigen Gemenge von Korund und Pyrit bestehen (z. B. aus der Grube Akçakavaklar bei Körteke), chemische Analyse S. 453.

U. d. M. erscheinen die mehr oder weniger idiomorphen, kleinkörnigen Korunde grau, sehr trübe (durch äusserst feine Rutileinschlüsse in relativ dichter Füllung), wobei klein- bis feinkörnige, unregelmässig-zackige Pyritaggregate eine Zwischenmasse bilden. Spärliche Chloritoide sind hie und da vorhanden. Die Korunde sind etwas diasporisiert, Pyrite limonisiert. Mineralbestand:

65 Vol.-%	Korund $\pm$ Diaspor
30	Pyrit ( $\pm$ Limonit)
5	Chloritoid

Der zweite Typ ist durch das mehr oder weniger reichliche Auftreten von Chloritoid und linsigen Pyritnestern gekennzeichnet. Aus der Grube İsmaildağ (Gübbey-Kette) zeigt eine Probe ein Korundpflaster mit Chloritoid-Zwischengewebe.

Die durch Magnetit- und Rutileinschlüsse mässig trüben Korunde sind hypidiomorph, mittelkörnig prismatisch ausgebildet, dazwischen filzig bis feinschuppig, radial aggregierte Chloritoide, die eine Zwischenmasse bilden. Relativ verzerrte, mit Korund verwachsene, durchlöcherte Pyritwürfel, die teilweise durch Goethit pseudomorphosiert wurden — Goethit, dunkelbraune, anisotrope Masse mit Gellituren — treten auf. Mineralbestand:

50 Vol.-%	Korund
30	Chloritoid
20	Pyrit (+ Magnetit)

Demnach wäre das Gestein: Pyrit-Chloritoid-Smirgel zu nennen.

#### g) Zusammenfassung über das Verhalten der gewöhnlichen Smirgel

Aus den obigen Darstellungen ist ersichtlich, dass die Smirgel der anatolischen Lagerstätten recht variabel sind. Ihre Hauptmerkmale werden durch den mineralogischen Bestand bestimmt: Korund ist Hauptgemengteil, wechselnde Mengen von Magnetit mit ziemlicher Verbreitung von Chloritoid, wozu Margarit und Muskowit kommen können, sind Nebengemengteile. Auch sind Pyrit-führende Smirgel vorhanden.

Es wurde festgestellt, dass die Korunde dort, wo sie ein nahezu monomineralisches Aggregat bilden, ein mosaikartiges, panxenomorphes, nicht verzahntes Pflastergefüge erzeugen. Kommen Korunde mit grossen Mengen anderer Mineralien zusammen vor, so sind sie meistens mehr oder weniger idiomorph. Der definitionsgemäss zum Smirgelbestand gehörende Magnetit tritt selten in grossen Einzelkristallen auf und wenn dem so ist, stets nur in kleinen Mengen. Seine häufigste Erscheinungsform ist diejenige von feinen Einschlüssen in anderen Mineralien, vorzugsweise in Korund. Die Einschlüsse besitzen oft eine vom Wirtskristall mehr oder weniger unabhängige Anordnung, die als reliktsche Textur gedeutet wurde. Die nie fehlenden Rutilite finden sich stets einschlussartig.

Chloritoide sind in den SW-anatolischen Smirgeln relativ häufig;

dort, wo sie einen erfassbaren, grösseren Anteil am Gesteinsbau haben, werden sie mitbestimmende Nebengemengteile. Der betreffende Smirgel wird zum Chloritoid-Smirgel. Genetisch können die Chloritoide verschieden gedeutet werden: im allgemeinen wurde beobachtet, dass in den Chloritoid-Smirgeln die Chloritoidbildung älter oder gleichaltrig ist wie die Korundkristallisation (Korund-Porphroblasten im Chloritoidgefüge oder kristalloblastische Korund-Chloritoidgefüge). Oft aber kam noch eine jüngere Generation hinzu. Es handelt sich um die kleinen Chloritoid-Ausblühungen, die poikiloblastisch mit Korunden verwachsen sind.

Auch die hellen Schichtsilikate, d. h. Muskowit und Margarit, sind gegenüber Korund verschiedenaltrig. Einerseits bilden sie ein lepidoblastisches Grundgewebe im schieferigen Verband, worin Korunde porphyroblastisch schwimmen, andererseits bilden sie tafelige bis dickblättrige Porphyroblasten in einem Korund-Chloritoid-Gefüge. Diese Doppelstellung wurde schliesslich auch hinsichtlich einiger Diasporite festgestellt.

Öfters genügt die mineralogische Bestandsaufnahme nicht zur hinreichenden Kennzeichnung der Typen, denn die Texturen scheinen in diesen Gesteinen eine bedeutsame Rolle zu spielen. In der gleichen Lagerstätte sind die Texturunterschiede oft in sehr geringen Entfernungen merklich. Gewisse Partien der Smirgelmasse können richtungslos massiv ausgebildet sein, andere plattig (u. d. M. dann lagig, feinlagig bzw. wechsellagig, so z. B. Gesteine, die aus abwechselungsweise 1—2 cm mächtigen, chloritoid- und korundreicheren Lagen bestehen), oder gar merismitisch, auch hin und wieder schieferig, linsig-spindelrig; Augentexturen, Bänderungen, Schlieren können für Gesteine der selben Lagerstätte typisch sein. Die Übergänge zwischen diesen Texturtypen sind jedoch nicht scharf, so dass man bei der räumlichen Abgrenzung besonderer Texturtypen oft auf Schwierigkeiten stösst.

Die Beobachtungen an den Dünnschliffen lassen vermuten, dass die Anordnung der Einschlüsse zum grossen Teil ein Abbild der primären Stoffverteilung ist. Es besteht zwischen ihnen und der Gesamtform der Smirgellinsen eine enge Beziehung. Dies ist besonders an den schlierigen, feinlagigen, ovoidischen, streifigen Texturgebilden daran zu erkennen, dass überall, wo diese Texturen gerichtet (z. B. Parallelanordnung) sind, die breitesten Linsenflächen der Lagerstättenform parallel verlaufen. Analog diesen Einschlusstexturen verhalten sich die mineralogischen Variationen der Smirgel. Die Grosszahl der Smirgellinsen besteht im allgemeinen aus überein-

ander liegenden, mineralogisch bzw. texturell voneinander abweichenden Gesteinslagen (Abb. 1, S. 363).

Es ist auf einer gegebenen Lagerstätte nicht immer möglich, die verschiedenen Smirgeltypen im mineralogischen wie auch räumlichen Sinne scharf voneinander zu trennen. Eine solche Trennung wäre vom petrographischen Standpunkte aus deshalb auch nicht erwünscht, da diese Gesteinsmassen mit ihren inhaltlichen und textuellen Besonderheiten grössere, selbständige Einheiten darstellen, die man mehr vom genetischen und gesteinschemischen Gesichtspunkte aus beurteilen muss.

## 2. Die Klüfte der Smirgel

Die Smirgellager werden von zahlreichen Klüften durchsetzt. Zur Hauptsache führen sie Chloritoid oder Diaspor, ferner auch Margarit, Muskowit, Hämatit, Ilmenit, Karbonate usw. Die Margarit- und Muskowitklüfte sind eng mit der Smirgelumwandlung verbunden; die Karbonat-Klüfte sind deszendenter Natur, weshalb beide im nächsten Abschnitt (S. 417) besprochen werden sollen.

Selten führen diese Klüfte gleichzeitig mehrere Mineralien; sie sind paragenetisch monoton. Eigentliche Korundklüfte findet man verhältnismässig selten. Hingegen bilden Korunde öfters in mittleren Teilen schlieriger Chloritoidmassen linsige Aggregate.

### a) Die Korundlinsen und Korundklüfte

Die hell- bis dunkelgrauen, sehr grobkörnig bis riesenkörnigen Korundlinsen bestehen nur aus Korundkristallen. Sie finden sich in fein- bis mittelkörnigen Chloritoid-Aggregaten, die ihrerseits schlierige Formen besitzen.

Der Chloritoid erscheint etwas brekziös, in einem wirren Gemenge unregelmässig begrenzter, grüner Tafeln. Die Grenze zwischen Chloritoid und Korund ist scharf. Die Korundlinsen selbst sind meistens einheitlich aus faust- bis kopfgrossen Aggregaten kurzprismatisch bis rhomboedrisch ausgebildeter Individuen aufgebaut. Scharfe Absonderungsflächen nach dem Rhomboeder sieht man bereits von Auge, wodurch gute Spaltbarkeit vorgetäuscht wird. Die einzelnen Körner sind stark verzahnt, wobei einige linsige Formen besitzen und von Mörtelkränzen umgeben sind. Fast alle diese Korunde weisen optische Anomalien (Winkel, undulierende Auslöschungen) auf. Die blaue Farbe ist sehr verschiedenartig verteilt: in einzelnen Individuen z. T. zonenweise oder in dünnen Streifen, die mehrere, optisch verschieden orientierte Körner durchziehen oder hieroglyphenähnliche Figuren bilden.

Solche Korundlinsen führen hie und da etwas Margarit, Chloritoid, Ilmenit, Rutil in verschiedenen Partien, besonders gegen die Linsenränder hin. Etwas Diaspor, der den Korundgrenzen anhaftet, buchtig ins Innere eingereift, die Körner umhüllt oder die Spalten besetzt und erweitert, fehlt nie.

Diese Linsen sind besonders zahlreich in den Lagerstätten von Gümüşdağ und Eğlidağ. Ein Beispiel wurde analysiert (S. 379).

Reine Korundklüfte findet man relativ selten. In der Grube Akçakavaklar (Körteke) sind sie hellblau und führen ausser Korund nur selten vereinzelt Chloritoidtafeln.

Der Korund ist tafelig bis abgeplattet-leistenförmig (nach  $r(10\bar{1}1)$  oder  $p(11\bar{2}1)$ ) und weist in der Kluft Anwachstexturen auf. Die bekannten Absonderungsflächen sowie Risse sind scharf ausgebildet; optische Anomalien können als Regel gelten, während blaue, zonare Farbstreifen öfters nagelschriftähnliche Figuren ergeben.

Einige andere Korundklüfte dieser Lagerstätte führen in sperrigem Verband flachprismatische bis abgeplattete Körner. Ihre Farbe variiert von dunkel- bis himmelblau und ist meistens streifig und zonar in der Prismenzone verteilt.

#### b) Diasporklüfte

Sie sind sehr verbreitet und meistens schmal (0,5 bis 5 mm mächtig). Der dünntafelige, zuweilen stengelige bis nadelige Diaspor ist zu radial-fächerförmigen Gruppen aggregiert. Er bildet lange, mehr oder weniger ebene Klüfte. Selten tritt zum Diaspor etwas Margarit hinzu.

U. d. M. zeigen die Klüfte sperriges Gefüge mit Anwachstexturen oder aufeinanderliegenden Tafelpaketen parallel zu den Salbändern. Letzteres ist besonders bei verharnischten Diasporklüften ausgeprägt, wobei der Diaspor faserig gestreckt erscheint.

In einigen Lagerstätten findet man sehr grob- bis riesentafelige Diasporklüfte mit schmal-leistenförmigen, mit der Längsseite senkrecht zur Kluftwand stehenden Tafeln. Öfters wurden sie von groben Hämatitafeln bzw. -flachrhomboedern begleitet. Aus der Grube Karandere sind Diaspor tafeln von über 10 cm Durchmesser bekannt.

#### c) Chloritoidklüfte

Jede Smirgellagerstätte besitzt zahlreiche Chloritoidklüfte, wobei einzelne Klüfte aussergewöhnliche Mächtigkeit besitzen können,

so z. B. in Karatepe (Aksivri, Kurukömes-Gebirge) 16 cm, Yatıganocak 12 cm, Üstüaçıksarıncı 12 cm usf. Es sind grünlich-schwarze bis dunkelgrüne, sehr grob- bis riesenkörnige Aggregate. Die Chloritoidtafeln können in breiten Klüften durchschnittlich 10—25 mm, ja sogar bis 50 mm Ø aufweisen.

Sie gruppieren sich zu dicken, polysynthetisch lamellierten Paketen, die ihrerseits ovoidische bis kurzprismatische Formen besitzen. In der Kluft ergeben sie ineinandergeschachtelt ein pflasterförmiges Gefüge höherer Ordnung. Diese Pakete stehen wiederum senkrecht zur Kluftwand. Die einzelnen Pakete verbindet öfters eine wirrgemengte, brekziöse, kleintafelige Chloritoid-Zwischenmasse. An der Oberfläche sind die Chloritoide rostig überzogen.

Kleinere Klüfte zeigen radial-fächerförmiges bis sperriges Gefüge. Kluftbiegungen mit verbogenen Chloritoiden sind zahlreich.

Die Chloritoidklüfte sind in der Mehrzahl ebenfalls monomineralisch, obschon auch Margarit, Muskowit oder Diaspor als Nebengemengteile bekannt sind. Manche weisen zonaren Bau auf: Margarit/Muskowit an den Salbändern, Chloritoid gegen das Innere (Hauptmasse), schliesslich in der Kluftmitte etwas Karbonat. Sekundäre Bildungen wie Limonit, Chlorit und Kaolinit finden sich oft. Selten kommt auch Topas in einzelnen, unregelmässig begrenzten Körnern in solchen Klüften vor.

Weitere Klufttypen werden bei der Besprechung der eigentlichen Verwitterungs- und sekundären Umwandlungsprodukte der Smirgel erwähnt. Im allgemeinen stellen die Klüfte lediglich Räume dar, die durch lateral gewanderte Stoffe aus der Smirgelmasse gefüllt worden sind. In den Chloritoid-Smirgeln sind es vornehmlich Chloritoid-, in den normalen und erzarmen Smirgeln hingegen Diasporklüfte. Die Spalten sind offenbar während der Kristallisation erweitert worden. Damit mag wohl mindestens teilweise auch die Absonderung der Smirgelmasse verbunden sein. Mehrere Klüfte stehen direkt mit tektonischen Phänomenen in Verbindung (s. S. 430).

### 3. Umwandlung und Verwitterung der Smirgel

Spätere Umwandlungserscheinungen an Smirgeln und deren Klüfte sind im SW-anatolischen Bereiche sehr verbreitet. Zum grossen Teil scheinen sie direkt an die Verwitterung gebunden zu sein. Andere Umwandlungsfaktoren, abgesehen von deutlich erkennbaren tektonischen Einflüssen, konnten nicht gefunden werden.

Damit die verschiedenen Typen der Verwitterungs- bzw. Umwandlungsprodukte in Berücksichtigung auf ihre genetische Stellung

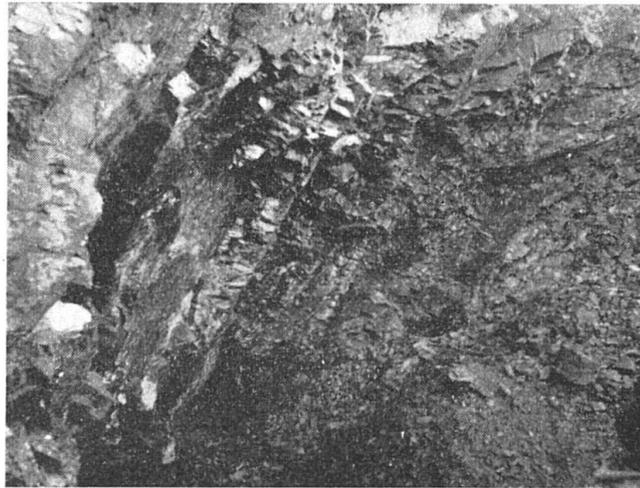


Abb. 24. Zerspaltung und Lockerung der Smirgelmasse in Oberflächennähe (Grube Eğılidağ). (Bildhöhe entspricht ca. 1,5 m).

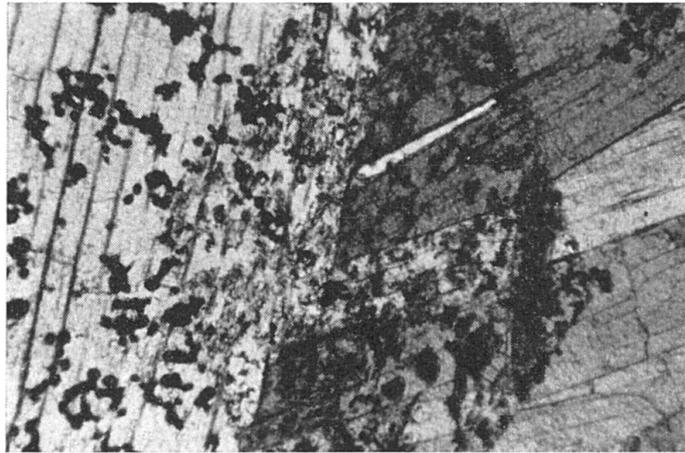


Abb.25. Diaspor pseudomorph nach Korund in diasporisiertem Smirgel. Die sechsseitigen Umrisse des Korundes sind durch Rutilansammlungen und Korundreste verdeutlicht. + Nicols, Vergr.: 110  $\times$ . (Karanidere.)

besprochen werden können, ist es vorteilhafter, vorher den Verwitterungsraum innerhalb der Smirgelmassen selbst zu betrachten.

Wie bereits geschildert, werden die Smirgelmassen von dichten Absonderungs- und Spaltennetzen durchsetzt, wozu noch die zahlreichen Mineralklüfte kommen, die alle zusammen Wege für das Eindringen vadoser Wässer darstellen. Es ist verständlich, dass gerade in SW-Anatolien, wo ein subtropisches Mittelmeer-Klima herrscht, die Insolation und die nächtliche Abkühlung während der längeren, niederschlagsfreien Sommermonate einen grossen Anteil an der Zerspaltung (Abb. 24) der Smirgelgesteine haben, da die

thermischen Ausdehnungskoeffizienten des Korundes und des Magnetits verschieden gross sind. Frostwirkungen während der ebenfalls niederschlagsarmen Wintermonate können das ihrige beitragen. Trotz längerer Trockenperioden sind die Klüfte und Spalten im Smirgelnern stets warm durchfeuchtet. Das Verwitterungsmilieu kommt jenem der Lateritbildung sehr nahe.

Die von der Oberfläche her kapillar in die in Marmoren befindlichen Smirgelmassen einwandernden Wässer sind stark karbonathaltig. Das Karbonat reagiert mit den eisenführenden Mineralien und wird als eisenreicher Calcit bis Siderit abgeschieden (deszendente Karbonatklüfte). Etwas Kieselsäure dürfte wohl auch, besonders aus dem „terra rossa“-Milieu, mitgelöst worden sein, was mit Kalk zusammen Margaritklüfte ergibt. Die kapillaren Wässer genügen offenbar allein, um aus Korund etwas Diaspor zu bilden. Alle diese Vorgänge sind bis zu Tiefen von 10 bis 20 m in die Smirgelmasse hinein wirksam, aber die Wirkung bleibt auf die nähere Umgebung der Zufuhrwege beschränkt.

In den obersten Teilen der Lagerstätten ändert sich das Bild wesentlich. Hier hat die Insolation das Gestein sehr stark zerspalten. Selten sind mehr als kopfgrosse Blöcke erhalten geblieben. Die karbonatischen Klüfte folgen dicht aufeinander und sind mächtig. Lockere Smirgelblöcke liegen in einer erdig-tonigen Masse, die teils aus Verwitterungs-Substrat der Smirgel, teils aus „terra rossa“-Aufschüttungen besteht. Diese Massen selbst besitzen trichterartige Formen und enthalten teils lockeren Block- und Erdverband, teils zementierte, eisenschüssige Krusten.

Ein weiterer, die Verwitterung der Smirgel beeinflussender Faktor ist das Relief. Lagerstätten an geneigten Hängen sind bedeutend frischer als solche auf horizontalen Rumpfflächen. Die ersteren ragen aus dem verwitterten Nebengestein mauerförmig heraus (Madendağ in der Eglidağ-Gruppe), wobei daneben zugleich grosse Mengen Smirgelblöcke aufgeschüttet wurden, stellenweise ganze Berghänge bedeckend (Karadağ, westlich Şeref). Der zweite Typ ist am Üstüaçıksarmı besonders ausgeprägt; hier findet man auf einer kilometerlangen Ausbissreihe nirgends ein frisches Handstück.

Es ist begreiflich, dass die verschiedenen Umwandlungs- bzw. Verwitterungsprodukte (verschieden je nach Ausgangsmaterial und wirkenden Faktoren) meist zusammen vorkommen. Dennoch wurde eine Trennung, soweit dies für die Gesamtbetrachtung ohne Schaden möglich ist, vorgenommen.

### a) Diasporisierter Smirgel

Über die Umwandlung von Korund in Diaspor wurde bereits berichtet. Auch bei der Besprechung der Smirgel ist jeweils auf sekundäre Diasporbildungen (Ummantelungen, Ausbuchtungen, Zwischenraumfüllungen usw.) hingewiesen worden. Diese Prozesse können so weit fortgeschritten sein, bis praktisch alle Korunde diasporisiert sind.

Eine Probe der Grube İsmaildağ (Gübbey-Kette) unterscheidet sich von den übrigen Smirgeln dadurch, dass die grauen, korund-ähnlichen Mineralien perlmuttartig glänzen. U. d. M. sieht man ein mittel- bis grobtafeliges Diasporgefüge, reichlich mit Einschlüssen versehen, worin kleine, unregelmässig begrenzte, fetzige Korundreste liegen; dazu häufig selbständige Magnetitoktaeder.

Grössere Diasportafeln mit über 1 mm  $\varnothing$  und kleinere, sehr feine Schuppen sind miteinander vermengt und bilden oft radial-fächerförmige Gruppen. Korunde sind entweder in Diaspor eingeschlossen oder liegen dazwischen. Sie besitzen keine eigene Gestalt, sondern sind meist flachlinsig zu unregelmässig gebuchteten, zerfetzten Individuen reduziert. Örtliche Gruppen solcher Reste löschen zusammen gleichzeitig aus (grössere allochthone Einheit). Magnetit- und Rutileinschlüsse sind in diesen Korunden wie üblich in sichtbaren Mengen vorhanden. Sie scheinen einer gewissen Richtung des Gesteins parallel zu verlaufen. Die Diaspore schliessen ebenfalls Magnetit und Rutil ein, jedoch ohne erkennbare Orientierung; zudem weisen die Einschlüsse gröberes Korn auf als jene in den Korunden. Die Verteilungsart der Einschlüsse im Korund ist wolkig, während sich im Diaspor zerstreut dendritische Sammelgebilde zeigen, die aus tropfenförmig-lappigen Einheiten bestehen, was zur Annahme führt, dass die Einschlüsse während der Diasporisierung rekristallisiert worden sind (Abb. 25). Die selbständigen Magnetitoktaeder erscheinen stellenweise randlich verzerrt. Mineralbestand:

70 Vol.-%	Diaspor
15	Korund
15	Magnetit + Rutil

Es ist ein diasporisierter, erzarmer Smirgel.

Diasporisierte Diaspor-Smirgel sind besonders für die Grube Karandere (östlich Buldan) charakteristisch. Diasporisierungen findet man besonders zahlreich im Bereich der Diasporitklüfte.

### b) Margaritisierung und Muskowitisierung — die Margaritklüfte

Zur Margaritbildung muss neben Tonerde, Wasser und Kieselsäure noch etwas Kalk vorhanden sein. Dieser wird grösstenteils durch deszendente Kapillarwässer zugeführt.

Am häufigsten sind die Margarit-Diasporklüfte. In der Tiefe beginnen sie als reine Diasporklüfte, werden gegen die Oberfläche zu immer margarithaltiger, bis Margarit schliesslich zum vorherrschenden Mineral wird. In den gemischten Teilen sind beide Mineralien gerne miteinander zu radial-fächerförmigen Aggregaten verwachsen, oft vermengt mit grosstafeligem Hämatit (z. B. Pirenyolu, Gümüşdağ-Gruppe).

Aus der Grube Yatıganocak sind über 10 cm mächtige Margaritklüfte bekannt. In Anwachstexturen ausgerichtete, grobblättrige Margarite wechseln ab mit grobtafeligen Diasporen, wobei letztere jedoch zum grossen Teil in Margarit, teilweise auch in Muskowit umgewandelt erscheinen, so dass die neu entstandene Schichtsilikatgeneration zwischen den groben Margaritfugen ihre eigenen Texturen besitzt und deshalb als eine Klüftbildung zweiter Ordnung angesehen werden kann. Flachrhomboedrische Hämatite begleiten die anderen Klüftbildungen, teils parallel zum Hauptgefüge, teils parallel zu jenem der zweiten Ordnung; sie bilden hieroglyphenähnliche Beimengungen. Deszendentes Karbonat, das sich in den Fugen der blättrigen Mineralien abgesetzt hat, ergänzt den Bestand. Muskowit ersetzt stellenweise Margarit, besonders in Teilen mit grösseren Hämatitaggregaten.

Die Margaritklüfte besitzen oft verwaschene Salbänder, so dass Margaritmassen bis in den Smirgel eindringen: oft ist es schwierig, solche Klüfte von der Hauptmasse räumlich zu trennen, besonders z. B. in der bereits zitierten Lagerstätte von Üstüağıksarıncı (Yaygın). Hier nehmen die bräunlichrötlich bespickten, hellrosa Smirgel eine Sonderstellung ein. Es sind durchwegs Margaritgesteine mit Korund und (oder) Chloritoid. Alle sehen unfrisch aus, besonders wegen der limonitisierten Chloritoide und zerfallen leicht zu Sand. Sie bilden mächtige Massen, die in der Tiefe allmählich in normalere Smirgel übergehen, ohne dass beide Varietäten voneinander scharf getrennt werden können.

Ein margaritisierter Smirgel besitzt ein feinlepidoblastisches Margarit-Grundgewebe, in welchem blütenartige Chloritoidgruppen und vereinzelt Korundporphyroblasten zerstreut liegen.

Die Chloritoide sind an ihren Spaltflächen mit limonitischen Massen bedeckt. Die Korunde sind zum Teil feinkörnig, spitzpyramidal bis tonnenförmig, idiomorph. Andere Individuen hingegen sind zerbrochen, zerfetzt, oft mit Muskowit-Durchwachsungen versehen. Eckig-polygonale, blättrige Muskowit-Aggregate scheinen Pseudomorphosen nach Korund darzustellen (durch die höhere Doppelbrechung und bessere Ausbildung der Blätter zu erkennen).

Ein korundfreies Handstück enthält schlierige, leicht grünlich schimmernde Margaritnester, die über 10 cm Ø haben können.

U. d. M. erkennt man ein kleinschuppiges, lepidoblastisches Grundgewebe aus Margarit und Muskowit, welche voneinander nicht sicher zu trennen sind. Chloritoide bilden porphyroblastische, mittelkörnige Gruppen, wobei Korngrenzen und Spaltrisse mit Limonit überzogen wurden. Äusserst feine Rutilnadeln sind überall verteilt im Grundgewebe, vermengt mit den übrigen Bestandteilen. Im Chloritoid erscheinen sie als Einschlüsse, besonders dicht in den mittleren Partien der Tafeln, wo sie stellenweise direkt in erdig undurchsichtige, leukoxenartige Massen übergehen. Etwas Diaspor mit sehr unregelmässigen Begrenzungen trifft man zuweilen im Grundgewebe.

Geschätzter Bestand: 55 Vol.-% Margarit + Muskowit ± Rutil  
 40 Chloritoid ± Leukoxen  
 5 Diaspor

Die Margaritisierung erfolgt oft unregelmässig, so dass an einigen Stellen frischere Smirgelpartien eingeschlossen blieben. Die Margaritmassen können zuweilen unregelmässig aderförmige Gestalten annehmen, wenn sie Blöcke margaritisierter Smirgel umschliessen. Solche schwarz-grau-weiße Massen erscheinen dicht und verhalten sich wie dichte Talkmassen. Stellenweise sind Margarite mit Muskowit verwachsen und bilden radial-sphärolithische Aggregate. Muskowite stellen zum Teil Pseudomorphosen nach Diaspor dar. Auch Topas tritt hie und da auf. Kleinförmige Rutilnadeln zeigen in einigen Teilen sehr schöne, sagenitische Gitter.

Ähnliche margaritisierte Smirgel kommen auch in anderen Lagerstätten vor, besonders bei Aybey (Körteke) und Alacali (Tire). Wo Smirgellinsen an die mehr oder weniger horizontale Erdoberfläche austreichen, bilden sie grosse Massen, da sie hier einer langanhaltenden Verwitterung im warm-feuchten Milieu ausgesetzt sind. Sie dürfen nicht mit den Margarit-Smirgeln verwechselt werden. Jene sind stets frisch, mehr oder weniger schieferig texturiert und führen reichlich Korund.

### c) Die karbonatischen Klüfte absteigender Lösungen

Karbonatische Klüfte können in den Smirgeln von vornherein erwartet werden. Solche Klüfte sind auch in jenen Teilen der Smirgellagerstätten, die der Verwitterung und der Einwirkung kapillarer Lösungen ausgesetzt sind, weit verbreitet. Besonders die durch die Verwitterung aufgelockerten, stark zerklüfteten, trichterförmigen Oberpartien durchziehen zahlreiche, schlangenähnlich gewundene Klüfte, die oft über 10 bis 40 cm mächtig sind.

Das braune, grobspätige Karbonat besitzt keine einheitliche Zusammensetzung: eisenhaltige Calcite von lichtbrauner Farbe (die durch sehr feine, eisenschüssige Ansätze auf Spaltflächen und zwischen Korngrenzen hervorgerufen wird), bis wenig Ca-haltige Siderite sind neben vielen Übergangsgliedern vorhanden.

Das zur Sideritbildung bzw. Imprägnation der Karbonate nötige Eisen wurde offenbar durch die verwitterten, eisenschüssigen Mineralien (Magnetit, Chloritoid u. a.) geliefert. Viele solche Karbonatklüfte enthalten kleine, feinschuppige Margaritnester, grobtafelige Hämatitaggregate usw.

Interessant ist die Aufspaltung der Smirgelmassen durch diese deszendente Klüfte. Der Smirgel wird an solchen Stellen zerspalten, die Bruchstücke wurden vom Karbonat umschlossen, wodurch ein „brekzienerz“-ähnliches Texturbild erzeugt wird. Von solchen Klüften ausgehend, greift das Karbonat schliesslich das innere Gefüge des Smirgels an. Es verdrängt einige Bestandteile, besonders Chloritoid metasomatisch.

Auch die Klüfte, besonders Chloritoidklüfte, werden durch Karbonate verdrängt, indem diese von der Klüftmitte her in die Chloritoidoide eindringen und durch Aufwachsungstexturen verzahnte Massen bilden. Diasporklüfte scheinen etwas besser erhalten zu bleiben. Hier hat das Karbonat verschiedene Stellen der Klüfte aufgespalten, indem es die groben Diasportafeln oftmals zerbrach. Es setzte sich dann zwischen die Diasportafeln ab, meist vermengt mit Chloritoid, Korund, Magnetit und mitverfrachtetem, klastischem Material.

Reine Calcitablagerungen erfolgten erwartungsgemäss nur in den innersten Partien der Karbonatklüfte und in solchen Räumen, die einer jüngsten Klüftgeneration offen standen.

#### d) Die Ausfällung der Eisenhydroxyde

Es wurde bereits darauf hingewiesen, dass in den trichterförmigen, verwitterten Smirgelteilen stellenweise harte, zementationsartige Krusten vorliegen. Es handelt sich um dunkelbraune bis schwarze Massen, in welchen weisse Margarit tafeln, kleine Korundgruppen und etwas Diaspor, Chloritoid u. a. eingebettet liegen und die aus dichtem Goethit mit Geltexturen bestehen.

Die tafeligen Margarite sind stets nach der Basis verzwilligt, wozu sich zuweilen Durchdringungszwillinge gesellen. Schnittlagen nach (010) zeigen vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis ( $\emptyset$  bis über 5 mm). In den korundreicheren Ansammlungen sind die

Margarite oft feinschuppig und mit Diaspor vermengt. Die Korunde (teilweise blau) sind meistens unregelmässig begrenzt und besitzen wolkige, oft sehr dichte Einschlussgebilde (Magnetit + Rutil). Es scheint, dass diese korundreichen Gruppen, die im Gestein ziemlich geschlossen vorkommen, Reste unvollständig verwitterter Smirgel oder losgerissener Smirgelstücke darstellen. Die wenigen Chloritoide sind stark zerrissen und mit Limonit überzogen. Solche Verkrustungen finden sich besonders in der Lagerstätte von Yatiganocak typisch ausgebildet.

#### e) Limonitisierungen und Kaolinitisierungen

Nach dem bereits Gesagten scheint allgemein zu gelten, dass Smirgel, sofern sie Verwitterungsprozessen (oft säkulärer Natur) ausgesetzt sind, zunächst Diasporisierung und Margaritisierung (nebst Muskowitisierung) erleiden. Hinzu kommen karbonatische Imprägnationen und die Ausfällung von Eisenhydroxyden bei der klastischen Aufteilung der Massen. Nun scheinen aber damit die Umwandlungsprozesse noch nicht abgeschlossen zu sein. In den obersten Bereichen der Lagerstätten liegen nämlich nicht diasporisierte bzw. margaritisierte Smirgel vor, sondern rotbraun gefärbte sehr uneinheitlich aufgebaute, erdige Massen, die zur Hauptsache aus eisenschüssigen, tonigen Rückständen, reichlich vermengt mit klastischen Resten von Smirgeln bzw. deren Bestandteilen, bestehen. Vielleicht gehören Teile dieser erdigen Massen den Verwitterungsrückständen der Marmore an. Eine eingehende Beschreibung der Bildung dieser Rückstände und die Verfolgung der weiteren Verwitterungsprozesse kann in diesem Rahmen nicht erfolgen. Hingegen soll über einige spezielle Vorgänge berichtet werden, die in ihrer Anlage sehr deutlich verfolgbar sind.

Zuerst seien einige weiss-rot gestreift aussehende, sehr weiche kluftartige Gebilde erwähnt, die meist in Verbindung mit deszendenden Karbonatklüften zu finden sind. Es handelt sich um parallel lamellierte Kaolinit-Limonit-Massen, die in der Mitte noch einzelne Chloritoidbruchstücke enthalten (Karanidere, Buldan).

Auf die Limonitisierung der Chloritoide an Spalt- und Kornflächen wurde bereits hingewiesen. Nachträglich verfestigten sich die zentralen Partien des Limonits zu Goethit-Skeletten. Der tonerdereiche Rückstand bildet in der Folge Kaolinit, der in sehr feinschuppigen, regellosen Massen zellig im Goethit-Skelett erhalten bleibt. Die chemische Analyse eines solchen Handstückes ist auf

S. 383 wiedergegeben; sie zeigt eine völlige Übereinstimmung mit dem Chemismus der Chloritoide.

Ein anderer Fall deutlich erkennbarer Kaolinbildung wurde in der benachbarten Kayışalanı-Grube angetroffen. Es handelt sich um einen stark zerklüfteten, innerlich durchaus frischen Normal-Smirgel, der, in kleine Blöcke zerteilt, von weissem, dichtem Kaolinit überzogen wurde, d. h. es liegt ein Smirgelblock-Konglomerat mit Kaolinit-Bindemittel vor. Für eine normale Verwitterung des Smirgels mit Kaolinitüberzug liegen keine Anzeichen vor. Nun muss berücksichtigt werden, dass die ganze Region, in welcher sich diese Lagerstätte befindet (Denizli - Buldan - Honaz - Gebiet), zahlreiche heisse Quellen besitzt, deren Sinterablagerungen mancherorts ausserordentlich mächtig sind (Pamukkale/Hierapolis, Türkmenovasi). Direkt am Fusse des Hanges, der die Lagerstätte von Kayışalanı aufschliesst, lagert eine solche heisse Quelle Sinterterrassen ab. Aus diesem Grunde kann vermutet werden, dass die betreffende Partie des Lagers von heissen, wässrigen Lösungen durchsetzt wurde, welche die Kaolinitbildungen verursachten.

#### f) Rückblick

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Smirgelmassen, soweit sie unter Einfluss der Atmosphärien liegen, verschiedene Umwandlungsprozesse durchlaufen. Die Art der Prozesse ist von den klimatischen und morphologischen Verhältnisse abhängig. Auch die Zusammensetzung der deszendente Lösungen, besonders bei Zufuhr von Karbonaten (insbesondere von Kalk) ist für den Verlauf der Prozesse mitbestimmend. Es wurde ferner beobachtet, dass die Tiefe, in welche die Lösungen eindringen, für das Ergebnis der Umwandlung von Bedeutung ist.

In den grösseren Tiefen ist fast nur Wasser an solchen Prozessen beteiligt; es bewirkt eine Diasporisierung der Korunde. Weniger tief geht die Wirkung des Kalkes, der eine Margaritisierung bedingt. Die oberen Teil lassen Verdrängungen und mechanische Auflockerungsvorgänge erkennen, verbunden mit karbonatischen Absätzen. Zu oberst ist schliesslich die Bildung von erdigen, tonartigen Massen festgestellt worden. Eine Erklärung für diese stufenweise Anordnung der Vorgänge kann vielleicht in der verschiedenen Gesteinslockerung gefunden werden. Die Margaritbildung scheint leichter zustande zu kommen, wenn der Korund bereits diasporisiert wurde, m. a. W. also Wasser aufgenommen hat. Immerhin ist es

nicht zutreffend, alle diese Vorgänge in ein einziges Sukzessionschema einspannen zu wollen.

Auch ergeben zahlenmässige Tiefenangaben der verschiedenen Umwandlungsstufen beträchtliche Divergenzen. Für die Lagerstätte Üstüaçksarıncı wurden die Tiefenstufen folgendermassen geschätzt:

Maximale Tiefe der Diasporklüfte: unbekannt, wahrscheinlich entsprechend der Tiefe der Smirgel selber.

Maximale Tiefe der deutlich diasporisierten Smirgel: ca. 30 m neben Diasporklüften, 20 m in grösseren Massen.

Maximale Tiefe der Margaritisierung: ca. 7 m, stellenweise bis 15 m.

Maximale Tiefe der Karbonatklüfte: 13 m.

Maximale Tiefe der seitlichen Verdrängung durch Karbonat: 4 m.

Dicke der über der Smirgelmasse liegenden „terra rossa“:  $\frac{1}{2}$  m.

Viele Lagerstätten, besonders an Berghängen mit deutlicher Neigung, zeigen überhaupt keine Spur von Margaritisierung, sehr wenige Diasporisierungs-Erscheinungen, bis 10 m oder tiefer hineinreichende Karbonatklüfte mit seitlichen Verdrängungen bis 4 m Tiefe (Aksivri, İsmaildağ, Madendağ u. v. a.).

#### 4. Das Nebengestein

Alle Smirgel SW-Anatoliens liegen in Marmoren, welche geologisch zum Menteşe-System gehören. Zum grossen Teil sind es Calcitmarmore; nur wenige Lagerstätten berühren Dolomitmarmore. Das Nebengestein kann je nach Stellung gegenüber der Smirgelmasse verschiedene Aspekte darbieten. Am Liegenden findet man in der Regel eine direkte Berührung des Smirgels mit Marmor. Am Hangenden schaltet sich oft eine schieferige Zwischenlage ein.

##### a) Die Marmore des Liegenden

Das Liegende einer Smirgellagerstätte wird durch die ausserordentlich gezackte und gebuchtete Berührungsfläche zwischen Smirgel und Marmor charakterisiert (ohne Übergangsgestein). Eine eigentliche Durchmischung der beiden Gesteinsarten liegt indessen nicht vor; man kann schon im Handstück die Gesteinsgrenze erkennen.

In der Grube Taşkesiği (Yatıgan) greift der Smirgel mit nieren- bis sackförmigen Buchten in den Marmor ein. Der schneeweisse, grobzuckerkörnige Calcit-Marmor besitzt ein einfaches Plastergefüge. Zwischen Smirgel und Marmor befindet sich eine höchstens

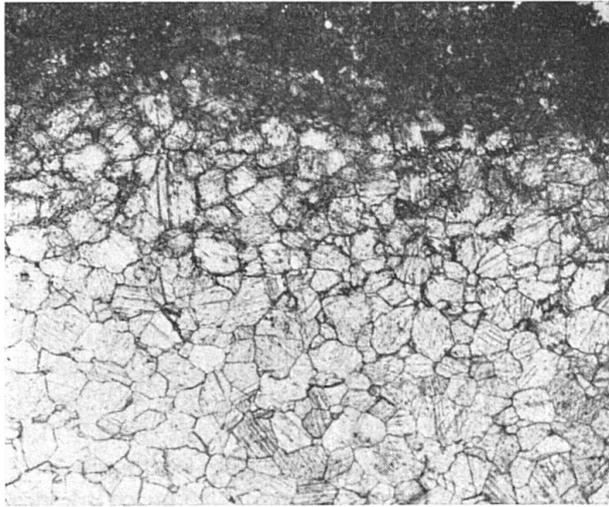


Abb. 26. Berührung zwischen Smirgel und Marmor (Taşkesiği). Vergr.: 7,3×.

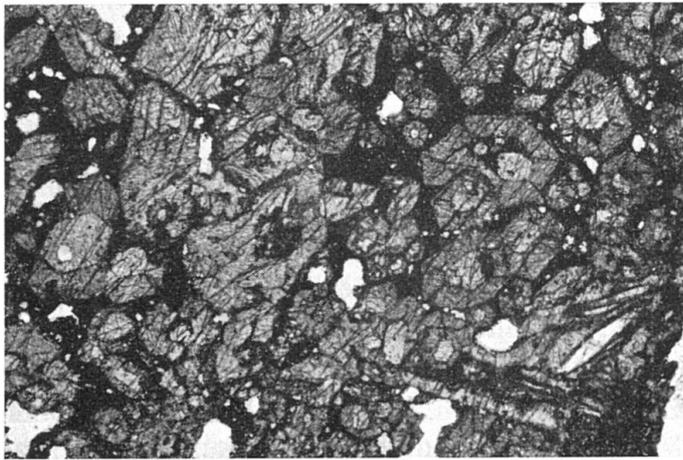


Abb. 27. Rekrystallisierter Smirgel mit zonarem Korund (weisser Kern, hell und blaue Randzone, dunkel) und Roteisen (schwarz). Aybey. Vergr.: 7,3×.

bis 2 cm mächtige, braun imprägnierte Zone. Hier sind die Calcite durch Limonit braun gefärbt, der sich wohl aus deszendenden, kapillaren, wässrigen Lösungen ausgeschieden hat.

Der Limonit haftet an den Korngrenzen und den inneren Spaltflächen sogar bei den direkt neben den Smirgeln gelegenen Calciten. Dann folgt eine schmale Zone von etwa 1 cm Breite, in welcher einzelne Korundkristalle in einem Calcitgrundgewebe porphyroblastisch schwimmen. Diese Gesteinspartie könnte korundführender Calcitmarmor bzw. ein Gemenge aus Smirgel und Calcit genannt werden; es kommt ihr jedoch kaum eine gesteinsmässige Sonderstellung zu, denn sofort schliesst massiger, gewöhnlicher Smirgel an,

der am Rande nur noch wenige, vereinzelt Calcitkörner führt (Abb. 26).

An der Lagerstätte von Madendağ (Eğlidağ-Şeref-Gruppe) ist die Berührung sehr unregelmässig zackig. An vielen Stellen werden Smirgelblöcke von Marmor bzw. Marmorblöcke von Smirgel eingeschlossen, so dass von einer „brekzienerartigen“ Makrotextur (s. S. 373 und Abb. 2) gesprochen werden kann.

Der zuckerkörnige Marmor ist weiss und zeigt grobkörnige, schwach verzahnte Calcite. Auch hier grenzt er mit einer schmalen, durch Limonit pigmentierten Calcit-Zone an den Smirgel, in den vereinzelt Korunde, Chloritoide, Høgbomite und Magnetite eingesprengt sind. Hier und da enthält diese Zone dichtere, smirgelartige Aggregate (Gemenge der angeführten Mineralien), zuweilen auch grössere, scharfkantige Smirgelblöcke. Es folgt stetige Smirgelzunahme mit abnehmendem Calcitgehalt, bis der Smirgel schliesslich massig und calcitfrei wird.

Eine charakteristische „brekzienerartige“ Makrotextur besitzen Handstücke aus dem Liegenden von Düzlemocak (Körteke). Der Marmor ist brekziös und wird von Smirgelmassen aderförmig durchsetzt. Die Limonitisierung der Marmore ist im Vergleich mit Taşkesiği und Madendağ weiter fortgeschritten. Innerhalb der eingeschlossenen Marmorbruchstücke bildeten sich zonare, eisenschüssige Streifen.

In der Lagerstätte Yatıganocak sind die brekziösen Marmore durch Eisenoxydpigment dunkelrot bis braunviolett gefärbt. Es scheint, dass brekziöse Beschaffenheit, wie auch Färbung eine sekundäre Erscheinung darstellen. Teile der Marmore können durch die Verwitterung zermürbt und durch eisenschüssige Lösungen der Smirgelmasse imprägniert worden sein. Korund oder sonstige Smirgelmineralspuren wurden hier in den oberen Teilen des Liegenden nicht angetroffen.

Dolomitmarmore wurden nur am Liegenden von Akçakavaklar (Körteke) gefunden. Sie sind weiss und sehr feinkörnig. Da hier jedoch das Liegende zufolge des ehemaligen Bergbaubetriebes völlig verschüttet ist, konnte dem Anstehenden keine Kontaktprobe entnommen werden. Aus dem Erzhaufen stammt ein Handstück mit beachtenswerter mineralogischer Zusammensetzung: Es handelt sich um einen durchaus normalen Smirgel, von dem auf Grund kleiner darin enthaltener Marmorreste vermutet wird, dass er aus dem Liegenden stammt. Er führt sehr grobe, hexaedrisch begrenzte, bläulichweisse, weiche Massen. Ihrer Form nach sind es verwitterte Porphyroblasten mit einer specksteinähnlichen Füllung, die von

feinen, nierigen, glaskopffartigen Erzschnüren durchsetzt wird. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um umgewandelte Spinelle, die das zu ihrer Bildung benötigte Magnesium dem Dolomit entziehen konnten.

#### b) Die schieferigen Gesteine der Dachzone

Im Gegensatz zum Liegenden stellt die Berührungsfläche zum Hangenden eine flache  $\pm$  regelmässige Ebene dar. Doch ist hangender Marmor nur in den wenigsten Lagerstätten direkt mit dem Smirgel in Berührung, denn meistens liegt eine schieferige Serie zwischen oberem Marmor und Smirgel.

In der Grube Taşkesiği (Yatıgan-Gebiet) wird sie durch hellgelblichgraue Glimmerschiefer vertreten. Über den grünlichen Chloritoid-Smirgeln folgt direkt feinblättriger, hellgrauer Chlorit-Schiefer (quarzfrei) mit vereinzelt Erzknötchen.

Diese ca. 10 bis 15 cm mächtige Schieferlage geht allmählich über in einen helleren Muskowitschiefer, in dessen Grundmasse Chlorit in zunehmendem Masse durch Muskowit ersetzt wird und bisweilen sogar vollständig fehlt. Dieser Muskowitschiefer ist jedoch höchstens einige cm mächtig. Er wird von einem grauen Marmor bedeckt.

In der km-langen Ausbissreihe der Lagerstätte Üstüaçksarıncı (Yaygın) sind die Verhältnisse komplizierter. Während am Schürfloch Nr. 10 ein schmaler, hellgrauer, sehr feinschieferiger Hämatit-Muskowitschiefer (kleinblättriger Muskowit mit reichlich Rutil und Turmalin im Grundgewebe und mit knotenartigen, teilweise goethitisierten Hämatitansammlungen) die Zwischenlage darstellt, trifft man bei Nr. 13, 14 und 15 mächtigere, hellbläulich-graue Schiefer an, deren Verband recht kompakt ist. Der Übergang vom Smirgel zum Schiefer ist hier nicht scharf.

Das angrenzende Smirgelgestein ist ein hellgrauer Margarit-Smirgel mit Korund- (langprismatisch) und Chloritoid- (in der Mitte sanduhrförmige Leukoxenmassen)-Porphyroblasten in einem sehr feinschuppigen Margaritgrundgewebe. Die Textur ist richtungslos massig; Erzpartikel treten hie und da auf. Dieses Gestein geht allmählich in einen bräunlich-grauen, kompakten Muskowit-Margaritschiefer über, in dem man von blossem Auge rundliche bis polygonale Erzschildchen erkennen kann, welche mit ihrer flacheren Seite einer scheinbaren Schieferrichtung parallel laufen.

U. d. M. lassen sich diese Schildchen als Ansammlungen sehr feiner Magnetitförmchen (nach (111)) erkennen, die teils schlierige, teils elliptisch hohle,

schalenförmige Umrise aufweisen. Das Grundgewebe, welches aus feingemengtem Margarit und Muskowit besteht, beherbergt manche grösseren Muskowitblätter bzw. -gruppen, die mit Magnetit- und Rutileinschlüssen gefüllt sind. Letztere zeigen deutlich korundähnliche Umrise, zuweilen enthalten sie sogar kleinste Korundreste, so dass sie als Umwandlungsprodukte angesehen werden dürfen. Etwas feinschuppiger Chlorit und zahlreiche feine Turmaline bilden die weiteren Bestandteile des Grundgewebes, wobei grössere Zirkone, Rutil, vereinzelt Granate und drusenähnliche Topasgruppen den Bestand vervollständigen.

Dann folgt ein ähnlicher Margarit-Muskowitschiefer:

Feinlepidoblastische Margarit-Muskowitgemenge im Grundgewebe, schlierige Ansammlungen von Magnetitoktaedern vermengt mit Hämatit tafeln, zerbrochene, vereinzelt Chloritoide, einige kleine, schwach grünliche Granate (grossularähnlich), hin und wieder teilweise chloritisierte Biotite, zerfetzte, brüchige, trübe Korunde, sehr feine Rutilnadeln und kleine Turmaline — eine für ein Smirgelgestein nicht gewöhnliche Mineralkombination.

Gegen aussen hin wird die Textur immer schieferiger, während die linsig bis schlierigen Erzansammlungen weiterhin bestehen bleiben.

Die Zusammensetzung des Grundgewebes verschiebt sich zu Gunsten von Muskowit; Margarit verschwindet, auch Korund und andere „Smirgelminerale“ fehlen nun. Magnetit bildet allein die genannten Ansammlungen mit Eigentexturen, Grossulare kommen etwas häufiger vor und werden manchmal randlich von wenigen, sehr feinen, braunen, pleochroitischen Körnern begleitet, die als Staurolith angesehen werden müssen. Rutil und Turmalin sind in der üblichen Art vorhanden.

Diese interessante Serie ist am Schürfloch ca. 16 m mächtig; sie wird am Hangenden scharf durch die Marmore unterbrochen. Gegen die Schürflöcher Nr. 4 und 6 hin kommen hellbraune, fleckige, magnetit- (bzw. goethit-)führende Muskowitschiefer vor, die eine Mächtigkeit von etwa  $\frac{1}{2}$  m besitzen.

Die Zwischenserie wird in der Grube Eğlidağ (Eğlidağ-Şeref-Gruppe) durch einen sehr feinkörnigen, rötlich-braun gefleckten, parallel texturierten Margarit-Smirgel vertreten.

Einen gänzlich verschiedenen Typus liefern andere Gruben, in welchen die Zwischenserie statt von gewöhnlichem Glimmerschiefer von disthenführenden Gesteinen gebildet wird. Ein Übergangstyp steht in der Grube Aybey (Körteke) an: ein flaseriger Disthen-Chloritschiefer.

Der Disthen ist langgestreckt und führt stets Rutileinschlüsse (feinnadelig, im Mittel 3—4 mm lang und  $\frac{1}{2}$  mm dick). Er ist zu büscheligen bis radialen Aggregaten vereinigt, welche sich zwischen feinschuppige, lepidoblastische

blastische, blaugrüne Chlorite einnisten. Etwas Muskowit begleitet stets die Disthensonnen. Spärliche, sehr feinkörnige Magnetite bilden kleine, zerfetzt aussehende Gruppen. Ferner treten sehr kleine Granate, feine Turmaline und vereinzelt Chloritoide auf. Bestand:

35 Vol.-%	Chlorit
30	Disthen
20	Muskowit
15	Chloritoid, Magnetit, Rutil, Turmalin, Granat

In der Grube Madendağ trifft man sehr grobkörnige, bräunlich pigmentierte Disthenschiefer.

### c) Die Marmore des Hangenden

Sie unterscheiden sich im wesentlichen kaum von jenen des Liegenden, nur grenzen sie an die Smirgel bzw. die schieferigen Zwischenlagen mit einer relativ flachen Ebene. In den Gruben von Eğli-  
dağ, Madendağ (beide in der Eğli-Şeref-Gruppe) und in İsmail-  
dağ- (Gübbey-Gruppe) sind es sehr feinkörnige, schwach bläulich-  
weisse Dolomitmarmore, die etwas Quarz führen, in den übrigen Vor-  
kommen hingegen durchwegs Calcitmarmore.

In der Grube Taşkesiği (Yatıgan) geht indessen durchwegs der  
Dachschiefer mit einem Muskowit-Calcitschiefer, der fleckige Goe-  
thitknoten enthält, als Zwischenglied allmählich über in einen  
schwachschieferigen Marmor. Auch in der Grube Yatıganocak ist  
ein allmählicher Übergang vorhanden, indem feine Muskowitschiefer-  
fugen mit Calcitlagen wechsellagern, letztere gegen aussen hin mäch-  
tiger werdend. In den übrigen Lagerstätten (z. B. Üstüaçıksarıncı  
(Yaygın) ist die Grenze scharf.

### d) Rückblick

Das Nebengestein der Smirgellager ist überall Marmor, meistens  
Calcit-Marmor. Die Berührungszone mit dem Smirgelkörper besitzt  
verschiedenen Charakter, je nach der geologischen Stellung. Am  
Liegenden (entsprechend dem stratigraphisch älteren Teil) ist die  
Grenzfläche unregelmässig, aber relativ scharf, nur eine schmale,  
kaum über einige cm mächtige Zone kann aus Korund-Calcit ( $\pm$  Chlo-  
ritoid)-Gemenge bestehen. Sie kann kaum als selbständiges Gestein  
angesehen werden, womit also in den SW-anatolischen Smirgellager-  
stätten korundführende Marmore bzw. Korundmarmore oder primär  
calcitführende Smirgel bzw. Calcitsmirgel fehlen. Die sehr schmale,  
gemischte Zone überschreitet kaum die Grenzen, welche für scharfe

Trennung zweier Gesteinsarten zulässig sind. Diese Art der Abgrenzung zwischen Smirgel und Marmoren dürfte ihre genetische Bedeutung haben (S. 469).

Am Hangenden wird der Marmor vom Smirgel meistens durch eine schieferige Serie getrennt. Es wurden zwei Hauptarten solcher Gesteine festgestellt, nämlich die quarzfreien Glimmer- bzw. Chloritschiefer und die ebenfalls quarzfreien Disthenschiefer. Die Beobachtungen zeigten, dass in einigen Lagerstätten diese Zwischenlage zum ersten, in anderen zum zweiten Teil gehört, was ebenfalls genetisch interpretiert werden muss (S. 469).

Im weiteren Umkreis der Smirgellagerstätten sind die Marmore meistens mittelkörnig und grau. In manchen Gebieten riechen sie beim Anschlag stark nach Schwefelwasserstoff. In der unmittelbaren Nähe des Smirgellagers sind sie jedoch weiss, zuckerkörnig und frei von  $H_2S$ -Geruch. Gerade in Lagerstätten, die von nach  $H_2S$  riechenden Marmoren umgeben werden, konnte in den Smirgeln stellenweise Pyrit beobachtet werden (Pyrit-Smirgel), während er in anderen dieser Art zu fehlen scheint.

##### 5. Über die tektonisch beanspruchten Smirgel

Einige Smirgellagerstätten wurden tektonisch beansprucht. Während die Hauptmasse kaum Spuren solcher Vorgänge zeigt (lediglich verharnischte Diasporklüfte), sind dann die an die Marmore angrenzenden Teile deutlich beeinflusst worden. Bereits schieferig texturierte Margarit-Smirgel aus dem Hangenden der verschiedenen Vorkommen des Gümüşdağ mit ihren Korundporphyroblasten (S. 406—407) dürften durch tektonische Vorgänge umgewandelte Smirgeltypen darstellen. Da das Material dieser Lagerstätten keine weiteren mineralischen Umwandlungen zeigt, wurde es dem gewöhnlichen Smirgeltypus zugeordnet.

Anders verhält es sich mit Lagerstätten, bei welchen eventuell durch primäre Zerklüftung und Zertrümmerung Mischgesteine gebildet wurden. Ein schönes Beispiel liefert die Grube Aybey (Körteke). Der Marmor am Liegenden ist brekziös und wieder verfestigt worden (Calcit-Marmor-Brekzie), wobei nun die Bruchstücke von deutlichen Mörtelkränzen umgeben erscheinen. Je näher der Marmor am Smirgel liegt, desto mehr wird er durch eisenschüssiges Pigment rötlich bzw. gelblich gefärbt. Die Berührungszone dieser Gesteine mit dem Smirgel ist ebenfalls brekziös ausgebildet. Es liegt ein

Mischgestein aus Smirgel und Marmor vor, das aus Calcit, Korund, Chloritoid und Magnetitkristalloklasten besteht.

Magnetite wurden randlich durch angrenzenden Calcit und Korund zum Teil aufgezehrt, wodurch sehr feinkörnige, randlich ineinander verwachsene Gemenge entstanden. Korunde wurden ebenfalls zerspalten, rekristallisierten aber teilweise wieder. Ränder und innere Spaltrisse der Calcite füllten sich mit Limonit bzw. Goethit.

Etwas tiefer in der Smirgelmasse treten rötlich pigmentierte Margaritschiefer mit wolkigen Magnetit-Muskowitgemengen und zersetzten Korunden auf. Stellenweise findet man in solchen Massen eingeschlossene, kleine, nussgrosse Smirgelbruchstücke.

Verschiedene Teile der Smirgelmasse wurden rekristallisiert. Beachtenswert ist ein Korundsmirgel, der aus groben Korundprismen in einer etwas lockeren Goethitzwischenmasse besteht und bereits von Hand zerstückelt werden kann.

U. d. M. erkennt man sehr gut begrenzte, langprismatische Korundporphyroblasten. Alle sind zonar: auf eine kleine farblose Innenzone folgt nach einer dünnen Erzeinschlussschale eine tiefblaue Aussenzone (Abb. 27). Die Erzeinschlüsse sammeln sich auch an den Kanten des äusseren Teils an, derart, dass die äussere Zone in sechs durch Erzstaub getrennte Felder aufgeteilt wird. Vereinzelte, brekziöse Chloritoidnester treten noch hinzu\*).

Auch die disthenführenden Schiefer der Dachzone sind zuweilen mit Smirgelmassen vermischt worden. Dadurch entstanden Korund-Disthengesteine mit einem sehr grobnematoblastischen Disthengeewebe, worin kleinere Korundporphyroblasten eingewachsen sind. Mörtelartige Erzmassen füllen feine Risse im Gestein oder bilden die unregelmässigen, dentritisch-diablastischen Einschlüsse im Disthen.

Die übrigen Vorkommen in der Umgebung von Körteke, besonders jene von Akçakavaklar und Düzlem, zeigen ebenfalls Spuren mechanischer Beanspruchung. Die Berührungsflächen mit dem Marmor werden zerdrückt, wodurch Mischgesteine mit brekziöser Beschaffenheit entstanden.

In Akçakavaklar wurde das Hangende so stark deformiert, dass am Smirgel eine zackige Grenzfläche gebildet wurde. Teile des Daches mit der schieferigen Zwischenserie blieben dabei in den Smirgelmassen eingeklemmt. Ferner werden die Chloritoid-Smirgel der oberen Lagerpartien von einem engmaschigen Fiederkluftnetz durchzogen.

---

\*) Manche Diasporklüfte wurden dabei in eine Diasporbrekzie mit Goethitbindemittel umgewandelt.

U. d. M. betrachtet, zeigt das Gestein eine starke Trübung, die durch äusserst feinkörnige Rutileinschlüsse verursacht wird, welche sowohl im kleintafeligen Chloritoid wie auch im fein- bis feinkörnigen, kristalloblastischen Korund auftreten. Die Fiederklüfte bilden mehrere Systeme verschiedener Ordnung: Eines mit nahezu parallelen gewundenen, ca. 1—3 mm mächtigen Klüften, das andere mehr oder weniger senkrecht dazu (ca. 1—0,5 mm dick), als drittes schliesslich sehr feine, linsige Klüfte, die zum ersten oder auch zum zweiten parallel verlaufen. Verbindungen, Verästelungen, Aufspaltungen, Zertrümmerungen, alle im mikroskopischen Bereich, verleihen dem Gestein ein geadertes Aussehen.

Alle diese Klüfte weisen folgende, gemeinsame Züge auf: Sie enthalten einschlussfreie Kristalle, die vom Muttergestein aus gewachsen (Korund und Chloritoid) und ungefähr senkrecht zu den Salbändern gestreckt sind. Es liegt nahe, diese Klüftung mit der mechanischen Beanspruchung der Lagerstätte in Zusammenhang zu bringen.

Auch in Gümüşdağ, besonders bei Kocakaya und Makinaocak, finden sich solche rezente Störungen. Hier trifft man porös hellgraue Korundsmirgel an, die aus einem klastischen Korundgemenge mit Diaspor und Margarit als Bindemittel, verharnischten, sehr feinkörnigen Pyritansammlungen usw. bestehen.

Neben den oben angeführten Haupttypen mechanisch beanspruchter Smirgel existieren noch zahlreiche Typen mit weniger ausgeprägten Spuren.

## B. DIE DIASPORGESTEINE UND IHRE BEGLEITER

Lagerstätten von Diasporgesteinen finden sich in den Mentşe-Marmoren. Obwohl ihre Gesteine keinen Korund führen, sind sie in ihrer Anlage, Form und geologischen Position den Smirgellagerstätten sehr nahe verwandt.

### 1. Die Diasporgesteine

#### a) Diasporite, ihre Zusammensetzung und Textur

Es sind dunkelbraun-crème-gelb, fleckig aussehende, sehr feinkörnige, dichte Gesteine. Sie sind sehr zähe, wenn auch nicht so hart wie die Smirgel. Von blossen Auge kann der Mineralbestand kaum bestimmt werden, hingegen machen sich eigenartige Texturformen bemerkbar. Am häufigsten sind Diasporite, welche linsig bis

ovoidische, oft deutlich mehrschalig-konzentrische Texturgebilde in einem mehr oder weniger dichten Grundgewebe enthalten.

Sehr feinkörnige Diasporstengelchen bauen dieses feinnematoblastische Grundgewebe auf, das öfters in verschieden gekörnte Felder geteilt ist. Doch sind die Unterschiede nicht gross (die Korngrössen variieren zwischen 0,10 und 0,033 mm  $\varnothing$ ). Die einzelnen Diaspore enthalten reichlich äusserst feinkörnig bis kryptokristalline Rutilnadeln und zuweilen auch ebenso feine Hämatitschuppen eingeschlossen, welche eine merkliche Trübung der Diaspore verursachen. Ferner bewirkt ein mikroskopisch nicht erfassbares, vermutlich eisenschüssiges Pigment eine rötliche Färbung.

Partienweise kann die Verteilung der Einschlüsse (Pigment inbegriffen) für einen Teil des Gesteins einheitlich sein, ohne Störung durch die Wirtkörner. An anderen Stellen, besonders wenn die Diaspore gröberes Korn besitzen, sind die Einschlüsse im Innern der Wirtkristalle angehäuft bei einschlussfreien bzw. relativ einschlussarmen Rändern.

Einschlüsse können auch lokal angereichert sein, wobei eigentümliche Texturen erzeugt werden: Schlieren, Bänder oder Fließformen, wellige Streifen usw.

Die mehr oder weniger zahlreichen linsig bis ovoidischen Texturgebilde sind besonders beachtenswert. Sie unterscheiden sich vom Grundgewebe durch ihre meistens anders getönte Farbe (dunkler oder heller). Ihre Form kann linsig, ovoidisch, sphärisch-konzentrisch, mehrschalig oder flammig, amöbenartig, unregelmässig buchtig, kantig-polyedrisch sein. Sie sind komplex oder einheitlich gefüllt. Ihre Grösse ist variabel (meistens zwischen 5—2 mm). Linsig, flammig, schlierig oder ovoidisch geformte Texturgebilde sind im allgemeinen parallel angeordnet. Sie können wie das Grundgewebe sehr feinkörnigen Diaspor enthalten oder auch zusätzlich Erze und Chloritoiden. Die Erze sind ebenfalls sehr feinkörnig und bilden nahezu dichte Massen oder Gemenge mit Diaspor. Sie bestehen durchwegs aus Hämatit. Manchmal erkennt man konzentrische Hämatit- und Diasporschalen oder gegen aussen hin dichte Erzmassen und im Innern Erz-Diasporgemenge. Chloritoidporphyroblasten (meistens mittel- bis kleintafelig, seltener feinschuppig) durchwachsen oft diese Erz- bzw. Erz-Diaspormassen. Andere Gebilde enthalten nur Chloritoiden, welche radial-fächerförmig angeordnet sind. Oder aber es umhüllen randlich haftende Chloritoiden rundlich-linsige, komplexe Gebilde.

Das textuelle Bild, welches durch diese oft zusammen vorkommenden, verschiedenartigen Gebilde erzeugt wird, scheint jenem der pisolithisch texturierten Gesteine sehr ähnlich. Im Gegensatz zu jenen Texturen liegt hier in den pisolithähnlichen Gebilden jedoch eine Kristalloblastese vor, was kaum auf einen diagenetischen Vorgang als abschliessende Phase deutet. Die grösseren Chloritoidblätter und die Diasporkörner mit zonarer Anordnung der Einschlüsse (einschlussfreie Ränder) sind auffällige Zeugen eines Kristallisationsprozesses, der während der Gesteinsmetamorphose stattgefunden haben muss. Da aber noch deutliche Anklänge an pisolithischen Bau bestehen blieben, rechtfertigt sich die Annahme, dass es sich

um eine Palimpsest-Textur primär pisolithischer Gesteine handelt, die am ehesten als *blastopisolithisch* zu bezeichnen ist. Die oft fliesstexturähnlichen Anordnungen im Grundgewebe können ebenfalls als erhalten gebliebene, analoge Anordnungen in tonerdereichen Sedimenten aufgefasst werden, welche von DE LAPPARENT als „*cou-lées*“ bezeichnet wurden.

Manche Diasporite führen noch andere Bestandteile: sehr feinkörnige Magnetitoktaeder hie und da im Grundgewebe, seltener in Blastopisolithen. Sie werden meistens von etwas Muskowit, zuweilen auch Margarit begleitet. Vereinzelte Hämatitschuppen können stellenweise ebenfalls auftreten. Chloritoide pflügen nicht nur in Blastopisolithen, sondern auch in der Grundmasse vorzukommen. Sie sind stets porphyroblastisch in polysynthetischen Paketen radial oder gekreuzt gruppiert und durchwachsen das Grundgewebe, wobei sie oft zahlreiche, sehr feine Diaspore einschliessen.

Ein weiteres, verbreitetes, jedoch in spärlichen Mengen auftretendes Mineral ist der gut oktaedrisch ausgebildete, feinkörnige Periklas, charakterisiert durch die würfelförmigen Spaltrisse. Er wird stets von einem sehr hoch licht- und stark doppelbrechenden Mineral umhüllt, welches nach der Basis tafelig ausgebildet ist und die Oktaederflächen der Periklase bedeckt. Diese Umhüllung wurde an einem analogen Diasporit von Samos durch DE LAPPARENT zuerst erkannt und Taosit benannt. Sie scheint aus Högbo mit zu bestehen (S. 387). (Siehe Hinweis DE LAPPARENT, S. 389.)

Spinelle und Anatase wurden keine beobachtet.

### b) Die normalen Diasporite

Normaler Diasporit als verbreitetste Varietät führt stets deutliche Mengen Erz (vorwiegend Hämatit). Aus einem Quartier von Milas (Gümüşkesen) stammen Proben mit einem schokolade-braunen Grundgewebe, das von linsig bis flach-amöbenähnlich aussehenden, parallel gerichteten, erzeichen Blastopisolithen durchsetzt wird.

Vereinzelte, feine, porphyroblastische Margaritzwillinge treten hie und da auf. Die Blastopisolithe enthalten besonders Hämatitmassen, welche von sternförmigen Gruppen kleintafeliger Chloritoide porphyroblastisch durchbrochen werden, oft von feinschuppigen Margariten, zuweilen auch Muskowiten begleitet. Die Muskowite schliessen äusserst feine, isometrische Erzkörner (vermutlich Magnetit) ein. Die Chloritoide sind zonar mit Rutileinschlüssen gefüllt, welche stellenweise in braunschwarze, erdige, leukoxenartige Massen übergehen. Die Ränder der Chloritoide sind einschlussfrei. Mineralbestand:

70 Vol.-%	Diaspor
10	Hämatit
10	Chloritoid
5	Margarit (2 Muskowit)
3	Rutil + Leukoxen

Eine chemische Analyse ist auf S. 460 wiedergegeben.

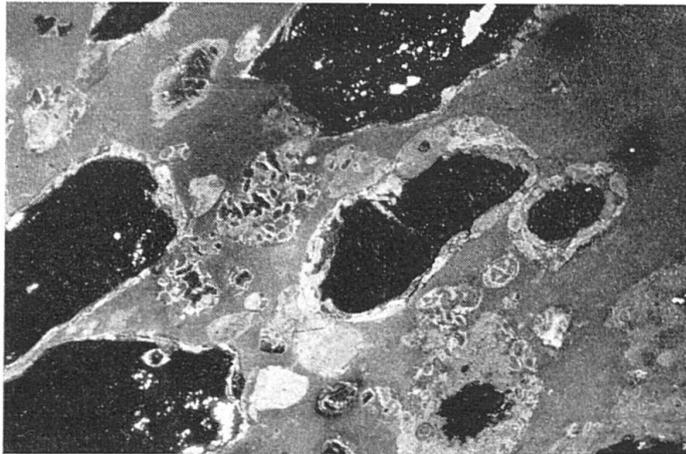


Abb. 28. Blastopisolithischer Diasporit. Gümüşkesen. Hellgrau: einschlussarme Diasporamasse, dunkelgrau: einschlussreiche Partie, dunkelgrau mit schmalen weißem Saum: Chloritoid-Porphyroblasten. Schwarz: Erz.  
Vergr.: 7,3 ×.

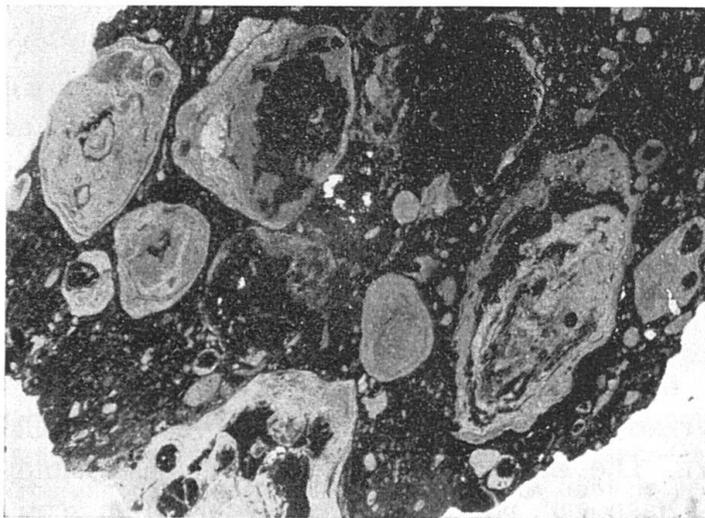


Abb. 29. Komplex-blastopisolithisch texturierter Diasporit. Yemişan.  
Vergr.: 7 ×.

Bei einer anderen Probe aus Gümüşkesen ist der Bau der Blastopisolithe interessant (Abb. 28).

Das Grundgewebe ist einheitlich gekörnt und durch Einschlüsse schwach gefleckt. Der Kern der etwas flachlinsigen Blastopisolithe wird von dichtem Erz erfüllt und von einer Schale mit Diaspormassen umschlossen. Diese Diaspormassen sind weniger trübe als die Diaspore des Grundgewebes. Breit- tafelige Chloritoidporphyroblasten, meistens von Muskowiten begleitet, haften an den Grenzen Erzkern/Diasporschale und Diasporschale/Diasporgrundgewebe, wobei besonders die Chloritoide der Grenzpartie Diasporschale/

Diasporgrundgewebe beachtenswert sind: Teile der Schale enthalten mehr Einschlüsse als jene des Grundgewebes, während die Diaspore sich entgegengesetzt verhalten. Mineralbestand:

70 Vol.-%	Diaspor
15	Erz
15	Chloritoid und Muskowit

Manche normalen Diasporite (besonders von Yemişan östlich Muğla) enthalten neben verschieden gestalteten Blastopisolithen (Abb. 29) auch polyedrische, mehr oder weniger scharfkantig begrenzte Gebilde, die ziemlich einheitlich mit Diaspor oder Erz gefüllt sind. Dadurch ergibt sich eine brekziöse Textur. Sie entsprechen erhalten gebliebenen „Grains“ (DE LAPPARENT) pisolithisch texturierter Gesteine.

Manche Diasporite besitzen eine feinlagige Textur, welche durch monomineralische Lagen verursacht wird: braune Diasporite, durch parallele, dünne, pigmentfreie Diasporlagen gebändert (Gümüşkesen), schieferige, dunkelrotbraune Diasporite mit rötlich pigmentierten Diasporen und parallel verlaufenden, sehr feinen Erzschnüren (Sudurağı bei Milas). Feinlagige Diasporite mit dunkelbraun pigmentierten Diasporfugen und schwarzer Hämatitbänderung sind besonders in der Lagerstätte von Tirkeç-Tepe häufig. Sie sind stellenweise gefältelt und zeigen zuweilen Mikroverwerfungen.

### c) Die erzarmen Diasporite

Selten trifft man hellgelbe, mehr oder weniger blastopisolithische, erzarme Diasporite. Sie führen spärlich Chloritoidporphyroblasten. Die Blastopisolithe, wie auch das Grundgewebe, bestehen aus Diasporen, welche sich entweder durch schwächere oder stärkere Pigmentierung oder durch verschiedene Körnung unterscheiden. Diese Diasporite enthalten 80—90 Vol.-% Diaspor.

### d) Die Chloritoid-Diasporite

Ziemlich verbreitet sind Chloritoid-Diasporite mit verschiedenen Textur-Typen. In Gümüşkesen (Milas) stehen Chloritoid-Diasporite an, die wie folgt gebaut sind: makroskopisch gut wahrnehmbare ( $\varnothing$  4 mm) violettbraune Blastopisolithe liegen in einem aus fleckig verteilten Diaspor- und Chloritoid-Ansammlungen zusammengesetzten Grundgewebe.

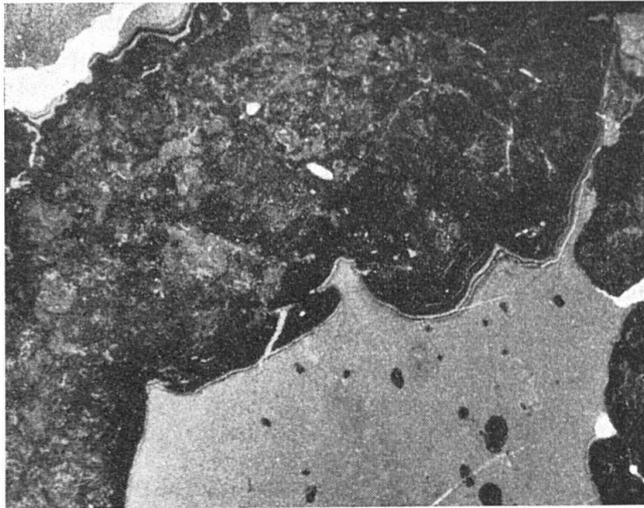


Abb. 30. Merismitisch texturierter Diasporit (Gümüşkesen). Vergr.: 7,2 $\times$ .

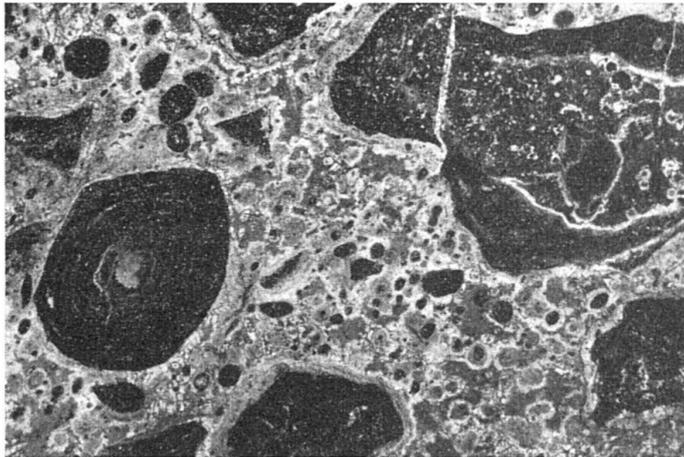


Abb. 31. Korundführender Diasporit (Koçak). Kleine Korunde (weiss) mit scharfen Rissen und stärkerem Relief. Sehr feine Diaspor-Grundmasse mit fleckiger Verteilung der Einschlüsse (teils hell, teils dunkelgrau). Chloritoides (hier kaum erkennbar). Blastopisolithische Gebilde (sehr dunkelgrau bis schwarz). Vergr.: 7,3 $\times$ .

Die Diaspormassen bestehen aus Bereichen verschiedener Körnigkeit und Einschlussdichte. Die Einschlüsse sammeln sich zu parallel gebogenen Scharen mit fließartiger Anordnung. Die feinschuppig bis kleintafeligen Chloritoides bilden radial angeordnete Porphyroblastengruppen, die stets etwas Diaspor einschliessen. Die mit Chloritoid gefüllten Blastopisolithe sind im Innern ebenfalls radial-fächerförmig gebaut, während die Ränder mit Chloritoidpaketen umhüllt sind. Das Gestein führt relativ häufig Pleonast, welcher stets von Hög-  
bomit bedeckt ist. Mineralbestand:

65	Vol.-%	Diaspor
30		Chloritoid
5		Erz (bes. Pigment), Rutil, Pleonast usw.

Chloritoid-Diasporite aus Sazalan (Bozoluk-Gebirge) bestehen aus einem stark pigmentierten Diasporgrundgewebe, welches reichlich mit Chloritoidporphyroblasten durchsetzt ist.

Blastopisolithen sind selten. Vereinzelte, oktaedrisch begrenzte, kleine bis feine Partikel sind mit einer sehr stark doppelbrechenden, glimmerähnlichen Masse gefüllt (mittlere Lichtbrechung, optisch nahezu einachsiger negativ). Einige enthalten noch zerfetzte Periklasreste. Die glimmerähnliche Masse dürfte durch Umwandlung aus Periklas entstanden sein, doch wäre Talk, mit welchem die optischen Daten identisch sind, nicht das übliche Umwandlungsprodukt. Mineralbestand:

60 Vol.-%	Diaspor
40	Chloritoid

Schön blastopisolithische Chloritoid-Diasporite stammen von der Lagerstätte Sambucak, in der westlichen Umgebung von Muğla. Das Grundgewebe besteht aus sehr feinkörnigem Diaspor, welcher gelbbraunlich pigmentiert und wie üblich mit Rutileinschlüssen versehen ist. Die blastopisolithischen Gebilde sind verschiedenartig und verschieden gross. Manche bestehen bloss aus Diaspor und unterscheiden sich vom Grundgewebe lediglich durch kleine Körnungs- oder Pigment-Unterschiede. Die grösseren sind meist mit Chloritoiden gefüllt.

In manchen Chloritoid-Diasporiten ist der Chloritoid an geschlossene, sehr dünne Schichtlagen gebunden, die mit reinen Diasporlagen abwechseln. Die Diaspore sind äusserst feinkörnig, während die meist parallel den Lagen stehenden Chloritoidblätter einen Durchmesser um 1 mm besitzen. Andere Proben enthalten verästelte, radiale Chloritoidgruppen, in welchen nur vereinzelt Diasporkörner eingeschlossen blieben (Siebstrukter, Tirkeç-Ostwand).

#### e) Die Margarit-Diasporite

Margaritführende Diasporite sind mehr oder weniger schieferig. Ein Handstück aus Gümüşkesen (Milas) sieht schon makroskopisch deutlich schieferig aus, indem die erzeichen, flachlinsigen Blastopisolithen stellenweise zu schieferigen Streifen ausgepresst wurden. Blastopisolithen mit hämatitreicher Schale um Margarit-Magnetitkerne sind beachtenswert.

Die feinblättrigen Margarite schliessen äusserst feine, isometrische Körner (Magnetit) ein und werden dadurch schwärzlich getrübt. Die Ränder der Margarite sind meistens klarer. Senkrecht zur Schieferungs- bzw. Abplattungsrichtung der linsigen Blastopisolithen haben die Margarite einen breiteren, einschussfreien Rand, während parallel dazu die zonare Verteilung nur schwach

ausgeprägt ist. Im ganzen ergibt diese ungleichmässige Verteilung streifig-wellige Bänder senkrecht zur Hauptebene. Diese Bänder können Stresswirkungen zugeschrieben werden. Mineralbestand:

55 Vol.-%	Diaspor
5	Chloritoid
10	Hämatit
30	Margarit

In Armutçuk (östlich Körteke) und Avburnu (südlich Körteke) kommen schieferige Diasporite vor, die in Grundgewebe und Blastopisolithen reichlich Margaritporphyroblasten enthalten, zudem vereinzelte Andalusitporphyroblasten mit sanduhrartig angeordneten Einschlüssen.

#### f) Die korundführenden Diasporite

Aus dem östlich Körteke gelegenen, kleinen Vorkommen von Koçak stammen blastopisolithische, dunkelgraue, bunt gescheckte Diasporite. Die im Mittel 0,5 bis 1 cm grossen Blastopisolithe sind oft unregelmässig geformt. Sie liegen in einem mit grünen Chloritoid-Porphyroblasten durchsetzten, gelblichen Grundgewebe (Abb. 31).

Das Grundgewebe besteht aus einer sehr feinkörnigen und ungleichmässig pigmentierten Diaspormasse, worin zahlreiche, kleinkörnige, prismatische, wasserklare Korund-Porphyroblasten und durch Rutileinschlüsse mehr oder weniger trübe, in radiale Gruppen angeordnete Chloritoidporphyroblasten liegen. Die Blastopisolithe sind ähnlich zusammengesetzt wie das Grundgewebe. Manche enthalten jedoch reichlich Chloritoid, der im Inneren radial und am Rande mantelförmig angeordnet ist. Die deutliche Trennung der Blastopisolithe vom Grundgewebe wird durch konzentrische, sehr dünne Einschlusschalen verursacht. Manche Blastopisolithe sind gut begrenzt, andere durch Mikroverwerfungen verstellt worden. Auffällig sind jene, deren mehrschaliger Bau quer unterbrochen aussieht, was auf eine primäre, brekziöse Beschaffenheit des Gesteins schliessen lässt. Mineralbestand:

40 Vol.-%	Diaspor
30	Chloritoid
25	Korund
5	Rutil, Erz.

Dies ist das einzige Vorkommen eines korundführenden Diasporites.

#### g) Smirgel in Diasporitlagerstätten und Korund-Hämatitschiefer

Korundgesteine bzw. Smirgel sind in Diasporitlagerstätten nicht üblich. Nur ein einziger Fall ist bekannt, wo eine kleine Smirgel-

linse zwischen einem margaritiführenden Chloritoidit in einem sehr schmalen Korund-Hämatitschiefer angetroffen wurde.

Der Smirgel besteht aus klein- bis feinkörnigen, kurzprismatischen Korundkristalloblasten, die ein pflasterartiges Gefüge besitzen. Magnetit bildet teils dichte, sehr unregelmässig begrenzte Massen, teils kleine bis äusserst feine, oktaedrische Einschlüsse in Korund. Bisweilen sind auch spindelige bis linsige Magnetitansammlungen vorhanden. Etwas Margarit tritt in einigen schmalen Zwickeln hinzu. An Korunden sind spärlich Diasporummantelungen zu finden. Dem Mineralbestand nach wäre das Gestein ein erzarmer Smirgel.

Die Korundhämatitschiefer sind kaum über einige cm mächtig. Es sind graue, sehr feinschuppige Muskowit-Hämatitgemenge mit langprismatischen Korundporphyroblasten. Meist sind diese Porphyroblasten spärlich, können aber stellenweise bis zu 30 Vol.-% anreichert sein.

#### h) Die Chloritoidite

Reine Chloritoidgesteine oder sehr chloritoidreiche Gesteine sind selten. Es sind braunrötlich anlaufende, am Bruch dunkelgrüne, feinblättrige Gesteine, die aus radial-sphärischen Chloritoidgruppen bestehen. Stellenweise enthalten sie sehr feinkörnige Diaspore bzw. Diaspormassen, wobei sie in Chloritoid-Diasporite übergehen.

### 2. Die Klüfte

Während Chloritoid- und Muskowit- bzw. Margarit- sowie Karbonatklüfte in den Diasporiten häufig sind, fehlen Diasporaklüfte gänzlich.

Die Chloritoidklüfte finden sich besonders zahlreich in chloritoidreicheren Diasporiten. Ihre Mächtigkeit kann sehr verschieden sein (Çatalçam und Açıtoprak bei Bencik bis über 15 cm). Die Beschaffenheit ist weitgehend identisch mit jener der gewöhnlichen Smirgel.

Karbonatische Klüfte (absteigende Lösungen) sind relativ beschränkt und meistens nur dort anzutreffen, wo reichlich Chloritoid vorhanden ist. Karbonat vermochte offenbar kaum Diaspor zu verdrängen. Hingegen greift es tief in Chloritoidgruppen, bzw. Klüfte ein. Da die Verdrängungsintensität auch von der Textur des verdrängten Gesteins abhängig ist, entstehen oft mit grünlichen Chloritoidresten versehene, gestreifte, braune Sideritmassen. In den chloritoidärmeren Diasporiten treten öfters linsige Muskowitklüfte auf, zuweilen auch solche mit blättrigem Talk (Tirkeç Tepe).

### 3. Das Nebengestein

Das Nebengestein ist meistens Calcitmarmor, in einigen Fällen auch Dolomitmarmor. Die Berührung des Marmors mit dem Diasporit ist am Liegenden allgemein gleich wie bei den gewöhnlichen Smirgeln. Nur ist die Grenze hier dadurch noch schärfer, dass die schmale Mischungszone von Diaspor und Calcit fehlt. Die Ursache dürfte in der Feinkörnigkeit der Diasporite liegen.

Am Hangenden ist der Übergang, wie bei den meisten Smirgellinsen, eben und flach. Eine tonschieferartige Zwischenlage im Sinne der Glimmer- bzw. Chloritschiefer konnte bei mehreren Vorkommen wahrgenommen werden. Sie ist jedoch so stark zerfallen, dass keine brauchbare Probe entnommen werden konnte.

### 4. Die tektonisch beanspruchten Diasporite, Gesteine der Disthenzone

Einige Diasporitlagerstätten führen zugleich grössere Massen schieferiger Disthengesteine (Tirkeç Tepe — nördl. Muğla, Avburun — südl. Körteke, Armutçuk östlich Körteke), welche an tektonisch beanspruchten Stellen auftreten und in gewöhnliche Diasporite übergehen können.

Der einfachste Typ dieser Gesteine ist ein linear-flaseriger, grauer Disthenschiefer aus Başlartarlası (Tirkeç Tepe-Ost-Rücken). Die 1 bis 5 mm langen, sehr dünnen Disthennadeln können von blossem Auge erkannt werden.

Die flaserige Textur ist u. d. M. ausgeprägter, da die längeren Individuen parallel zur Hauptrichtung des Gesteins laufen; dazu geneigt stehen kürzere Durchdringungszwillinge und zwar je grösser die Neigung, desto kleiner die Zwillinge, wodurch eine sehr flachvoidale Anordnung entsteht. Zur Hauptrichtung mehr oder weniger senkrecht stehende Disthene fehlen fast ganz. Alle Körner sind durch äusserst feine Erzeinschlüsse trüb bis schmutzig-grau pigmentiert, wobei diese Einschlüsse zuweilen zonar angeordnet sind. Meistens fehlen sie den Randpartien, während sie im Innern öfters knotenförmige Verdichtungen bilden. Durchkreuzungen mit grösseren Winkeln zeichnen sich auch durch Fehlen der Einschlüsse und manchmal durch Verbiegungen der einzelnen Individuen aus. Die Prismenflächen der Disthene sind allgemein gut und scharf ausgebildet, die basalen Endungen jedoch meistens zerfrant oder filzig. In wenigen Zwickeln liegen einschlussärmere, feinblättrige Chlorit- bzw. Muskowit-Massen, zuweilen mit feinen Erzmassen gefüllt (wahrscheinlich Hämatit).

An einigen Stellen wurden ganze Schieferpartien geknickt; in diesem Falle tritt öfters ein bläulichweisser Disthen in der Stress-

klufft auf. Solche Stressklüfte können scharenweise auftreten. Der Klufftdisthen ist praktisch frei von Einschlüssen. Solche Klüfte enthalten noch reichlich hellgrünlich durchscheinenden Muskowit, ferner hie und da linsige Topas-Aggregate, zuweilen auch Chloritoide. Manchmal tritt der Disthen gegenüber dem grobblättrigen Muskowit stark zurück.

Manche sehr feinkörnige Schiefer bestehen lediglich aus Karbonaten, vermengt mit Hämatit-Schuppen. Das Gemenge weist schlierige, zuweilen unregelmässig begrenzte Texturelemente auf. Auch sehr feinschuppige, etwas Magnetit führende Hämatit-Muskowitschiefer kommen vor. Schliesslich gehen die Disthenschiefer in Hämatit-Muskowit bzw. Hämatit-Diaspor-Muskowitschiefer über, welche aus einem schiefrig texturierten, feinschuppigen Hämatit-Muskowit- ( $\pm$  Diaspor)-Grundgewebe mit vereinzelt Disthen-Porphroblasten bestehen. Letztere führen zuweilen auch in parallelen Scharen Stressklüfte mit mittelgrossen Muskowitblättern.

Einige Disthen-Muskowit-Klufftbildungen im Dache der Tirkeç Tepe-Lagerstätte verdienen eine besondere Erwähnung. Die Dachzone ist durch ein ausserordentlich starkes Ineinandergreifen von Diasporiten und Nebengestein charakterisiert. Es scheint sich um Dislokationsbrekzien zu handeln. Zwischen den zerbrochenen, zermürbten, zuckerkörnigen Calcitmarmoren des Hangenden und den grauen Disthen- bzw. Hämatit-Muskowit- und Hämatit-Karbonatschiefern sind die verschiedensten Disthen- und Disthen-Muskowit- usw. Klufftbildungen wirr eingelagert. Es sind unter anderem langfaserige, oft gebogene Disthenklüfte mit bläulichweissen, faserig gestreckten Kristallen, die zuweilen bis über 10 cm Länge aufweisen können. Manchmal blieben darin senkrecht Salbandfragmente eingeschlossen, weshalb die Aufwachsungen mehrere Stufen zeigen können, die jeweils durch solche Fragmente unterbrochen werden. Grobblättrige, schwach grünliche Muskowite treten in den Disthenklüften meistens als Zwischenraumfüllungen auf.

Manchmal sind auch unregelmässige Marmorbruchstücke in den Klufftmassen eingeschlossen. Diese oder Teile der Disthenklüfte enthalten dann oft kleinere Gruppen grau-grünlich tafeliger Kristalle, die eine rhombische Basis besitzen: es sind nach (0001) tafelig ausgebildete Korunde (mittlerer Durchmesser von 3—5 mm). Sie sind optisch schwach zweiachsig und löschen undulierend aus. Sie sind schwach pleochroitisch,  $\epsilon$  = schwach gelblich,  $\omega$  = schwach grau-grünlich. Deutliche Achsendispersion  $v > \rho$ . Manchmal können solche tafelige Korunde in Reihen angeordnet sein, die dann ton-

nenförmige Umrisse erkennen lassen. Die einzelnen Tafeln sind jedoch voneinander unabhängig.

Auch Hämatite bilden hier öfters Klüfte. In der Kluftrichtung langgestreckte Tafeln, die oberflächlich bläulich anlaufen, besitzen einen schwärzlichen Strich. Solche Tafeln mit senkrecht dazu stehenden, kleineren Aufwüchsen komplex verschachtelt, sind zu langstreifigen Kluftausfüllungen vereinigt.

In Avburnu (südl. Körteke) gehen blastopisolithisch texturierte Andalusit-führende Margarit-Diaspore in Typen über, welche Disthen-Porphroblasten führen und die von grauen, flaserig-spindelinsig texturierten Disthenschiefen abgelöst werden. Letztere sehen jenen vom Tirkeç Tepe sehr ähnlich. Sie führen in den Zwickeln etwas Karbonat und sind reich an Einschlüssen. Interessant ist, dass die feinsten staubartigen Einschlüsse stellenweise rundliche bis ovoide, konzentrisch-schalige Anordnungen aufweisen.

Nicht nur die einzelnen Proben variieren stark, auch der Gesamtaufbau dieser Lagerstätten ist komplex. In Armutçuk und Avburnu im Körteke-Revier und in den meisten Aufschlüssen des Tirkeç Tepe-Gebietes sind die Diasporitarten und Disthenschiefer verschieden assoziiert. Stellenweise gehen sie ineinander über; stellenweise sind gute, jedoch verzahnte, buchtige Grenzen vorhanden. Dies ergibt ein Bild tektonisch uneinheitlicher Vorgeschichte. Die stark beanspruchten Teile sind ausgesprochene Ruschelzonen. Sie enthalten besonders reichlich Disthen, so dass von Disthenzonen innerhalb dieser Diasporit-Lagerstätten gesprochen werden kann.

### Die Mischgesteine von Ziftlik am Nordhang des Tirkeç Tepe

Die ausgedehnte Lagerstättengruppe von Tirkeç Tepe besitzt am Nordhang (Ziftlik) einen weiteren Ausbiss mit eigenartigen Verhältnissen. Ausserlich sieht er kaum einem diasporitführenden Aufschluss ähnlich. Eine sehr unregelmässig verzweigte, dunkelviolettblau imprägnierte Karbonatmasse mit groben Magnetit-Oktaedern und brekzienerzähnlichen Marmorresten fällt zuerst auf. Die oft auf kleinem Raum stark konzentrierten Magnetitoktaeder können bis über 5 mm gross werden. Plattige, dunkelrötlich-braun bis grünlichgraue, feinkörnige Partien, meistens magnetitfrei, ragen aus diesem Komplex heraus. Die im Mittel einige cm mächtigen Platten erweisen sich als Chloritoid-Diasporite, die nachträglich durch Limonit pigmentiert wurden.

Die porphyroblastischen Chloritoide liegen in 1 mm grossen, leistenförmigen Gruppen (polysynthetisch lamelliert) in einem Diaspor-Grundgewebe. Sie enthalten in ihrer Mitte öfters grössere Diaspormassen. Der Diaspor ist gelblich gefärbt, sehr feinkörnig und durch Rutilstaubeinschluss getrübt. Bei

sehr dünnen Platten, die im Karbonat eingeschlossen sind, kommt noch feinkörniges Karbonat hinzu. Zwischen diesen Platten liegen Marmorteile, welche in verschiedenen Rissen limonitisiert wurden und vereinzelt Chloritoidgruppen enthalten. Interessant sind feinschuppige Muskowit-Nester, die in Karbonat eingewachsen sind.

Kleinere Diasporitgruppen, oft zusammen mit Goethit und Chloritoid, sowie Margarite treten in verschiedenen Teilen dieser Marmore auf. Schliesslich kommen noch Gemenge imprägnierter, magnetitführender Marmore und Chloritoid-Diasporite vor. Die groben Magnetitoktaeder werden oft von einem schmalen Calcitsaum umgeben. Das Karbonat ist zermürbt, in einzelne Körner aufgelöst, die in einer limonitischen, oft Diaspor- und Chloritoidkörner enthaltenden Masse eingebettet sind. An anderen Stellen liegen linsige Aggregate von Karbonatkörnern in Chloritoid-Diasporiteilen oder sind schlierig-linsige, von anderen Gemengteilen freie Karbonatmassen diablastisch von Magnetitstaub durchsiebt. Endlich findet man auch reine Calcite.

Alle diese Strukturelemente zusammen bilden ein wechselvolles Gemisch. Die Dachpartie der Lagerstätte führt Muskowit-Disthenschiefer, in welchen sehr grobe, fingerartige Disthene in einem feinblättrigen Muskowit-Grundgewebe eingelagert sind.

### 5. Zusammenfassung

Mehrere nach äusserer Form und Lagerung mit normalen Smirgel-lagerstätten identische Vorkommen enthalten Diasporgesteine statt Smirgel. Solche Diasporgesteine, die hauptsächlich aus sehr feinkörnigem Diaspor in Begleitung der Nebengemengteile (Chloritoid, Margarit, Muskowit, Hämatit, Magnetit usw.) bestehen, wurden *Diasporite* genannt (S. 461).

Texturell scheint stets ein chorismatischer Aufbau vorzuliegen. Als Haupttexturelement wurden blastopisolithische Gebilde festgestellt. Diasporitlagerstätten, die tektonisch stark beansprucht wurden, enthalten „disthenisierte Zonen“ (Dislokation). Korund ist normalerweise in Diasporiten nicht vorhanden. Nur in einem Falle wurde er angetroffen. Ungewöhnlich ist ebenfalls ein Vorkommen von Smirgel im Diasporit, dessen Stellung jedoch wegen der starken Dislokation nicht klar interpretiert werden konnte. Klüfte und Nebengesteine der Diasporite sind im wesentlichen analog denen der Smirgel.

### C. DER SMIRGEL VON ALANYA

Ausserhalb SW-Anatoliens (bzw. im Hinterland von İzmir) kommen Smirgel in der Türkei nur noch in der Umgebung von Alanya vor. Es handelt sich um einzelne, kleinere Lagerstätten nördlich des

genannten Hafens, der am Südrand des Toros-(Taurus)-Gebirges an der Mittelmeerküste im Golf von Antalya liegt.

Diese Lagerstätten sind vom Verfasser nicht besichtigt worden. Handstücke, die freundlicherweise durch die Herren Dr. ZIMMER und Dr. M. BLUMENTHAL zur Verfügung gestellt wurden, sowie mündliche Angaben und Rapporte der beiden genannten Geologen über die betreffenden Vorkommen im türkischen staatlichen Institut für Erzlagerstättenforschung M. T. A. in Ankara ergaben, dass sie über die Smirgellagerstätten Anatoliens wertvolle Kenntnisse vermitteln würden. Deshalb wurde das Material aus den Lagerstätten Kuruçay (bei Asmaça) und Yarendere in der Nähe von Mahmutseydi untersucht. Beide Lagerstätten zeigen analoge Verhältnisse.

Der Smirgel von Kuruçay erweist sich als sehr feinkörniges, makroskopisch dichtes, bläulichgraues, sehr hartes Gestein. U. d. M. erkennt man äusserst feine Rutileinschlüsse, welche eine unregelmässige Trübung der Bestandteile verursachen und ein sehr kompliziertes Bild bedingen. Blastopisolithische, oft nach einer bestimmten Richtung abgeplattete oder wirr gelegene, eckig-zackige Figuren, ferner Figuren, die Fliessformen ähneln, kennzeichnen die Hauptformen dieser Textur. Das Gestein besteht aus einem Gemenge von sehr feinkörnigen, monomineralischen Korund- und Diaspor-Berirken, welche ineinander übergehen. Diese Bereiche haben öfters linsige bis ovoidale Formen.

Der xenomorphe, farblose, polyedrisch begrenzte Korund bildet ein pflasterförmiges Grundgewebe. Er ist in einschlussfreien oder einschlussarmen Blastopisolithen gut erkennbar und besitzt dort gröberes Korn. Der feinkörnigere Diaspor bildet mit den kurzstengeligen Individuen ein feinnematoblastisches Grundgewebe. Wo beide Komponenten gemischt sind, liegen die Korunde porphyroblastisch im Diasporgewebe. Übergänge zu reinen Korund- bzw. Diaspor-Bereichen sind vorhanden. An verschiedenen Stellen stehen kleine bis mittelgrosse Diasportafeln porphyroblastisch im gemischten Grundgewebe. Es dürften jüngere Bildungen sein (Rekristallisationsprodukte). Chloritoide sind relativ selten: rechteckige Porphyroblasten, die aus zwei diagonal gleich auslöschenden Zwillingspaaren bestehen.

Die Einschlüsse erwiesen sich als äusserst feine bis kryptokristalline, staubartig verteilte Nadelchen (Rutile) (Abb. 32, 33). Etwas Erzstaub scheint stellenweise beigemischt zu sein. Längere Rutilnadeln und kleine Ilmenit-skelette entsprechen wahrscheinlich neuen Bildungen. Mineralbestand:

90 Vol.-% Korund und Diaspor  
10 Chloritoid, Rutil, Erz

(mengenmässige Trennung von Korund und Diaspor nicht einwandfrei möglich).



Abb. 32. Coulée-ähnliche Einschlusstexturen im feinkörnigen Smirgel von Alanya. Vergr.: 110×.

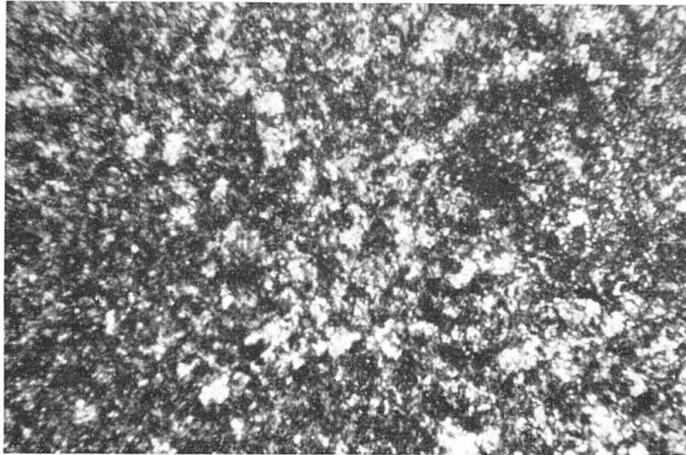


Abb. 33. Gleiche Stelle wie oben + Nicols. Vergr.: 110×.

Das beschriebene Gestein scheint eine grosse Ähnlichkeit mit den erzarmen Diasporiten von Milas zu besitzen. Besonders beachtenswert erweist sich, dass die Korunde gegenüber den Diasporen porphyroblastischen Charakter besitzen. Hier wie im Beispiel von S. 439 scheint der Korund aus Diaspor hervorgegangen zu sein. Besonders im Alanya-Smirgel ist der Korund nur wenig gröber als die Diaspore und neigt trotz seines porphyroblastischen Verhaltens dazu, das Grundgewebe zu ersetzen. Das Gestein besitzt damit eine Übergangstellung zwischen erzarmen Diasporiten und erzarmen Smirgeln.

Andere Handstücke führen grössere Mengen Chloritoid neben vorherrschendem Korund-Diasporbestand. Die Chloritoide treten als

Blastopisolithfüllungen bzw. Ummantelungen, sowie als unregelmässige, schlierige Aggregate auf, hie und da mit Korund und Diaspor vermengt. Die Korngrösse ist sehr variabel; neben kleintafeligen Porphyroblasten sind besonders die feinblättrigen, zu lepidoblastischen Bezirken neigenden Ansammlungen vertreten. Verschiedene Typen chloritoidführender Smirgel sind hier vorhanden; sie können alle mit den entsprechenden, gewöhnlichen Smirgelvarietäten verglichen werden.

Typisch scheint für die Lagerstätte von Alanya die Tatsache, dass neben korundreichen Smirgeln auch richtige Diasporite auftreten. Manche führen in ihrem sehr feinkörnigen Diasporitgrundgewebe feine Korunde, welche bei dieser Korngrösse sehr schwer vom Diaspor zu unterscheiden sind. Die Texturen der Diasporite sind weitgehend durch die Einschlüsse und die blastopisolithischen bis chorismatischen erzärmeren und -reicheren Teile geprägt (analog den gewöhnlichen Diasporiten).

In der Lagerstätte Kuruçay scheint die Dachpartie disloziert worden zu sein, da sie Gesteine mit grobnematoblastischem Disthengrundgewebe und poikiloblastisch eingewachsenen Diasporittafeln enthält.

Das Nebengestein ist eigenartig; am Liegenden ein schwach gelblich-weisser, sehr feinkörniger, dolomitischer Kalk, der etwas deformierte und undefinierbare, organogene Reste — etwa korallenartige Gebilde — führt (kaum marmorisiert), am Hangenden ein hell gräulich-weisser, dichter Kalk, welcher ebenfalls keine Spuren einer merklichen Marmorisierung aufweist. Dies ist für die Lagerstätte von Kuruçay von genetischer Bedeutung (S. 471).

## **V. Einteilung, Chemismus und Entstehung der Smirgelgesteine**

### **A. SYSTEMATISCHE EINTEILUNG UND CHEMISMUS DER SMIRGEL**

#### **1. Die mineralogische Zusammensetzung**

Aus den bisherigen Erörterungen geht hervor, dass eine strenge Gliederung der Smirgel nicht gut durchführbar ist. Es wurden verschiedene Typen beschrieben, welche lokalisiert vorkommen oder ineinander übergehen. Eine Smirgellagerstätte enthält nicht nur eine, sondern immer mehrere mineralogisch und texturell verschiedene

Varietäten. In früheren Arbeiten einzelner Autoren (PAPAVASILIOU, 103, TSCHERMAK, 150, KRÄMER, 67) wurden ähnliche Unterscheidungen vorgenommen; doch sind die Begriffe nicht quantitativ gefasst worden.

Weist die Smirgelprobe eine Zusammensetzung auf, die der gegebenen Definition genügt, so spricht man von einem normalen Smirgel (Korund und Magnetit als Hauptgemengteile). Die in der Tabelle 1 zusammengefassten Mineralverbände von 16 untersuchten, normalen Smirgel-Proben zeigen, dass Korund zwischen 75 und 50 Vol.-% (70 bis 50 Gew.%) variieren. Zählt man die sekundären Diaspore zum Korund, dann betragen die Grenzwerte 75 bis 60 Vol.- bzw. 70—60 Gew.-% (Kolonnen Korund\* der Tabellen). Magnetit variiert von 30 bis 10 Vol.-% bzw. 40—15 Gew.-%. Gesteine, die innerhalb dieser Grenzen liegen und nicht mehr als 30 % Chloritoid enthalten, gehören hierher. Aus Berechnungen der Mittel der Extremwerte sowie der arithmetischen Mittel der beobachteten Prozente kann ein theoretischer Idealtyp mit 65 % Korund, 20 Magnetit, 10 Chloritoid, 5 Diaspor (Korund\* damit 70 %) abgeleitet werden.

Sehr korundreiche Typen wurden erzarme Smirgel genannt. Eine analoge tabellarische Zusammenfassung (Tabelle 2) ergibt für Korund Extremwerte: 95 und 70 Vol.-% (75 Korund\*) bzw. 95 und 75 Gew.-%. Die mittlere Zusammensetzung des Idealtyps wäre dann 85 % Korund, 5 Erz, 5 Chloritoid, 5 andere Gemengteile.

Wenn der Chloritoidanteil im Smirgel über 30 Vol.-% (d. h. ca. 25 Gew.-%) ansteigt, so machen sich in der Regel bereits makroskopisch neue Charakterzüge bemerkbar. Die Farbe wird grünlich; das Gestein ist weniger hart, usw. Dies führt bei dieser Grenze zur Abtrennung der Chloritoid-Smirgel, die bis 70 Vol.-% (60—65 Gew.-%) Chloritoid enthalten können, bei einem Minimalgehalt von 30 Vol.-% Korund. Nach der Tabelle 3 enthält der Idealtyp 45 % Korund, 45 Chloritoid, 5 Magnetit, 5 Margarit. Wenn der Korundgehalt bei hohem Chloritoidanteil unter 30 % fällt, so ist das Gestein deutlich lepidoblastisch struiert, es zeigt kaum mehr smirgelmässiges Verhalten. Solche Gesteine müssten eher Chloritoidite genannt werden, wobei man korundführende Chloritoidite (Korund unter 15 %) bzw. Korund-Chloritoidite

---

Korund\* — Korund mit dem vermutlich durch Umwandlung aus Korund entstandenen Diaspor.

Tabelle 1. *Mineralogische Zusammensetzung der normalen Smirgel*

Lauf-Nr.	Lagerstätte	Korund	Magnetit	Chloritoid	Diaspor	Übrige	Korund*
1.	Karaltı	Vol.-%: 50	20	15	15		65
2.	Taşkesiği	70	10	20			70
3.	Taşkesiği	50	20		20	10	70
4.	Taşkesiği	70	30				70
5.	Taşkesiği	70	20		5	5	75
6.	İsmaildağ	65	15	15	+	5	65
7.	İsmaildağ	70	25		5		75
8.	İsmaildağ	65	10	25			65
9.	Eğlidağ	60	15	25			60
10.	Aybey	70	10	20			70
11.	Düzlem	60	10	30			60
12.	Çıkrikalanı	70	30				70
13.	Kayışalanı	75	15	10			75
14.	Bağbolu	60	20	10		10	60
15.	Bafa	70	25	5			70
16.	Taşkesiği	70	10	20			70
		(1045)	(285)	(195)	(45)	(30)	(1090)
Maximum		75	30	30	20	10	75
Minimum		50	10				60
Mittel der Extremwerte		62½	20	15	10	5	67½
Arithm. Mittel		65	18	12	3	2	68
Idealtypus (theor.)		65	20	10	5	+	70

Tabelle 2. *Mineralogische Zusammensetzung der erzarmen Smirgel*

17.	Yatıganocak	Vol.-%: 70	15	5	10		80
18.	Taşkesiği	80	5		10	5	90
19.	Taşkesiği	75	10			10	75
20.	Taşkesiği	75	20*)		5		80
21.	Taşkesiği	90	5*)		5		95
22.	Taşkesiği	85	10**)		5		90
23.	İsmaildağ	85	15				85
24.	Aybey	95		5			95
25.	Düzlem	70	+	10	20		90
26.	Karanıdere	95	+	5			95
27.	Durmuş	85	5	10			85
28.	Madendağ	90	5	5			90
		(995)	(90)	(40)	(55)	(15)	(1010)
Maximum		95	20	10	20	10	95
Minimum		70					75
Mittel der Extremwerte		82½	10	5	10	5	85
Arithm. Mittel		83	7½	3½	4½	1	84
Idealtypus (theor.)		85	5	5	+	5	85

\*) Gemisch aus verschiedenen Erzen: Ilmenit, Pyrit, Magnetit.

\*\*) Goethit, nach Magnetit pseudomorph.

(Korund 30—15 %) unterscheiden kann. Theoretisch ist die Spanne für die Chloritoid-Smirgel etwas gross, doch bewahren Gesteine mit bloss 35 Gew.-% Korund, neben über 40 Gew.-% Chloritoid auch makroskopisch noch immer einen deutlichen Smirgelcharakter. Zudem kann die chorismatische Beschaffenheit Komplikationen verursachen, da das Verhältnis der beiden Mineralien auf sehr kurze Strecken stark variiert.

Tabelle 3  
*Mineralogische Zusammensetzung der Chloritoid-Smirgel*

Nr.	Lagerstätte	Korund Vol.-%:	Chloritoid	Magnetit	Margarit	Diaspor	Übrige	Korund*
29.	Bafa	40	40	15	5			40
30.	Yatıganocak	40	40			10	10	50
31.	Yatıganocak	40	50			+	10	40
32.	Yatıganocak	35	40		20		+	35
33.	Taşkesiği	40	40	10		10		50
34.	Karadağ	50	50	+		+		50
35.	Karadağ	40	60	+		+	+	40
36.	Karataşlık	30	70					30
37.	Madendağ	60	30	5		5		65
38.	Madendağ	35	30	5		5	25	40
39.	Madendağ	40	55	5				40
40.	Aybey	30	60			10	+	40
41.	Aybey	50	30		20			50
42.	Düzlem	60	30				10	60
43.	Düzlem	65	30			5		70
44.	Düzlem	60	30	10				60
45.	Akçakavaklar	45	40	15				45
46.	Akçakavaklar	40	60					40
47.	Akçakavaklar	30	55		5	10		40
48.	Akçakavaklar	50	40	10				50
49.	Akçakavaklar	70	30	+				70
50.	Üstüaçıksarınc	30	60	5	5	+	+	30
51.	Üstüaçıksarınc	40	40	10	10			40
52.	Üstüaçıksarınc	30	60	+	5	5		35
53.	Üstüaçıksarınc	60	30			10		70
54.	Karanıdere	35	55	10				35
55.	Karanıdere	40	55	5				40
56.	Pirenyolu	45	45	10				45
57.	Pirenyolu	40	45	+	15	10		50
		(1270)	(1300)	(115)	(75)	(80)	(55)	(1350)
Maximum		70	70	15	20	10	25	70
Minimum		30	30					30
Mittel der Extremwerte		50	50	7½	10	5	12½	50
Arithm. Mittel		44	45	4	2½	2½	2	46½
Idealtyp		45	45	5	5	+	+	45

Ähnlich wurden auch die Verhältnisse der Margarit-Smirgel in der Tabelle 4 dargelegt. Gesteine, die weniger als 50 % Korund enthalten, sind durchwegs stark schieferig texturiert und zeigen keinen Smirgelcharakter mehr, weshalb sie nicht mehr zu

Tabelle 4. *Mineralogische Zusammensetzung der Margarit- bzw. Muskowit-Smirgel*

Nr.	Lagerstätte		Korund	Magnetit	Margarit/Muskowit	Chloritoid
58.	İsmaildağ	Vol.-%:	60	15	25 Mm*	
59.	İsmaildağ		60	10	30 Mm	
60.	İsmaildağ		65	15	20 M	
61.	Aybey		50	5	35 M	10
62.	Çıkrıkalanı		60	10 hi*	30 m	
63.	Akçaalan		60		40 M	
			(355)	(55)	(180)	(10)
	Maximum		65	15	40	10
	Minimum		50		20	
	Mittel der Extremwerte		57 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	7 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	30	5
	Arithm. Mittel		59	9	30	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>
	Idealtypus (theor.)		60	10	30	

Tabelle 5

*Mineralogische Zusammensetzung der Diaspor-Smirgel*

Nr.	Lagerstätte		Korund	Diaspor	Erz	Chloritoid
64.	Üstüaçıksarınc	Vol.-%:	30	60		10
65.	Karamdere		50	40	5 H*	5
66.	Karamdere		45	40	10 H	5
67.	Karamdere		70	30	H	
68.	Karamdere		65	30	5 H	
69.	Karamdere		50	40	5 H	5
70.	Kocakaya		40	50	10 hip	
			(350)	(290)	(35)	(25)
	Maximum		70	60	10	10
	Minimum		30	30		
	Mittel der Extremwerte		50	45	5	5
	Arithm. Mittel		50	42	5	3
	Idealtypus (theor.)		50	45	5 H	+

- \*) M == Margarit allein  
 m == Muskowit allein  
 Mm == Margarit und Muskowit zusammen  
 H == Hämatit allein  
 hi == Magnetit, Hämatit und Ilmenit  
 hip == Magnetit, Hämatit, Ilmenit und Pyrit

dieser Gruppe gezählt werden: es sind eher Korund-Margarit-schiefer. Die Grenzen für Margarit-Smirgel bzw. Margarit/Muskowit-Smirgel lauten: 50—70 Gew.-% Korund und 45—30 Gew.-% Margarit bzw. Margarit und Muskowit.

Die Diaspor-Smirgel können 70—30 Gew.-% Korund und 30—70 Gew.-% Diaspor enthalten (Tabelle 5), wobei zwei Diasporsorten getrennt gerechnet werden: nämlich einerseits Kristalle des Grundgewebes und andererseits jene, die sekundäre Umwandlungsprodukte der Korunde darstellen und deshalb zu diesem geschlagen werden (Korund\*) (diasporisierte Smirgel!).

Der Pyritsmirgel kann vom normalen Smirgel abgeleitet werden, indem man sich Magnetit durch Pyrit ersetzt denkt. Der Pyritgehalt beträgt selten über 30 Gew.-%.

Wie aus den tabellarischen Zusammenstellungen hervorgeht, sind alle möglichen Übergänge denkbar. Dabei gelangt man zu Varietäten wie Margarit-Chloritoid-Smirgel, erzarmer Pyritsmirgel usw. Bei vielen Gesteinen ergeben sich bei der Klassifikation dennoch Schwierigkeiten. Nr. 11 der Tabelle 1 (Düzlem) sieht äusserlich wie ein normaler Smirgel aus und enthält 10 % Magnetit (Minimalwert für normale Smirgel); mit seinen 30 % Chloritoid kann er jedoch ebensogut als Chloritoid-Smirgel (Nr. 44 Tabelle 3) aufgefasst werden (Minimalwert).

Noch viel schwieriger ist der Fall für ausgesprochen chorismatische Proben, besonders bei feinlagigen Typen.

## 2. Die chemische Zusammensetzung der Smirgel

Alle Smirgelgesteine besitzen einen grossen  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Überschuss.

Die Analysen von 7 Proben (Analytiker J. JAKOB) sind in der Tabelle 6 wiedergegeben.

Es sind folgende Gesteine:

1. Normaler Smirgel, Übergang zu erzarmem Smirgel, Kayışalanı (Buldan). Der Wasserrest (in diesem Falle 0,00) wurde aus dem Oxydationsgrad des Fe errechnet, daher Summe 100,00.
2. Normaler Smirgel aus dem Liegenden der Grube Madendağ (Gruppe Eğıldağ-Şeref).  
2.a gibt die vollständige Analyse wieder, aus welcher durch Elimination des  $\text{CaCO}_3$  die Analyse 2.b (reiner Smirgel) berechnet wurde. Das Karbonat stammt aus Marmor-Einschlüssen.
3. Schwarzer normaler Smirgel aus Madendağ — der Dünnschliff traf eine sehr chloritoidreiche Partie, weshalb die Analyse ein stark abweichendes

Ergebnis liefert. Dieser Vergleich zwischen Analyse und Dünnschliff ist ein schönes Beispiel für die grosse Variabilität im Mineralbestand.

4. Grüner Chloritoid-Smirgel (Grube Akçakavaklar).
5. Schieferiger, hellgrauer Margarit-Smirgel (Bağbolu, Gümüşdağ-Gruppe).
6. Diaspor-Smirgel, weiss, Karanidere (Buldan).
7. Pyrit-Smirgel aus Akçakavaklar, Körteke. Das Gestein ist sehr feucht, daher der grosse H<sub>2</sub>O-Gehalt.

Bei der Berechnung der Mineralbestände fällt sogleich die Stellung der Alkalien (zuweilen auch des Ca) auf. Eine vollständige Bindung an SiO<sub>2</sub> zu normalen bzw. zu erwartenden Schichtsilikaten ist in den meisten Fällen nicht möglich, weshalb gestützt auf die Bemerkungen beim Korund (S. 379) der Rest der Alkalien nicht gebunden wird (eingeschlossen im Gitter von Korund resp. Diaspor).

Tabelle 6. *Smirgelanalysen*

Analyse	1.	2b.	3.	4.	5.	6.	7.
Gew.—%:							
SiO <sub>2</sub>	1,03	4,00	1,77	13,05	11,66	0,00	1,89
TiO <sub>2</sub>	3,30	3,66	3,68	2,19	2,85	5,00	4,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	75,81	63,28	65,60	61,57	57,62	73,85	57,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,11	17,49	18,80	10,90	13,12	9,13	0,59
FeO	6,12	7,46	6,65	5,33	8,10	—, —	—, —
MnO	0,00	0,09	0,00	0,09	0,01	0,00	0,00
MgO	0,00	0,06	0,05	0,72	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	1,05	0,46	0,57	3,60	0,61	0,38
Na <sub>2</sub> O	0,49	0,62	0,73	0,76	0,96	0,53	0,78
K <sub>2</sub> O	0,08	0,18	0,29	0,29	0,25	0,15	0,29
H <sub>2</sub> O+	0,00	2,15	1,93	4,67	1,83	10,84	5,02
H <sub>2</sub> O-	0,06	0,05	0,04	0,02	0,02	0,06	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
CO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeS <sub>2</sub>	—, —	—, —	—, —	—, —	—, —	—, —	29,18
	100,00	100,09	100,00	100,18	100,00	100,17	100,00
Äquivalentzahlen:							
SiO <sub>2</sub>	17	67	30	217	194		31
TiO <sub>2</sub>	41	46	46	28	36	63	51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1488	1239	1287	1208	1130	1449	1133
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	164	219	235	136	164	114	7
FeO	85	104	92	74	113		
MnO		1		1			
Mg		1	1	18			
CaO		19	7	10	64	11	7
Na <sub>2</sub> O	16	20	24	24	31	17	25
K <sub>2</sub> O	2	4	6	6	5	3	6
H <sub>2</sub> O*		239	214	515	203	1250	577
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				1			
FeS <sub>2</sub>							667
	1813	1959	1942	2238	1940	2907	2504

\*) Äquivalentzahlen von  $\frac{1}{2}$ H<sub>2</sub>O.

Tabelle 6 (Fortsetzung)

Analyse	1.	2b.	3.	4.	5.	6.	7.
NIGGLI-Werte:							
si	1	4	2	14 <sup>1/2</sup>	13	0	
ti	2 <sup>1/2</sup>	3	3	2	2 <sup>1/2</sup>	4	
p	0	0	0	Sp.	0	0	
al	85	77	78	82	75	91	
fm	14	20 <sup>1/2</sup>	20	15 <sup>1/2</sup>	18 <sup>1/2</sup>	7 <sup>1/2</sup>	
c	0	1	1/2	1/2	4	1/2	
alk	1	1 <sup>1/2</sup>	1 <sup>1/2</sup>	2	2 <sup>1/2</sup>	1	
k	,12	,17	,20	,20	,14	,15	
mg	,00	,00	,00	,08	,00	,00	
w	,66	,67	,72	,59	,59	1,00	

Die Analyse 2a (Original) lautet:

SiO <sub>2</sub>	3,62	TiO <sub>2</sub>	3,31	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,19	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,81		
FeO	6,74	MnO	0,08	MgO	0,06	CaO	6,28	Na <sub>2</sub> O	0,56
K <sub>2</sub> O	0,16	H <sub>2</sub> O+	1,94	H <sub>2</sub> O-	0,05	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	CO <sub>2</sub>	4,20
Summe: 100,00									

In der Tabelle 7 sind Mineralbestände auf Grund der Basisnormen berechnet worden. Die Spalten a geben die Verhältnisse bei Berücksichtigung aller Alkalien wieder, während bei b die Alkalien teilweise frei gelassen wurden. Dieser nicht gebundene Anteil beträgt durchschnittlich 1 % der Gesamtmolekularwerte des Gesteins. Abgesehen von kleinen Differenzen stimmen die für die Epi-Meso-Norm berechneten Zusammensetzungen mit den beobachteten Mineralbeständen gut überein.

Tabelle 7. Normen und Modalbestände der Smirgel

Analyse Nr.	1.	2.	3.
Basis			
Ru	2,3	2,7	2,7
Cp			
Kp	0,3	0,7	1,0
Ne	2,6	3,5	4,2
Cal		3,3	1,2
Sp			
H <sub>z</sub>	14,1	18,5	16,2
C	71,6	56,1	61,2
Fs		7,5	
Q			
Hm	9,1	7,7	13,6
Pr			
Alk			

Tabelle 7 (Fortsetzung)

Analyse Nr.	1.		2.		3.	
Katanorm, Mol.— $\%$ :						
	a.	b.	a.	b.	a.	b.
Ru	2,3	2,3	2,7	2,7	2,7	2,7
Cp						
Kp	0,3		0,2		1,0	
Ne	2,6		3,5		4,2	
Cal					1,2	
Or			0,8	1,0		
Ab				1,9		
An			5,5	5,5		2,0
Fe-Cord		2,1				2,0
Cord						
Sp						
H <sub>z</sub>	0,4					
Mt	14,1	12,9	18,5	18,5	16,2	15,1
C	80,3	78,9	68,4	69,1	72,0	72,9
Hm		2,8	0,4	0,4	2,8	3,6
Alk		1,0		0,8		1,7
Pr						
Epi-Meso-Norm, Mol.— $\%$ :						
Ru		2,3		2,7		2,7
Ms-I				1,4		
Pg				2,7		
Marg				7,7		2,8
Ot...		3,6				3,5
Mg-Ot						
Mt		12,9		18,5		15,1
C		77,9		65,7		71,1
Hm		2,3		0,4		3,1
Pr						
Alk		1,0		0,8		1,7
Cal						
Modus, Vol.— $\%$ :						
Ru		2		2		2
Marg				8		+
Ot		8				40
Mt		15		10		8
C		75		80		45
Diasp				+		5
Hm						
Pr						
Carbonat						
Ilm.						

Tabelle 7 (Fortsetzung)

Analyse Nr.	4.	5.	6.	7.
<b>Basis:</b>				
Ru	1,6	2,1	3,8	2,6
Cp				
Kp	1,0	0,9		0,9
Ne	4,2	5,4		3,9
Cal	1,7	11,0	2,0	1,1
Sp	3,1			
Hz	13,1	19,5		
C	56,5	42,6	86,1	56,4
Fs	11,8	14,2		
Q	6,9	4,4		
Hm			6,9	0,4
Pr				34,6
Alk			1,2	
<b>Katanorm, Mol.—%:</b>				
	a.	b.	a.	b.
Ru	1,6	1,6	2,1	2,1
Cp				
Kp				0,9
Ne			4,2	3,9
Cal				1,1
Or	1,7		1,5	
Ab	5,6		2,0	4,6
An	2,9	2,9	18,7	18,7
Fe-Cord	11,1	19,5		1,6
Cord	5,7	5,7		
Sp				
Hz			5,2	
Mt	7,1	2,5	14,3	18,6
C	61,2	59,9	55,6	53,1
Hm	3,1	6,2		0,2
Alk		1,7		1,1
Pr				1,2
				34,6
				34,6
<b>Epi-Meso-Norm, Mol.—%:</b>				
Ru		1,6	2,1	3,8
Ms-I				
Pg			6,5	
Marg		4,1	26,2	
Ot...		40,1	2,8	
Mg-Ot		4,2		
Mt			18,4	
C		47,1	42,9	86,1
Hm		2,2		6,9
Pr				
Alk		1,7	1,1	1,2
Cal				2,0

Tabelle 7 (Fortsetzung)

Analyse Nr.	4.	5.	6.	7.
Modus, Vol.—%				
Ru	2		2	2
Marg		40		3
Ot	55	8	5	
Mt		10		
C	30	40	40	60
Diasp	8		48	15
Hm			5	
Pr				20
Karbonat			+	
Ilm.		2		

Die Analysen der verschiedenen Varianten lassen folgende gesteinschemische Hauptlinien erkennen:

1. Die Tonerde ist gegenüber allen anderen Oxyden in grossem Überschuss vorhanden. Das Mittel aus den NIGGLI-Werten beträgt:

$$5,7 \text{ si} \quad 81,3 \text{ al} \quad 16,0 \text{ fm} \quad 1,1 \text{ alk} \quad 2,9 \text{ ti}$$

Der kleinste al-Wert (75) fällt auf die Margarit-Smirgelanalyse (Nr. 5). Da Margarit-Korundgesteine mit weniger als 35—40 Vol.-% Korund nicht mehr zu den Smirgeln gerechnet werden, kann dieses Beispiel als Grenze angesehen werden. Daraus ergibt sich für Smirgel folgende Minimalbedingung:

$$\text{al} \geq 3 (\text{fm} + \text{c} + \text{alk}) \quad \text{oder} \quad \text{al} \geq \text{alk} + 2 \text{c} + 2 \text{fm} + 2 \text{si}$$

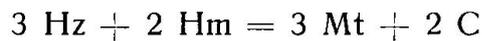
Diese Grenze wird von Chloritoid-Smirgeln bei 66,6 Mol.-% Chloritoid und 33,3 Mol.-% Korund erreicht, was mit dem makroskopischen Befund sehr gut übereinstimmt (S. 447—450).

An zweiter Stelle folgt fm, das jedoch selten den Wert 20 erreicht. Die übrigen Komponenten spielen eine noch geringere Rolle; c wird bei Margaritreichtum etwas erhöht, meist auch alk. Rutil scheint in relativ konstanten Mengen aufzutreten. Schliesslich sei noch erwähnt, dass die SW-anatolischen Smirgel auffallend arm an Mg sind: MgO erreicht kaum 10 %, meistens fehlt es überhaupt.

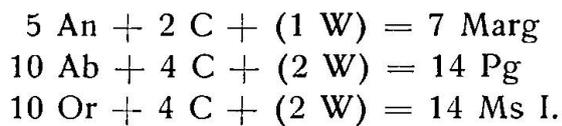
2. Die Aufstellung der Basisnorm zeigt, dass die meisten Proben zur Fs-Bildung nicht genügend SiO<sub>2</sub> enthalten. Deshalb wurde der Wert Hm gebildet, welchem der unsilifizierte Rest des Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> zugeteilt wurde.

Immerhin reicht das SiO<sub>2</sub> meistens zur Ne- und Kp-Bindung in der Basisnorm aus, ausgenommen beim silikاتفreien Diaspor-Smirgel

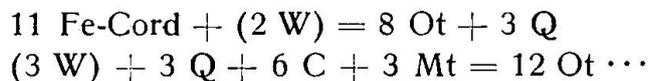
(Analyse 6). Ausgehend von der Basisnorm bietet die Katanorm interessante Aspekte. Soweit  $\text{SiO}_2$  zur Verfügung steht, können Anorthit, Orthoklas und Albit gebildet werden. In Einzelfällen jedoch kann die Silifizierung nicht zu Ende geführt werden, so dass Ne, Kp, sogar Cal mindestens teilweise hypothetisch bestehen bleiben. Sobald aber ein Teil des Alkaligehaltes (unter Umständen sogar CaO) als im Korund bzw. Diaspor eingeschlossen gedacht wird, können Kata-Norm-Varianten aufgestellt werden, die mit den tatsächlichen Mineralbeständen gut übereinstimmen (angepasste Katanormen der Spalte b in Tabelle 7). Es resultieren Korund-Spinell-Hercynit-Fe Cordierit-Hämatit-Feldspat-Gesteine. In den vorliegenden Smirgeln konnten keine Hercynite und analoge Mineralien festgestellt werden. Deshalb wurde eine andere Variante mit Korund (Spinell), Magnetit, eventuell Fe-Cordierit und Feldspat berechnet nach der Gleichung:



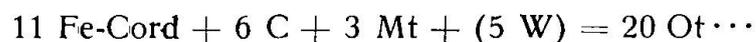
Die SW-anatolischen Smirgel führen keinen Fe-Cordierit und keine Feldspäte; ihre Stelle nehmen Chloritoide und Margarite ein, die für die Epi-Zone charakteristisch sind und auch in der Meso-Zone noch bestehen können. Wenn die Paragenese mit Disthen berücksichtigt wird, so darf angenommen werden, dass diese Smirgel der höheren Meso-Zone angehören (hier Epi-Meso genannt), da ein typischer, eigentlicher Meso-Bestand fehlt (Granate und Staurolithe). Vom angepassten Kata-Bestand ausgehend, sind folgende Beziehungen berücksichtigt worden:



ferner:



wobei mit  $\text{Ot} \dots$  Chloritoide mit hohem Fe  $\dots$ -Gehalt verstanden werden, entsprechend den Chloritoidanalysen (S. 383). Da keine getrennten Fe  $\dots$  und Fe  $\dots$ -Chloritoide, sondern nur Zwischenglieder beobachtet wurden, darf man sie zusammenfassen. Es gilt dann:



Aus Mg-Cord kann analogerweise Mg-Ot gebildet werden, obschon die Trennung Mg-Cord—Fe-Cord bzw. Ot—Mg-Ot bloss theoretisch ist, da ja die Cordierite und die Chloritoide Zwischenglieder aufweisen.

Die auf diese Weise berechneten Epi-Mesobestände stimmen mit den tatsächlich beobachteten gut überein.

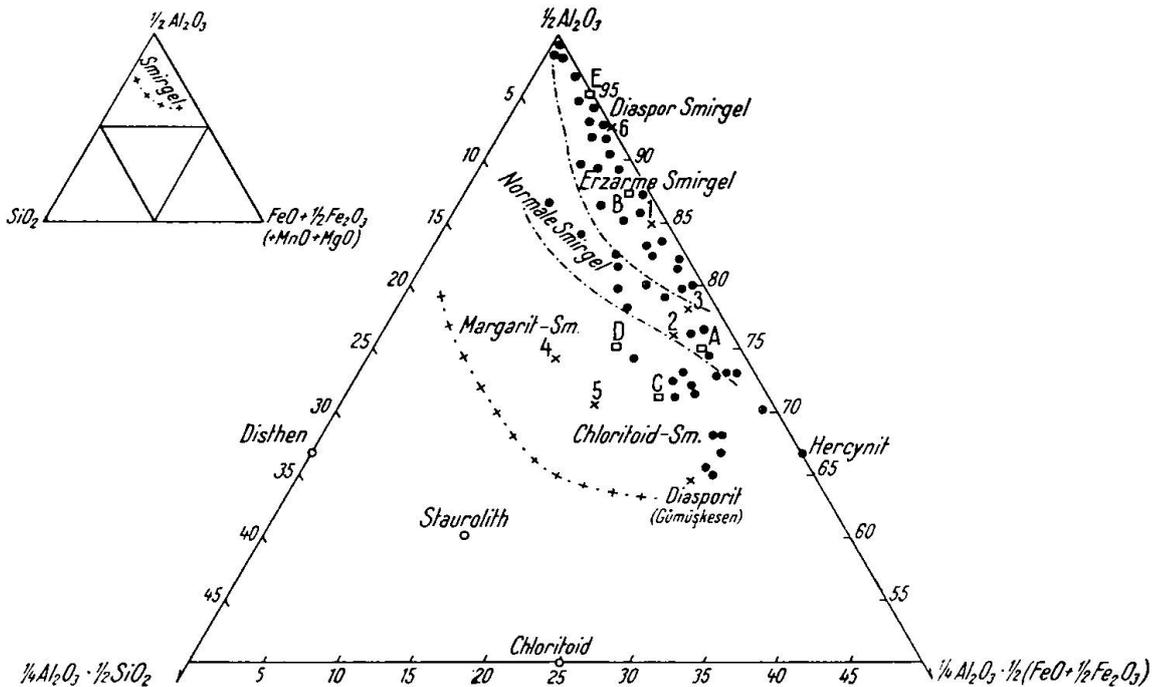


Abb. 34. Diagramm: Äquivalent-%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{FeO}$ — $\text{SiO}_2$  der Smirgel (alles  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und  $\text{MnO} + \text{MgO}$  wurde zu  $\text{FeO}$  gerechnet).

Das Hauptdiagramm enthält nur das Feld:  
 $\frac{1}{2} \text{Al}_2\text{O}_3$  —  $\frac{1}{4} \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \frac{1}{2} \text{SiO}_2$  —  $\frac{1}{4} \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \frac{1}{2} \text{FeO}$ .

- 1,4...x Analysierte Smirgel.
- Aus dem Mineralbestand berechnete Smirgel.
- A,D...□ Theoretisch berechnete Idealsmirgel-Typen.
- - - - Abgrenzung zwischen den verschiedenen Smirgelvarietäten.
- + + + + Abgrenzung des Feldes der gewöhnlichen Smirgel.
- x Diasporit (Gümüskesen) — Analyse S. 460.

Die verschiedenen Varianten der SW-anatolischen Smirgel lassen sich ohne weiteres im  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2$ -( $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ )-Diagramm gegeneinander abgrenzen, wobei alles Eisen als  $\text{FeO}$  gerechnet wird (Abb. 34). Neben den analysierten Beispielen wurden die Punkte A, B, C, D, E (A normale Smirgel, B erzarme Smirgel, C Chloritoid-Smirgel, D Margarit-Smirgel und E Diaspor-Smirgel) eingetra-

gen, die den Idealtypen (S. 448) entsprechen. Eine Trennung von diaspor- und erzarmem Smirgel sowie Chloritoid- und Margarit-Smirgel ist jedoch hier nicht möglich, da Wasser- und Alkali-Komponenten nicht berücksichtigt worden sind. Die Abgrenzung des Smirgel-Feldes kommt dennoch gut zum Ausdruck.

### 3. Systematische Einteilung und Chemismus der Diasporite

Die Diasporite können nach einem ähnlichen Schema wie die Smirgel eingeteilt werden. Jedoch kann die Zugehörigkeit einer Smirgelprobe (durch Schätzung im Dünnschliff) ohne Schwierigkeit ermittelt werden, während sich die Verhältnisse bei den Diasporiten wesentlich anders gestalten: Sehr feine Körnung, Pigmentierung und die oft cm-grossen blastopisolithischen bzw. merismitischen Be-

Tabelle 8  
*Analyse und Mineralbestand eines normalen Diasporits*

	Gew.—%	Aequiv. %	NIGGLI-Werte:		Basis:		
SiO <sub>2</sub>	7,08	118	si	8½	Ru	2,2	
TiO <sub>2</sub>	2,72	34	ti	2½			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	47,57	934	p		Kp	4,1	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,64	405			Ne	5,4	
FeO	n. b.		al	66	Cal	3,9	
MnO	0,06	1	fm	29			
MgO	0,00		c	1½	Hm	25,5	
CaO	1,13	20	alk	3½	C	54,0	
Na <sub>2</sub> O	0,86	28	k	,44	Q	4,9	
K <sub>2</sub> O	1,05	22	mg	,00			
H <sub>2</sub> O+	7,98	886					
H <sub>2</sub> O—	0,07						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00						
CO <sub>2</sub>	0,04	1					
Kata-Norm:		Meso-Epinorm:		Epinorm mit W:		Beobachtet:	
Ru	2,2	Ru	2,2	Ru	1,4	Ru	3
Kp	0,7	Ms I.	9,6	Ms I.	7,7		
Ne	5,4	Marg	8,8	Marg	7,0	Marg	7
Or	5,9	Pg	1,5	Pg	1,8	Ot	10
An	6,5						
		C	50,3	Diasp.	63,6	Diasp.	70
Hm	25,5	Hm	25,5	Hm	15,9	Hm	10
C	54,0			Goeth.	1,5		
		Alk*	3,1				
				Alk*	0,9		

reiche lassen keine sichere Schätzung zu. Hier kann die chemische Analyse weiterhelfen, wobei sehr darauf geachtet werden muss, dass gut gemischtes, repräsentatives Material benützt wird. Die Analyse eines normalen Diasporites aus Gümüşkesen (Milas) (Analytiker J. JAKOB) ist in der Tabelle 8 wiedergegeben. Hier wurde versucht, direkt aus den Molekularzahlen einen Mineralbestand zu berechnen (Epinorm mit W). Alles Eisen wurde als  $Fe \cdots$  bestimmt. Die Erze erwiesen sich im Anschliff als Hämatit. Nicht alle Alkalien können an  $SiO_2$  gebunden werden.

Dem Vergleich von Analysenresultat mit geschätztem Mineralbestand kann entnommen werden, dass sich beide Werte desselben Gesteins nicht unbedingt zu entsprechen brauchen. Die analysierte Probe scheint gegenüber dem Schliff etwas zu eisenreich ausgefallen zu sein.

Die Berechnung des Bestandes über Basis- und Katanorm zeigt, dass die Probe in der Epi-Meso-Stufe einem normalen (u. U. etwas eisenreicheren) Smirgel entspricht. Damit ergibt sich eine stoffliche Identität von Smirgel und Diasporit. Mineralogisch werden die Beziehungen durch den Grad der Metamorphose bestimmt. Diese Stellung der Diasporite wird noch deutlicher, wenn Smirgelvarietäten mittlerer Zusammensetzung mit entsprechenden Diasporiten verglichen werden.

Berücksichtigt man nun, dass durch säkuläre Umwandlung der Smirgel diasporreichere Gesteine (diasporisierte Smirgel) entstehen, dass manche Diasporite bereits Korund führen (Koçak) und dass schliesslich die Smirgelgesteine von Alanya eine Mittel-Stellung zwischen Smirgel und Diasporit einnehmen, dann drängt sich ohne weiteres die Annahme auf, dass die sehr enge Verwandtschaft zwischen Smirgel und Diasporit nicht nur chemisch-stofflicher, sondern auch genetischer Natur sein muss. Diese Annahme muss jedoch noch an einem Vergleich der Lagerungsverhältnisse und geologischen Position der Lagerstätten überprüft werden.

#### Bemerkung zur Benennung „Diasporit“

Diasporitartige Gesteine wurden zuerst von DE LAPPARENT auf der Insel Samos erkannt. Er nannte sie „Samosite“. Da aber dieser Name bereits 1914 von SCHNEIDER (125) für feldspatführende Kontaktmarmore der gleichen Insel vergeben und neuerdings verschiedentlich in diesem Sinne angewendet (KÖHNE, 66) wurde, darf er nicht für diese Gesteine verwendet werden. Deshalb schien es ratsam, die metamorphen Diasporgesteine Diasporite zu nennen. Nun verwendete allerdings H. SCHNEIDERHÖHN (127) für diagenetisch verfestigte bzw.

diasporführende Bauxite ebenfalls die Bezeichnung Diasporit, wobei er zugleich böhmiteführende „Böhmitite“ und hydrargillitführende (meist lateritische Gesteine) „Gibbsitite“ unterschieden hat. Typische diasporführende Bauxite verschiedener Vorkommen in Griechenland sehen in der Tat äusserlich den SW-anatolischen „Diasporiten“ sehr ähnlich. Sie sind jedoch nicht so stark umkristallisiert worden und enthalten noch reichlich kryptokristalline bis amorphe Bestandteile. Deshalb scheint es wünschenswert, primär bauxitische Gesteine von ihren metamorphen Produkten zu trennen. Das Verhältnis von diasporführendem Bauxit zu Diasporit ist kein anderes als jenes von Kalken bzw. Dolomiten zu Calcit- bzw. Dolomitmarmoren. Ferner scheint es dennoch richtiger zu sein, innerhalb der leider unpräzisen und sich überschneidenden Nomenklatur der bauxitartigen Gesteine keine neuen Bezeichnungen einzuführen, bevor die genetische Gliederung der Laterite und Bauxite endgültig vorliegt.

#### B. ABLEITUNG DER LAGERSTÄTTENTYPEN IN BEZUG AUF IHREN GESTEINSMÄSSIGEN AUFBAU, UND DIE KORRELATION DER LAGERSTÄTTEN IN IHRER GEOLOGISCHEN LAGE

Wie aus der Beschreibung der Smirgel- und Diasporitlager hervorgeht, sind diese Gesteine nur als Einlagerung in Marmoren beobachtet worden. Eine engere Beziehung der Smirgel- und Diasporitvorkommen zu den Marmormassen ist dabei unverkennbar: Die Lage der einzelnen Smirgel- und Diasporitlinsen scheint an ein bestimmtes stratigraphisches Niveau des Marmors gebunden zu sein. In einigen Gebieten konzentriert sich ihr Vorkommen, es folgen mehrere Lager auf kurze Entfernungen, während sie anderen Gebietsteilen völlig fehlen können. Wie diese Linsen trotz ihrer Niveaupersistenz in ihrer Längsausdehnung beschränkt sind und im Marmor auskeilen, so auch in ihrer Mächtigkeit. Denkt man sich das Hangende vollkommen abgehoben, so hätte man eine wellige (gefaltete) Marmorfläche und darauf zerstreut einzelne Smirgel- bzw. Diasporitlinsen.

Eine Komplikation ergibt sich durch die geographische Lage im Vergleich mit den Marmormulden und Schiefersätteln (S. 364). Im allgemeinen bilden die Lagerstätten an den nördlichen Seiten der Mulden sehr dicht aufeinanderfolgende Reihen (z. B. die Lagerstättenreihe Yatıgan-Gübbey-Gebirge), während die Südseite steril aussieht. Man findet diese Lagerstätten aber nur an den mässig fallenden Mulden bzw. Sattelschenkeln, an steileren Stellen fehlen sie. Die Marmorfalten des Menteşe-Systems sind so angelegt, dass

die südlichen Schenkel steil und zusammengedrückt erscheinen, während ihre Gegenseiten meist kaum mehr als  $30^{\circ}$  nach N fallen. Wenn man annimmt, dass die Faltung des Menteşe-Systems später als die Bildung der Smirgel- bzw. Diasporitlager erfolgte, so ergibt sich als Deutungsmöglichkeit, dass die stark zerdrückten, steileren Schenkel der Marmorfallen keine Lagerstätten enthalten, weil diese durch die Faltung eingequetscht und auseinandergeschoben wurden. Übereinander-Lagerung von Smirgel- und bzw. Diasporit-Lagerstätten, welche verschiedenen stratigraphischen Stufen angehören würden, liegen im Arbeitsgebiet nicht vor.

Wie bereits gesagt (S. 371), sind in der Art des Auftretens und der Form der Lagerstätten zwischen Diasporit- und Smirgelvorkommen nicht nur keine Differenzen erkennbar, sondern es bestehen im Gegenteil sehr enge Beziehungen, welche in der Verteilung der verschiedenen Lagerstättentypen zum Ausdruck kommen. Die einzelnen Typen können in regionale Gruppen gegliedert werden (siehe Karte, Tafel). Dabei ergibt sich folgende, gesetzmässige Verteilung:

1. Smirgel-Lagerstätten vom Yatıgan-Taşkesiği-Typus, d. h. Lagerstätten mit gewöhnlichem Smirgel (inkl. Varietäten) findet man: am westlichsten Ausläufer der Ilbira-Kette (Serçin und Bafa), im mittleren und östlichen Teil der Kurukömes-Gebirge, im Yatıgan-Plateau und östlich anschliessenden Gübbey-Gebirge, in der Eğli-dağ-Şeref-Gruppe, ferner im Umkreis von Körteke und am Nordwestrand des Yaygın-Plateaus. In allen Teilen der genannten Gegenden treten nur gewöhnliche Smirgel auf.

2. Diasporit-Lagerstätten kommen vor im mittleren und nördlichen Teil der Ilbira-Kette und in der anschliessenden Milas-Region, im südlich der Kurukömes-Kette gelegenen Bozoluk-Bencik-Gebirge, im westlichen Zipfel des Saban-Gebirges, sowie südlich davon in Tirkeç, Kozagaç und dem Muğla-Gebiet, schliesslich im weiteren Umkreis von Körteke.

Regional betrachtet, erkennt man eine deutliche Trennung der Vorkommen in eine nördliche und eine südliche Reihe. Analog verhält es sich mit dem Gebiet nördlich des Büyük-Menderes, dort aber in umgekehrter Reihenfolge: Gümüşdağ, Alacalı, Kula und Buldan-Reviere enthalten ausschliesslich gewöhnliche Smirgel, das Samsundağ- und Kuşçudağ-Gebiet (westlich und nördlich Gümüşdağ) besitzen einige Diasporitlagerstätten. Vergleicht man die Anordnung mit der gürtelartigen Umschliessung des Menderes-Massivkernes durch den Marmor, so tritt in der gegenseitigen Verteilung der Smirgel- und Diasporitlagerstätten in bezug auf den Massivkern Sym-

metrie auf. Die Lagerstätten der gewöhnlichen Smirgel befinden sich in einem inneren Kreis des Marmorgürtels, während die Diasporite auf äussere Teile beschränkt bleiben. Eine interessante Sonderstellung ist im Körteke-Gebiet zu erkennen: dort wird ein Kern von gewöhnlichem Smirgel von einem diasporitführenden Aussenbezirk im Marmor umschlossen.

Parallelen zeichnen sich auch in der Beschaffenheit der Menteşe-Marmore ab. Die Marmore gehen im weiteren Umkreis des Massivs allmählich in weniger stark marmorisierte Kalke und sogar (grössere Radialentfernungen vom Massiv) in Kalke über. Die Abnahme der Metamorphose geht also mehr oder weniger proportional mit der Entfernung des betreffenden Standortes zum Massivkern. Diese Zusammenhänge legen die Ansicht nahe, dass der Menderes-Massivkern einen Einfluss auf die Marmorisierung der umliegenden Sedimente ausgeübt hat. Die Vorgänge, die diesen Gesetzmässigkeiten zugrunde liegen können, sollen einige weitere Betrachtungen erläutern. Für eine regionale Tiefenmetamorphose müsste die gesamte Marmor Masse mächtig überlagert gewesen sein. An Ort und Stelle ist eine Überlagerung nur bis zum Unterkarbon möglich, d. h., wenn die Lager am Göktepe berücksichtigt werden, einige hundert Meter, bestenfalls nahezu 1000 m. Das Unterkarbon scheint aber nur wenige Teile des Komplexes bedeckt zu haben. In den Neogenkonglomeraten, die einzig Reste älterer Bildungen enthalten, sind Gerölle des fossilführenden Unterkarbons nur im Umkreis von Göktepe zu finden. Von mesozoischen Bildungen fehlen irgendwelche Anzeichen.

Eine Faltung der mächtigen Schichtkomplexe vor der Abtragung müsste eine viel kompliziertere Krustendeformation hervorrufen als die flachwelligen, elegant angelegten Falten des Menteşe-Gebirgsystems. Bei der Marmorisierung müssen andere Faktoren wirksam gewesen sein. Solche Faktoren kann man wohl in der granitischen Intrusion erblicken, welche in verschiedenen Teilen des Massivs aufgeschlossen ist. Danach wäre ein regional erhitzter Kontakthof wirksam gewesen.

Ein Vergleich der Granit- bzw. Granodioritausbisse auf der Kartenskizze mit den Smirgel- bzw. Diasporit-Vorkommen zeigt, dass in jenen Gebietsteilen, welche starke Intrusionstätigkeit aufweisen (viele Ausbisse), der nächstliegende Marmor bereits gewöhnliche Smirgel führt (besonders westlich des Beşparmak-Gebirges gegenüber dem westlichen Teil des İbıra-Gebirges und im Gebiet von Gökbel-Çamkayalığı gegenüber der Kurukömes-Yatrgan-Gübbey-

Reihe). Im Gebiet von Gümüşdağ, Körteke und Yaygın können nicht aufgeschlossene Apophysen dieselbe Wirkung erzielt haben, wodurch auch die konzentrische Anordnung der Lagerstätten im Körteke-Gebiet verständlich wird. Das ebenfalls unweit vom Massivrand liegende Ostilbira- und Milas-Diasporitrevier ist von solchen Ausbissen relativ entfernt. Damit ist auch eine Erklärung für die Abnahme des Marmorisierungsgrades nach aussen gegeben. Leider ist bisher nirgends ein Pegmatit- oder gar Granitaufschluss in den Menteşe-Marmoren beobachtet worden, was eigentlich erst sichere Schlüsse zulassen würde. Immerhin muss betont werden, dass gerade im Körteke- und Yaygın-Gebiet zahlreiche, petrologisch sehr interessante Kontaktbildungen zu finden sind (Disthen-Quarz- und Disthenhornfelse!).

Nach diesen Ergebnissen sind also die Marmore und parallel dazu auch die smirgelartigen Vorkommen stärker metamorph als die entfernteren Glieder. Deshalb und auf Grund bereits erwähnter mineralogisch-chemischer Erwägungen liegt der Schluss nahe, dass die Diasporite weniger metamorphe Smirgelgesteine darstellen, oder umgekehrt, dass die Smirgel durch stärkere thermische Wirkung des Kontaktes aus den (oder statt der) Diasporiten entstanden sind.

### C. ÜBER DIE BEZIEHUNGEN ZWISCHEN SMIRGEL, DIASPORIT UND BAUXIT

Dass zwischen Diasporiten und Smirgeln eine genetische Verwandtschaft besteht, scheint nun festzustehen. Die Herkunft dieser Gesteine muss hingegen noch weiter abgeklärt werden. Es fehlen jegliche Anzeichen magmatischer Abstammung oder auch nur direkter stofflicher Beeinflussung der SW-anatolischen Smirgelvorkommen bzw. Bildungen. Texturelle und mineralogische Erwägungen deuten auf einfache Kristalloblastese der Diasporite und Smirgel aus in den Sedimenten eingeschalteten Massen.

#### 1. Vergleich in bezug auf Chemismus und Textur

Da die Beobachtungen für die Möglichkeit einer endogenen Stoffzufuhr keine Anhaltspunkte liefern, besass das Ausgangsmaterial wahrscheinlich schon den Chemismus der Smirgel und Diasporite. Unter den sedimentogenen Gesteinen kommen daher nur Bauxite und verwandte Bildungen in Frage. Die Bauxite sind chemisch in der

Tabelle 9. *Bauxit- und Smirgelanalysen*

Analyse	203	1.	202.	4.	203.	6.
SiO <sub>2</sub>	2,78	1,03	4,55	13,05	0,37	0,00
TiO <sub>2</sub>		3,30	3,49	2,19	0,90	5,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	72,38	75,81	52,93	61,57	57,12	78,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,36	13,11	9,28	10,90	7,41	9,13
FeO		6,12		5,33		
MnO		0,00		0,09		0,00
MgO		0,00		0,72		0,00
CaO		0,00		0,57	0,17	0,61
Na <sub>2</sub> O		0,49		0,76	0,26	0,53
K <sub>2</sub> O		0,08		0,29	0,37	0,15
H <sub>2</sub> O+ } H <sub>2</sub> O- }	10,80	0,00 } 0,06 }	29,80	4,67 } 0,02 }	33,71	10,84 } 0,06 }
si	3	1	6 <sup>1/2</sup>	14 <sup>1/2</sup>	1 <sup>1/2</sup>	—
ti		2 <sup>1/2</sup>	4	2	1	4
al	88 <sup>1/2</sup>	85	90	82	91	91
fm	11 <sup>1/2</sup>	14	10	15 <sup>1/2</sup>	7 <sup>1/2</sup>	7 <sup>1/2</sup>
c						1 <sup>1/2</sup>
alk		1		2	1 <sup>1/2</sup>	1
Basis:						
Ru		2,3	3,5	1,6	0,9	3,8
Kp		0,3		1,0	1,4	
Ne		2,6		4,2		
Cal				1,7	0,5	2,0
Alk					0,8	1,2
Sp				3,1		
Hz		14,1		13,1		
C	86,3	71,6	81,4	56,5	89,0	86,1
Fs	8,4		13,7	11,8		
Q			1,4	6,9		
Hm	5,3	9,1			7,4	6,9
Katanorm:						
Ru		2,3	3,5	1,6	0,9	3,8
Kp		0,3				
Ne		2,6				
Cal						2,0
Alk					1,2	1,2
Or				1,7		
Ab				5,6		
An				2,9	1,0	
Fe-Cord	6,1		13,2	11,1		
Cord.				5,7		
Sp		0,4				
Hz		0,4				
Mt		14,1	6,7	7,1	7,4	
C	86,9	80,3	76,6	61,2	89,5	86,1
Hm	7,0			3,1		6,9

Tat sehr ähnlich. Es wurde in der Literatur auch schon verschiedentlich auf die Möglichkeit der Entstehung der Smirgel aus Bauxiten hingewiesen. Ein direkter Vergleich lässt sich mit den Analyseergebnissen sehr gut durchführen (Tabelle 9).

Die Analysen 1, 4, 6 entsprechen jenen der Tabellen 6 und 7, es sind normaler Smirgel, Chloritoid-Smirgel, bzw. Diaspor-Smirgel. Diesen gegenübergestellt wurden die Analysen 201: Bauxit vom Kiralyerdo-Plateau (Bihar-Gebiet) (nach RUMBOLT, 123), 202: Bauxit aus NW-Georgia, Nordamerika (nach RUMBOLT, 123) und schliesslich 203: Laterit aus der Insel Kassa (Guinée) (WEINSCHENK nach LACROIX, 5). Die NIGGLI-Werte, Basis- und Katanormen, zeigen die Analogien sehr schön. Chemisch entspricht der Bihar-Bauxit (Analyse 201) einem normalen Smirgel, der amerikanische Bauxit (Analyse 202) einem Chloritoid-Smirgel. Die Analyse 203 wurde wegen des deutlichen Alkaliüberschusses über  $\text{SiO}_2$ , das nicht sämtliche Alkalien zu binden vermag, wiedergegeben. Von verschiedenen Orten wurde berichtet, dass Laterite bzw. Bauxite, welche aus sehr ariden Gebieten oder Klimaperioden stammen, etwas Alkalien führen können.

Sehr aufschlussreich ist auch ein textureller Vergleich zwischen Smirgel, Diasporit und Bauxit. Besonders die Diasporite (und die Smirgelgesteine von Alanya) zeigen deutliche Anklänge an die Texturen der Bauxite (hier als blastopisolithisch bezeichnet). Die einfachen, komplexen, mehrschaligen Blastopisolithe können ohne weiteres mit den einfachen, komplexen und mehrschaligen Pisolithen der Bauxite verglichen werden. Der einzige Unterschied besteht darin, dass die unveränderten Pisolithe extrem feinkörnig sind, ja sogar meistens noch kolloidales Material enthalten, während die Blastopisolithe unter Erhaltung der Haupttextur eine Sammelkristallisation (bzw. Kristallisation), d. h. eine Kristalloblastese erlitten. Auch in den Smirgeln wurden vielfach Spuren blastopisolithischer Gebilde beobachtet. Die sphärisch-ovoidischen, teilweise mehrschaligen Anordnungen der Einschlüsse, die meist unabhängig vom Wirtkristall oder -gefüge ihre eigene Texturprägung besitzen, lassen sich ohne weiteres mit diesen Erscheinungen vergleichen.

In den Smirgeln entwickelt sich die Texturform der Diasporite in zwei Richtungen: In einigen Chloritoid-Smirgeln mit sphärischen Chloritoid-Ansammlungen in einem Korund-Chloritoid-Grundgewebe bleibt der blastopisolithische Charakter völlig erhalten. Im übrigen sind blastopisolithartige Augentexturen die Reste dieser Texturform um die sehr feinkörnigen Erzpartikel, die ihre Stellung beibehalten haben, nur etwa bei gröberem Korn in Korund eingeschlossen wurden,

wobei man von blastopisolithartigen Relikttexturen sprechen kann. Eckige Chorismite einiger Bauxite, die als Bruchstücke älterer bauxitischer Bildungen aufgefasst wurden, sind von DE LAPPARENT „grains“ genannt worden. Einige Diasporite weisen solche Gebilde ebenfalls auf; in Smirgeln erkennt man hier und da eckig-polyedrische Einschlusshaufen oder einschlussfreie Höfe, die eventuell als Relikte „grains“-artiger Gebilde aufzufassen sind. Schliesslich wurden von DE LAPPARENT fliessähnliche Ansammlungen des Rutilstaubes „Coulée“ genannt. Identische Gebilde lassen sich in Diasporiten, Smirgelgesteinen von Alanya, seltener auch in Smirgeln beobachten. In der Tabelle 10 wurden zu Vergleichszwecken provisorisch die Ausdrücke „Grains“-Relikte und „Coulée-Relikte“ angewendet. Vor der endgültigen Festlegung der relikthischen metamorphen Ausbildungsformen drängt sich eine genauere Umschreibung der Texturgebilde von Bauxiten und ähnlichen Gesteinen auf.

Tabelle 10. *Vergleich spezieller Texturformen der Smirgel, Diasporite und Bauxite*

Smirgel	Smirgel von Alanya	Diasporit	Bauxit
Sphärische Texturgebilde (Relikte) Abb. 17 und 10	Blastopisolithe	Blastopisolithe Abb. 28, 29, 31	Pisolithe
Eckige Texturgebilde (Relikte)	«Grain's-Relikte»	«Grain's Relikte»	«Grains»
Schlierig bzw. «guirlandenartige» Einschlußansammlungen	«Coulée-Relikte» Abb. 32	«Coulée-Relikte»	«Coulée»
Merismite Abb. 18	Merismite	Merismite Abb. 30	Merismite
lagige Anord. der Einschl. bzw. -Wirtkristalle	analog	feinlagig bis gebändert	lagig bis streifig

## 2. Vergleich über die Art des Vorkommens und die Form der Lagerstätten

Die Art des Nebengesteins, die Form der Lagerstätten, die Berührung mit dem Nebengestein am Liegenden und Hangenden, die Dachzone und die Niveaubeständigkeit sind die charakteristischen, gemeinsamen Merkmale der Smirgel- und Diasporitlagerstätten. Diese lassen sich ohne weiteres mit jenen der Bauxitlagerstätten vergleichen.

Smirgel und Diasporite liegen in Marmoren, die Smirgelgesteine von Alanya in Kalken bzw. dolomitischen Kalken. Ihnen entsprechen jene Bauxite (oft leider Kalkbauxit genannt), die aus karstischen Verwitterungs- bzw. Auflösungsrückständen kalkiger bzw. dolomitischer Massen entstanden sind. Die Lagerstätten der Smirgel, Diasporite und Bauxite sind meist linsenförmig. Die sehr buchtige, unregelmässige Berührung der Smirgel- bzw. Diasporitmassen mit dem Nebengestein am Liegenden gleicht der entsprechenden, mit Taschen und Buchten versehenen Grenzfläche der Bauxite. Das Hangende liegt normalerweise bei Smirgel, Diasporit und Bauxit flach über der Linse.

In den meisten Bauxitlagerstätten wird die Dachregion von klastischen Resten teilweise abgetragener Bauxite, oft vermengt mit fremdem tonigem Material, gebildet. Entweder überwiegt das äusserst feine tonige Material, dann Tonschiefer bildend, oder aber das klastisch-bauxitische. In beiden Fällen wurde ein höherer Gehalt an  $\text{SiO}_2$  festgestellt. Diasporite führen ihrerseits Glimmer bzw. Chloritschiefer oder auch Disthenschiefer. Bei Smirgeln findet man ebenfalls eine entsprechende Dachzone: Glimmerschiefer oder Disthenschiefer. Die Dachzonen der drei Lagerstätten entsprechen einander also auch bezüglich des Gesteinsinhaltes: Tonschiefer, Glimmer- und Chloritschiefer einerseits, bauxitische Reste und Disthenschiefer andererseits.

Die Bildung dieser bauxitischen Gesteine bleibt auf bestimmte fazielle Phasen, auf kontinentale Abtragungsperioden, beschränkt. Dies bedingt die regionale Niveaubundenheit ihrer Vorkommen. Mehrere „Bauxit-Niveaus“ resultieren bei Wiederholung solcher Perioden. Allerdings müssen klimatische und regional geologische Bedingungen gleichzeitig erfüllt sein. Die ausgesprochene Niveaubeständigkeit der Smirgel und Diasporite ergibt also eine weitere Parallele.

Die Bauxitlagerstätten sind sehr komplex gebaut. Genetische Prozesse, wie auch variable klimatische Faktoren bewirken eine stoff-

liche Differenzierung innerhalb der Lagerstätten. Konkretionen eisenreicherer und tonerdereicherer Partien bewirken nicht nur die Bildung der Pisolithe, sondern auch merismischer Bezirke. Die Prozesse, welche zur Bauxitbildung führen, verstärken diese Heterogenität. Unregelmässig geformte, hellere, rosa oder dunkle Partien wechseln ab; stellenweise erkennt man Fein- bzw. Wechsel-Lagerung oder auch in grossen Zügen eine gewisse Schichtung. Diese Eigenart ist noch viel mehr charakteristisch für die Smirgel und Diasporite, wo ständiger Typenwechsel innerhalb derselben Lagerstätten die Regel ist.

#### D. DAS PROBLEM DER SMIRGELBILDUNG IN ANWENDUNG AUF DIE SW-ANATOLISCHEN VORKOMMEN SOWIE JENE VON ALANYA

Aus den bisherigen Beobachtungen und Feststellungen lassen sich nicht nur stoffliche Ähnlichkeiten und Analogien im Vorkommen und Lagerstättenbau, sondern auch genetische Beziehungen zwischen Smirgel, Diasporiten und bauxitischen Gesteinen herleiten. Es handelt sich nun darum, die verbindenden Prozesse und ihre Richtung näher zu erläutern.

Mineralogisch betrachtet, sind bauxitische Gesteine bodenartige bis rückstandssedimentär schwach diagenetische, Diasporite epimetamorphe und Smirgelgesteine epimeso-metamorphe Bildungen. Die Lagerstättenverhältnisse und Texturen zeigen, dass, wenn eine direkte genetische Verwandtschaft zwischen diesen Gesteinen besteht, die Umbildung im Sinne sedimentär-epimetamorph-mesometamorph, d. h. mit gegen die Tiefe zunehmender Metamorphose erfolgt sein muss, da primäre Relikte einer ursprünglich sedimentären Bildung erhalten blieben. Bauxitische Gesteine bzw. sehr tonerdreiche Böden können sowohl aus Auflösungsrückständen der kalkigen Sedimente, wie aus Verwitterungsprodukten der smirgelartigen Gesteine entstehen. Die Lagerungsverhältnisse sprechen in unserem Falle für die erste Möglichkeit. Somit ergibt sich also die Annahme, dass das Ausgangsmaterial der Diasporite und Smirgel bauxitisch gewesen sein muss.

##### a) Umwandlungsverhältnisse zwischen Tonerdehydraten, Tonerdeoxydhydraten und Korund

Bauxite enthalten neben amorphen Tonerdehydraten meist Hydrargillit, Böhmit oder Diaspor. Die Beziehungen der Mineralien im Bauxit zueinander sind noch nicht alle genau abgeklärt. DE LAPPA-

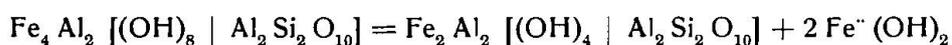
RENT (72) führt zwar naheliegende genetische Betrachtungen an über das Vorhandensein oben erwähnter drei Komponenten; doch liegt es ausserhalb des Rahmens dieser Arbeit, dazu Stellung zu nehmen. Eines scheint festzustehen, dass Hydrargillit und Böhmit bei bestimmten Bedingungen sich bereits sehr früh in Diaspor verwandeln können, weshalb unter Umständen hydrargillit- und böhmithührender Bauxit (selbstverständlich auch diasporführender Bauxit) als Ausgangsmaterial für die Diasporitbildung denkbar ist.

Wie durch säkulare Umwandlung des Korundes Diaspor entstehen kann, so ist auch eine Umbildung im entgegengesetzten Sinne möglich, wenn Gründe für eine Dehydratation des Diaspors vorliegen. Diese Gründe können in einer Temperaturzunahme bestehen. Diese Möglichkeit ist wahrscheinlich in der zunehmenden Metamorphose (hauptsächlich thermischen Ursprunges) der Smirgellagerstätten und Marmore verwirklicht, während Alterung mit einfacher Wasserabgabe bei den Bildungen von Alanya von Bedeutung gewesen zu sein scheint, da ihr Nebengestein keine namhaften Spuren einer regionalen Metamorphose aufweist (Kalke bzw. Dolomite). Als weiteres Zeichen für das Fehlen einer wirksamen Temperaturerhöhung bei der Korundbildung in Alanya kann die auffällige Feinkörnigkeit der Korundmassen angeführt werden, während in den gewöhnlichen Smirgeln eine mittlere Korngrösse der Korunde sehr charakteristisch ist.

Diaspor kann also stabil sein unter normalen, bodenbildenden Faktoren sowie in der Epi- und Epi-meso-Zone. Korund kann aus Diaspor in der Epi- und Meso-Zone gebildet werden.

#### b) Die Stellung der Eisenhydrate und Oxyde und des Chloritoids

Bauxistische Gesteine führen meistens variable Mengen amorpher Eisenhydroxyde, sowie etwas Goethit und zuweilen auch Rot-eisen (dichter Hämatit?), also Verbindungen des 3-wertigen Eisens. DE LAPPARENT (71, 75) und DE WEISSE (162) erwähnen in vielen diasporführenden Bauxiten neben dreiwertigem auch beachtliche Mengen zweiwertigen Eisens. Dieses wäre an amesit- bzw. corundophyllitartige Schichtsilikate gebunden. Wird nun zum Vergleich das eisenhaltige Äquivalent des Amesits (Daphnit) als Bauxitbestandteil angenommen, so kann nach der Gleichung:



dar aus Chloritoid gebildet werden. Eine beginnende Dehydratisierung könnte dann neben einer Chloritoidbildung durch frei werdendes zweiwertiges Eisen in alkalischem Milieu und bei Gegenwart dreiwertiger Eisenoxyde zur Magnetitentstehung Anlass geben (MASON, 80). Die Magnetitbildung ist jedoch damit nicht befriedigend abgeklärt. In den Anschliffproben der Diasporite wurden keine Anzeichen einer Umwandlung Hämatit-Magnetit beobachtet. Magnetite hingegen scheinen stets gleichzeitig mit Muskowiten gebildet zu werden. Möglicherweise war die Muskowitbildung mit einer Teilreduktion des Eisens verbunden (DE LAPPARENT, 73).

Während Diasporite vorwiegend Hämatit-Diasporgesteine sind, enthalten die Smirgel die Paragenese Magnetit-Korund. In keinem der Smirgelanschliffe konnten Hämatitrelikte in den äusserst feinkörnigen Magnetiten erkannt werden. Für eine Umwandlung von Hämatit zu Magnetit erscheint die Temperatur- oder Druckzunahme für sich ungenügend, nach E. NIGGLI, 84 (Vol. Äquivalent von Magnetit 14, 8; von Hämatit 15, 2). Reduktionsprozesse müssen mitgespielt haben. Auch wird diese Reaktion durch alkalisches Milieu gefördert (B. MASON, 80). Auffallenderweise bleiben die Eisenoxyde Träger der reliktschen Texturen, Magnetite vor allem auch dann, wenn sie in Korunden eingeschlossen sind.

Für die Smirgel SW-Anatoliens bleibt also die Magnetitbildung nicht genügend abgeklärt. Beobachtungen, wie J. BRAY sie über das Verhalten der Eisenoxyde in anderen Smirgelgesteinen anführt (20), sind in unserem Falle kaum anwendbar (S. 389).

### c) Die Stellung der Alkalien

An Smirgelanalysen wurde festgestellt, dass eine nicht unwesentliche Menge Alkalien nicht in Silikaten abgesättigt werden können, ähnlich wie in einer Lateritanalyse von LACROIX (S. 466). In bauxitisch-lateritischen Bildungen ist dieser Überschuss unter trockenen Verhältnissen verständlich (unvollständige Hydrolyse, daher freie Alkalien). Während der Diasporitbildung müsste dieser Zustand weiter bestehen, wenn keine Kieselsäure zugefügt wurde. Wenn man berücksichtigt, dass Korund (S. 379) Alkalien im Gitter einbaut, so kann vermutet werden, dass in Diasporiten der Diaspor diese Rolle übernimmt.

Ein Teil der Alkalien und der Erdalkalien (Ca) bilden, soweit genügend  $\text{SiO}_2$  vorhanden ist, Schichtsilikate: Na-führende Margarite (Ephesite) und Muskowite, welche in Diasporiten und Smirgeln ver-

treten sind. Ihre Bildung kann von Kaolinitbeständen des bauxitischen Materials ausgehen.

#### d) Rutil und titanhaltige Verbindungen

In Bauxiten und analogen Gesteinen ist stets eine geringe Menge  $\text{TiO}_2$  vorhanden. Rutil sowie Anatase, die stets feiner gekörnt sind als die anderen Gemengteile, wurden beschrieben. In Diasporiten und Smirgeln SW-Anatoliens konnte bisher kein Anatas nachgewiesen werden, Rutil jedoch als ständiger Übergemengeteil in Diasporiten in Diaspor und Chloritoid eingeschlossen, in Smirgeln in Korund und Chloritoid.

Während der Korundbildung aus Diaspor erfolgte eine Umkristallisation der Rutil mit geringer Kornvergrößerung und lichter Verteilung. Bei säkularen Umwandlungen der Korunde zu Diaspor wird die Umkristallisation bedeutend deutlicher. Rutil ist in den Diasporiten ein wichtiger Träger von Relikttexturen, im Smirgel weniger, da die Bildung Diaspor-Korund wahrscheinlich die ursprüngliche Lage der Rutil störte. Ilmenit ist in säkularen Produkten häufig, während er sonst nicht auftritt.

#### e) Die Gesteinsmetamorphose Bauxit → Diasporit → Smirgel

Abschliessend soll noch der Gang einer präsumptiven Metamorphose Bauxit → Diasporit → Smirgel erläutert werden. Für die SW-anatolischen Vorkommen erscheint die Entwicklung einer solchen Umbildung besonders deshalb klar, weil die meisten Vorkommen der Diasporite und Smirgel sehr geringe Stoff- und Formänderung erlitten haben. Stofflich scheint keine Veränderung erfolgt zu sein, räumlich ebenfalls nur in wenigen Fällen eine Verlagerung, so dass primäre Spuren besonders der Texturen gut erhalten blieben. Wird als Ausgangspunkt eine Bauxitlagerstätte angenommen, so hat sich beim Übergang zum Diasporit nur eine Umkristallisation ohne wesentliche Gefügeänderung vollzogen. Die Stoffe sind im wesentlichen autochthon, Neubildungen z. B. Chloritoid relativ spärlich. In Alanya ist die Umwandlung unter ähnlichen Bedingungen weiter fortgeschritten, es bildete sich ein Korundgestein, das wie die Diasporite ein Produkt der Epimetamorphose aus bauxitischem Material darstellt. Bei intensiver Umbildung entstanden aus Diasporiten eigentliche Smirgel durch umfassende Kristalloblastese. Auch während

dieser Vorgänge herrschte eine beachtenswerte stoffliche Immobilität. Auch die Texturen blieben zum grossen Teil reliktsch erhalten.

#### E. ZUSAMMENFASSUNG

Die Smirgel SW-Anatoliens sind metamorphe Gesteine, die vorherrschend Korund und daneben Magnetit, Chloritoid, Margarit u. a. Mineralien enthalten. Je nach dem Bestand der Nebengemengteile können verschiedene Varietäten unterschieden werden. Charakteristisch sind für diese Smirgel Texturen, welche reliktsche Formen früherer Stoffverteilung besitzen.

Andere metamorphe Gesteine, die neben Hämatit, Chloritoid, Margarit u. a. Mineralien vorwiegend Diaspor führen und ähnliche reliktsche Texturformen ausweisen, treten in analoger Stellung wie in SW-Anatolien auf. Sie wurden Diasporite genannt. Besondere Texturgebilde, welche primären pisolithischen Anordnungen entsprechen, wurden als Blastopisolithe bezeichnet, da sie aus jenen durch Kristalloblastese hervorgegangen zu sein scheinen.

Smirgel und Diasporite kommen in linsenförmigen Lagerstätten in der Menteşe-Marmorserie, welche das Menderes-Massiv kreisförmig mit deutlicher Symmetrie umschliesst, vor. Ihr Chemismus, wie auch ihre Lagerungsverhältnisse entsprechen jenen bauxitischer Gesteine. Auf Grund textureller Beobachtungen und der Interpretation der Smirgel- und Diasporitbildungen durch eine regionale Metamorphose unter Mitwirkung eines äusseren Kontakthofes der granitisch bis granodioritischen Intrusionen im Massivgebiet konnte nahegelegt werden, dass diese Gesteine metamorphe Produkte ursprünglich bauxitartiger Sedimente darstellen.

Die Diasporite wären demnach im äussersten Kontakthof direkt aus bauxitartigen Gesteinen (Epizone) entstanden, während die Korund-führenden Gesteine, die Smirgel, einem kontaktnäheren, die stärkere Metamorphose erzeugenden Gebiet entstammen (Epi-Mesozone). Ein südanatolisches Smirgel-Diasporitvorkommen (Alanya) erwies sich wiederum als epimetamorph. Es liegt in kaum marmorisiertem Kalk und führt bereits reichlich (wenn auch sehr feinkörnigen) Korund. Die näheren Umstände, welche zu dieser Bildung Anlass gaben, sind noch unbekannt. Das Alter der in Smirgel bzw. Diasporite umgewandelten Bauxite ist sehr wahrscheinlich devonisch.

Als charakteristische Eigenschaft dieser Bauxit-Diasporit-Smirgel-Metamorphose kann die ausgesprochene stoffliche Immobilität

angesehen werden. Auch in Form und Inhalt der Smirgel- und Diasporitlagerstätten sind die Hauptzüge der primären Anlage erhalten geblieben, abgesehen von wenigen lokaltektonischen, dislozierten Vorkommen.

Hiermit haben auch die neuen Aufnahmen im Prinzip die Ansichten KRÄMER'S (67) über die Entstehung der SW-anatolischen Smirgelvorkommen bestätigt.

## **VI. Über außeranatolische Smirgel und Smirgellagerstätten**

Smirgel sind seltene Gesteine; sie kommen nur in wenigen Gegenden vor. Die ersten bekannten Lagerstätten befinden sich auf der Insel Naxos (Aegäis). Später wurden andere Vorkommen auf den Inseln Pàros, Iraklià, Sikinos, Samos u. a., sowie im benachbarten anatolischen Festlande (L. SMITH, 1846) entdeckt. Analoge Vorkommen liegen im östlichen Kaukasus (Daghestan), in den Steppen Kasakstans, im mittleren Ural (Kossoibrod bei Mramorskoje), sowie in verschiedenen Gegenden Zentralasiens.

Smirgelartige Gesteine sind ferner an verschiedenen Orten Nordamerikas bekannt geworden, so in Chester (Massachussets), Peekskill (New York) und Whittless (Virginia). Sehr korundreiche Kontaktbildungen wie jene von Cerro Rotondo (Uruguay), Ochsenkopf und Odenwald (Deutschland) werden gelegentlich Smirgel genannt. Als Ergänzung können noch einige Korund-Spinellgesteinseinschlüsse mancher Gabbros angeführt werden.

### **1. Die gewöhnlichen Smirgel und die Vorkommen von Naxos**

Die Übersicht der über die Smirgellagerstätten publizierten Arbeiten zeigt indessen, dass darunter nur wenige „gewöhnliche Smirgel“ (im Sinne der hier angewandten Definition und Entstehungshypothese) zu finden sind. Es sind hauptsächlich die asiatischen und ägäischen Smirgel.

Die Lagerstätten von Daghestan, Kasakstan und Zentralasien (OZEROV und DVORSCHCHAN, 95, SOSEDKO, 133) scheinen analoge Verhältnisse wie die anatolischen aufzuweisen. Die Autoren berichten, dass ihre Beobachtungen sie zur Annahme führte, dass diese Smirgel

durch eine regionale Gesteinsmetamorphose (oder thermische Metamorphose) bauxitartiger Lager entstanden seien. Sie liegen alle in Marmoren.

Die Lagerstätten von Nàxos und den benachbarten Inseln sind besonders durch die Arbeiten von PAPAVALIOU (101, 102, 103) bekannt geworden. P. untersuchte die Smirgelvorkommen dieser Inseln eingehend und vertrat eine genetische Auffassung, die den früher durch KRÄMER bei den anatolischen Vorkommen geäußerten Ansichten widersprach. Des Interesses wegen sollen einige charakteristische Züge dieser Vorkommen dargelegt und die Smirgelbildung nach P. erörtert werden.

Die ältesten Gesteinsserien auf Nàxos sind Gneise und Glimmerschiefer, welche durch granitische Intrusivmassen auf spärliche, injizierte Überreste reduziert wurden. Man unterscheidet ältere verschieferte und jüngere flaserige Granite.

Die Hauptmasse der schieferigen Granite ist im zentralen Inselteil aufgeschlossen, umgeben von einer Glimmerschieferhülle, welche ihrerseits schalenförmig von Marmoren überdeckt wird. Im westlichen Inselteil (Livàdia) wurden diese Marmore, wie auch kleinere Massen karbonatischer Sedimente, die über diesen Marmoren liegen (Stylida-Halbinsel und Polichini), von den flaserigen Graniten durchbrochen. Es wird deshalb eine spätkarbonische Intrusion vermutet. In der östlichen Lagerhälfte herrschen die Marmore mit dünneren Schieferlagen, welche verschiedene Stufen trennen, vor. Die untersten Stufen (Amomàxi- und Phanari-Marmore) sind grobkristallin. Eine Schieferhülle (Lionas-Stufe, vielleicht identisch mit den westlichen, karbonischen Ablagerungen) trennt diese Marmore von wenig umkristallisierten Kalken (Zàs-Marmore P.'s), welche nach G. GEORGALAS (41) triadisch sind.

Die Smirgellagerstätten sind konkordant in drei Niveaus dieser karbonatischen Gesteinsserien eingelagert. Die unterste Reihe beherbergt die Hauptzahl der Lagerstätten (grob- bis mittelkristallin). Die Niveaupersistenz der Smirgelvorkommen kommt hier besonders deutlich zur Geltung. Die mittlere Stufe enthält einige feinkörnige Lagerstätten, während die obersten Vorkommen auch „eisenkieselähnlich aussehende, dichte Smirgel“ führt.

Neben den üblichen Smirgelbestandteilen enthalten die Nàxos-Smirgel Turmalin, Disthen, Biotit, Staurolith. PAPAVALIOU nimmt an, dass der Smirgel ein Produkt pneumatolytischer Metasomatose in den Marmoren sei. Hierzu stützt er sich auf verschiedene Punkte, die kurz besprochen werden sollen:

1. Die Smirgellagerstätten werden mit dem Auftreten des älteren, verschieferten Granites und dessen Gangfolge räumlich verbunden gedacht. Eine gewisse räumliche Beziehung gilt ja auch zwischen den Smirgelvorkommen und den granitischen Massen SW-Anatoliens.

2. Die Smirgellager werden als gangförmige Gebilde, vorzugsweise als Lagergänge angesehen. Ihre Bildung sei später erfolgt als die des Muttergesteins (Nebengestein). Aus den detaillierten Beschreibungen geht jedoch hervor, dass der Smirgelkörper eher flachlinsige Form hat und dass diese „Smirgelgänge“ konkordat zur Marmorschichtung verlaufen. Eine Begründung der Altersbeziehung wird leider nicht gegeben.

3. Der Turmalin ist ein charakteristischer Smirgelbestandteil. Auf Grund seiner Idiomorphie wird er als primär betrachtet. Er ist meist mit Magnetit verwachsen.

PAPAVASILIOU berichtet, dass in Naxos Turmalin nur in Pegmatiten und Smirgeln zu finden sei, während er dem Nebengestein fehle. Auch die Turmalinklüfte der Smirgellager hören an der Marmorgrenze auf. Deshalb sollen die turmalinführenden Smirgel durch Zirkulation und Absatz von gasreichen Restlösungen der Intrusion gebildet worden sein. Wenn dies der Fall wäre, dann müssten die Marmore mindestens an exponierten Stellen ebenfalls von diesen Lösungen durchtränkt worden sein (s. Punkt 8). In den angrenzenden Marmoren hätte Datholith, ev. sogar Axinit gebildet werden müssen. Auch wurden keine Anzeichen einer nachträglichen Turmalinisierung der Smirgel gefunden. Die Möglichkeit, dass der Turmalin oder die zur Turmalinbildung notwendige Borsäure bereits im Gestein enthalten war, bleibt damit doch offen.

Feine Turmalinnadeln sind in Bauxiten häufig; sie können bis über 1 Gew.-% des Gesteins betragen (z. B. Bauxite aus Istrien und aus Zonguldak in Nordanatolien). Turmaline können auch in Sedimenten authigen entstehen (DÉVERIN, 28, ALTY, 4). Wenn sich die Turmaline in manchen Partien der Smirgellager von Naxos angesammelt haben, so ist dies weiter nicht sonderbar (tektonische Beanspruchung). Die Menge ist übrigens sehr klein (wohl kaum 1–2 Gew.-%).

4. Ferner wurden Disthen, Sillimanit und Chloritoid besonders erwähnt. Disthen wurde als grobkörnige Spaltenfüllung der unteren Smirgel angetroffen. Aber auch Pegmatite und Quarzgänge in Naxos enthalten Disthen. Er soll pneumatolytischer Herkunft sein. In Smirgeln ist Disthen nicht auffallend, verträgt er sich doch in der Mesozone gut mit Korund. Disthen wurde auch im Menderes-Massiv (S. 362) in manchen Pegmatiten und Quarzgängen festgestellt, scheint aber weiter nicht mit der Smirgelbildung in Beziehung zu stehen. Sillimanit soll in Naxos ein Bestandteil mancher schieferiger Smirgelvarietäten der unteren Stufe sein. Obwohl P. in der Schieferung dieser Gesteine primäre Texturen aufgelöster Schiefer sieht, kann doch auch an die Entstehung von Sillimanitschiefern durch nachträgliche Dislokation gedacht werden. Chloritoid tritt in den unteren Smirgeln spärlich, in den oberen hingegen reichlich auf. An anderer Stelle nennt P. Staurolith und Biotit als Bestandteile der unteren Smirgel. Daraus könnte man schliessen, dass in den unteren Smirgeln Chloritoid durch Staurolith bzw. Biotit ersetzt wurde (Metamorphose bei höherer Temperatur).

5. Pyrit ist primär. Auch Bauxite können Pyrite bzw. Reste pyritisierter oder markasitisierter Fossilien enthalten. Nach P. sind Staurolith, Spinell

und Vesuvian mit „Gebirgsdruck“ verbunden. Das Vorhandensein der nahezu schwarzen, von grünen, randlichen Reflexen umgebenen (TSCHERMAK, KRÄMER, 150, 67) Spinelle scheint übrigens zweifelhaft zu sein. In Dünnschliffen können Magnetite ähnliche grüne Randreflexe ergeben. Die Nàxos-Smirgeldünnschliffe der hiesigen Institutssammlung, wie auch jene Anatoliens, liessen keine Spinelle erkennen.

Nach P. zeigen die chemischen Analysen der Nàxos-Smirgel (mit wenigen Ausnahmen) keinen  $TiO_2$ -Gehalt. Es muss jedoch betont werden, dass diese Analysen nur für technische Zwecke gemacht wurden (ohne  $TiO_2$ -Trennung). Schon TSCHERMAK berichtet von Rutilinterpositionen in Korunden dieser Smirgel; ebenso wurden reichlich Rutileinschlüsse in den hiesigen Dünnschliffen beobachtet.

6. Über die Texturen und Strukturen der Smirgelgesteine schrieb TSCHERMAK (150): „körnig, meist aber schieferige bis plattige Smirgelstruktur, welche vorzugsweise durch die lagenweise Anordnung der Erzkörner hervorgebracht wird...“, was auch P. übernimmt.

Die Durchsicht der Dünnschliffe aus der Institutsammlung gestattet folgende Ergänzungen: (Nàxos-Smirgel)

a) Die Smirgel der untersten Stufe in Nàxos: hypidiomorphe Korunde mit unregelmässig-skelettartiger Magnetitzwischenmasse. Letzteres wird von hypidiomorphen Turmalinen durchwachsen (Kakoryakas). Korunde enthalten stellenweise reichlich Magnetiteinschlüsse (Mesa Amalia). Linsige Magnetitansammlungen mit einem bienenwabenartigen Gefüge idiomorpher, rekristallisierter Korunde (Pezulàs). Ähnliche, jedoch flachlinsige Magnetitansammlungen, die blastopisolithischen Relikttexturen ähneln (Pissini, Skaphi bei Machàras). Deutlich reliktsche Formen zeigen Magnetiteinschlüsse in manchen Korunden bis selbständige linsige Magnetitansammlungen oder auch merismitischer Korund und mit Korund verwachsene Magnetitbezirke (Prosthini Skaphi). Flaserige, schmale, parallel-bänderartige Magnetitansammlungen mit idiomorphen Korunden verwachsen, zwischen breiteren, panidiomorph-bienenwabenähnlichen Korundlagen.

Deutlich umkristallisiertes Gestein (Pyrostephani). Schieferiger Smirgel mit abwechselnden Korund- und Muskowit-Margarit-Erzlagen, Korund voll parallel orientierter Erzeinschlüsse, Hämatit? (Mavropharangas) oder ausgesprochene Smirgelbrekzie mit eckigen Korundgruppen in einem Magnetit-Margarit-Zement (sog. „stark verschiefter Smirgel“ von Mavropharangas). Turmaline, mit Magnetiten verwachsen, durchziehen die Smirgel kluftartig (Aşpalatròpas). Alle diese Gesteine weisen parallel-orientierte Mineralanordnungen (flaserig, schieferig bzw. linsige Texturen) auf.

b) Die Smirgel des mittleren Niveaus stehen den anatolischen näher; die idiomorphen Korunde sind reichlich mit Magnetit- und Rutileinschlüssen gefüllt. Manche liegen porphyroblastisch in einer teilweise Pyrit-führenden Margaritgrundmasse (Kalikacini). In einem anderen Beispiel durchsetzen feinste, parallelgerichtete Erzeinschlüsse kleinkörnige Korundmassen (Koxàki).

c) Die oberen Smirgel sind fein- bis sehr feinkörnig. Die Korunde sind reichlich mit Magnetiteinschlüssen versehen, die deutlich blastopisolithische Reliktansammlungen bilden. Chloritoid ist sehr verbreitet (Cavallàris). Korundarme (Korund intensiv blau) Chloritoid-Smirgel mit vereinzelt Topasen sind ebenfalls vorhanden (Hagios Artemios). Manche „sehr dichte, eisenkiesel-

steinähnliche Smirgel“ bestehen aus einem feinnadeligen, mit Hämatittäfelchen vermengten, nematoblastischen Diasporschiefer, welcher vereinzelte Chloritoidporphyroblasten und mehrere feine Topaslinsen bzw. -klüfte enthält (Mavropetri). Daraus geht hervor, dass blastopisolithische Texturspuren und eigentliche Diasporite auch in Naxos-Smirgeln zu finden sind; nur war hier die Dislokation und damit die Mobilität der Komponenten grösser.

7. Es wird ferner hervorgehoben, dass Korunde hie und da Einschlüsse mit unbeweglichen Libellen oder Gasporen aufweisen. Dies wurde jedoch weder am anatolischen noch am mir zur Verfügung stehenden Material von Naxos beobachtet.

8. Die Erscheinungsweise und innere Struktur der Lagerstätten wird ebenfalls als Beweis für magmatische Herkunft angeführt. Alle Lagerstätten liegen jedoch im Marmor. Sie zeigen eine massige Struktur und scharfe Umrisse am Kontakt mit dem Nebengestein. Die Smirgelmasse ist selten gleichmässig gebaut: grössere und kleinere Zonen oder Linsen von Korund und Erz ergeben ein chorismatisches Bild; zuweilen schalten sich schieferartige Lagen dazwischen. Bankung, plattige Absonderung, sowie Schieferigkeit werden auf „Gebirgsdruck“ zurückgeführt. Die Bänderung des Gesteins durch Korund-Erz und Glimmerlagen, die Fleckung des Korunds durch Magnetit, werden als Differenzierungen bzw. Konzentration der Hauptkomponenten bei ursprünglicher Metasomatose interpretiert. Alle diese Besonderheiten sind ja auch in den anatolischen Smirgeln beobachtet worden, nur mussten sie dort anders gedeutet werden.

Beachtenswert ist zudem die Unregelmässigkeit der Smirgellager in Naxos: sie zerfallen in parallele Nebenlager. Marmore sind stellenweise in Smirgelmassen eingeschlossen (von „brekzienartigen“ Gebilden bis zu mächtigen, eckigen Marmorblöcken!). Der Smirgel ist am Dach und an der Sohle mit dem Marmor oft stark verzahnt. Aus den Querschnitten durch die Smirgellager geht hervor, dass diese oft gefaltet und verbogen sind. Solche Erscheinungen sind auch in einigen anatolischen Lagern beobachtet worden, z. B. Akçakavaklar und Düzlem bei Körteke (S. 431). Sie beruhen offenbar auf tektonischer Einwirkung. Ferner wird hervorgehoben, dass zuweilen „Nebenschieferlagen“ mit „Smirgelkörnern durchtränkt“ seien. Wenn als Nebenschieferlagen die schieferigen Gesteine der Dachzone bezeichnet werden, so braucht ihr Korund- bzw. Turmalin Gehalt nicht auf Durchtränkung zurückgeführt zu werden (S. 477). Der höchstens an zwei Stellen gefundene, „mit Smirgelkomponenten durchtränkte Marmor“ ist vielmehr — nach einem so betitelten Dünnschliff zu urteilen — ein ausgesprochen brekziöser Marmor, welcher teilweise verzwillingte und gebogen lamellierte, mittel- bis grobkörnige Calcitlagen oder -linsen, neben einem feinkörnigen, mörteligen Calcit-Muskowit-Bindemittel, das zerstreute Erz-, Korund- und grünlichbraune Biotitkörner führt, enthält (Aspalathropos).

Leider ist dem Bericht von P. nicht zu entnehmen, ob die Begrenzungen am Hangenden und Liegenden Besonderheiten zeigen. Dies konnte offenbar wegen der Dislokation vieler Vorkommen nicht ohne weiteres festgestellt werden. Symmetrischer oder einseitiger Innenbau, Anwachsungen, Absetzstufen, wie sie für die Gänge bzw. Lagergänge charakteristisch sind, werden aber ebenfalls nicht erwähnt.

9. Die Marmore werden gegen den Smirgel hin etwas grobkörniger,

besonders beim unteren Vorkommen. Nach P. hätten die unteren Gesteine eine stärkere Pneumatolyse erlitten.

10. Dass die Kristallinität mit zunehmender Entfernung vom schieferigen Granit abnimmt, hat wahrscheinlich eine ähnliche Bedeutung wie in Anatolien. Von P. wurde diese Tatsache der abnehmenden Wirksamkeit der pneumatolytischen Dämpfe zugeschrieben.

11. Die in manchen Smirgellagern vorkommenden, feinen Margarit-Talk- und Chloritoidschieferlagen sind von P. als Kontakterscheinungen gedeutet worden. Die Chloritschieferzwischenlage im Smirgellager von Sikiros ist vielleicht identisch mit den entsprechenden Dachbildungen anatolischer Lager. P. hält sie für ein Kontaktprodukt von Orthoamphiboliten mit Smirgeln. Die mikroskopische Beschreibung stimmt jedoch mit dem Glimmerschiefer der Dachzone von Taşkesiği (S. 427) überein.

12. Schliesslich wird das Auftreten anderer Smirgellagerstätten in der Nähe magmatischer Bildungen (z. B. Nordamerika) weiterhin als Beweisargument angeführt. PAPAVALIOU nimmt also für die Smirgel eine pneumatolytische Entstehung, vielleicht sogar eine erste Etappe magmatischer Differentiation an: „In der pneumatolytischen Periode der Schiefergraniteruption, in die auch die Bildung des Turmalinpegmatits und überhaupt des Gangfolges des Granites fällt, haben Dämpfe und überhitzte Wässer, die Al und Fe in Überschuss, vielleicht als Fluorüre, führten, umsetzend auf die Kalke der Schichtfolge, in welcher der Granit einsetzte, eingewirkt“. Die metasomatischen Prozesse sollen sukzessive, in Richtung des geringsten Widerstandes, durch langsames Ersetzen des Kalkes erfolgt sein; mit zunehmender Entfernung vom Ursprungsorte hätten die pneumatolytischen Dämpfe ihre chemischen und physikalischen Eigenschaften geändert und wären schliesslich in Thermallösungen übergegangen. Die Kluffüllungen werden schliesslich auf Fumarolentätigkeit zurückgeführt. P. glaubt, nach den Beschreibungen KRÄMERS, auch für die anatolischen Smirgel dieselbe Entstehungsweise annehmen zu können.

Umgekehrt halten wir dafür, dass die Smirgel von Naxos wahrscheinlich in analoger Weise aus Bauxiten entstanden, wie die SW-anatolischen Lagerstätten.

Beachtenswert ist eine Veröffentlichung von PAPASTAMATIOU (100), der über ein Kytschymit- und ein Naxit- (ein phlogopitreicher Kytschymit)-Vorkommen in Naxos berichtet und dies als Beweis für pneumatolytische Entstehung der Smirgel anführt. Die näheren Umstände sind jedoch leider nicht bekanntgegeben worden.

DE LAPPARENT, auf seine Arbeiten über die Bauxite Süd-Frankreichs (70) gestützt, glaubt ebenfalls an Bauxitmetamorphose als Ursache der Smirgelbildung. Er berichtet ausführlich über Diasporite von Samos (73, s. S. 434) und beschreibt einige Smirgel Griechenlands und der Türkei (71, 74). Als Ausgangsmaterial nimmt er dabei hydrargillitführende Bauxite für die Smirgel von Naxos, böhmische für die anatolischen und diasporführende für die Diaspo-

rite an (75). Doch zeigen Lage und Verhältnisse dieser Vorkommen, dass die Unterschiede eher auf Grad und Art (thermisch bzw. thermisch + Dislokation) der Metamorphose beruhen. Bei zunehmender Metamorphose gehen schliesslich auch Diasporite in Smirgel über. Solche Übergänge sind vorhanden (Koçak, Alanya usw.).

## 2. Die spinellführenden Smirgelgesteine

Linsige Korund-Magnetit-Spinellvorkommen Nordamerikas werden gleichfalls Smirgel genannt. In Chester (Massachusetts, PRATT, 113) liegen sie mit Amphiboliten in Glimmerschiefern und enthalten unregelmässige Chloritmassen. GILLSON und KANIA (42) und J. W. BUTLER jr. (23) beschrieben ähnliche Vorkommen in metamorphen Noriten und Sillimanitschiefern vom Emery Hill bei Peekskill (New York). Auch die Lagerstätten von Whittless (Virginia) (WATSON, 158, 159) sind analog zusammengesetzt, liegen aber in Glimmerschiefern, die von Graniten durchbrochen werden.

Tabelle 11. *Chemische Analysen einiger ausseranatolischer Smirgel*

Analysen:	I.	II.	III.	IV.	V.	Gew.—%
SiO <sub>2</sub>	1,93	2,53	0,84	10,60	3,23	
TiO <sub>2</sub>	1,41	3,72	3,28	1,43		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	68,14	45,33	59,22	43,72	66,16	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,43	23,38	16,66	13,75	24,27	
FeO	16,25	17,90	14,02	20,11	3,48	
MnO		0,15	0,06	0,10	0,25	
MgO	10,02	5,71	3,54	8,59	0,38	
CaO		0,06		0,08	1,62	
Na <sub>2</sub> O		0,20		0,56		
K <sub>2</sub> O				0,52		
H <sub>2</sub> O+		0,99	2,65		0,37	
Basis:						
Ru	0,9	0,8	2,4	1,0		
Kp				1,9		
Ne		1,1		3,2		
Cal				0,3	4,8	
Sp	39,6	25,5	15,5	36,4	1,5	
H <sub>z</sub>	36,2	45,1	34,4	34,2	8,9	
C	20,7	5,9	34,8		64,2	
Fa				7,0		
Fs	1,4	6,5	2,5	14,6	9,3	
Hm		13,2	10,6		11,2	
Q	1,2			1,2		

Tabelle 11 (Fortsetzung)

Katanorm: (Variante mit Ilmenit anstatt Rutil), Mol.—%:

	I.	II.	III.	IV.	V.
Ilm	1,8	5,6	4,8	2,0	
Or				3,2	
Ab		1,9		5,3	
An				0,5	7,9
Fe-Cord	3,5		1,8	17,8	
Cord		0,6			
Sp	39,6	25,3	15,5	36,4	1,5
Hz	30,7	10,5	10,3	13,7	
Mt	1,5	26,2	15,9	14,5	8,9
C	23,5	29,0	50,3	6,4	70,2
Hm				12,2	

Die Analysen der Tafel 11:

- I. Smirgel von Buckbee (Peekskill, New York), aus H. H. READ (119), p. 449, Analyse D.
- II. Smirgel von Whittless (Virginia), nach WATSON (158), hierzu 0,33 H<sub>2</sub>O, 0,07 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,04 NiO.
- III. Smirgel von Peekskill (?), New York, nach WATSON (158), hierzu 0,06 S.
- IV. Smirgel von Peekskill (New York) nach ROGERS aus H. H. READ (119).
- V. Naxos-Smirgel, nach PAPAVALIOU (123).

Alle diese Smirgel enthalten mehr oder weniger Korund, Magnetit, Hämatit, Ilmenit, Spinell, Sillimanit, Cordierit, Anorthit bzw. Plagioklase, ferner Disthen, Staurolith, Andalusit, Högbonit, Corundophyllit. Ihre Entstehung wird mit magmatischen Faktoren in Verbindung gebracht (Differentiation aus gabbroiden Intrusivmassen, Ausscheidung aus Norit durch Assimilation der durchbrochenen Schiefer, Desilifizierung von Pegmatiten usw.), wobei man sich oft auf die Ansichten PAPAVALIOU's stützte.

Vom mineralogischen Standpunkt aus ist die Paragenese Korund-Spinell-Magnetit-Cordierit-Sillimanit und Plagioklas das katamorphe Analogon zur Kombination Korund-Chloritoid (ev. Mg-Chloritoid)-Magnetit-Disthen und Margarit der Mesozone, was Berechnungen einiger Smirgel-Analysen von Nordamerika und Naxos sehr deutlich zeigen (Tafel 11). Chemisch unterscheiden sich die nordamerikanischen Smirgel durch höheren MgO-Gehalt und zuweilen durch höheren FeO- bzw. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt. Sie werden oft als Spinell-Smirgel bezeichnet.

### 3. Korundführende Hornfelse und analoge Gesteine

Abgesehen von den gut bekannten Hornfelsen der Comrie Area (TILLEY, 140) und zahlreichen, ähnlichen Vorkommen ist der Korund in manchen Kontaktgesteinen so stark angereichert, dass das Gestein „Smirgel“ genannt wird. Ein solches Vorkommen am Cerro Rotondo (Uruguay) wurde von K. WALTHER (157) beschrieben, der anschließend das Problem der Smirgelbildung in Verbindung mit diesem Vorkommen bespricht. Gerade dieses Gestein scheint jedoch ein Hornfels und nicht ein gewöhnlicher Smirgel zu sein. Auch das als Smirgel vielfach zitierte Vorkommen vom Ochsenkopf (KILLIG, 57) stellt einen ähnlichen Fall dar. Über die Entstehung der smirgelartigen Gesteine und Hornfelse von Frankenstein bei Darmstadt, sowie von Laudenu und Klein-Gumpen bei Reichelsheim im Odenwald hat KLEMM (58, 59, 60) ausführlich berichtet.

Smirgelähnliche Gesteinseinschlüsse in Noriten (z. B. Haddo House in Aberdeenshire) und ihre Entstehung werden von READ (119) eingehend diskutiert.

#### Schlusswort

Neben den anatolischen und griechischen Smirgeln sind Korund-Magnetit-Spinell-führende Gesteine Nordamerikas, Korundhornfelse von Cerro Rotondo (Uruguay) und andere korundführenden Gesteine (Ochsenkopf usw.) Smirgel genannt worden. Diese Nomenklatur führte, je nach dem Untersuchungs-Objekt, zu verschiedenen Hypothesen der Smirgelbildung. In der Tat können auch smirgelartige bzw. -ähnliche Gesteine Endprodukte verschiedener Ursachen sein.

Die anatolischen Vorkommen ergaben eine Entstehung aus bauxitartigen Sedimenten unter Mitwirkung regionaler bzw. regional-thermischer Metamorphosen. Die Smirgel von Naxos, offenbar auf dieselbe Weise entstanden, sind meist stärker metamorph und unterlagen alle zudem einer Dislokation (vielleicht nur eine schwache Pneumatolyse). Auch die übrigen, asiatischen Vorkommen scheinen analog gebildet worden zu sein. Alle diese Smirgel (ohne wesentliche Stoffzufuhr) können „gewöhnliche Smirgel“ im weiteren Sinne genannt werden. Gleiche Herkunft, aber teilweise unter stärkerer Mitwirkung anderer Faktoren, besitzen manche Korund-Sillimanitgesteine, wie jene von Namaqualand in S. Afrika (COETZEE, 24) oder Korund-Disthen-Lagerstätten vom Verkhne-Timpton-Distrikt Auton. Yakuten S. S. R. in Ostsibirien (K. N. OZEROV und N. A. BYKHOVER, (96).

### Literaturverzeichnis

1. Abrasives, Imperial Institute. The mineral industry of the Brit. Empire and Foreign Countries. London 1929.
2. ALDERMAN, A. R., Sillimanite, kyanite and clay deposits near Williamstown, Sth. Australia. Trans. Roy. Soc. Sth. Australia, Vol. 66, pp. 3—14, 1942.
3. ALLEN, V. T., Sedimentary and volcanic processes in the formation of high alumina clay. Econ. Geol., Vol. 41, pp. 124—138, 1946.
4. ALTY, S. W., Some properties of authigenic tourmaline from lower-devonian sediments. Amer. Miner., Vol. 18, pp. 124—138, 1946.
5. Aluminium, GMELINS Handbuch der anorganischen Chemie, 8. Aufl., Syst. Nr. 35, Teil A/1, 1934.
6. D'AMBROSI, C., Nuove ricerche sull'origine delle „terre rosse“ istriane. L'Istria Agricola, Padova 1940.
7. — Sacche di bauxite deformate da spinte orogenetiche presso Buie d'Istria. Bull. Soc. Geol. Ital., Vol. 59, 1940.
8. ARNI, P., Über feuerfesten Ton in der nordanatolischen Steinkohlenformation. M.T.A., No. 26, p. 9, Ankara 1942.
9. BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P., Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
10. BARTH, T. F. W., BALK, R., Chloritoid from Dutchess County New York. Amer. Miner., Vol. 19, pp. 345—351, 1934.
11. Bauxites (ARCHANGELY u. Mitarb.), Trans. of the All-Union Sci. Res. Inst. Econ. Min., No. 120, Fasc. III, Moscow 1936.
12. BEHRE, C.-H., Origin of bauxite deposits. Econ. Geol., Vol 27, p. 678, 1932.
13. BELIANKIN, D. S., LAPIN, V. V., SHUMILO, I. M. (New data on the optics and chemistry of corundum). Compt. Rend. (Doklady) Acad. Sci. URSS, Vol. 30, pp. 738—741, 1941.
14. VAN BEMMELEN, R. W., Origin and mining of bauxites in Netherlands-India. Econ. Geol., Vol. 36, pp. 630—640, 1941.
15. BERMAN, H., LARSEN, E. S., The microscopic determination of the nonopaque minerals. U.S. Geol. Surv., Bull. 848, 1934.
16. BLUMENTHAL, M., Esquisse de la géologie du Taurus, dans la région de Namrun (Vilayet d'Içel) et le gisement de bauxite découvert dans ces parages. M.T.A., No. 21, pp. 564, Ankara 1940.
17. — Un gisement de bauxite dans le permocarbonifère du Taurus Oriental. M.T.A., No. 32, p. 222, Ankara 1944.
18. BOWEN, N. L., The evolution of the igneous rocks. Princeton 1928.
19. BRAGG, W. L., GOTTFRIED, C., WEST, J., The structure of alumina. Zeitschr. Krist., Vol. 77, pp. 255—274, 1931.
20. BRAY, J. M., Ilmenite-hematite-magnetite relations in some emery ores. Amer. Miner., Vol. 24, pp. 162—170, 1939.
21. BROWN, J. B., Supergene magnetite. Econ. Geol., Vol. 38, pp. 137—148, 1943.
22. BURRI, C., NIGGLI, P., Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I. Publ. Vulk. Inst. Imm. Friedländer, Nr. 3, Zürich 1945.
23. BUTLER, J. W. jr., Origin of the emery deposits near Peekskill New York. Amer. Miner., Vol. 21, pp. 537—574, 1936.

24. COETZEE, C. B., Sillimanite-corundum rock; a metamorphosed bauxite in Namaqualand. *Trans. Roy. Soc. Sth. Africa*, Vol. 28, pp. 199—205, 1940.
25. CORRENS, C. W., Die Tone. *Geol. Rundsch.*, Vol. 29, Heft 3/5, pp. 201—218, 1938.
26. DAMMER, B., TIETZE, O., Die nutzbaren Mineralien mit Ausnahme der Erze und Kohlen. 2. Aufl., Bd. I, p. 263 ff., 1927 (Stuttgart).
27. DESIO, A., Le Isole italiane dell'Egeo. *Mem. Carta Geol. Ital.* XXIV, Roma 1931.
28. DÉVERIN, L., Sur la tourmaline authigène dans les roches sédimentaires. *Schweiz. Miner.-Petr. Mitt.*, Vol. 14, p. 528, 1934.
29. — Symptômes de métamorphisme précoce dans les roches sédimentaires. Formation de silicates authigènes. *Extr. des Bull. Soc. Vaud., Sc. Nat.* 59 (1936).
30. — Etude petrographique des minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses. *Beitr. z. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser.*, Liefg. 13, Bd. 2, 1945.
31. DOELTER, C., LEITMEIER, H., *Handbuch der Mineralchemie*. Dresden 1912—1932.
32. v. ECKERMANN, H., The alkali spinel of the Mansjö Mountain. *Geol. för. Stockholm Förh.*, 1922.
33. EGERAN, E. N., Tectonique de la Turquie et relations entre les unités tectoniques et les gîtes métallifères de la Turquie. (Diss.) Nancy 1947.
34. FAURA I SANS, M., BATALLER CATALAYUD, J.-R., Les bauxites triasiques de la Catalogne. *Bull. Soc. Geol. France*, 4. Ser., Vol. 20, pp. 251—267, 1920.
35. FERSMAN, A. E., Pegmatite, Eigenschaften, Geochemie, Verbreitung, Verwendung. I. Granitpegmatite. Leningrad 1931.
36. FORSTER, R., Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. Zur Petrographie und Genesis der Amphibolite. *Schweiz. Miner.-Petr. Mitt.*, Vol. 27/2, p. 319, 1947.
37. FOX, C., The bauxite and aluminous laterite occurrence of India. *Mem. Geol. Surv., India* 49, 1923.
38. FRICKE, R., SEVERIN, H., Über die Zersetzungsprodukte kristallisierter Hydroxyde, insbesondere von Aluminium und Beryllium. *Zeitschr. anorg. Chemie*, Vol. 205, pp. 287—308.
39. FRONDEL, C., ASHBY, G. E., Oriented inclusions of magnetite and hematite in muscovite. *Amer. Miner.*, Vol. 22, p. 104, 1937.
40. GAVELIN, A., Über Høgbomit. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, Vol. 15, 1916.
41. GEORGALAS, G., Carte géologique de la Grèce au 300 000<sup>e</sup>. Athènes.
42. GILLSON, J. L., KANIA, J. E., Genesis of the emery deposits near Peekskill, New York. *Econ. Geol.*, Vol. 25, pp. 506—527, 1939.
43. GOLDICH, S. S., BERGQUIST, H. R., Aluminous lateritic soil of the Republic of Haiti. *W.I. U.S. Geol. Surv. Bull.*, Nr. 954-C, Washington D.C. 1948.
44. GRUBENMANN, U., *Die kristallinen Schiefer*. 2. Aufl. Berlin 1910 (p. 282).
45. GRUBENMANN, U., NIGOLI, P., *Die Gesteinsmetamorphose*. Berlin 1924.
46. GRÜTZNER, K., Beiträge zur Petrographie des westlichen Kleinasien. Leipzig 1908 (Diss.).

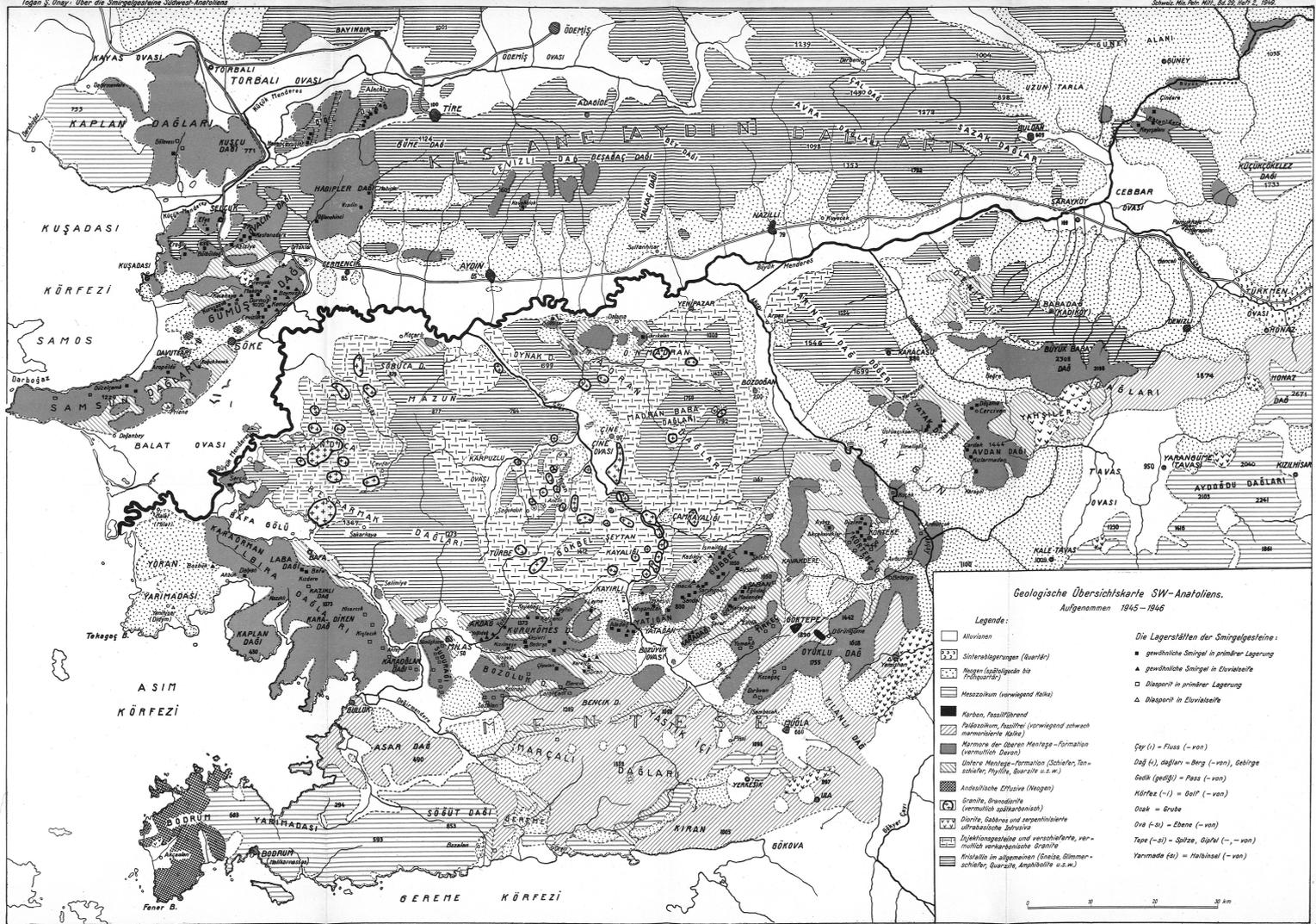
47. GÜBELIN, E., Die Mineralien im Dolomit von Campolungo (Tessin). Schweiz. Miner.-Petr. Mitt., Vol. 19, p. 378, 348, 1939.
48. HARKER, A., Metamorphism. 2. Edit. London 1939.
49. HÄGG, G., SÖDERHOLM, G., Die Kristallstrukturen von Mg-Al-Spinellen mit  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Überschuss und von  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ . Zeitschr. phys. Chemie (B) 29, pp. 88—94, 1935.
50. HINTZE, C., Handbuch der Mineralogie. Leipzig 1904.
51. HUTTON, C. O., The stilpnomelane group of minerals. Miner. Mag., Vol. 25, p. 173, 1938/40.
52. HÜCKEL, W., Anorganische Strukturchemie. Stuttgart 1948.
53. ISLAMOV, I. I., TOIMAČEV, J. M., On the colour of corundum. Compt. Rend. (Doklady), Acad. Sci. URSS, Ser. nouv., Vol. 1, pp. 11—13, 1936.
54. JAGNAUX, R., Analyse d'émeris. Bull. Soc. Miner. France, Vol. 7, p. 159, 1884.
55. JANDER, W., PFISTER, H., Die Zwischenzustände, die bei der Bildung des Spinells aus MgO und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  im festen Zustand auftreten. Zeitschr. anorg. Chemie, Vol. 239/1, pp. 95—112, 1938.
56. JOST, Über den Vanadiumgehalt der Sedimentgesteine und sedimentären Lagerstätten. Chemie der Erde, Vol. 7, pp. 177—290, 1932.
57. KILLIG, FR., Das Korund- und Paragonitvorkommen am Ochsenkopf bei Schwarzenberg in Sachsen. Inaug.-Diss. Greifswald 1912.
58. KLEMM, G., Über das Schmirgelvorkommen vom Frankenstein bei Darmstadt und seine Beziehungen zu den dortigen „Olivingabbros“. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, IV. Folge, Heft 28, pp. 14—20, 1907.
59. — Die korundführenden Hornfelse und die Schmirgelgesteine von Laudenu und Klein-Gumpen bei Reichelsheim im Odenwald und ihre Nebengesteine. Ibid., V. Folge, Heft 11, pp. 25—41, 1915.
60. — Über die chemischen Verhältnisse der Gesteine des kristallinen Odenwaldes und des kristallinen Vorspessarts. Ibid., V. Folge, Heft 8, pp. 115—169, 1925.
61. KOCH, G., Chemische und physikalisch-optische Zusammenhänge innerhalb der Sprödglimmergruppe. Chemie der Erde, IX, p. 453, 1934/35.
62. KOLBE, E., Über die Färbung von Mineralien durch Mangan, Chrom und Eisen. N. Jahrb. f. Min. . . , A 69, Beil.-Bd., pp. 183—254, 1935.
63. KOLDERUP C. F., KOLDERUP, N.-H., Geology of the Bergen Ars System. Bergen Mus. Skrifter Nr. 20, 1940, p. 76.
64. KOLDERUP, N.-H., Korund, Høgbomit, Staurolith und Skapolith in den Anorthositgabbros des Bergengebietes. (Vorläufige Mitteilung.) Bergens Museums Årbok, Nat.-videnskap. Rekke, Nr. 8, 1936.
65. KORDES, E., Kristallchemische Untersuchungen über Aluminiumverbindungen mit spinellartigem Gitterbau und  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ . Zeitschr. Kristallogr., Vol. 91, pp. 193—228, 1935.
66. KÖHNE, F., Petrographie und Geologie der Phurni-Insel bei Samos. N. Jahrb. Miner. . . , A. 73, Beil.-B., pp. 1—78, 1938.
67. KRÄMER, R., Kleinasiatische Schmirgelvorkommnisse. Inaug.-Diss. Leipzig 1907.
68. KTENAS, C., Contribution à l'étude géologique de la presqu'île d'Erithrée (Asie Mineure). Ann. Sci. Fac. Sci. Athènes, 1, 1925.

69. LACROIX, A., Sur un nouveau type de roches métamorphiques (sakénites) faisant partie des schistes cristallins du Sud de Madagascar. *Comptes Rend. Acad. Sci. (Paris)*, Vol. 209, p. 609, 1939.
70. DE LAPPARENT, J., Les bauxites de la France Méridionale. *Mém. Carte géol. détaillée de la France*. Paris 1930.
71. — Emeris de Grèce et bauxites. *Comptes Rend. Acad. Sci.*, Vol. 197, p. 75, 1933.
72. — Raisons géologiques de la formation des trois hydroxydes d'aluminium naturels. *Comptes Rend. Congr. Intern. Geol. appl.*, Paris, p. 375, 1935.
73. — L'émeri de Samos. *Miner.-Petrogr. Mitteil. (Tschermak's)*, Vol. 49, p. 1—30, 1937.
74. — Composition minéralogique, structure et origine des émeris de Turquie. *Comptes Rend. Acad. Sci.*, Vol. 223, p. 227, 1946.
75. — La géochimie du chemin des profondeurs dans le passage des bauxites aux émeris. *Comptes Rend. Acad. Sci.*, Vol. 223, p. 265, 1946.
76. LARSEN, E. S., A hydrothermal origin of corundum and albitite bodies. *Econ. Geol.*, Vol. 23, p. 429, 1928.
77. DE LAUNAY, L., Géologie et les richesses minérales de l'Asie. Paris 1911.
78. LIBREY, F. W., LOWRY, W. D., MASON, R. S., Ferruginous bauxite deposits in NW-Oregon. *Econ. Geol.*, Vol. 41, pp. 246—265, 1946.
79. MACHATSCHKI, F., Die Calcium-Sprödglimmer. *Centralbl. Miner., Abt. A*, pp. 65—68, 1932.
80. MASON, BR., Mineralogical aspects of the System FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MnO-Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. *Geol. För. Förh. Stockholm*, Vol. 65, pp. 97—180, 1943.
81. MITTELHOLZER, A. E., Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone, insbesondere des Castione-Zuges. *Schweiz. Min.-Petr. Mitt.*, Vol. 16, p. 133, 1936.
82. MÜLLER, BERG, G., Über Magnetiteisenerz- und Smirgellagerstätten im südwestlichen Kleinasien. *Zeitschr. f. prakt. Geol.*, Jahrg. 1916, Heft 1, pp. 11—16, 1916.
83. NEGRIS, PH., Roches cristallophylliennes et tectonique de la Grèce. Athènes, Paris 1915.
84. NIGGLI, E., Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. *Schweiz. Min.-Petr. Mitt.*, Vol. 24, p. 120, 1944.
85. NIGGLI, P., Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthardmassives. *Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz*, N.F., 36. Lief., Bern 1912.
86. — Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie. Berlin 1927.
87. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., WINTERHALTER, R. U., Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser.*, Lief. 14, Bern 1930.
88. NIGGLI, P., Zur Mineralchemie der Eruptivgesteine und Pegmatite. *Schweiz. Min.-Petr. Mitt.*, Vol. 12, pp. 204—221, 1932.
89. — Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. *Schweiz. Min.-Petr. Mitt.*, Vol. 14, pp. 464—472, 1934.
90. NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J., PARKER, R. L., Die Mineralien der Schweizeralpen. Basel 1940.

91. NIOGLI P., Lehrbuch der Mineralogie und Kristallchemie. Berlin 1941—1942.
92. — Grundlagen der Stereochemie. Basel 1945.
93. — Gesteine und Minerallagerstätten, Bd. I. Basel 1948.
94. ORCEL, M. J., Recherches sur la composition chimique des chlorites. Thèse, Fac. d. Sc. de Paris 1927.
95. OZEROV, K. N., DVORSCHCHAN, (Mineral resources of the USSR), Abrasive Materials. Moskow 1934.
96. OZEROV, K. N., BYKHOVER, N. A. (Korundum and cyanite deposits of the Verkhne-Timpton district of the Yakutian SSR.). Trans. Centr. Geol. Prosp. Inst., No. 82, 1936.
97. ONAY, T. S., Rapporte über Smirgelerzvorkommen im südlichen Menderes-Massivgebiet. M.T.A. Enstitüsü, Derleme (Archiv, unveröffentlicht) 1945. Ankara.
98. — Geologische Übersichtskarte des südlichen Menderes-Massivgebietes 1/100 000 (9 Blätter). M.T.A. Enstitüsü, Archiv (unveröffentlicht). Ankara 1945, 1946, 1947.
99. PALACHE, CH., BERMAN, H., FRONDEL, CL., The system of mineralogy by J. D. DANA and E. S. DANA. Vol. 1, 7th. Ed. New York-London 1944.
100. PAPANASTATIOU, J., Sur quelques nouveaux types de roches à corindon de l'île de Naxos. C. R. Acad. Sci., Vol. 208, pp. 2088—2090, 1939 (Paris).
101. PAPAVALIOU, S., Über die vermeintlichen Urgneise der Kykladen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Vol. 61/2, pp. 132—201, 1909.
102. — Der griechische Schmirgel. Int. Kongr. Düsseldorf, Abt. IV, Vortrag 24, 1910.
103. — Die Schmirgellagerstätten von Naxos nebst denjenigen von Irakliä und Sikinos. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. (1913), p. 1 ff., 1913.
104. PAREJAS, E., La tectonique transversale de la Turquie. Publ. Inst. Geol. Univ. Istanbul, No. 8, 1940.
105. PAULING, L., The structure of the micas and related minerals. Proc. o. t. Nat. Acad. o. Sci., Vol. 16/2, pp. 123—129, 1930.
106. — The structure of the chlorites. Ibid., Vol. 16/9, pp. 578—582, 1930.
107. PALVOVITCH, ST., Sur deux chlorites (grochauites) des roches à corindon. Bull. Soc. Franç. Min., Vol. 53, pp. 535—538, 1930.
108. PECORA, W. T., Nepheline syenite pegmatites, Rocky Boy Stock, Bearpaw Mts., Montana. Amer. Miner., Vol. 27, p. 397, 1942.
109. PHILIPPSON, A., Kleinasien. Handbuch der reg. Geol., V. Bd., 2. Abt. Heidelberg 1918.
110. — Zusammenhang der griechischen und kleinasiatischen Faltengebirge. Petermann's Mitt. 1914.
111. — Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. Ergänzungshefte, Petermann's Mitt. 1910—1915.
112. — Beitrag zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Ergänzungsheft 134, Petermann's Mitt. 1901.
113. PRATT, J. H., Corundum, its occurrence and distribution in the U.S.A. Bull. U.S. Geol. Surv. 269, 1906.

114. PRIDER, R. T., Cordierite-anthophyllite rocks associated with spinel-hypersthene from Toodyay, W.-Australia. *Geol. Mag.*, Vol. 77, pp. 364—382, 1940.
115. DE QUERVAIN, F., FRIEDLÄNDER, C., 1. Nachtrag zu „Chemismus schweizerischer Gesteine“. *Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., Lief. 20*, p. 77, Bern 1942.
116. RAMDOHR, P., Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlegungen über das System  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ . *N. Jb. Miner. . . , Beil.-Bd., A 54*, pp. 320—379, 1926.
117. — Wichtige neue Beobachtungen an Magnetit, Hämatit und Rutil. *Abh. Preuss. Akad. Wiss., Jahrg. 1939, math.-naturw. Kl., Nr. 14*, 1939.
118. — Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie, 12. Aufl. Stuttgart 1942.
119. READ, H. H., On corundum-spinel xenoliths in the gabbros of Haddo House, Aberdeenshire. *Geol. Mag.*, Vol. 88, pp. 446—453, 1931.
120. ROGERS, A. F., Periclase from Crestmore near Riverside, California, with a list of minerals from this locality. *Amer. Miner.*, Vol. 14, pp. 463—469, 1929.
121. ROGERS, G. S., Geology of the Cortland Series and the emery deposits. *An. N. Y. Acad. Sci.*, XXI, pp. 11—86, 1911.
122. ROSENBUSCH, H., *Elemente der Gesteinslehre*. Stuttgart 1932.
123. RUMBOLD, *Beauxite and Aluminium*. (Imperial Institute.) Monographs on mineral resources with special reference to the British Empire. London 1925.
124. SCHETELIG, J., Høgbomit i norsk jernmalm. *Norsk Geol. Tidsskr.*, Vol. 4, pp. 249—253, 1918.
125. SCHNEIDER, K., *Die kristallinen Schiefer der Insel Samos*. Dissert. Münster (Köln) 1914.
126. SCHNEIDERHOEHN, H., RAMDOHR P., *Lehrbuch der Erzmikroskopie*. Berlin 1931.
127. SCHNEIDERHOEHN, H., *Erzlagerstätten*. Jena 1944 (p. 162).
128. SCHRÖDER, A., Beiträge zur Kenntnis des Feinbaues des Brookits und des physikalischen Verhaltens sowie der Zustandsänderungen der drei natürlichen Titanoxyde. Dissert. Hamburg (Leipzig) 1928.
129. — Die isomorphe Schichtung am Korund und ihre Bedeutung für die Unterscheidung natürlicher von synthetischen Korunden. *Centralblatt Min. A.*, pp. 129—135, 1935.
130. SHAND, S. J., Cordierite. *Am. Miner.*, Vol. 28, p. 391, 1943.
131. SIMPSON, E. S., The occurrence of andalusite, kyanite, sillimanite and staurolite in the Chittering Valley (W.-Australia). *Journ. Roy. Soc. W.-Australia*, Vol. 18, pp. 75—82, 1932.
132. — Contribution to the mineralogy of Western Australia VII. (3. Corundum, 5. Margarite-Corundum.) *Journ. of the Roy. Soc. W.-Australia*, Vol. 18, pp. 66—68, 1931—1932.
133. SOSEDKO, A. F., On the genesis of the Tamda emery deposits. *C. R. (Doklady) Acad. Sci. URSS*, Vol. 25, pp. 493—495, 1939.
134. STAESCHE, M., WENZEL, J., Röntgenographische Untersuchungen über die thermischen Umwandlungen von Diaspor- und Böhmit-haltigen Bauxiten. *Metall und Erz*, 41. Jahrg., p. 101, 1944.

135. STEWART, F. H., Chemical Data on a silica-poor argilleous hornfels and its constituent minerals. *Miner. Mag.*, Vol. 26, pp. 178, 1942.
136. STOW, M. H., Authigenic tourmaline in the Oriskany Sandstone. *Amer. Miner.*, Vol. 17, pp. 150—152, 1932.
137. STRUNZ, H., *Mineralogische Tabellen*. Leipzig 1941.
138. TILLEY, C. E., The metamorphic limestones of Commonwealth Bay, Adélie Land. Australian Antarctic Exped. *Scient. Rep.*, Series A, Vol. III, *Geology*, Part 2. Sidney 1923.
139. — Paragenesis of the minerals of the three component System MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> in thermal metamorphism. *Geol. Mag.*, Vol. 60, No. 705, pp. 101—107, 1923.
140. — Contact metamorphism in the Comrie Area of the Perthshire Highlands. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, Vol. 80/1, 1924.
141. — The facies classification of metamorphic rocks. *Geol. Mag.*, Vol. 61, pp. 164—171, 1924.
142. — Petrographical notes on some chloritoid-rocks. *Geol. Mag.*, Vol. 62, pp. 309—319, 1925.
143. — Contact-metamorphic assemblages in the System CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Geol. Mag.*, Vol. 62, pp. 363—367, 1925.
144. — Hornfelses from Kenidjack, Cornwall. Summary of Progress of the Geol. Surv. for 1929, Part II, pp. 24—41, 1930 (London).
145. — The paragenesis of kyanite-amphibolite. *Miner. Mag.*, Vol. 24, p. 555, 1937.
146. — The role of kyanite in the „hornfels-zone“ of the Carn Chuinneag granite (Ross-Shire). *Miner. Mag.*, Vol. 24, p. 92, 1937.
147. TOMKEIEFF, F. G. S., Clay minerals and bauxitic minerals. *Miner. Mag.*, Vol. 23, pp. 463—467, 1934.
148. TOMLINSON, W. H., Corundum in a dike at Glen Riddle, Pennsylvania. *Amer. Miner.*, Vol. 24, p. 339, 1939.
149. TOPKAYA, M., *Rapporte über Smirgelvorkommen im Milas-Söke-Gebiet*. M.T.A. Enstitüsü, Derleme (Archiv). Unveröffentlicht. Ankara 1945.
150. TSCHERMAK, G., Über den Schmirgel von Naxos. *Tschermak's Miner. Petr. Mitt.*, Vol. 14, pp. 311, 1895.
151. DE TSCHICHATSCHIEFF, P., Sur le gisement de l'émeri dans l'Asie Mineure. *C. R.* 20 Mars 1848 (Paris). *Jahrb. Min.* (1848), p. 215, 1848.
152. — *Asie Mineure, Description physique de cette Contrée. Géologie I. Quatrième Partie*. Paris 1868.
153. Türkiye jeoloji hartası (1/800 000). Carte géologique de la Turquie au 1/800 000, Feuille I, II. M.T.A. Enstitüsü, Ankara 1941.
154. Türkiye jeoloji hartası. Izmir paftası izahnamesi. (Notes explicatives de la Carte Géologique de la Turquie, Feuille (II) Izmir.) M.T.A. Enstitüsü (Publ. Inst. M.T.A.). Ankara 1944.
155. VOLK, G. W., Optical and chemical studies of muskovite. *Amer. Miner.*, Vol. 24, p. 255, 1939.
156. VERNADSKY, *Geochemie*. Leipzig 1930.
157. WALTHER, K., Die Bildung des Schmirgels betrachtet an einem Vorkommen von Korundfels in Uruguay. *Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges.*, Bd. 73, Abhandl. 4, 1921.



Leere Seite  
Blank page  
Page vide

158. WATSON, TH. L., A contribution to the geology of the Virginia emery deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 18, pp. 53—76, 1923.
159. — Hoegbomite from Virginia. *Amer. Miner.*, Vol. 10, p. 1, 1925.
160. WEIGEL, O., KRÜGER, E., Die Saphirlagerstätte von Bo Ploi in Siam, Teil I. Leipzig 1934.
161. WEISS, Kurze Mitteilungen über Lagerstätten im westlichen Anatolien. *Zeitschr. Prakt. Geol.*, 9. Jahrg., p. 449, 1901.
162. DE WEISSE, J.-G., Les Bauxites de l'Europa Centrale (Province dinarique et Hongrie). *Bull. Lab. Geol. Univ. Lausanne*, No. 87, 1948.
163. WELLS, A. F., *Structural inorganic chemistry*. Oxford Clarendon Press 1945.
164. WINCHELL, A. N., *Elements of optical mineralogy*. New York 1929.
165. — The spinel group. *Amer. Miner.*, Vol. 26, p. 422, 1941.
166. WOOLNOUGH, W. G., Origin of banded iron deposits, a suggestion. *Econ. Geol.*, Vol. 36, pp. 465—489, 1941.
167. ZIMMER, E., Rapporte über Schmirgelvorkommen im Gümüşdağ- und Alanya-Gebiet. M.T.A. Enstitüsü, Derleme (Archiv, unveröffentlicht). Ankara 1945.
168. ZIRKEL, F., Mikrostruktur des Smirgels. *N. Jahrb. Min.* (1870), p. 822, 1870.