

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

SONDERBAND 1

**SERPENTIN- UND
CHROMERZ-GEOLOGIE DER
BALKANHALBINSEL**

UND EINES TEILES VON KLEINASIEN

VON

DR. ING. GUSTAV HIESSLEITNER

IN GRAZ

MITARBEITER DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT IN WIEN

**MIT 149 ABBILDUNGEN IM TEXT,
10 ABBILDUNGEN UND KARTEN AUF TAFELN, 3 TABELLEN
UND 37 PHOTOS UND MIKROPHOTOS**

1. TEIL



WIEN 1951

**EIGENTÜMER, HERAUSGEBER UND VERLEGER: GEOLOGISCHE BUNDES-
ANSTALT, WIEN III, RASUMOFSKYGASSE 23
ÖSTERREICHISCHE STAATSDRUCKEREI**

**Der Autor ist für Inhalt und Form des Textes und der Beilagen verantwortlich.
Redaktion des Jahrbuches der Geologischen Bundesanstalt Dr. H. Küpper.**

Vorwort.

Über 20 Jahre reicht meine Beschäftigung mit den Problemen der balkanischen Serpentin- und Chromerzvorkommen zurück. Schon 1937 hatte ich mir den Plan zu einer erweiterten Serpentin- und Chromergeologie zurechtgelegt, nachdem ich Beiträge hiezu bereits früher in einzelnen Aufsätzen geliefert habe. In den letztvergangenen Jahren konnte ich mich ernstlich an die Ausführung des früh gefaßten Planes machen und reiche mit dem vorliegenden Werk das Ergebnis dieser Bemühungen dar.

Die Arbeit will in erster Linie eine geologische und lagerstättenkundliche sein; aber die Eigenart der Serpentinphänomene und der in Serpentin eingeschlossenen Chromitlagerstätten bringt es mit sich, daß auch mineralparagenetische, petrographische und petrochemische Fragen etwas ausgiebiger in den Kreis der Betrachtungen gestellt werden mußten, um die Gesamtfragen zu überblicken.

Der Anlaß zur geologischen Feldarbeit war ursprünglich praktischer Natur: Beratung im balkanischen Chromerzbergbau, die ich da und dort, alljährlich große Zeitabschnitte in Balkanlanden verweilend, durch zwei Jahrzehnte ausübte. Doch war ich von Anbeginn an bemüht, die Serpentinprobleme in gesamtgeologischem Rahmen zu sehen und zu deuten. Die praktischen Forderungen, welche mit meiner Arbeitsweise verbunden waren, betrachte ich nicht als Nachteil, sie trugen nur dazu bei, Gewissenhaftigkeit in der Beobachtung, Vorsicht und Verantwortlichkeit in der Schlußbildung zu schärfen.

An die Spitze der Darstellung, den ersten Teil der Arbeit eröffnend, welcher die Schilderung der Serpentin- und Chromerzreviere im einzelnen enthält, habe ich das Raduschamassiv in Mazedonien gestellt; ihm galt die Hauptarbeit meiner balkanischen Tätigkeit und die verfeinerte Betrachtungsweise vom schichtig-zonaren Aufbau balkanisch-anatolischer Peridotitmassen sowie die Erkenntnis der Zonentypen von Chromitlagerstätten verdanke ich vor allem der Beschäftigung mit dem Raduscha-serpentin.

Im Laufe der Jahre war es mir möglich, fast alle wichtigeren balkanischen Serpentin-Chromerzreviere sowie einen maßgeblichen Teil der kleinasiatischen Vorkommen aus eigenem Augenschein kennenzulernen; nur die geologische Darstellung des Chromerz führenden Peridotitzuges von Orsova an der Donau mußte ich auf fremde Feldbeobachtung allein aufbauen.

Die geologische Schilderung der einzelnen Serpentin-Chromerzreviere konnte allerdings nicht immer mit gleichmäßiger Gründlichkeit erfolgen; manchen Gebieten waren nur kurze Bereisungen gewidmet worden. Aber überall wurde an die Aufgabe mit allgemeiner und vergleichender Erfahrung herangegangen. Einiges an lagerstättenkundlicher Beobachtung fand in der Darstellung Aufnahme, was nun bereits ausgebauten Chromerz-lagerstätten abgewonnen wurde: rasch sind ja oft die Einzellagerstätten

erschöpft, doch für künftiges Erkennen und Beurteilen ist es von Wichtigkeit, die Lagerstättenkennzeichnung auch bereits ausgebaute Vorkommen überliefert zu haben.

Die geleisteten Vorarbeiten durch jugoslawische, bulgarische, rumänische, griechische, türkische Geologen, durch österreichische, deutsche, ungarische Forschungsarbeiten und solche anderer Länder finden im Text jeweils Hinweis und werden im angeschlossenen Literaturführer möglichst vollständig aufgezählt.

Einer gemeinsamen Arbeit, die ich mit Prof. Dr. E. CLAR in jüngstvergangener Zeit in Griechenland ausführte, wurden Daten hier vorweggenommen und diese weiter ausgebaut.

Dem Pionier und Altmeister der balkanischen Serpentinegeologie weiland Prof. Dr. F. KOSSMAT gilt mein besonderes Gedenken. Sein geniales Konzept vom Bau der zentralen Balkanhalbinsel ist auch heute noch wegweisend.

Der zweite Teil der Arbeit faßt die Beobachtung aus den Einzelgebieten unter weiter ausgreifenden Gesichtspunkten zusammen, um daraus das allgemeine Bild von der Kenntnis und Deutung der Entwicklungsgeschichte balkanisch-anatolischer Serpentinmassen und Chromerzlagernstätten aufzurichten und dasselbe zugleich in den Spiegel weltweiter Serpentin- und Chromerzgeologie zu stellen.

Wie an der Wiege dieser Arbeit die praktisch-geologischen Arbeiten des Chromerzbergbaues standen, so will auch der „Anhang“, welcher dem zweiten Teil der Arbeit folgt und Erzvorräte sowie Entwicklungsaussichten des balkanischen Chromerzbergbaues erörtert, die Verknüpfung von wissenschaftlicher Schau und bergbaulicher Auswertbarkeit vor Augen bringen. An den schätzbaren Substanzziffern rankt sich ja überall die wirtschaftliche Führung und Planung im Erzbergbau empor. Im Chromerzbergbau mit seinem beweglichen Bild der Erzreserven ist das geologische Erfassen der Erzvorräte sowohl dem Erzeugungsbetrieb als auch den Planungsarbeiten im Aufschlußbau besonders verpflichtet. Praktisches Anwenden und Erproben der im zweiten Teil dieser Arbeit zusammengefaßten Beobachtungen und Erkenntnisse finden in der Beurteilung der substantiellen Entwicklungsaussichten des balkanischen Chromerzbergbaues ihren Niederschlag. Engherziges Versteckenspielen mit dem lokalen Erfahrungsschatz ist der Bergbauentwicklung niemals förderlich, sondern je breiter die Erfahrung sich ausdehnt, Landesgrenzen überschreitend, ganze Eruptivprovinzen umfassend, wie es in diesem Falle für die Chromit-Serpentinregion der Balkanhalbinsel geschehen ist, desto befruchtender können die Erkenntnisse und Erfahrungen der bergbaulichen Entwicklung eines Einzelgebietes zufließen. — Möge das Erzmineral Chromit, welches das stahlveredelnde, eisensparende Chrommetall spendet, endlich zu seiner echten Kulturbedeutung und Friedensgeltung aufrücken!

Wenn ich nun daranschreite, Dank abzustatten, so gebührt dieser vor allem den gastlichen Ländern der Balkanhalbinsel und Anatoliens und ihren Bewohnern. Jahr um Jahr war es mir vergönnt, insbesondere in Mazedonien und Griechenland, durch größere Zeitabschnitte geologische Arbeit zu leisten. Bei den geologischen Landesanstalten fand ich Unterstützung, draußen auf dem Lande gastliche Aufnahme. Das Gesicht der Landschaft, das Wandern auf uraltem Kulturboden, einfache Volkssitte,

altüberlieferte Volkskultur haben auch dem persönlichen Erleben ihre tiefe Wirkung angetan. — Mazedonien, du Herzland des Balkans, dir ist mein Erinnern besonders zugeeignet. Schauen und Forschen, Friede und Sammlung genoß ich in der Einsamkeit deiner Berge und Hochflächen, nach des Tages Arbeit sichere Rast in deinen Tälern. Oft und oft war ich bezwungen von der gewaltigen Sprache deiner Landschaften, bis zuletzt im Tiefsten bewegt.

Daß in der Zeit eines Menschenalters die Kriegsfurie ein zweites, ja ein drittes Mal über die Balkanlande hinwegbrauste, Menschen aufwühlte und gegeneinanderstellte, Zerstörung und Tod brachte, war ein betrübendes Geschick.

Und nun zur Arbeit selbst: In den Jahren der geologischen Feldarbeit erfreute ich mich oft der Aussprache mit Univ.-Prof. Dr. F. ANGEL und seines erfahrenen Rates. Dem Vorstände des geologischen Institutes der Universität Graz Prof. Dr. K. METZ danke ich, daß er es über mein Ersuchen übernommen hat, den zweiten Teil der Arbeit im Manuskript durchzulesen. Das mineralogische Institut der Montanistischen Hochschule in Leoben und sein Vorstand Prof. Dr. O. FRIEDRICH seien bedankt für die Herstellung der Gesteins- und Dünnschliffbilder. Ich sage Dank dem Assistenten am mineralogischen Institut der Grazer Universität Dr. P. PAULITSCH für seine Hilfe bei der Korrektur, ebenso dem Assistenten am Geologischen Institut der Grazer Technischen Hochschule Dr. E. NEUWIRTH, ferner Frau Dr. Ingeborg KOPETZKY-WÜNSCH für die Arbeit der Maschinabschrift des Manuskripts.

Das Endausfertigen einiger Zeichnungen im Text besorgte mit kunstgeübter Hand meine Frau; darüber hinaus blickt mir ihr stiller opferreicher Beistand aus allen Teilen des getanen Werkes entgegen, das zu vollbringen in diesen Jahren der Not und Bedrängnis für mich kein Leichtes war.

Schließlich gebührt Dank dem VERLAG, der es in schwerer Zeit übernahm, das Buch in guter Ausstattung herauszubringen.

Jetzt, wo die mühsame Arbeit abgeschlossen erscheint, bin ich mir freilich erst so recht bewußt, wie sehr noch alles Rahmen, Andeutung, Anregen zum Bessermachen ist und sein konnte.

Nun ist es an den jüngeren der Balkangeologen, wieder von vorne zu beginnen, hinauszuziehen — mente et malleo —, unbeschwert von Vorbehalten und starren Theorien das prüfende Auge an das Gestein zu wenden, um die Geheimnisse der Natur menschlicher Erkenntnis immer weiter zu öffnen. — Die heroische Zeit der Balkangeologie ist noch nicht vorüber, Entdeckerfreuden stehen überall bevor, riesenhaft ist noch die Arbeitsfülle für den Feldgeologen. Wie sehr die Serpentinegeologie trotz erreichter Fortschritte noch vieler Forschungsarbeit bedarf, um die Lösung auch nur der wichtigsten Fragen in den Hafen gesicherter Erkenntnis zu bringen, soll dieses Buch oft genugsam erkennen lassen.

Semriach bei Graz, im Sommer 1947.

Gustav Hiessleitner.

Nachsatz.

Die Zeitumstände bedingten eine Änderung des ursprünglich vorgesehenen Weges der Veröffentlichung dieser 1947 bereits fertiggestellten Arbeit, um nicht noch mehr Verzögerung in der Herausgabe eintreten zu lassen. Ende 1949 trat die Direktion der Geologischen Bundesanstalt unter Hofrat Prof. Dr. G. GÖTZINGER der Herausgabe dieser Arbeit in den Anstaltschriften näher; zu Beginn 1950 hat der Nachfolger in der Leitung der Geologischen Bundesanstalt Dr. H. KÜPPER die Bemühungen fortgesetzt und zusammen mit dem Präsidenten der Wiener Mineralogischen Gesellschaft Hofrat Prof. Dr. H. MICHEL Schritte zur Finanzierung der Herausgabe dieser Arbeit unternommen, um ihr Erscheinen als Sonderband der Jahrbuchreihe der Geologischen Bundesanstalt für den Zeitpunkt des 100jährigen Gründungsfestes und zugleich Wiederaufbaufest der Geologischen Bundesanstalt Juni 1951 zu ermöglichen.

Allseitiger zäher Bemühungen bedurfte es, um die Herausgabe vorläufig des ersten Teiles dieser Arbeit zum angestrebten Termin zu sichern — das Erscheinen des zweiten Teiles soll in wenigen Monaten nachfolgen.

Herrn Hofrat Dr. H. MICHEL und insbesondere dem Direktor der Geologischen Bundesanstalt Herrn Dr. H. KÜPPER habe ich für ihre Anstrengungen und tatkräftige Hilfe allen Dank zu sagen, auch Herrn Prof. Dr. H. HASSINGER, der von Seite des Notringes der Wissenschaften für die Herausgabe eintrat, Dank auch für die namhafte Spende des UNTERRICHTSMINISTERIUMS sowie auch allen sonstigen Förderern der materiellen Voraussetzungen, welcher die Herausgabe dieses Werkes bedurfte.

Österreichs Anteil an der Südost-Forschung, einen neuen Baustein hinzufügen zu dürfen, sehe ich durch die Herausgabe erfüllt, möge aber auch ein Beitrag erstanden sein, welcher die alten geistigen Bindungen zu den Ländern des Südostens dem jungen Geologennachwuchs unserer Heimat lebendig werden läßt.

Der Verfasser.

Graz, im Jänner 1951.

VORLÄUFIGE SPENDERLISTE.

Bundesministerium für Unterricht.

Spendenkonto „Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt“.
Bundeskammer der gewerblichen Wirtschaft — Fachverband der Bergwerke und eisen-
erzeugenden Industrie.

Amt der steiermärkischen Landesregierung.

Österreichisch-Alpine Montangesellschaft, Wien.

Österreichisch-Amerikanische Magnesit-Aktiengesellschaft, Radenthein.

Veitscher Magnesitwerke Aktiengesellschaft, Wien.

Bleibberger Bergwerks-Union, Klagenfurt.

Treibacher chemische Werke Aktiengesellschaft, Treibach.

Erzhütte Aktiengesellschaft, Wien.

Mitterberger Kupferbergbau, Mühlbach am Hochkönig.

Gebr. Böhler & Co. Aktiengesellschaft, Wien.

Schoeller-Bleckmann Stahlwerke Aktiengesellschaft, Wien.

Austria, Vereinigte Emaillierwerke, Lampen- und Metallwarenfabriken, Aktiengesellschaft,
Wien.

Donau-Chemie Aktiengesellschaft, Wien.

Eisenwerk Sulzau-Werfen.

Inhalt.

ERSTER TEIL.

Einzelgebiete Chromerz führender Peridotitmassen der Balkanhalbinsel und Kleinasiens.

Detailgeologie und Tektonik der betreffenden Peridotitmasse und ihrer engsten Umrahmung, die Chromerzföhrung, betrachtet in ihren einzelnen Lagerstätten. — Darstellung an Hand von geologischen Einzelaufnahmen, Karten, Profilen und sonstigen Abbildungen.

	Seite
1. Die Serpentin- und Chromerzgebiete Raduscha und Jezerina-Ostrovica in Mazedonien	17
2. Drenica und Orahovac im Bergland westlich des Amselfeldes (Mazedonien)...	58
3. Ibartal und Zlatibor (Altserbien)	71
4. Einige Serpentin- und Chromerzgebiete im Bereiche der Westlichen Morawa in Altserbien	83
5. Bosnische Serpentin- und Chromvorkommen.....	87
6. Alchar und Rožden in Südserbien (Mazedonien)	98
7. Lojane-Preševo-Ostrovica bei Kumanovo in Südserbien (Mazedonien) und Fortsetzung in die Kosnica planina	105
8. Valandovo bei Strumica in Südserbien (Mazedonien)	117
9. Die ostbulgarischen Serpentin- und Chromerzreviere	124
10. Sinikli und Soufflion in Ostthrazien (Griechenland). — Vorangestellt einige Bemerkungen über den Stand der griechischen Serpentin- und Chromerzgeologie	134
11. Die Chalkidike	144
12. Serpentin und Chromerz in Rodiani und andere Vorkommen des Olympgrubengebietes (Griechenland)	164
13. Domokos und Tsangli in Mittelgriechenland	167
14. Die Chromerz führenden Serpentinegebiete in Albanien	171
15. Das rumänische Peridotit- und Chromerzrevier am Eisernen Tor bei Orsova (Orsova) an der Donau	195
16. Serpentin- und Chromerzvorkommen von Marmaris und Fethiye in Süd-anatolien (Türkei). — Vorbemerkung über den Stand der türkischen Serpentin- und Chromerzgeologie	205
17. Der Serpentin- und Chromerzzug von Guleman im armenischen Taurus (Türkei).....	216

ZWEITER TEIL. *)

Die basischen Gesteinsfolgen und Chromerzvorkommen der Balkanhalbinsel und Kleinasiens in Beziehung zu den allgemeinen Fragen ihrer Geologie und Bildungsweise.

Seite *)

I. Der geologische Verband der Peridotitserpentine im allgemeinen.

Fragen des „primären“ Verbandes

1. Verband mit mäßig kristallinen, zum größten Teil als paläozoisch anzusehenden Gesteinsfolgen
Velleserie. — Altpaläozoikum im allgemeinen. — Schedenkalk und algonkisch-frühpaläozoische Geosynklinale. — Trojaciserie. — Jungpaläozoikum. — Verband im einzelnen.
2. Serpentin und Schiefer-Hornstein-Formation
Sedimentgesteine der Schiefer-Hornstein-Formation, Fossilinhalt, Fazies, Bildungsbedingungen, Mächtigkeit, Lagerung. — Diabas und Diabasporphyr. — Beziehung zu Serpentin. — Alter und Verbreitung der Gesteinsbildungen in Schiefer-Hornsteinfazies.
3. Serpentin in Verband mit Altkristallin
Beziehung im einzelnen. — Paragneisserien, Brecciengneise, Helsingite usw. — Stratigraphische Niveaustellung der Serpentine im Kristallin.

II. Bemerkungen zu Petrographie und Magmenkunde der basischen Chromerz führenden Gesteinsgruppen.

1. Primäre Gesteinstypen der Ultrabasite und ihre Verbreitung, ihr nicht-metamorpher Mineralbestand und ihr Gefüge
Dunit, Pyroxenperidotit, Pyroxenit.
2. Zu Chemismus und Magmenkunde der peridotitischen Gesteine
Chemischer Bestand. Schmelztemperatur. Gasgehalte, Restschmelzen, Restlösungen. Viskosität. Differentiation und Existenzfragen eines selbständigen peridotitischen Magmas.
3. Absonderungsformen des Peridotits
Abkühlungsbankung; primär-schollige Ausbildung; sphäroidische Absonderung; magmatische Breccien.
4. Gang- und Schlierengeföhrigkeit des Peridotits (Pyroxenit, Gabbropegmatit, Anorthosit, Albitit usw.); sonstige basische Begleitgesteine desselben (Gabbro, Norit, Diorit, Diabas, Amphibolit, Eklogit usw.)
5. Interne Altersfolgen innerhalb ultrabasischer Gesteinszyklen. Keine unmittelbare Beziehung der Balkanperidotite zu Basalt
6. Über sonstige Eigenschaften und Eigentümlichkeiten der Gesteine aus ultrabasischen Komplexen
Physikalische Eigenschaften wie Magnetismus, elektrische Leitfähigkeit, Wärmeleitung, Radioaktivität, Schwere usw.; fallweise Karsteigenschaft von Peridotitgestein; Bodenbildung und Pflanzenwuchs.

III. Chromit, Art und Entstehung der Chromitlagerstätten.

1. Mineralogische Daten über Chromit
2. Mit Chromit primär vergesellschaftete Erze und sonstige Mineralarten
Oxyde, Sulfide, Diamant usw. — Beziehung Chromit zu Platin und Einordnung zu Orogen- und Nichtorogentypus basisch-ultrabasischer Gesteinsentwicklungen. — Platin am Balkan? — Silikate als Begleiter.

*) In Druck und folgt als Sonderband I (zweiter Teil) nach; Seitenzahlen im zweiten Teil angegeben.

3. Chromerz und Muttergestein
4. Akzessorische Chromitführung
5. Lagerstättenmäßige Chromitanhäufung.....
 Früh- und spätmagmatische Ausscheidung. — Schlierenplatte und Schlierenstock. — Sprenkelerz und Derberz. — Gesetzmäßigkeiten der Schlierenplatten. — Raduschatypus. — Ormigliatypus. — Bänderartige und porphyrische Texturen. — Kornregelung. — Ovoidertypen. — Kavirodjaktypus. — Erzschiefergänge. — Gruppenweise Lagerstättenhäufung. — Beziehung Chromit zum unmittelbaren Nebengestein. — Magmatische Gangart. — Fragen der pneumatolytisch-hydrothermalen Chromitbildung. — Sekundärer Chromit? — Wasseraureole um Chromit im Magma? — Spezifische genetische Bedingungen der balkanisch-anatolischen Chromitvorkommen.

IV. Innere Zonengliederung Chromerz führender Peridotitmassive.

Art und Eigentümlichkeiten der Zonengliederung des Raduscha-massivs: Basiszone, erzarne gebankte Zone, Gorancezone. — Vergleiche mit Troutriver, Bushveld, Great Dyke u. a. — Zonengliederung anderer balkanisch-anatolischer Peridotitmassive. — Besonderheiten der inneren Gliederung des Lojane-Chalkidike-astes der Vardarzone. — Orogen- und Anorogentypus der basischen Hochstiege und Förderung bereits differenzierter viskoser Teilschmelzen. — Zonencharakteristik hinsichtlich Chromitlagerstätten und sonstiger Metallericherungen. — Praktische Bedeutung der Zonengliederung für den Erzbergbau. — Stockwerksbau ultrabasischer Gesteinskomplexe als Regel.

V. Intrusionsmechanik und Raumformen, Kontaktmetamorphose und Altersfragen der Chromerz führenden Peridotitserpentine.

Schwierigkeiten der Diagnose.....
 Bauformen. — Fragliche Apophysen. — Konkordante Linsenform. — Großspalten. — „Tektonische“ Intrusionen

Viskose Magmenbewegung. — Intrusionstiefen und -tieftgang, absolute Größe ultrabasischer Massen.

Grundsätzliches zum Intrusionsmechanismus der Balkanperidotite und Vergleiche.

Diabasvulkanismus

Kontaktmetamorphose. — Endogene Kontaktfelsbildung. — Amphibolit. — Exogene Kontaktmetamorphose, thermisch und unter Stoffaustausch. — Durchquarzung im Serpentinumkreis. — Kontaktmineralisation und Kontaktfelse (Granatbildung u. a.). — Frage der Alkaliaus-scheidung und der Bedeutung von Glaukophangesteinen als Kontaktpänomen. — Kohlenstoffausscheidung im Kontaktbereich. — Ophi-calcitbildungen. — Kontaktwirkung der Diabase.....

Altersfrage der Serpentine und bezügliche Schlüsse aus: Durchbruchs-erscheinungen, Alter von kontaktmetamorph veränderten Schichten, Verband, Alter der Serpentergeröll führenden Schichten, Stellung des Peridotits im Magmenzyklus, pleochroitische Hofbildung in Mineralen von Grenzamphiboliten. — Metamorphose und Tektonik in Beziehung zur Altersfrage. — Die Serpentine vermutlich Bestandteil des variszischen Geosynklinalraumes. — Nicht-syntektonische „Intrusionen“. — Bevorzugte Niveaustellung des Serpentin an Grenze Hoch- zu Minderkristallin. — Zusammenfassung in der Altersbeurteilung: Jungpaläozoikum. — Vergleiche mit dem Altersproblem der alpinen und nordkarpathischen Serpentine

VI. Peridotit und Chromerz in Tektonik und Metamorphose.

- Peridotitserpentin in der Großtektonik. — Uranlage der Vardarzone. — Serpentin bereits Element vormesozoischer Gebirgsbildung. — Tektonische Rolle der älteren Massive
- Peridotitserpentin in der Kleintektonik. — Durchstörung. — Wirkung oberflächennaher Tektonik. — Mechanische Deformationen... ..
- Peridotit in der Metamorphose
- Frühmetamorphose (Serpentinisierung). — Mineralogie, Morphologie und gegenseitiger Verband der Serpentinminerale. — Art der Balkanserpentine
- Hornblendebildung in Peridotiten und Serpentin. — Smaragditbildung.. ..
- Vorgranitische bis granitische Regionalmetamorphose
- Metamorphe Hüllzonen. — Amphibolit und Eklogit. — „Magmatische“ Amphibolitbildung und Feldgeologisches zur Amphibolitfrage.....
- Kalksilikatfelse. — Serpentinreaktionsgesteine. — Ophicalcitbildungen.. ..
- Chloritisierung. — Biotitisierung. — Phlogopitisierung. — Talkisierung. — Karbonatisierung. — Asbestbildung
- Peridotitserpentin im Fazieskleid der Gesteinsmetamorphosen.....
- Chromit in der Metamorphose. — Kataklyse. — Sekundärchromit? — Verdrängung von Chromit durch Magnetit.....

VII. Oberflächennahe jüngere bis rezente Mineralum- und Neubildungen in Chromerz führenden Serpentinmassiven.

- Die lokale granitische Metamorphose an Serpentin und ihr Ausklang. — Granit-Serpentin-Kontaktparagenese von Lojane. — Uwarowit- und Kämmereritbildung. — (Artinit und Hydromagnesit.) — Sonstige sekundäre Chromminerale
- Andesitische Metamorphose und noch jüngere bis rezente Umwandlungserscheinungen im Innern und in Oberflächennähe der Chromerz führenden Serpentinmassen. — Verrieselungserscheinungen. — Cr- und Ni-Mobilisation. — Magnesitbildung. — Siliciophite. — Meerschäum. — Gymnit. — Balkanische Pyroauritparagenese. — „Faule“ Serpentinmassen
- Fossile und rezente Verwitterung des Serpentin; Fe- und Ni-Erzansammlungen in fossilen Verwitterungskrusten des Serpentin und in deren Schwemmgebilden. Alte bis rezente Trümmerlagerstätten und Seifen von Chromerz (und Platin?)
- Tropische Landverwitterung in situ: Limonitzone, Karbonatzone, autochthone Nickelanreicherungen. — Nickelsilikatbildungen im allgemeinen. — Lateritische Eisenerze über Serpentin. — Verschwemmte Serpentinverwitterungskruste: Ni- und Cr-reiche Feoolithbildungen. — Ferntransport von Fe und Cr aus Serpentin. — Rezente Mg-Abwanderung. — Chromitseifen.

VIII. Zusammenfassender Ausblick in einige Gesamtprobleme der irdischen und kosmischen Peridotit- und Chromerzgeologie.

- Vergleichende erdweite Umschau in der Altersfrage der Peridotitintrusionen. — Großentfaltung peridotitischer Gesteinszyklen zuletzt im Paläozoikum. — Syntektonische Scheinintrusionen. — Rolle der Ultrabasite als „Initiale Magmatite“
- Peridotitanteil am Bau des Erdinnern. — Mondablösung. — Erdmond als Peridotitkugel? — Ultrabasite mit Cr-Gehalt in Meteoriten. — Cr-Gehalt in Tektiten

Peridotitkalotte und Orogenesen	
Die Chromerzföhrung in geochemischer Hinsicht. — Keine Gesetzlichkeit der Verteilung von Chromitlagerstätten auf der Erde. — Ultrabasite und Magnesiometasomatose	

Anhang.

Erzvorräte und Entwicklungsaussichten des balkanischen Chromerzbergbaues.

Weltproduktion an Chromerz, Wert und Verwendung des Erzes. — Bisherige Produktionsleistung der Balkanländer und Aufbereitung ihrer Chromerze	
Grundlagen und Methodik der Erzreservenschätzung im Chromerzbergbau. — Erzvorräte und Entwicklungsmöglichkeiten des balkanischen Chromerzbergbaues nach den einzelnen Ländern betrachtet und in Gesamtübersicht erstellt. — Vorräte an chromhaltigen Eisenerzen der Balkanhalbinsel und ihr Chrominhalt	

Führer durch das Schrifttum (mit Nachträgen bis 1950).....

Verzeichnis der Abbildungen, Tafeln und Tabellen (auf 1. und 2. Teil verteilt)

Mineral- und Gesteinsverzeichnis zu den spezifischen Fragen der hier behandelten Serpentin- und Chromerzgeologie

Ortsverzeichnis

Verzeichnis der Abbildungen im Text, der Tafeln, Tabellen und Photoabbildungen.

Erster Teil.

Raduscha—Jezerina (1.)

	Seite
1. Vor dem Nordrand des Skoplje-Beckens aufragendes Grundgebirge bei Brazda (Mazedonien)	18
2. Der Kalkgebirgsstock des Scheden bei Raduscha (Mazedonien)	19
3. Serpentin-Unterlage bei Oberoraže (Raduschamassiv, Mazedonien)	20
4. Blick von Čašak bei Raduscha gegen das Hochgebirge der Jakupica im Süden von Skoplje (Mazedonien)	23
5. Profil Vardartal zum Bergbau Oraže (Mazedonien)	26
6. Serpentin-Unterlage im Suha-Reka-Tal W Raduscha (Mazedonien)	26
7. Grenzprofil an der Serpentinsscholle Livad—Budanz bei Strpce, Oberes Lepenactal (Mazedonien)	27
8. Querschnitt durch das Tal des Pilewacka potok bei Bresica (Oberes Lepenactal, Mazedonien)	28
9. Gesteinsserie zwischen Strpce und Brod, Oberes Lepenactal (Mazedonien)	28
10. Profil über den Ljuboten in der Schar planina bei Skoplje (Mazedonien) ..	29
11. Endigen der Serpentinsscholle von Krst unter der Talsohle des Lepenac (Mazedonien)	30
12. Bohnerbildungen am Schedenhang (Skoplje-Becken, Mazedonien)	30
13. Steil gestelltes Tertiär am NO-Rand des Vodno bei Skoplje (Mazedonien)	31
14. Junge Einsturzbewegungen am Vardarausgang zum Skoplje-Becken	32
15. Junge Schotterverstellung nächst Rasce bei Raduscha (Mazedonien)	35
16. Profile im Jezerinabereich (Oberes Lepenactal, Mazedonien)	36
17. Verbandsverhältnisse der Serpentinsschollen um Jezerina (Oberes Lepenactal, Mazedonien)	37
18. Aufbau der „Gebankten Zone“ im Raduscha-Peridotitmassiv bei Kysela voda (Vardartal, Mazedonien)	38
19. Blick über die „Gebankte Zone“ des Raduschamassivs gegen Ljuboten (Mazedonien)	39
20. Profil O-Seite Chromerzbergbau Čašak bei Raduscha	40
21. Gesamtprofil über die Peridotitmasse Jezerina-Ostrovica (Oberes Lepenactal, Mazedonien)	41
22. Profil durch die Chromerzlagerstätte Nada bei Raduscha (Mazedonien)	45
23. Die Chromerzlagerstätte Oraže bei Raduscha (Mazedonien)	50
24. Querschnitt durch die Chromerz-Schlierenplatte Grmnik bei Raduscha (Mazedonien)	51
25. Geologische Ansichtsskizze S-Seite Raskop bei Raduscha (Mazedonien)	52
26. Geologische Ansichtsskizze vom östlichen Talhang des Gorancebaches, Raduschamassiv (Mazedonien)	53
27. Geologische Ansichtsskizze der Chromerzvorkommen Jezerina (Mazedonien) ...	55
28. Ansicht Tagbau Jezerina 1800 m Sh. (Mazedonien)	56
29. Profil durch die Dumitscholle Ninika (Oberes Lepenactal, Mazedonien)	58

Drenica—Orahovac (2.)

30. Geologische Karte vom Serpentinegebiet an der Drenica (Mazedonien)	59
31. Gebirgsanschnitt bei Dobroševce nächst Priština (Mazedonien)	59
32. Paläozoische Konglomerate bei Glogovce (Priština-Peč, Mazedonien)	60
33. Bauxit an Kreidebasis bei Glogovce (Priština-Peč, Mazedonien)	60
34. Süßwasserkreide über Serpentin (Umgebung Priština, Mazedonien)	61
35. Grundgebirgsinsel unter Kreidedecke bei Brešance nächst Orahovac (Mazedonien)	63
36. Schuppenbau bei Orahovac nächst Prizren (Mazedonien)	64

Ibartal und Zlatibor (3.)

37. Teilprofil des Weges Pridvorica-Kloster Studenica (Westserbien)	72
38. Wegprofil Kloster Studenica bis Usce im Ibartal (Westserbien)	72
39. Profil Kotraž—Gradac nächst Raška im Ibartal (Westserbien)	75
40. Kalksteinbruch bei Zitkovic nächst Zvečan im Ibartal	77
41. Profil entlang Ban-Do-Tal bei Zvečan (Koss. Mitrovitza, Mazedonien)	77
42. Querprofil durch das Ban-Do-Tal bei Zvečan	78
43. W-Rand des Zlatibor (nach O. Ampferer) (Westserbien)	80

Westliche Morawa (4.)

44. Profil über den S-Hang des Morawatales östlich Čačak (Serbien)	84
45. Geologische Skizze der Serpentinzone von Veluce (westl. Morawa, Serbien)	85

Bosnien (5.)

46. Übersicht der hauptsächlichsten Chromerz führenden Peridotitserpentin-Gebiete in Bosnien	88
47. Der S-Rand des Dubostica-Serpentins bei Vareš in Bosnien	89
48. Übersicht der Chromitvorkommen im Dubostica-Krivaja-Gebiet in Bosnien ...	90
49. Die Chromerzgrube Nova Rakovac bei Dubostica in Bosnien	91
50. Chromerzföhrung in der Ausrichtungsstrecke des Aufschließungshorizontes der Grube Nova Rakovac bei Dubostica, Bosnien	92
51. Geologischer Querschnitt durch das Osrengebirge bei Maglaj in Bosnien ...	93
52. Querschnitt durch das Borjagebiet (Bosnien)	95
53. Übersicht der Chromitvorkommen im Borjagebiet (Bosnien)	96

Alchar—Rožden (6.)

54. Steilgestellte Schuppenzone zwischen Mreschitzko und Rožden (Südserbien, Mazedonien)	99
55. Wegprofil Rožden—Maidan Alchar, Südserbien (Mazedonien)	101
56. Profil Rožden zur Chromerzgrube Arnitschko in Südserbien (Mazedonien)	101
57. Profile durch die Chromerz föhrende Serpentinsschuppe Alchar-Rožden in Südserbien (Mazedonien)	102
58. Kristallinserie am Tribur westlich Rožden (Südserbien, Mazedonien)	103

Lojane—Preševo—Ostrovica (7.)

59. Das Abstoßen der basischen Gesteinszüge von Lojane an der Morawasenke nordwestlich Kumanovo (Mazedonien)	107
60. Querprofil über den magmatischen Schichtaufbau des Lojane-Peridotitzuges (Mazedonien)	109
61. Der Chromerz föhrende Lojane-Peridotitzug im Querschnitt von Ostrovica nächst Preševo (Mazedonien)	114
62. Profil quer über die Koznica planina bei Janjevo (Mazedonien)	116

Valandovo (8.)

63. Geologische Ansicht der Umgebung des Chromerzbergbaues Rabrowo bei Valandovo (Südserbien, Mazedonien)	118
64. Der westliche Störungsrand der Peridotitscholle von Rabrowo bei Valandovo	119
65. Die Lagerungsverhältnisse der Chromit„flöze“ Rabrowo bei Valandovo.....	122

Ostbulgarien (9.)

66. Geologische Übersicht der Chromerzvorkommen bei Kirli (Momčilgrad, Ostbulgarien).....	125
67. Transgressive und Störungskontakte von Tertiär zu Serpentin bei Emiler, an der Straße nach Zlatograd (Ostbulgarien)	126
68. Kontakt Serpentin zu Kristallin bei Emiler (Kirli, Ostbulgarien)	127
69. Serpentinkontakte bei Fetiler (Momčilgrad, Ostbulgarien).....	129
70. Vereinfachte geologische Lagenskizze der Chromerzschürfe bei Ul. Kameniane (Krumovgrad, Ostbulgarien)	131
71. Profilskizze vom Wege zum Chromerzbergbau Ul. Kameniane	132
72. Das „Chlorithemd“ der Chromerzkörper von Ul. Kameniane (Ostbulgarien) ...	133

Sinikli und Soufflion (10.)

73. Serpentin- und Chromitvorkommen von Sinikli in Thrazien (Ostgriechenland)	137
74. Die Lagerungsverhältnisse des Chromerz führenden Peridotitmassivs bei Soufflion (Thrazien)	140
75. Chromerz führender Peridotitzug von Soufflion in Thrazien (Ostgriechenland)	141
76. Skizzen aus den Chromerzaufschlüssen von Soufflion.....	143

Chalkidike (11.)

77. Das Chromerzgebiet von Kran Mahale bei Saloniki	146
78. Die Chromerzvorkommen in den basischen Zügen von Wafdos (Chalkidike)	151
79. Chromerzvorkommen Anghida bei Wafdos (Chalkidike)	154
80. Die basischen Gesteinszüge und Chromerzvorkommen bei Ormiglia (Chalkidike)	155
81. Lagenbau der Basischen Massen von Ormiglia (Chalkidike)	157
82. Chromerzgrube Jeromanilaki bei Ormiglia (Chalkidike)	160
83. Geologische Karte der Umgebung von Gomati (Chalkidike)	162

Rodiani (12.)

84. Chromerz führender Peridotitstreifen von Rodiani, Olympegebiet (Nordgriechenland)	165
---	-----

Domokos und Tsangli (13.)

85. Geologische Horizontkarte der 9. Tiefbausohle von Domokos (Mittelgriechenland)	169
--	-----

Albanien (14.)

86. Lagenübersicht der albanischen Chromerzreviere	174
87. Blick über das Serpentinegebiet von Letaj (Nordalbanien)	177
88. Flachriß durch die Derberzlinzen Deva und Rabaj Boks an der albanischen Grenze bei Djakovica (Mazedonien)	184
89. Kukes in Nordalbanien	186
90. Profil durch den magmatischen Schichtaufbau des Chromerz führenden Peridotitmassivs von Kukes (Nordalbanien)	187
91. Serroy Nr. 21; magmatische Schichtung im kleinen (Kukes, Nordalbanien)	190
92. Skizze des Chromerzrevieres Klos in Mittelalbanien	191

93. Geschichtete Peridotitmassen des Mt. Lepurit bei Klos in Mittelalbanien	192
94. Erosionsreste der Kreidekalktafel über Serpentin von Piskash (Ochridsee, Mittelalbanien)	194

Orsova (15.)

95. Die Chromerz führende Peridotitzone von Orsova an der Donau (Rumänien)	197
--	-----

Marmaris und Fethiye (16.)

96. Die Chromerzreviere Kleinasien (und auf Rhodos und Cypern) in ihrer Lagebeziehung zu den alten kristallinen Massen	206
97. W-Seite der Bucht von Marmaris (Südanatolien)	207
98. Serpentin und Kristallin in der Bucht von Karagatsch (Südanatolien)	208
99. Die Chromerzlagertstätte Kazandere bei Marmaris (Südanatolien)	209
100. Querschnitt durch den Chromerzkörper Kazandere (Marmaris, Südanatolien)	209
101. Blick von Fethiye (Makri) über die gleichnamige Bucht nach N zu den Vorgebirgen des Taurus (Südanatolien)	211
102. Umbild auf Sohle — 50 der Grube Djenger (Fethiye, Südanatolien)	212
103. Übersicht der Chromerzvorkommen Kuskavak und Umgebung (Fethiye, Südanatolien)	212
104. Serpentinkontakte bei Kuskavak (Fethiye, Südanatolien)	213
105. Golf von Antalya (Südanatolien)	216

Guleman (17.)

106. Geologische Übersichtsskizze der Chromerzvorkommen von Guleman im armenischen Taurus (Ostanatolien)	217
107. Profile bei Kündikan westlich Guleman (Ostanatolien)	218
108. Profile durch die Guleman-Erzzone (Ostanatolien)	219

Tabellen.

1. Analysen balkanisch-anatolischer Chromerze, zugeordnet Daten der Lagerstättencharakteristik. (Anschließend einige Vergleichsdaten anderer Chromerzgebiete)	222
---	-----

Photoabbildungen.

a) Geologische Landschaft.

Abb. 1. Die Talweitung des Vardar bei Radoscha (Mazedonien)	245
Abb. 2. Das Vardartal mit der Chromerzaufbereitung Radoscha	245
Abb. 3. Der Tagbau auf die Chromerzlagertstätte Orašje bei Radoscha (Mazedonien)	247
Abb. 4. Der Chromerzbergbau Jezerina Sh. 1800 m (oberes Lepenactal, Mazedonien)	247
Abb. 5. Bresica und der Chromerzbergbau Schaldare im oberen Lepenactal, Mazedonien	249
Abb. 6. Horizontale Basaltdecken („Tafelberge“) an der Straße Momčilgrad-Krumovgrad (Ostbulgarien)	249
Abb. 7. Der Paß Cafa e Frushit im Chromerzrevier Letaj in Nordalbanien	251
Abb. 8. Erosionsrest der Kreidekalktafel über Serpentin bei Piskash nächst Pogradec (Albanien)	251
Abb. 9. Das Serpentinland von Kuskavak bei Fethiye (Südanatolien)	253
Abb. 10. Blick in das Tigris-tal bei Ergani nächst Diabekr (Ostanatolien)	253
Abb. 11. Bergbauanlage Guleman Sh. 1300 m im armenischen Taurus (Ostanatolien)	255
Abb. 12. Aus dem Chromitlagertstättenzug Guleman (Ostanatolien)	255

Verzeichnis der Tafeln.

- I.** Geologische Übersichtskarte von Raduscha-Jezerina (Mazedonien)
- II.** Geologische Karte des Chromerzgebietes von Lojane bei Kumanovo in Südserbien (Mazedonien)
- III.** Die basischen Gesteinszüge auf der Chalkidike
- IV.** Chromerzvorkommen Domokos (Thessalien, Mittelgriechenland)
- V.** Übersicht Chromerzrevier Letaj-Djakovica (Nordalbanien und Mazedonien) mit Detailskizzen
- VI.** Chromerzrevier Kukes in Nordalbanien (geologische Karte und Einzelprofile)
- VII.** Chromerzrevier Pogradec am Ochridsee (Albanien) mit Detailskizzen
- VIII.** Geologische Übersicht der basischen Gesteinszüge auf der Balkanhalbinsel und ihrer Chromerzföhrung

Für die Abbildungen 109—149, Photoabbildungen 13—37, Tafeln IX und X sowie Tabellen 2 und 3, welche sämtliche dem zweiten Teil der Arbeit beigelegt sind, ist auch dort das restliche Verzeichnis geführt.

ERSTER TEIL.

Einzelgebiete Chromerz führender Peridotitmassen.

1. Die Serpentin- und Chromerzgebiete Raduscha und Jezerina-Ostrovica in Mazedonien.

(Tafel I und Photo-Abb. 1—5.)

Die Peridotitzonen von Raduscha (Raduša) im Vardartal West Skoplje (Uesküb) und weiter gegen Nordwesten jene von Jezerina-Ostrovica am Oberlaufe des Lepenacflusses stellen eine ursprünglich zusammenhängende, durch Tektonik und Erosion nunmehr getrennte, in reichem Maße Chromerz führende Serpentinmasse dar; an sie sind die bedeutendsten Chromerzvorkommen Mazedoniens und größten Einzelvorkommen des Balkans überhaupt geknüpft.

Die geologische Lage des Raduschareviers innerhalb der Gesamtgeologie Innermazedoniens hat zuerst F. KOSSMAT 1924 [10] in einer Übersichtskarte 1:500.000 in klarer Weise zum Ausdruck gebracht, sein Querprofil von Raduscha trägt bereits den beherrschenden Grundzügen der Lagerung Rechnung.

Die viel später erschienene Übersichtskarte von Jugoslawien 1:1.000.000 von K. PETKOVICH hat die Darstellung von Raduscha- und Jezerina-Serpentin — als Klein — vernachlässigt. Die geologische Balkankarte von St. BONCHEFF verzeichnet nur den Raduschaserpentin. Für die Arbeiten von L. v. NOPCSA in Nordalbanien liegen beide Serpentinegebiete bereits am Rande seines Aufnahmebereiches.

Das Raduschagebiet hat eine neuere Detailkartierung in der Arbeit von M. DONATH 1930 [37], gleichzeitig und unabhängig davon in der eigenen Studie G. HIESSELEITNER 1931 [63] erfahren.

Für das Revier Jezerina-Ostrovica im oberen Lepenactal habe ich in einer Studie über Balkanmagnetit, 1934 [66], eine geologische Kartenskizze veröffentlicht.

Die beiden letztgenannten Aufnahmen wurden, in einzelnen Teilen seither vorgebracht und miteinander verbunden, in der nun hier mitgegebenen Übersichtskarte (Tafel I) zusammengeschlossen. Leider ist auch diese Kartierungsarbeit unvollständig geblieben, beträchtliche Aufnahmelücken bleiben offen. Auf die Darstellung von Einzelheiten und Feingliederung mußte angesichts des Maßstabes der für die Aufnahme zur Verfügung gestandenen Kartengrundlage 1:100.000 ebenfalls verzichtet werden; zu spät stand mir eine Karte 1:50.000 zur Verfügung.

Für die weitere Umgebung der beiden Chromerzreviere hat die geologische Aufnahme von M. LUKOVIĆ 1931 [98] Bedeutung, welche die Umrandung des Skopljer Beckens umfaßt. Weitere geologische Einzelheiten des Beckenrandes von Skoplje, namentlich

des Südabschnittes hat F. TUČAN 1937 [66] beigebracht, mit einer geologischen Übersichtskarte des Hochgebirges der Jakupica verbunden.

Weiter im SW anschließend hat M. MALACHOV bei Poreč [102] kartiert.

Eigene stützpunktartige Begehungen habe ich in den Jahren vor 1945 vor allem im Schargebirge, im Bereich des Vodno, am Ausgang der Treskaschlucht sowie am Karadagh-Rand gemacht, auch die Aufnahmen im Bereiche des oberen Lepenactale in einigen Abschnitten vorangebracht, ferner eine kurze Kartierungsarbeit im Hauptkamme des Schargebirges nordwestlich Tetovo, im Bereich Kobilica-Crni Vrh durchgeführt.

Die grundlegenden Aufnahmen Innermazedoniens von F. KOSSMAT haben auch bereits für den Raduschaserpentin den Gesteinsrahmen aufgezeigt; der Raduschaserpentin hat eine metamorphe Schiefer- und Kalkserie zur Nachbarschaft, die einem weitverbreiteten Streifen paläozoischer, vermutlich in der Hauptsache altpaläozoischer Gesteine angehört, den NO- und O-Rand des pelagonischen Massivs umspannend — die Velesserie.

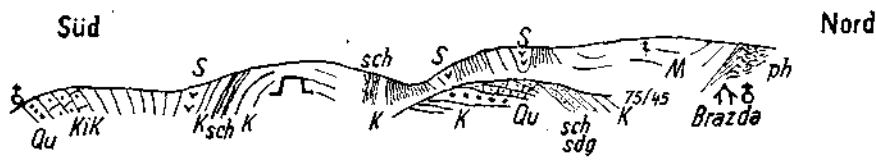


Abb. 1. Vor dem Nordrand des Skoplje-Beckens aufragendes Grundgebirge bei Brazda (3 km nördlich von Henrievo).

Qu = Quarzmassen, z. T. verquarzte Kalke, Kik = Kieselkalke, K = kristalline Kalke, druckstreifig, z. T. Schedenkalktypus. — sch = Schiefer, phyllitisch, sdg = sandig, ph = Phyllite (Orašje-Schiefer), M = Bändermarmor, S = Serpentin mit Chromerzspuren. — (Insgesamt Velesserie).

Die Velesserie, auch Kačanik-Velesserie genannt, wird von KOSSMAT für älter als Karbon betrachtet, von dem es sich auch durch die etwas höhere Metamorphose gegenüber sicherem Karbon unterscheidet; KOSSMAT vermutet für den Hauptanteil der Velesserie bereits Silurdevon, und hebt Anklänge an das ostalpine Paläozoikum hervor. Die Gesteinsbestandteile sind im allgemeinen: Phyllite, z. T. Granat — und Albit — führend, Quarzphyllite, Serizitquarzite, eingelagerte Grünschiefer (Plagioklas- und Zoisit-Epidotschiefer), Sandsteine und Kieselschiefer, bis zu mehr als 100 m mächtige Marmorzüge, deren geschlossene Vorkommen von KOSSMAT als Devon betrachtet werden. Auch Quarzporphyre sind hierher zu stellen.

Wie weit nicht doch noch metamorphisiertes Karbon auch in der Velesserie steckt? Typisches Permokarbon, wie es am Amsfeld mit den roten Quarzkonglomeraten und in SW-Mazedonien mit dunklen glimmerigen Tonschiefern und grauen glimmerigen Quarzsandsteinen vertreten wäre, ist allerdings den Randbereichen der Serpentine von Raduscha und Jezerina fremd. Ebenso fehlen Fusulinenkalke des balkanischen Oberkarbon. Graphitische Schiefer bei Pizren und benachbart metamorphe Quarzporphyre wären etwas des Karbons verdächtig.

In Raduscha tauchen die Schiefer und Kalke der Velesserie steil bis mittelsteil NO-fallend zum größten Teil mit Störungsbegrenzung unter den Serpentin. Diese Grenzzone ist am oder nahe zum NW—SO fließenden Vardarlauf auf über 12 km Länge in guten Aufschlüssen einzusehen, auch durch die Stollen der Chrombergbaue erschlossen.

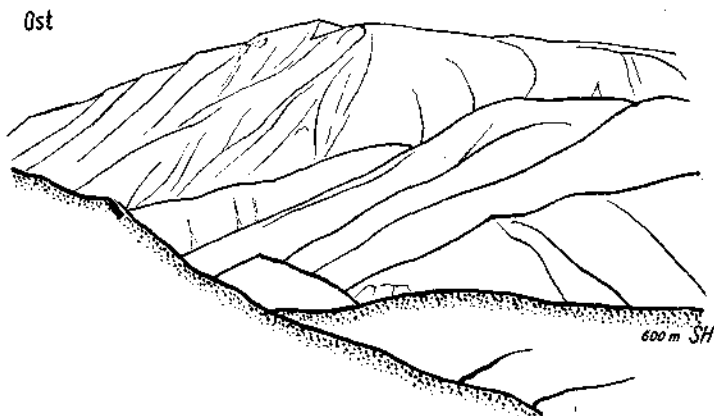


Abb. 2. Der Kalkgebirgsstock des Scheden 1300 m SH bei Raduscha (Mazedonien).
Gesehen vom Bergbau Oraŕje, Blickrichtung SSO.

Vordergrund (punktiert): Peridotitserpentin des Raduschamassivs; dann folgt das Vardartal (350 m SH) mit Flußrichtung gegen O, an der Grenze oder teilweise eingeschnitten in den kristallinen Kalk (paläoz.) des Scheden. Der Rücken des Schedengebirges ist tertiäre Kalkbuckellandschaft. Vom Schedenkamm steigen Runsen und Tälchen durch die teils kahlen, teils buschwaldbewachsenen Hänge in mehr minder geradlinigem, steilem Wurf zum Vardartal abwärts, tektonisch bedingte junge und rasche Zertalung anzeigend.

Schedenkalk. Für die entlang des Vardarlaufes im Raduscha-bereich weiter im Liegend der Schieferkalkzone des Serpentinkontaktes anschließenden, geschlossenen Massen von kristallinen Kalken, das 1300 m hohe Schedengebirge zusammensetzend, vermutet KOSSMAT metamorphe Trias, bringt sie auch als solche auf seiner Übersichtskarte zur Ausscheidung und vereinigt sie mit den ähnlichen Kalkmassiven der Jakupica, der Suha gora, des Ljuboten im Schargebirge u. a.

Schon in meiner ersten veröffentlichten Kartenaufnahme des Raduscha-reviers ([63], 1931) habe ich für die Kalkmassen des Scheden, nicht scharf trennbar von den Kalkmassen der Schieferserie, sondern mit ihnen verknüpft, paläozoisches Alter vertreten. Ist auch bis heute im Raduscha-revier ein exakter Nachweis für Paläozoikum nicht geglückt, so zielen doch Beobachtungen und Vergleiche aus dem weiteren Fortschritt der eigenen Arbeit, auch die Ergebnisse anderer Beobachter sowie tatsächlich inzwischen erfolgte Fossilfunde in ähnlichen Kalken oder in solchen ähnlicher Lagerung auf die Verweisung auch dieses großräumigen kristallinen bis halbkristallinen Kalkmassivs des Scheden in paläozoisches Alter oder z. T. gar noch in Älteres umfassende Gesteinsserien hinein.

Schedenkalk und Gipfelkalkmasse des Ljuboten 2510 m Sh. im Schargebirge gehören zusammen. Die geschlossenen halb-marmorisierten Kalkmassen des Scheden — ähnliches gilt für den Ljuboten —, teils massig, teils mit undeutlicher doch erkennbarer Bankung nach NO abfallend, sind nahe zur Hangendgrenze gegen die aufliegenden Serpentine durch eingeschaltete Schiefer in primär-stratigraphischer Auflösung begriffen, es vollzieht sich ein fazieller Übergang zu wechselnd kalkig-toniger auch sandiger Sedimentation. Zwar ist gerade die Grenzzone zu Serpentin im

besonderen Maße auch tektonisch hergenommen, vielfach sind eingeschaltete Schieferkeile auch tektonisch als aus der Hangenden Schiefer-Kalkserie in die Hauptkalkmasse hineingedrückt ersichtlich. Doch zeigt sich in einer Reihe von Aufschlüssen mit relativ ruhigen Lagerungsverhältnissen, daß auch eine sedimentäre Zwischenschaltung dünner Kalkbänder in Wechsellaagerung mit Schiefer besteht, wenn auch zu linsiger Ausquetschung neigend.

Auch die petrographischen Unterschiede zwischen Hauptkalkmasse des Scheden und den in die Schiefer zwischengeschalteten Kalkzügen sind mit Übergängen verbunden. In der Tat ist der Schedenkalk ein heller kristalliner bis halbkristalliner druckklüftiger, mäßig druckstriemiger, mäßig bankiger, meist massiger mittelkörniger bis dichter Kalk.

Die Kalke der Schieferserie sind mehr bänderig-striemig, druckstreifig, auch oft dunkler und haben häufig kieselige Bestandteile. Abgesehen von der in einer Grenzzone verständlichen höheren tektonischen Beanspruchung, die sich auch im Dünnschliffbild, Streckung und Einregelung der Calcitkörner hier gegenüber massigen Kornbestand des Schedenkalkes kundtut, ist zu beobachten, daß auch in der Schieferserie noch Kalke von Schedenkalktypus stecken und mannigfaltige Übergänge bestehen können. In der Regel ist zwar der Schedenkalk ein sehr reiner Marmorkalk, nicht

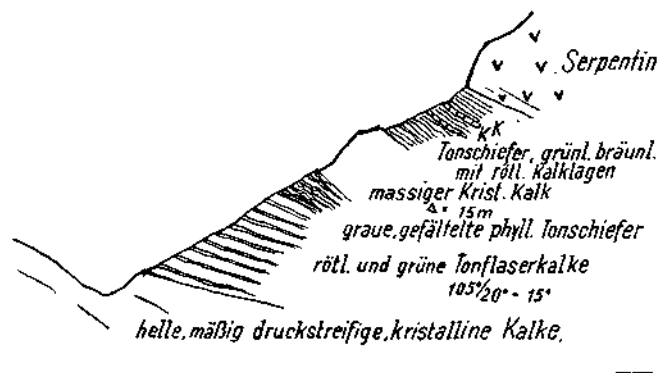


Abb. 3. Serpentinunterlage bei Oberorašje.

oder fast nicht dolomitisch, wie eine Analyse des Labors Raduscha aussagte, obwohl mitunter zuckerkörnige Beschaffenheit auffällig ist. KOSSMAT erwähnt allerdings Übergänge zu Dolomit.

Wechselnde Kristallinität ist sowohl für die Kalke von Scheden-typus als auch für die Kalkzwischenlagen der Schiefer bemerkenswert. Von der Metamorphose geschonte und weniger geschonte Abschnitte sind ja auch aus dem Paläozoikum der Ostalpen geläufig. Liefert beispielsweise der Saubergkalk des Erzberges gut erhaltene Fossilien, so haben in seiner unmittelbaren Nachbarschaft tonige Kalke als Tonflaserkalke nahezu das Gepräge von kristallinen Schiefern erhalten.

Zu geschieferten feinkörnigen Marmoren mit Glimmerhäuten auf den Schieferungsflächen, wie sich die Marmorlagen des Altkristallin darbieten, rücken die Schedenkalke niemals vor. Hingegen sind fast dicht bis feinkristallin zu nennende Ausbildungen anzutreffen, u. a. am Wege von der Station Orašje im Vardartal zur gleichnamigen Chrom-

erzgrube, wo in einem kleinen Steinbruch solche helle dichtkristalline Kalkschollen breccienartig in größer kristallinen dunkleren Kalken stecken; auch etwas brecciöse Ausbildung im allgemeinen ist hier in hangenden Kalkpartien, nicht gerade häufig, vorhanden.

In Nähe der Serpentinkontakte, auf jeden Fall in hangenden Teilen der Schedenkalkmasse, sind rötliche Kalktypen verbreitet (primäre (?) Pigmentierung oder rötlich durch Rücksickerung von Eisenlösungen aus den Serpentin?). Solche rötliche, etwas tonige Kalkschiefer muten auf den ersten Blick oft wie Werfener Schiefer an.

Der Schedenkalk, ebenso die hangenden Kalke in der Schieferserie bei Raduscha, haben bisher noch keine Fossilien geliefert. Ein rötlicher Kalk hinter dem Dorf Strpce, am N-Abhang des Schargebirges im Lepenactal, am Wege zum Chrombergbau Ninika, führt recht undeutliche Orthoceren-verdächtige Fossilspuren. Dieser Kalk liegt in der Fortsetzung des Ljuboten-Kalkes.

In diesem Zusammenhang scheint wichtig, daß seit KOSSMAT die paläontologische Ausbeute in den fossilarmen, des Paläozoikums verdächtigen Schichten Mazedoniens und seiner Nachbarschaft, doch einige Fortschritte gemacht hat. Zum Teil handelt es sich um Gesteine, die mit Sicherheit zur Velesserie gehören. F. HERITSCH 1933 [60] hat von Caf-Kadis in der Schar planina gegliederte Crinoidenstiele aus einem weißen, dünnplattigen Marmor beschrieben. Crinoiden(Trochiten)marmor aus dem Bereich des Korab südwestlich Gostivars wurde von GRIPP [53] erwähnt. Von der Lokalität Pod vrhom Cestak Kamen im Schargebirge lag F. HERITSCH [60] ein undeutbarer Korallenrest aus einem blauen Bänderkalk vor. Orthoceren und Korallen, von F. TUČAN auf dem Bergsattel zwischen Crni Vrh (2587) und der Konjunska (2481) im Hauptkamm des Schargebirges, etwa 1 km östlich vom Gipfel des Crni Vrh gesammelt, wurden F. HERITSCH [59] vorgelegt; das Gestein ist ein dunkelgrauer bis blaugrauer grobkristalliner Kalk, stark umgewandelt, marmornahe, mit Durchbewegung und Entmischung ähnlich dem Schöckelkalk des Grazer Paläozoikums. Trotz ungünstigem Erhaltungszustand der Fossilien vermag F. HERITSCH mit Sicherheit altpaläozoische Typen zu erkennen und verweist den Kalk ins Silur oder Devon.

Im Jahre 1941 habe ich den Crni Vrh besucht und das Profil zwischen diesem und der Kobilica aufgenommen. Da sich meine Exkursion nur wenig ostwärts über den Crni Vrh erstreckte, habe ich vermutlich aus diesem Grunde den Tučan'schen Fundpunkt nicht aufgefunden. Wohl aber konnte ich das wechselnd mächtige Kalkband verfolgen, das sich wie eine Girlande um den Gipfelstock des Crni Vrh an seinem Südfall schlängelt. Es ist ein heller, mäßig kristalliner Kalk, dem Schedenkalk durchaus ähnlich. Seine Verbandsverhältnisse sind im zweiten Teil dieser Arbeit, Abb. 110, dargestellt. Ein ähnlicher Kalk nimmt den Gipfelaufbau der Kobilica ein; er gehört hier einem tieferen tektonischen Stockwerk an als die Kalk-Schiefer-Sandstein-Serie des Crni Vrh und ist von Orthogneis überschoben, dem sich die Crni Vrh-Serie auflegt. Eine sehr bewegte Tektonik beherrscht diesen Abschnitt des Schargebirges, die Entzifferung kann aus kleinem Rahmen heraus nicht erfolgen, um so weniger als der Eindruck besteht, es sei auch alte, paläozoische Tektonik daran beteiligt. Zweifellos bestehen hier tektonische Einschaltungen metamorpher paläozoischer und vopaläozoischer Sedimentserien in das Altkristallingerüst der Schar. Weiter südlich, aus dem Gebiet des Korab hat GRIPP [53] ebenfalls kristalline und halbkristalline Kalke in sehr bewegter Lagerung beschrieben, mit Gesteinen der Diabas- und Hornsteinserie verknüpft, unter Beteiligung von Serpentin. Diese Zone reiht sich wohl schon in den paläozoischen W-Saum des pelagonischen Massivs ein.

Zu den Nachweisen von Altpaläozoikum in der Vardarzone gehört auch der Fund einer gut erhaltenen Koralle (Hyalostella) aus einem Kalk bei Trepča Stari Trg durch Prof. A. BRAMMAL (zit. bei G. WILSON, 1933 [169]), der ordovicisches (Llandello) Alter bestimmte. An der W-Seite des Kopaonik fand G. WILSON in einem Kalk seiner Vojetinserie Orthoceren und Korallen, Paläozoikum andeutend. — Hierüber noch einmal im zweiten Teil, 1. Abschnitt.

Die Ablehnung der KOSSMAT'schen Auffassung vom Triasalter des Schedenkalkes und der ihm gleichzustellenden Kalkverbreitung wird

auch von jugoslawischen Beobachtern geteilt. Wo immer sichere Trias im mazedonischen Raum mit älteren Schichten in Berührung tritt, so am Rande des Amselfeldes zu den montenegrinischen Hochbergen, ist die viel geringere Metamorphose der Trias auffällig. Das gilt auch für die Trias in Westserbien. Für einen Deckenbau, der eine Versenkung und Metamorphose so ausgedehnter triadischer Kalkmassen und nachfolgende Bewegung über mindermetamorphes Paläozoikum mit sich gebracht hätte, bestehen keine Anzeichen. Verschleppte Werfener Schiefer sind nirgends zu sehen. LUKOVIČ stellt den Schedenkalk in seine zweite Gruppe kristalliner Schiefer, Algonkium und metamorphes Paläozoikum umfassend; er betont: die Schedenkalke seien autochthon und können weder stratigraphisch noch tektonisch von der pelagonnischen Masse getrennt werden; sie stehen im Zusammenhang mit den kristallinen Schiefern der Vardarzone, mögen aber etwas altersverschieden vom Jakupicamarmor sein. Ähnlich ist die Auffassung von TUČAN. Auch Baron v. NOPCSA sieht im Scheden- und Ljubotenkalk Glieder der paläozoischen Formation. Nur PETKOVIČ folgt 1931 noch der Annahme KOSSMAT's vom Triasalter der Schedenkalke auf seiner geologischen Übersichtskarte Jugoslawiens.

Kalke von Schedentypus glaube ich auch weiter im S Mazedoniens, so in der Kalkmasse des Dudičagipfels im griechisch-jugoslawischen Grenzgebirge Koschuf, wiederzuerkennen, auch hier in Verband paläozoischer Gesteine.

Am ehesten sind diese für Paläozoikum, wahrscheinlich Altpaläozoikum zu haltenden Kalkmassen vom Schedentyp zu vergleichen mit devonen Riffkalk und Schichtkalk der ostalpinen Grauwackenserien, wie dies KOSSMAT für Kalke der eigentlichen Velesserie bereits tat. Schöckelkalk im Grazer Paläozoikum und gewisse Kalktypen der Eisenerzer Grauwackenzone zeigen Ähnlichkeit; auch rötliche Kalkschiefer des Grazer Oberdevon fanden in Untertypen der Schedenkalke ihren Widerpart.

Die Kalke vom Schedentypus umrahmen den Raduschaserpentin im Halbbogen, vom Scheden bis zum Ljuboten; die Lücke gegen die Ebene von Tetovo ist erosionsbedingt, die Westhälfte des Raduschaserpentins ist gleichsam wie eine Schüssel in die Kalkmassen und randlichen Schieferzonen eingebettet. Der NW—SO streichende gerade Rand des Tetovoer Feldes gegen das Schargebirge, wohl zu den Bruchstaffeln des Skopljer Beckenrandes gehörend, bedingt zum Teil auch die N-Grenze des Raduschaserpentins.

Durch den Kristallinsporn der Schar getrennt, doch noch ihren östlichen Eckpfeiler, den Ljuboten (Sh2510 m) aufbauend, ist der Schedenkalk wieder in breiten Massen im oberen Lepenactal vertreten, allerdings ähnlich wie dort auch das Peridotitmassiv, das er zusammen mit der gleichen Schieferserie umgibt, stärker in Schollen aufgelöst, leitet aber wieder über zu den geschlossenen Marmorkalkmassen östlich Prizren.

Die Kalke von Schedentypus können, wenn nicht geradezu als Glied der Velesserie, so doch zumindest als Verbindungsglied von Velesserie zur nächsttieferen wohl präkambrischen Trojaciserie, nach den Aufschlüssen bei dem Dorf Trojaci östlich des Pletvarpasses bei Prilep im Sinne der Namensgebung durch KOSSMAT aufgefaßt werden. Die Trojaciserie liegt dem Hochkristallin, Graniten und Gneisen des pelagonischen Massivs unmittelbar an.

Bereits KOSSMAT betont Übergänge zwischen Trojaciserie und Velesserie; auch in der Trojaciserie treten noch phyllitische Gesteine auf.

Ost

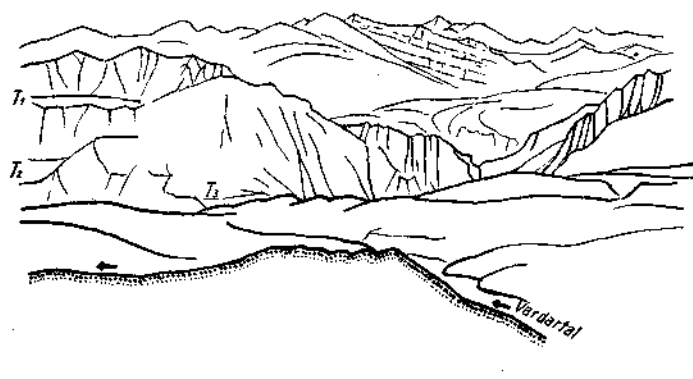


Abb. 4. Blick von Čašak bei Raduscha gegen das Hochgebirge der Jakupica (2500 m SH) im S von Skoplje (Mazedonien). Blickrichtung SO.

Vordergrund (punktirt): Peridotitserpentin des Raduschamassivs (700 m SH). — Hierauf die tertiäre Verschüttung des Skoplje Beckens (SH 300 m) mit dem Vardarlauf. — Angrenzend die O—W streichende Gebirgskette des Vodno (Antiklinale von Kalkmarmoren, Grünschiefern und Phylliten) mit schroffem Abfall zum Skoplje Becken (Störungsrand), in der Einsenkung rechts Bildmitte von der Treskaschlucht durchquert. — Hintergrund das Hochgebirgsmassiv der Jakupica, kristalline Schiefer und (auf der rechten Bildhälfte) vom Solunska glava 2540 m westwärts absinkende kristalline Marmore und Dolomite.

T_1 — T_3 sowie Hochfläche hinter der Treskaschlucht: tertiäre Altflächenreste.

Die Trojaciserie ist eine hochmetamorphe Sedimentreihe vermutlich algonkischen Alters: Glimmerschiefer, Glaukophanschiefer, Cippolinlagen, Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer und Marmormassen; hiezu treten Amphibolite, Albitchloritschiefer, Epidotchloritschiefer, seltener (MALACHOW [102]) Epidosite.

Die Vorberge der Jakupica im N, mit ihren Steilabfällen zum Skoplje Becken sind aus Gesteinen der Trojaciserie zusammengesetzt. Der Vodnoberg im S von Skoplje (Abb. 109) wird von einem mittelsteil geneigten Sattel dieser Gesteine gebildet, dessen O—W verlaufende Achse den Bergrücken ungefähr entlang streicht; in ihrem Verfolge gegen W wächst sich der Sattel zu einer steilen Antiklinale aus — ein Stück alter Gebirgsstruktur ist hier erhalten. Der Treskafluß, aus den verkarsteten Kalkmarmormassen des N-Abfalles der Jakupicahochberge kommend, durchquert auf dem Wege zum Skoplje Becken diesen nahezu isoklinal zusammengepreßten steilaufergerichteten Sattel, dessen Faltungsknie angedeutet erscheint, in enger Schlucht. An der Außenflanke der Antiklinale ist der Staudamm des Treskawasserkraftwerkes errichtet. Die Talrinne der Schluchtstrecke ist überflutet und erfährt Verschüttung durch Rückstau vom Skoplje Becken her (Abb. 109, 2. Tl.).

Die Kalkmassen der Trojaciserie zeichnen sich durch höhere Kristallinität gegenüber den Schedenkalken aus, und in der Regel sind es schon richtige Marmore, auch die Schieferung ist stärker ausgeprägt. Ähnlich wie in der Velesserie bestehen auch hier geschlossene, weiträumige Marmormassen neben mehr minder mächtigen Marmorbändern und -lagern innerhalb der Schiefergesteine.

Schon KOSSMAT [10] und GRIPP [52] war reichlicher Dolomitanteil der Marmore der Jakupica bekannt. F. TUČAN 1937 [166] hat darunter Dolomitmarmor mit bis 35% $MgCO_3$ nachgewiesen: die Dolomite sind grau, feinkörnig kristallinisch, sich leicht in dünne Tafelchen lösend, und unterscheiden sich von den weißen, grobkörnigen Kalkmarmoren. M. MALACHOW 1933 [102], den W-Rand der Jakupica mit dem Gebiet um

Porec kartierend, wo sich anscheinend Übergänge zwischen älteren und jüngeren Marmor-massen vollziehen — es sei denn, daß die kristallinen Kalke der Suha gora zur Gänze zum Jakupicamarmor zu ziehen sind — trennt Dolomitmarmor scharf von den Kalkmassen.

Ähnlich den Verhältnissen innerhalb der Schedenkalkmassen, wo sich vereinzelt und spärlich Phyllitzwischenlagen einstellen, finden sich nach MALACHOW auch in Dolomitmarmoren der Jakupica da und dort Einschaltungen von Phyllit und sogar Ton-schiefer.

Die Trojaciserie enthält keine Peridotite oder Gabbros. Hingegen scheint Glaukophanschiefer eine bezeichnende Gesteinsausbildung zu sein.

Die Glaukophanschiefer des Vodno bei Skoplje sind seit KOSSMAT [10] bekannt, zuletzt als CROISSIT von NIKITIN und CLEMEN [112] sowie MACHATSCHKI [101] mineralogisch beschrieben. K. GRIPP [52] führt Glaukophanschiefer zusammen mit Kalkglimmerschiefer vom Korab an, dessen Gipfel aus Dolomitmarmor besteht, begleitet von dunklen und hellen Schiefen; doch auch Velesserie muß am Aufbau des Korab teil-haben, da Trochitenmarmor, Kieselschiefer und Serpentin, stark gestört, erwähnt werden.

Glaukophanschiefer ist auch von alten Gesteinsserien Serbiens, Bosniens und Griechen-lands bekannt; obwohl Produkte einer Metamorphose, scheint ihm doch auch eine gewiss-leitende Horizontbedeutung zuzukommen, auf die im allgemeinen Abschnitt noch eine gegangen wird.

Auch den Jakupicamarmor hält KOSSMAT für Trias und nimmt, da Basiskonglomerat oder Werfener fehlen, tektonischen Kontakt zu Kristallin an. Hingegen beschreibt TUČAN Übergänge von Kalkschiefer zu Epidot-gneis als Anzeichen autochthoner Sedimentation und Metamorphose.

Die Karbonatgesteine der Jakupica gehören zu jenen gewaltigen Marmor-massen der zentralen östlichen und südlichen Balkanhalbinsel, die zusammen mit kristallinen Schiefen und Altgraniten das vorpaläozoische Grundgerüst des Gebirgsbaues abgeben. Ausgedehnte Marmorzüge begleiten das pelagionische Massiv auf beiden Flanken, wo sich dessen Achse senkt, schließen sie zusammen.

Mächtige Marmor-massen, zu geschlossenen Gebirgsblöcken gefügt, nehmen Anteil an dem Gesteinsaufbau der Rhodope, des Pirin, des Gebirgslandes der ostgriechischen Küste und der Inseln. Viele von diesen Marmor-massen, seit NEUMAYR lange Zeit für metamorphes Mesozoikum gehalten, werden langsam wieder an ihren richtigen Platz ins Vorpaläozoikum zurückgeführt.

Eine Gliederung und Parallelisierung der Marmor-massen — aussichtsreich — ist noch wenig versucht worden.

Östlich des Kajmak Čalan-Gebirges nahe zur mazedonisch-griechischen Grenze, be-schreibt O. WELTER ([902] usw., zit. KOSSMAT [10]) eine ausgedehnte Marmor-masse mit 1500—1800 m Mächtigkeit, gefolgt von konglomeratischen Marmoren mit „exotischen“ Geröllen, denen 2000 m mächtige metamorphe Schiefer und eingelagerte „basische Schlieren“ aufrufen — unter letzteren sind aber anscheinend nicht Peridotite verstanden.

Das kristalline Grundgerüst, für die Serpentinzüge des Vardar-Lepenac-Gebietes im pelagionischen Massiv verkörpert, wozu auch das Schar-Kristallin gehört, hat für die Ophiolithgeologie nur mittelbare Bedeutung, aber gerade neuere tektonische Beobachtungen, die ich 1934 und 1937 [66, 6] bereits angedeutet habe, rücken fallweise ursprünglichere Beziehungen, richtige Primärverbandsverhältnisse zwischen Serpentin und Altkristallin auch für die Vardar-Lepenac-Serpentine in den Bereich der Möglichkeit.

KOSSMAT, neben ihm ERDMANNSDÖRFER, haben für die Kristallingeologie Mazedoniens bedeutsame, seither nur wenig vorgebrachte Pionierarbeit geleistet. Einen neueren petrographischen Beitrag aus der Gegend von Prilep hat MARIČ 1940 [106] geliefert: alte paläozoische Kerngranite mit Schieferhüllen, hochkristalline Schieferserien mit Amphiboliten und geringmächtigen Marmoren bilden das innerste Stockwerk, dem die

mäßiger kristallinen Schiefer und mächtigen Marmormassen aufrufen. MARIČ betont, wie die basischen Gesteine Ost-Prilep, Lherzolith und Serpentin, sich stets an die Außengrenze des Altkristallins, nahe an die jüngere metamorphe Serie halten. Die großen geschlossenen Kristallinmassen haben hier noch eigenständige Gebirgsstrukturen bewahrt, Schollen kleineren Ausmaßes sind in ihren Lagerungsverhältnissen zum Teil der jüngeren Tektonik unterlegen.

Die eigenartigen schmalen Kristallinspäne an der Basis der Peridotite von Jezerina, mitten in der Velesserie, habe ich bereits 1934 geologisch kartiert, auf sie wie auf Neufunde ähnlicher Art in Raduscha wird später zurückgekommen.

Die NNW—SSO streichende Vardarzone, als bedeutsamste tektonische Strukturlinie Mazedoniens von KOSSMAT erkannt und beschrieben, trennt — tektonisch — Rhodope vom pelagonischen Massiv. Verbindungsstücke zwischen beiden bleiben bestehen. Im Profile vom Ljubotengipfel, Sh. 2510 m, nach Kačanik tauchen inmitten der Schuppenregionen der Vardarzone immer wieder einzelne Gneisschollen auf und leiten zum Rhodopekristallin über (Abb. 10).

Ein mächtiger, im NW—SO-Streichen über 20 km anhaltender Amphibolit verläuft als Leitband der Kristallinserie entlang des mittleren Lepenaclaufes, von der Straße Skoplje—Kačanik wiederholt angeschnitten; an Störungsflächen mit eingequetschten Schiefen und Pegmatiten ist Auftreten von Flinzgraphit bemerkenswert.

Leider war es mir nicht mehr gegönnt, die lang geplante Profilverquerung des Karadagh (Skopljaska Crna gora) von Kačanik nach Lojane in die Tat umzusetzen. LUKOVIČ [100] bringt für einen Teil dieses Gebietes eine Kartendarstellung; bei anhaltender Schuppentektonik sind nicht nur Velesserie, Kreide und Serpentin, sondern auch noch Kristallinstreifen vertreten, bis nordöstlich Lojane der geschlossene Schild des Rhodopekristallins erreicht wird. Fazielle Unterschiede zwischen diesem Teil des Rhodopekristallins und dem pelagonischen Massiv scheinen gleichwohl zu bestehen. Hier im nordwestlichen Abschnitt ist das Rhodopekristallin petrographisch einförmig gebaut, glimmerreiche schuppige Paragneise und Glimmerschiefer stehen in häufigem Wechsel mit dunklen, Hornblende führenden Kristallinschiefern, z. B. bei Slišane, Mačkatica; Marmor einschaltungen sind spärlich; stark schichtiger Gesteinswechsel erliegt, tektonisch beansprucht, auch stärkerem Faltenbau, um so mehr als alte versteifende Granite oder Orthogneise in diesen Bereichen zurücktreten.

Dem kurzen Eingehen in Fragen der Gesamtgeologie Innermazedoniens, soweit dieselben noch in loser Beziehung zum Ophiolithproblem stehen, folgt nun die nähere Kennzeichnung der eigentlichen Velesserie im Rahmen der Lagerungsverhältnisse von Raduscha- und Jezerina-Serpentin, wobei einige Einzelprofile aus den Bereichen der Serpentinkontakte aufgezeigt werden.

Die Velesserie bestreitet den Verband des Raduscha-Jezerina-Serpentins nach unten, d. h. gibt sein Liegend ab, wahrscheinlich aber auch das ursprüngliche Hangend — soweit nicht transgressive postophiolithische Kreidegesteine das Hangend beherrschen. Nur sind die Hangendverhältnisse des Serpentins zur Velesserie infolge starker Störungen meist unklar und unsicher deutbar.

Raduscha-Serpentinmasse. Entlang des Vardartales bei Raduscha und in den Seitentälern ist in die Grenzzone Velesserie-Serpentin gut Einblick zu gewinnen, auch Unterbaustollen der Chrombergbaue haben sie mehrfach durchschnitten. Der Kontakt selbst ist zweifellos beträchtliche Bewegungsbahn, wie schon in meinen Arbeiten 1931 und 1937 dargelegt wurde.

Vom Vardartal Station Orašje zur gleichnamigen Chromerzgrube: Über Schedenkalk folgen phylitischer Schiefer mit eingeschalteten dünnen und auch mäch-

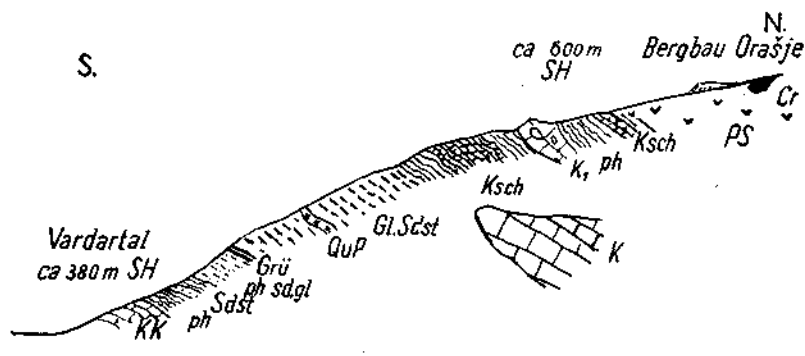


Abb. 5. Profil Vardartal zum Bergbau Orašje.

KK, K = kristalline Kalke, massig, druckstreifig, Ksch = rötliche Kalkschiefer, ph = Phyllite, sd, gl = sandig, glimmerig, SdSt = Sdst., Gl.SdSt = gneisähnliche Glimmersandsteine, QuP = Quarzporphyr mit Tremolitschiefer in Nachbarschaft, Grü = Grünschiefer, K₁ = kristalliner Kalk mit Resten von grauem, fast dichtem dolomitischem Kalk; sämtl. Gesteine der Velesserie. — PS = Peridotitserpentinit.

tigeren Kalkbänken und Kalkschollen, z. T. in primärer Wechsellagerung, z. T. tektonisch etwas ausgewalzt. Dazwischen tufige Diabaslagen, ferner ein mächtigerer Zug eines gneisartigen festen Arkosesandsteinschiefers mit Feldspat und großen Muskowitschuppen locker und unregelmäßig gestreut auf den Schichtflächen. In den Phylliten ein kleines Vorkommen von Kiesel-manganerz. Verbreitet braune Manganflecken ganz allgemein auf den schmutzig-gelblichen, phyllitisch-serizitischen Schiefern.

Die Serpentinauflage erfolgt unter Anzeichen beträchtlicher Bewegungsvorgänge diskordant über Kalk- und Schieferbänder (siehe Abb. 2 in [6]).

Profilquerschnitt Suha reka-Tal bei Stankovac: Chloritpidotschiefer in den Phylliten der Velesserie. Phyllit z. T. ausgequetscht, Kalk rückt unmittelbar an Serpentin.

Profil bei Oberraduscha (Gorne Raduscha): Vereinzelt große Rollblöcke von metamorphem Quarzporphyr, aus der Velesserie stammend, anstehend noch nicht gefunden.

Alter Tagbau Gorne Raduscha: in quarzlagenreichen, phyllitischen Schiefern einzelne Grünschiefer; vor dem Serpentincontact Spuren eines amphibolitischen Gesteins; von Dr. v. GRANCY 1944 aufgefunden eine kleine Scholle hellen, Muskowit führenden Paragneises am Serpentincontact, in gleicher Lagerung, wie ich solche dünne Gneisschollen in der Velesserie vom Serpentincontact, bzw. zwischen Amphibolit und Serpentin des oberen Lepenactales beschrieben [66] und zu deuten versucht habe.

Velesserie bei Kysela voda (Derbentschlucht nach KOSSMAT): Einschaltung von Diabasen und kieselligen Kalken in die Schiefer zwischen Serpentin und Schedenkalk; schieferige Kalke mit Roteisenknollen.



Abb. 6. Serpentin-Unterlage im Suha reka-Tal West Raduscha.

KK = kristalline striemige Kalke, sph = Serizitphyllit, grü = Grünschiefer, sph = sandige Phyllite, Chlph = Chloritph., A = chloritisierte Amphibolite, PyP = Pyroxen-peridotit, D = Dunitzone der Erzplatten von Stankovac, Stö = Störung.

Jaschine: Hier sind die Lagerungsverhältnisse am Serpentincontact stark gestört, so daß Feststellung ob Liegendcontact oder z. T. doch auch verstellter Hangendcontact vorliegt, nicht leicht zu entscheiden ist.

Bei Gorance: In der hangenden Grenzzone des Serpentin schiebt sich ein Amphibolitgestein ein.

Serpentinmassen im oberen Lepenactal. Hier sind bereits reichlicher Kieselchiefer und Hornsteinmassen den Phylliten und kristallinen Kalken im Umkreis der Serpentine zugesellt. Auch Diabase sind häufiger,

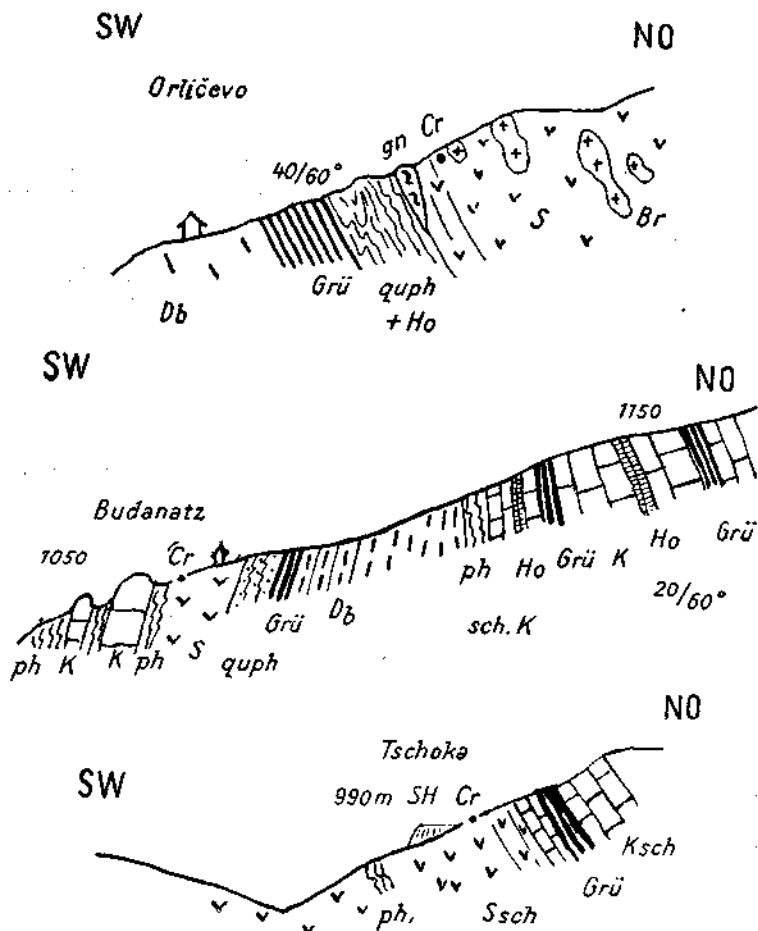


Abb. 7. Grenzprofile an der Serpentinsscholle Livad-Budanatz bei Strpee, Oberes Lepenactal.

Oben: Serpentincontact nächst Orličevo.

Mitte: Verband des Serpentin bei der Chromitgrube Budanatz.

Unten: Kontakt am Ostende der Serpentinsscholle bei Tschoka.

S = Peridotitserpentin, Ssch = schiefr. S., Br = Bronzilit, ph = Phyllit, qph = Serizitphyllit, qph = Quarzphyllit; Grün = Grünschiefer, Db = Diabas, Ho = Hornsteinmassen und Kieselchiefer. — K = kristalline bis halbkristalline Kalke, Ksch. = (rote) Kalkschiefer, gn = grobshupp. Gneis, Cr = Chromit.

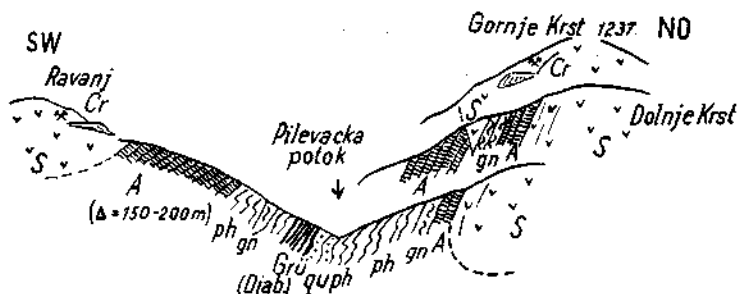


Abb. 8. Querschnitte durch das Tal des Pilevačka potok bei Bresica (Oberes Lepenac).

S = Peridotitserpentin, A = Amphibolit, gn = grobschuppiger heller Gneis, ph = phyll. Schiefer, quph = quarzlagenreiche phyllitische Schiefer, Grü = Grünschiefer, Diabase.

ebenso sandige Phyllite, weniger Sandstein und Quarzite, hingegen reichlich Quarzmassen, auch lagerartig in den Kalken, sowie kieselige Kalke, auch bänderige und tonflaserige Kalke. Im großen und ganzen doch eine Diabas-Sandstein-Hornsteinserie, etwas mehr phyllitisch metamorph, mehr tonig als sandig denn in Bosnien. In einem Seitental oberhalb Strpce, das gegen den Serpentin von Ravanj zuläuft, ist die Beteiligung von Quarzphyllit größer, auch eine Zunahme der Kristallinität der Schiefer unverkennbar. Die Gneisspäne zwischen Grenzamphibolit und Serpentin oder auch zwischen Gestein der Velesserie und Grenzamphibolit wurden bereits erwähnt; es handelt sich um schmale, doch erstaunlich anhaltend auftretende Schuppen von grobfaserigem, muskowitzreichem Gneis.

Die breite Entfaltung der phyllitischen Gesteine am orographisch linken Lepenacufer zwischen Strpce und Brod (Abb. 9) ist z. T. flacher Lagerung zuzuschreiben. An der Kalkgrenze im Dorfe Brevca gegenüber Strpce metamorpher Quarzporphyr. Chlorit-epidotschiefer vereinzelt. Die rötlichen massigen Kalke, vom Ljubotengipfel herabziehend

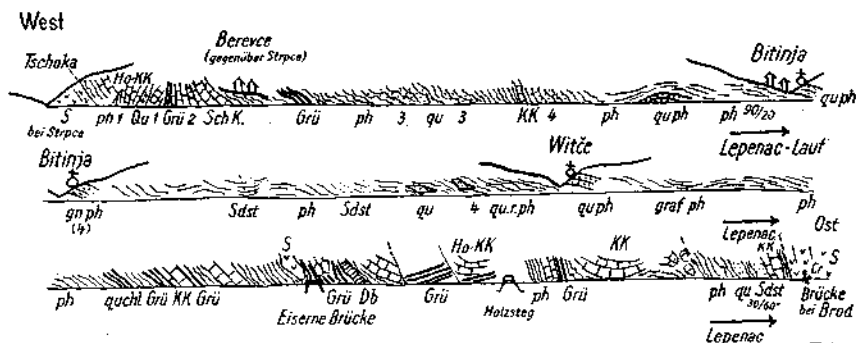


Abb. 9. Gesteinsserie entlang des linken nördlichen Ufers des Oberen Lepenac zwischen Strpce und Brod.

S = Serpentin, ph = phyllitische Schiefer, z. T. sandig, Grü = Grünschiefer, Db = Diabas, quph = Quarzphyllit, Qu = Quarzporphyr, quchl = Quarz-Chloritschiefer, qu. r. ph = quarzreiche Phyllite, graf. = grafitisch, qu = Quarzlagen und -gänge; KK = kristalline Kalke, Ho-KK = Hornsteinkalke, Sch. K = Kalke von Schedentyp, 1 = rötl. kieselreiche Kalke mit Tonfasern, 2 = dunkle Kalke, 3 = gneisähnlicher Arkosesandstein (ähnlich Orašje-Sandstein) und quph, 4 = kieselreiche rostige Schiefer.

und zum Schedenkalk gehörig, am Wege zum Bergbau Ninika enthalten fragliche Orthoceren Spuren. Die Phyllite, welche den Dunitstock von Ninika einschließen, führen vereinzelt Granaten.

Das Profil vom Ljubotengipfel, Sh. 2510 m, nach O gegen Kačanik, ist bemerkenswert durch das Auftreten von gebänderten Kieselkalken, wie sie ähnlich im Profil bei Godene westlich Priština in Berührung mit Verrucano, bzw. unter fraglichen Verrucano, angetroffen werden.

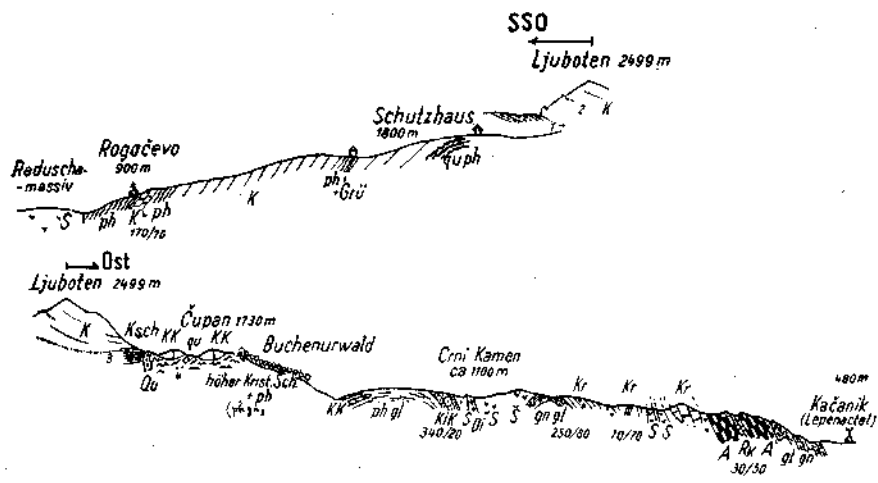


Abb. 10. Profile über den Ljuboten in der Schar planina bei Skopje (Mazedonien).

gn, gl = Gneis u. Glimmerschiefer, z. T. stark gefaltet, A = Amphibolit der Kristallinserie, Rk = Kalkrelikt in Amphibolit, quph = Quarzphyllit, phgn = phyllitische Gneise, qu = Quarzit, Grü = Grünschiefer, K = kristalline Kalke, meist hell, druckstreifig, Ksch = schiefr. Kalk, KK = hochkristalline Kalke, Qu = Quarzgang, KiK = Kieselkalk, S = Serpentin, Di = Diorit, Gabbro; Kr = Kalke, Mergel, Konglomerate der Kreide. 1 = dunkle, dichte Tonschiefer und quarzr. chlor. Schiefer, 2 = Grünschiefer-einlage im Kalk, 3 = Gneise u. Grünschiefer, 4 = dunkle knotige Schiefer und Feldspat — führende Chloritschiefer.

Hinsichtlich primärer Lagerungsverhältnisse bieten allerdings die Abschnitte am NO-Rand der Serpentinmassen Raduscha-Jezerina, dort ergriffen von den intensivsten Schuppenstörungen der Vardarzone, wenig gute Anhaltspunkte.

Hangendverband der Serpentine Raduscha-Jezerina. Im Raduscha-Massiv liegt die transgressive Oberkreide als Hangendkappe über dem Serpentinmassiv, soweit nicht, wie z. T. bei Jaschine und Gorance, auch noch die Velesserie als ursprüngliches Hangend-Hüllgestein, wenn auch in stark gestörter Lagerung, anzunehmen ist.

Die Oberkreidetransgression über Serpentin und Velesserie zeigt im Bereiche Raduscha-Krvnik klassische Aufschlüsse, beginnend mit Basiskonglomerat und fallweise auch Feoolithhorizont, Hippuritkalke, z. B. bei Kučkovo, weiter im Hangend Kalke und flyschartige Mergelschiefer, sandige, auch konglomeratische brecciöse Kalke mit eingestreutem Kiesel sowie Sandstein und Konglomeratbänke. — Erste Angaben über den paläontologischen Inhalt finden sich bei KOSSMAT [10], B. MILOVANOVIĆ hat sich den Rudisten dieser Örtlichkeiten zugewendet. KOSSMAT schließt aus der Fauna von Sivilari, Ost-Krvnik, auf Untersanton-Gosau.

Ein bemerkenswerter Fund von zähem Asphalt in Spalten des Serpentin zunächst Kreidekalk zwischen Gorancebach und Kodlinska reka dürfte auf Rückinfiltration

aus bituminösen Lagen des Kreidekalkes zurückzuführen sein. (Ein ähnlicher Fall: Asphalt in Serpentin nächst Kreidekalk wurde mir bei Kotraže nächst Raška im Ibartal gezeigt.)

Im Gebiete des oberen Lepenactales sind die Hangendkontakte der Serpentine fast durchgehends tektonischer Art und sagen über die ursprünglichen Verbandsverhältnisse des Serpentin nichts aus. Die Gruppe von Serpentinshollen um die Örtlichkeit Brescoica, das sind Jezerina-Ostrovica, Ravanj, Porca, Krst, Schaldare, Ninika u. a. ist mit der Velesserie als Verbandsgestein verschuppt, erst bei Brod, im Bereich der stärksten Schuppung der Vardarzone, tritt auch Oberkreide mit Serpentin in tektonischen Schuppenverband.

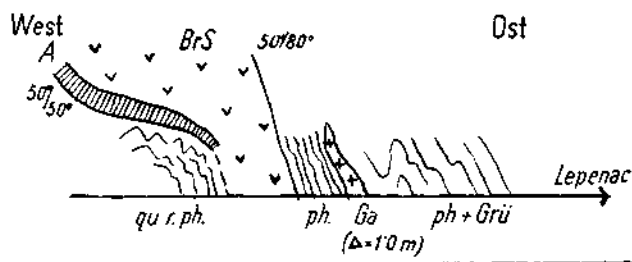


Abb. 11. Endigen der Serpentinsholle von Krst unter der Talsohle des Lepenac.

BrS = Bronzitserpentin, *A* = Granatamphibolit, *G* = Gabbrogang, *qu. r. ph.* = quarzreiche Phyllite, *ph + Grü* = phyllitische Schiefer, Serizitphyllite, Chloritphyllite und Grünschiefer.

Die Formationen jünger als Oberkreide im Bereich des Raduschaserpentin und des ihm benachbarten Skopljer Beckens sind oligozäne Meeresbildungen, verlandende miozäne Beckenverschüttungen und die jungen Schotterbildungen und Lehmterrassen.

Das Oligozän, tonig sandige und mergelige Schichten, diskordant mit Basisgeröllhorizont über Serpentin, begrenzt das Raduschamassiv im SO. Steile Aufrichtung, Störungen und Rütterzonen im Oligozän sind einer jüngeren Phase des tektonischen Einbruches vom Skopljer Becken zuzuschreiben. F. KOSSMAT [10] und K. GRIPP [52] haben die Fauna der Oligozänschichten bei Vintí am N-Rand des Skopljer Beckens, die auch dort steilaufrichtet sind, beschrieben.

An der voroligozänen Bildungsphase des Skopljer Beckens mögen noch Krustenverbiegungen großen Stiles beteiligt gewesen sein, die dem

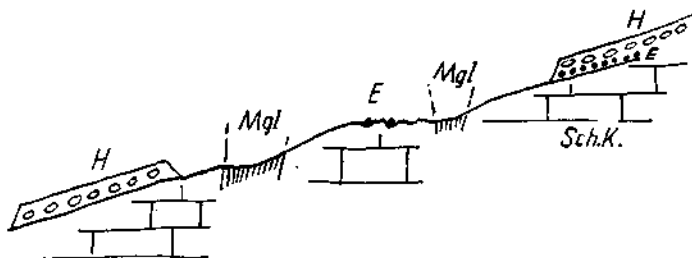


Abb. 12. Hang des Schedenberges beim Dorfe Kopanica (Vardareintritt ins Skopljebecken).

Sch.K. = Schedenkalk, *Mgl.* = eingeschuppte oligozäne Mergel, *H* = verhärteter alter Blockschuttkegel über Altfläche, *E* = Bohmerz.

Vordringen des Oligozänmeeres den Weg vorzeichneten. Die Hauptphase der Bildung des Beckens, sein heutiges Antlitz bestimmend, ereignete sich nach dem Rückzug des Oligozänmeeres als Abschluß eines Gebirgsbildungsvorganges und war wohl als reines Bruchphänomen wirksam.

Eine prämiozäne Landverwitterung brachte am Rande der Kalkbuckellandschaft des Scheden zum Tertiär, bei Rasce am Vardar, kleine Eluvialagerstätten von Bohnerz und Manganerzorkommen in Kalkschlote versenkt zustande. Die ins Becken mündenden Flüsse schnitten tiefer ein als heute. Der Treskafluß überwindet bei seinem Eintritt in die Ebene den letzten Gebirgsrücken in schluchtartigem Tal; 20 m unter seiner heutigen aufgeschütteten Sohle — an der Staumauerstelle — ist der feste Grund noch nicht erreicht.

Dem Beckeneinbruch folgte die miozäne Verschüttung von Tal und Becken. — Einen gewaltigen Deltaschuttkegel mit schräggeneigten kreuzgeschichteten Schottern und Sanden baute ein alter Vardarlauf in das Becken von Skoplje hinein, dort wo heute der junge Vardarlauf, aus der Gebirgsschlucht von Raduscha kommend, in die Ebene austritt.

Als erster ist v. NOPCSA [232] dem alten Vardarlauf auf die Spur gekommen, er fand Schotter auf der niederen Bergschwelle östlich Tetovo, die das Tetovoer Becken vom Skopljer Becken trennt. Näher zu Skoplje nimmt rasch die Korngröße der wasserbewegten Schuttmassen ab, in Nähe der Stadt sind tonige und sandige Schichten vorherrschend, mäßig geneigt, fast flach, sie haben in den Aufschlüssen am Fuße des Festungsberges von Skoplje eine reiche limnische Fauna als auch eine Flora geliefert, die für Miozän bestimmend sind (KOSSMAT, BURGERSTEIN, GRIPP). Westlich Skoplje, am Beckensüdrand zwischen Skoplje und Henriëvo sowie am Beckenwestrand bei Svilari sind lignitische Kohlenflöze bekannt. Jenes bei Svilari findet bereits bei KOSSMAT [10] Erwähnung. Nächst Henriëvo ist der Lignitbergbau Neresi auch heute noch zeitweilig in Betrieb. Das Miozän zeigt hier wellige Verbiegungen gegenüber ruhiger, fast ungestörter Lagerung im Beckeninnern; das Flöz ist nahe 1.0 m mächtig, mit kleinen Zwischenmitteln.

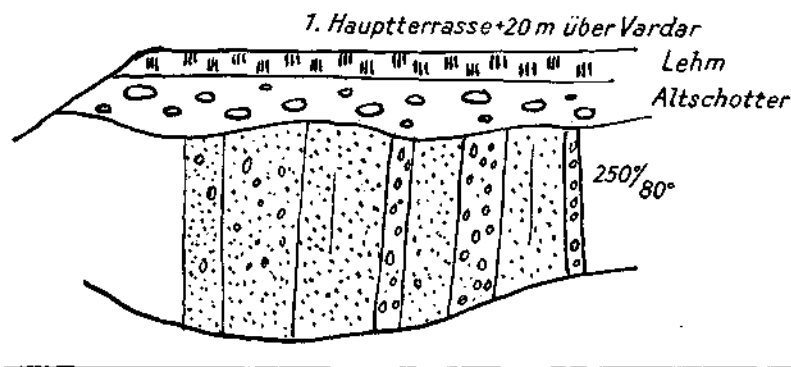


Abb. 13. Steilgestelltes Tertiär (Miozän) am NO-Rand des Vodno bei Skoplje.

Aufgerichtete, z. T. etwas kreuzgeschichtete Sande, tonige Sande und sandige Konglomerate des Kohlenmiozän (nach 250° fallend).

Zu den jüngsten Tertiärbildungen gehören die Kalktuffplatten, die beispielsweise am Beckenrand bei Svilari als dünne löcherige, 1–2 m starke Schicht, dort in der Fortsetzung der letztlich pliozänen — nach KOSSMAT genauer levantinischen — Einebnung des Raduscha massivs über die miozänen Ablagerungen hinweggreifend. KOSSMAT erwähnt diese Kalktuffe auch vom N der Treskaschlucht u. a. O., z. T. sind sie auch in das Neogen eingeschaltet. Die scharfen ebenen Schichtkonturen dieser

harten Kalktuffhorizonte sowie der blockige Zerfall derselben sind im Landschaftsbild bezeichnend.

Auf Altflächen, Quartärablagerungen usw. soll hier nur in einigen Punkten Bezug genommen werden, soweit diese Phänomene das Bild der Serpentinlandschaft, im besonderen jener von Raduscha, mitbestimmen.

J. CVIJIC [33] und K. OESTREICH [116] haben schon vor Jahren morphologische Studien in Mazedonien eröffnet. Eine Fülle morphologischer Phänomene drängen sich im Skopljer Becken dem Beschauer auf und harren noch ihrer ins einzelne gehenden Bearbeitung und Lösung.

Entlang des südwestlichen Randgebietes vom Raduscha-Serpentinmassiv durchschneidet der Vardar in junger Talschlucht das Gebirge. Jugendliche Talformen sind in alte Talreste eingeschnitten. Die Talgeschichte des Vardar ist mehrphasig. Der Abfluß des verkarsteten Schedengebirges zum Vardar erfolgt größtenteils unterirdisch, die Talrinnen streben aus Gipfelhöhe in steilen, fast geradlinig verlaufenden Geländefalten, 1000 m Höhenunterschied überwindend, zum Haupttal nieder (Abb. 2); auch darin dürften die Folgen einer raschen, tektonisch unterstützten jungen Talbildung erblickt werden. Auch für die Vorberge der Jakupica im Gebiete des Treskaausganges zum Skopljer Becken gilt ähnliches: in den, letzterem zugewandten Steilabfällen folgen die Abflußfurchen eng aufeinander, von der Falllinie wenig abweichend; der geradlinige Verlauf des Gebirgsfußes selbst entspricht hier einer O—W gerichteten Beckenrandstörung.

Der Vardarlauf bei Raduscha durchschneidet einen jüngsten tertiären oder wahrscheinlicher diluvialen Kalkblockschuttkegel; dieser wurde von einem, aus dem N-Abfall des Schedengebirges (1300 m) herabkommenden Blockschuttstrome abgelagert, der sich quer über die ganze Talfurche ausbreitete und am gegenüberliegenden Serpentinhang mit Niveauhöhe etwa 40 m über gegenwärtigem Flußniveau als Plateauterrasse vererbte (siehe auch Abb. 22). Die Kalkschuttmassen, Grob- und Kleinschutt vermengt, mäßig durch Kalklösungen verkittet, liegen auf einer wechselnd starken Schicht ziemlich stark zersetzter Serpentinergölle, einer alten Schotterflur zugehörig, die nach oben mit einer dünnen roten, lateritischen Landverwitterungskruste abgeschlossen ist. Die Talweitung von Raduscha, die Bildung des mächtigen Blockschuttkegels daselbst, der tektonisch geförderte Steilabfall des südlichen Vardarhanges talab Raduscha — eine beträchtliche Störung mit eingezwängtem Tertiär und Mineralwasseraufstieg greift bei Kysela voda aus dem Skopljer Beckenrand in das Vardartal ein — sowie die Einzelheiten der Talmorphologie legen nahe, bei Raduscha das zuletzt bewältigte Schlußstück der epigeneitischen Talbildung des Vardar bzw. die einstige Talwasserscheide zwischen Tetovoer und Skopljer Becken zu erblicken (Photoabb. 1, 2).

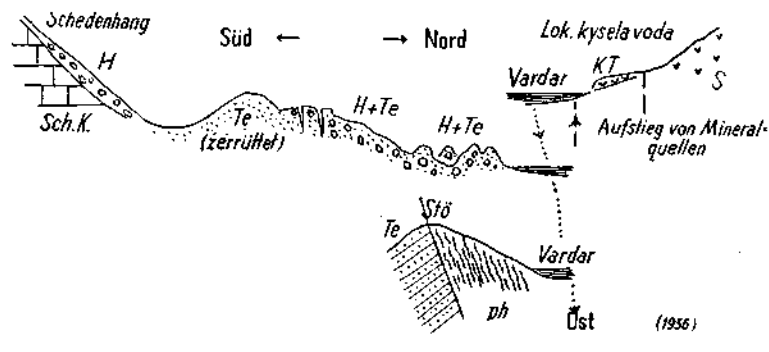


Abb. 14. Rechtes (S-Ufer): des Vardar am Ausgang des Flußtales in die Skopljer Ebene. Junge Einsturzbewegungen in Beziehung zu Störungen und vermutlich auch zu Karsthöhlen.

Sch.K. = Schedenkalk, ph = Phyllite, S = Peridotit, Te = tertiäre Sande, H = Kalkschutthalde, H+Te: im Abgleiten befindliche Masse von Kalkschutt und Tertiär vermengt. KT = rezenter Kalktuff.

Ein alter verlehmtter Blockschuttstrom, vom Scharabfall bei Vratnica kommend, hat den W-Rand des Raduschaserpentins gegenüber seine Hüllgesteine verkleistert und ist noch von einer jungen Verebnung erfaßt worden, sein Alter dürfte jenem des Raduscha-Blockschutts nahestehen.

Über das Serpentinmassiv von Raduscha ist in Sh. 650—800 m eine weiträumige wellige Verebnung gehreitet, die noch Hochtäler und lokale Becken birgt und über Serpentin und seine älteren und jüngeren Hüllgesteine gleichermaßen hinweggreift. Im westlichen N-Abschnitt lehnt sich diese Hochfläche an die Steilhänge des Schargebirges an, das in Sh. 1000—1200 m als langanhaltende dörferbestandene Terrassenstufe die Kerbe eines noch älteren Beckenerosionsstandes trägt; im SO greift sie auf die Miozänschichten über. Es handelt sich jedenfalls um eine pliozäne Altfläche, mit Resten von Hornsteinschutt, Roterde usw. einer alten Serpentinverwitterung da und dort ausgefüllt, in der Hauptsache aber durch jungen Abtrag ausgeräumt. Bezeichnenderweise sind an diese Altfläche auch vereinzelt Magnesitgänge niveaugebunden. Wahrscheinlich sind auch noch miozäne Flächenelemente in die pliozäne Altfläche vererbt worden. Ebenso ist ja für die Kalkbuckellandschaft des Scheden die stetige Fortentwicklung von präoligozänen, prämiozänen in jüngere Altflächen anzunehmen. Jüngste tektonische Verstellungen können die morphologischen Zusammenhänge im Skopljer Becken mitunter stören (Beobachtung von Terrassenschragstellungen usw.).

Die Nebenflüsse des Vardar bei Raduscha, vom Schargebirge kommend, durchziehen die Plateaulandschaft des Raduschaserpentins in steilen Schluchten, die beispielsweise im Tal des Gorancebaches ausgezeichneten Einblick in den magmatischen Lagerbau des basischen Massivs gewähren.

Von den jungen Anschwemmungen des Vardar reicht eine wenig ausgeprägte ältere Schotterterrasse, im Talaufstieg zum Bergbau Orašje gut ersichtlich, ungefähr in das Niveau der Kalkschutthochfläche von Raduscha, 30—40 m über dem heutigen Vardarlauf, dessen jüngste Schotterfläche um wenige Meter sein Niveau überragt.

Das obere Lepenactal bei Bresica, der Talstation der Chromerzbergbaue, Sh. 900 m erreichend, führt dort keine Tertiärablagerungen mehr. Zwar entsprechen die Serpentinmassen der Fortsetzung des Raduschaserpentins, doch sind sie in tektonisch höherer Lagerung verblieben, weniger tief zum zentralmazedonischen Skopljer Becken abgesenkt worden, sondern ragen noch zu Hochgebirgsgipfel auf, wie das Peridotithorn Ostroica, Sh. 2095 m. Zusammen mit dem N-Hang des Schargebirges waren auch die Peridotitberge teilweise eiszeitlich vergletschert und stehen heute im Zustande kräftiger Reliefbildung. Reste von Altflächen, die z. T. mit solchen des jungtertiären Niveaus des Amselfeldes, Sh. 500 m, dem Alter nach übereinstimmen dürften, machen die Talweitungen bei Bresica aus; auf einer solchen Altfläche westlich der Grube Ninika ist bezeichnenderweise eine hier ganz vereinzelt Magnesitführung bekannt.

Zur Tektonik der Serpentinmassen Raduscha und Oberes Lepenactal: Die Stellung der beiden Serpentinmassive in der Gesamttektonik Mazedoniens, insbesondere die Beziehung zur Vardarzone, sollen im allgemeinen Abschnitt über die Verbandsverhältnisse der Balkanserpentine und ihrer Tektonik betrachtet werden. Hier seien nur einige wesentliche Züge der Lokaltekonik aufgezeigt.

Das geologische Kartenbild des Raduschamassivs läßt zwei ungleich große und verschieden gebaute Abschnitte erkennen: ein großes geschlossenes Hauptmassiv ungefähr mit der Längsachse NW—SO bei einer Längserstreckung von 16 km und einer durchschnittlichen Breite von etwa 4 km; anschließend an den NO-Rand, der noch eine relativ ruhig gelagerte transgredierende Kreidekappe trägt, folgt eine tektonisch eng durchmischte Schuppenzone, wo Gneise, Amphibolite und Glimmerschiefer, Kreidekalke und -mergel mit Serpentin in mehr minder schmalen, dinarisch streichenden

Spänen sich abwechseln. Zum Unterschied von der unversehrten Massengesteinsstruktur des Peridotits im Hauptmassiv ist der Serpentin der Schuppenzone häufig stark durchschiefert, nicht selten, u. a. bei Puštenik asbestführend.

Im Innern des Hauptmassivs herrscht, abgesehen von der Unzahl der — im geologischen Sinne — kleinen Störungen und Klüfte relativ ruhiger Bau, die ursprünglichen Lagerungsbeziehungen, die Zusammenhänge der magmatisch gebildeten „Zonen“ blieben fast vollständig gewahrt. Nur wenige der verfolgten jüngeren Störungen lassen Verschiebungsbeträge von über 200—300 m erkennen, ein solcher Sprung ist die „große Bloča“ bei Orašje; andere Störungen, wie das System der Nadasprünge, gehören in das Gefolge der Beckenrandstörungen und zerteilen das Serpentinmassiv in nach O immer tiefer versenkte Abschnitte. Das Hauptmassiv im ganzen aber stand, wie schon 1937 gesagt wurde [6], gleichsam im tektonischen Schatten der südwestwärts drängenden Schubbewegungen, unter dem Schutze des vorspringenden Kristallinspornes der Schar und blieb so von der nachgosauischen engschuppigen Zerteilung bewahrt. Der vorgosauische Gebirgsbau hat wohl zuerst die Serpentinmasse über die Velesserie etwas hinweg bewegt, doch die Oberkreide übergreift Serpentin und Velesserie. Der innere Zusammenhang der basischen Masse, ihr magmatischer Schichten- oder Lagenbau, hat wenig gelitten, ja sogar das ursprüngliche Lot des Massivs, erkennbar vor allem aus der derbchromerzreichen Basiszone zutiefst, wurde fast ungestört beibehalten oder nur mäßig schräg gestellt. Ein ursprünglich etwa vorhanden gewesener Grenzamphibolit — ähnlich wie im oberen Lepenactal — in Spuren noch am Serpentinkontakt des Bergbaues Oberraduscha nachweisbar, scheint bei der südwestlich gerichteten Schubbewegung abgestreift worden zu sein. Das schon erwähnte, örtlich beschränkte Vorkommen eines kleinen Kristallinausbisses in Nähe der Amphibolitspur ist wohl ähnlich zu deuten, wie ich es von den eigenartigen Gneisspänen zwischen Grenzamphibolit und Peridotit im Jezerinabereich tat: als vom nahe benachbarten Kristallinuntergrunde aufgeschürfte Kristallinsplinter. Vielleicht ist gar nicht notwendig, etwa daraus für das ganze Massiv einen ursprünglichen Verband mit Kristallin anzunehmen; es wäre auch vorstellbar, daß der Kristallinverband dort bestand, wo eine örtliche Ausdünnung der Velesserie vorlag oder beides, Durchbruchverband durch Kristallin und Eindringen in die Velesserie örtlich zusammentrafen. Tatsächlich rückt die Velesserie am N-Rand des Scharkristallins knapp an den kristallinen Untergrund heran, die Trojaci-serie bleibt weiter südlich zurück.

Die Zerlegung der vorgosauischen Tektonik in jungen alpidinarischen und variszischen Anteil begegnet naturgemäß Schwierigkeiten. Zweifellos liegen im Bau des Scharkristallins auch ältere, paläozoische Gebirgsstrukturen, N—S gerichtete, auch solche mit O—W-Streichen vor; ähnliches gilt für den Gebirgsstock der Jakupica (TUČAN, MALACHOW l. c.), für den Vodno und die Treskavorberge; aus der Einzeltektonik der Serpentinmasse sind solche Anhaltspunkte in der Regel unsicher zu gewinnen.

Die reichlichen Störungen und Kluftbildungen im kleinen zeichnen wohl alle balkanischen Serpentinmassive aus und sind auch im Raduschaserpentin häufig. War ich noch 1931 [63] der Meinung, ein beträchtlicher Anteil dieser Klüfte müsse auf die Volumenvermehrung bei der Serpentinisierung zurückzuführen sein, so hat inzwischen die

Erkenntnis vom inneren Lagerbau der Raduschaserpentinmasse belehrt, daß bei der Kluftbildung der Volumsvermehrung keine ins Gewicht fallende Rolle zukommen kann. Der Serpentinisierungsvorgang ist im allgemeinen eine reine Pseudomorphose bei Volumkonstanz, also wenn notwendig unter Stoffabfuhr vor sich gegangen. Nur so ist verständlich, daß der magmatische Schichtenbau, aus übereinander getürmten Lagen dunitischer und pyroxenperidotitischer hochserpentinisierter und minderserpentinisierter Gesteine bestehend, mit ruhigen ungestörten Grenzflächen erhalten bleiben konnte.

Das Vorhandensein sehr junger Bewegungsspuren im Vardarraum ist durch Aufschlüsse von solchen Störungen mehrfach zu belegen (z. B. Abb. 15). Die Beobachtung einer kleinen, kaum m-Schubweite übertragenden Überschiebung in einer Schotterlage, Serpentin aufruhend, im Tagbautrichter von Nada bei Raduscha ist durch Dr. v. GRANCY gemacht worden. Vermutlich ist diese Schotterlage zugehörig zu den Basisschottern des vorerwähnten Kalkblockschuttkegels, könnte demnach immerhin jungpliozänes bis altdiluviales Alter haben. Die Kalkblockschuttlage selbst, über die Schotter gebreitet und am Steilrand des Tales der Gorance reka ausgezeichnet erschlossen, ist allerdings von keinen sicher erkennbaren Störungen durchsetzt. Verwunderlich sind junge Bewegungsspuren nicht, liegt ja der ganze Raduschabereich noch im seismischen Kraftfeld der Einbruchstörungen des Skopljer Beckens.

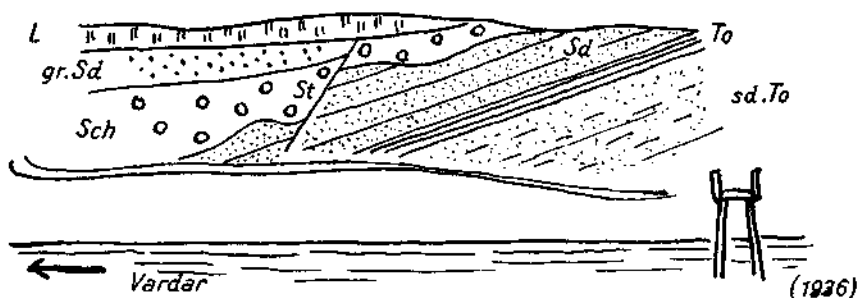


Abb. 15. Junge Schotterverstellung am rechten Vardaruferr unterhalb Holzsteg Rasce (Ost-Raduscha).

Tertiäre Sande (*Sd*), Tone (*To*) und sandige Tone (*sd. To*); überlagert von einer jungen Schotterterrasse (*Sch* = Schotter, *gr. Sd* = grobe Sande). *St* = Störung, *L* = Lehmbedeckung.

Jenseits des Kristallinspornes der Schar, in den Serpentinsschollen des oberen Lepenactales sind die tektonischen Grundzüge etwas anders gestaltet. Die Serpentinmassen, zwar in der Fortsetzung von Raduscha gelegen, haben ihren Zusammenhang nicht mehr so bewahrt, sondern sind von dem Aufpressungsdruck aus der Richtung der Vardarzone zu einem Schollenbau zerstückelt worden. Wie schon vorhin bemerkt, ist die Serpentinregion des oberen Lepenactales gegenüber dem Raduschamassiv weniger abgesunken, in der Höhenlage zurückgeblieben, ja teilweise sogar noch Hochgebirgsareal einnehmend und ist damit jugendlichem kräftigem Abtrag ausgesetzt. Die Erosion vermochte bis in die Unterlage der Serpentinmassen vorzukommen und einzelne Serpentinsschollen aus ihrer Kalk-Schiefer-Unterlage herauszuschneiden. Diese aus Peridotitserpentin

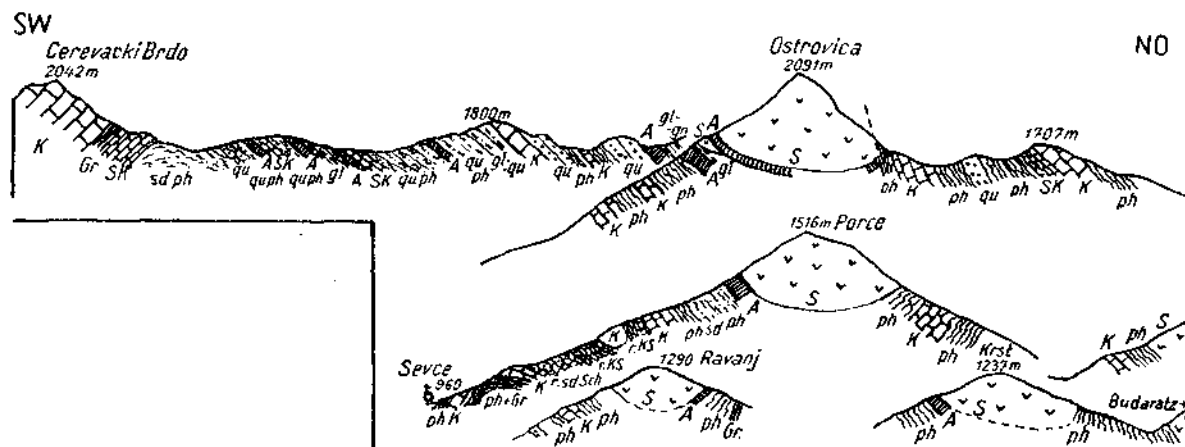


Abb. 16. Profile im Jezerinabereich, Ob. Lepenactal, Mazedonien (aus [66]).

ph = phyll. Schiefer, qu = Quarzit, sd = sandig, quph = quarzphyll. Gesteine, r. sd. Sch = rote sandige Schiefer, SK = schiefrige krist. Kalke, K = kristalline Kalke, Gr = Grünschiefer, gn-gl = Gneis bis Glimmerschiefer, A = Amphibolit, S = Peridotitserpentin.

gebaute Gipfelschollen sind nun nicht einfach die Reste der ursprünglich zusammenhängenden Peridotitdecke, sondern die Aufschlüsse in den Tälern zeigen, daß sich Störungen mit steiler Schieferaufrichtung dazwischen befinden, die Talbildung begünstigend. Profile aus diesem Raume habe ich 1934 [66] veröffentlicht, hier unter Abb. 16 gebracht.

Die Erscheinung der schmalen Lage von grobschuppigem Gneis zwischen Grenzamphibolit und Peridotit oder auch zwischen ersterem und der Kalk-Schiefer-Serie wurde im Bereich des oberen Lepenactlaufes weiter verfolgt und in fast regelmäßigem Auftreten angetroffen, so daß eine ursprüngliche Verknüpfung dieser Peridotitmassen mit dem in nächster Nachbarschaft anstehenden Kristallin in der Tat Wahrscheinlichkeit besitzt. Auch hier ist die Basis der Peridotitmassen als Zone lebhafter Bewegung gekennzeichnet.

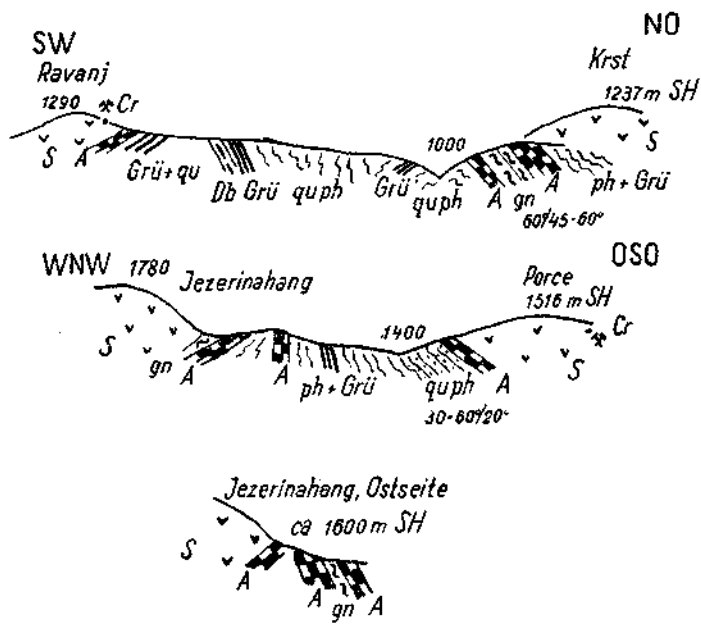


Abb. 17. Verbandsverhältnisse der Serpentinsschollen um Jezerina, Oberes Lepenactal.

S = Serpentin, A = Amphibolit, Granatamphibolit, gn = grobschuppiger Glimmerschiefer und Gneis, ph = Phyllit, quph = Quarzphyllit, Grü = Grünschiefer, Db = Diabas.

Der petrographische und Zonenaufbau: Das chromerzführende Serpentinmassiv von Raduscha weist einen großartigen magmatischen Lagenbau auf, petrographisch und seinen Chromlagerstättentypen nach gliederbar. In einem Sammelaußsatz 1937 [6] habe ich auf diese innere Zonengliederung aufmerksam gemacht. Seither haben sich die Beobachtungen vermehrt und verfeinert, Tatsachen und Erfahrungen des Lagenbaues haben auch vielfach ihre bergmännische Probe und Nutzenanwendung bestanden und ihre vergleichende Anwendung an anderen Peridotitgebieten des Balkans und Kleinasien brachte neue Fortschritte in die Erkenntnis

der Gesetzmäßigkeiten vom Innenbau dieser ultrabasischen Gesteinsmassen. Im zweiten allgemeinen Teil dieser Arbeit wird die Zonengliederung des Raduschaserpentins unter Abschnitt IV ausführlicher behandelt (Abb. 125 bis 127) und in vergleichende Schau gestellt zu Zonengliederungen anderer Peridotitmassive. Hier sollen nur die für die Kennzeichnung des Raduschamassivs und seiner Chromerzlagerstätten wesentlichen Züge an Hand des etwas vereinfachten Sammelquerschnittes Tafel IX (siehe 2. Teil) hervorgehoben werden.

Basiszone, einige 100 m mächtig, auch fehlend. Schichtenparallele Bankung tritt zurück. Die Pyroxenperidotitmassen und Dunitfelse grenzen unregelmäßig gegeneinander ab. In den Duniten liegen die für die Basiszone charakteristischen Derberzstöcke mit massig kristallinem Chromitderberz. Schlierenplatten untergeordnet. Z. T. reichliche Differentiation in Richtung pyroxenitischer Gesteine.

Gebankte Zone. Über der Basiszone zuerst eine mächtige (100—300 m) Lage gut gebankten Pyroxenperidotits, meist Harzburgit, erzfrei, Bankung sowohl schichtenparallel als auch, oft stärker ausgeprägt, mehr minder steil stehende Querbankung. Darüber Wechsel von Dunit und Pyroxenperidotit — Harzburgit (rhombischer Pyroxen und Olivin), auch Lherzolith (rhombischer und monokliner Pyroxen und Olivin), selten Wehrlit (monokliner Pyroxen und Olivin) — verschiedener Mächtigkeit. Lagen von Dunit z. T. hart, noch olivinreich, z. T. weicher und stärker serpentinisiert. Chromitlagerstätten auf die Dunite beschränkt, meist plattige Sprenkelerzschlieren, Schlierenplatten. Die Plattenebene der Erzkornreihen meistens parallel der steilstehenden Querbankung, Abkühlungsklüftung. In den Duniten teilweise schlierengangartige Pyroxenite, häufiger schichtenparallele Pyroxenitfladen; in ihnen anscheinend der ursprünglich verteilte Pyroxengehalt der Gesteinslage verdichtet.

Eine höhere hangendnahe Dunitzone ist durch größere Mächtigkeit und durch dichtere Streuung der plattigen Chromit-Lagerstätten ausgezeichnet — **Gorancezone**. Darüber folgen weitere sterile Pyroxenperidotitlagen.

Im Prinzip ist dieser magmatische Schichtenaufbau in allen Querprofilen des Raduschamassivs, von der Unterlage aufsteigend, in größerer

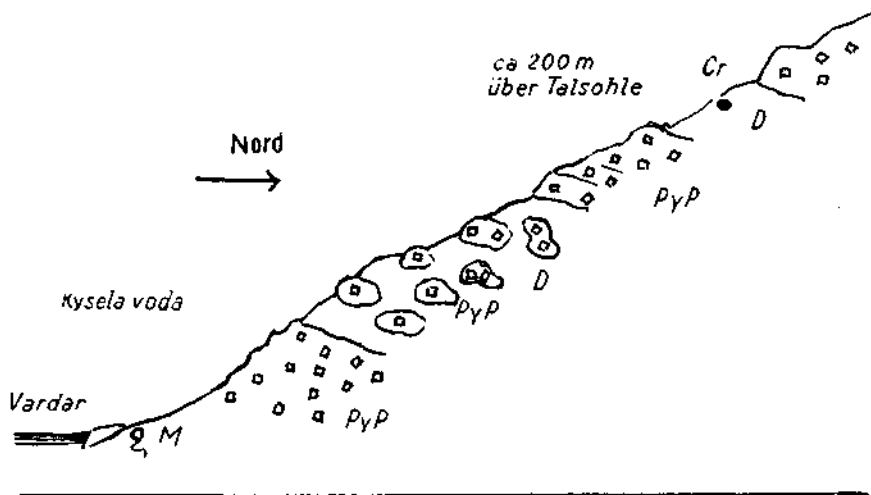


Abb. 18. Aufbau der „Gebankten Zone“ im Raduscha-Peridotitmassiv bei Kysela voda (Vardartal).

PyP = Pyroxenperidotit (Harzburgit), D = Dunit, Cr = Chromitschlieren, M = Mineralquelle (Kysela voda) mit Kalktuffkegel.

oder geringerer Deutlichkeit zu erkennen. Der magmatische Lagenbau fällt teils flach, teils bis 30 und 40° geneigt gegen N und NNO ein. Das allgemeine Absinken des Peridotitmassivs gegen O zum Skoplje Becken, durch bereits erwähnte Querstörungen verstärkt, bringt mit sich, daß die Basiszone östlich Raduscha in der Tiefe begraben ist und bei Kysela voda unmittelbar die gebankte Zone mit dem Wechsel von dunitischen und pyroxenperidotitischen Lagen in prachtvoller Wandflucht aus dem Vardartal aufsteigt.

Im Bereich von Raduscha ist die Basiszone durch Querstörungen etwas verstellt, sie birgt hier den großartigen Derberzstock der Lagerstätte Nada, die ausgebauten Erzstöcke von Gorne Raduscha und Raduscha reka; letzterer war ein lagerartiger Stock.

Westlich Raduscha ist die Basiszone nicht immer in guter Deutlichkeit erkennbar, bei Stankovac scheint sie zu fehlen, zumindest fehlen Derberzstöcke, nicht aber eine geschlossene Dunitmasse mit dichter Reihung von Sprenkelerzplatten, wie dies sonst erst höheren Dunitlagen eigen ist. Ob tatsächlich die Basiszone in sackartige Vertiefungen der Unterlage eingreift (Tafel IX) oder ob ihr Ausbleiben doch nur auf lokale tektonische Bedingungen zurückzuführen ist, muß noch offen bleiben. Bei Orašje, im Bereich der endgültigem Ausbau entgegengehenden Derberzlagerstätte, ist die Basiszone gegenüber einer geschlossenen Pyroxenperidotitschichte im Hangend klarer abgrenzbar.

Bei dem relativ geringfügigen petrographischen und damit auch nicht allzu großen morphologischen Verschiedenheiten der Gesteinslagen springt freilich dem wenig geübten Beschauer der Lagenbau nicht allsogleich in die Augen. Aber einmal mit dieser Beobachtungsrichtung vertraut, drängt sich dem erfahrenen Blick eindrucksvoll und mit unabweislicher Klarheit

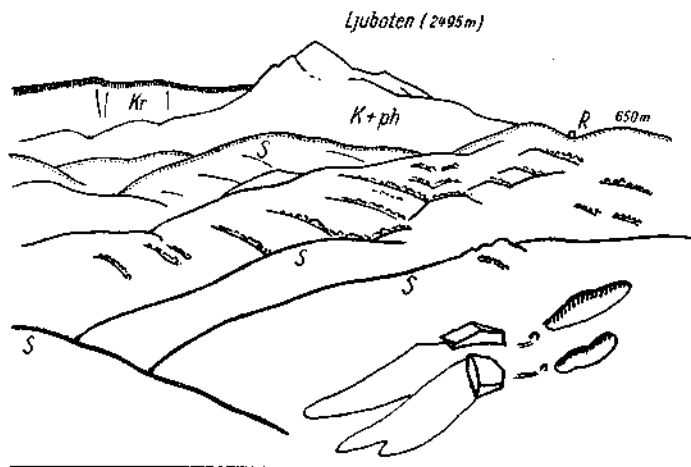


Abb. 19. Blick über die „Gebankte Zone“ des Raduschamassivs gegen Ljuboten (NW). Peridotitmassiv (S) bis zur punktierten Linie; vorne die Schürfe Raskop; magmatische Schichtung durch Buschreihen einprägsam angedeutet. — Kr = Kristallin des Schargebirgs, K+ph = krist. Kalke (Schedentyp) und Phyllitserie, R = Seilbahnüberführung Ravnište.

die Tatsache des magmatischen Schichtenbaues auf und erfüllt die allzu leicht für monoton erscheinende Serpentineologie mit neuer Belebung. Gewiß gelingt es nicht immer, die Zonen scharf abzugrenzen, wie etwa eine Grenze von Kalk zu Schiefer, aber auf Karten mit kleinerem Übersichtsmaßstab läßt sich nach einigen Profilbegehungen schon aus den Feinheiten der morphologischen Unterschiede, Bankung, Verwitterung usw. in befriedigendem Maße eine Abgrenzung vornehmen.

Neben peridotitischen und pyroxenitischen Gesteinen spielen andere Glieder der basischen Gesteinsreihe im Raduschamassiv eine geringe Rolle. Nicht allzu häufig durchschwärmen Gabbropegmatite in Form von schmalen Gangschlieren alle Zonen und sowohl dunitische als auch pyroxenperidotitische Lagen. Ein kleines Gabbromassiv befindet sich bereits außerhalb der geschlossenen Serpentinmasse, Ost Gorance beim Dorf Reschance, ein Aufschluß verquarzter gabbroider Gesteine bei Straža. Auch Amphibolit zeigt sich nicht häufig. Die Spuren von Grenzamphibolit bei Gorne Raduscha wurden bereits erwähnt. Amphibolitschollen in Serpentin, felsbildend, finden sich nachbarlich zum Gabbro von Reschance. Eine eigenartige, besonders lebhaft differenzierende der basischen Gesteine zeichnet die Nachbarschaft des Chrombergbaues Čašak südöstlich Raduscha aus. Hier finden sich auf kleinem Raum eine Reihe besonderer Felsbildungen der basischen Gesteinsreihe, in Form von Gangschlieren und Schollen, durch Eugenia GORSKY 1937 [49] in einer verdienstvollen Arbeit einer eingehenden petrographischen Untersuchung zugeführt.

Diese bunte lokale Differentiation umfaßt außer Dunit, Pyroxenperidotit (Harzburgit, Lherzolith, Wehrlit), Pyroxenit (Diallagit, Bronzinit) nach E. GORSKY noch folgende seltenere Gesteinsabarten: Ganganthophyllit, Hypersthen-Noritpegmatit, Malchit, Beerbachit, grobkörniger Gabbro und Gabbroporphyr, Zoisit-, bzw. Vesuvian-Estatit-Noritpegmatit, Orthoamphibolit, Erlan-Malakolithfels. Diese Differentiation, von Chromitausscheidungen begleitet, spielte sich merkwürdigerweise nicht in der Basiszone, sondern in einer oberen, hangendnahen Dunitzone ab, die etwa der Gorancezone entsprechen kann, und gerade dort, wo transgressive Oberkreide sie nach oben abschneidet. Diese Lagerungsverhältnisse, als auch die Tatsache, daß vielfach Metamorphose-Einwirkung — allerdings nicht dynamometamorpher, sondern solche hydrothermalen Art — bei den genannten Gesteinen in Erscheinung tritt, Saussuritisierung, Tremolitbildung, Neubildung von Vesuvian auf Klüften, von Zoisit, Prehnit usw., waren für E. GORSKY der Anlaß, magmatische Kontaktbeziehung zur Kreide oder zumindest die Auswirkung einer bedeutenden Störung zur Kreide in Anspruch zu nehmen. Nichts von alledem. Hier

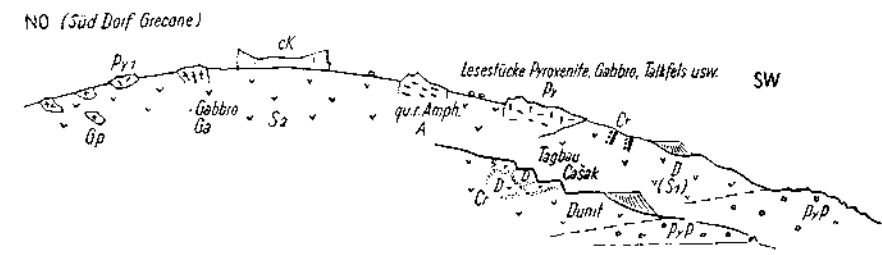


Abb. 20. Profil O-Seite Chromerzbergbau Čašak bei Raduscha.

PyP = Pyroxenperidotit (Harzburgit z. T.), S₁ = gelbbrauner dichter Dunitserpentin, S₂ = gefärbter Serpentin (wenig Pyroxen führend), Ga = Gabbro, Py = Pyroxenit (Py₁ = Riesenkornpyroxenit), Gp = Gabbropegmatit, A = quarz. Amphibolit, Cr = Chromerzföhrung, Dunitischollen D umfließend, — cK = Oberkreide-Kalk (einige m mächtig).

irrt E. GORSKY und ihr Angriff auf „wenig verlässliche Daten“ über die örtlichen geologischen Verhältnisse ist zurückzuweisen. Schon KOSSMAT'S Karte als auch meine geologische Detailkarte 1931 bringt über die Verhältnisse bei Časák ausreichende Klarheit, ich habe die Örtlichkeiten neuerlich überprüft und bringe hiezu eine Detailskizze. Der Dunit bildet innerhalb des ruhig gelagerten Schichtenbaues eine flach-nördlich-absinkende Gesteinslage, über Harzburgit gebreitet. Nach E. GORSKY befindet sich unter den Pyroxenperidotiten auch Wehrlit. Auf die Eigenart der Chromerzlagertstätten von Časák wird später zurückgekommen. Nähe zur pliozänen Altfläche bedingten gewisse Zersetzungserscheinungen des Serpentin; hiezu tritt die Wirkung jedenfalls tief nieder-setzender Kluftstörungen mit zirkulierenden Minerallösungen, Störungen, die aber nichts mit einer Großstörung gegenüber Kreide zu tun haben. Diesen Lösungs- und Absatzvorgängen sind die Mineralum- und -Neubildungen (Vesuvian, Diopsid, Prehnit usw. auf Kluften) zuzuschreiben. Auch Talkbildung ist bemerkenswert. Ein Teil der gesteins-erfassenden Metamorphosen, Sausseritisierung, Zoisitierung usw. dürfte noch autometamorphen Vorgängen anhängen. Auf keinen Fall sind Anzeichen regionaler Dynamometamorphose wahrzunehmen, sondern die Hauptmassen der Gesteine sind frisch, mechanisch unversehrt, dies gilt auch von Orthoamphibolit.

Auch die Peridotitmassen des oberen Lepenactales werden von Lagenbau beherrscht, wenngleich starke tektonische Zerstückelung und Schollenzerreißung die Zusammenhänge der ursprünglichen Zonen-gliederung nicht mehr so klar hervortreten lassen. Die reichliche Verbreitung von Dunitstöcken innerhalb Pyroxenperidotitmassen und die Nähe der Unterlage legen die Vermutung nahe, daß in der Hauptsache Basiszone vertreten sei. Der Innenbau des die Haupterzlagertstätten Jezerina bergenden Peridotitblockes von Jezerina-Ostrovica weicht allerdings vom

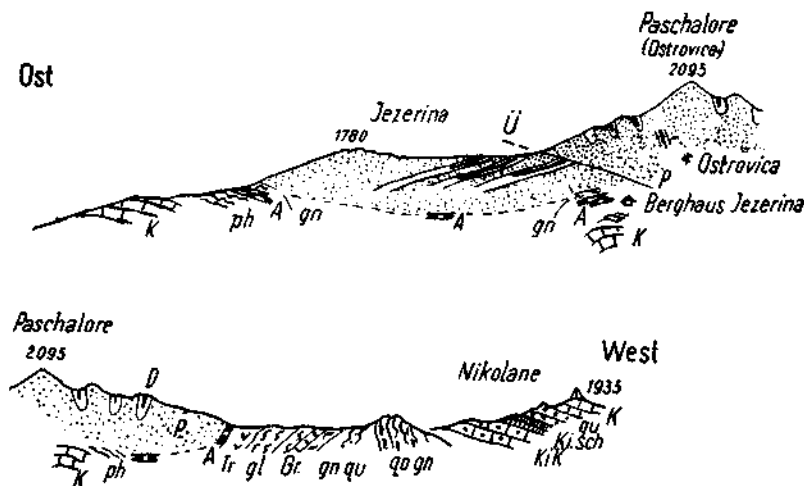


Abb. 21. Gesamtprofil über die Peridotitmasse Jezerina—Ostrovica (Oberes Lepenactal).

P = Peridotit, D = Dunit mit eingelagerten Chromitlagertstätten, Tr = Hornblende-serpentin, K = krist. Kalke, A = Amphibolit, ph = phyllitische Schiefer und Grünschiefer, qu = quarzitische Massen, Ki.sch, Ki.K = Kieselschiefer, Kieselkalke, gn, gl = Gneise und Glimmerschiefer, qugn = verquarzte Gneise, Gr = Granatfelsmassen mit Hornblende. — U = Aufschiebung.

Typus der Basiszone Raduscha ab: schmale langgestreckte Dunitlagen mit jeweils einem ebenfalls langgestreckten bänderig-plattigen Chromerzkörper, eingeschichtet in Pyroxenperidotitmassen, sind schräg gestellt zur nahen, wohl stark gestörten Peridotitunterfläche, welche durch Grenzamphibolit, z. T. Granat führend, auch Orthit führend, scharf ausgeprägt ist. Mit einer flachen, durch schiefrigen Serpentin gekennzeichneten Aufschiebung stößt der Peridotitkörper von Ostrovica an jenen von Jezerina; auch die erzführenden Duniteschollen im Pyroxenperidotit von Ostrovica bilden parallele, doch hier steilstehende Gesteinslinsen. Eher zeigen die Serpentine der Nachbarschaft, jene von Bresica, Livad, Krst, die etwas unregelmäßige Durchdringung von Peridotit und Dunit, wie dies aus der Basiszone von Raduscha beschrieben wurde.

Aus den Dünnschliffbefunden:

a) Raduscha:

Profil Raduscha-Ravnište: Dunit, teils in stark vorgeschrittener Serpentinisierung, meist jedoch mit noch beträchtlichen Olivinresten. Olivinreiche Dunitserpentine mit akzessorischem Chromit als Hartgesteinsfelse inmitten weicherer Serpentine mit geringem oder keinem Restbestand an Olivin. Serpentinisierungsgrad von Stockwerkshöhe unabhängig, jedoch zunehmend bei reichlicher eingestreuten Chromerzsplittern. Stets Maschenserpentin mit $c = a$. Olivin in grobkörniger Pflasterstruktur, unregelmäßig. Olivinreste teils klar mit hoher Doppelbrechung, teils unter Rückgang zuerst der Doppelbrechung (eisen ärmer werdend), dann der Lichtbrechung bis zur Bildung opaker Körner, meist farbig, gelbbraun. Villarsitfaser nicht oder selten zugegen. — Pyroxenperidotit ist, aus einer großen Zahl Schliffe nahezu statistisch erfaßt, Harzburgit. Nur in wenigen Schliffen neben rhombischen Pyroxen auch etwas monokliner. Serpentinisierungsgrad wechselnd; mitunter reichlich Olivinreste bei stark bastitisierten Pyroxenen, auch für eine lherzolitische Abart in der mittleren Zone trifft dies zu (Nr. 47). In ähnlichem Schliff (Nr. 48) Kluftantigoritgänge mit büschelig-rosettenartigem Grobantigorit, dazwischen Feinantigorit, bei völlig unbewegtem Gefüge! — Pyroxenite des gleichen Profils sind in der Hauptsache frische, nicht serpentinisierte Bronzite. Bei Ferizovo Trlo derbkristalliner oktaedrischer Chromit in Bronziten. — Chromit der Gesteine, korrodierte Einzelkristalle oder Kristallaggregate in allen Stockwerken, vielleicht aber doch am ausgeprägtesten in der Basiszone, wie u. a. ein Schliff abseits des Profils (Nr. 67, Orašje) anzeigt (Photoabb. 27).

Die Beobachtungen an Dünnschliffen des Profils Raduscha-Ravnište sind in anderen Profilschnitten zu wiederholen.

Čašak: Neben Harzburgit auch wehrlitischer Anteil; ein solcher auch, in ungefähr gleicher Stockwerkshöhe, bei Gornévoda, so daß vielleicht doch ein durchlaufender lherzolitischer Gesteinshorizont im Mittelabschnitt der Gebankten Zone besteht. Aber es ist E. GORSKY [49] zu entgegen, daß auch bei Čašak die wehrlitische Abspaltung völlig zurücktritt gegenüber dem auch dort vorherrschenden Harzburgit, die Unterlage der Chromitlagerstätten führenden Dunitzone bildend.

Orašje: Harzburgit (Nr. 20 u. a.); Nr. 22 Harzburgit, reichlich Olivinreste neben farbigen Maschenserpentin, rhombischer Pyroxen z. T. in tiefflaugrünen Bastit verwandelt, daneben vereinzelt unverändertes Korn von monoklinem Pyroxen. — Nr. 43 Dunit der Jankogalerie mit eingeschwemmtem Erz in den feinen Kanälen, opakes Ganggäader gelblich-grün mit Erz ist wohl gymnitische Substanz. — Pyroxenit (Nr. 21), bräunlicher faseriger rhombischer Pyroxen. — Diallagit der Jankogalerie (Nr. 25) $c/c = 43^\circ$. — Smaragditiert Pyroxenit (Nr. 28) mit Diallagresten; Smaragdit gebleicht, Chloritneubildung vortektonisch in bezug auf eine Störung, die mylonitisiert, Chromit zertrümmert und verschleift; Chromit durchscheinend braun mit opakem Rand. — Nr. 48 gleichfalls Smaragdit, in allen drei Achsen grün mit bräunlichen Kernen, Glimmersprossung am Erzkornrand, Chloritneubildung, korrodiert oktaedrischer Chromit mit Einschlüssen Smaragdit, Chlorit. — Sprenkelerz Chromit in Dunit (Nr. 49), annähernd idiomorphe Kriställchen bei Gegenwart von noch reichlich Restolivin, letzterer bereits schwach licht- und doppelbrechend, tiefbraun bis opak. — Leopardierz von Oberorajke (Nr. 53), opak in Dunitserpentin ohne Olivinreste, keine Chloritbildung an den Erzkorn Grenzen obwohl Bewegungsspuren.

Gorance: Belikamen, dichter grüner massiger Dunit-Serpentin (Nr. 16) ist Maschen-serpentin mit reichlich Olivinresten, einzelne Chrysotilgängen voll geschwemmt mit Eisenerzstaub. — Schlierenplatten = Sprenkelerz Belikamen (Nr. 52), Chromit mit nahe oktaedrischen Formen, doch stark korrodiert, zu fetzigen Kornformen führend; ebenso (Nr. 54), doch Erzkornreihen zu Kristallaggregaten verdichtet, Chromit fallweise schwach durchscheinend. — Ljuboten Ravnište (Nr. 55), Schlierenplatte, idiomorpher Chromit in Dunit, noch reichlich Olivin, grobes Olivinkornpflaster. — Magnesitgängen in Erz von Gorance mit Trockenrissen (Nr. 59); salbandparallel faserige Serpentinsubstanz, mitunter, chaledonartig sphärolithisch um Nebengesteinseinschlüsse, niedrige, immerhin etwas höhere Doppelbrechung als gewöhnlich Chrysotil; Magnesitfüllung gymnitisch, opak; Gangmitte wirrer Filz Antigorit $c = c$.

Kavir odjak: Strähniges Erz (Nr. 57, Photoabb. 29), annähernd idiomorphe Aggregate von Chromit, manchmal in locker gereihter Berührung nach Art von „chain structure“ (Sampson), in Dunitserpentin. — Negatives Leopardierz (Nr. 56) ähnlich dem vorigen. — Leopardierz mit zweiter Erzschele (Nr. 51), gerundete Erzkornaggregate, die Schale aus gelockerten Chromitkornaggregaten, ebenfalls Andeutung von chain structure; vereinzelt Aufsprossen von Hornblende Smaragdit $c/c = 14^\circ$. — Noritischer Gabbropegmatit (Nr. 13, Photoabb. 28), im Handstück augengneisartiges Gefüge, doch einem Gebiete ohne jegliche äußere Anzeichen von Dynamometamorphose entstammend; u. d. M. ausgezeichnet zweiphasige Bildung erkennbar, die Pseudoaugengneis-Struktur bewirkend: Grobkörnig sind Hypersthen (braunrot || a), wenig Diallag und frischer Plagioklas Labrador-Bytownit; nach dieser Phase findet feinkörnige Ausscheidung statt unter Bildung von Diallag und eines ungefähr gleichbasischen Plagioklasses. Hypersthen erscheint in der zweiten Phase nicht mehr, hingegen korrodiert das feinkörnige Gemenge die ältere Phase, die dunklen Bestandteile derselben zu Augen einengend und an seiner Grenze zu letzteren sich an Eisenerz entladend, damit wohl die Bildung des eisenreichen Hypersthens in zweiter Phase verhindernd. Die Pyroxen-Augen sind nach den Enden der Prismenrichtung ausgeschweift; ganz allgemein reichlich Fließstrukturen ersichtlich.

Čašak. Hierüber ausführliche Dünnschliffbefunde bei E. GORSKY [49]. — Beginn Unterfahrungsstellen pyroxenreicher Peridotit (Nr. 57), Harzburgit, basitisierter rhombischer Pyroxen reichlich. — Lherzolitisches Gestein (Nr. 59, 60), doch rhomb. Pyroxen überwiegt. — Talkisierter Olivinfels (Nr. 74) mit Resten Diallag. — Die übrigen Gesteinstypen siehe bei [49]: Noritpegmatit, Malchit, granodioritische Gesteine mit Anthophyllit und sekundärer Hornblende auf Spalten, Prehnitgabbro, Vesuvian-Enstatit-Noritpegmatit, diabasische Gesteine mit sek. Pyroxen, saussuritisiertem Orthoamphibolit, Erlanfels (bzw. Malakolithfels) als Ganggestein mit albitischem Feldspat; Vesuvian-Neubildungen auf Klüften usw.

Aus den Rahmengesteinen des Raduscha-Serpentins: Nr. 26, nahe Stat. Orašje, rechtes Vardauner, Schieferzwischenlage im Schedenkalk; metamorphes feinklastisches tuffiges (?) Sediment, Quarz, Muskowit und Plagioklas (Oligoklas-Andesin und saurer) in Grundmassefilz von Quarz, Serizit, Chlorit. Quarz und Feldspat in unrunder Formen. Glimmer, um Quarzkörner gebogen. Aufsprossen von blaugrüner und farbloser Hornblende und z. T. Hineinwachsen randlich in die Quarzkörner. Epidot in Körnerhaufen, Zoisit vereinzelt. Plagioklas z. T. klar, z. T. umgewandelt in Serizit, Epidot. Bestand einer etwas älteren glaukophanartigen blauen Hornblende ($c/c = 4-8^\circ$, $c =$ hellblau, $a, b =$ blaßgelbgrün), z. T. nur mehr im Kern erhalten, nach außen Aktinolith. Ilmenit, Titanit, Apatit. Ganz vereinzelt Turmalin. Kalkspatgängen. Schwach geschiefert, mäßige Kataklase. Tonig-sandiges Ursprungs-Sediment mit Tuffbeimengung, Arkosesandstein (?) metamorph in Grünschieferfazies. Na-Zuwanderung aus der Peridotit-Intrusion?

Quarzsandstein der Schieferunterlage des Orašje-Serpentins (Nr. 23), stark limonitisch gefärbt, Mn-Oxydflecken.

Quarz-Dolomitsandstein ebendort (Nr. 32); ziemlich gleichmäßig lockere Streuung von bräunlichen Dolomitromboedern, verzwilligt, mit trübem Rand, auch kleine unverzwilligte Dolomitkörnerchen, nebst eckigen Quarzsplittern, ferner Erz, Titanit, Apatit, Klinozoisit. Schwache Andeutung von Schichtung, keine postkristalline Deformation.

Nr. 30. Chloritischer Schiefer Orašje-Ost: Uralitischer Diabas, leicht gelbgrüne bis farbloze Hornblende, Chlorit, Pyroxenreste (monoklin, Diallag).

b) Jezerina:

Mäßig serpentinisierter Dunit im Lagerstättenbereich (Nr. 10) hält noch reichlich Olivin, dabei ist randlich an oktaedrische Chromitkörner Hornblende, chloritisiert, angelagert; vereinzelt blaugrün-pleochr. Chlorit (Klinochlor). — Ostrovicagipfel (Nr. 9)

Pyroxenperidotit, mäßig serpentinisierter Olivinfels mit wenig Bronzit und Diallag, lherzolitisches.

Jezerina, amphibolitische Grenzzone: (Nr. 12, Photoabb. 33) im Handstück graugrünes Hornblendegestein mit blaßrosa Granat; u. d. M. schwach pleochroitische Hornblende, farblos Granat; Orthit, verzwillingt, mit bräunlichgrünen pleochr. Höfen in Hornblende; Ilmenit-Leukoxen, Titanit, limonitisierte Pyrite; postkristalline Verformung der Hornblende, stark mylonitisches Gefüge, Zerschering der Granate. — Aus derselben Zone (Nr. 13) Hornblende wie Nr. 12, bräunlichgelb — farblos, Granat teils unregelmäßig ausgebreitete Kornaggregate, teils in Kristallumrissen, letztere Ausbildung z. T. Hornblende umschließend und randlich anomal doppelbrechend; spärlich Apatit, Titanit, reichlicher Magnetkies und erdiges Brauneisen (Pyrit). — Gabbroider Typus (Nr. 18): Stark gefärbte Hornblende a = gelblich, b und c = tiefgelbgrün, c/c = 18°; Epidot, Granat, Titanit, kleine Nestchen teils frischen, teils saussuritisierten Feldspats (Andesin).

Granatführende Begleitgesteine der amphibolitischen Grenzzone: Granatführende Schiefer (Nr. 13), Granat mit Biotit- und Plagioklaseinschlüssen (Abb. 141), Quarz, Biotitreste, Apatit, Grundmasse antigoritisiert, talkisiert, Talkgängen; stark zerdrückt und durchbewegt. Ähnlich 12 a, auch Titanit.

Schiefer im Grenzbereich Ostrovicaperidotit (Nr. 16): Stark durchbewegt, Quarz-Hornblende-Epidotschiefer, mit Klinoisit, Turmalin, vereinzelt Ottrelith.

Chromerzführung: Erzverteilung und Lagerstätten des Raduschamassivs (Analysen Tabelle 1).

In der vorausgegangenen Darstellung der Zonengliederung wurden bereits Angaben über die den verschiedenen Zonen vorzugsweise zugeordneten Typen von Chromerzlagerstätten gemacht.

Der dunitische Anteil der Basiszone ist die unbestrittene Heimat der großen stockförmigen Lagerstätten von derbem Chromerz. Nach Ausdehnung und Erzmasse handelt es sich um Vorkommen, die bis an mehrere 100.000 t Chromerzinhalt im Einzelfall herankommen (Orašje, Nada, Gorne Raduscha). Seltener als gedrungene Erzstöcke sind lager- oder linsenartige Anhäufungen von Derberz (Raduscha reka, Oberorashje V). Sprengelerzvorkommen fehlen hier nicht, ja treten z. T. plattig, z. T. massig, als „Sprengelerzauzeole“, unmittelbar mit den Stocklagerstätten in Verbindung (Nada, Orašje).

Die Sprengelerzvorkommen, meist Schlierenplatten, sind der Mehrzahl und Masse nach auf die Dunitlagen im höheren Abschnitt des Peridotit-stockwerkes, der „Gebankten Zone“, verteilt; hier ist besonders die hangendnahe „Gorancezone“ durch Erzreichtum ausgezeichnet; aber auch tiefere Dunitlagen führen oft beträchtliche Erzanhäufungen (Raskop u. a.). Derberzvorkommen fehlen auch der gebankten Zone nicht, doch sind sie in der Regel klein, unbedeutend, meist durch Verdichtung der Kornpackung aus einer Sprengelerzlagerstätte hervorgegangen (Belikamen — 4er Schacht u. a.).

Chromerze mit ovoider Textur, „Leoparderze“, treten angefangen von der Basiszone bis in die hangendste Erzführung der gebankten Zone auf, sind aber in der gebankten Zone häufiger. Leoparderze bilden selbständige, meist kleine Erzkörper (Oberorashje—Staroselo u. a.) oder hängen einer Stock- oder Sprengelerzlagerstätte an. Leoparderz mit zweiter Erzschiele, Doppelringelerz, ist bisher nur in Dunitzonen der gebankten Zone gefunden (Kavirodjak, Kysela voda).

Die großen Derberzstöcke der Basiszone wahren Abstand (1931 [63]). Wo es zu einer Doppellagerstätte kommt, wie am Beispiel Orašje, so nur scheinbar, bedingt durch tektonische Zerreißen eines einzigen, sehr großen Vorkommens. Die Erztextur der Derberzstöcke ist vorwiegend massig,

richtungslos körnig, z. T. grobkörnig-blättrig, aber auch mitten in einer Lagerstätte von massiger Textur ist Kornregelung durch magmatischen Pressungs- oder Fließungsdruck zu beobachten.

Im einzelnen sind die Derberzlagerstätten der Basiszone von Raduscha wie folgt kurz zu kennzeichnen:

Nada. Die Lagerstätte Nada bei Raduscha stellte während des letztvergangenen Jahrzehnts und auch in Zukunft noch für eine Reihe von Jahren das bedeutendste, auch reichste in Ausbeutung befindliche Chrom-

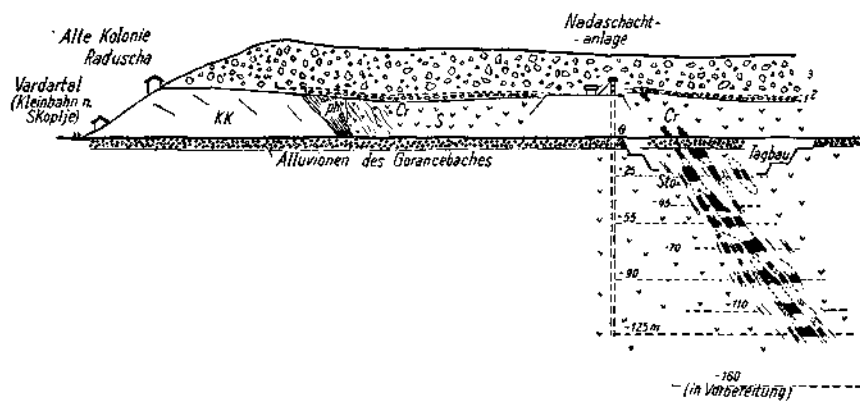


Abb. 22. Profil durch die Chromerzlagerstätte Nada bei Raduscha. Vereinfachter geologischer Querschnitt mit Ansicht des westlichen Talhanges.

KK = kristalline massige Kalke (Schedenkalk), ph = phyll. Tonschiefer, S = Serpentin, Cr = Chromerzlagerstätten, schwarz Derberz, punktiert massiges Sprenkelerz, Stö = Liegendstörung Nada. 1 = alte Serpentinsehottterlage, 2 = rote Landverwitterungskruste, 3 = Kalk-Blockschutt eines diluvialen Schuttkegels.

erzvorkommen des Balkans dar. Ursprünglich wohl als mehr weniger geschlossener Stock oder ganz große, in Lappen verzweigte Lagerlinse ausgebildet gewesen, ist die Lagerstätte Nada durch ein System nordöstlich bis östlich steil fallender Störungen zerstückelt, zerscholt und gegen O nach der Tiefe stufenweise abgesenkt worden. Von der Schiefer-Kalk-Unterlage, die bei Raduscha am Kontakt zu Serpentin von einem ähnlichen Störungssystem erfaßt ist, befindet sich Nada in etwa 200 m Abstand, auch damit ihre Zugehörigkeit zur Basiszone zeigend. Die Ausbisse der Lagerstätte liegen, teilweise von Alluvionen bedeckt, in der Sohle des Gorancebaches unweit seiner Einnündung in das Vardartal. Die in Gang befindliche Tagbauabdeckung inmitten der Talsohle, für die Erzgewinnung bis zur Sohle — 50 m vorgesehen, hat bereits Sohle — 25 m erreicht. Die Wände des gewaltigen Tagbaukessels mit seinen spiralig eingeschnittenen Strossen gewähren gute Gesteinsseinsicht, welche die schon aus den Grubenbauen bekannten Lagerungsverhältnisse und die Tektonik bestätigen. Ausbildung einer Altfläche im Bereich der Lagerstättenausbisse, vom jungpliozänen oder altdiluvialen Blockschuttkegel aus Schedenkalk teilweise überdeckt, starke tektonische Durchstörung sowie Grundwasserdurchtränkung durch lange Zeiträume haben z. T. beträchtliche, tiefe reichende

Gesteinszersetzung bewirkt, welcher besonders der dunitische Anteil unterlegen ist. Dunitzonen und Pyroxenperidotitzonen wechseln, letztere treten manchmal auch knapp an die Lagerstätte heran. Vielfach ist ein scholliger, primär-scholliger Pyroxenperidotit-Dunit-Typus herausgebildet: in weich zersetzter dunitischer Grundmasse schwimmen unregelmäßige, größere oder kleinere Schollengebilde von Pyroxenperidotit, aber auch harte Duniteschollen liegen im klüftig weichen Dunit.

Die Lagerstätte selbst hat unmittelbar Dunithülle. Längs mehr minder steil stehenden Störungen, die gegen N, NO, teilweise auch gegen O fallen, setzt der Erzstock in Schollen und Linsen zerrissen, unter 50–60° in die Tiefe, die im Grubenbau heute (1944) Tm — 125 m erreicht hat. Der horizontale, geschlossene Erzquerschnitt der Lagerstätte, aus der Summe aller Einzelflächen der eng aneinander gerückten Erzkörper abgeleitet, beträgt über die ganze erschlossene Teufe zwischen 600–700 m² und ist in diesem Ausmaße auch in der tiefsten Sohle vorhanden. Einzelne Schollen halten ohne Unterbrechung nach der Tiefe an, andere enden oder werden durch neu ansetzende Schollen abgelöst. Es bestehen dicht gedrängt 3–4 Hauptkörper neben einer Anzahl mittlerer und vieler kleinen Erzlinen und -schollen.

Die Hauptmasse der Lagerstätte ist aus reinem, körnigem Derberz zusammengesetzt, oft praktisch frei von Nebengesteinssubstanz, ganze Feldorte können so in reinem, derbem Erz stehen und Hauwerksproben mit 52–54% Cr₂O₃ liefern. In der Regel ist die Struktur des Derberzes massig, richtungslos körnig, mehr gleichmäßig mittelkörnig, weniger geneigt zu grobblättrigen Strukturen wie im Orašje-Stock. Mulmige Beschaffenheit bei mattbrauner Farbe sind sekundär durch Mylonitisierung und Durchfeuchtung erworben.

Neben massiger Erzstruktur ohne Kornregelung ist aber auch Derberz mit geregelter Erzkornpackung vertreten; durch Fließdruck oder sonstigen magmatischen Pressungsdruck wurde das Korngemenge gleichgerichtet, so daß Kristallflächen = Scharen, ähnlich, wie dies häufig bei Sprenkelerplatten zu beobachten ist, gleichzeitig zum Einspiegeln kommen. Sprenkelerzaureolen finden sich auch in Nada; meist handelt es sich um pyroxenitische Randzonen der Derberz Körper, oft nur einige Dezimeter stark, vertakt, mit eingestreuten, scharf oktaedrischen Chromitkriställchen. Vereinzelt bestehen auch Teilstöcke aus Sprenkelerz.

Für die Gesamtteufe von Nada ist heute noch keine gut begründete Vorstellung zu gewinnen. Die gestörten Verhältnisse am Rand zur Unterlage Schiefer und Kalk — das Schieferverflächen geht mit der tektonischen Achse der Lagerstätte fast parallel — das unbekannte Ausmaß des Absinkens nach O an der Liegendstörung von Nada lassen zeichnerisch nicht verläßlich ableiten, wann etwa der Serpentin der Unterbegrenzung der Nadalagerstätte an die Schieferunterlage grenzen muß. Vergleiche können herangeführt werden von ähnlich gebauten Chromerzlagern, wo vertikale Gesamtteufen von 250 bis 300 m so ziemlich das äußerste darstellen (z. B. in Daghardi, Kleinasien), was auf solchen Lagerstätten an Tiefererstreckung nachgewiesen wurde. Auch die Möglichkeit ist für Nada nicht ganz auszuschließen, daß ursprünglich eine Linse mit Tendenz Längsachse parallel der Unterlage vorgelegen habe, also in gewissem Sinne Annäherung an Flözcharakter — Ormigliatyp der Chromerzlagern — bestand, und erst spätere staffelförmige Bruchtektonik die scheinbare

Steilstellung zur Unterlage bewirkte. Nada ist heute auf 125 m Teufe ab Talsohle mit günstiger Sohlfortsetzung erschlossen. Welcher Anteil im Oberflächenbereich der Erosion zum Opfer fiel, ist nur vermutbar, vielleicht mit mindest 40—50 m aus morphologischen Gründen anzunehmen. Jedenfalls sind die augenblicklichen Zukunftsaussichten für Nada noch günstig beurteilbar. Die Größenordnung des bisher erkannten und zu beträchtlichem Anteil allerdings auch schon ausgebauten Lagerstättenumfanges dürfte 200.000 t bereits übersteigen.

Der Nada nächstgelegene Erzstock in westlicher, bzw. nordwestlicher Richtung ist, ebenfalls in der Basiszone, die heute ausgebauta Derberz-lagerstätte von **Gorne Raduscha**. Ihr Erzinhalt von etwa 25.000 t war Gegenstand einer großen Tagbaugewinnung in den Jahren des ersten Weltkrieges.

C. HÜTTER [69] hat einzelne geologische Beobachtungen aus der seinerzeitigen Betriebsperiode mitgeteilt: Die Hauptdimensionen der Linse betragen 36 m in O—W-Richtung, 23 m in flacher Erstreckung bei 12—18 m Mächtigkeit. Das reichste Erz konzentrierte sich im Kern der Linse: Analysenbeispiele der reicheren Chromerze, von C. HÜTTER mitgeteilt, sind in Prozenten:

SiO ₂	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	FeO n. Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃
7.30	0.45	19.69	8.50	15.6	47.77
9.04	0.23	21.21	6.65	15.01	44.93
11.97	1.14	21.56	7.25	15.70	40.71

P für alle Analysen: 0, ebenso MnO = 0.
Glühverlust beträgt für die erste Analyse 0.8%.

Die Lagerstätte lag sehr knapp über der Schieferunterlage, so nahe, daß ein ganz kurzer Liegendquerschlag bereits wenige Meter von der Lagerstätte entfernt phyllitischen Schiefer anfuhr.

Der Westrand des Vorkommens ist noch heute als Störungsrand feststellbar, mit eingeklemmten Rutscherzen. Die einstige Unterflähe der Lagerstätte ist im tiefsten Tagbaueinschnitt als mäßig bewegte, wohl primäre Blattbegrenzung, schwebend gelagert, zu erkennen. Die Dunithülle war dünn; sehr bald stellte sich allseits Pyroxenperidotit ein, z. T. klotzig gebankt.

Im gleichen Abschnitt der Basiszone, aber doch schon weiter ins Hangend gerückt, unmittelbar unter der ersten geschlossenen Pyroxenperidotitmasse der gebankten Zone, befindet sich die zum größten Teil ausgebaute Lagerstätte **Raduscha reka**. Nicht mehr als richtiger Stock sondern näher zu lagerartiger Form mit bis zu einigen Metern Mächtigkeit entwickelt, zeigt das Erz massigderbe, grobkörnige Beschaffenheit, ist sehr rein, bläulichschwarz, metallisch-glänzend. Bemerkenswert war eine pyroxenitische Randzone des derben Erzlagere, einige Dezimeter stark, hart, graufarbig, mit reichlicher Streuung idiomorpher Chromitkriställchen, ähnlich wie dies auch für Nada vielfach zu beobachten ist.

Die Lagerstätte fiel bergwärts, anscheinend konform zu pyroxenperidotitischer Überdeckung ein und zeigte nach der Teufe schollenartige Auflösung. Die letzterreichte Tiefbaustrecke 20—25 m unter Talsohle hatte noch immer Erzmugeln angetroffen. Die Größenordnung der Lagerstätte dürfte 10.000 t nicht überschritten haben.

In östlicher und südöstlicher Richtung von Nada, also vardarabwärts, steigt sehr bald die Basiszone tektonisch in die Tiefe und die unteren Pyroxenperidotitzüge der gebankten Zone stoßen unmittelbar, unter Anzeichen von Störungsflächen oder Durchbewegung, an die unter mäßigem Fallwinkel anstoßenden Kalk- und Schiefergesteine.

In nordwestlicher Richtung von Nada, vardaraufwärts, hebt sich die Basiszone über das Talniveau des Vardar hinaus, ist durch die junge Talbildung der Nebentäler in breiten Abschnitten im allgemeinen gut einsehbar, doch sind bisher in der Streicherstreckung von etwa 5 km bis nach Orašje keine größeren Derberzansammlungen bekannt geworden. Erst Orašje, die seit langem bebaute, weil zu Tage ausbeißende massive Derberzlagerstätte, bestätigt wieder den Erreichum der Basiszone. Immerhin bestehen zwischen Gorne Raduscha und Orašje eine Reihe kleinerer und kleinster Derberzvorkommen, noch nirgends abschließend beschürft, so daß die Aussicht, auch hier noch einmal größere Vorkommen zu entdecken, aufrechterhalten bleibt. Zu diesem Zwischenstück der Basiszone gehört wohl auch die Dunitenfaltung, chromerzführend, von Stankovac. Doch ist hier der Basisrand stark gestört, z. T. sind die Schiefer ausgepreßt und Kalk stößt unmittelbar an Serpentin, so daß in diesem Raum ein tektonisches Ausgequetschtsein der Basiszone oder eines Teiles derselben nicht ganz unmöglich erscheint. Die ausgedehnte Dunitmasse von Stankovac birgt aber keine Derberzstöcke sondern strengplattige Sprenkelerzvorkommen.

Die Lagerstätte **Orašje** ist gleich Nada und anderen einwandfrei ein Glied der Basiszone; der sie bergende NW-Zipfel des Raduscha-Peridotitmassivs ist auf drei Seiten von der Schiefer-Kalk-Serie umgeben. Auch hier weisen die Kontakte reichlich Anzeichen einer tektonischen Diskordanz zu Serpentin auf [6], doch ist eine schwebende Lagerung des Serpentin über Schiefer und Kalk wohl auch ursprünglich dagewesen. Grenzen des Dunit gegen Pyroxenperidotit haben unregelmäßigen Verlauf, schichtiges Übereinandertürmen dieser Gesteine in breiten Fladen ist erst in Nähe der Gebankten Zone erkennbar.

Die Lagerstätte Orašje sitzt in Dunit, in 150–200 m Abstand von der Schieferunterlage, und besteht aus zwei Teilen: der an die Tagoberfläche reichende Erzstock, genannt „Zentrale“; er ist durch einen in die Hochfläche eingesenkten kesselartigen Etagenbau heute bis auf kleine Reste ausgebaut. Die „Zentrale“ (Photoabb. 3) dürfte der älteste in Betrieb stehende Chromerzbergbau Mazedoniens sein und hat mehr als ein Halbjahrhundert Lebensdauer hinter sich. (Nach C. HÜTTER [69]: Beginn des mazedonischen Chrombergbaues um 1890.) Ein zweiter Erzkörper in unmittelbarer Nachbarschaft zu Zentrale, in der Tiefe verborgen und erst im Jahre 1929 in seiner Bedeutung entdeckt, wird „Jankogalerie“ oder kurzweg Janko genannt, er ist mit der Zentrale zu einem Grubengebäude zusammengeschlossen.

Zentrale und Janko sind Teile eines ursprünglich zusammenhängenden großen Erzstockes, der durch einen, ihn mitten durchschneidenden Verwurf „Hauptbloča“ (Große Bloča) NW 60–65° fallend, eine Zweiteilung und Trennung erfuhr, wobei der hangende Anteil, eben Erzkörper Janko, schräg abwärts um etwa 200 m versenkt wurde. Die Hauptbloča bietet sich als mächtige Opal- und Rutscherz erfüllte Rüterzone dar, mit einem oder mehreren glatten Bewegungsblättern, denen Rutschrillen eingeprägt sind. Ein Störungssystem älter wie die Hauptstörung, die sogenannten Oststörungen, haben den Verwurf bereits miterlitten.

Die frühzeitige Erkenntnis der Tektonik von Orašje hatte 1929 zu Beginn der Bergbauentwicklung auf Janko ermöglicht, bald nachdem Erzkörper Janko in seinem obersten Zipfel erschlossen war, gut begründete Überlegungen hinsichtlich seines Gesamtumfanges anzustellen und damit einer großzügigen Betriebsentfaltung den Weg zu eröffnen — ein nicht allzu häufiger Fall bei der vorausschauenden Beurteilung von Größenausdehnung magmatischer Lagerstätten. Auf Grund einer zeichnerischen Konstruktion (Abb. 23) wurde aus dem Bewegungsvorgang an der Hauptbloča, ausgehend von der damals schon erschöpfend bekannten Lagerstätte Zentrale, unter Verwertung der systematisch eingemessenen Daten der Bewegungsrisiken, die äußerst mögliche Teufe der Lagerstätte Janko abgeleitet und damit auch beiläufige Querschnittsmaße und Ausdehnung der Lagerstätte ermittelt. Hat sich freilich die Massenberechnung aus der Konstruktion 1929, mit allzu großer Vorsicht aufgebaut, als zu gering erwiesen gegenüber der späteren Gesamtausbeute, ihr Wert für die Planung des Bergbaues blieb unbestritten. Die damals vorgesehene Gesamtteufe aber hatte sich 1944 mit $\pm 5\text{ m}$ Genauigkeit als völlig zutreffend erwiesen.

Die Lagerstätte Orašje ist der Typ des unregelmäßigen Schlierenstockes von massig derbkristallinem Chromit. Stückerzanalysen überstiegen 50% Cr_2O_3 , der Cr/Fe-Faktor betrug nahe 3:2. Die Art der Erzverteilung habe ich 1931 in einem Sammelquerschnitt, unter Abb. 117, hier wiedergegeben, etwas vereinfacht dargestellt. Grobkristallinblättrige Derberzmassen waren vorzugsweise im Kerne des Stockes anzutreffen, gegen außen machte sich eine Auflöschung in Schollen, Nestern und Lagern geltend, oder massige Sprenkelerzonen folgten auf Derberz. Als besonderer Fall war im Horizont „Maria“ des Janko-Erzkörpers Übergang aus massigem Sprenkelerz der Randzone in eine richtige Sprenkelerz-Schlierenplatte zu beobachten, deren Streichrichtung noch dazu einer der häufigst zu beobachtenden Erzplatten-Streichrichtungen des Massivs entsprach.

Auch Erztypen kugelig-ovoider Beschaffenheit waren ausnahmsweise in den Randzonen des Orašje-Erzstockes anzutreffen. Der horizontale Vererzungsquerschnitt hatte im Mittelabschnitt des Stockes Janko 3000—4000 m^2 erreicht; nach oben endete dieser Stock mehr spitzkuppelig, nach unten flachkuppelig, bei mäßig schräg gestellter Stockachse.

Das dunitische Begleitgestein, besonders in enger Nachbarschaft zu Erz, ist überwiegend hochserpentinisiert, bräunlich fettglänzend, von splittrig muscheligen Bruch. Nur wenig Pyroxenit-Gangschlieren durchkreuzten Serpentin und Erz. Primäre Zuordnung kleiner sprenkeliger Erzscheren zu Bankungsklüften bestätigen letztere wohl als echte Abkühlungsklüfte (Abb. 4 a [63] 1931). Eine Fülle von kleinen Störungen und Klüften haben örtliche Unregelmäßigkeiten in die Lagerstätte gebracht, ohne den großen Zusammenhang zu stören. Die über weite Flächen verbreitete Rutscherzführung innerhalb der „Hauptbloča“, oft zu sandigem Erzmylonit verschliffen, konnte der Bergbau nach Methoden des Gangbergbaues hereingewinnen.

Im Umkreis von Orašje und unter den Bedingungen der Basiszone sind noch eine Reihe kleinerer Derberzvorkommen aufgefunden worden, von denen keines größere Bedeutung erlangte.

Die Feststellung, ob die Lagerstätte Grmnik noch als zur Basiszone gehörig zu betrachten sei oder sich schon in der „Gebankten Zone“, in ihrem tiefsten Abschnitt, befinde, begegnet Schwierigkeiten. Eher ist Gebankte Zone zu vermuten, dafür spricht auch die formale Ausbildung als Schlierenplatte, wobei die lockere Packung des Sprenkelerzes der oberen Teufe nach der Tiefe in dichtere Derberzpackung übergeht. Die Mächtigkeits-

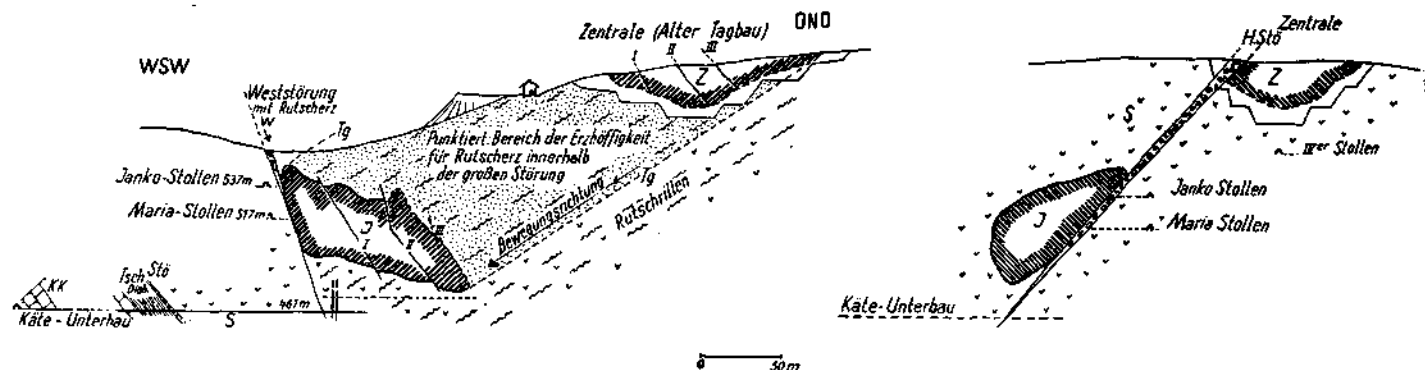


Abb. 23. Die Chromerzlagstätte Orašje bei Raduscha.
Längsschnitt mit Fläche der Hauptstörung *H.Stö* ($300^{\circ}/40-50^{\circ}$ fallend) als Bildebene.
Querschnitt und Projektion auf eine Ebene senkrecht zur Hauptstörung *H.Stö*.

S = Serpentin (ohne Abgrenzung Peridotit und Dunit). *Tsch + Diab.* = phyllitische Tonschiefer und Diabase, *KK* = kristalline Kalke.

Z = Erzkörper der „Zentrale“, *J* = Erzkörper der Jankogalerie, beide in ihren äußeren Umrissen gezeichnet.

Stö = größere Störungen; *H.Stö* = Hauptstörung mit diagonalem Bewegungsvorgang, 3–4 m mächtiger Rütterzone, opalverheilt, mit Blöcken und Zerreibsel von Serpentin und Chromerz; *W* = W-Störung; *I, II, III* = O-Störungen.

Tg = Tangente in Rutschrillenrichtung an die Unterfläche des Erzkörpers *Z*, seinerzeit als Konstruktionsversuch für die vermutbare Teufe des Erzkörpers *J* gezeichnet, der eben erst durch den Jankostollen im obersten Zipfel angefahren wurde. Mit *Tg* und Spur der früh erkannten W-Störung wurde damals die später gut bewahrheitete Teufenchance von *J* festgelegt, zugleich auch Abgrenzung der Rutscherzone innerhalb der Hauptstörung angezeigt.

zunahme nach unten kommt durch unvermitteltes Anlagern neuer Erzkornreihen zustande. In gleicher Art haben sich auch dünne Bronzitisbänder den Erzkornreihen parallel gestellt und sich ihnen primär zwischenlagert. Das Derberz verrät schon im Handstück seine Kornregelung, durch gleichzeitiges Einspiegeln der Kristallflächen der Einzelkörner. Das Teufenende von Grmnik ist jäh erreicht, zweifellos primär, wenn auch

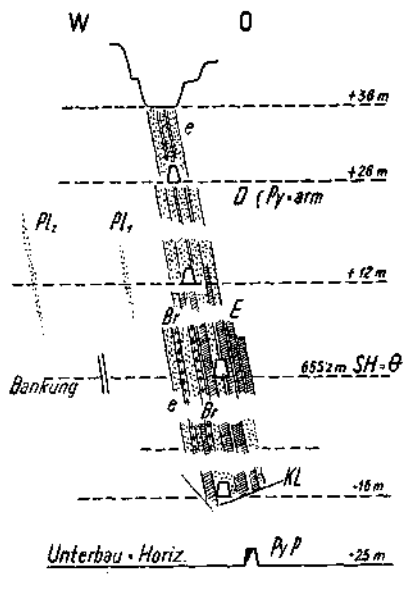


Abb. 24. Querschnitt durch die Chromerz-Schlierenplatte Grmnik bei Raduscha (etwas vereinfacht).

In Tagnähe reine Sprengkelerzplatte *e*, nach der Tiefe bei Mächtigkeitszunahme durch Anlagerung neuer Platten, zugleich Dichterpackung der Erzkörner bis zu Derberz *E* mit geregeltem Korn in Plattenrichtung; *Br* = plattenparallele Lagen Bronzitis (*dm*-stark). *Pl₁*, *Pl₂* = schmale parallele Erzplatten. — *D* = Dunit pyroxenarm, *PyP* = Pyroxen-peridotit. *Kl* = Klüfte.

in seinem wahren Charakter durch Grenzstörungen verwischt. Die Größenordnung der Lagerstätte Grmnik, heute ausgebaut, bewegte sich zwischen 20.000 und 25.000 *t*.

Die Schlierenplatten von Sprengkelerz im Raduschamassiv, in großer Anzahl vorhanden, sind vornehmlich in den Dunitlagen der Gebankten Zone beheimatet; einige wichtigere Vorkommen seien als Beispiele herausgehoben.

Belikamen in der Gorancezone. Diese einst bedeutende Lagerstätte von Sprengkelerz verkörpert in klarer Weise den Schlierenplattentypus. Profilquerschnitte dieser Lagerstätte habe ich 1931 [63] dargestellt, in Abb. 118 hier wiedergebracht. Die Erzkornreihen im einzelnen sind mehr oder minder locker mit Chromitkörnern besetzt, in planparalleler Aufeinanderfolge sich zu Dezimeter bis mehrere Meter starken Erzplatten

oder Erzbänken verbindend. Entweder bleibt es bei Ausbildung einer Erzbank, oder im selben Querschnitt folgen mehrere Erzbänke in engem Abstand aufeinander, zusammengesetzte Schlierenplatten bildend, wobei die einzelne Erzbank durch schmale dunitische Zwischenlagen von der nächsten Erzbank getrennt erscheint. In dieser Art sammeln sich Erzgesamtmächtigkeiten bis zu 12 und 14 m an, bei Gesamtstärke der erzeeren Zwischenstreifen von wenigen Metern.

Die Längserstreckung der zusammengesetzten Schlierenplatte Belikamen betrug 120 m, ihre Gesamttiefe ab Oberfläche mindestens 30 m; nach der Teufe fingerte die Lagerstätte primär aus, die Ausbeute-Größenordnung war rund 40.000 t Erz mit 25–35% Cr₂O₃. Ausnahmsweise war in der W-Fortsetzung der Lagerstätte der Übergang einer Sprenkelerzplatte in ein Derberzflöz bei Eindrehen aus mittelsteiler in flache, lagenbauparallele Lagerung zu beobachten (Belikamen — 4er-Schacht).

Ähnlich Belikamen bestehen noch eine Reihe bedeutender Sprenkelerzvorkommen im selben Dunitstreifen der Gorancezone: Ravnište, Debelobrdo, Stanca u. a. Der Mehrzahl dieser Schlierenplatten ist, obwohl isoliert in Dunit schwimmend, gemeinsames Streichen, das „Belikamenstreichen“ eigen, ungefähr N–S bei meist steilem Einfallen W oder O (siehe Abb. I in [63], 1931). Diese Eigenheit der Streichkonstanz gilt auch bei den Plattenlagerstätten der tieferen Dunitzonen in der Gebankten Zone, es bestehen Beziehungen zu einer in gleicher Flächenorientierung verlaufenden Abkühlungsbankung. Erzplattenebene und die ihr entsprechende Abkühlungsbankung gleicher Richtung stehen ungefähr senkrecht zum magmatischen Schichtverflächen. Auf diese Beziehungen wird im zweiten, allgemeinen Teil dieser Arbeit noch zurückgekommen.

Einen mittleren Abschnitt im magmatischen Schichtenaufbau des Raduschamassivs nehmen die scharf ausgeprägten Chromerz-Schlierenplatten von Raskop östlich Raduscha ein, ebenso jene von Kavirodjak, nordöstlich Raduscha.

Der Dunit der **Raskop-Lagerstätte** (Raskop, serb. = Tagbau) ist von der Basiszone durch eine mächtige Lage von gut gebanktem sterilem

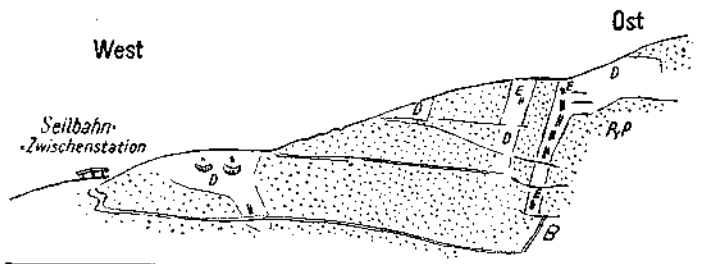


Abb. 25. Geologische Ansichtsskizze S-Seite Raskop bei Raduscha.
Punktiert: Pyroxenperidotit, D (weiß) = Dunit, starke Doppelstriche (E) = Erzplatten,
B = Bremsberg.

Pyroxenperidotit getrennt. Die Erzplatten mit scharfer Salbandbegrenzung zu Dunit beobachten das Belikamenstreichen, indem sie bei steilem, meist östlichem Einfallen sich ganz oder nahe an die N–S-Richtung halten; dabei sind sie räumlich von Belikamen um mehrere Kilometer getrennt, in einem tieferen Dunitstockwerk gelegen.

Für Raskop zeigt sich noch eine besondere Eigentümlichkeit: die Erzplatten steigen aus einem höheren Dunitzwischeniveau, von einer schmalen steilstehenden Dunitbrücke geführt, zu einem tieferen, durch eine starke Pyroxenperidotitlage getrennten Dunitniveau hinab. Auch sackartiges Eintauchen der Erzplatte mit Hülldunit in die liegende Harzburgitlage ist an einer Stelle zu deuten, doch werden erst bergbauliche Arbeiten darüber Entscheid bringen.

Die Chromerzlagerstätten von Kavir odjak (Kavir, türk. = Ungläubiger, odjak = Grube) im Gorancetal gehören ebenfalls einem mittleren Dunitniveau der Gebankten Zone an, vielleicht sogar demselben wie Raskop, und sind im besonderen bemerkenswert, weil hier der seltene Fall sich ereignet, daß innerhalb einer Gruppe plattiger Sprenkelerzkörper ein massiger Sprenkelerzstock hervorgeht.

Die Textur der Erzplatte von Kavir odjak ist etwas abweichend von dem üblichen Typ der Schlierenplatten; an Stelle der mehr minder regelmäßigen lockeren Erzkornstreuung, in parallelen Ebenen gereiht, tritt eine mehr strähnige, Fließform verratende Erztextur hervor, vielfach zeigen sich kleine, rundlich-ovale Olivin-Serpentin-Gebilde, mit der Längsachse in der Plattenebene, von Erzstrahlen rings umflossen — „negatives Leopard-erz“ als Gegenbild zum eigentlichen Leopard-erz, wo die Eiformen von Erzkornaggregaten eingenommen werden. Auch der seltenere Typ von „Leopard-erz mit zweiter Erzschaale“ (Abb. 122) erscheint in Kavir odjak; aus einem solchen kleinen Stock dieser Erze entwickelt sich auch eine beachtliche Stocklagerstätte von massigem Sprenkelerz, nur andeutungsweise findet sich an ihr randliche Plattenausbildung.

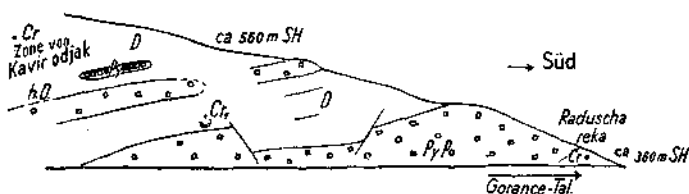


Abb. 26. Geologische Ansicht vom östlichen (linken) Talhang des Gorancebaches, Raduschamassiv.

D = Dunitserpentin, h. D. = mäßig serp. Dunit, PyP = Pyroxenperidotit, Py = Pyroxenit, Cr = Chromvorkommen, Cr₁ = Chromitschlieren in breccieösem Serpentin, der von Hydromagnesitgängen durchzogen ist. — Serpentin der Chromerzlagerstätte Raduscha reka noch Basiszone, darüber die Gebankte Zone.

Einer noch höheren Dunitzone, möglicherweise der Gorancezone entsprechend, gehören die Chromitvorkommen von Čašak und Grečane am O-Rand des Raduschamassivs an.

Die Chromerze von Čašak schwanken im Typus zwischen strengplattiger und bänderig-streifiger Ausbildung. Letztere Art zeigt sich besonders in den Tagbauaufschlüssen; mitunter werden länglich-rundliche Olivinfelsknollen mit 1–2 m Durchmesser von Sprenkelerzbändern umflossen, indem Schlierenbänder und -platten an die Knollen herantreten, von ihnen aufgespalten werden und sich hinter ihnen wieder vereinigen; zäh flüssigere reine Olivinfelsmasse stand dünnflüssigerem beweglicherem Olivin-Erz-Brei im Wege (Siehe Abb. 20).

Die reichlichere magmatische Differentiation der Gesteine im Bereich der Čašak-Lagerstätte, ihre Untersuchung durch E. GORSKY [49] wurden in der petrographischen Beschreibung des Raduschamassivs hervorgehoben. Die Dunitzone von Čašak, flach nördlich absinkend, wird von Pyroxenperidotit, in der Hauptsache Harzburgit, unterlagert, der auch der Erzhöflichkeit nach der Teufe ein Ende setzt. Zur Vielfalt im Ge-

steinsbild tritt auch die größere Mannigfaltigkeit der hier vereint auftretenden Chromerztypen. Neben plattig-bänderigen Lagerstätten erscheint auch die Stocklagerstätte, aus reichem Sprenkelerz mit Übergang zu Leopardierz aufgebaut, mit richtungsloser Erztextur. Die Dimensionen dieser Stockgebilde bleiben allerdings klein gegenüber jenen der Basiszone, kaum einige 1000 t Erzinhalt erreichend. Auch der reine Leopardierztypus ist in Čašak vertreten, örtlich auch die Entwicklung von Derberzplatte aus Sprenkelerzplatte.

Im engbenachbarten Chromitvorkommen von **Grečane**, in derselben Dunitzone, ist nur der Plattentypus verbreitet. Sehr schön zeigt sich hier das Durchbrechen größerer Bronzitfelsmassen durch bereits fertig ausgebildet gewesene Schlierenplatten, aus den gewundenen Grenzlinien nur so deutbar, daß bereits zähflüssig erstarrende plattige Erzscheren von minder zähflüssigem beweglicherem Pyroxenit zerteilt wurden. Bereits 1931 [63] habe ich hierüber eine Abbildung gebracht.

Die Schlierenplatten von **Jaschine** gehören ebenfalls einer Dunitzone im oberen Stockwerk der Gebankten Zone an. Der Dunit grenzt hier nicht mit scharfer Linie an unterlagerndem Pyroxenperidotit ab, sondern es besteht scholliger Übergang (Abb. 115), eine Art Basiszone im kleinen, wo in Dunit zu unterst noch dicht gedrängt Schollen und Blöcke von Pyroxenperidotit schwimmen; erst weiter im Hangend folgt reine Dunitmasse und in dieser stellen sich auch die Chromerzplatten ein.

Der Chromerzinhalt der Gebankten Zone des Raduschamassivs in Form der Sprenkelerzlagerstätten ist bedeutend, die Lagerstättendichte allerdings recht unregelmäßig. Größenordnung von Einzelvorkommen umfassen Erzinhalt von wenigen Tonnen bis zu 50.000 t.

Die Chromerzlagerstätten des oberen Lepenactales.

(Analysen in Tabelle 1.)

Jezerina, Sh. 1700—1800 m. Die Lagerstätte Jezerina erweist sich als eine Gruppe von parallel gereihten plattig-bänderigen Sprenkelerzkörpern, welche im Abstand von 10 bis 40 m — eingeschlossen in Dunitlagen, die von Pyroxenperidotitstreifen getrennt werden — gegen O absinkend schräg zur mehr oder minder flachen Unterfläche des basischen Massivs niedersetzen (Photoabb. 4). Es sind zumindest fünf solcher paralleler Erzzüge aufgeschlossen, im großen und formal gesehen eine flözähnliche Lagerung vor Augen stellend, was 1941 den damals betriebsführenden jungen, bald darauf im Kriege gefallenen Bergingenieur E. P. MARTINUSSEN veranlaßte, sie nach Art des Kohlenbergmannes doch praktisch treffend zu bezeichnen: Westflöz, dicke Bank, dünne Bank, Ostflöz 1 und Ostflöz 2.

Die Einzelmächtigkeiten der Erzführungen senkrecht zur Plattenebene betrugen 1—3 m im Durchschnitt, mitunter auf 5—6 m answellend. Der Verlauf in der Fallrichtung war wellig, es schien, als ob größere Mächtigkeiten bei mehr massiger Erzstruktur die flachen Lagerungsabschnitte, hingegen die plattigen, geringer mächtigen Erzkörper die steiler einfallenden Abschnitte bevorzugen würden. Letzteres würde sich der Erscheinungsweise der plattigen Chromerzlagerstätten vom Raduschatyp anschließen. Häufig zu beobachtendes Platteneinfallen nach 140—150° unter steilem Winkel.

Die Streicherstreckungen erreichen 60 und 80 m und mehr. Das obere Lagerstättenende aller Erzkörper beißt am steilen Berghang zutage aus, von wo die Erzführungen schräg in den Berg einziehen, bei einem durch-

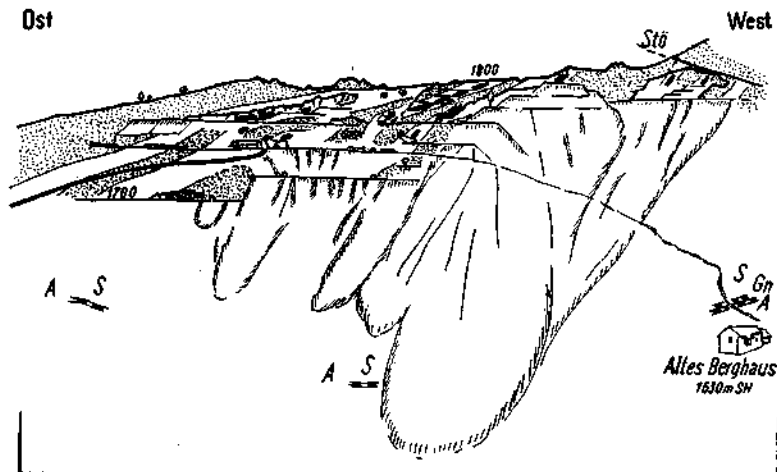


Abb. 27. Geologische Ansichtsskizze der Chromerzvorkommen Jezerina (Mazedonien).
(Blickrichtung nach S.)

S = Serpentin im allgemeinen, *A* = Grenzamphibolit, *Gn* = grobschuppiger Gneis. Punktiert: Peridotit, pyroxenführend; dazwischen weiß: Dunit und darin befindliche dicke Striche = Chromerzföhrung. *Stö* = Hauptstörung am W-Rand. Randschraffierte Flächen = Bergbauhalden.

schnittlichen Neigungswinkel zur Peridotitbasis von 25 bis 35°, eine Gesamtzonenerstreckung von rund 400 m schräger Länge in O—W-Richtung bei 50—60 m Breite umfassend.

Im Einzelfalle zeigen die Erzführungen freilich keine ruhige „Flöz“-Lagerung sondern mannigfache Unregelmäßigkeiten, z. T. primär bedingt als wellige Lagerung, z. T. als Zerstückelung infolge einer lebhaften Kleintektonik. Die Verwurfstörungen sind zahlreich, versetzen die Lagerstätte jeweils jedoch nur um kleine Beträge. Nur eine Störung hat mehr als örtliches Ausmaß; es ist dies die schon erwähnte flache Überschiebung des Ostrovica-Serpentinblockes über die Jezerina-Serpentinmasse, im obersten Tagbauende von Jezerina erschlossen (Abb. 21); diese Störung beendet die Erzführungen in südwestlicher Richtung. Die Deutung als Überschiebung ergibt sich aus dem anders gearteten Aufbau des Ostrovicablockes, auch aus Rutscherbeobachtungen im kleinen, und führt in praktischer Hinsicht zur Schlußfolgerung, daß die abgeschobenen Lagerstättenteile nicht im Ostrovicablock zu suchen, sondern durch Abtrag als vernichtet anzusehen sind.

Nach der Tiefe ist deutliches primäres Endigen, Ausfingern der Erzplatten zu beobachten, noch lange bevor die Amphibolitunterlage erreicht ist.

Die schmale dunitische Hülle der Erzführungen Jezerina ist jeweils wenige Meter bis 10 und 20 m stark, läßt sich scharf abgrenzen von der Hauptmasse und den Zwischenlagen von Pyroxenperidotit (Lherzolith), so daß sich bei genauer Aufnahme in überzeugender Einsicht das Bild der Abb. 27 eröffnet.

Etwas jüngere doch komagmatische, mächtige Bronzitschlierengänge durchbrechen die Erzplatten, in den Etagen des großen Tagbaues schön erschlossen (Abb. 28).

Bemerkenswert zur Erzstruktur im einzelnen: durch dichtere Packung der Erzkörner und unter Auflösen der Kornreihung in parallele Ebenen entwickelt sich ein reiches massiges Sprenkelerz. Stets ist aber Serpentin in den Kornwickeln zugegen, eigentliches dichtkristalliges oder gar grob-

kristallines Derberz kommt nicht zustande. Daß trotzdem solchen Erzen ein hoher, nahe an 48% herankommender Cr_2O_3 -Gehalt eigen ist, schreibt sich vor allem dem primär hohen Cr_2O_3 -Gehalt im Molekül des Jezerina-Chromits zu, bei geringem Al_2O_3 -Gehalt desselben.

Der Gesamtumfang der Lagerstätte Jezerina, im Herbst 1944 schon dem Endausbau entgegengehend, dürfte insgesamt an 160.000 t Chromerz herangekommen sein.

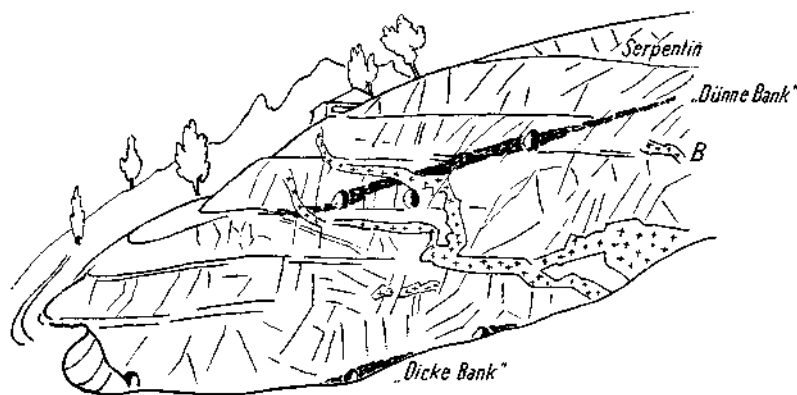


Abb. 28. Ansicht Tagbau Jezerina SH 1800 m.

Bronzitschlierengänge (B) durchbrechen Chromerzlagerstätten (Dicke und Dünne Bank).

Ostrovica, Sh. 1850—1940 m, von Jezerina 1 km Luftlinie entfernt, unter dem Gipfelaufbau des Paschalore (Ostrovica = scharfe Spitze) Sh. 2085 m gelegen (Abb. 21). Steilniedersetzender Plattenzug NO—SW-streichend, in Dunit gepackt, durch Querstörungen staffelig verworfen. Mehr Bänderstruktur als scharfe Plattenstruktur, wobei sich grobkristalline Derberzstreifen herausbilden. Die Lagerstätte ist mineralogisch interessant. In Verbindung mit grobem Chromit ist Smaragditbildung auffallend reichlich, aus Pyroxen der Pyroxenite hervorgegangen, mit als auch ohne etwaiger Beziehung zu Störungen, also wohl bereits auf autometamorphe Vorgänge zurückzuführen. Die in Pyroxenit eingeschlossenen Chromitkörner neigen, wie bei ähnlichen Vorkommen auch, zu scharfer oktaedrischer Kristallausbildung, die dann auf grüner Smaragditgrundlage in der Farbe besonders auffällig in Erscheinung tritt. Smaragdit siedelt sich auch auf Kosten des Pyroxens in gabbropegmatitischen, grobkörnigen Feldspataggregaten (Andesin) an, die innerhalb oder am Rande der Chromitlagerstätte auftreten.

A. MALACHOW zeigte mir ein solches Gangstück von Feldspat, etwa 2 cm breit, durch Chromitderberz hindurchsetzend: der umgewandelte Feldspat ist durchspickt von einem rundlichen, harten, matt grünlich durchscheinenden Mineral, etwa 1 mm im Durchmesser; vom Erzsäum dringt Smaragdit in den Feldspat vor. U. d. M.: Kascholong-artiger Feldspat, durchsetzt von hellgrünen Körnchen, rissig, mit Granatrelief, blaß bläulich anomale Interferenzfarben, vermutlich ein Granat, Grossular?

Die bisher erkannte Größenordnung der Lagerstätte Ostrovica bewegt sich um 10.000 t, hievon ist ein beträchtlicher Teil bereits ausgebaut.

Der Peridotitblock von Ostrovica birgt noch eine Reihe kleinerer Chromitvorkommen, die alle in inselartig eingestreuten Dunitshollen stecken, mit steilem Einfallen zur an den Gebirgsflanken allseitig ausstreichenden amphibolitischen Unterfläche.

Auch alle übrigen, durch Erosion und Störungen von Jezerina-Ostrovica getrennten Peridotitshollen sind chromerzführend. Fast stets scheint Basiszone oder basisnahe Zone vorzuliegen. Dafür sprechen neben der Häufigkeit von Derberzvorkommen auch die überall nachweisbare amphibolitische Unterlage; im Innenbau des basischen Massivs bestehen allerdings Unterschiede gegenüber Raduscha, der Mangel eigentlicher großer Derberzstöcke gehört hiezu.

Die langgestreckte Peridotitsholle nördlich des nach Bresica absteigenden Wrbschitcatala ist besonders reichlich differenziert; zu Dunit und Pyroxenperidotit treten Pyroxenite und gabbroide Gesteine. Aber auch hier sind die Chromitlagerstätten in der Regel mit Dunit verbunden. Das Vorkommen **Bresika** zirka 1300 m Sh. liegt in einer solchen Dunitinsel knapp über der Kalk-Schiefergrenze. Das Chromitvorkommen **Budanatz**, in gleicher Position, läßt sich günstig an, ebenso **Livad**, das in etwas höherem Stockwerk der Peridotitmasse liegt und reichlich Bronzitschlieren zu Lagerstätten-Begleitern hat.

In der Scholle von Ravanj, 1230 m Sh., war knapp über Amphibolit — das Stollenmundloch des Chrombergbaues steht in diesem an — ein flachgelagertes mulmiges, wohl mylonitisirtes Derberz-„Flöz“ 1931 in Abbau, über 1 m mächtig, durch Störungen eng begrenzt, z. T. mit stark durchbewegtem schieferigem Serpentin in Verband. In der benachbarten Scholle von Porce sind in 1390 m Sh. und 1345 m bänderige Lagerstätten vorhanden, noch nicht beharrlich genug untersucht.

Die Scholle Gorne Krst birgt knapp unter ihrem Gipfel 1140 m Sh. ein plattiges Leopardervorkommen in Dunit, mit überdurchschnittlich großen (35 mm Längsachse), aus Serpentin glatt herauslösbaren Erzovoiden. Dolne Krst, tiefer in derselben Scholle gelegen, ist ein kleines massiges, stockartiges Derberzvorkommen in Pyroxenperidotit, eng mit Pyroxenit (Bronzit) verbunden; sekundäre Smaragdit- und Glimmerbildung ist bemerkenswert.

Nächst Bresica, der Talstation und dem Sammelpunkt des Chromerzbergbaues im Lepenactal (Photoabb. 5), liegt am Fuße des Hochgebirgskammes der Schar planina das heute fast zur Gänze ausgebaute einstige Derberzvorkommen **Shaldare**: mit einem breiten Tagbauschlitz von 250 m ostwestlicher Länge wurde noch in der Türkenzeit diesem zu Tage ausstreichenden Vorkommen zu Leibe gegangen. Es hat sich wohl um keine geschlossene, sondern in Linsen aufgelöste Lagerstätte von hauptsächlich Derberz gehandelt, steil niedersetzend, primär schollig nach der Tiefe endigend, im Ausgehenden lagig-plattig; aber auch ein stockartiges, 300—400 m² Erzquerschnitt fassendes Sprenkelerzvorkommen lag der Hauptlagerstätte eng benachbart. Reichliches Auftreten von Pyroxenit, Riesenkornpyroxenit, ist auffällig.

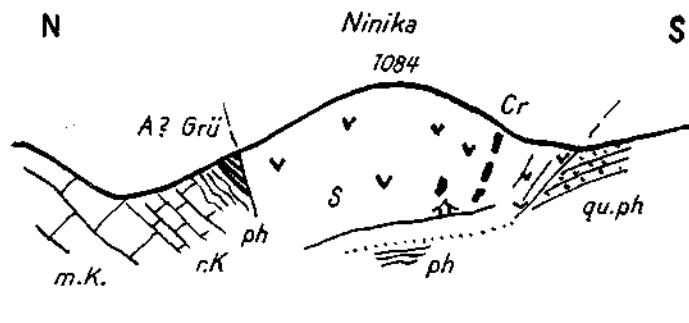


Abb. 29. Profil durch die Dunit scholle von Ninika bei Strpee (Ob. Lepenac).

m. K. = massiger krist. Kalk von Schedentypus, *r. K.* = rötliche Kalke, z. T. schiefrig mit fraglichen Orthocerenspuren, *ph* = sand. Phyllite, *A* = Amphibolit, Grünschiefer, *qu.ph* = Quarzphyllit, *S* = Dunitserpentin, *Cr* = bänderige plattige Chromitvorkommen.

Talab von Shaldare, ebenfalls am Fuße der Schar, liegt die massige, wenig gebankte Dunit scholle *Ninika*. Auch hier ist noch ein Rest des Amphibolitgürtels an der Unterlage feststellbar. Obwohl also Basisscholle, sind doch nur plattenförmige Sprenkelerz-Lagerstätten vorhanden, steil einfallend, mit örtlicher Ausbildung von Reicherz. Ein Gesenkaufschluß, 30 m unter Talsohle vordringend, hat bereits die Unterlage, stark durchbewegten Schiefer, verschnitten. Die Dunit scholle hat also seichten Tiefgang.

2. Drenica und Orahovac im Bergland westlich des Amselfeldes (Mazedonien).

Diese Serpentinmassen liegen, in sich getrennt, im Raume zwischen Amselfeld im NO (zirka Sh. 500 m, überwiegend Entwässerung nach dem Ibar) und der Talebene zwischen Prizren und Djakovica im SW (zirka Sh. 350 m, Talsystem des Weißen Drim), sie stellen die Fortsetzung der Serpentine des oberen Lepenactales (Jezerina, Ostrovica) dar, in deren nordwestlicher tektonischer Streichverlängerung sie einpassen.

Das chromerzführende Serpentinmassiv von Orahovac, den W-Teil dieses Raumes einnehmend, die Milanovac planina aufbauend, trägt Mittelgebirgscharakter mit Höhen bis zu 1000 m; ebenso der O-Teil dieses Raumes, wo im Flußgebiet der Drenica die Bergzüge Čičevica planina und Golešberg, 1000–1200 m Sh. aufragend, an das Amselfeld grenzen. Dazwischen liegt eine, erst in junger Talzerlegung begriffene wellige alte Hochfläche in Sh. 600–700 m.

Das Profil durch die Čičevica planina habe ich 1934 in einer Lagerstättenstudie über balkanischen Magnesit wiedergegeben [66], es gewährt Einblick in die Lagerungsbeziehungen des Serpentin im Drenicaraum. Die geologische Karte aus jener Aufnahmearbeit ist hier in Abb. 30 gebracht. Die geologischen Aufnahmen von Blatt Peč und Metochia—Drenica des jugoslawischen geologischen Institutes sind anscheinend noch nicht in den hier besprochenen Raum vorgekommen, V. SIMIČ gibt [149] über den N-Rand dieser Blätter einen Aufnahmebericht.

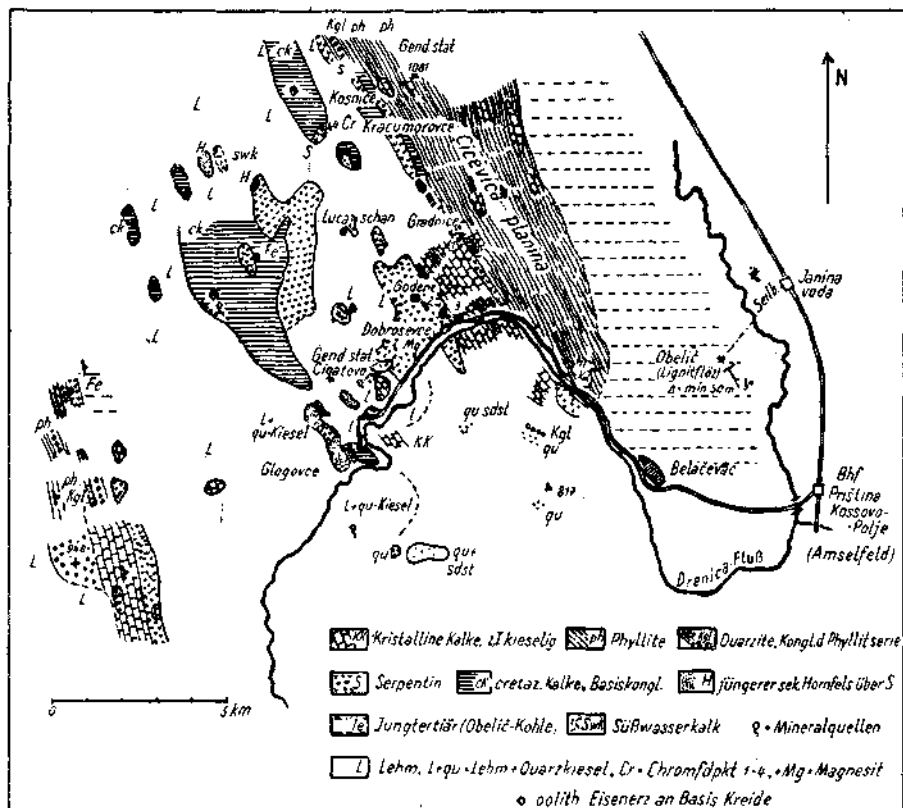


Abb. 30. Geologische Karte vom Serpentinegebiet an der Drenica (Mazedonien).

Die dinarische Schuppentektonik gliedert die Serpentinmassen im Drenicaraum in langgestreckte, NW–SO verlaufende Züge oder schneidet in dieser Richtung verlaufende Späne aus ausgedehnteren, ungefügteren Serpentinmassen heraus.



Abb. 31. Gebirgsanschnitt bei Dobroševci (Godene) nächst Pristina, Mazedonien.

KK = kristalliner Kalk, z. T. kieselig, r. Sdst = roter Sandstein und Kongl., qu = Quarzit, KK = plattige kristalline Kieselkalke, rKK = rötli. striemige krist. Kalke, r. Sch = rötli. Schiefer, S = Serpentin mit Hof = Hornsteinkappe (silif. S.).

Auch im Drenicaraum ist ursprünglicher Verband des Serpentin mit einer alten, mäßig kristallinen, vermutlich paläozoischen Serie vorhanden. Phyllitische Schiefer mit mächtigen quarzitischen Einlagen und Bändern von kristallinen Kalken, nebst eingeschuppten Kreidekalken und jüngeren

Sandsteinen setzen die Čičevica planina zusammen. Im Anschnitt der Bahnlinie Priština—Peč (Ipek), östlich des Dorfes Dobromirci (Godene) schließen an Serpentin kristalline Kalke an, z. T. kieselig, auch gut gebankte Kieselkalke sind erschlossen, stark gestört. Zwischendurch zwingen sich rötlich-violette glimmerreiche, schiefrige Sandsteine, Konglomerate und Quarzite ein. An anderer Stelle sind diese Sandsteine mit groben Quarzkonglomeraten verbunden. Ein solches festgepacktes Quarzkonglomerat formt zusammen mit kristallinen Kalken die Kuppe 979 im W von Godene; neben gut gerundeten Quarzgeröllen sind im Konglomerat auch Glanzschiefer- und Gneisbrocken vertreten.

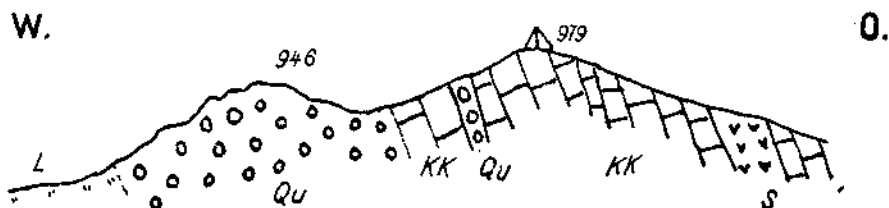


Abb. 32. Kote 946 südwestlich von Glogovce (Bahnlinie Priština — Peč).

KK = kristalline Kalke, Qu = permisches? Quarzkonglomerat, S = Serpentin, L = Lehmdecke.

Die violetten schiefrigen Sandsteine und Quarzkonglomerate sind wohl mit Sicherheit als Perm anzusprechen; vielleicht steckt in den Schiefen auch noch Untertrias. Für etwaigen Verdacht, daß unter einem Teil der Kalke auch noch Trias vertreten wäre, fehlt ein sicherer Nachweis. Zwar können die gut gebankten Kieselkalke, etwas kristallin, an metamorphe Untertrias gemahnen; doch auch unter den mit Phylliten verbundenen paläozoischen Kalken ist Kieselreichtum nicht selten, sich schon durch die Auswitterung verratend. In Bosnien sind Bänder- und Kieselkalke nach F. KATZER auch Bestandteile des Perm. Die Masse der kristallinen Kalke und Phyllite gehört jedenfalls ins Paläozoikum.

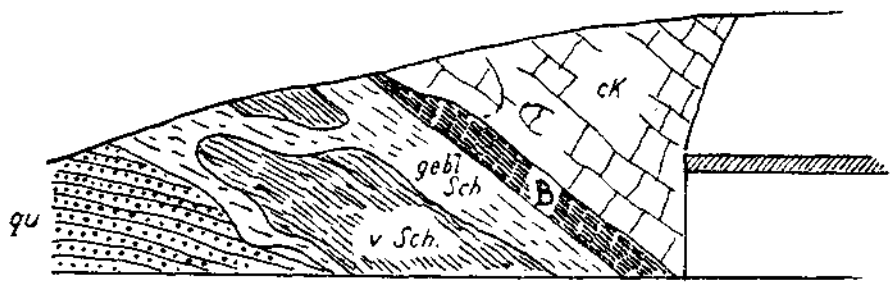


Abb. 33. Aufschluß Südportal Eisenbahntunnel bei Glogovce (W Bahnhof Priština, Mazedonien).

qu = Quarzit, v. Sch. = viol. serizitphyll. Schiefer, hievon geb. Sch. = gebleichte Zone, B = bauxitische Grenzlage (2·5 m mächtig) als Landverwitterungskruste an Basis der Kreide, cK = graue massige Kalke mit Kalkspatadern (Kreide).

Die Kreidekalke am S-Portal des Tunnels von Godene, hell, massig-klüftig, dicht bis feinkristallin, an anderer Stelle fossilführend, liegen auf solchen violetten Schiefen und Quarziten vermittelt einer von alter Landverwitterung stammenden Zersetzungs- und Bleichungsschicht auf, die mit der Ausbildung einer 2-5 m mächtigen bauxitischen Lage verbunden war.

Die Ablagerungen der neogenen Süßwasserseen, Seekreide und Süßwasserkalke, schließlich geröllführende Lehme, die Hochfläche Sh. 600—700 m westlich der Čičevica planina einnehmend, liegen ungestört über den Untergrund und verhüllen auf weite Strecken den älteren Gebirgsbau und damit auch große Gebiete des Chromerz führenden Serpentin.

An den O-Hang der Čičevica planina lehnt sich das tertiärerfüllte Becken des Kosovo polje (Amselfeld) an. Congerierschichten bedecken das in ruhiger, fast söhlicher Lagerung (3° nach SO fallend) befindliche über 50 m mächtige Lignitflöz von Obelič. P. S. PAVLOVIČ [122] gibt für das Tertiär des Kosovo polje pontisches Alter, für Metohija und Podrimlje pontisches und levantisches Alter an, letzteres auch für die Umgebung von Orahovac.

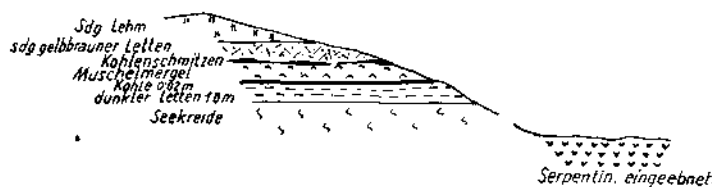


Abb. 34. Neogene Süßwasser-Seenablagerung über Serpentin bei Lukašan, NW Bahn. Priština (Mazedonien).

Der östlichste Serpentinzug, entlang des W-Abhanges der Čičevica planina, ist schmal, geschuppt und geschiefert, vielfach in Linsen aufgelöst, kaum einige 100 m breit. Bei Gradnište Sh. 800 m war ein kleiner Schlierengang Chromit durch ein kurzes Schurfschachtel verfolgt worden, sein Teufenende bald erreichend. Lagerstätte und Nebengestein erwiesen sich stark zerdrückt.

Der mittlere Serpentinzug — auf ihm liegt die kleine arnautische Ortschaft Godene — ist über 4 km breit, in sich ruhig gelagert, teilweise zeigt der Serpentin noch erkennbar die Pyroxen-Einsprenglinge. In Beziehung zur Hochfläche, die auch hier über den Serpentin mit Seekreide- und Lehmbedeckung hinweggreift, stehen die zahlreichen, wenig in die Tiefe reichenden Magnesitgängen und -nester, aber auch Oberflächenbildungen von rotem Kiesel-Hornstein als Serpentin-Pseudomorphosen; es kam zur Ausbildung einer richtigen Hornsteindecke, in einzelnen Restkappen über Serpentin erhalten. Vermutlich wirkte bei diesen Bildungen jungvulkanische Thermaldurchtränkung mit, wofür mehrere Säuerlinge und auch die Chalzedonlagerstätte westlich Kracumorovec zeugen.

Junge Chalzedonbildung ist im mazedonischen Raum nicht vereinzelt; F. KOSSMAT ([10], p. 150) hat die Chalzedonisierung der Süßwassermergel von Sjenica Thermal-einflüssen zugeschrieben.

Der mittlere Serpentinzug birgt das bedeutendste Chromitvorkommen dieses Gebietes nächst des Dörfchens Godene, bei der Bahnstation Dobromirci.

Es bestand ein langgestrecktes, über 230 m Streichlänge umfassendes plattiges Sprenkelerzvorkommen, das heute in der Hauptsache ausgebaut sein dürfte. Vielfach gestört und unterbrochen, betrug seine Mächtigkeit bis zu einigen Metern. Das Chromitmolekül war chromarm, eisenreich, so daß auch Handkonzentrat kaum an 40% Cr_2O_3 herankam. Die Größenordnung bewegte sich um einige 1000 t.

Ein weiteres Vorkommen, schon dem Dach von Kieselserpentin genähert, ist in südöstlicher Richtung des vorgenannten Vorkommens nächst der Bahn aufgefunden worden; es liegt eine mehr massige denn plattige Lagerstätte vor, mit Übergang von Sprenkelerz zu Leopardierz.

Im selben Serpentinzug, bei Kracumorovec nördlich von Godene, bestand ein stockartiges Vorkommen von Chromit mit Ovoidstruktur (Leopardierz) von ähnlicher Zusammensetzung des Chromits; sein Tonnenumfang wurde auf etwa 2000 t geschätzt.

Im westlichen, schmalen Serpentinzug wurden bislang keine Chromerzfunde gemacht. Hingegen sind entlang seiner Ausbisszone eine Reihe oolithischer Eisenerze als Linsen unter Kreidekalkbedeckung erschlossen; Eigentümlichkeiten dieser Erzbildungen finden später, im zweiten Teil der Arbeit, Abschnitt VII, Erwähnung; dort auch Analysen.

Im allgemeinen ist der Drenicaserpentin aus einem Pyroxen-führenden Peridotit herzuleiten, Dunit scheint fast ganz zu fehlen. Damit in Zusammenhang ist auch der große Eisengehalt des Chromitmoleküls bemerkenswert. Amphibolit wurde nur in Rollstücken des Untergrundes beobachtet. Asbestbildung ist häufiger als sonst anzutreffen und wohl im Gefolge größerer Durchbewegung als auch unter hydrothormaler Beeinflussung entstanden. Granitische Durchwirkung, weiter nördlich vorhanden, tritt hier ganz zurück.

Die südöstliche Fortsetzung des Drenicaserpentin mündet in die Pyroxenperidotit-Masse des Golešberges bei Priština, am W-Rand des Amselfeldes. Das kahle weichgerundete Bergmassiv hat als Aufragung die es umschließenden jungtertiären Hochflächen überdauert. An diese Abtrags-hochflächen und an ein Bruchspaltensystem gebunden sind die mächtigen reinen, teilweise aber auch stark verkieselten Gänge von Magnesit am S-Fuß des Golešberges. Chromerzfunde sind bisher ohne Bedeutung.

Ungleich einförmiger ist der Bau des westlich vom Drenicaraum gelegenen Berglandes von Orahovac, von Goleš durch eine Serie hauptsächlich älterer Gesteine, Permkonglomerate, Phyllite, kristalline Kalke — mein Querprofil weist hier Beobachtungslücken auf — getrennt. Eine gewaltige zusammenhängende basische Masse liegt hier ausgebreitet, erstreckt sich an 25 km in NW-Richtung bei 10—15 km Breite. Neben Peridotitserpentin bilden die ihn in ausgedehnten Flächen überziehenden Kreidegesteine die hauptsächlichsten Bauelemente des Gebirges.

Das ältere Grundgebirge, von Serpentin begleitet, erscheint am O-Rand des untersuchten Gebietes als schmales, 2 km mal 1 km fassendes Erosionsfenster unter der Kreidekalkdecke bei Brešance. Eine geologische Kartenskizze dieses Befundes aus meiner Arbeit 1934 [66] bringe ich hier wieder (Abb. 35). An der Zusammensetzung des Grundgebirges sind, außer Peridotitserpentin, folgende Gesteine beteiligt: striemige, hellgraue grobkristalline

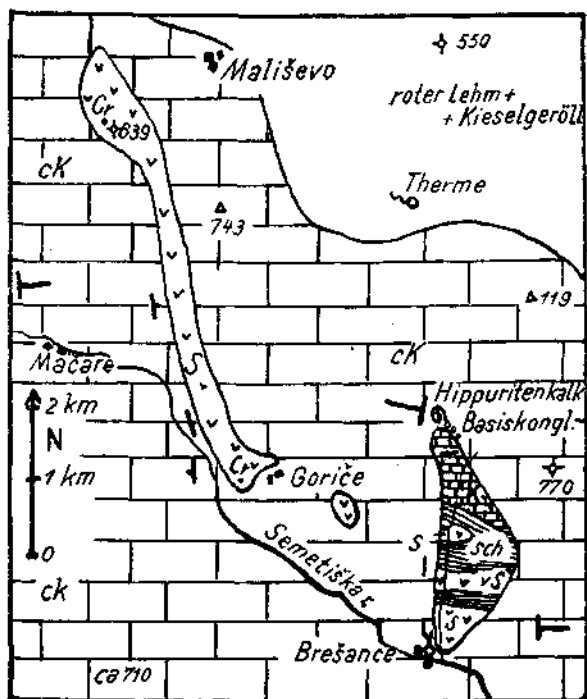


Abb. 35. Grundgebirgsinsel unter Kreidedecke bei Brešance nächst Orahovac, Mazedonien (aus [66]).

Vorgosauische Tektonik im Erosionsfenster unter mäßig geschuppter Kreidekalkbedeckung. — *K* = krist. Kalke, *Sch* = Phyllite, Quarzsandsteine, Grünschiefer, rote Kieselschiefer, *S* = Peridotitserpentin. — *ck* = Oberkreide, vorwiegend Kalke.

Kalke, gebankt bis massig, auch stark geklüftet; massige serpentinierte Diabase, Quarzite, Sandsteine, rote und grüne Hornsteinschiefer, phyllitische Quarzkonglomerate, glimmer-reiche Schiefer, seidengänzende Serizitphyllite, auch gelblich mit schwarzbraunen Verwitterungsflecken, der ganze Gesteinsverband wird von einer O—W-streichenden tektonischen Struktur beherrscht.

Der vorherrschende Typus des Peridotits-Serpentins von Orahovac ist durch mehr minder reichliche Pyroxenführung gekennzeichnet. Häufig ist dichte Pyroxenkornstreuung. Reine Olivinfelse oder Dunite sind bislang nicht oder fast nicht beobachtet, es sei denn als schmale Hüllen um Chromitkörper. Reichlich Bronzitfelsmassen und Gabbropegmatitgänge sind besonders in Lagerstättennähe beobachtbar. Gabbroide Gesteine, aus Hornblende und Plagioklas bestehend, stehen stockartig in primärem Verband zu Pyroxen-reichen Peridotit am Plateau bei Satritš. Gesteinsbildend treten noch Siliciophite, Hornsteinmassen hinzu; roter Hornstein gangartig in Serpentin bei Duše.

In prachtvoll erkennbarem Transgressionsverband breiten sich die Kreidegesteine auf dem vorkretazisch eingeebneten Serpentinmassiv aus; sie beginnen mit Geröllagen (darunter reichlich Serpenterölle), Mergeln,

roten Tonen und Schiefern. Bei Grebnik nordwestlich Orahovac findet sich auch oolithisches Eisenerz an der Basis. Darüber folgt die kalkige Entwicklung, in den tieferen Lagen rötliche fossilführende Kalke (Requienien, Anteil Unterkreide?) nächst Orahovac und Hippuritenkalke bei Brešance Nord; in den höheren Lagen schön gebankte, hellgraue bis weiße, dichte Kalke. Die Gesamtmächtigkeit der Kreide, Oberkreide, weitaus überwiegend in Kalkfazies, beträgt mindestens 300—400 m. Innerhalb der Kalklandschaft herrscht Karstcharakter; Dolinen und Karstquellen besonders am Serpentinkontakt, z. B. bei Labutšewo.

Jungtertiär: beim Dorfe Grebnik sind über gut geschichteten, horizontalen grauen und rötlichen Mergelkalken feine Tegel und Sande mit reichlich Muschel- und Schneckenschalen aufgeschlossen. Ebenso treten fossilführende Tertiärschichten am Gebirgsrand unweit der Gendarmeriestation Saroš in Erscheinung.

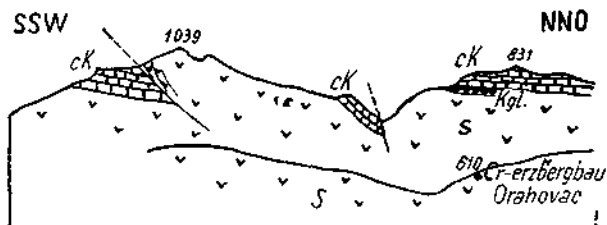


Abb. 36. Schuppenbau bei Orahovac nächst Prizren, Mazedonien (aus [66]).

Nachgosauische Schuppentektonik. — S = Peridotitserpentin, cK = Oberkreide, vorwiegend Kalke (Kgl = Basalkonglomerat).

Gebirgsbau: Die bereits erwähnte Insel älteren Grundgebirges bei Brešance enthüllt in klarer Weise zwei Phasen der Gebirgsbewegung: eine vorgosauische mit O—W-gerichteter Struktur, ferner eine Phase nachgosauischen, gemäßigten Schuppenbaues, der sich mit seiner NNW—SSO-Struktur auch noch in der heutigen Oberflächengestaltung etwas abbildet. Westlich der Grundgebirgsinsel von Brešance kommt die ältere Gebirgsstruktur mangels anderer Gesteine als Serpentin und Kreidekalk höchstens in O—W gerichteten Kluftsystemen und Schieferungszonen des Serpentin zum Ausdruck. Hingegen tritt der nachgosauische Gebirgsbau in auffallenden Landschaftsbildern in Erscheinung und verrät eine mäßige Schuppung aus ONO-Richtung derart, daß längs NNW—SSO streichenden Linien, z. B. bei Gradište oder längs Ponorce-Zentrale Orahovac oder Mališewo-Gorište die im allgemeinen flach ostwärts absinkende Kreidekalkplatte samt anhaftendem Serpentin gegen WSW auf Serpentin aufgeschuppt erscheint. Die Profile bei Orahovac, 1934 in [66] abgebildet, sind in Abb. 36 hier wiederholt: bei Gradište ist der Serpentin der Kote 1039 über Kreide und Serpentin aufgeschoben. Der Kreidekalk, welcher dem Serpentin der Kote 1039 aufrucht, sinkt längs einer ähnlichen parallelen Dislokation steil in die Tiefe. Der Serpentinaufbruch bei Mališewo-Goritše folgt mit seinem W-Rand ebenfalls einer solchen Schuppenstörung, wobei die Mergel und Sandsteine der Kreidebasis längs der Störung steil aufgerichtet zutage treten.

Im großen und ganzen erweist sich hier die Gosautektonik nur von seichter Wirkung, oberflächennahe schneidet sie nur Kerben in die Serpentinmassen oder hebt dachziegelartig Späne von ihnen ab, die tieferen Massen des basischen Gesteinskörpers werden nicht oder kaum von der Bewegung ergriffen. Ähnliches berichtet AMPFERER vom Zlatibor.

Dem nachgosaubischen Schuppenbau folgen eine oder mehrere jüngere Verwurfsphasen. Sowohl der gerade verlaufende SW-Rand als auch der ihm ziemlich parallele NO-Rand des Orahovacer Gebirges ist als Störungsrand aufzufassen. Am NO-Rand spricht dafür auch das Auftreten der Therme von Banya (16–17° C, gasarm, schwach säuerlich).

Längs der südlichen und nördlichen Umrandung des Orahovacer Berglandes sind alte Verebnungsterassen kenntlich, eine besonders auffällig im Niveau 600 m, das ungefähr der Höhe des Kossovo polje (Amsfeld) entspricht; ältere, höher gelegene Verebnungen bestehen in Sh. 800 m, die wie die vorgenannten über Kreide und Serpentin gleichermaßen hinwegschneiden. Auf diesen Verebnungen sind mitunter zusammengehäufte Rollstücke von Chromerz als kleine Seifenlagerstätten zurückgeblieben.

Meinen eigenen Aufnahmen um Orahovac (1931) ist später der Beginn der geologischen Landesaufnahme durch das Belgrader geologische Institut gefolgt, von P. S. PAVLOVIČ und V. CUBRILOVIČ durchgeführt.

Die vorläufigen Ergebnisse dieser Aufnahmen auf Blatt Prizren wurden durch die beiden genannten Geologen 1938 [118] mitgeteilt; sie betreffen weniger das Gebiet um Orahovac, mehr das albanische Grenzgebiet: Aus der Mitte des Serpentinmassivs von Orahovac, von der Örtlichkeit Pustaselo, wird Uralitgabbro beschrieben. Die Oberkreide auf Blatt Prizren wird in drei Fazies erkannt: Flysch, tonig-mergelige plattige Kalke (*calcaire à plaquettes*) und Rudistenkalk. Letzterer, mit Brachiopoden, Nerineen und Hippuriten ist um Orahovac vertreten. Das Profil von Gradište bei Orahovac, mächtig geschuppte Kreidekalke über Serpentin, ist in ähnlicher Weise dargestellt, wie ich es 1934 [66] tat. Von dem Kreidekalkzug bei der Svano-Kog Brücke, Straße Prizren-Djakovica, wird *radiolites angeoides* (Campanien) gemeldet. Aus dem Pliozän werden *Congeria*, *Dreissenia* und *Vivipara* genannt.

Chromerzführung. Das Serpentinrevier von Orahovac birgt stock-, plattenförmige und Leopardierzlagerstätten ähnlich dem Raduscharevier, doch sind Unterschiede gegenüber Raduscha unverkennbar. Dies liegt z. T. schon begründet im einförmigen petrographischen Aufbau des Massivs als ungegliederte Masse von Pyroxenperidotit. Die Streuung der Einzelvorkommen ist beträchtlich, sie sind meist von weiten sterilen Räumen getrennt, und treten seltener zu Gruppen zusammen, wie dies etwa in den Dunitzwischenlagen der mittleren gebankten Zone des Raduschamassivs verbreitet ist. Auch in der chemischen Zusammensetzung des Erzes machen sich gegenüber Raduscha Unterschiede bemerkbar.

Die seinerzeit wichtigste Lagerstätte war die gedrunen stockförmige Lagerstätte „Zentrale Orahovac“, aus massigem dichtkristallinem, sehr hartem Derberz aufgebaut. Wie häufig bei stockartigen Ballungen von Derberz, war randlich auch etwas Sprenkelerz ausgebildet, z. T. sogar plattig struiert, vereint mit strähnig ausgezogenen Erzbändern nach Art von negativem Leopardierz. Letzterer Typus ist nach Erfahrungen in Raduscha meist einem höheren Abschnitt im magmatischen Stockwerk der Peridotitmasse eigen.

Die streng plattige Form der Sprenkelerzkörper, ein häufiger Typ des Raduschabezirkes, ist hier oft gelockert oder hat Übergänge zur

geschwungenen Bänderform. Die selbständigen Leopardierzvorkommen sind, wie fast allgemein, von recht beschränkter Ausdehnung. Einen etwas eigentümlichen Typus in formaler Hinsicht stellen die „ungeordneten“ mehr wolkig verteilten bis langlinsig-stockartigen Vorkommen von Sprenkelerz dar, meist ohne scharfe Grenze zum Nebengestein; es kann sich dabei um recht ansehnliche Erzmassen handeln, mit ziemlich gleichbleibender Dichte der Erzkornstreuung, an Qualität guten Wascherzes mit 20–30% Cr_2O_3 heranreichend. Häufig ist eine Hauptdimension solcher Erzkörper erkennbar, Paralleltexur der Erzkornstreuung ist nicht, oder nur andeutungsweise vorhanden, z. B. auf den Vorkommen von Labutšewo und Koznik bei Orahovac und anderen. In den genannten Lagerstätten ist die Serpentingrundmasse auffallend hart, vermutlich kieselreicher als im sonstigen Durchschnitt. Es hat den Anschein, als wären diese unregelmäßigen Sprenkelerzlagerstätten eher höheren Abschnitten im magmatischen Stockwerk eines Peridotitlakkolithen zugeordnet; vermutlich waren diesen massigen Sprenkelerzvorkommen kein ausreichender Absinkweg und keine Einfügung in orientierte Spannungen beschieden gewesen, so daß die Ausbildung zu Plattengefüge mit parallelen Erzkornreihen schon im Keime erstickt worden ist. Wo fallweise Plattenausbildung zustande kam, fehlt die im Raduschabezirk klar erkennbare Streichkonstanz der Plattenrichtungen über weit abstehende Räume als Zeugnis weitgespannter magmatischer Druckspannungen. Es bleibt noch festzustellen, ob das Erzkorn in den massigen, unorientierten Sprenkelerzanhäufungen keine oder nur geringfügige Korrosionserscheinungen aufweist. DONATH hat für die Plattenerze von Gorance bei Raduscha zuerst gezeigt, daß vielfach das einzelne Erzkorn der Schlierenplatte infolge Wanderung in heißere Magmateile, heftige Anlösung erfuhr. Mangel solcher Korrosionen würde für die massigen Sprenkelerze die Annahme von nur geringfügiger oder keiner Ortsveränderung nach Ausscheidung erhärten. Leider habe ich im Augenblick für die Nachprüfung kein Material zur Verfügung.

Die chemische Zusammensetzung des Orahovacer Chromerzes ist schwankend. Neben eisenreichen Typen, die auch im Derberz nur knapp an 48–49% Cr_2O_3 herankommen, sind auch Erze mit chromreicherem Molekül vertreten, beispielsweise die Reicherze der Lagerstätte Schip mit über 52%. (Analysen Tabelle 1).

Neben Chromit treten im Bereich der Chromerzvorkommen von Petkovich auch dichte bis feinkörnige Magneteisenerzmassen auf, mit Chromit kleine isolierte Erzkörper oder gangschlierenartige Vorkommen bildend; z. T. ist Kupfergehalt durch Malachitausbildungen auffällig.

Minerale der Serpentinumwandlung: Magnesit selten, z. B. in der Grube Goritše. Opalbildung verbreitet. Verglimmerung örtlich, besonders in Lagerstättennähe. Asbest häufiger bei Petkovich. Schöne R-Kristalle Kalkspat auf der gabbropegmatitdurchsetzten Lagerstätte Labutšewo 4, auch Aragonit in Nadeln. Zeisiggrüne Chromgranatkristalle Uwarowit, Granatoeder rautenartig aufgewachsen auf Chromerz von Petkovich.

Im einzelnen wird den wichtigeren Chromerzvorkommen folgende kurze Kennzeichnung gegeben:

Zentrale Orahovac. Ein länglich gedrungener Derberzstock, heute ausgebaut, hatte einen Inhalt von etwa 12.000 t; er stak in einer dünnen

Hülle von dichtem, schiefrigem Serpentin vermutlich dunitischer Abkunft, nach außen von Pyroxen-Peridotit abgelöst.

In der Umgebung der Zentrale, bei Kovzetje und Zakino brdo, einige Schürfe auf plattiges Sprenkelerz.

Gradište, Sh. 910 m. Eine Reihe mehr plattiger Sprenkelerzkörper, z. T. auch massiv struiert und stockartig, in vier Stollenhorizonten untersucht.

Celja am S-Hang der Kote Gipfelkote 1039. Einige Stollenbauten auf stock- oder schwarmartige Vorkommen Sprenkelerz mit örtlich Reicherz.

Schip, Sh. 830—860 m. Es bestehen zwei benachbarte Lagerstätten, die aber wahrscheinlich als durch Störung (nach $70^\circ/70^\circ$ fallend) getrennte Teile eines und desselben lagerartigen Stockes von Sprenkelerz und Derberz anzusehen sind. Der Erzkörper im Hangend der Störung durch Tagbau herausgebaut (1931). Der im Liegend befindliche Lagerstättenteil 1931 in Ausrichtung, doch nach der Tiefe anscheinend schollenartige Auflösung. Das Derberz ist hart, grob- und dicht-kristallin, von gedämpftem Glanz. Insgesamt bestand eine Größenordnung der Lagerstätte von mehreren 1000 t.

Ponorce, Sh. 830—860 m. Sprenkelerzvorkommen, unregelmäßige wolkenartige Schlierenform, größere und kleinere Nester, nur ausnahmsweise Andeutung von Plattenform. Obwohl das Erz im Handstück unmagnetisch ist, zeigen sich örtlich magnetische Störungen.

Svrche, bereits nördlich des Mittelgebirges auf welliger Plateaulandschaft; plattiges Sprenkelerz und nesterartige Ansammlungen von Derberz.

Labutšewo, westlich des gleichnamigen Dorfes. Verstreut liegende Vorkommen, meist plattiges oder bänderiges Sprenkelerz, auch wolkige Sprenkelerzballungen.

Petkovich-Hromovik. Diese Gruppen von Vorkommen sind nördlich der Ortschaft Petkovich und östlich Hromovik verstreut, z. T. liegen sie am sanft abfallenden, schräg terassierten Gebirgsfuß. Von den Schurfpunkten Labutšewo kommend, befindet sich noch diesseits einer kleinen Sattelerhöhung ein Sprenkelerzvorkommen mit Andeutung von primär-magmatisch horizontaler Plattenlage. Auch magmatische Erz-Breccien, durch Eindringen von Bronzilit in Chromit zustande gekommen, sind beobachtbar; dieser Typus wird auch in anderen Chromerzgebieten angetroffen, beispielsweise im nordalbanischen Erzdistrikt.

In Nähe des Dorfes Petkovich sind auf flachabfallender Plateauterasse eine Reihe beschürfter Chromvorkommen, zu Zügen gereichte Schlieren, auch schlierengangartige massige Sprenkelerzvorkommen. Nebengestein ist Pyroxen-Peridotit. Eine Anzahl dieser Vorkommen ist innig verknüpft mit Magnetitausscheidungen, begleitet von kleinem Sulfidanteil und Kupferausblühungen. Diese für den Balkan seltene Paragenese verdient besonderes Interesse. Zur Zeit meiner geologischen Feldarbeit 1931/32 hatte ich eine Probesendung der Magnetit-Chromiterze an Hofrat Prof. Dr. A. TORNQUIST in Graz geleitet, mit der Bitte, das Material einer erzmikroskopischen Untersuchung zu unterziehen.

Herr Prof. A. TORNQUIST hatte seinerzeit die Freundlichkeit, mir eine Zusammenstellung seiner Beobachtungen als kurzes Manuskript zu gelegentlicher Verwertung zur Verfügung zu stellen. Indem ich, meinen Dank bezeugend, nachfolgende Darstellung bringe, geschieht dies leider

erst nach dem Tode von Prof. Tornquist, der im Jahre 1944 in Graz einem Bombenangriff zum Opfer fiel.

„Chalkographische Untersuchung der Erze der Chromitlagerstätte Petkovich bei Orahovac durch Dr. A. TORNQUIST, Graz, Technische Hochschule“ [159]:

„Chromit. Die Chromitanschliffe (hierunter auch oder ausschließlich Erzstufen anderer Fundpunkte — H.) lassen stets eine starke Kataklase erkennen. Die durchsichtigen, unter + N mattweiß erscheinenden Mineralausfüllungen der Klüfte lassen sich im Anschliff nicht bestimmen. Sehr selten treten größere, aber stets nur mikroskopisch erkennbare Pyritaggregate in den Klüftfüllungen auf. In Anbetracht der Unempfindlichkeit des Chromits gegen Ätzmittel, auch gegen Bromgas, läßt sich die Struktur der Chromitmassen erzmikroskopisch nicht ermitteln. Stellenweise erscheinen weiß reflektierende Einschlüsse (Olivin ?) im Chromit, der an solche mit Oktaederflächen grenzt. Die Reflexionsfarbe des Chromits ist in Luft bräunlich, in Öl unter Abnahme der Helligkeit matt-grau-rosa, er ist völlig isotrop und zeigt in bestimmten Anschliff-Flächen eine gute Politur, in anders orientierten Anschliff-Flächen u. zw. in benachbarten Partien des gleichen Anschliffes eine große Rauigkeit. Er ist eher weicher als der Magnetit.

Magnetit. Das Magnetitzerz von Petkovich ist im Gegensatz zum Chromitzerz der übrigen Fundpunkte nicht kataklastisch. Es besteht aus einem Gemenge sehr kleiner Oktaeder. Der Magnetit besitzt im Vergleich mit anderen Magnetiten eine stark bräunlich-rosa-graue Färbung, trotzdem ist sein Reflexionsvermögen höher als das des Chromits. Deutlicher wird dieser Unterschied unter Öl, die im Magnetit eingeschlossenen Chromitkristalle sind dann rein grau und dunkler als der Magnetit. Im Erz befinden sich Körner von leichterem Magnetit mit besserer Politur und Körner braunerer Magnetits mit stärkeren Schliffausrissen z. T. in innigster Vermischung.

Der dunklere und der lichtere Magnetit unterscheiden sich stofflich voneinander. Der dunklere Magnetit ist bedeutend stärker mit konzentrierter HCl anätzbar als der lichte. Die Farbunterschiede verstärken sich durch die Ätzung und die innige Vermengung beider Magnetitarten wird deutlicher sichtbar. Der stoffliche Unterschied wird aber dadurch bekräftigt, daß die dunklen Magnetitkörner alle meist sehr feine (zirka 0.02 mm breite) Eisenglanzlamellen enthalten, welche den lighterer Magnetiten vollständig fehlen. Diese Eisenglanzlamellen sind schon im unangeätzten Anschliff bei einer Vergrößerung von 250fach deutlich erkennbar, sie werden nach dem Ätzen der Anschlifffläche mittels konzentrierter HCl deutlicher, da sie im Gegensatz zum Magnetit von der Säure nicht angegriffen werden.

Die verschiedene Reflexionsfarbe der Eisenglanzlamellen enthaltenden dunkleren Magnetitkörner und der lighterer Magnetitkörner auf wechselndem Titangehalt zurückzuführen, bereitet Schwierigkeit. Zunächst fehlen Entmischungen von Ilmenit im Petkovich-Erz. Nach LINDLEY (N. Jb. f. M. Pal. B. B. A., 53, S. 333) nimmt die Ätzbarkeit des Magnetits mit zunehmendem Ti-Gehalt ab, es müßten demnach die lighterer Magnetite die Ti-reicheren sein. Schneiderhöhn und Ramdohr bestätigen diese Angabe. Andererseits sollen aber nach RAMDOHR die Ti-haltigen Magnetite stärker rosa-braun sein, was bei den Magnetiten von Petkovich nicht zutrifft, wohl geben SCHNEIDERHÖHN und RAMDOHR an, daß der Farbton ohne eindeutige Beziehung zum Chemismus wechseln kann. Da aber Eisenglanzlamellen in Ilmeniten und Titanomagnetiten häufiger sind als in reinen Magnetiten, so könnten die Eisenglanzmagnetite immerhin titanhaltigere Körner sein. Daß die Unterschiede in der Reflexionsfarbe auf wechselnden Chromgehalt im Magnetit zurückzuführen sind, könnte in Anbetracht der zu beobachtenden Resorption des Chromits durch Magnetit möglich erscheinen, nach RAMDOHR kommt aber eine Mischbarkeit des Chromit- und Magnetit-Moleküls kaum vor.

Der Magnetit enthält stellenweise ziemlich reichliche Resorptionsreste von Chromit, bei seiner Ausscheidung ist es zur Wiederlösung des vorher gebildeten Chromits gekommen, auch sind Chromitkristalle von Magnetit durchadert. Es treten interessante Verdrängungs-skelette von Chromit im Magnetit auf (Photoabb. 37 im 2. Teil), welche auf die auch sonst häufig zu beobachtende Erscheinung zurückzuführen sind, daß intakte Kristallflächen der Resorption stärkeren Widerstand entgegensetzen als bereits durch Resorption gelöste Ebenen im Kristall. Vielleicht sind auch im Chromitkristall Anwachszonen etwas verschneiderter Struktur vorhanden gewesen.

Gegen die benachbarten, im Anschliff nicht näher bestimmbar Silikate zeigt der Magnetit wiederum Resorptionsränder, in den Silikaten schwimmen auch reichlich gerundete Reste von Magnetit.

Der Magnetit enthält reichlich Einschlüsse von Eisenglanz und sulfidischen Erzen. Eisenglanz. Die reinweißen, gegen den bräunlichen Magnetit mit einem Stich ins Blaue erscheinenden vorerwähnten Eisenglanzlamellen zeigen besonders im Öl sehr starke Anisotropie (lilabraun). Die Lamellen machen nicht den Eindruck späterer Entmischung aus dem Festen, da sie vollständig im Magnetit vorhandene Oktaederzonen bilden. Sie sind in dieser Ausbildung auch nicht auf deszendente Martitisierung zurückzuführen. Sie bilden primäre Zonen im wachsenden Magnetitkristall. Von SCHNEIDERHÖHN und RAMDOHR werden derartige Eisenglanzlamellen auf Erzausscheidung bei sinkender Temperatur zurückgeführt. Es dürften sich demnach die leichten Magnetitkörner etwas früher ausgeschieden haben als die Eisenglanzmagnetitkörner. Für die Bildung bei für liquidmagmatische Bildung relativ niedriger Temperatur sprechen auch die Einschlüsse sulfidischer Erze, welche sich aber ohne Auswahl in den leichten und dunklen Magnetitkörnern vorfinden.

Die magmatische Ausscheidung der Chromit- und kleinen Magnetitkörner ist jedenfalls zunächst diffus im Magma erfolgt. Erst durch spätere gegenseitige Adhäsion, verstärkt durch Bewegungen im Magma, ist es sodann zur Bildung von Derberzen gekommen. Nach der ersten Phase der Chromitbildung kam es unter weitgehender Resorption des Chromits am Rand des Magmakörpers zur zweiten Magnetitbildung.

Kupferkies. Er findet sich in winzigen Täfelchen (0.01 mm) in auch nur mikroskopisch erkennbaren, etwas größeren, kristallin begrenzten Aggregaten recht verbreitet im Magnetit. In vielen Fällen tritt er zwischen den Zwickeln von Magnetitoktaedern auf, er erscheint aber auch inmitten der Kristallindividuen.

Kupferglanz. In bestimmten Partien des Magnetiterzes überwiegen die Anzahl der Kupferglanzeinschlüsse die Einschlüsse von Kupferkies. Es ist ein im Anschnitt hellweißer Kupferglanz, eine seltene Modifikation, welche vollständig isotrop ist und leicht mit Gersdorffit verwechselt werden könnte. Die Blaufärbung mit HCl und vor allem seine häufige zementative Verdrängung durch Covellin läßt ihn sicher erkennen. Die deszendente Covellin-Neubildung im Kupferglanz ist regional sehr wechselnd im Magneteisenstein verteilt. Diese hell-weiße Modifikation des Chalcocits stellt nach SCHNEIDERHÖHN-RAMDOHR den sogenannten lamellaren Kupferglanz dar, und beweist seine hochtemperierte Bildung. Eine spätere Entmischung aus dem Festen ist kaum anzunehmen.

Pyrit. (Nicht näher beschrieben.)

Millerit. Sehr viel seltener sind ebenfalls nur mikroskopisch kleine, stets kristallin begrenzte Einschlüsse von Nickelsulfid. Sie erscheinen mit sehr starker Reflexionshelligkeit von lichtweiß-gelblicher Farbe. Die lebhafteste Anisotropie, besonders in Öl (braunrot-grau) sowie das negative Verhalten der Anschnitt-Flächen gegen von HNO_3 (1:1) angreifbaren Rotnickelkies, Safflorit, Gersdorffit und anderseits gegen die selbst von konzentrierter HNO_3 nicht angreifbaren Platinerze (Sperrylit, Stibiopalladinit und Cooperit) führen zur Bestimmung. Der Millerit erscheint stets in kurzen, prismatischen Säulen.

Der Vererzungsvorgang: Die Phase der liquidmagmatischen Ausscheidung des Chromits stellt den Beginn der Bindung von Schwermetallen im Magma dar; es folgte die Phase der Magnetitbildung, welche aber bereits eingetreten ist, bevor die im Magma verteilten Chromitkristalle zu Chromit-Derberz zusammengetreten waren. Es wurde nicht beobachtet, daß derbe Chromitzüge von jüngerem Magnetit verdrängt werden. Immer sind es nur einzelne und meist isolierte Chromitkristalle, welche durch den Einfluß in Magnetit der Resorption in verschieden intensivem Grade zum Opfer gefallen sind. Die im Magnetit nach Oktaeder-Kristallzonen auftretenden Eisenglanzzonen besitzen meiner Auffassung nach keine Anzeichen einer posthumen Entmischung, wahrscheinlicher scheint es mir, daß sie die Folge einer primären rhythmischen Ausscheidung von Ti-reichen und Ti-armen Kristallzonen darstellen. Ebenso wenig zeigen die kleinen, meist kristallinen Einschlüsse von Kupferkies-Kupferglanz und Millerit Anzeichen einer posthumen Entmischung aus dem Magnetit. Das beim Kupferkies deutlich zu erkennende Auftreten in den Zwickeln des Magnetits weist jedenfalls auf die primär gleichzeitige Ausscheidung mit dem Magnetit hin.

Wenn auch sulfidische Ausscheidungen in liquidmagmatischem Magnetit sehr selten zu sein scheinen, da ich über sie keine Angaben in der Literatur finden konnte, so kann das Auftreten von Cu und Ni in diesem Lagerstättentypus keineswegs befremden. Sind diese Metalle doch für die kontaktmetamorphen Lagerstätten basischer Magmen leitend. Daß sie in Petkovich schon im liquidmagmatischen Magnetit auftreten, weist ebenso wie die Ausbildung der Eisenglanzzonen auf ein intensiveres Temperaturgefälle im späteren Verlauf der magmatischen Erstarrung hin, das vielleicht auf die lokale Lage der Petko-

vicher Erze im Chromitgebiet zurückzuführen ist und eine lagerstättenkundlich interessante Erscheinung darstellt.“

Koznik, östlich der Ortschaft gleichen Namens, in Sh. 790 m am Fuße des steil abfallenden Gebirgsrandes gelegen. Ein kleiner, bis 1.5 m mächtiger, nach der Tiefe sich keilförmig schließender Erzkörper tritt zutage; sein Derberz, dichtkristallin, ist durch eigenartig matten Glanz bemerkenswert, es ist Al-reich und gleicht griechischen Erztypen; auch Durchsetzung mit grünschwarzem Serpentin drücken seinen Cr_2O_3 -Gehalt auf 40% herab.

Ein anderer Typus ist das Höhenvorkommen Koznik, in 930 m Sh. am steilen Südfall der Bergspitze Kote 1006 m. Hier sind, wolzig oder kleinstockartig, Sprenkeleranzhäufungen bis 3 m mächtig; das Muttergestein ist harter, verkieselter Serpentin; die ziemlich gleichmäßig dicht gestreuten Erzkörner sind richtungslos verteilt, ganz vereinzelt macht sich Plattenreihung der Körner bemerkbar. Der Übergang zum Nebengestein ist in der Regel unscharf.

Goritše-Mališewo. Der 6 km lange, 0.5 km breite, NNW—SSO gestreckte Serpentinzug, welcher nordöstlich von Orahovac mitten aus der Kreidekalkbedeckung herausragt, birgt an seinem Nordende bei Mališewo und an seinem Südennde bei Goritše Chromerzorkommen.

Das Vorkommen Goritše bietet sich in Form kleiner, blockartiger zerrissener Derberzörkörper entlang einer Zone z. T. stark verschieferten Serpentin dar, die ebenfalls NNW—SSO streicht. Die erzführende Zone erstreckt sich über 300 m Länge und ist durch Stollen und Tagbautrichter aufgeschlossen. Über Stollensohle sind nur mehr Erzreste beobachtbar, einzelne Erzführungen setzen schollenartig unter Sohle.

Die Vorkommen Mališewo sind um Kote 639 gereiht, z. T. in Form wenig ausgedehnter Schlierenplatten, z. T. als längliche Leoparderkörper.

Brešance. Die kleinen Erzorkommen dieser sehr beschränkten Serpentininsel unter Kreidekalkdecke verdienen ob ihrer besonderen geologischen Lage Beachtung: der Serpentin tritt hier in ursprünglichem Verband mit älterem kristallinem Grundgebirge. Damit ist eine Zuweisung dieser Zone zu einem tieferen, derberzhöflicheren Abschnitt des Peridotitmassivs einigermaßen begründet. In der Tat sind die bisher festgestellten Vorkommen ausschließlich Derberzorkommen, allerdings noch unbedeutend, stark tektonisch zerschollt wie auch das Nebengestein stark gestört sich erweist.

Wird die Anordnung der Chromerzführung im Orahovacer Serpentinmassiv in Gesamtheit überblickt, gibt sich keine Gesetzmäßigkeit, bedingt aus einem etwa feiner gegliederten primär-magmatischen Innenbau, zu erkennen. Die Lagerstättendichte ist im allgemeinen eine schütterere, die petrographische Zusammensetzung der basischen Masse verhältnismäßig einförmig. Noch hatte ich zur Zeit der Aufnahmen im Revier Orahovac meine Beobachtungen in Richtung innerer Gliederbarkeit der basischen Massen nicht weit genug ausgedehnt gehabt. Nachträglich möchte ich vermuten, daß hier ähnlich wie unweit bei Djakovica an der albanischen Grenze, dessen Serpentine und Chromlagerstätten ich erst viel später studieren konnte, verhältnismäßig flache magmatische Lagerung der Peridotitmassen vorwaltet, die Kreide bedeckten Serpentinzonen würden auch den ursprünglich oberen, hangenden Abschnitt des basischen Kuchens darstellen. Eine etwas tiefere Zone wäre im Abschnitt Petkovich-

Labutšewo zu sehen, primär noch tiefer im Vertikalaufbau der Peridotitmasse läge der chromerzführende Serpentin in der Grundgebirgsinsel von Brešance.

Der Chrominhalt der bisher ausgebeuteten oder in ihrem Umfang erkannten Lagerstätten des Orahovacer Reviers gegenüber der bedeutenden Ausdehnung des Muttergesteins ist wesentlich geringer als etwa jener der kleineren Reviere Raduscha oder Jezerina. In einem Einzelfall — Zentrale Orahovac — erreichte hier ein Derberzvorkommen den Umfang von 10 bis 20.000 t; einige wenige Vorkommen erreichen einige 1000 t, vielfach verbreiteter, aber auch nicht dicht gestreut, sind kleine und kleinste Vorkommen. Auch für die bislang noch wenig bebauten (weite Transportwege, bis 60 km zur Bahn! Fehlen einer örtlichen Aufbereitung!) Sprenkelerzvorkommen sind in der Mehrzahl nur kleine Lagerstättengrößen absehbar, oft kaum an 1000 t heranreichend, in Einzelfällen mehrere 1000 t wohl kaum überschreitend. Auch ihre Zahl und Dichte ist gegenüber den sprekelerzreichen Zonen im Raduscharevier viel geringer. Doch ist ihr Gesamtumfang — noch wenig bergmännisch berührt — in Zukunft auch von bergwirtschaftlicher Bedeutung.

3. Ibartal und Zlatibor (Altserbien).

Ibarmasse. Im südwestlichen Altserbien, von Kraljevo südwärts bis an den N-Rand des Kossovopolje (Amselfeld) bei Mitrovitza, durchschneidet der Ibarfluß in steilen Talschluchten ausgedehnte, geschlossene Peridotitmassen, die an seinem O-Ufer bis hoch in die Hänge des Kopaonikgebirges reichen — die Ibarperidotitmasse. W. HAMMER [25] vermutet für diese Peridotitserpentine im Gegensatz zum westlicher gelegenen Zlatiborserpentin jüngerer, posttriadisches, in Übereinstimmung mit F. KOSSMAT jurassisches Alter. Die eigenartigen Lagerungsverhältnisse eines für triadisch gehaltenen Schichtenpaketes im Studenicatal westlich Usce am Ibar haben zu dieser Auffassung hingeletet. Der Trias verdächtige Kalke und Dolomite sind dort als isolierte Scholle in Serpentin eingeklemmt und täuschen das allseitige Umflossensein von Peridotitmagma vor. Doch O. AMPFERER betont bereits in derselben Arbeit den beträchtlichen Störungscharakter, den alle hier angetroffenen Verbandsverhältnisse mit Serpentin zeigen und hält eine Altersverschiedenheit von Ibarserpentin gegenüber Zlatiborserpentin nicht für erwiesen.

Inzwischen sind vor allem im oberen Studenicatal durch Wegbau die Aufschlüsse weiter verbessert. Eine Begehung im Herbst 1940 von Pridvorica talabwärts überzeugte mich für die Serpentinaufschlüsse im oberen Studenicatal von dem stets auftretenden Verband des Serpentin mit paläozoischen Gesteinen: Phyllite, halbkristalline quarzige Schiefer, schiefrige Quarzkonglomerate und Sandstein treten an die Serpentinkontakte heran, in der Regel allerdings unter beträchtlichen Störungserscheinungen. Der Serpentin ist von Amphibolit, Diabas und Gabbrodioritgesteinen begleitet. Ähnlich dem Befunde von W. HAMMER beim Kloster Studenica konnte talabwärts von Pridvorica, vor der Studenicaabücke, im frischen Straßenanriß eine basische eruptive Durchbruchsbreccie beobachtet werden: Kalk- und Quarzbrocken sind in derselben von gabbroider Grundmasse zusammenge kittet.

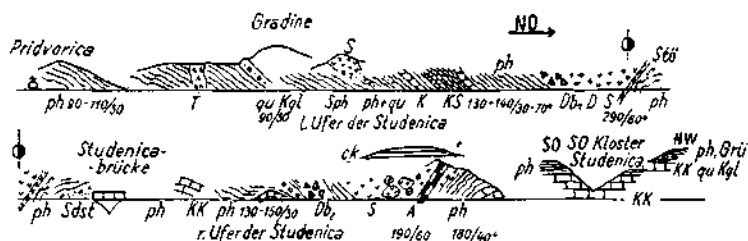


Abb. 37. Teilprofil des Weges Pridvorica — Kloster Studenica, Westserbien.

ph, sph = Phyllite, Serizitphyllite, qu = quarzitisch, quKgl = schiefrr. Quarzkonglomerat, K, KK = mäßig bis stärker kristalline Kalke, Sdst = Sandstein, KS = Kalkglimmerschiefer, A = verqu. Amphibolit, Db₁ = diabasische Durchbruchsbreccie mit teilw. kugelig Absonderung, D = gabbrodioritische Randfazies, Db₂ = diabasisch verheilte eruptive Durchbruchsbreccie mit Kalcbrocken und Quarzknuern, S = Serpentin, Grü = Grünschiefer i. a.

Ein mächtiger, flach gelagerter Marmorzug mit zwischengelagerten Phylliten liegt über den Serpentinmassen des oberen Studenicaales und unterteuft die Serpentinmassen beim Kloster Studenica. Hier liegt zweifellos eine Überschiebung vor. Der Marmorzug dürfte jenen alten Marmor massen entsprechen, die eng angeschlossen an den Außenrand der kristallinen Schieferhülle des pelagonischen Massivs dieses im O und W umziehen und von Mittelmazedonien südwärts bis nach Griechenland sich immer breiter entfalten.

W. HAMMER bringt von Pridvorica bis Usce ein zusammenhängendes Profil. In meinen eigenen Beobachtungen, die in Sonderheit den Verbandsverhältnissen des Serpentin gewidmet waren, entstand leider knapp vor dem Kloster Studenica infolge Einbruch der Nacht eine Lücke. Die Ergebnisse sind im Profil (Abb. 37) dargestellt.

Von Studenica bis Usce konnte ich die von AMPFERER-HAMMER eingehend beschriebenen Verhältnisse jener Kalk-Dolomit-Serie, von ihnen für Trias gehalten, besichtigen; Beobachtungen und Gesamteindruck erwecken die Vorstellung einer tektonisch steil gestellten Einklemmung jüngerer

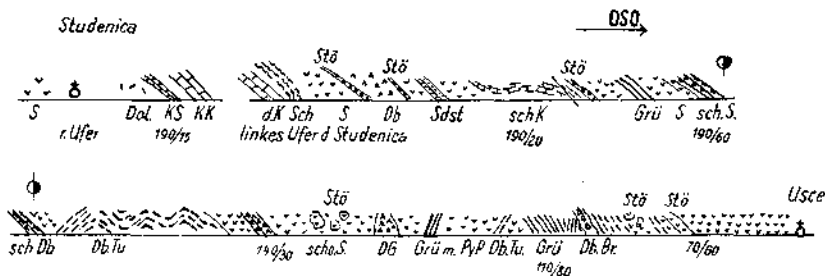


Abb. 38. Wegprofil Kloster Studenica bis Usce im Ibartal, Westserbien.

S = Serpentin, sch = schiefrrig, scho = schollig, Db = Diabas, Grü = Grünschiefer i. a., Db.Tu = Diabastuffschiefer, fleckig, dunkel, m. PyP = massiger Pyroxenperidotit, Db.Br. = eruptive Diabasbreccie, Dol. = Dolomit, KS = Kalkschiefer, KK = marmorartige Kalke, d.K = graue dichte bis feinkrist. Kalke, Sch = grün. Schiefer mit Quarzknuern. — Stö: besonders hervortretende Störungen.

Schichten zwischen die Serpentinmassen. Die Kalke sind z. T. marmorisiert, z. T. allerdings auch fast dicht, in ihrem Hangend schieben sich grünliche Tonschiefer mit Quarzknauern ein. Die beträchtlich gestörte Lagerung tut sich an den Kontakten dieser Sedimentpakete kund, insbesondere dann in den darauffolgenden Serpentin- und Diabasschiefermassen. Die starke tektonische Durchknetung der Serpentine und Diabase, Ausbildung dünn-schiefriger Serpentine und blockige Zerrüttung massiger Serpentine, hält bis knapp vor Usec an, wo längs dinarisch gerichteter Störungsgrenzen der geschlossene, wenig tektonisch versehrte Peridotitserpentin des Ibartales anschließt. Letzterer ist, gleich wie jener des Studenicales, vorherrschend Pyroxenperidotit, nach W. HAMMER überwiegend Lherzolite, nach M. ILIĆ [71] auch wieder Harzburgit.

Die intensiven Zerrüttungen und Schuppenstörungen innerhalb der Serpentinzonen des Studenicales erinnern an die etwas ähnlichen tektonischen Verhältnisse im nachgosauischen Schuppenbau, welcher die sogenannte Vardarzone in Mazedonien beherrscht, in deren nordwestlicher Ausstrahlung Studenica in der Tat sich befindet.

AMPFERER kennzeichnet den W-Rand des Ibarperidotits als Schubrand, hält aber doch den Zlatiborperidotit mit seiner randlichen vorgosauischen Überschiebungs- und Bruchtektonik zusammen mit jenen des Ibartales als derselben Intrusionsperiode angehörig, wozu auch meine Beobachtungen drängen.

Das Umschlossensein der vermuteten Trias bei Studenica durch Peridotit ist mit größerer Wahrscheinlichkeit doch tektonisch zustande gekommen und darum für die Beurteilung des Intrusionsalters nicht entscheidend. Hingegen liegen bei Rudnjak westlich Gokčanica auf der O-Seite des Ibartales in den Hängen des Kopaonik Lagerungsverhältnisse vor, die eher an magmatische Umschließung einer Sedimentscholle durch Peridotit gemahnen. Hier ist aber — im Gegensatz zu den Lagerungsverhältnissen von Studenica — eine Insel kristalliner Gesteine, Kalke, Phyllite, auch Schiefergnaisse, die allseitig ohne besonders auffällige Störungskontakte von Serpentin umgeben sind.

Vom Thermalbad Jošanitzka banya, das in tiefem Taleinschnitt am W-Abfall des Kopaonik liegt, talaus zum Ibartal werden kristalline Schiefer gequert, in denen Serpentin und Grünschiefer eingeschaltet sind, ersterer auch mit durchbruchsartigen Kontakten. Z. T. ist der Serpentin stark antigoritisiert, metamorph und mit seinen Hüllgesteinen verschweißt, z. T. ist auch noch seine massige Peridotitstruktur erhalten.

Im übrigen sind die Verbandsverhältnisse der Serpentinmassen am W-Abfall des Kopaonik außer durch Tektonik auch vielfach durch die jüngeren Durchbrüche von Granit und Syenit und deren Metamorphoseeinflüsse, aber auch durch das Eindringen der jungvulkanischen Gesteine verwischt.

Immerhin wäre Verbesserung in der Erkenntnis der Lagerungsbeziehungen des Serpentin im Studenica-bereich aus einer ins einzelne gehenden, zusammenhängenden Kartierungsarbeit zu erwarten, die gerade in diesem Ausschnitt besonderen Anreiz und Erfolg versprechen würde.

In den westlichen Abschnitten der Ibarmasse bei Raška ist gleichfalls der Verband des Serpentin mit der Diabas-Hornsteinserie aber auch mit

sicher alten, paläozoischen Kalken und Schiefern ersichtlich. M. LUKOVIČ [97] veröffentlicht einen geologischen Kartenausschnitt der Umgebung von Raška; der Autor enthält sich bestimmter Altersaussage über die basischen Intrusionen, sieht für dieselben nur „älter als senon“ gesichert, vermutet jedoch „jünger als paläozoisch“.

Nach LUKOVIČ: Starke tektonische Einwirkung verwischen die Lagerungsbeziehungen von Tuffit-Hornsteinformation zu Serpentin bei Trnava; die gleichen Ursachen bringen die Kreide, z. T. flyschartig, z. T. als Hippuritenkalk entwickelt, manchmal unter die Serpentine einfallend. Gabbros sind vorwiegend randlich der Peridotitmassen ausgebreitet. Durchbrucherscheinungen der Peridotite durch karbone Schiefer sind wahrzunehmen.

Die petrographische Beschaffenheit der basischen Gesteine der Ibar-masse erfährt durch M. ILIČ [71] eine sorgfältige und eingehende mikroskopische Prüfung. Harzburgit ist häufig, seltener Lherzolith. Dunit und Pyroxenite sind vorhanden. Der Verbreitung nach nimmt Gabbro geringen Raum ein; aber er findet sich in einer eigenartigen Übergangsform zu Peridotit. ILIČ beobachtet nicht Gabbrogänge wie HAMMER, sondern findet Gabbro „in Form von Nestern und Nestchen und häufig sogar in Form kleiner Klumpen in Peridotit“. Gabbro ist also hier Differentiationsprodukt gleichzeitig mit Peridotit. Die gleichen Beobachtungen, von einigen bemerkenswerten Einzelheiten ergänzt, konnte ich am S-Auslauf der Ibar-masse, in den Begleitgesteinen der Chromerzorkommen von Ban Do bei Mitrovitza machen.

Nach ILIČ: Die Minerale der hochbasischen Gesteine des Ibartales bei Raška sind Serpentin, Olivin, Bastit, Enstatit, Diopsid, Pigeonit, Chlorit, Talk, Titanobiotit, Spinell, Magnetit, Chromit, Pikotit und Magnesit. Die Eruptivgesteine der Gabbroserie sind grünlich, dunkelgrün, auch mehrfarbige und dunkelgraue bis ganz schwarze Gesteine; normalkörnig bis grobkörnig; die Minerale sind Plagioklas (bas. Labrador, Bytownit, Anorthit), Olivin, Enstatit, Augit, Pigeonit, Uralit, Hornblende, Tremolit, Magnetit, Ilmenit, Sphe, Serpentin, Chlorit, Zoisit und Prehnit.

Als vorgefundene Abarten der Gabbroserie bezeichnet ILIČ normalkörnige Norite, Olivinnorite, Pegmatitnorite, Uralitgabbro, Augitgabbro, Augitgabbropegmatite und Olivinabbropegmatite. Diorite sind selten und werden innerhalb der feldspatfreien Gesteine aber auch außerhalb derselben angetroffen, als Produkte einer besonderen Intrusion; zwei Typen werden unterschieden: der dunkel-feinkörnige (Golica-Typus) und der helle, normalkörnige Quarzdiorit (Kopaonik-Typus).

Von Interesse erscheinen auch die von ILIČ aufgefundenen Albitite bei Trnava und Ivanje. Hiezu bemerke ich, daß aplitische Ganggesteine mit Albit in Vormacht innerhalb Serpentinmassiven auch von anderen Gebieten mehrfach gemeldet werden; genetische Zusammenhänge mit dem basischen Schmelzfluß sind wahrscheinlich.

Die Serpentine im N-Abschnitt der Ibar-masse sind, ähnlich wie jene des Zlatibor, ohne nennenswerte Chromerzansammlungen; nirgends sind bisher, von kleineren Fundpunkten und Gruben abgesehen, nachhaltige Lagerstätten aufgefunden worden. Wohl verzeichnet die Bergbaukarte des Kopaonik von GOETTING (in DOELTER [3]) mehrere Chromerzschurfpunkte westlich des Ibar: Lopatnica, Maglic, Dubočica und Bogutovac. Hievon ist meines Wissens nur Lopatnica in jüngster Zeit wieder bearbeitet worden. Eine verhältnismäßig größere Dichte kleiner bis kleinster Chromvorkommen ist in der Umgebung von Raška bei Kotraž bekannt geworden. Noch weiter südlich, schon dem Rande des Amselfeldes zugekehrt, im aufgeschlitzten Teil der Ibarserpentinmasse liegen westlich des Flusses die

in jüngster Zeit bebauten Chromvorkommen vom Ban Do-Tal bei Rogozna, nächst der Hütten- und Aufbereitungsanlage der Trepča Mines. Derselbe Serpentinzug in südlicher Fortsetzung, die Ibarschleife bei Kossovsko-Mitrovitza im W querend, birgt am anderen Ibarufer die Vorkommen bei Schabare.

Die Chromvorkommen beim Dorfe Kotražë liegen etwa 10 km Luftlinie nordwestlich von Raška im Ibartal entfernt. Über den erzleeren, da und dort von Granit durchsetzten Sockel der aus pyroxenführenden Peridotit bestehenden Gebirgsflanke aus dem Ibartal, Sh. 450 m, aufsteigend, sind kleine und kleinste Erzvorkommen, einzeln oder in Gruppen, erst nahe dem Bereich einer über Serpentin hinweggreifenden Verebnung in Sh. 800—900 m anzutreffen. Damit ist jedoch keine unmittelbare Beziehung zwischen Hochfläche und Chromerzvorkommen angezeigt. Eine solche Beziehung besteht jedoch zwischen Verebnung — eine tertiäre Altfläche darstellend — und der tiefgreifenden, in Resten erhalten gebliebenen Zersetzungskruste des Serpentin, die auch mit reichlicher Durchwirkung von Magnesitgängen und Magnesit-Netzwerk verbunden ist.

Westlich vom Dorfe Kotražë ist ein Gewölbe von vermutlichem Kreidekalk in das Serpentinmassiv eingesenkt; der hornsteinführende Kalk, da



Abb. 39. Profil Kotražë — Gradac nächst Raška im Ibartal.

S = Peridotitserpentin, *Ho* = sek. Hornfelsbildung an der Kalkunterfläche, *K* = helle, z. T. dunkle dichte bis halbkrist. Kalke, bituminös, mit Hornstein (Kreide), *T*, *Sd*, *C*, *A.-Br.* = Tertiär (Schiefer, Sandstein m. Pflanzenresten, Glanzkohlschmitzen, Andesitbreccientuffe), *r. E.* = Roterde.

und dort leicht kristallin, zeigt damit eine etwas höhere Metamorphose, als den Kreidekalcken der Umgebung eigen ist. In der Talschlucht, die unterhalb Kotražë nach O zum Ibar entwässert, sind am Kreiderand schwach phyllitische Schiefer erschlossen, für die ich vorläufig nicht entscheiden konnte, ob sie als leichtmetamorpher Flysch zur Kreideserie oder zu den älteren Verbandsgesteinen des Serpentin zu stellen sind.

Im Profil von Kotražë nach N zur altserbischen Kirche bei Gradac wird die Kreidekalkscholle als flach gespanntes Gewölbe durchschritten, bei Gradac kommt wieder der Serpentin der Unterlage zum Vorschein. An ihn stoßen, mit Störungskontakt, die mittelsteil südfallenden Tertiärschichten an, welche der Fortsetzung des kohleführenden Tertiärs von Usce entsprechen. Die sandigen Schichten sind von Konglomeraten und Tuffkonglomeraten unterbrochen und schließen auch hier Glanzkohlschmitzen ein. Schon HAMMER hat das neogene Alter der Schichten von Usce vertreten, gegenüber der Auffassung KOSSMAT's als Lias. Für Neogen sprechen auch die Verhältnisse von Gradac. Die stärkere Inkohlung ist auf Tektonik zurückzuführen, wobei etwa auch regionale Durchwärmung seitens der Andesiteruptionen mitzuwirken vermochte.

Die Chromvorkommen von Kotražė sind bisher nur als ziemlich kleine Lagerstätten erkannt worden, mit Einzel-Größenordnungen von höchstens einigen 100 t, vielleicht in einem Einzelfall ausnahmsweise an 800–1000 t heranreichend. Meist handelt es sich um schwächliche, nicht-plattige Schlierenbänder, oft nur einige Dezimeter stark, mit Streich- und Fallerstreckung bis zu einigen 10 m. Eine in isolierte Schollen aufgelöste, dünne bänderige Sprenkelerzführung ist ausnahmsweise auf eine Erstreckung von etwa 100 m durch einzelne Schürfe aufgedeckt worden, dieses Vorkommen erinnert an flözartige Typen, wie sie in Valandovo und fallweise auch in Lojane in Mazedonien anzutreffen sind. Im allgemeinen ist der Erztypus massiges Sprenkelerz bis Derberz, weniger plattiges Sprenkelerz. Analysen von Reicherz lauten: 51.62% Cr_2O_3 bei 19.30% FeO ; 48.14 Cr_2O_3 bei 16.15% Fe_2O_3 und 6.03% SiO_2 (siehe auch Analysen Tabelle 1). — Um einzelne Lagerstätten werden dünne Dunitüllen beobachtet, die Hauptmasse des Gesteins ist immer pyroxenführender Peridotit auch in Lagerstättennähe.

M. T. LUKOVIČ [97] beschreibt einige kleine Erzkörper Chromit aus dem Oberlauf des Trnavska-Baches westlich Raška; fallweise parallele Erzkornreihen in diesen Erzansammlungen und sphäroidische Chromitaggregate sind ihm aufgefallen; Analysen erreichen 52% Cr_2O_3 . Zur Zeit meines Besuches 1940 waren diese Vorkommen bereits abgebaut.

Im S-Abschnitt der Ibarmasse, schon nahe zum Amselfeld im Raume des orographisch linken Ibarufers, liegen die Chromerzvorkommen im Bereiche Ban Do bei Rogozna, nordwestlich der im Ibartal gelegenen Werksanlage Zvečan der Trepča Mines. Das Muttergestein dieser Vorkommen ist ausschließlich pyroxenperidotitisch, nach einzelnen Schlibbfunden mit monoklinem Pyroxen. Schon im Handstück ist vielfach stärkere Metamorphose des Serpentin ersichtlich: schmutziggraue Farben und verwischte Einsprenglingsstrukturen (Pyroxene), chloritische Serpentin-typen; reichlich ist Asbestisierung. Größere dunitische Gesteinsauschnitte wurden nirgends beobachtet. Hingegen ist neben einzelnen Pyroxenitfladen die verhältnismäßig dichte Durchdringung mit gabbroiden Gesteinen bemerkenswert, in Form von Stöcken und Nestern, aber auch in Form einer zu kleinsten Dimensionen herabsinkenden fast diffusen Verteilung gabbroider Substanz in Peridotit. Diese Ausbildung von „Gabbro-Peridotit“, nur verständlich als Ergebnis gleichzeitiger Erstarrung von Peridotit- und Gabbro-Masse, hat ähnlich ILLIĆ [71], wie erwähnt, aus dem weiter nördlich gelegenen Gebiet von Raška beschrieben.

Im Ban Do-Tälchen weist die gabbroide Durchsetzung örtlich eine besondere Eigentümlichkeit auf: am südlichen rechten Hang, etwa 100 m über Talsohle, gleich eingangs nach den Kreidekontakten, ist ein Fundpunkt, wo ein kleiner, gangschlierenartig aufgelöster Gabbrostock ob der dunkel-fleckigen Farbe, der körnigen Struktur und der Schwere des Gesteins, in der Tat einem Chromitsprenkelerz nicht unähnlich, irrtümlich für Sprenkelerz gehalten und hierfür beschürft wurde; eine kleine „Produktion“ hat man auf Lager gelegt. Hier zeigt sich das Auftreten von Riesenkornpyroxen, wie er mitunter reine Pyroxenite zusammensetzt, durchspickt oder gleichsam siebartig durchlöchert von feinkörniger Feldspatsubstanz des im übrigen klein-körnig ausgebildeten Gabbros. Anscheinend ist die Ausbildung einer pegmatitischen oder zumindest grobkörnigen Phase des Gabbros auf halbem Wege unterbrochen worden.

Neben Gabbro-Durchwirkung sind innerhalb der Peridotitmasse auch noch schmale Störungstreifen auffällig, erfüllt mit mylonitischem, aber fast dichtem Serpentin, an gepreßten, serpentinisierten dichten Diabas

gemahnd. Die gesamte Serpentinzone liegt in einer Region enggescharter, hauptsächlich dinarisch gerichteter Störungen.

Ban Do. Aus den Dünnschliffbefunden:

Nr. 1. Pyroxenf. Peridotit, völlig serpentiniert, gefärbter Faserserpentin α (Faserachse) = blaugrün, c = gelblich. Bastitisierte Pyroxene mit Strichzeichnung nach Diallag. Reichlich Fe-Anwanderung aus Chromit, der gefranzte Ränder zeigt, daneben braunrote pleochroitische Massen-Iddingsit?, wenig blaugrüner Chlorit um Pikotit oder um opak gewordene Olivin Fenster. — Wehrlitisches Gestein.

Nr. 2. Trokolith; Olivin-Feldspatgestein innerhalb Pyroxenperidotit, Olivin reichlich in Resten zwischen stark gefärbtem Chrysotil, Feldspat völlig zersetzt.

Nr. 3. Pyroxenperidotit (Iherzolitisches), gabbroid durchwirkt; Olivin, Diallag, vereinzelt Hypersthen, zersetzte Feldspäte in rundlichen Aggregaten.

Nr. 4. Pyroxenitischer Gabbro, farblose Hornblende (Strichzeichnung nach Diallag), zersetzter Feldspat.

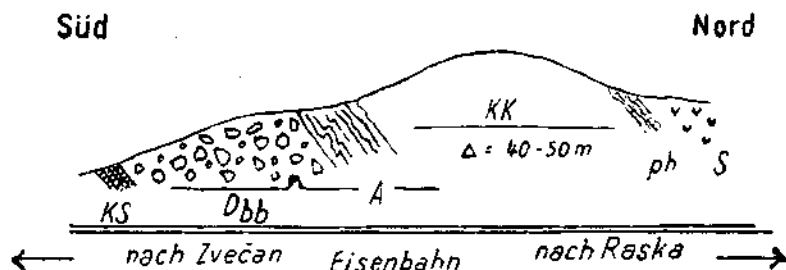


Abb. 40. Kalksteinbruch bei Žitkovič nächst Zvečan (Trepča Mines) im Ibartal.

KS = Kieselschiefer, Dbb = Diabasbreccie, A = weicher zerrütteter Amphibolit, KK = Kalkmarmor, ph = phyll. Schiefer (Spuren), S = Peridotitserpentin.

Der Gesteinsverband des Serpentin ist im Tälchen Ban Do in vorzüglicher Weise erschlossen; nördlich seines Ausganges zum Ibartal, an der Bahnlinie bei der Station Žitkovič, im Kalksteinbruch der Trepča Mines, ist der Primärverband des Serpentin mit kristallinen Kalken, Amphibolit, einer eigenartigen Diabasbreccie und bänderigen Kieselschiefern schön der Beobachtung zugänglich. Die Lagerungsverhältnisse des Serpentin zu jüngeren Gesteinen, zu Kreide und vermutbarem Tertiär, sind talaufwärts im Ban Do gut zu verfolgen.

Tone, Mergel, Konglomerate und pflanzenführende Sandsteine schließen steil gelagert, doch in sanfteren Hügelformen an die höher ragenden Vulkan-

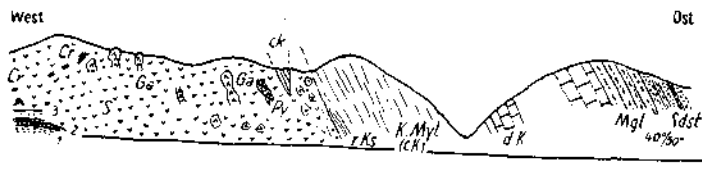


Abb. 41. Profil entlang Ban Do-Tal (Kosovsko Mitrovitza, Mazedonien).

S = Peridotitserpentin, reichlich pyroxenführend, z. T. gabbroid durchsetzt, Ga = größere Gabbrostücke, Py = Pyroxenit, Cr = Chromitlager, I-2-3 = Diabastuffschiefer, Bänderjaspis und Sandstein (Diabas-Hornstein-Serie). — ck = Kreideserie, hievon r.Ks = rötl. Kalkschiefer, K. Myl. = Kalkmylonit, d.K. = dunkler Kalk; Mgl, Sdst = Mergel, Sandsteine, Tone wechsellagernd.

berge bei Zvečan an. Diese Schichten erinnern in ihrer Ausbildung an das glanzkohleführende Tertiär von Usce, sie sind wahrscheinlich älter als die fast sählig liegende, ungefaltete pliozäne Lignitkohle des Kosovo polje.

Nach Ausführungen von SIMIČ, später zitiert, die ich erst nach meinen Begehungen zur Kenntnis bekam, ist nordwestlich von Ban Do, in der Umgebung von Banjska, ein beträchtlicher Anteil des Kreidefelses dort in sandig-konglomeratischer Fazies entwickelt, so daß ich die Altersfrage für die ähnlichen Schichten im Ban Do, konform gelagert zu echtem Kreidefelsch, noch offen lassen möchte, zumindest die Abgrenzung zu diesem nachträglich nicht mit Sicherheit zu setzen vermag.

An das Tertiär lehnt sich, gleichfalls in steiler Lagerung, die Kreideserie an, in flyschartiger Ausbildung; mergelige Kalke, mit hellen grauen Kalken in Wechsellagerung, rötliche Kalkschiefer am stark durchbewegten Kontakt zu Serpentin, der Serpentin selbst am Kontakt zu einer tektonischen Breccie zermalmt. Reste von Kreidemergelschuppen stecken auch noch kontaktferne im Serpentin, das Bild einer intensiven tektonischen Durchwalkung vor Augen stellend.

Immitten der Serpentinmasse ist im Talgrunde des Ban Do noch einmal ein älterer Gesteinsverband des Serpentins, die Diabas-Hornstein-Formation, zutage tretend. Der Aufschluß ist zwar beschränkt, die Lagerungsverhältnisse sind beträchtlich gestört; die Scholle der bänderigen Hornstein-Kiesel-schiefer, begleitet von glimmerigem Sandstein und dichten Diabasschiefern, scheint grabenartig längs Störungen in die Serpentinesteine eingeklemmt zu sein.

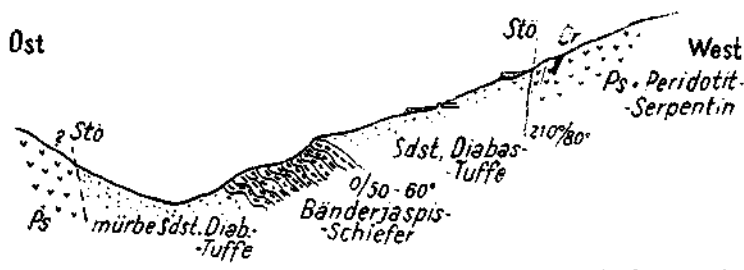


Abb. 42. Querprofil durch das Ban Do-tal (Kossovskaja Mitrovitza, Mazedonien).

Jenseits des Bergkammes, von dem das Ban Do-Tälchen herabsteigt, sind breite Verkieselungszonen im Serpentin auffällig, als Hartzonen herauswitternd.

Die nordnordwestliche Fortsetzung der Serpentinzone, in die Umgebung des Thermalbades von Banjska einstreichend, hat V. SIMIĆ [151] in ihren Lagerungsverhältnissen beschrieben. Die Störungszonen von Ban Do sind dort in verstärktem Ausmaße kenntlich. Die Serpentine, von Amphibolit begleitet, sind ohne Chromitlagerstätten.

Die Kreide ist nach SIMIČ im SO von Banjska — der Zone von Ban Do entsprechend — als Flysch entwickelt, eine mächtige Schichtenreihe aufbauend von Sandsteinen, feinkörnigen Konglomeraten, Tonen, Mergeln und vereinzelt Hornsteinkalken. Die Sandsteine enthalten mitunter kopfgroße Granitgerölle. Die Flyschbildungen werden durch NNW—SSO streichende Verwerfungen und Überschiebungsstörungen durchschnitten und umrahmt, begleitet von tektonischen Breccienstreifen; der Serpentin an seinen tektonischen Kontakten zu Flysch ist vielfach in breiter Zone verkieselt. Dies, wie die

Thermalerscheinungen, sind nachtektonische Bildungen in Zusammenhang mit den jung-vulkanischen Durchbrüchen.

Im SW von Banjska ist die Kreideentwicklung mehr kalkig; über Basalkonglomerate folgen rote, plattige, mergelige Kalke, ferner graue, dichte, plattige, gelegentlich sandige Kalke mit Breccienzwischenlagen; darunter zwei mächtige Breccienhorizonte mit Material aus dem Paläozoikum; z. T. auch glimmerige Sandsteine und graue und rote Mergel.

Kalksteine, längs Störungen in Serpentine eingewalzt, sind Ausdruck eines beträchtlichen Bewegungsausmaßes.

Die Chromerzvorkommen im Bereich Ban Do sind vereinzelt und verstreut; wo scheinbar zwei oder drei Erzkörper in nächste Nähe rücken, handelt es sich meist um tektonisch zerrissene Teile einer und derselben Erzansammlung. Dies gilt beispielsweise für die Vorkommengruppe am nördlichen, orographisch linken Talhang des Ban Do, knapp unter der Plateaukante. Der Form und Erzstruktur nach sind flache Linsen von Derberz, massige unregelmäßige Stöcke von Sprenkelerz als auch langgestreckte linsige Erzkörper von sphäroidischem Chromerz vorhanden. Sie grenzen ohne Dunithülle unmittelbar an Pyroxenperidotit, mitunter kleine pyroxenfreie Gesteinsschollen einschließend. Die Ausdehnung der Erzkörper ist beschränkt, die Zahl der bisher bekannten und beschürften Lagerstätten auf dem weiten Areal etwa 8—10. Die Derberzschlieren erreichen einige 100 t, in einem Einzelfalle vielleicht 1000 t. Die Sprenkelerzkörper sind umfangreicher. Die erwähnte Lagerstätte am Plateaurand, durch mehrere Stollenhorizonte ausgerichtet, hat wechselnden Stockquerschnitt von 40 bis 80 m², eine bisher bekannte Erzteufe von über 20 m, der Erzinhalt beträgt mindestens einige 1000 t.

Die chemische Zusammensetzung der Ban Do-Chromerze zeigt sie als „leichte“ Chromerze, den Spinellen sich nähernd; verhältnismäßig Al-reich, mit mittleren Eisengehalten. Die Derberze kommen kaum an 40% Cr₂O₃ heran. Einzelanalysen von Derberz lauten beispielsweise: 38.6% Cr₂O₃, 14.4% FeO, 11.5% SiO₂ (siehe auch Tabelle 1). Chromarmes Molekül des Chromits und pyroxenperidotitisches Nebengestein stehen augenscheinlich miteinander in Beziehung. Vollanalysen, ausgeführt im Werkslabor von Trepča, zeigen für eine derbe Erzqualität und für zwei Sprenkelerzproben der oben erwähnten Lagerstätte folgende Prozentgehalte:

Cr ₂ O ₃	30.05	21.10	23.40
Fe ₂ O ₃	15.9	15.75	18.0
Al ₂ O ₃	15.10	14.60	11.6
SiO ₂	10.60	16.05	15.15
Ni (NiO)	0.25	0.2	0.2
MgO	22.50	26.10	25.00
CaO	0.2		
MnO	Spur	0.25	0.40
S	0.15		
Glühverlust (H ₂ O)	4.3	5.35	5.60

Der Chrombergbau im Ban Do-tal, jungen Datums, nur eine kurze ältere Schurfperiode hinter sich, hat bisher erst einige 1000 t Chromerz erbracht.

In südlicher Richtung von Ban Do ändert sich die petrographische Zusammensetzung der basischen Gesteinszüge im kleinen. Im chromitführenden Serpentin von Schabare, westlich Mitrovitza am Amselfeld

und südlich des Ibarflusses, sind grobkörnige Gabbromassen klar geschieden von angrenzendem Peridotit; der Pyroxenperidotit zeigt wechselnd dünne und dicke Bankung, die steil nach O abfällt und hat eingeschaltet Dunitzonen mit Chromerzführung. Ein solcher Chromerzkörper in Dunit zeigt ziemlich ausgeprägte bänderig-plattige Erzstruktur mit Anreicherung zu Derberz, das in Einzelstufen über 50% Cr_2O_3 -Gehalt aufweist. Die Regelung der Erzkornreihen scheint parallel der Bankung im Pyroxenperidotit zu gehen. Die bergmännische Untersuchung steht erst am Beginn.

Ist also im Serpentin von Ban Do mit ärmerem Chromerz wenig von innerer Zonengliederung der basischen Masse bemerkbar, so können Ansätze einer solchen bei Schabare erblickt werden, zugleich baut dort reicheres Chromitmolekül den Lagerstättenchromit auf.

Zlatibormassiv. Näher zur bosnischen Grenze Nordwestserbiens, zwischen Mittellauf der Drina und Oberlauf der westlichen Morawa, erstreckt sich das Zlatibormassiv. Die geologische Erforschung dieser geschlossensten basischen Masse des Balkans verdanken wir in erster Linie AMPFERER und HAMMER [25], welche während der Kriegsjahre 1917/18 in einer eingehenden und umfassenden Beobachtungs- und Forschungsarbeit dem Fragenkomplex dieser basischen Masse, und damit den Gesamtfragen der basischen Gesteine des Balkans überhaupt, in dauernd gültiger Weise zu Leibe gegangen sind. Auch F. KOSSMAT [751] hat sich mit dem Zlatibormassiv beschäftigt. Ihnen nachfolgend haben M. ST. PAVLOVIČ [124] und BR. MILOVANOVIČ [110] weitere petrographische und stratigraphisch-tektonische Einzelheiten beigebracht. In jüngster Zeit haben A. PILGER [138] und von LEDEBUR [90] stratigraphische und Profildentungen unternommen.

Nach AMPFERER und HAMMER ist die Peridotit-Serpentinmasse des Zlatibor als Lakkolith aufzufassen, eingedrungen in eine mächtige



Abb. 43. Nach O. Ampferer [25] Fig. 61: W-Rand des Zlatibor.

1 = paläoz. Schiefer, 2 = Buntsdzt., 3 = Trias Kalk, 4 = Diabas-Hornstein, Tuffe, 5 = Gosau Kreide.

Serie paläozoischer, vorzüglich phyllitischer Gesteine. Der petrographische Bestand des Massivs ist in der Hauptsache Peridotit mit rhombischem Pyroxen, Harzburgit. Amphibolit ist fast ständiger Begleiter des Peridotit-serpentins an seinen Grenzen. Die Unterlage der Peridotitmasse ist nicht erschlossen. Die Kontakte zu Triaskalk sind tektonisch, soweit die paläozoischen und untertriadischen Schichtglieder fehlen. Die Phyllitzone ist stratigraphisch verknüpft mit der Diabas-Hornstein-Sandstein(Db-Ho-Sdst)-formation, die aus Bosnien hereinreicht.

Aus eigenen Beobachtungen ist mir das Zlatibormassiv am N-Rande in einem Ausschnitt bei Višegrad bekannt geworden, wo reich gegliederte Kreideschichten in prachtvollem Transgressionsverband über massigen, unregelmäßig gebankten Pyroxenperidotit hinweggreifen. AMPFERER hat eine detaillierte Gliederung dieses Kreideprofils gegeben: unmittelbar auf Peridotitserpentin sind eisenreiche rote, oft auch braune Hornsteinmassen

gebreitet, deren zahlreiche Spalten mit weißen Quarzadern verheilt sind; auch braune Sandsteine sind zwischengeschaltet. Darüber folgt ein Bohnerzhorizont von 5 bis 20 m Mächtigkeit, überlagert von Mergeln, Kalken und Muschelbreccien, worauf sich schließlich im Hangenden dickbankige Kalklagen einstellen.

Einige wichtige Angaben aus den Beobachtungen von AMPFERER am Zlatibor sollen im folgenden kurz herausgestellt werden, weil auf sie im zweiten Teil dieser Arbeit, welcher die vergleichende Zusammenschau der Erscheinungen an den basischen Massiven des Balkans zum Inhalt hat, in gewichtigem Maße Bezug genommen wird:

Der Amphibolitsaum läuft fast durchgehend entlang des Randes der Zlatibormasse zu den paläozoischen Hüllschiefern; Amphibolit allein oder von Phyllit begleitet, dem sich schwärzliche Schiefer und auch Lagen weißer Kalke einschalten, liegt aber auch flach innerhalb des Massivs, im östlichen Abschnitt bei Cajetina, als flache Kappe über Peridotit.

Die Mächtigkeit der paläozoischen Hüllserie wird von AMPFERER über 2000 m geschätzt; ihre Hauptbestandteile sind phyllitische Schiefer, Sandsteine und Quarzite, daneben Quarzkonglomerate, vereinzelt Bänder- und Kieselkalke, Diabase, selten auch Geröllneise. Stark gefaltete Bänder- und Kieselkalke werden nach KATZER als Perm betrachtet. Starker Quarzreichtum der Phyllite in Nähe der basischen Massen wird besonders vermerkt.

Die Diabas-Hornstein-Sandstein-Schichten sind — AMPFERER folgend — nicht überall verbreitet, fehlen großen Teilen des O-Randes, sind aber die basischen Massen überdeckend, wo immer sie auftreten. Die Db-Ho-Sdst-Formation ruht auch unmittelbar auf Peridotit auf und kann, anscheinend den Werfener Horizont mitvertretend, von Mitteltrias überlagert sein. Die Werfener können aber auch mit Bestandteilen der Db-Ho-Sdst-Formation vermischt sein. Es werden untere und obere Db-Ho-Sdst-Schichten unterschieden. Die unteren Db-Ho-Sdst-Schichten sind in ihrer tieferen Abteilung meist aus Sandsteinen und feinen Quarzkonglomeraten zusammengesetzt, — die ultrabasischen Gesteine sind mit dieser tiefsten Abteilung der Db-Ho-Sdst-Serie verknüpft. — Schichtaufwärts nehmen Hornsteinkalke an Häufigkeit zu. Die oberen Db-Ho-Sdst-Schichten reichen in mittel- und obertriadische Abteilungen hinein, z. T. tektonisch eindringend (B. MILOVANOVIĆ) oder sie wohl auch faziell ersetzend; die oberen Db-Ho-Sdst-Schichten stehen jedenfalls nicht mehr in unmittelbarer Beziehung zur Ausbreitung der ultrabasischen Gesteine.

Von besonderer Wichtigkeit für das Beurteilen der Altersfrage der peridotitischen Intrusionen ist die Beobachtung von AMPFERER und HAMMER bei Sveti Petar am N-Rand des Zlatibor (Abb. 112). Hier erscheint in breiterem Aufschluß — unter anscheinend ruhigeren Lagerungsverhältnissen — Serpentin und Gabbro unter Verrucano! Hierher gehören auch die Beobachtungen von B. MILOVANOVIĆ [110]: Am W-Rand des Zlatibor, bei Višegrad, fallen die Db-Ho-Sdst-Schichten unter die Werfener ein, ebenso am O-Rand bei Ljubici. — Dieselbe Erscheinung — ebenfalls in breiter Front — hat sich mir, wie in dem betreffenden Abschnitt mitgeteilt, in dem Profil von Sarajewo nach Dubostica besonders eingeprägt.

Das Beobachten und Deuten der tektonischen Erscheinungen an der NW—SO gestreckten, fast 1300 km² bedeckenden basischen Masse des Zlatibor haben sich AMPFERER und HAMMER mit reicher Erfahrung und Sorgfalt angelegen sein lassen. Zum ersten Male wird hier den Gesetzen des Aufbaues einer großen basischen Masse des Balkans und des Sicheingehens in den gesamten Gebirgsbau nachgegangen.

Von Wesenheit und auch zu Vergleichen mit den tektonischen Verhältnissen anderer basischen Massen anregend, ist die Feststellung von AMPFERER, daß sich am NO-Rand des Zlatibor Zerrungstreifen im Hüllgebirge herausgebildet haben, nach Art ungefalteter Grabenbruchzonen, verbunden mit starker Faltung der übrigen Rahmenteile.

Es kommt zu Gegenfallen der Triasschichten samt Phyllit und auch Amphibolit gegen und scheinbar unter die Serpentine. Die Peridotitmassen wurden gehoben, die Gesteinspakete der Zerrungsstreifen gesenkt. Wo jedoch Triaskalk in Schollen unmittelbar über Peridotit ruht, wird seine Lage aus vorgosauischer Tektonik, aus SO nach SW gerichtetem Schub, hergeleitet. B. MILOVANOVIĆ erwähnt auch Marmorisierung solcher überschobener Schollen von Triaskalken.

Die Gesamtmasse des Zlatibor und seines Rahmens wird durch jüngere, dinarisch streichende Brüche zerstückelt.

AMPFERER, nicht ganz so HAMMER, sieht in der Ibar- und Zlatibormasse ursprünglich ein zusammenhängendes Massiv, das durch vorgosauische Tektonik geteilt wurde, wobei die Ibarmasse mit ihrem W-Rand gegen W überschoben erscheint.

Die petrographische Zusammensetzung des Zlatibormassivs wird von HAMMER als überwiegend harzburgitisch, von PAVLOVIĆ später als lherzololithisch bezeichnet.

Der letztgenannte Beobachter vermerkt auch pyroxenarme Typen mit Übergängen zu Dunit; Amphibolführung des Lherzoliths wird in Zusammenhang mit starker Serpentinisierung beobachtet, wobei sich Hornblende ohne Beziehung zur Orientierung des Pyroxens entwickelt. Auf weitere Einzelergebnisse dieser petrographischen Arbeit wird im zweiten Teil, Abschnitt II, Bezug genommen.

Gabbro ist hauptsächlich am S- und W-Rand des Zlatibor verbreitet.

Eine innere Zonengliederung der basischen Massen des Zlatibor aufzufinden, ist zur Zeit der bisherigen Erforschung des Gebietes nicht versucht, etwaigen Gesetzmäßigkeiten eines magmatischen Lagenbaues noch nicht nachgespürt worden. Auch meine eigenen Beobachtungen, die sich nur auf den N-Zipfel des Zlatibor erstreckten, liegen weit zurück, so daß mir die langsam gewachsene Erfahrung über inneren Aufbau einer ultrabasischen Masse damals noch nicht zur Verfügung stand. Rückschauend möchte ich am ehesten geneigt sein, für den Zlatibor flachen magmatischen Lagenbau zu vermuten, wofür auch die flachgelagerten Amphibolitkappen sprechen. Die einförmige petrographische Beschaffenheit des Massivs wäre kein Grund, Lagenbau nicht zu erkennen, denn die magmatischen Schichtfugen des Peridotits laufen im allgemeinen, nicht anders wie bei grobschichtigen Sedimentgesteinen, oft in erstaunlicher Beständigkeit, wenn auch bei viel größerem Schichtabstand als bei Sedimentgesteinen üblich, durch die ganzen Massen hindurch, dem darauf eingestellten Auge sich bald und unabweislich einprägend. So ist dies für die petrographisch einheitliche Pyroxenperidotitmasse des Mt. Lepurit bei Klos in Mittelalbanien, auch für die etwas mehr gegliederte basische Masse bei Djakovica in Nordalbanien schön in Erscheinung tretend. Flacher magmatischer Schichtenbau des Zlatiborperidotits würde auch in Übereinstimmung stehen mit der Auffassung AMPFERERS vom Zlatibor als ruhig gelagerten, flach gewölbten Lakkolithen.

Entsprechend dem eintönigen petrographischen Innenbau der hauptsächlich aus Pyroxenperidotit bestehenden Zlatibormasse und dem vermuteten flachen, horizontalen magmatischen Lagenbau derselben ist am ehesten ein Vergleich zur mittleren gebankten Zone des in seinem Innenbau am besten erforschten Vardarperidotit bei Raduscha zu ziehen. Nur fehlen dem Zlatibor- und auch dem Ibarserpentin ausgedehntere dunitische und damit in der Regel chromreichere Gesteinshorizonte. In der Tat ist die gewaltige Masse des Zlatibor — Ampferers Schätzung der Mächtigkeit

mit mindest 1 km ist wohl zu gering — ein chromarmes bis chromleeres Peridotitmassiv.

Die Chromerzvorkommen sind klein und ganz vereinzelt in der erzlernen Weite des Peridotitraumes.

AMPFERER und HAMMER erwähnen ein 0.5—1.0 m mächtiges Schlierenband von Chromit bei Semegnjevo am Viogor, im zentralen Teil des Zlatibor. Eine Analyse ergab 35.02% Cr_2O_3 . PAVLOVIČ führt denselben Fundpunkt an, bezeichnet stark serpentinierten Peridotit als Nebengestein und macht auf die Verwachsung des Chromits mit Magnetit aufmerksam: der Magnetit befindet sich nicht nur innerhalb, sondern auch randlich der Chromitkörner, z. T. sich in Hämatit umsetzend. Die Kornzwicke des Chromits sind von Chlorit erfüllt.

Ein zweites Vorkommen von Chromit meldet PAVLOVIČ vom NO-Rand des Zlatibor, bei Slijevovica, wo gangartig ein mit Serpentin stark durchsetzter Chromit erscheint, ohne Beimischung von Magnetit oder Hämatit.

4. Einige Serpentin- und Chromerzgebiete im Bereiche der westlichen Morawa in Altserbien.

Jelicagebirge bei Čačak.

Im Bergzug der Jelica planina (900 m Sh.) im Süden des Tales der westlichen Morawa bei Čačak stecken einige kleinere Serpentinegebiete, in welchen Chromerzlagerstätten erschlossen wurden. Ein Teil derselben, jener östlich Čačak, ist mir aus älteren Begehungen und Aufnahmen (1928 und 1930) bekannt; nicht kenne ich die in den letzten Jahren öfters genannten Vorkommen im gleichen Gebirgszug westlich Čačak.

Die Chromerzgrube Schib (= Mulde) in der Gemeinde Premeča bei Slatina, östlich Čačak, schon von C. DOELTER [3] in seinen „Mineralschätzen der Balkanhalbinsel usw.“ 1916 erwähnt, seit 1928 ausgebaut, gehört zu den ältest erschlossenen Chromvorkommen Altserbiens. Weiter bergeinwärts, im Bereich der Bergspitze Črna Stena bestehen weitere kleine, 1930 nur geringfügig beschürft gewesene Chromitvorkommen in verhältnismäßig schmalen Serpentinstreifen. Letztere Vorkommen und vermutlich die westlich Čačak gelegenen sind es, die in den Kriegsjahren 1942/43 eine kleine Chromerzproduktion geliefert haben.

Ein Anstieg aus dem Kirchdorf Jezevica am S-Hang des Morawatales aufwärts zum Gebirgskamm der Jelica planina, zu welchem die Bergspitze Črna Stena gehört, läßt das geologische Profil der Abb. 44 erkennen: Quartär, Tertiär, jungvulkanische Gesteine, Kreide und paläozoisches Grundgebirge folgen aufeinander. Vor Jezevica überragt die Talebene der Morawa ein terrassiertes Hügelgelände von quartärem Lehm, beim Dorfe selbst steigen schwach geneigte tertiäre Sandsteine zu einer etwas höheren Hügelterrasse empor. An der Grenze zum noch höher aufragenden Kreideuntergrund kommen Andesite und Tuffkonglomerate zum Vorschein. In Sh. 380 m ist die Grenze zwischen Tertiär und Kreidekalk durch eine Lehmterrasse mit Kalkgeröllen verkleidet. Auch im Kreidekalk selbst bricht noch Andesit durch. Die höheren Teile der Jelica planina werden von paläozoischem Grundgebirge eingenommen: kristalline Kalke und Schiefer, Quarzsandsteine und Konglomerate, Hornsteinmassen, Quarzite

und Serpentine. Die Gesteine streichen NW—SO und fallen zumeist nach NO; der Gebirgskamm selbst im Gipfel des Crna Stena besteht aus hartem Quarzsandstein und ist im gleichen Streichen herausmodelliert. Nordwestlich und südwestlich vom Kamm sind die Serpentine in schmalen Zügen, ebenfalls NW—SO streichend, eingeschaltet. Die Serpentinzüge sind kaum einige 100 m breit, meist viel schmaler, vielfach in raschem Wechsel mit

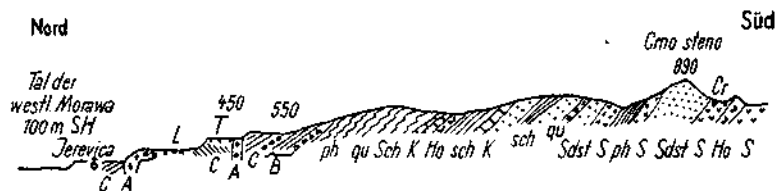


Abb. 44. Profil über den S-Hang des Morawatales östlich Cačak, Serbien.

L = Lehmdecke mit Kalkbrocken, *T* = feine Sande m. Geröll-Lagen (Tertiär), *c* = Kreide-Mergel u. -Kalken, *A* = Andesit und Andesittuffkonglomerate, *B* = Geröllschichten, rote Schiefer und Basalbreccie der Kreide, *ph* = phyllitische Schiefer, z. T. reich an Hornsteinlagen *Ho*, *K* = Bänke von kristallinen Kalken, *qu* = Quarzit, *Sdst* = Sandstein, *S* = Serpentin, *Cr* = Chromitvorkommen.

Schieferkeilen und lassen im Verein mit den Beobachtungen an den übrigen Gesteinszügen schuppenartigen Zusammenstau erkennen.

Im Verbandsgestein des Serpentin ist zum Teil die Kieselschiefer-Sandstein-Zone der bosnischen Serpentine wiederzufinden, z. T. aber ist eine Annäherung an die gewöhnlichen Begleitgesteine der mazedonischen Serpentine feststellbar, indem sich mäßig kristalline Kalke und phyllitische Tonschiefer neben sandigen Gesteinen unter Zurücktreten der Kieselschiefer hervortun.

Ein Profilschnitt einige Kilometer östlich, aus den Beobachtungen eines Anstieges aus dem Dorf Slatina ins Gebirge zum Chromvorkommen Schib gewonnen, zeigt ähnliche Verhältnisse an. Das Tertiär, vermutlich Miozän, ist flach nördlich und nordöstlich geneigt; unter den braunen und gelben Sanden, Schiefertönen und Sandsteinen sind vereinzelt Konglomerate (Sandstein- und Andesitgerölle) eingeschaltet, die beim Gehöft Radoiko ein schwächtiges Kohlenflöz enthalten. Der Verband der Serpentine zu den älteren Gesteinen tritt am S-Rand nicht zutage, sondern zwischen den Kalken und Mergeln der mittelsteil nach NO absinkenden Kreide und der Serpentinergrenze bricht Andesit durch. Andesittuffe unterlagern aber auch Kreideserie — älteren, kretazischen Vulkanismus vertretend.

Der Serpentinstreifen der Grube Schib hat sehr beschränkte Ausdehnung und wird allseits von Hornsteinmassen umgeben. Bemerkenswert ist seine hochgradige Zersetzung zu einem weichen mürben, mitunter limonitischen Gestein, das neben Limonit auch Roteisen enthalten kann. Der gleiche Zersetzungs Vorgang ließ auch das ursprünglich harte, massige Derberz Chromit der Grube Schib zu sandigem Grus zerfallen. Diese tiefgründigen Zersetzungserscheinungen stehen im Zusammenhang mit alter Landverwitterung, vermutlich haben hier vorkretazische und alttertiäre Landverwitterung zusammengewirkt und auch Thermal durchtränkungen im Gefolge der Andesiteruptionen ihren Beitrag geleistet.

An den Talhängen, dem Morawatal zugekehrt, sind Bruchstufen zu dieser tertiären Einbruchssenke gut erkennbar, im Innern des Gebirges macht sich ähnlich wie am Crna Stena eine lebhaftere ältere Tektonik mit NW—SO-Struktur geltend.

Im einzelnen bieten die Chromerzvorkommen nichts Bemerkenswertes, außer ihre starke tektonische Beanspruchung.

Die Chromerzlinse der Grube Schib wurde im Jahre 1928 zu Ende gebaut; es handelte sich um einen 10—15 m langen, 1—2 m starken Linsenkörper, tektonisch in Schollen zerrissen, nach 8—10 m Tiefe endigend, ob tektonisch oder primär blieb unentschieden. Die Größenordnung der Ausbeute mag nicht viel über 1000 t betragen haben.

Die Chromvorkommen am Crna Stena liegen zu beiden Seiten des Kammes in jeweils verschiedenen Serpentinstreifen. Nordöstlich des Gipfels der Fundpunkt Boljana (680 m Sh.), ein schmales lagerartiges Vorkommen im stark geschieferten und asbestisierten Serpentin. Am SW-Hang der Fundpunkt Partelina. Von Bedeutung für künftige Schürfungen erscheint das Gehäuftsein von Rollstücken, oft auch derben Blöcken von reinem kristallinem Chromit im Gehängeschutt.

Veluce westlich Kruševac.

In den S-Hängen des Tales der westlichen Morawa zwischen Kruševac und Kraljevo kommt nächst dem Kloster Veluce bei Trstnik ein kleines Serpentinegebiet, Chromerz führend, unter Kreidebedeckung hervor. Über die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse des Serpentin, seinen Verband zur primären Hüllserie, ließen sich in dem kleinen Gebietsausschnitt keine Beobachtungen machen. Die umrahmenden Kreidegesteine, fossilführende Kalke, Mergel, Tonschiefer, Sandsteine und Konglomerate sind in ungefähr N—S-Richtung steilgestellt und geschuppt. Der ursprüngliche Transgressionsverband der Kreide mit Serpentin ist nicht mehr kenntlich, vielmehr ist auch der Serpentin in die intensiven N—S streichenden Gebirgsstörungen einbezogen worden, zeigt außerordentlich gestörte Lagerungsverhältnisse und nimmt randlich auch an enggestellter Schuppenbildung teil.

Die am S-Rand des Serpentinegebietes auftretenden hellen Kalke schließen häufig schlecht erhaltene Fossilreste (u. a. Korallen) ein; der etwas dunklere

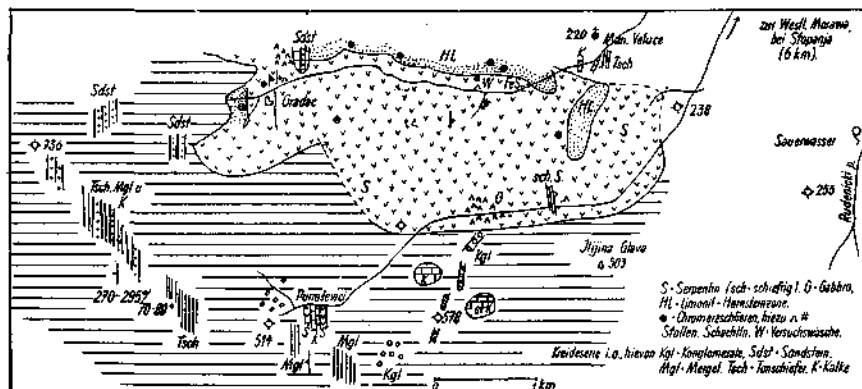


Abb. 45. Geologische Skizze der Serpentinzone von Veluce (westliche Morawa).

Kalk beim Steinbruch nächst dem Kloster Veluce ist anscheinend fossil-leer, doch nicht höherer Metamorphose wie die sicheren Kreidekalken.

Die Längsachse des durch Erosion freigelegten Serpentinegebietes verläuft ungefähr ost—westlich. Von der Peridotitstruktur ist wenig mehr zu erkennen, vereinzelt Pyroxenreste im dichten grünen oder gelbbraunen Serpentin, der im Bereich der häufigen Störungszonen stark geschiefert ist. Auch gabbrodioritische Begleitgesteine sowie Pyroxenite und Anorthosite sind stark verändert.

Eine kennzeichnende Erscheinung nicht nur für den Serpentin des Velucetales, sondern auch für andere Serpentinegebiete der Morawasenke ist die in situ Umwandlung des Serpentin zu einer Limonit-Hornstein-Zone im Oberflächenbereich des tertiären Altreliefs.

Ähnliche Umwandlungserscheinungen wurden auch vom Chromerzgebiet Premeča bei Čačak berichtet, sie haben auch bergmännisches Interesse, weil einerseits die Chromitlagerstätten in dieser Zersetzungszone unverändert bleiben, höchstens Neigung zu sandigem Zerfall erwerben, andererseits die Limonitisierung in dieser Zone zu verwendbaren Eisenerzlagerstätten führen kann. Auch Oolitheisenerze südlich des Crna Stena, vermutlich an der Basis der Kreideschichten über Serpentin, verfielen nach F. CZERMAK [34] der Limonitisierung.

Die Limonit-Hornstein-„Decke“ erreicht eine Mächtigkeit von 20 bis 40 m; es ist bezeichnend, daß unter ihr da und dort eine Magnesitzone in Erscheinung tritt, mit Nestern und Gängen von dichtem Magnetit in grünerdig zersetztem Serpentin. Erst darunter stellt sich der normale Serpentin ein. Alle diese Umwandlungserscheinungen stehen in Beziehung zum tertiären Altrelief, aber auch zu den vulkanischen Begleitvorgängen bei der Bildung der Morawasenke. Die große Zahl von Mineralquellen und Thermen — eine Mineralquelle, schwacher Sauerling, in nächster Nähe von Veluce — sind letzte Zeugen für eine ausgedehnte Thermaldurchtränkung des Gebietes im Gefolge der Andesitdurchbrüche.

Chromerz aus dem Velucetal ist bereits seit langem bekannt. M. LAZAREVIĆ [89] führt Chromitsand aus dem Bereich Veluce unter Herkunft Kopaonikgebirge an:

Neben Chromit in 0.2—0.8 mm großen oktaedrischen Kriställchen und glänzenden Flächen war auch mattflächiger Magnetit und Pyrop in den Sanden; der Chromit wies mit Soda und Salpetersäure geschmolzen deutlich Manganreaktion auf. — Gerade die Manganreaktion weist darauf, daß es sich bei diesem Chromitsand um autochthonen, zu sandigem Zerfall neigenden Chromit der Limonit-Hornstein-Serie gehandelt haben dürfte, dessen Mangangehalt wohl als Überkrustung sekundär durch die andesithermale Zersetzung erworben wurde.

Der Serpentin von Veluce hat bisher eine größere Zahl kleiner und kleinster Aufschlüsse von Chromerz geliefert. Zur Zeit meines Besuches 1937 waren 11 Fundpunkte bekannt, z. T. als aufgelassene Schürfe, z. T. mit noch anstehendem Erz. Irgendeine Zonenreihung konnte nicht festgestellt werden. Verbreitet ist der Typ des Schlierenbandes mit reichem Sprenkelerz, einige Zentimeter mächtig, einige Meter bis zu 40 m Streichlängen. Sowohl die Limonit-Hornstein-Zone als auch die tiefere, weniger versehrte Serpentinzone bergen die Chromitvorkommen. Aus der Limonit-Hornstein-Zone wird der Chromit als „Sand“ gefördert; daneben gibt es auch Anreicherungen von Limonit, die für sich ausgebeutet und als Farberde verkauft wurden.

Besondere Beachtung verdiente 1937 die Angabe der serbischen Bergbauunternehmung, welche in einer primitiven Handwäsche auch Chromit-Konzentrate zu erzeugen versuchte, daß einzelne Konzentratproben, vor allem die Chromit„sande“ der Limonit-Hornstein-Zone, Iridium-gehalte bis zu 1 g pro t, wie auch Platin-gehalte aufwiesen. Iridiumproben wurden vorgezeigt — eine Nachprüfung war mir damals leider nicht möglich.

Der Umfang der Chromitvorkommen im Velucetal war zu jeder Zeit als nur gering erkannt worden, ist in seiner erkennbaren Größenordnung bisher wohl unter 1000 t geblieben und läßt auch in Zukunft kaum eine größere Entwicklung absehen.

Derberze aus dem kleinen Schacht in Nähe der Talsohle, also aus der tieferen, weniger zersetzten Serpentinzone, erreichten 48% Cr_2O_3 bei 12% FeO und 15.26% SiO_2 . Mulmiges Erz aus der limonitischen Zone, kieselreicher, hielt beispielsweise: 31.70% Cr_2O_3 , bei 11.22 FeO und 17.20% SiO_2 .

Planinica im Maljen Gebirge.

Die weit ausgedehnten Massen basischer Gesteine zwischen dem Tale der westlichen Morawa und Valjevo, das Maljen Gebirge in großen Teilen zusammensetzend, sind fast als chromleer zu bezeichnen. Einige kleinere Vorkommen sind aus der Gegend des Dorfes Planinica am Nordwestabhang der Maljen planina bei Razanj bekanntgeworden, die bisherige Ausbeute nennt kaum einige 100 t gefördertes Erz. PETUN-NIKOW [135] beschreibt die Schürfe, nähere geologische Angaben können daraus nicht entnommen werden. Das Serpentinegebirge der Maljen planina ist gemäß Beobachtungen, die ich bei einer Bereisung der Magnesitvorkommen von Razanj gewonnen habe, in der Hauptsache ein petrographisch einförmiges Massiv von Pyroxenperidotit.

5. Bosnische Serpentin- und Chromvorkommen.

A. Dubostica-Krivajagebiet.

Im Profil von Vareš nach Dubostica wird der südliche Rand des ausgedehnten Serpentinmassivs des Krivajatales (Konjuh-Massiv nach PILGER) gequert, Sandsteine, tuffitisch, mit vereinzelt Kieselschiefern und Breccienhorizonten, von Diabas durchbrochen, bilden hier die Nachbargesteine des Serpentin. Es sind dies die Diabas-Hornstein-Schichten W. HAMMER'S, von F. KATZER als vermutlich Jura betrachtet, zuletzt von A. PILGER [137] als „Tuffit-Hornsteinformation mit Grüngesteinen“ zusammengefaßt und das Alter dieser Gruppe mit Mittel- bis Untertrias, bzw. bis ins Perm reichend angenommen. Für die Hauptmasse der Sandstein-Hornstein-Schichten kommt B. MILANOVIĆ [110] im benachbarten Zlatiborgebiet zur Auffassung untertriadischen Alters, Zugehörigkeit zum Werfener Horizont.

Zur Klarstellung dieser Altersfragen genügen meine Studien im bosnischen Raume nicht. Aus dem Profil von Vareš nach Dubostica macht sich eine ziemlich jähe Scheidung von Werfener Horizont zu Diabas-Hornstein-Schichten bemerkbar, wobei letztere, zwar in überstürzter Lagerung, eher einem Horizont unter den Werfener Schichten entsprechen dürften. Manchmal hat sich bei den begangenen Profilen der Verdacht aufgedrängt,

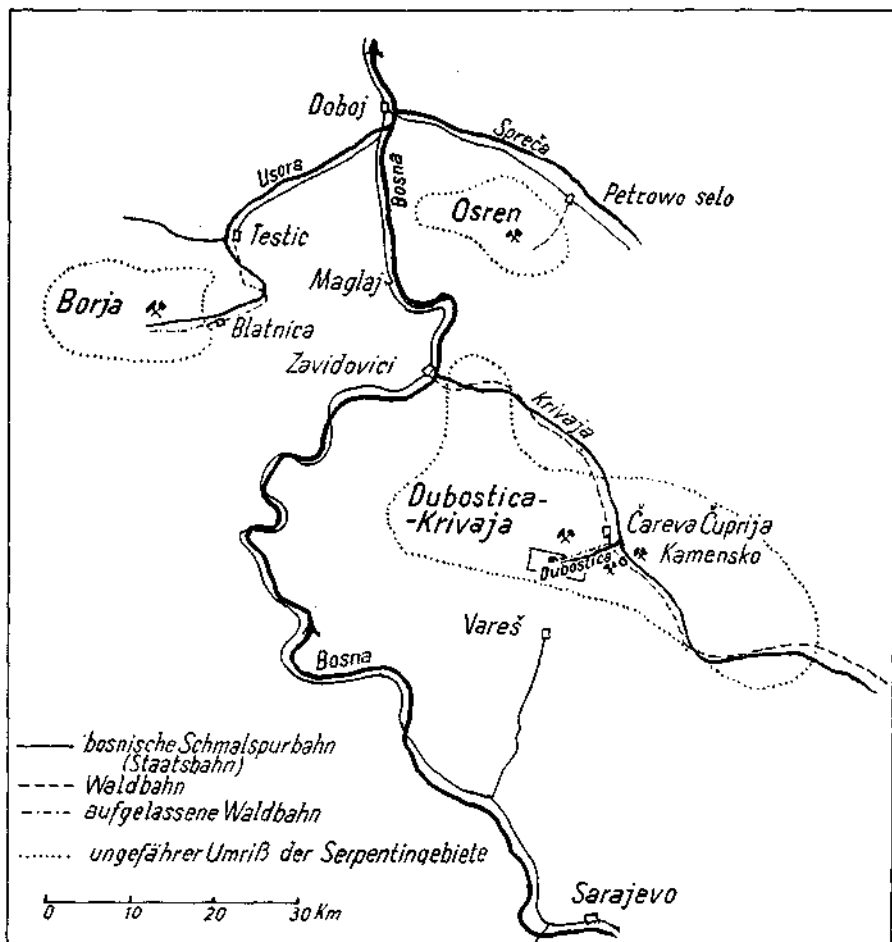


Abb. 46. Übersicht der hauptsächlichsten chromerzführenden Peridotitserpentinegebiete in Bosnien.

es handle sich bei den Diabas-Hornstein-Schichten um eine fazielle Sonderausbildung des Permokarbons, etwa den gewaltigen Phyllitmassen des Priboj-Gebietes entsprechend. In dieser Mutmaßung für einen Teil der Diabas-Hornstein-Schichten sehe ich mich durch den weiteren Ausbau meiner Studien im serbisch-mazedonischen Raum bestärkt.

Diabasdurchbrüche und eine Zone geschieferten oder wohl schon primärplattigen Diabases an der Serpentinegrenze bei Dubostica zeigen die Zugehörigkeit beider Gesteine zum gleichen magmatischen Ablauf.

An der Straße Vareš—Dubostica, bereits innerhalb der Serpentinmassen, erscheint längs einer Störung Amphibolit, der vermutlich einer tektonisch hochgebrachten Grenzfazies des Peridotitserpentins entspricht.

Der Übergang von Dubostica nach S ins Tribajatal entblößt in klarer Weise die Grenzzone: der Serpentin schließt z. T. mit einer verruselten

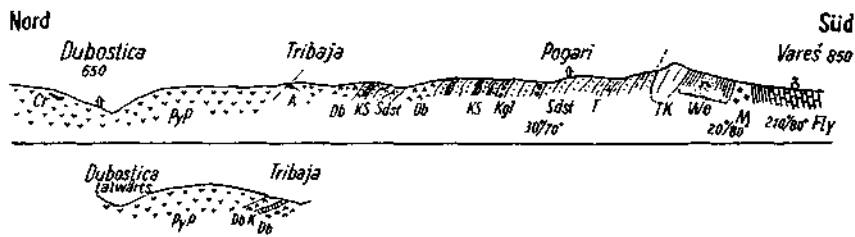


Abb. 47. Der Südrand des Dubostica-Serpentins bei Vareš in Bosnien.

PyP = Peridotitserpentin, A = Amphibolit, Cr = Chromerzlagerstätte Rakovac, Db = Diabas, M = Melaphyr, K = halbkrist. Kalk, KS, Sdst, Kgl = Kieselschiefer, Sandstein, Breccien u. Konglomerate der Diabas-Kieselschiefer (Hornstein)-Sandsteinformation, We = Werfener, TK = dunkler bitum. Kalk (Trias?), Fly = Flyschmergel und -schiefer (Jura und Kreide).

Zone ab, darunter folgt harter dichter, plattiger, bzw. geschieferter Diabas, auch Gabbrodiabas, der mit 20–30° NNO unter die Serpentine einfällt. Weiter im Liegend der Diabase, von diesen umschlossen, tauchen Schollen und Bänder eines hellen, dicht- bis feinkristallinen Kalkes auf, schwach metamorphen Triaskalken nicht unähnlich; doch ist aus der petrographischen Beschaffenheit allein hier keine Altersaussage zu machen. Darunter wieder Diabase.

Die Hauptmasse des Peridotitserpentin im Dubostica-Krivajagebiet wie überhaupt im gesamten bosnischen Serpentin-Komplex, bilden Pyroxen führende Peridotite — rhombische Pyroxene dürften überwiegend vertreten sein — demnach Harzburgite vorherrschen. Kennzeichnend ist, schon 1889 von J. WALTER [168] hervorgehoben, eine meist vorhandene ausgezeichnete Bankung. Die einsprenglingsartigen Pyroxenkörner sind bald groß, bald klein, dicht oder schütter verteilt in der mehr weniger serpentinierten Olivingrundmasse.

Die mikroskopische Untersuchung der bosnischen Serpentine und ihrer Begleitgesteine wurde von M. KISPAČIĆ [81] in einer eingehenden Studie durchgeführt.

Randlich erweisen sich die Serpentinmassive durch Tektonik schuppenartig aufgelöst. Im Innern scheint das Dubosticagebiet eher weniger gestört zu sein als die anschließende Krivajazone zwischen Kamensko und Čareva Čuprija. Aufschuppung besteht auch am NO-Rand des Massivs; auch hier sind fallweise Kieselschiefer, Sandsteine und Diabase verbreitet, z. B. bei Olovo; Oberkreide greift transgressiv über Serpentin hinweg.

Die tektonische Stellung der Triaszone von Olovo sowie die vermutlich tektonische Einklemmung der Trias im Serpentin von Cunište war nicht Gegenstand meiner Untersuchung.

Gabbro, ziemlich frisch, durchbricht in Gangschwärmen den Peridotit zwischen Olovsko Luke und Čude, die magmatische Abfolge klar erkennen lassend. Am NO-Rand des Serpentinmassivs sind zwar ebenfalls Diabasdurchbrüche zu beobachten, doch fehlt eine eigentliche hangende Diabasrandzone, so daß der SO-Rand mit der Chromit-Lagerstätte bei Dubostica

doch stockwerksartig gegliedert und mit einer Art Liegendzone, in räumlichem Sinne, vergleichbar wäre.

Geschlossene Diabaszonon treten auch innerhalb des Serpentinmassivs auf, so am Ausgang des Dubosticatales ins Krivajatal, bis ins Rijekatal reichend, auch Amphibolite, bei Balic; ihre Stellung, ob, wenig wahrscheinlich, tektonisch hochgebrachte Randzone, ob magmatische Intrusionen, oder interne Differentiationen, ist nicht einwandfrei feststellbar.

Eine alte Niveaufäche in Sh. 800 bis 1000 m ist über das Serpentinmassiv gebreitet.

Hinsichtlich Chromerzführung überragt das Serpentinegebiet Dubostica-Krivajatal die übrigen Serpentinegebiete Bosniens.

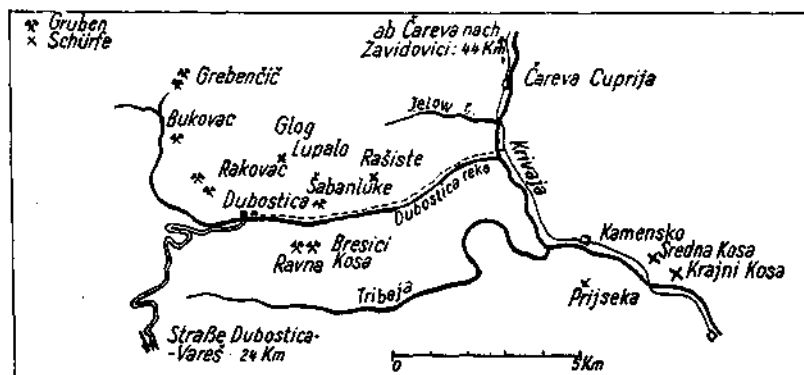


Abb. 48. Übersicht der Chromitvorkommen im Dubostica-Krivaja-Gebiet in Bosnien.

Das bislang bedeutendste Vorkommen, die Lagerstätte Dubostica, genauer bezeichnet Rakovac bei Dubostica, dürfte zu den ältesten behauten Chromvorkommen des Balkans gehören. Das Lagerstättenbild dieses Vorkommens weist gegenüber den mazedonischen Vorkommen eine besondere Eigenart auf: die Lagerstätte setzt sich aus einem von W nach O flach absinkenden Stockwerk von Lagen, flachen Linsen und Putzen derben Chromits mit diopsidischem Pyroxen als „Gangart“ zusammen; die Linsen folgen z. T. der Hauptbankungsfuge, z. T. sind sie dazu quergestellt oder bilden ganz unregelmäßige Schlierengänge, gedrungene isolierte Nester und Putzen, massigen Pyroxen-Peridotit durchsetzend. Letzterer, nach KISPATIĆ [81] und BAUMGÄRTL [27] als Lherzololith zu bezeichnen, doch mit überwiegend rhombischem Pyroxen, ist ziemlich frisch, wenig serpentinisiert, wenig gestört, in der Regel gebankt, die Hauptbankungsfuge fällt nach N und NO. Der Chromit hat derbkörnige Beschaffenheit, mitunter ist plattige Kornregelung beobachtbar. Im Derberz treten häufig, von Chromit umschlossen, auch von ihm angenagt, diopsidische Pyroxenkörner auf.

Die Vollanalyse von 45%igem Derberz aus dem Jahre 1940, die ich Herrn Oberbergrat KARLON verdanke, aus einer Waggonladung stammend, gibt an: 45.10% Cr_2O_3 , 6.45% Al_2O_3 , 29.9% FeO , 2.3% CaO , 8.65% MgO , 5.50% SiO_2 . Der hohe Eisengehalt dieses Chromerzes ist bezeichnend,

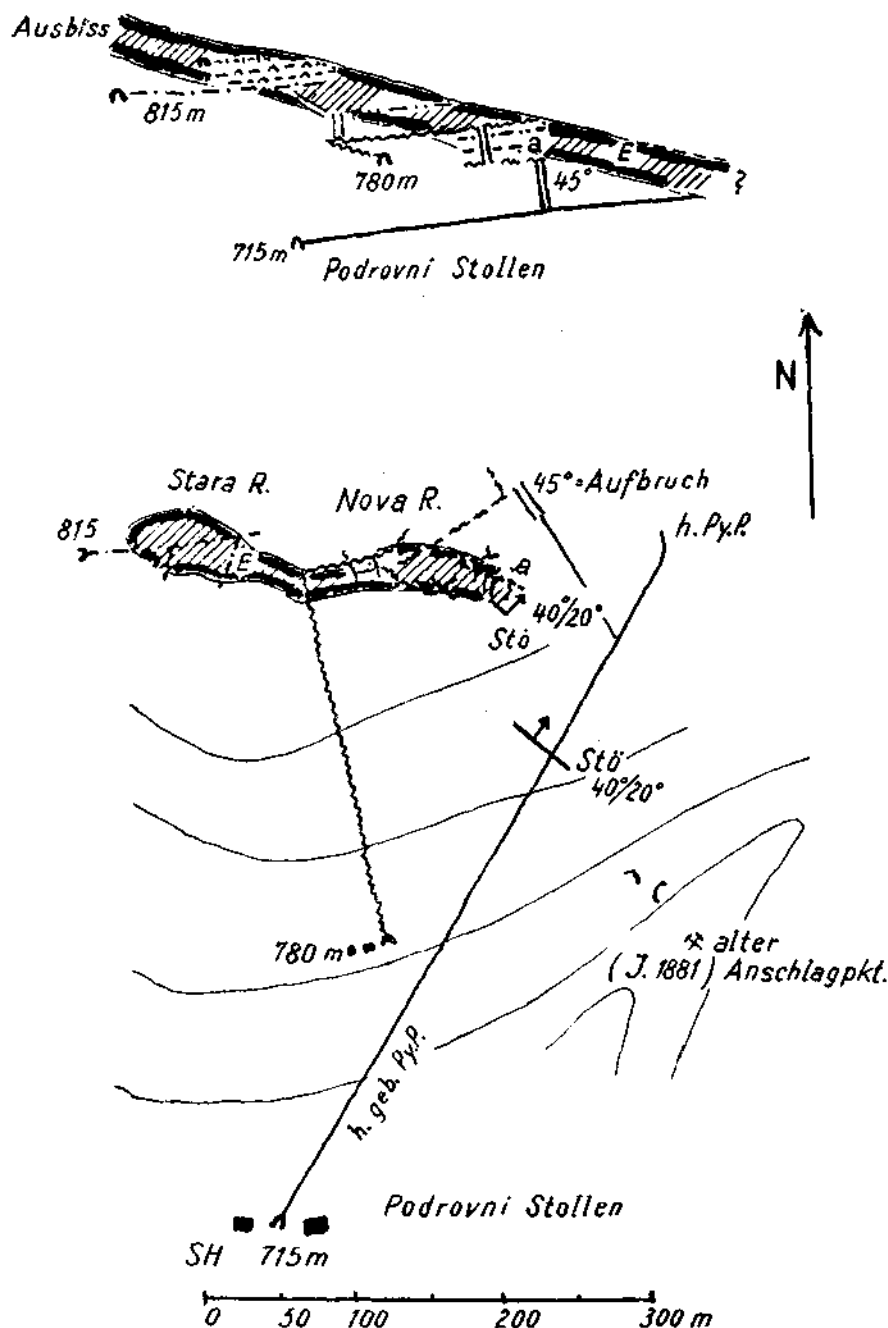


Abb. 49. Chromerzgrube Nova Rakovac (R.) bei Dubostica, Bosnien (Aufriß und Grundriß).

E = Erzzone, *h. geb. Py.P.* = harter, gebänkter Pyroxenperidotit, *a* = Aufschließungshorizont, *Stö* = Störungen.

eine Beziehung zum Zurücktreten dunitischen Begleitgesteines wahrscheinlich (weitere Analysen Tabelle 1).

Die Entstehungsbedingungen der Lagerstätte Rakovac wären kurz so zu deuten: das Nebengestein war bereits im Beginn der Erstarrung, jedenfalls zähflüssiger als die nachkommende Chromit-Pyroxen-Schmelze, die in sich bildende Abkühlungsfugen eingepreßt wurde, um schließlich gemeinsam mit dem Muttergestein zu erstarren.

Lagerstätte und Grube Stari und Novi Rakovac liegen am N-Hang des Dubosticatales.

Die Ausblüßzone, von der Grube Stari Rakovac tagbau- und grubenmäßig bearbeitet, ca. Sh. 815 m, birgt keine Erzreste mehr.

Der gegenwärtige Abbau bewegt sich vom mittleren Querschlag, Sh. 800 m, nach abwärts. Im Horizont des tiefsten Querschlages, Podrovni Stollen Sh. 715 m, ist die Erzzone noch nicht erschlossen; es besteht hier nur eine aufbruchsmäßige Verbindung nach oben.

Im Grundriß des mittleren Querschlaghorizontes nimmt die vererzte Fläche etwa 50—70 m in ostwestlicher Richtung, etwa 30—35 m in nordsüdlicher Richtung ein. Die Erzverteilung ist im jetzigen Vorrichtungshorizont — 10 m unter dem mittleren Querschlaghorizont — ziemlich schütter, mit Einzelstärken der Putzen um einige dm. Die

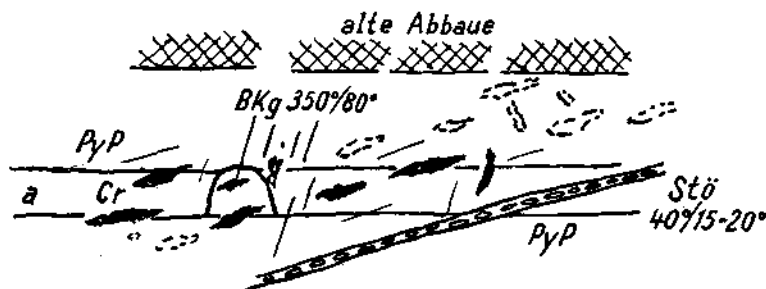


Abb. 50. Chromerzführung in der Ausrichtungsstrecke des Aufschließungshorizontes (a) der Grube Nova Rakovac bei Dubostica, Bosnien.

Die Erzführung Cr, in oberen Horizonten parallel einer flachen Bankung fast bänderlagartig ausgebildet, in kleinen Schlierengängen auch steilen Bankungsfugen folgend, löst sich nach der Tiefe schollenartig auf. Die Verteilung der Nester und Linsen folgt aber weiter der flachen Bankung des Pyroxen-Peridotits PyP, auch die Störung Stö an der Unterfläche der Erzzone geht dieser Bankung parallel.

Erzzone wird hier im Liegend durch eine flach nördlich 15—20° fallende Störung, Grenzstörung oder Verwurf, begleitet, das künftige Teufenschicksal der Lagerstätte wohl mitbestimmend. In höheren Horizonten waren größere Einzelmächtigkeiten bis zu 2 m und größere Vererzungsdichte vorhanden. Die bisherige Teufenspanne übersteigt 40 m. Über den tiefsten Unterbau Podrovni-Querschlag geht die Lagerstätte in der Firste hinweg, sie müßte in diesem Horizont mit Ausrichtung gegen O gesucht werden.

Der Bergbau hatte vor 1900 seine Blütezeit. Sofort nach der Okkupation Bosniens durch Österreich-Ungarn 1878 wurde der Betrieb durch die Landesverwaltung aufgenommen, 1894 bereits der mittlere Querschlag begonnen. Im Weltkrieg 1914/18 noch intensiv ausgebeutet, läuft seither nur beschränkter Betrieb. Der Gesamtumfang der bisherigen Ausbeute dürfte nach Zahlenangaben und Schätzungen 15.000 t nicht allzuviel überschritten haben.

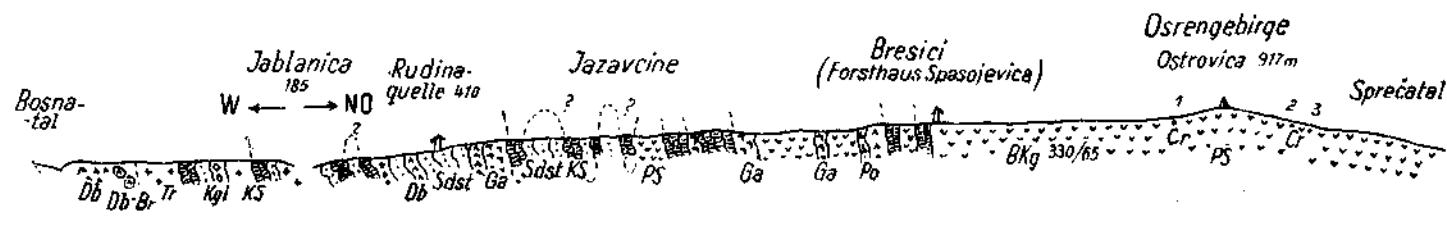


Abb. 51. Das Osrengebirge bei Maglaj, Bosnien. (Vereinfachter geologischer Querschnitt.)

Db = Diabas, *Db-Br* = Diabashbreccien, *KS*, *Sdst*, *Kgl* = Kieselschiefer-Jaspisschiefer, Sandstein, Konglomerat und Breccien der Diabas-Hornstein-Sandsteinformation, *PS* = Peridotitserpentin, *Ga* = gabbroide Gesteine, *Po* = Diabasporphyrit, *Cr* = Chromitvorkommen.

Einige weitere Chromerzvorkommen im Dubostica- und Krivajatal sind von viel geringerem Umfang, meist isoliert, nicht zu Gruppen oder Lagerstättenzügen verbunden: Brezica, Grebencic, Bukovac, Šabanluka im Dubosticatal. Lupalo, Raschiste, Srednja Kosa, Presjeka und andere im Krivajatal. Das Nebengestein ist in der Regel massiger harter, wenig veränderter Pyroxenperidotit, Dunite treten an Verbreitung völlig zurück. Bei Presjeka, Srednja Kosa und Šabanluka handelt es sich um engbegrenzte Schlierengänge Chromit+Bronzit in Peridotit. Überall zeigen mir vorliegende Analysen, aus Probenahmen Dr. UFER's herrührend, hohe Eisengehalte, wobei der Chromoxydgehalt der Derberze nur wenig über 40% steigt.

B. Das Osrengebiet bei Maglaj.

Das Profil von Maglaj über Jablanica nach Brezici im Osrengebiet liefert ausgezeichneten Einblick in die Gesteinsfolgen und Kontakte der hier stark durchbewegten, intensiv gefalteten Sandstein-Hornstein-Schichten und der diabasischen Grüngesteine. Bedeutsam sind: Gabbro-durchbrüche durch die Sandsteine und Kieselschiefer, ebensolche Diabas-durchbrüche. Der Kontakt von Serpentin zu Kieselschiefer-Sandsteine ist ein tektonischer. Bei der Lokalität Jazavčine Sh. 530 m ist der Serpentin am Kontakt in breiter Zone zergrust, Zersetzung an alter Landoberfläche nicht unähnlich; einstige Thermaldurchtränkung bringt Limonitisierung, Chaledondurchtränkung, Grünfärbung wohl durch Cu-Lösungen. Nach den ersten Serpentinsschuppen — im Profil von S nach N — stellen sich Hornblendediorite ein, die in massigem Kontakt mit dichtem grünem Serpentin stehen, der wieder durch Diorit- und Diabasporphyritgänge durchbrochen wird. Bis zum Forsthaus Spasojević bei Brezici zeigen immer wieder auftauchende, ungefähr NW—SO in der allgemeinen Tektonik gestreckte Kieselschieferzüge, durch Serpentin getrennt, die starke Zerschuppung an.

Erst nördlich Brezici liegt die geschlossene Masse des Pyroxenperidotits, auch den Gipfel Ostrovica 917 m zusammensetzend.

Die Gipfelregion der Osrenplanina liegt im Scheitel einer flach gewölbten Gipfelflur, die nach W, O und S sanft abfällt, nach N zum Spreccatal aber Steilhänge aufweist, wahrscheinlich als Folgewirkung einer jüngeren Bruchstufe.

Die Chromerzfundpunkte gruppieren sich um den Gipfel Ostrovica des Osrengebirges. Alte Fundstellen wurden 1940 wiedereröffnet, neue hinzugefunden. Durchwegs waren aber 1940 kleine unbedeutende Chromerzansammlungen aufgedeckt, schmale bänderige Erzschiefer, nesterartig, ohne Streichausdehnung im Pyroxenserpentin steckend. Ähnlich dem Dubosticaerz ist auch hier der Chromit eisenreich, mit Pyroxen verwachsen. Die kleinen Erzkörper sind meist von Störungen begleitet. Die Analyse eines reichen Erzes hält beispielsweise nach Dr. UFER 36-10% Cr_2O_3 , 24-84% Fe_2O_3 .

An der Waldbahnstrecke ins Osrengebiet von Petrovo Selo nach Bresici, zirka bei km 7 ab Bresici, liegt ein beachtenswertes Vorkommen von Quersfaserasbest zutage als Gangnetzwerk im hellgrünen dichten Serpentin innerhalb Pyroxenperidotit.

C. Das Borjagebiet.

Hier besteht eine lebhafte jugendliche Bodengestaltung. Aus einer Hülle von Sandstein-Kieselschiefer schält sich das Peridotitmassiv der Borja-planina mit beträchtlich steilen Hängen heraus; die Zone der Sandsteine—Kieselschiefer sackt durch Rutschungen, alte und rezente, in ausgedehntem Maße zu immer flacher werdendem Gelände zusammen. Die Kontakte sind durch Rutschungen meist verdeckt. Auch hier pyroxenführender Peridotit, z. T. gebankt, meist höher serpentinisiert als im Krivajagebiet. Einschaltung von Hornblendegesteinen, Amphibolit, auch Granatamphibolit (Eklogitamphibolit?) innerhalb der Serpentinmassen, als auch in Rollstückfunden am Rande.

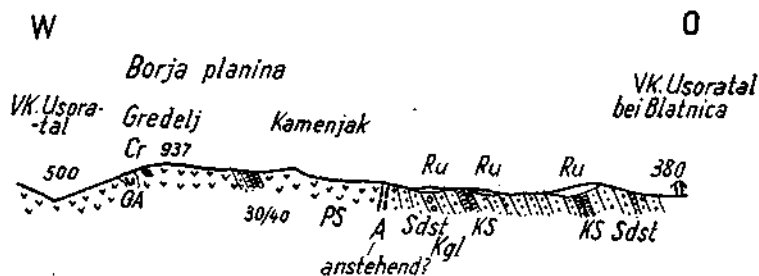


Abb. 52. Querschnitt durch das Borjagebiet, Bosnien.

PS = Peridotitserpentin (pyroxenführend), A = Amphibolit, GA = Granatamphibolit, Cr = Chromerzlagertstätte Orit, KS, Sdst, Kgl = Kieselschiefer, Sandsteine, Breccien der Diabas-Hornstein-Sandsteinformation. Ru = Rutschungen, in Gleitung befindliches Gelände.

Das Hauptchromitvorkommen im Borjagebiet ist die Grube Orit am SW-Hang des Gredelj Kote 937 m, in Sh. zirka 850 m. Es ist hier der häufige bosnische Typ von Chromerzvorkommen vertreten: gangartige Schlieren von derbem Chromit mit Pyroxen verwachsen, das Nebengestein — Pyroxenperidotit mit z. T. groben Pyroxeneinsprenglingen — steil durchsetzend. Erzfreie Pyroxenitschlieren befinden sich in Nachbarschaft zur Lagerstätte. Unterhalb des SO-Endes der Lagerstätte steht mitten im Peridotitserpentin ein kleiner Stock von Granatamphibolit an. Der Chromit ist derb, kristallin, eisenreich, Derberz mitunter auch von massigem dichtgesprenkeltem Erz umgeben; auch bänderige Struktur des Erzes, der Streichrichtung folgend, ist vorhanden. Häufig ist die pyroxenitische Gangart in smaragdite Hornblende umgewandelt.

Analysen von derbem Erz (a) und verwachsenem Erz (b) nach Ing. MEMPEL sagen aus:

a) Cr_2O_3 : 41.96	Fe: 18.18	SiO_2 : 4.10	Ni: 0.02
b) Cr_2O_3 : 34.19	Fe: 15.25	SiO_2 : 10.32	Ni: 0.04

Das Streichen der Lagerstätte „Grube Orit“ ist NNW—SSO, mit vermutlich steilem Einfallen bergwärts nach ONO. Im 30 m langen Tagbanschlitz ist die Sohle verschüttet. Nur am Süden der Lagerstätte, die im Weltkrieg 1914—1918 ausgebeutet worden war, sind noch Erzreste anstehend sichtbar. Mehrere Stollen hatten die Tiefenfortsetzung der Lagerstätte erschlossen, die tiefste Unterfahrung, 40 m unter Tagbausohle, ist verbrochen.

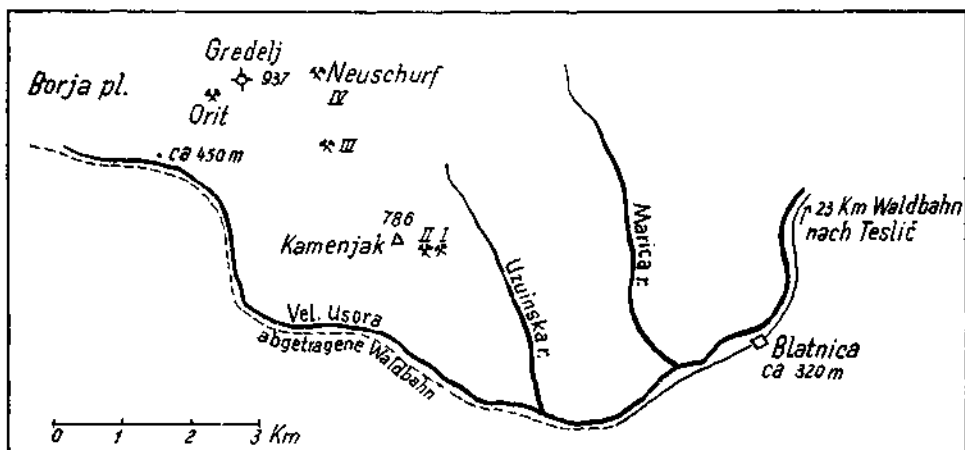


Abb. 53. Übersicht der Chromitvorkommen im Borjagebiet, Bosnien.

Nach Schätzung und nach Aussagen ehemaliger Häuer auf Borja wurden in den Kriegsjahren 1917—1918 1500—2000 t ausgefördert und mit Tragtierkolonnen abtransportiert; diese Ziffer dürfte wohl nahe der Größenordnung des Vorkommens stehen. Zur Zeit noch etwa 100 t alter Erzdepots im Grubenbereich.

Die übrigen Chromerzvorkommen des Borjagebietes: Kamenjak, Sanovet und ein Neufund 850 m Sh. östlich Gredelj usw. sind bislang recht unbedeutend.

Zusammenfassend ist den bosnischen chromerzförenden Peridotit-Serpentinorkommen gemeinsam:

Die Massive sind in der Hauptsache aus pyroxenführenden Peridotiten, überwiegend Harzburgiten und Lherzoliten aufgebaut; dunitische Abspaltungen sind verhältnismäßig selten. Diabas, Gabbro und Amphibolit bilden Randzonen aber auch Einschaltungen und Durchbrüche innerhalb der Serpentinmassive.

In Einzelfällen grenzen die ultrabasischen Massen, so der SO-Rand des Krivajaserpentins bei Zvornik, an kristalline Kalke und phyllitische Schiefer von paläozoischem Habitus. Schon KISPATIĆ hat bei Zvornik den eigentlichen, primären Serpentincontact vermutet.

In der Regel ist aber der unmittelbare Gesteinsverband der Peridotit-serpentine überall der gleiche: die basischen Massen gehen zusammen mit der fossil-leeren Kieselschiefer-Sandstein-Formation, Störungskontakte sind auch hier verbreitet. Die besondere petrographische Kennzeichnung dieser Formation, Art ihres lebhaften Sedimentationsrhythmus, Untersuchung ihrer Gesteinsglieder, Breccienhorizonte, Radiolarite usw. ist vor allem den Untersuchungen W. HAMMER'S aus seinen Studien am Zlatibor in Westserbien zu danken. Soweit in Bosnien die Kieselschiefer-Sandstein-Formation von basischen Gesteinen durchsetzt ist, sind es tiefe Glieder dieser Formation, die nach oben in permisch-untertriadische Sandsteine, Quarzite und Schiefer übergeht. Fast überall, wo Serpentine auftauchen, liegt hier die begleitende, sie oft überdeckende Sandstein-Kieselschiefer-Formation, sofern relativ ruhige Lagerungsverhältnisse klarzustellen sind, unter dem Werfener Horizont. Wo Trias unmittelbar an den Serpentin

heranrückt, bestehen einwandfrei tektonische Kontakte. Darum erscheint mir für die Kieselschiefer-(Radiolarit-) Sandstein-Formation als Hüllserie der bosnischen Serpentine, permokarbones Alter, z. T. wohl auch in Untertrias hinaufgehend, als wahrscheinlich. Für den Serpentin selbst kommt, gestützt auf weitere Vergleiche und Beobachtungen in Mazedonien, die später im allgemeinen betrachtet werden, frühes Permo-karbon, zumindest allgemein vormesozoisches Alter in Frage.

In tektonischer Hinsicht: Die Eigenschaften der Einzel- und Verbandfestigkeit, der Biegsamkeit, Gleitfähigkeit usw., welche die in lebhaftem Wechsel aufeinanderfolgenden Glieder und die Gesamtheit der Kieselschiefer-Sandstein-Formation beherrschen, stehen weit ab von den Eigenschaften der basischen Gesteine; diese zeichnen sich in schmalen serpentinierten Streifen zwar durch gute Gleitbarkeit aus, in der groben Masse ist jedoch das Peridotitgestein gegenüber Bewegungsimpulsen träg und sperrig. Dadurch kommt bei Gebirgsbeanspruchung der scharfe Unterschied zwischen Peridotit und Hüllserie im Lagerungsbild zustande und schafft Gegensätze, welche die Züge ursprünglicher Zusammengehörigkeit vielfach verwischen. Verhältnismäßig ruhige Lagerung innerhalb der basischen Gesteinsmassen, nur Ausschuppung derselben an den Rändern, Häufigkeit der Grenzstörungen usw. stehen dem oft wirrgefalteten, gepreßten, gestauchten Lagerungen der Sandstein-Kieselschiefer-Gesteine, besonders der Kieselschiefer, gegenüber.

Entsprechend der Gleichförmigkeit im petrographischen Aufbau und in der Innengliederung der bosnischen Serpentinegebiete weist auch die Chromerzföhrung eine Reihe gemeinsamer Kennzeichen auf.

Eine eigentliche Basiszone, vergleichbar mit den Verhältnissen der mazedonischen Chromerzzone des Vardar-Lepenagebietes fehlt. Es sind keine größeren stockartigen Erzkörper mit richtungslos körniger Derberzstruktur in dunitischer Hülle bekannt, größere geschlossene dunitische Gesteinskörper treten in Bosnien überhaupt zurück. Allem Anscheine nach ist hier nur die „mittlere gebankte Zone“ vertreten, von gut gebankten, stets Pyroxen föhrenden Peridotiten aufgebaut. Wie in Mazedonien in dieser Zone, besteht auch hier eine sehr schütterte Verteilung von Chromerz-lagerstätten, die ausnahmsweise mittlerer, meist jedoch kleiner und kleinster Größenordnung sind.

Die Chromerzlagerstätten sind in Bosnien fast stets von einem Differentiat Chromit+rhombischer (fallweise auch monokliner) Pyroxen abzuleiten, das als noch leichtflüssige Schmelze neben dem zähflüssigen Gesteinsteig bestehen konnte, häufig in die bereits zähflüssig erstarrten, sich eben bankenden Massen des Pyroxenperidotits als Schlierengang oder Lager eindrang und schließlich gemeinsam mit dem Muttergestein verfestigte. Ähnliche Art von Lagerstättenbildung des Chromits, wie auch an sich Lagerstättenarmut bis Erzleere wurden ebenso in Mazedonien in den Pyroxenperidotitlagen dieser Zone beobachtet. Wie für diese, ist auch für Bosnien charakteristisch, daß es sich dann vorwiegend um Derberzvorkommen oder solchen massigen reichen Sprenkelerzes handelt.

Das Derberz im allgemeinen, oft mit Bronzitstreifen gebändert, weist häufig eine parallele Kornregelung auf, Sprenkelerz ist selten, plattig struiertes Sprenkelerz, nach Art der Schlierenplatten Mazedoniens, in Bosnien recht wenig und nicht in ausgiebigen Vorkommen vertreten.

Das bosnische Chromerz ist also nach Lagerstättenbeobachtungen und Dünnschliffbestätigungen ein Produkt der spätmagmatischen Phase der Peridotitintrusion.

Ein weiteres Kennzeichen fast aller bosnischen Chromitvorkommen ist der hohe Eisengehalt des Chromitmoleküls. In gewissen Lagerstätten erreicht der Cr_2O_3 -Gehalt auch im Derberz nicht viel mehr als 40–42%. Der Eisenoxydgehalt steigt bis auf 30%. Auch dort, wo ausnahmsweise Derberz an 48% Cr_2O_3 -Gehalt herankommt, wie auf der Grube Rakovac, besteht ein außergewöhnlich hoher Eisengehalt. Im allgemeinen ist also bei den bosnischen Chromerzen für metallurgische Zwecke mit einem wenig günstigen Cr/Fe-Faktor zu rechnen.

Der primär im Chromitmolekül steckende hohe Eisengehalt kann demnach auch durch Aufbereitung nicht herabgemindert werden. So bietet die Aufbereitung bosnischer Abfallerze keinen besonderen Anreiz, da hochhältige Konzentrate in der Regel nicht zu erreichen sind.

Es wird Sache weiterer Untersuchung sein, in welcher Beziehung die Fe-Halte zu den Nebengesteinsabarten stehen, im Vergleich zu den eisenarmen Chromerzvorkommen.

Die verhältnismäßig schütterere Verteilung der Chromlagerstätten, selbst in besser aufgeschlossenen Gebieten wie um Dubostica, sowie ihre in der Regel kleinen Größenordnungen sind für die bosnischen Chromerzgebiete bezeichnend. Vielfach sind die Größenordnungen der ausgebauten Vorkommen nur wenige 10er- bis 100er-*t* gewesen, ausnahmsweise vielleicht 1500–2000 *t* wie im Borjagebiet. Die Hauptlagerstätte Rakovac bei Dubostica steht mit ihrer vermutlich 12.000–15.000 *t* Gesamtproduktion nicht überschreitenden Erzmenge und einem wahrscheinlich wesentlich kleineren verbleibenden Rest vereinzelt da. Dabei ist auf die bosnischen Chromerzfunde schon ein beachtlicher stollenmäßiger Schurfbetrieb umgegangen.

Hinsichtlich Intensität der Störungen an Lagerstätte und Nebengestein bestehen in den einzelnen Gebieten Verschiedenheiten. Die Region um Dubostica ist ersichtlich geringer gestört als andere Teile des Krivaja-gebietes. In der Kieselschiefer-Sandstein-Hülle des Osrenserpentins kommt im Profil von Maglaj eine tiefgreifende Wirkung tektonischer Beanspruchung zum Ausdruck, mit Schichtwiederholungen, eng zusammengepreßten Stauchungen und Zerrüttungstreifen.

6. Alchar und Rožden in Südbosnien (Mazedonien).

Das Gebiet von Alchar und Rožden, in der äußersten SW-Ecke des innermazedonischen Oligozänbeckens Skoplje—Veles—Demirkapija gelegen, ist in der geologischen und Bergbauliteratur nicht unbekannt geblieben.

Als einer der ersten brachte R. HOFMANN 1891 [67] Kunde von dem in jener Zeit im Aufblühen begriffenen Erzbergbau (Sb, As). Die nahe benachbarten Chromitvorkommen, obwohl zu Tage austreichend, fanden damals anscheinend noch nicht Beachtung. Nach ihm hat J. CVIJIC [33] das Gebiet bereist und geschildert. F. KOSSMAT [10] bringt in Karte und Profil die besondere tektonische Stellung, den gesteigerten Schuppenbau dieses Raumes zum Ausdruck; Kartierungsarbeiten von O. WELTER [902] finden darin Geltung. Den Verband des chromerzführenden Serpentins von Arnitschko bei Rožden habe ich in einem Profil [6] anschaulich gemacht. Schließlich liegt die neueste geologische Karte von K. OSSWALD aus dem Jahre 1933 vor [292], der in seinen beiden Karten-

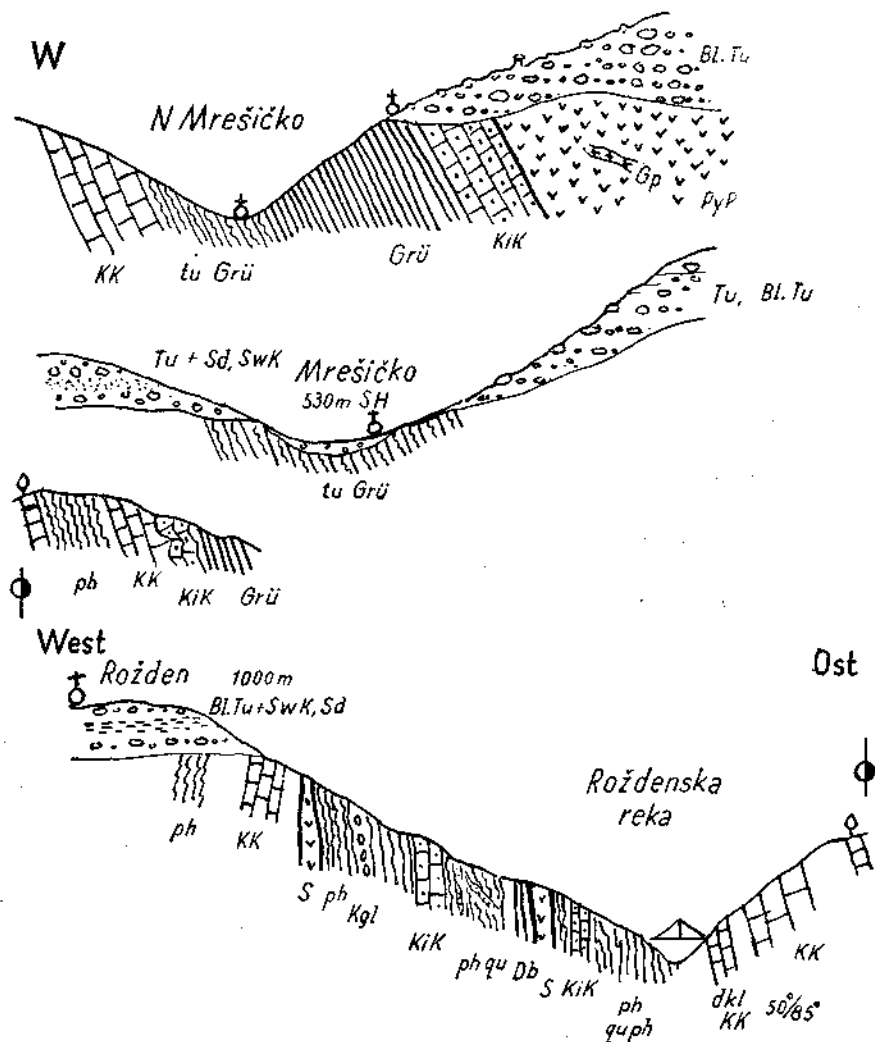


Abb. 54. Steilgestellte Schuppenzone zwischen Mrešičko (Mreschitzko) und Rožden (Südserbien).

ph = Phyllit, phqu = Quarzphyllit, Grü = Grünschiefer, Db = Diabase (tu = tuffig), KK = kristalline Kalke, KiK = kieselreiche krist. Kalke (dkl = dunkel), Kgl = Konglomerate der Phyllitserie, S = Serpentin, PyP = Pyroxenperidotit, Gp = Gabbropegmatit, Bl. Tu = tertiäre Blocktuffe (mit Sd = Sand und SwK = Süßwasserkalk).

blättern 1:200.000 von Griechisch-Nordmazedonien auch die jugoslawischen Randgebiete einschließt.

Eine von mir durchgeführte geologische Detailaufnahme des Gebietes von Alchar ging durch die Kriegswirren am Balkan Ende 1944 verloren; es stehen mir in meinen Notizbüchern nur Profile aus dem Raum Alchar und dem etwa 15 km nördlicher gelegenen Rožden zur Verfügung.

Der chromerzführende Serpentinstreifen von Alchar-Rožden gehört dem westlichsten, unmittelbar an das Kristallin des pelagonischen Massivs gerückten Peridotitzug der Vardarfurche an. Die Gesteinszüge erscheinen hier in scharf zugeschnittenen, fast N—S streichenden Streifen mit allen Anzeichen intensiver Bewegung und westsüdwestwärts gerichteter Schuppung.

Das Profil von Mreschitzko nach Alchar und Rožden bringt ausgezeichnete Einsicht in die Verbandsverhältnisse des Serpentin. Ostwärts Mreschitzko, im Talhang aufgeschlossen, auf dem sich die Kriegsstraße 1914—1918 von Konopište herunterschlingt, kommt unter mächtiger vulkanischer Blocktuffbedeckung ein großes zusammenhängendes, wenig gestörtes Peridotitmassiv zum Vorschein, aus Pyroxenperidotit aufgebaut; auch von hier sind Chromerzfunde gemeldet. Dann folgen, beide Flanken des Mreschitzkotalen zusammensetzend, kristalline Kalke, Kieselkalke, Diabase, Grünschiefer und phyllitische Gesteine in mehrfacher Wiederholung. Die zu hohen Berggipfeln getürmten Mauern aus marmorisierten Kalken im N von Mreschitzko bleiben in diesem Profil zurück. Erst bei Alchar ist ein geschlossener Zug von hellem dolomitischen Marmor, in sich zertrümmert und zermürbt, mit jenen Kalkmassen zu vergleichen; KOSSMAT hält sie für metamorphe Trias. Meine eigenen Kartierungsarbeiten in Mazedonien konnten mich von dieser Ansicht nicht überzeugen. Wohl stimme ich KOSSMAT bei, daß ältere und jüngere, kristalline und halbkristalline Kalkzüge und Marmore unterscheidbar sind, Trojaci- und Velesserie, aber auch die großen scheinbar selbständigen, mäßig kristallinen Kalkmassen finden in oder zwischen diesen beiden Serien Platz, gehören wohl in der Hauptsache noch zum Altpaläozoikum, wie dies für die Schedenkalke bei Raduscha wahrscheinlich ist. Verbands- und Lagerungsverhältnisse sowie Analogien mit fossilführenden Vorkommnissen sprechen dafür. Nirgends ist in Mazedonien ein Deckenbau enthüllbar, der mesozoische Gesteine einer so ausgedehnten regionalen Metamorphose ausgesetzt und damit vom fast nicht metamorphen sicheren Mesozoikum geschieden hätte.

Auch vom östlich benachbart gelegenen Dudicagebirge wird von F. KOSSMAT und K. OSSWALD Mesozoikum, Kreide — wohl nur irrtümlich sogar als fossilführend — gemeldet; meine eigene Kartierung (G. HIESSLEITNER, Das Enargitvorkommen von Dudica in Mazedonien, Jahrb. Geol. B. A. Wien 1947) hat nur kristalline, bzw. halbkristalline Kalke verzeichnet, in Verband mit Grünschiefern, phyllitischen, quarzitischen und quarzphyllitischen Gesteinen. Das Gipfelgestein der Dudica 2169 m ist kristalliner, ziemlich massiger Kalk von Schedentypus. Serpentin, den K. OESTREICH [116] aus der Dudica erwähnt, war in meinen Kartenausschnitt nicht aufzufinden, würde aber durchaus in die Serie passen.

Von der Brücke über die Roždenska reka aufwärts zum Dorfe Rožden ist ein steilstehender, lebhaft durchstörter Schuppenbau von Gesteinen der Velesserie erschlossen, mit zwei schmalen zerdrückten Serpentinstreifen eingeschaltet.

Die junge flachgeschichtete vulkanische Tuff- und Blockstreuung beim Dorfe Rožden, über die alten aufgerichteten Gesteine gebreitet, ist mit

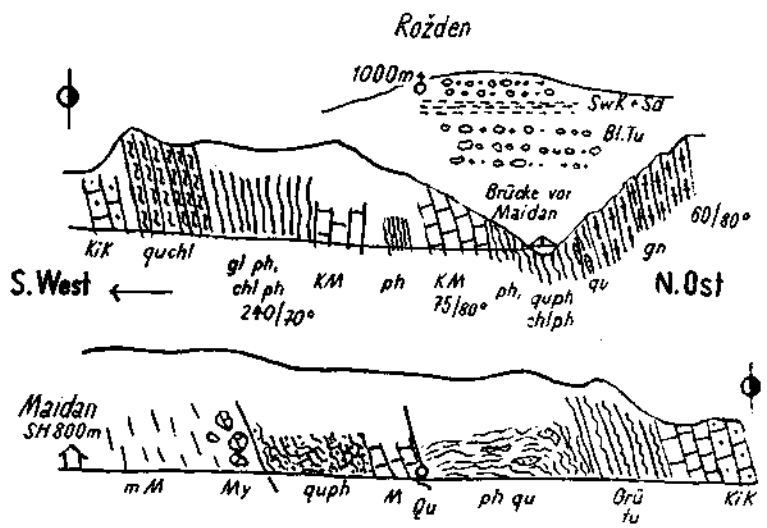


Abb. 55. Wegprofil Rožden—Maidan Alchar, Mazedonien (Südserbien).

gn = Augengneis, Injektionsgneis; quchl = Quarzchloritschiefer, glph, chlph = glimmerige Phyllite, Chloritphyllite, KM = Kalkmarmore, KiK = Kieselkalke, Orü tu = Grün-schiefer (tuffig), qu = Quarzlinsen, quph = Quarzphyllit, M = massige (m) Marmore, z. T. etwas dolomitisch, My = Marmormylonit. — SwK + Sd, Bl.Tu. = Süßwasserkalk, Sande und Blocktuff des Neogen. — Qu = Bachquelle

fossilführenden Süßwasserkalken und Sanden verzahnt, wie dies schon auf dem Wege von Mreschitzko her öfters zu beobachten ist. Es zeigt sich, daß ähnlich wie im vulkanischen Kerngebiet Dudica, wo ein tiefzertaltetes Relief von den miozänen Andesittuffmassen eingedeckt wurde, auch hier beträchtliche Reliefunterschiede bestanden haben müssen. Die Tuff- und Blockschuttmassen sind in den verschiedensten Höhenlagen anzutreffen; doch bildeten sich noch im Miozän Verebnungen heraus, wo sich Süßwasser in Seen sammelte, die im Laufe der Eruptionen neuerlich von den Aschen- und Blockregen zugeschüttet werden. Das heutige Steilrelief ist natürlich

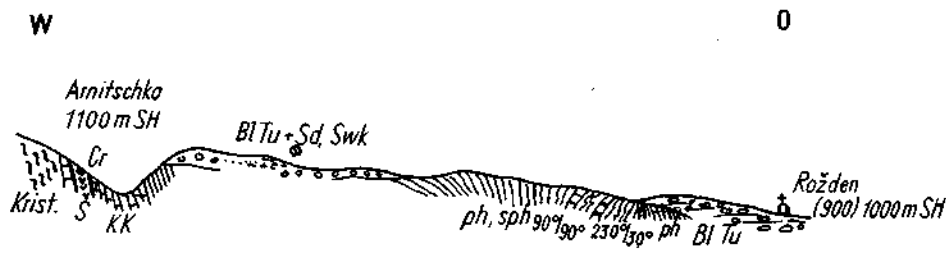


Abb. 56. Profil Rožden zur Chromerzgrube Arnitschko.

Krist. = Kristallinserie des Tribur, KK = krist. Kalke, ph, sph = Phyllit, Serizitphyllit, S = Peridotitserpentin mit Cr = Chromitvorkommen, BlTu + Sd, SwK = tertiäre Blocktuffe, Sande und Süßwasserkalk.

ganz jungen Datums. Die Gebiete Rožden-Alchar gehören zum Außenmantel des Tuffächers vom Dudice-Vulkangebiet, selbständige Eruptivschlote kleinen Umfanges wurden bei Alchar festgestellt. Einige Angaben über Einzelheiten und Baustil des Dudicevulkanismus habe ich in der vorerwähnten Studie über die Enargitvorkommen von Dudice gebracht.

Von Rožden zum Chromerzbergbau Arnitschko bei Rožden wird eine breite gefaltete Phyllitserie mit einzelnen kristallinen Kalkbänken durchschritten; die darüber entwickelte alte Hochfläche trägt Reste der Block-

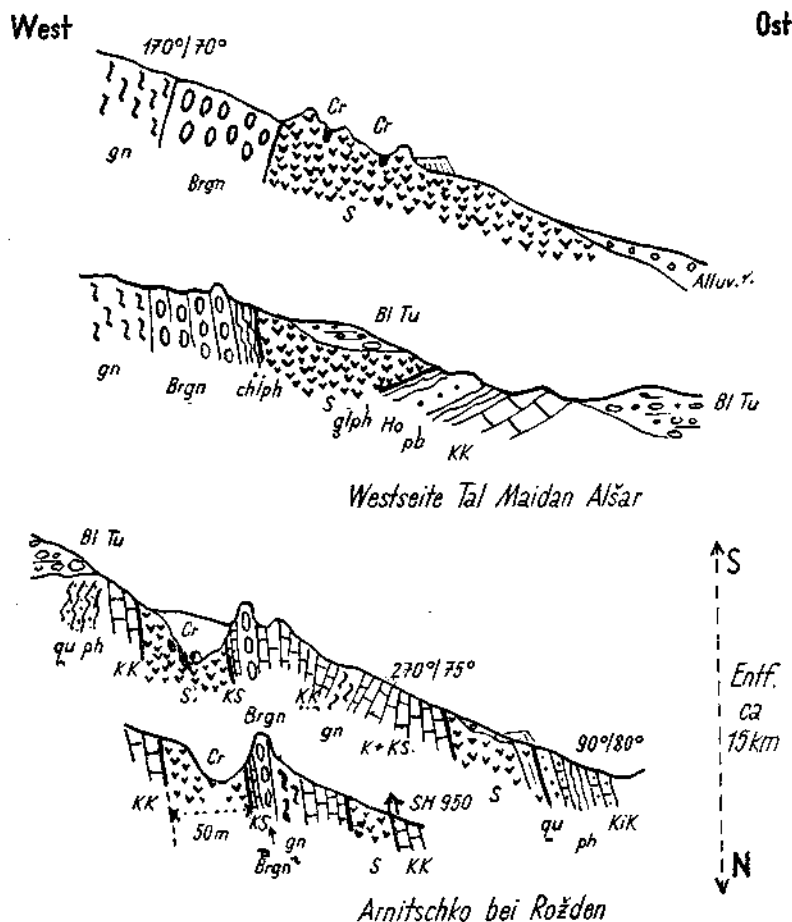


Abb. 57. Profile durch die Cr-erzführenden Serpentinsschuppen Alchar—Rožden, Mazedonien (Südserbien).

gn = glimmerreiche schuppige Gneise, Brgn = Brecciengneis, qu = Quarzit, chlph, glph = Chloritphyllit, glimmeriger Phyllit, quph = Quarzphyllit, Ho = Hornsteinmassen, S = Peridotitserpentin, KK = krist. Kalke, KiK = kieselreiche krist. Kalke, KS = Kalkschiefer, BiTu = tertiäre Blocktuffe. — Cr = Chromitvorkommen.

schutt- und Seenbedeckung. Der Serpentinzug von Arnitschko stellt sich in Form zweier eng benachbarter, kaum 50 m breiter Streifen dar, von kristallinen Kalken, Kalkschiefern, quarzitisch-phyllitischen Schiefern und Kieselkalken eingefasst, aber auch Höherkristallin ist an dem Verband unmittelbar beteiligt. Besonders auffällig ist als weithin austreichender metamorpher Horizont ein Brecciengneis, gebildet aus Gneisschollen in Glimmerschiefergrundmasse, welches Gestein, nur von einer dünnen Kalkschieferlage getrennt, unmittelbar an den Serpentin herantritt (vgl. auch [6] Abb. 3). Weiter südlich, bei Alchar, ist derselbe Brecciengneis, etwas mächtiger ausgebildet, erschlossen und tritt auch dort teilweise unmittelbar in Berührung mit Serpentin, der nur in einem dafür etwas breiteren Streifen aufscheint. In Rožden handelt es sich demnach nur um eine örtliche tektonische Aufspaltung des Serpentin durch einen Kristallinkeil.

Wenn auch zweifellos bewegte, tektonische Kontakte zu Serpentin vorhanden sind, ist doch die auf so weite Strecken vorliegende enge Nachbar-

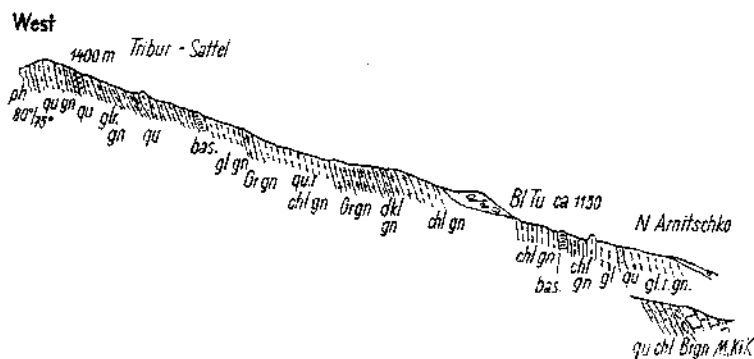


Abb. 58. Kristallinserie am Tribur westlich Rožden.

gn = Paragneise (gl. r. = glimmerreich, qu = quarzig, chl = chloritisch), gl = Glimmerschiefer, qu = quarzitisches Gneise bis Quarzite, Orgn = Granitgneis, bas. = metam. basischer Gesteinskörper, Brgn = Brecciengneis, M = Marmor, KiK = kieselreiche Marmorkalke, ph = Phyllit, qu = Quarzit, Bl Tu = tertiäre Blocktuffe.

schaft von Serpentin und Hoch-Kristallin bemerkenswert. Im N von Arnitschko finden sich weiter Spuren des Brecciengneises am Fuß der aus einer Altkristallinserie aufgebauten Triburhöhe. K. OSSWALD [292] erwähnt Brecciengneise aus der entsprechenden Fortsetzung von Alchar nach S in Nordgriechenland. Die stratigraphische Bedeutung dieses so ausgedehnten klastischen Kristallinhorizontes bedarf noch der Klärung. Im Gesteinsverband des Serpentin von Alchar treten auch Hornsteinmassen hervor, wie sie in den Serpentinserien üblich sind.

Der Weg von Rožden nach Alchar quert stark bewegte Gesteine der Velesserie. Nächst der Brücke vor Maidan-Alchar ist im Hangend der steil östlich fallenden Quarz- und Chloritphyllite ein Augengneis konkordant eingeschlossen, vereinzelt sind Sprossungen von großen Feldspatäugen auch in der phyllitischen Serie wahrzunehmen, es handelt sich wohl um jüngere, nachvariszische Injektionen. Der dolomitische Kalkmarmor von Alchar

ist an seiner Grenze unter allen Anzeichen tektonischer Kontakte zu den Schiefen als Riesenmylonit ausgebildet. Zur heftigen tektonischen Durchwirkung gesellt sich die Wirkung thermaler Lösungspassagen im Gefolge des Andesitvulkanismus, im Raume von Alchar auch außerhalb des Bereiches der hier in Erscheinung tretenden bereits eingangs erwähnten Realgar-Antimonit-Vererzung mehrfach anzutreffen.

Die Hauptmasse der Serpentinstreifen Alchar-Rožden wird von Pyroxen-Peridotit, u. zw. Harzburgit, gestellt, z. T. noch massig, z. T. aber stark zerschiefert, auch antigorisiert; Dunit ist kaum vertreten. Erscheinungen eines Lagenbaues sind nicht wahrzunehmen, bei der geringen Breite des Serpentin und dabei noch starken tektonischen Einspannung möglicherweise auch verwischt.

Der Alchar-Maidan-Serpentin, vielfach antigorisiert, verschiefert, auch asbestdurchsetzt, umschließt nahe zu seinem Unterrand eine Scholle von Gabbroeklogit.

U. d. M.: Nr. 3 Zoisitquarzit, Nr. 9 Quarz-Chloritschiefer mit Glimmer und Plagioklas, beide aus der Verbandsserie des Serpentin; ebenso Nr. 4 Glimmerkalk mit augenartigem Quarz in Pflasterstruktur, Albit, Chlorit, Titanit.

Nr. 5, 6: Peridotitserpentine ohne Olivinreste, bastitisierte Pyroxene (Bronzit?), reichlich sek. Magnetitausscheidung; Nr. 9 eklogitischer Gabbro, verändert, farblose Granaten in Korngruppen, farblos bis bräunliche monokl. Pyroxene, zersetzter Plagioklas, Titanit, sekundär Zoisit, Epidot, blaßgrüne Hornblende, Chlorit und farbloser Glimmer.

Chromerze:

In den Chromerzschürfen Dragovič bei Alchar-Maidan haben sich kleine nesterartige Stöcke und Linsen von vorwiegend Derberz aufgetan; daneben sind Sprenkelerz, Leopardierz und „negatives Leopardierz“ vertreten; reichlich Uwarowit- und Kämmereritbildung sind auffallend.

In südlicher Fortsetzung, jenseits des Maidanbaches gegen den Berghang hinan, dem die alte Kriegsstraße zustrebt, macht sich eine starke Verschieferung des Serpentin bemerkbar; beiderseits des Tales werden auch hier noch beschürfte Chromerzspuren angetroffen.

Etwas bedeutsamer erweist sich der Umfang der Chromerzvorkommen von Arnitschko bei Rožden. Auch Bergbau ist hier in erheblicherem Ausmaße umgegangen. Die größere Stollenentwicklung ist auf das südlichere Vorkommen angesetzt, auch Tagbau hatte seinerzeit hier Platz gegriffen. Die derben Erzschollen und -linsen liegen ungefähr in der Mitte des westlichen Serpentinstreifens, in den Erzresten kann noch bis meterstarke Mächtigkeit festgestellt werden; wie das Erz ist auch der Serpentin schollig zerlegt. Etwa 350 m nördlich davon haben sich die beiden Serpentinstreifen bereits vereinigt und hier ist ebenfalls eine schollige derbe Lagerstätte, z. T. auch nur aus reichem Sprenkelerz bestehend, durch Tagbau und Stollenbau untersucht und zum größten Teil abgebaut worden.

Wie sehr auch der engstreifenförmige Zuschnitt des chromerzföhrnden Serpentin von Alchar-Rožden in erster Linie auf tektonische Bedingungen hinzuweisen scheint, ist doch noch die Frage offen, ob nicht auch primär-magmatisches Geschehen, etwa lagergangartiges Eindringen des Peridotitmagma, an diesem Zuschnitt Anteil hat. Denn es ist doch auffallend, daß die unmittelbaren Begleitgesteine, vor allem der ja nicht sonderlich mächtige eigenartige Brecciengneis — zweifellos ein Produkt

vorophiolitischer Entstehung, Glied des Altkristallins — auf so lange Strecken bei der äußersten Schmalheit des Serpentinzuges in einem Schuppengebilde so regelmäßig anhaltet; dies wie die Tatsache der wiederholt auftretenden Chromerzführung in dem schmalen Serpentinstreifen, zonare Verteilung andeutend, sind doch auch Erscheinungen, die aus der Wirkung nur der Schuppenstruktur in diesem Falle nicht leicht verständlich sind.

Das Chromerzmolekül der Erze dieses Serpentinzuges ist eisenreich, bezeichnenderweise fehlt Dunit als Nebengestein fast gänzlich. Die Cr_2O_3 -Gehalte der derben Erze können aber trotzdem 50% übersteigen. Analyse eines Derberzes von Arnitschko, Analytiker Erzstätte A. G. Wien, sagt aus: 50-22% Cr_2O_3 , 12-13% Fe und 3-72%, also niedriger SiO_2 -Gehalt (weitere Analysen Tabelle 1).

Die Größenordnung dieser Chromerzorkommen, gemessen an den bisherigen Produktionen und den noch sichtbaren Erzständen, ist klein. Maidan-Alchar dürfte in Gesamtheit nicht viel mehr als einige 100 t Produktion an Reicherz überschritten haben. Bei Arnitschko wird diese Ziffer etwa zwischen 1200—2000 t liegen, einschließlich kleinerer noch sichtbarer Erzvorräte.

Der Schuppenzug von Rožden-Alchar setzt nach S fort, z. T. unterbrochen durch den, eine große O—W-Spalte füllenden Andesit der Dudica-Eruptionen in der Achse des Dudica-Moglenagebirges, und scheint in Nordgriechenland wieder auf. Die geologischen Kartenaufnahmen von Nordgriechenland durch K. OSSWALD [292] bringen das Weiterbestehen der Schuppenzone zum Ausdruck; in diese eingereiht sind die Serpentin- und Chromerzorkommen Polycarpi, Naussa, Edessa und andere.

7. Lojane—Preševo—Ostrovica bei Kumanovo in Südserbien (Mazedonien) und Fortsetzung in die Kosnica planina.

Lojane (Tafel II). Dem chromerzführenden Serpentinzug von Lojane bei Kumanovo, nordwestlich von Skoplje am Rande des Crna-gora-Gebirges zur Niederung des südlichen Morawatales, hat sich verhältnismäßig früh das geologische Interesse zugewendet.

Zuerst hat GRIPP [53] eine Beschreibung der geologischen Verhältnisse, aus seinen Beobachtungen während der Weltkriegszeit 1917/18 heraus, in den Schriften der Hamburger Universität niedergelegt; der gleichgerichtet zum Lojane-Serpentinstreichen verlaufende Zug heller, feinkristalliner, dichter Kalke wird fossilführend gefunden und nach einer Korallenbestimmung für Oberjura gehalten; die Durchbrüche von Andesit und Granit werden beobachtet, Schollen von Serpentin in Granit noch irrtümlich als jüngere Peridotitdurchdringungen aufgefaßt. Auch KOSSMAT [10] hat Lojane während der damaligen Kriegszeit besucht und Beobachtungen in seine Balkangeologie 1924 aufgenommen.

1929 habe ich mit eingehenderen Beobachtungen im Lojanegebiet begonnen und 1931 in einer Studie über die Geologie der mazedonischen Chromerzlagerstätten [63] nebst allgemeiner geologischer Kennzeichnung des Gebietes einen Querschnitt durch den Chromerzstock „Zentrale Lojane“ abgebildet. Einer später erschienenen Studie [64] über die Metamorphosen an Serpentinesteinen und Chromerzlagerstätten von Lojane, in Sonderheit von Seite der Granit- und Andesiteinbrüche verursacht, habe ich eine verbesserte und ausgreifendere Karte des Gebietes beigegeben.

Schon 1931 konnte ich hinweisen, welch hervorragendes Interesse das Lojanegebiet infolge der sekundären Mineralumbildungsvorgänge in mineralogischer Hinsicht gewährt; seither wurde die Reichhaltigkeit an Mineralvorkommen durch Feststellung weiterer Mineralarten aufs neue bestätigt — das Gebiet ist geeignet, Zielpunkt anspruchsvoller mineralogischer Exkursionen zu werden, besonders solange der Chromerzbergbau in Betrieb ist.

An der Feststellung von neuen Mineralarten haben sich verdienstvoll F. TUČAN [165] und nachfolgend A. MALACHOW beteiligt. Der russische Geologe A. MALACHOW führt gegenwärtig eine ganz ins einzelne gehende petrographische Kartierung des engeren Lojanegebietes durch, aus den Bedürfnissen des Chromerzbergbaues hervorgehend, den Zielen desselben dienbar, die Veröffentlichung seiner Arbeitsergebnisse steht zu erwarten.

Schließlich hat M. T. LUKOVIČ [100] in seiner geologischen Kartierungsarbeit über den O-Rand der Skopljer Crna gora eigene Aufnahmeergebnisse als auch mein geologisches Kartenbild des Lojanegebietes zu einer übersichtlichen Gesamtkarte vereinigt.

Die NNW—SSO streichenden Serpentinzüge von Lojane begleiten die kristallinen und halbkristallinen Gesteine, welche die Skopljer „Schwarzen Berge“, die Crna gora, zusammensetzen, an ihren O-Abfall — bildlich ein Gegenstück zu den Raduschaserpentin, die ihrem W-Rand entlang ziehen. Doch liegt etwa kein symmetrischer Bau vor, sondern in tektonischer Beziehung läßt sich im Lojanestreifen eher eine selbständige, doch schwächere Äußerung der Schuppungskraft erkennen, welche am W-Rand der Crna gora die enggescharte Schuppung des Kernstückes der Vardarzone herbeigeführt hat, im übrigen auch den Bau der Crna gora selbst beherrscht; in magmatischer Hinsicht verraten sich gewisse Besonderheiten und Eigenständigkeiten des basischen Gebietes von Lojane gegenüber Raduscha, regionale Ausblicke in anderer Richtung eröffnend, die in dieser Arbeit noch ihre Würdigung finden.

Die Kenntnis der Baugliederung der Crna gora ist erst im groben erreicht. Die Übersichtskarte von KOSSMAT zeigt die Aufspaltung der aus dem NW herstreichenden Züge der kristallinen und halbkristallinen Gesteine durch einen breiten Zug von Kreide an, der bei Kučeviste das Skopljerbecken erreicht. Am Rande dieser Kreide kommt ein schmaler Serpentinspan zum Vorschein. M. T. LUKOVIČ hat zwar den Rand des Gebirgsspornes der Crna gora, von Vardar-Lepenaclauf und Morawa-Niederung eingefaßt, in ziemlich eingehender Weise kartiert, doch reichen seine Aufnahmen nicht viel in das wenig wegsame Gebirge hinein. Die kristallinen und halbkristallinen Gesteine, welche das zu hohem Mittelgebirge aufragende zentrale Stück der Crna gora einnehmen, in der Hauptsache wohl der Velesserie angehören, werden auch von LUKOVIČ noch nicht im einzelnen gegliedert, hingegen bringt seine Karte bedeutenden Anteil der Diabas-Hornstein-Sandstein-Schichten im allgemeinen zum Ausdruck, wobei für diese eine vereinigte Altersdeutung Untertrias-Oberkreide ausgesprochen wird. Meine eigenen Aufnahmen, von LUKOVIČ mitverwertet, blieben auf das engere Lojanegebiet beschränkt. Profilbegehungen zwischen Lojane und Kačanik, von mir seit Jahren geplant, mußten leider immer wieder unterbleiben.

Das Gebirge der Crna gora, von einer weitgespannten Hochflächenlandschaft in Sh. 1300—1600 m gekrönt, steigt ziemlich unvermittelt in jungertalten Hängen zu den Senken von Skoplje und Kumanovo nieder und findet jenseits derselben nach SO keine ähnlich hohe und geschlossene

Fortsetzung mehr. Soweit bekannt, ist das Mittelstück des Gebirges aus kristallinen Kalken, halbkristallinen, z. T. phyllitischen, sandigen und quarzitischen Schiefern (paläozoische Velesserie) zusammengesetzt, quarzitisches Gesteine und Grauwackensandsteine bilden Felsformen. Näher zum Lepenactal, westwärts vom Kreidezug bei Kučeviste, sind auch hochkristalline Gesteine, grobschuppige Schiefergneise und Amphibolite am Aufbau beteiligt; allen Gesteinsgliedern gemeinsam ist das Einfügen in die NNW—SSO gerichtete Gebirgsstruktur. Auch Serpentine und Diabase machen hievon keine Ausnahme. Die wenigen Züge gesichert mesozoischer Gesteine, Kreide-, bzw. Jura-Kalke und -Schiefer, erscheinen in gleicher Richtung tektonisch eingeklemmt. Ein solcher Kalkzug des Oberjura als langhinziehender scharfer Gebirgsgrat beherrscht auch die geologische Struktur des Lojanegebietes.

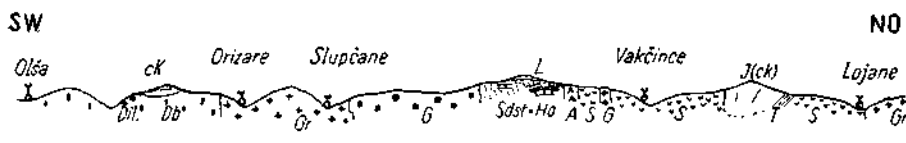


Abb. 59. Das Abstoßen der basischen Gesteinszüge von Lojane an der Morawasenke nordwestlich Kumanovo, Mazedonien.

S = Peridotitserpentin von Lojane, *Sdst-Ho* = Sandstein-Hornstein (Kieselschiefer)-Kalkformation, *G* = Gabbro, *Db* = Diabas, *cK* = Kalke und Konglomerate vermutl. der Kreide, *J(ck)* = Jura, bzw. Kreide (Korallenkalke und sandige Tonschiefer T), *Gr* = Granit, *A* = Andesit, *Dil* = diluviale Gerölle, *L* = Lehmdecke.

Der Serpentinzug von Lojane findet in südöstlicher Richtung sein schroffes Ende am Gebirgsrand zur verlängerten Talebene der südlichen Morawa bei Kumanovo. Der Ebenenrand ist Störungsrand, an dem das Tertiär der Ebene beim Nachsacken des Beckens etwas aufgebogen wurde. Die tektonische Anlage des Beckens entspricht einer meridional verlaufenden Einsenkung, die schon CVIJIČ [33] erkannte. Das Becken ist relativ leicht, von sandig-tonigem Tertiär erfüllt, das im Abfall zum tiefer eingebrochenen Skoplje Becken stärker gestört erscheint und dort nach oben von einer Roterdeverwitterungskruste überdeckt ist. Das Tertiärbecken von Lojane-Kumanovo ist nur im morphologischen Sinne noch zur Talebene der südlichen Morawa zu rechnen, heute ist es in seiner Entwässerung bereits der Anzapfung durch Nebenflüsse des Vardar erlegen.

Noch nahe der Beckenmitte, bei Tabanovce, treten kristalline Kalke und phyllitische Gesteine des Untergrundes neben Tertiär zutage; sie bilden die Brücke zu der aus gleichen Gesteinen zusammengesetzten Rujan planina im O der Morawasenke gegenüber Preševo. Im Bereich von Strezovce schieben sich dieser Serie NO fallende Gneise und Glimmerschiefer auf — randgestörtes Kristallin der Rhodopemasse.

In Richtung SO von Lojane ist der Einbruchraum des Tertiärbeckens von den ausgedehnten Massen der Andesite und Dazite erfüllt, denen als jüngste Lava Leuzitbasalt gefolgt ist.

Der Verband des Lojaneserpentins mit älteren, nach Vergleichen — ohne Fossilbelegung — für paläozoisch angesehenen Gesteinen, kristallinen Kalken, sandig-phyllitischen und quarzitischen Schiefern, Grünschiefern, ist an seinem N-Rand, bei Prešovo einzusehen; freilich liegen auch hier tektonisch überarbeitete Kontakte vor.

Am Bergrücken westlich des Suhareka-Tales, bei Vakeince, zwischen Serpentinbereich und Gabbromassiv, sind eine Folge von Sandsteinen, Kiesel-schiefern und mäßig kristallinen Kalken erschlossen, die aus Richtung der Serie phyllitische Schiefer-kristalline Kalke eine Annäherung an die Fazies der Diabas-Hornstein-Sandstein-Serie verraten. Phyllitische Schiefer und kristalline Kalke erscheinen wieder südlich davon, am Gebirgsfuß der Crna gora bei Nikuštak, wo ein kleines Serpentinareal (an Andesit angrenzend, der auch Antimonit hochbrachte) mit einer schwachen Nickelerzföhrung verbunden ist. PETUNNIKOW [132] bringt über die Erzführung von Nikuštak einige Angaben, K. ZSCHOKKE hat sie begutachtet.

Der Peridotitserpentin von Lojane hat neben etwas gesteigerter Metamorphose, Übergängen zu Antigoritserpentin, nicht nur eine etwas reichere petrographische Mannigfaltigkeit als der Raduschaserpentin, er ist auch von breiter Entfaltung anderer basischer Gesteinsglieder, Gabbro und Diabas, begleitet. Westlich Vakeince schließt ein Streifen von grobkörnigem Gabbro an die Peridotitzone an, örtlich durch die erwähnte Zwischenschaltung der Hornstein-Sandstein-Formation von Peridotit getrennt. Dem Gabbro folgt bei Orizare ein mächtiger Diabaszug. Die Lagerungsbeziehungen der basischen Subglieder unter sich und zu Peridotitserpentin sind allerdings im Felde schlecht einzusehen. Allem Anschein nach bestehen steilniedersetzende Grenzflächen zueinander, ähnlich wie auch die petrographischen Einheiten der Peridotitzone selbst mit aufgerichteten, meist steil ost- oder nordostwärts absinkenden Kontakten aufeinanderfolgen. Die Gabbromasse von Vakeince wird 10 km nordwestwärts, am Weg von Lojane über Straža zum Chromerzbergbau Ostrovica wieder angetroffen. Die Verkettung der basischen Gesteine untereinander, das Auftreten von Gabbrogängen innerhalb des Peridotitserpentinmassivs, auch eines Gabbrostockes in Hangendnähe des Peridotitzuges, bei Trnava, lassen schließen, daß die Gabbromassen und mit ihnen wahrscheinlich auch die Diabasmassen als eine nur wenig jüngere Eruptionsphase eines einheitlichen basischen Eruptionszyklus zu gelten haben.

Einige mikroskopische Daten bereits in [64], ferner bei F. Tučan [163]; hier ergänzt mit:

Dunitserpentin fast durchwegs in vorgeschrittener Serpentinisierung. Olivinreste selten. — Vielfach stärkere Durchbewegung als im Raduschaserpentin, Faserserpentin öfters zu bänderigen und blättchenähnlichen Aggregaten verbreitert, doch nicht zu typischem Antigoritserpentin vorgekommen, immerhin sind bereits Rahmen und Füllung ersichtlich. Auch der häufige Kluftserpentin ist Faserserpentin (α = Faserachse).

Unter den Pyroxenserpentinien auch wehrilitische und lherzolitische Typen neben Harzburgit. — Nr. 24 Harzburgit mit bastitisiertem rhomb. Pyroxen (reichlich Fe-Ausscheidung, Hypersthen?) in Maschenserpentin, lange Nadelchen Rutil.

Pyroxenite nicht selten magmatisch breccios, z. B. Nr. 13 (Photoabb. 24): Rhomb. Pyroxen, wenig Diallag, Chromit, alle in groben Körnern inmitten feinkörniger Diallaggrundmasse, doch frisches Gesteinsgepräge; ähnlich Nr. 15: grobe Körner Diallag dicht gesät in feinkörniger Olivingrundmasse, vorwiegend Diallagit.

Saussuritgabbro von Mala reka (Nr. 19): mit uraltischer Hornblende und Pyroxenresten.

Den Innenbau der ultrabasischen Massen erläutern am besten die beiden Profile, Abb. 60, die in etwa 1 km Abstand voneinander geführt

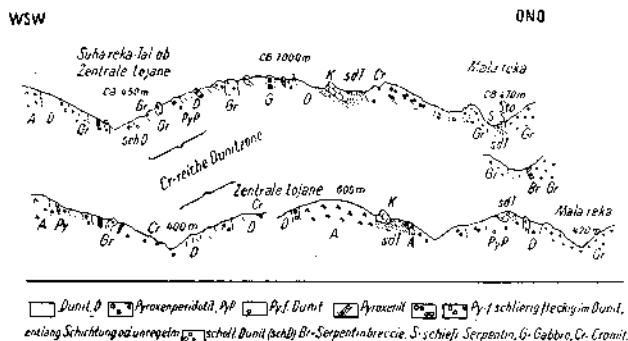


Abb. 60. Querprofile über den magmatischen Schichtenaufbau des Lojane-Peridotitzuges.

Bezeichnung der nachophiolitischen Gesteine: K = Korallenkalk (Jura, Oberkreide?), sdT = sandige Tonschiefer mit Sandstein- und Brauneisenkonkretionen, Gr = Granit-Syenit, A = Andesit-Dazit. — Störung.

(Die Abbildung ist zu klein erschienen, jedoch mit Lupe lesbar).

sind. Es besteht ein weithin ausstreichender steilstehender Lagenbau von dunitischen und pyroxenperidotitischen, hauptsächlich lherzolitischen Gesteinen in mehrfacher Wiederholung. Das Übereinandertürmen der Gesteinslagen mit Streichen in Richtung nach NO dürfte bereits ererbte Uranlage sein, der sich die spätere Tektonik anpassen mußte und nicht umgekehrt. Regionale Ausblicke und Vergleiche, auf die später und im 2. Teil, Abschnitt IV, zurückgekommen wird, bestärken in dieser Hinsicht.

Die dunitischen Pyroxen-armen bis -freien Gesteinstypen sind in der Regel scharf getrennt von den pyroxenführenden. Letztere weisen eine wechselnde Ausbildung auf, dichte Pyroxenkornstreuung ist verbreitet, ebenso wie dünne. Ein besonderer Gesteinstyp ist vorzüglich in den hangenden Abschnitten ausgebildet: die Pyroxenkristalle sind nicht wie üblich einzeln, einsprenglingsartig, in Olivinrundmasse eingestreut, sondern zu kleinen Gruppen gehäuft, schlierig-linsig ausgezogen, gewöhnlich unter Einordnung der Schlierenlängsachse in die magmatische Schichtungsebene. Diese regelmäßig verteilten Pyroxengruppen sind auch noch in hochserpentinisierten Gesteinen durch dunkle Flecken auffallend, die aber bei aufmerksamer Betrachtung immer noch das Aufschillern von Resten der Pyroxenspaltflächen erkennen lassen. Dieser Gesteinstyp, etwa Pyroxenschlieren-Peridotit zu nennen, dürfte formal mit den Ariégiten der Pyrenäen in annähernden Vergleich zu setzen sein. Reine Pyroxenite in Form von Gang- und Lagerschlieren sind aus rhombischem, häufiger noch aus monoklinem Pyroxen, Diälag, aufgebaut, die pyroxenitische Differentiation kann örtlich bedeutenden Umfang annehmen, es bestehen auch Übergänge zu Noriten und Gabbros.

Ein bemerkenswerter, weil seltener Typ Pyroxenperidotit, von A. MALACHOW aufgefunden, liegt in einem Magnetitperidotit vor, der primär Magnetitkorngruppen regelmäßig in Flecken verteilt enthält. Wahrscheinlich hängen schon früher einmal mitgeteilte magnetische Anomalien des Lojanegebietes [64] mit diesem Gesteinstyp zusammen.

Mit Koswit, in dem das Eisenerz ein schwammiges Gerüst bildet — sideronitische Struktur, ROSENBUSCH [779, S. 253] — ist dieses Gestein wohl nicht vergleichbar.

Die Chromerzföhrung, noch im einzelnen zu erörtern, ist auf die Dunite beschränkt, unter diesen ist es wieder eine liegendnahe Dunitzone, jene, welche von Ostrovica her über Zentrale Lojane, Suhareka-Tal und Asseogruben nach SO ausstreicht, die auch die bedeutendsten Chromerzansammlungen aufweist.

Gegenüber den basischen Massen als nächst jüngere Gesteinsglieder erscheinen die dunklen, fast nicht metamorphen tonig-sandigen Schiefer und hellen, nur wenig kristallinen, fast dichten Kalke, welche in langausgreifenden Schuppenzügen bei seichtem Tiefgang, der allgemeinen tektonischen Streichrichtung NNW—SSO folgend, den Serpentinien aber auch den Gesteinen der Velesserie und der Diabas-Hornstein-Sandstein-Formation auflagern oder in sie eingeklemmt erscheinen. In den Schiefen sind örtlich Brauneisenkonkretionen, auch Mn-hältig, verbreitet; vielfach neigen die Schiefer zu griffeligen Zerfall, halten feinkörnige Konglomerat- und Breccienlagen eingeschlossen, mit Serpentinbruchstücken und -geröllen. Auch tuffige Gesteine, nach GRIPP mit Glasresten, sind vertreten. Die über den Schiefen lagernden hellen, massigen bis geringfügig gebankten Kalke wären in ihrem Habitus mit den massigen Riffkalen der Oberkreide von Raduscha vergleichbar, doch ist nach den Korallenfunden und -bestimmungen von GRIPP oberjurassisches Alter, Thiton, anzunehmen. Diese Kalke rücken damit in Parallele zu den Thitonkalen von Demirkapija im S Mazedoniens. Aber weder dort, noch an der Basis der Oberkreide von Raduscha sind jene dunklen bis schwärzlichen Schiefer von Lojane anzutreffen. Bei Demirkapija greifen die Thitonkalke mit einem groben blockschuttartigen Basiskonglomerat über die Diabaszone von Djevgelja hinweg, bei Raduscha sind Konglomerate, Breccien sowie helle sandige Kalke und Mergel an der Basis der Oberkreide kennzeichnend.

Jünger als die jurassischen Kalke und Schiefer, aber auch jünger als der Schuppenbau, welcher postjurassisch, nach den Beziehungen zur Vardarzone im allgemeinen post-oberkretazisch sein muß, ist das Raumfassen der granitischen Eruptivmasse. Sie steigt als breit gewölbter Buckel nördlich des Dorfes Lojane auf und entsendet allseits, besonders aber in den südlich angrenzenden Raum, dichte Schwärme von granitischen Gängen und Stöcken. In Richtung gegen S ist demnach ein flacherer Abstieg des Granitgewölbes nach der Tiefe zu vermuten. Der überwiegende Anteil dieser Eruptivmasse ist ein gleichförmig mittelkörniger, heller Biotitgranit, nur ein kleiner, anscheinend randlich gelagerter Ausschnitt ist syenitischer Natur. Nähere petrographische Kennzeichnung von Granit, Syenit sowie Serpentin, Andesit, bzw. Dunit von Lojane ist in meiner Abhandlung 1934 [64] und 1936 in jener von F. TUČAN [165] gegeben. Letzterer hat den Syenitanteil von Lojane besonders hervorgehoben.

An neueren Beobachtungen tritt unter anderen hinzu, daß ein kleiner Granitstock im Suhareka-Tal, nächst des Quellaustrittes am nordöstlichen Talhang zwischen Grube Suha reka und Zentrale Lojane, Einschlüsse von Fremdgestein aus der Tiefe mitgefördert enthält: Serpentinbruchstücke und bedeutsam — solche von Paragneis. Nach außen bildet dieser Granit, ohne ersichtlich höheren Quarzgehalt, eine harte kompakte Felskruste, nach innen neigt er zu sandig-grusigem Zerfall. Einschmelzränder oder besondere Kontaktmetamorphose, Umwandlung der eingeschlossenen Fremdgesteinschollen durch Granit, sind nicht wahrzunehmen. Das Granitmagma war

also in dem heute entblößten Ausschnitt chemisch-physikalisch bereits ziemlich indifferent, oberflächennah, in seinem Gehaben bereits einem Effusivgestein genähert.

Schon in meiner Abhandlung 1934 [64] habe ich die Gründe für die Annahme jungendlichen, tertiären Alters dieser Granitmassen angeführt; neben geringer mechanischer Beanspruchung ist für diese Altersaussage vor allem die Art der Platznahme des Granits maßgebend, die wenig bekümmert um die älteren Gebirgsstrukturen, die postoberkretazischen Schuppungsfugen oft quer übersetzend, erfolgte. F. KOSSMAT [10] hält für den verwandten Biotit-Granit von Stip voroligozänes Alter für erwiesen, da die ihn umgebenden Oligozänmergel keine Kontaktmetamorphose erlitten, Sandsteine und Konglomerate des Oligozäns hingegen bereits Granitgerölle enthalten. J. S. TOMIČ [158] ist bezüglich dieser Altersbestimmung nicht gleicher Meinung, da nach ihm die granitgeröllführenden Schichten bereits dem Pliozän angehören.

Der Lojanegranit, gasarm und reaktionsträge, hat keine besonderen Kontakthänomene in den jüngeren Sedimenten hinterlassen. An den Jurakalken ist nicht einmal Höherkristallinwerden augenscheinlich. Im Malarekatal ob dem Dorfe Lojane sind Verquarzungen auffällig, welche der Granit auf die an ihn stoßenden, dunklen jurassischen Schiefer hervorruft. Auch Vererzung, eine schwache Schwefelkies- und -Kupferkiesabsonderung, ist damit verbunden. Gering mächtige Gangvorkommen Kupferkies in den Schiefen treten auch abseits des Granitkontaktes auf, von den Alten stollenmäßig kurz beschürft.

Zwar hat der Lojanegranit keine Dynamometamorphose durchgemacht, doch ist er noch durch reichliche Störungsbeanspruchung hindurchgegangen, die sein Hochdringen in vorpliozäner, vielleicht noch alttertiärer Zeit wahrscheinlich macht. Für genaueres Einengen der Altersfrage fehlen mir ausreichend Beobachtungen aus der jüngeren Tertiärgeschichte der Morawasenke.

Dem Granit zeitlich nachfolgend, nimmt Andesit, bzw. Dazit in größerem Ausmaß am Aufbau des Lojanegebietes teil. Seine petrographischen Eigentümlichkeiten wurden in den schon genannten Abhandlungen [64, 161, 165] bekannt gemacht, seine Altersstellung ist wahrscheinlich miozän.

Mit geringerer Durchschlagskraft, geringerer magmatischer Beweglichkeit begabt als der Granit, sind die Aufstiegswege des Andesits in größerem Maße als beim Granit von den älteren tektonischen Strukturlinien abhängig; längs diesen zwingt sich Andesit in langgestreckten, dem Gebirgssstreichen gleich verlaufenden Gesteinszügen aufwärts, da und dort aber auch Fugenaufstiege durch Quergänge verbindend. Kleinere Hochkommen von Andesit in Gang- oder Stockform fehlen, hier behauptet der Granit das Feld.

Die Tektonik des Lojanegebietes ist beherrscht durch die NW—SO verlaufende, gegen SO andrängende Schuppenstruktur. Das seichte Schwimmen des in Schollen zerissenen Jurakalkzuges samt Schieferbegleitung auf der Serpentinunterlage und zwischen Serpentin eingeklemmt, läßt auf keinen großen Tiefgang, zumindest auf kein großes Bewegungsausmaß dieser Tektonik schließen. Doch war sie ausreichend, um Erscheinungen der Dynamometamorphose dem Serpentin häufiger und intensiver aufzuprägen wie um Raduscha: häufigere Ausbildung von Asbest und darunter auch Längsfaserasbest ist kennzeichnend; Verschieferung des Serpentin

in Störungsbereichen ist verbreitet und in allen Graden anzutreffen, die Störung selbst ist oft nur als dünnes Bewegungsblatt erkenntlich. Ausbildung von breiten Mylonitzonen fehlt in der Regel, der Bewegungsvorgang geschah unter Pressung, bei Raummangel und nicht wie in Raduscha, wo mächtige Rütterzonen an und zwischen den Bewegungsblättern auf Raumüberschuß deuten. Der Bergmann sieht sich darum in Lojane bei Ausrichten von Störungen wesentlich schwierigeren Aufgaben gegenüber als in Raduscha.

An die Seite der tektonischen Metamorphose treten noch die Folgen der magmatischen Durchdringung des Serpentin durch Granit und Andesit. All dies führt in seinen Folgewirkungen zu dem reichhaltigen mineralogischen Bild der Metamorphose, das ich 1934 [64] dargestellt habe und Lojane zu einem interessanten mineralogischen Exkursionsziel befähigt.

Die Mannigfaltigkeit der Mineralum- und -neubildungen im Serpentinbereich Lojane ist seither noch durch Funde neuer Mineralarten vermehrt worden. Die Mineralumbildungsvorgänge der vorgranitischen Metamorphose, welche Serpentin, Smaragdit, Chromchlorit, Kluftasbest, Magnetit hervorgebracht haben, setzen z. T. auch in den jüngeren Metamorphosen fort. Zu den schon seinerzeit genannten Neubildungen der granitischen und nachgranitischen Metamorphose (Diopsid, Uwarowit, Schwefelkies, Smaragdit, Tremolit, Chromchlorit, quer- und längsfaseriger Kluftasbest und Talk, Kalzit und Aragonit, Phlogopit, ferner Granat, Zirkon und Turmalin in Phlogopitfels, schließlich Quarz) sind neue Mineralbestimmungen hinzugekommen. F. TUČAN [165] bestimmt im Syenit als Neubildung Wollastonit, Prehnit, Natrolith und den Alkalipyroxen Akmit. W. F. DE JONG [73] und M. TAJDER [155] erkennen in dem langfaserigen, asbestähnlichen Mineral, seidenglänzend, spröde, den faserigen Brucit-Mg(OH)₂-Nemalith. Vielleicht handelte es sich bei dem 1934 von mir erwähnten asbestähnlichen Mineral am Granitkontakt ebenfalls um Nemalith? Das Vorkommen von Nemalith erwies sich seither als lokal reichlich, doch auf den Lagerstättenbereich und die Granitdurchdringung der „Zentrale Lojane“ beschränkt. Die Nemalithfasern erscheinen wie eingepreßt in die Klüfte und Spaltungsflächen des Serpentin, die Nemalithbildung ist zweifellos abhängig von Lösungspassage aus der Granitdurchdringung herrührend.

Pyroaurit, das bronzegelbe basische Magnesiakarbonat, von H. MEIXNER für Raduscha zuerst erkannt, ist auch in Lojane und nicht selten vertreten. Eine Reihe anderer Mineralneufunde steuerte A. MALACHOW bei, der auch durch Aufsummeln ausgezeichneten Stufen bereits bekannter Mineralvorkommen von Lojane die Lagerstättenkenntnis förderte. Leider ist ein Teil der Funde infolge der Kriegereignisse noch ohne exakte Untersuchung geblieben, auch mein eigenes Aufsammlungsmaterial ging größtenteils verloren. MALACHOW gibt an: Ilmenit, Vesuvian, ein noch unbestimmtes violettes, vermutlich chromhaltiges Mineral *).

*) Dieses violette bis pfirsichblütenrote Material füllt als radial- bis parallelstrahliger Nadelstilz Spalten eines stark veränderten, z. T. in Granatfels übergehenden Aplitgranits, der in Serpentin eindringt. Proben davon, die ich H. MEIXNER übergab, führten diesen nach eingehender optischer und kristallographischer Prüfung zur Bestimmung „Vesuvian“ (N. Jahrb. f. Min. usw., Monatshefte Abt. A., 1949, in Lit.führer als [107 b] eingereiht). H. MEIXNER weist auch nach, daß die Rosafärbung nicht von Cr, sondern von einer MnO-Beimengung herrühre; aus einem anderen Vorkommen der Lojane-Aplitte bestimmt er Apophyllit.

Das schon 1934 [64] kurz geschilderte Vorkommen von Realgar und Antimonit bei Antoinette im Suhareka-Tal von Lojane, ist seither durch den Stollen des Chromerzbergbaues als eine recht bedeutende Lagerstätte festgestellt worden. Die gangartige Erzführung setzt in einem verkieselten, brecciösen Serpentin am Kontakt zu Andesit auf, besteht fast nur aus Realgar, derb Gängchen und Gangnetzwerk erfüllend. Weniger häufig ist Realgar gut kristallisiert. Der Kristallographie des Realgar von Lojane hat G. BARIĆ [26] eine Abhandlung gewidmet. Die 3—4 m Mächtigkeit umspannende Realgar-Erzführung der Trümmerspalte ist auf 1—2 m im Kern besonders reich entwickelt und vermag Kuttermag über 20% Arsen zu liefern. Neben sekundärem Auripigment ist auch ein weißlich durchsichtiges faserigen Kristallrasen bildendes Mineral vorhanden — arsenhaltig? die oxydische Arsenblüte Arsenit oder das Ca-hydroarsenat Pharmakolith? — Probe ging leider verloren.

Das Realgarvorkommen im Suhareka-Tal von Lojane kann unter die bedeutendsten Arsenlagerstätten des Balkans gestellt werden. Zu den mazedonischen Vorkommen gleicher Genesis, in unmittelbarer Abhängigkeit vom Andesitvulkanismus, zählt Alehar im serbisch-griechischen Grenzkanon westlich Dudice. Näher zu Lojane, auf Spalten im Granit, doch auch hier von darunter zu erwartendem Andesit abstammend, ist ein kleines Realgarvorkommen bei Bujanovce im Morawatal bekannt, in genetischer Beziehung dazu stehen die Antimonitlagerstätten von Bujanovce.

Hiemit sind aus früherer Darstellung und neuer Beobachtung heraus die Grundzüge des geologischen Aufbaues um Lojane und das wesentliche zur Lagerstättengeologie und Mineralogie dieses Gebietes kurz zusammengefaßt worden.

Einen wesentlichen Fortschritt hat seither noch die Erkenntnis besonderer Eigentümlichkeiten der Chromerzführung von Lojane gefunden. Schon zur Zeit der früheren Darstellung war bekannt, daß im Suhareka-Tal die Chromerzvorkommen in ungefähr derselben Streichlinie des gleichen Serpentinzuges aufeinanderfolgen. Nachdem sich die Bedeutung der genaueren petrographischen Abgrenzung und damit die Kenntnis des Zonen- und Lagerbaues chromerzführender Peridotitmasse Mazedoniens, insbesondere jenes von Raduscha, Bahn gebrochen hat, zeigte sich auch für Lojane das Gebundensein der Chromitlagerstätten an dunitisches Nebengestein, ferner, daß ein liegender Dunitzug in der nach NO steil absinkenden Aufeinanderfolge der hochbasischen Gesteine, durch besonderen Chromerzreichtum ausgezeichnet, etwa der Basiszone von Raduscha vergleichbar ist. Aber nicht nur, daß derselbe Dunitzug Träger dieses Chromerzreichtums ist, sondern ein ungefähr gleichbleibendes Niveau dieses Dunitzuges, von der Unterfläche des gesamten basischen Magmakörpers aus gemessen, ist durch häufigere Wiederkehr von Chromerzansammlungen bevorzugt. Hierbei zeigt eine Reihe dieser Chromitvorkommen auch eine betonte Längserstreckung in diesem Niveau, ihre Längsachsen oder sogar zwei Dimensionen, also lagerartige Vorkommen, sind diesem Niveau eingeordnet. Daneben gibt es aber auch Erzstöcke oder Erzplatten, die außer ihres Auftretens ungefähr innerhalb des bevorzugten Erzhorizontes scheinbar keine weitere Beziehung zu diesem haben.

Die Lagerstätte „Zentrale Lojane“, heute freilich ausgebaut, ist so ein typischer Derberzstock aus dieser Lagerstättenreihe; sie besitzt birnenähnliche Form, befindet sich auch in ungefähr natürlicher Lage einer hängenden Birne mit lotrechter Achse (Abb. 4 b in [63] und Abb. 117). Die Querschnittsfläche, rundlich quadratisch, betrug 500—700 m². Der Außenrand des Erzstockes war, wie häufig bei solchen Vorkommen, von Grenzstörungen eingesäumt. Der Erzinhalt reichte an 50.000—60.000 t.

Die massige, richtungslos körnige Struktur des Derberzes der Zentrale Lojane ist im Anschliff bei Schräglicht schon mit freiem Auge vorzüglich erkennbar: die einzelnen, meist 1·5—2 mm großen Chromitkörner, zu pflasterartigem Gefüge vereinigt, zeigen je nach Schnittlage zu den Oktaederachsen verschiedenen Reflexionsglanz, wobei die regellose Verteilung dieser Schnittlagen auffällig in Erscheinung tritt.

Nachdem die dunitische Gesteinslage, wie das gesamte magmatische Gesteinspaket von wechselnd Dunit und Pyroxenperidotit, fast senkrecht steil in die Tiefe setzt, so liegt die aufrecht stehende Stockachse des Erzkörpers „Zentrale Lojane“ ungefähr parallel zur magmatischen Schichtebene, in gewissem Sinne ist also der Erzstock lagerhaft.

Die Sprenkelerzvorkommen um den Derberzstock „Zentrale Lojane“, teils mit massiger, teils mit plattenförmiger Sprenkelerzstruktur, liegen nicht mantelförmig um den Stock, sondern zeigen sich ebenfalls in einer Längsrichtung, der Erzhorizontlage entsprechend, besonders entwickelt; auch kleinere Derberzkörper, welche vom Hauptstock abzweigen, sind langlinsig in der Ebene des „Erzhorizontes“ gestreckt. Es bestehen Anzeichen, daß nicht nur ein Erzhorizont, eine Erzebene, sondern neben dem Haupterzhorizont noch weitere erzführende Niveaus im selben, mitunter durch geringmächtige Pyroxenperidotitlagen unterteilten Dunitzug ausgebildet sein können.

In nordwestlicher Richtung von „Zentrale Lojane“, den O-Hang des oberen Suhareka-Tales entlang, ist schon obertags die Einreihung der

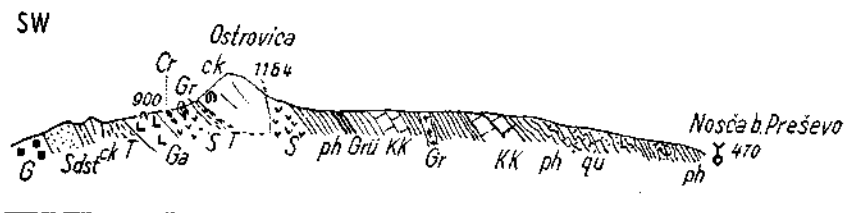


Abb. 61. Der chromerzführende Lojane-Peridotitzug im Querschnitt von Ostrovica nächst Preševo (Mazedonien).

KK = kristalline Kalke, qu = quarzitische Gesteine, ph = Phyllite, Grū = Grünschiefer und Diabase, S = Peridotiteserpentin, Ga = gabbroide und pyroxenitische Gesteine, G = Gabbro. — ck = Kreide (Jura-) Kalk mit T = tonig-glimmerigen Schiefern an der Basis, Sdst = Sandstein. — Gr. = Granit. Cr = Chromitvorkommen.

hier allerdings nur wenig bedeutenden, kleinen Erzvorkommen durch linear aufeinanderfolgende Tagschürfe auffällig. Darüber hinaus setzt der Dunitzug nach NW in das Gebiet von Ostrovica W Preševo (nicht zu verwechseln mit Ostrovica in Nachbarschaft zur Jezerinalagerstätte) fort und auch hier ist durch den Bergbau eine flözähnliche Verteilung der freilich nur in kleinen Linsen, Schollen und Mugeln vorhandenen Chromerzführung in der hier ziemlich schmalen Dunitzone festgestellt. Die Serpentinstreifen beiderseits der Jurakalkspitze Ostrovica sind tektonisch zugeschnitten: der liegende Serpentinzug ist der erreichere, in ihm geht der Chromerzbergbau um. Stärkere Durchbewegung hat den Chromit vielfach zu Mulm zerrieben. Im

Streichverlauf des Kalkklippenzuges von Ostrovica ist auch im angrenzenden Serpentin die Schuppenstörung durch starke Zerrüttung, Breccienbildung, Schieferungszonen bemerkbar, hievon sind auch Chromerzvorkommen, wie besonders jene der Schürfe Kozak SO Ostrovica, in Mitleidenschaft gezogen.

In südöstlicher Fortsetzung des Dunitzuges von „Zentrale Lojane“ ist ein ähnliches Verhalten der Chromerzföhrung erkennbar. Die Dunitzone nimmt den unteren Teil des Suhareka-Tales ein, hier sind hintereinander eine Reihe lagerartiger, z. T. schollig aufgelöster Erzkörper erschlossen worden, die sich zum Bilde einer tektonisch allerdings stark gestörten, wohl auch primär oft unterbrochenen, im großen aber doch flözähnlichen Erzverteilung zusammenfügen. Steiles Niedersetzen konform der erkennbaren magmatischen Schichtung, oft ziemlich regelmäßige Mächtigkeit von 0.5 bis 1 m bei örtlich knopfartigen Anschwellungen, Erzcharakter, z. T. als reiches Sprenkelerz, mitunter plattig, in der Regel aber als derbkristallin massiges Erz, sind kennzeichnend für die Grube „Suha reka 1—3“ und „Asseo“.

In diesem flözähnlichen Verhalten eines Teiles der Lojane-Chromerz-lagerstätten liegt eine Annäherung an den von HIESSELEITNER und CLAR [269] aufgestellten Ormigliatyp der balkanischen Chromerz-lagerstätten, wie er nach den Vorkommen von Ormiglia auf der Chalkidike bezeichnet und dem schon länger bekannten Raduschatyp an die Seite gestellt wurde. Diese gemeinsame Studie bringt bereits zum Ausdruck, in welchem Maße Lojane als Stück eines weitgespannten, grandiosen Bauplanes des basischen Magmatismus am O-Flügel der Vardarfurche zu erkennen ist. Die allgemeinen Abschnitte der hier vorliegenden Arbeit kommen auf die Verhältnisse noch zurück.

Neben den genannten, annähernd niveaubeständigen Chromerz-vorkommen des liegenden, tiefsten Dunitzuges von Lojane bestehen auch in hangenden Dunitzonen vereinzelt Chromerzansammlungen, jedoch meist kleinen und kleinsten Umfanges, und ohne Andeutung des Reihens in einen magmaschichtparallelen Horizont. Plattige Sprenkelerze, als auch Derberze sind dabei vertreten, auch Übergänge zwischen Vorkommen beider bestehen. Eine einzige stockförmige Lagerstätte, bereits ausgebaut, der Mali pilonc mit einer fast quadratischen Querschnittsfläche von etwa 30 bis 50 m², 20 bis 25 m steil in die Tiefe setzend, ähnelte mit seiner grobkörnig-massigen Derberzstruktur völlig dem Vorkommen der basalen Zone; er geht aus einer bänderigen Lagerstätte hervor, die nach der Tiefe als schlanke derbe Erzsäule verhältnismäßig rasch endete. Granitintrusionen bringen auch hier in abgeschwächtem Maße ähnliche Metamorphoseerscheinungen hervor, wie sie von der Zentrale Lojane beschrieben worden sind.

Ganz allgemein haben die plattig struierten Sprenkelerz-vorkommen des Lojanegebietes hinsichtlich Lage der Plattenebene ihrer Erzkornreihen keine bedingte Abhängigkeit von der magmatischen Schichtebene; es treten auch willkürliche, allerdings fast immer steile Lagen der Plattenebene auf. Es ist in Gesamtheit also eine gewisse Mittelstellung zwischen Ormigliatyp und Raduschatyp vorhanden. Die etwaige Zuordnung von Erzplattenrichtung zu Bankungsebenen ist für Lojane nicht gut erkennbar, da bei der herrschenden, etwas größeren Metamorphose und Tektonik ältere Bankungsanlagen zumeist verwischt sind.

Der Chromerzreichtum im Serpentinzug von Lojane erhellt aus der Ziffer des bisherigen Gesamtumfanges der Erzeugung von Chromerz im engeren Gebiete von Lojane: einschließlich der ärmeren, als Wascherz verwerteten Erze 100.000 t überschreitend!

In der chemischen Zusammensetzung sind Lojanechromerze durchschnittlich etwas chromärmer im Molekül als die Raduschaerze; dies ist wohl in der Hauptsache bedingt durch einen etwas höheren Al_2O_3 -Gehalt in Chromit (Analysen Tabelle 1). Aber auch das petrographische Gefüge der derben Lojaneerze ist häufig etwas verschieden vom Raduschaerz — die Kornzwikel sind meist von Serpentinsubstanz erfüllt.

Der Leopardertypus des Chromerzes ist im Lojaneserpentin verhältnismäßig selten.

Für den Lojaneserpentin und seine Chromerzlagerstätten ist das nahe Übereinstimmen von Vektorenrichtungen der magmatischen Erscheinungsweise mit jenen der zweifellos jungen, postkretazischen Haupttektonik auffällig und wäre bei flüchtiger Betrachtung geeignet, ursächliche Beziehungen, etwa junge syntektonische Intrusionszeit, abzuleiten: daß jedoch der Schluß nicht so liegt, daß umgekehrt diese Erscheinungen als Anpassen der Tektonik an viel ältere magmatotektonische Strukturlinien zu deuten sind und auch hier die Altersfrage der Peridotitintrusionen sich zugunsten paläozoischer Zeit entscheiden muß, wird in den zusammenfassenden Abschnitten des zweiten Teiles dieser Arbeit dargetan.

Kosnica planina.

Der Serpentinzug von Lojane bis Ostrovica mündet in seiner nord-westlichen Fortsetzung in die Serpentinstreifen, welche in gleicher Streichrichtung die Kosnica planina westlich Priština zwischen Janjevo und Novo brdo durchziehen.

Auch dort sind Chromerzfundorte bekannt; z. T. handelt es sich um kleine schlierengartige Vorkommen. Meine eigenen Begehungen liegen aber bald 20 Jahre zurück, damals stand mir nicht viel an Serpentin- und Chromerzerfahrung zur Verfügung. Fragen des magmatischen Lagerbaues waren

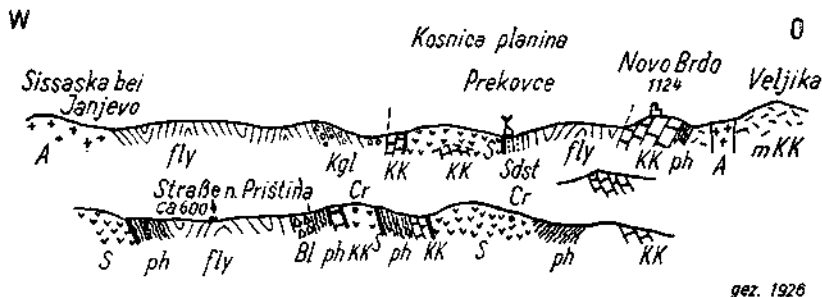


Abb. 62. Profile quer über die Kosnica planina bei Janjevo (Mazedonien).

KK = kristall. Kalk (m = massig), ph = phyllitische, z. T. quarzreiche Schiefer, S = Peridotitserpentin, Fly = Kreideflysch im allg., Kgl = Kreidekonglomerat und Bl = Blockschutt, Sdst = Sandstein, A = Andesit, Cr = Chromerzvorkommen.

noch nicht aufgeworfen. Zwei Profile aus jener Zeit sind in Abb. 62 gebracht; aus ihnen geht hervor, daß der Verband der Serpentine in der Kosnica planina, ebenso wie jener unmittelbar bei Janjevo, auch hier mit kristallinen Kalken, phyllitischen und quarzphyllitischen Schiefern, bei Janjevo auch mit Grünschiefern, Diabas, Amphibolit und quarzitischen Massen vorhanden ist; es sind Gesteine der paläozoischen Velesserie. Auch F. KOSSMAT [10] beschreibt das Profil Janjevo—Novo brdo und erwähnt Chromerz in Serpentin südlich Gnilan; auch Gabbro, gebändert, wird neben Diabas beobachtet; unter den paläozoischen Schichten werden glimmerige Schiefer und Sandsteine für Karbon gehalten.

Wenn ich 1926, in der Studie über das „Bergbaugebiet (Pb, Zn, S, Au, Ag) von Janjevo am Amselfeld in Nordmazedonien“ [65], von der Auffassung KOSSMAT's über jurassisches Serpentinalter erfüllt, noch echte Durchbrucherscheinungen von Serpentin in mesozoische Flyschgesteine zu sehen glaubte, bin ich seither freilich belehrt, daß es sich auch in diesem Falle um tektonische Kontakte handelt und Verkieselungs- sowie Vererzungserscheinungen an diesen Kontakten nicht echte Kontaktphänomene darstellen, sondern Folgeerscheinung größerer Wegsamkeit für nachandesitische hydrothermale Lösungen an den Serpentinergrenzen sind.

8. Valandovo bei Strumica in Südserbien (Mazedonien).

Das Gebiet von Valandovo im mazedonisch-griechischen Grenzraum östlich des Vardar, nördlich des Doiransees, lag in den Kriegsjahren 1916/18 nahe und innerhalb der Front der Mittelmächte. Die deutschen Kriegsgeologen hatten daher diesem Raum besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

Früchte dieser Arbeiten sind in zwei Büchern der Reihe „Kriegsschauplätze 1914/18, geologisch dargestellt“, herausgegeben von Prof. Dr. WILSER [41], Freiburg i. Br., enthalten. Für das Gebiet von Valandovo sind darin besonders beteiligt: O. H. ERDMANN, DÖRFFER, K. LEUCHS und K. OSSWALD; eine geologische Übersichtskarte, welche die Gegend von Valandovo einbegreift und bereits mit wichtigen Einzelheiten versehen ist, liegt diesem Bande bei. Auch F. KOSSMAT [10] hat in seiner „Geologie der zentralen Balkanhalbinsel“ derselben Buchreihe auf die geologischen Verhältnisse von Valandovo Bezug genommen und in seiner auch heute noch weitgehend gültigen geologischen Übersicht von Innermazedonien dem Serpentinzug von Valandovo die richtige tektonische Stellung zugewiesen.

Im Jahre 1933 hat K. OSSWALD [292] das in seinen kriegsgeologischen Arbeiten begonnene Kartenwerk mit der Herausgabe zweier geologischer Kartenblätter von Griechisch-Nordmazedonien und der angrenzenden Landesteile, auch Valandovo einbezogen, gekrönt.

Das Serpentinegebiet von Rabrowo bei Valandovo beansprucht ungeachtet seiner Kleinheit — einen Bereich von kaum 2×2 km bedeckend — besonderes Interesse nicht nur in praktischer Hinsicht durch seinen beachtlichen Chromerzreichtum, sondern auch durch die Besonderheiten, welche das formale Auftreten der Erzführung in Verbindung mit dem petrographischen Innenbau der Serpentinsohle auszeichnet. Diese Besonderheiten schlagen weite Brücken zu ähnlichen Erscheinungen der Chromerzführung und des Innenbaues basischer Massen auf der Chalkidike und von Lojane, alle einem und demselben basischen Gesteinszug angehörig. Hierüber ist, wie schon im Abschnitt über Lojane angedeutet wurde, in einer eigenen Studie berichtet worden, HIESSELEITNER und CLAR [269], zu der ich im zweiten Teil dieser Arbeit noch Ergänzungen bringe.

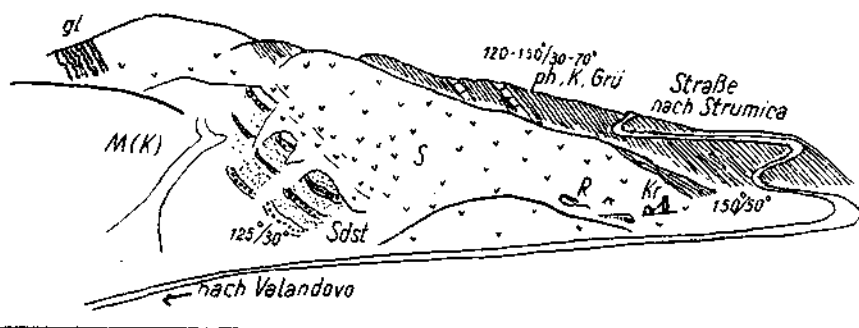


Abb. 63. Geologische Ansicht der Umgebung des Chromerzbergbaues Rabrowo bei Valandovo (Südserbien, Mazedonien).

gl = Glimmerschiefer und andere metam. Schiefer als auch Sandsteine, *M (K)* = Marmor, *ph. K. Grü* = Phyllite, z. T. sandig und mit Quarzlagen, Lagen von krist. Kalk, Grünschiefer [sämtl. wie auch *M (K)* Glieder der Veles-Strumica-Serie], *Sdst* = rötliche und grünliche, grobe und feinere Sandsteine mit Serpentinzerreißel (Oberkreide oder Alttertiär?), *S* = Peridotitserpentin, darin Chromitvorkommen, *R* = Rochata-Tagbau und *Kr* = Kruppschacht.

Die Scholle des Valandovo-Serpentins befindet sich am S-Abfall des Plauß-Gebirges in stark gestörter Lagerung und ist der Erosionsrest eines ursprünglich jedenfalls viel ausgedehnteren Serpentinzuges, welcher den Plaußkamm quert und in der Richtung der Vardarzone NNW—SSO gestreckt ist. Sein S-Rand taucht knapp an der Straße Valandovo—Strumica unter die jungen Ablagerungen des Beckens von Bojmija, einem vom Kozludere (Bojmijabach) durchflossenen Teilbecken des Vardarbeckens von Djevgjelia. Am O-Rand liegen dem Serpentin Phyllite, Grünschiefer und kristalline Kalke auf, die steil nach NO einschießen. Es sind Gesteine der Velesserie oder Strumica-Velesserie (F. KOSSMAT), die in der nahen Strumicaschlucht in weithin offenen Wandfuchten erschlossen sind. ERDMANNSDÖRFER [39, 41] widmet der Petrographie dieser Gesteine eine besondere Untersuchung; er betont die wechselnde Kristallinität, welche Übergänge von Gesteinen nahe an Glimmerschiefer über phyllitische Schiefer zu Tonschiefern hervorruft — Beobachtungen, wie sie mir ähnlich auch im Vardarbereich von Raduscha geläufig, dort besonders auch von der Feststellung an- und abschwellender Kristallinität der Kalke dieser Serie begleitet sind. Als besondere Einlagerungen werden von ERDMANNSDÖRFER Amphibolit sowie als metamorphe Quarzkeratophyre bezeichnete Quarz-Albit-Biotit-Gesteine erwähnt. Kieselschiefer sind hier mit mindermetamorphen Tonschiefern verbunden; Phyllite mit Biotitporphyroblasten sind nicht selten, im Hinblick auf die in Nachbarschaft hochstrebenden Granitmassen auch nichts besonderes.

Im N der Serpentinsscholle von Rabrowo bilden höherkristalline Gesteine, Gneise, Glimmerschiefer und metamorphe Arkosesandsteine einen gesonderten Gesteinszug innerhalb der Velesserie. ERDMANNSDÖRFER erwähnt darunter auch kinzigitische graphitische Typen von Sedimentgneis, auch sillimanitführende Gneise in Nähe von Rabrowo.

Aus der Arbeit von O. H. ERDMANNSDÖRFER sollen noch folgende kristalline Gesteinstypen des Plauß-Gebirges aus dem Liegend des Valandovo-Serpentins Erwähnung

finden, weil sie Beziehungen zu den Verbandsgesteinen anderer weitabliegender Serpentin-vorkommen aufweisen: Arkose- und Konglomeratgneise mit Geröllen von Quarz und Feldspat bis zur Größe von 2 cm in völlig kristallin gewordener Grundmasse. Auf Brecciengneise, die ERDMANNSDÖRFER erwähnt, wird im Abschnitt über Alchar-Roßden hingewiesen, sie werden von K. OSSWALD auch aus weiter südlicheren Bereichen, auf griechischem Boden, angegeben. Ferner gibt es die sogenannten „Bandschiefer“, mit Marmoren und Flasergabbros verknüpft. Es sind dies nach ERDMANNSDÖRFER „dunkel grünbraune, meist dichte Gesteine mit einer feinen, hellgrünen Bänderung. Die dunklen Lagen sind Amphibolite aus grüner Hornblende und Plagioklas, auch mit etwas Biotit und Pyroxen, die hellen Lagen sind Diopsid-Mejonitfels mit Plagioklas“. Zu Gesteinen dieser Art dürfte der feinbänderige, feinschieferige Amphibolit zu zählen sein, der bei Bogoslovas östlich Veles (Abb. 113) mit Peridotit und Gabbro zusammen auftritt. Auch K. OSSWALD räumt dem Bandschiefer als besonderen Gesteinshorizont beachtliche Verbreitung ein. Schließlich werden unter den Marmortypen Geröllmarmore hervor-gehoben. Primär brecciöse Beschaffenheit der Marmore am O-Abfall des pelagonischen Massivs sind öfters zu beobachten. O. WELTER [902] erwähnt Geröllmarmorausbildung aus kristallinen Kalken des Černa-Bogens.

Vielleicht sind diese klastischen Horizonte im vorpaläozoischen Schichtkomplex des Balkans, die auf weite Räume eine erstaunlich häufige Wiederkehr aufweisen, einmal zu Ausgangspunkt und Leitlinien eines stratigraphischen Gliederungsversuches dieser fossilieeren metamorphen Sedimentserien zu machen.

Am W-Rand der Serpentinsscholle von Rabrowo tauchen rote und grünliche, wenig feste, nur mit einzelnen härteren Bänken auswitternde

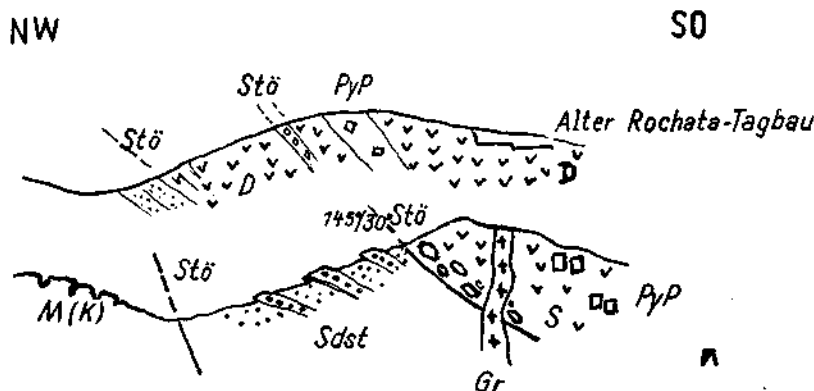


Abb. 64. Der westliche Störungsrand der Peridotitscholle von Rabrowo bei Valandovo.

Granitdurchbrüche jünger als die Aufschiebung! *M(K)* = massige, krist. Kalke, *S* = Serpentin, z. T. mit fleckenartiger Verteilung von Pyroxenkornguppen; *D* = Dunit, *SdSt* = Sandsteine (Oberkreide oder Tertiär?). *Gr* = Granit. *Stö* = Störungen.

Sandsteine, mergelige Sandsteine und feine Konglomerate mit 125–140°/30° Fallen unter die Serpentine (Abb. 64), es ist eine klar aufgeschlossene Überschiebung des Serpentin über offensichtlich viel jüngere, nicht metamorphe Gesteine. Sich der scharf ausgebildeten Überschiebungsfläche nähernd, erscheint der Serpentin durchbewegt, block-zerrüttet, schließlich zu einem Riesenmylonit zertrümmert.

ERDMANNSDÖRFER und LEUCHS [40] haben diese rötlichen klastischen Gesteine auch südlich Rabrowo, bei Dedeli, reichlich auf-

geschlossen gefunden und ihnen den Namen „Dedelischichten“ gegeben. Neben Konglomeraten und Sandsteinen haben auch Kalksteine und Kalkmergel mit daran teil; es sind nach ERDMANNSDÖRFER helle und dunkelgraue, z. T. fleckige Kalksteine, anderseits graue und rote Knollenkalke mit Fossilspuren. Auch bei Dedeli ist die Aufschiebung des Serpentin über Dedelischichten vorhanden, die aber hier unter der anpressenden Last stärker gestört und gefaltet sind. Die Dedeligesteine greifen transgressiv sowohl über Gesteine der Velesserie als auch über älteres Kristallin hinweg. Bei Dedeli selbst ist ein grobes Grundkonglomerat ausgebildet, dessen Bestandteile neben Altkristallin, Granit, Quarz u. a. auch Gabbro, Diabas und Serpentin enthalten.

Um Rabrowo ist in den Sandsteinen der Dedelischichten Serpentinzerreißel gut erkenntlich.

F. KOSSMAT und O. H. ERDMANNSDÖRFER haben für die Dedelischichten die Vermutung oligozänen Alters geäußert. K. LEUCHS, der allerdings die KOSSMAT'sche Auffassung von jurassischem Alter der basischen Gesteine, auch des Diabases von Djewgjelja als „gesichert“ vertritt, vermutet für die Dedelischichten jurassisches Alter, da er auch Durchbrüche von Serpentin in den Dedelischichten wahrzunehmen glaubt. Sind dies aber doch nicht auch tektonische Serpentin-Durchstöße, wie sie ja im Kreidefysch so häufig zu beobachten sind? Als ich 1938 meine Beobachtungen in Valandovo begann, damals ohne von den älteren Arbeitsergebnissen geleitet zu sein, habe ich für die roten Sandsteine von Valandovo aus Vergleichsgründen auf Kreide geschlossen. Aus den gleichen Gründen wie K. LEUCHS möchte ich auch heute nicht oligozänes Alter für wahrscheinlich halten, da doch die Dedelischichten von der typischen Vardarschuppenstruktur, postkretazisch, voroligozän, überwältigt zu sein scheinen. (K. OSSWALD möchte allerdings für diesen Raum eozänes Alter der Schuppenstruktur wahrnehmen.) Gesteinsfaziell ist die Beziehung der Dedelischichten zu Kreide eher größer als zu Jura. Das Grundkonglomerat des nahegelegenen Thithonkalkes von Demirkapija ist ein grober Blockschutt. Bei Barowo, westlich Demirkapija, zieht ein vermutlich kretazischer, oberkretazischer? Kalkstein aus NW ein, mit einem mächtigen Horizont grober Konglomerate und Sandsteine an der Basis.

Eine weitere Stütze in der Altersauffassung der Dedelischichten, solange nicht einwandfreie Fossilfunde vorliegen, ist die Beobachtung eines Granitdurchbruches durch die Überschiebungstörungen von Rabrowo. Ein kleiner Granitgang durchsetzt sowohl Dedelischichten als auch Überschiebung und blockig zerrütteten Serpentin. Der Aufschluß ist knapp hinter dem einstigen „Rochata-Wohnhaus“ der Bergbaukolonie des Chromerzbergbaues zu beobachten (Abb. 64). Da postoligozänes, bzw. miozänes Alter für den Plaußgranit, zu dessen Gefolge dieser Granitgang gehört, weniger wahrscheinlich ist — in dieser Zeitspanne macht sich der Andesitvulkanismus breit — sondern eher Alttertiär in Frage kommt, rückt auch das Alter der Dedelischichten um mindest eine Stufe zurück, in die Kreide, Oberkreide oder spätestens eozän.

Die Überschiebung des Serpentin über die Dedelischichten bei Rabrowo ist wohl als seichte Schuppenstörung zu werten, die Dedelischichten reichen nicht tief unter Serpentin, an ihrem W-Rande kommt sehr bald kristalliner Kalk der Velesserie zum Vorschein.

Aufschiebung auf vermutliche Oberkreide oder Alttertiär, Überdecktsein von Phylliten, Kalken und Grünschiefern der Velesserie, lassen für die Serpentinsscholle von Rabrowo überkippte, nach SW überstülpte

Lagerung annehmen. Auch innerhalb des Serpentinstockes sind reichlich Kleinstörungen und sonstige Bewegungsspuren zu verzeichnen.

Der Serpentin, weniger häufig auch die Gruppe der jungen roten Sandsteine am W-Rand des Rabrowo-Serpentins, sind von Gängen und Stöcken eines hellen aplitischen Granits durchsetzt. Mitunter machen solche Injektionsgänge den Eindruck, als wäre Granitmagma nach Art „ptygmatischer Faltung“ in Verbiegungen des Gesteins eingepreßt worden. Der Granitdurchdringung ist die örtlich häufige Verglimmerung des Serpentins zuzuschreiben, ähnlich wie dies in Lojane festzustellen ist. Die sonstige Kontaktwirkung ist gering.

In Nachbarschaft von Rabrowo macht sich eine schwache „Kupfereureole“, von Granit ausgehend, bemerkbar: Kupferkies-Quarzgang von Kazan Do; Cu-hältige kiesige Infiltrationen in diabasische Schiefer bei Bogdanci (siehe auch BRANDES W., Mitteilungen über die Kupfererzlagstätte Bogdanci in Südmazedonien, Zeitschr. f. prakt. Geologie 1931 und 1934); kurze abgehackte Gängchen Kupferkies-Quarz in stark gestörten quarzitischen Gesteinen bei Airanli westlich Rabrowo. Auf Goldgehalt in der Kupfererzföhrung von Kazan Do hat O. ROCHATA (zur Freigoldfrage in Strumica- und Valandovogebiet in Südserbien, Mont. Rdsch. 1936, Nr. 21) aufmerksam gemacht. Vielleicht sind in diesen Kupferexhalationen bereits Vorboten der reicheren Kupferspense aus der Tiefe zu sehen, zu welcher der nachfolgende Andesitvulkanismus, wenn auch in von Rabrowo entfernten Räumen befähigt war.

Die Altersfrage des Granitaufstieges, für den gesamten Plaußgranit gültig, erfuhr schon aus der mitgeteilten Beobachtung, daß Störungsflächen der vorwaltenden Schuppentektonik von Granit durchbrochen wurden, eine Einengung, auf alttertiär zielend.

K. OSSWALD hat das nachophiolitische Alter des Plaußgranits hervorgehoben, und, da er KOSSMATs Auffassung vom Juraalter der Ophiolite folgt, kommt er schon aus diesem Grunde auf jüngerer, kretazisches oder alttertiäres Granitalter, die pliozäne Abtragsfläche geht bereits über Granit hinweg. OSSWALD hebt den vielfach tonalitischen Charakter des Plaußgranits bei Djevgjelia hervor, z. T. besteht der dunkle Gemengteil nur aus Chlorit, z. T. ist Epidotisierung reichlich und erinnert damit an den von J. TOMIĆ [158] beschriebenen epidotisierten Granit von Stip, der auch durch Gabbrosinclschlüsse bemerkenswert ist.

Für die Massen eines Granitgneises im O von Valandovo, die Gebirgskette der Belašica in ihrer ganzen Breite einnehmend, hat ERDMANNSDÖRFER wesentlich andere petrographische Züge erkannt und ihnen variszisches Intrusionsalter zugeschrieben.

Nördlich Rabrowo, bei Cepeli, ist nach ERDMANNSDÖRFER der Serpentin zwischen Bandschiefer und Gneis eingeschaltet, von Diabas und Pyroxeniten begleitet. Vermutlich dürften auch die von ihm erwähnten Plagioklas-Pyroxengesteine, dem Gneis angeschlossen, zur basischen Gesteinsserie gehören, wie dies auch auf der Chalkidike zutrifft.

Auf der S-Seite der Talebene des Bojmijaflusses kommt die Fortsetzung des Serpentins von Rabrowo wieder hervor, Chromerzfunde von Bedeutung sind nicht bekannt. Bei Dedeli tritt die gegen W gerichtete Überschiebung des Serpentins über die roten Sandsteine, hier gefaltet und in sich gestört, wieder klar in Erscheinung (ERDMANNSDÖRFER-LEUCHS S. 47).

Unter der breiten Talebene südlich Rabrowo verbirgt sich aber auch eine tektonische Strukturlinie jungen Datums, zur Gruppe der in diesem Raume öfter wiederkehrenden O—W-Störungen des Ägäisabbruches gehörig, bis in die jüngste Zeit als Erdbebenlinie wirksam (Erdbeben von Valandovo 8. März 1931, letzte Literaturangabe in den Annales balcaniques von TRAJIĆ).

Der innere Bau der Peridotitscholle von Rabrowo-Valandovo zeigt trotz Kleinheit derselben sehr bemerkenswerte Eigenzüge. Es ist Lagenbau festzustellen, wobei eine steil SSW fallende chromerzführende Haupt-Dunitzone von pyroxenitischen und [pyroxenperidotitischen] Lagen, denen auch gabbroide Gesteinstypen nicht fehlen, unterteuft wird.

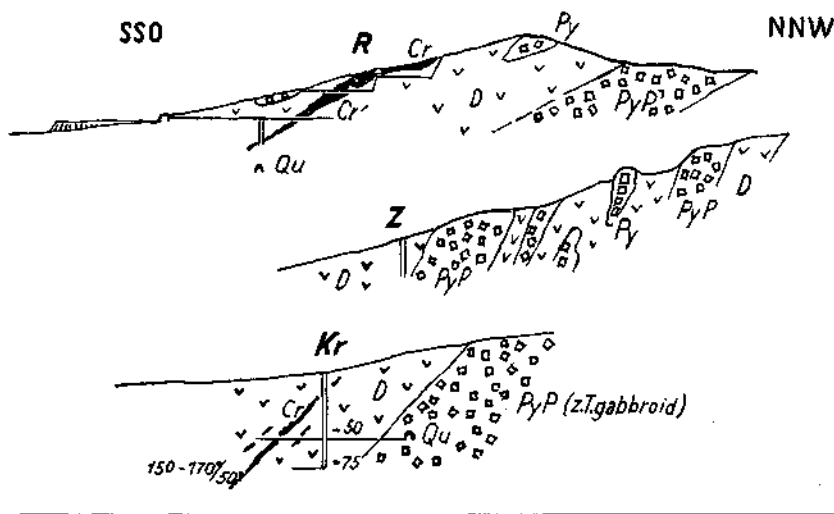


Abb. 65. Die Lagerungsverhältnisse (vereinfacht) der Chromit-„flöze“ Rabrowo bei Valandovo.

R = alter Tagbau „Rochata“ mit ausgebautem Vorkommen, Z = Zorographusschacht, Kr = Krupp-Förderschachtanlage, Qu = 300 m langer Querschlag auf Sohle — 50 in Richtung Rochata-Tagbau, D = Dunit, PyP = Pyroxenperidotit (z. T. gabbroid), Py = Pyroxenit, Cr = Chromitlagerstätten.

Die Chromerzführung in der Dunitzone ist flözartig, dem magmatischen Schichtverband der basischen Gesteine parallel verlaufend. Entsprechend der Lage dieses Chromerzvorkommens am flachen Hang knapp zum Rande der Ebene, mußte die bergmännische Erschließung schachtmäßig gelöst werden. Der „Kruppschacht“ hat in der — 50 m Sohle das Chromerz-„flöz“ bereits auf über 140 m im Streichen nachgewiesen und in Abbau genommen. Die Mächtigkeit ist schwankend, manchmal knopfartig verdickend, im Durchschnitt 0.5—1.0 m. Die Erzstruktur ist massig-grobkörnig, ohne Andeutung bänderiger Struktur. Tektonische Beanspruchung hat das Erz zermürbt, so daß es leicht zu Mulm zerfällt, begünstigt auch durch die chloritische und glimmerige Umsetzung seiner Serpentinegrundmasse. In unmittelbarer Erznähe ist der Serpentin infolge Durchbewegung zu einem fettglänzend-sattgrünen, glitschigen Serpentin-schiefer umgewandelt — eine Zwischenstufe zum „Chlorithemd“ ostbulgarischer Chromerzlagerstätten. Die Erscheinung des glitschigen grünen Serpentin-schiefers am Erzkontakt ist HENCKMANN [268] auch für Chromerzlagerstätten auf Cypern aufgefallen.

Neben dem „Hauptflöz“ von Valandovo sind in nahem, weniger als 20 m betragendem Abstand ins Hangend und Liegend je eine weitere schwächere Chromerzlage vorhanden, oft nur in einer Reihe von Schmitzen und Mugeln angedeutet, doch ebenfalls von glitschig-hellgrünem Serpentin begleitet.

Die Vererzung des Kruppschachtes ist die heute (1944) in Abbau befindliche und zugängliche. In 300 m Entfernung davon, dem W-Rand der Serpentinsohle zu, befindet sich der alte „Rochata-Tagbau“; die einstige Lagerstätte hatte hier einen Erzinhalt von 25.000 t Reicherz umfaßt, schon seit mehr als 20 Jahren zu Ende gebaut. Nach den Erzresten zu urteilen, lag zumindest randlich eine bänderige Lagerstätte vor. In der Tiefe bestand nach überlieferten Angaben und Plänen noch eine lagerartige Fortsetzung bei kurzer Streichlänge, mit Stollen und Gesenken verfolgt, die jedoch zur Zeit nicht zugänglich sind. Die Lagerstätte des Rochata-Tagbaues befindet sich wie jene des Kruppschachtes im Hangend der sterilen, Pyroxenreichen Zone, innerhalb des gleichen Dunitzuges. Zwar ist die Flözvererzung des Kruppschachtes in westlicher Richtung zufolge der Aufschlüsse auf Sohle minus 50 m schollig aufgelöst oder gar endigend, auch ihre massive Struktur von der anscheinend mehr bänderigen des Rochatabaues abweichend, doch lassen die allgemeinen Lagerungsbedingungen vermuten: beide Erzführungen gehören einem und demselben Erzhorizont an. Eine Untersuchungsstrecke vom Kruppschacht aus auf Sohle minus 50 m in Richtung Rochatabau, bisher in der pyroxenreichen Zone verblieben, steht knapp unter dem Rochatabau und im Begriffe, in die erzhöfliche Zone vorzustoßen.

Die Beziehung der Chromerzführung von Rabrowo-Valandovo zum magmatischen Lagenbau läßt die Anlehnung an den „Ormigliatyp“ von Chromerzlagerstätten erkennen [269], der in klassischer Ausbildung die Chromerzlagerstätte Ormiglia auf der Chalkidike beherrscht. In der Tat gehört Valandovo dem O-Flügel der Peridotitzüge in der Vardarzone an, welcher auch die Chalkidike durchzieht und nach N über Bogoslovac Fortsetzung findet nach Lojane, wo ebenfalls noch höchst charakteristische Andeutungen flözartiger Verbreitung von Chromerzlagerstätten, dem magmatischen Lagenbau des Massivs eingeordnet, angetroffen werden. Aber auch Beziehungen zur Basiszone des Raduschatyps von Chromerzlagerstätten sind nicht ganz unterdrückt, in Valandovo scheint eine genetische Zwischenstellung, jedoch näher zum „Flöztyp“, vorzuliegen.

In mineralogischer Hinsicht ist das Derberz von Rabrowo aus eisenreichem Chromitmolekül aufgebaut, der Cr/Fe-Faktor liegt bei 2·6, in einem Falle von fast 52%igem Derberz sogar nur bei 2·5 (Analyse Tabelle 1), doch bestehen Schwankungen.

Die Größenordnung der Cr-Lagerstätten Rabrowo-Valandovo, soweit sie bisher durch Ausbeute und Neuaufschluß nachgewiesen ist, dürfte insgesamt bereits 50.000 t Reicherz übersteigen; angesichts der Kleinheit des erschlossenen Serpentinraumes ist dies eine beachtliche Ziffer, die allein kaum aus dem flözartigen Lagerstättenanteil zu schöpfen gewesen wäre, sondern stockartigen Anschwellungen — eben in Beziehung zu Basiszonencharakter nach Raduschaart — zu danken ist.

9. Die ostbulgarischen Serpentin- und Chromerzreviere.

Im Herbst 1937 besuchte ich zum erstenmal verschiedene Chromerzgebiete um Kirli und Krumovgrad in Südostbulgarien. In Fortsetzung dieser Reise wurden die Chromerzvorkommen Kazandere bei Marmaris an der kleinasiatischen Mittelmeerküste gegenüber Rhodos untersucht, östlich davon Teilgebiete des Chromerzrevieres Fethiye in den Vorbergen des Taurus. Anschließend wurde das Chromerzvorkommen von Guleman in Ostanatolien begangen.

Durch andere Aufgaben gedrängt, war mir die Verarbeitung meiner Beobachtungen und des aufgesammelten Materials erst 1940 und auch nur im größten möglich; ich hatte ursprünglich beabsichtigt, in einem Sonderaufsatz damit Beiträge zur Chromerzgeologie des Balkans und Kleinasiens zu liefern, bevor die hier vorliegende Sammelarbeit, im Plane schon früher gefaßt, verwirklicht werden konnte.

Inzwischen sind von W. E. PETRASCHECK in der Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1939 [214], ungefähr die gleichen bulgarischen Vorkommen dargestellt worden und A. HELKE hat Ende 1938, abgedruckt im XVII. Bericht der Freiburger Geologischen Gesellschaft 1939 [321] in seiner Ausführung über die osttürkische Chromitprovinz auch die ersten eingehenden geologischen Mitteilungen über Guleman gemacht.

Bei mir blieb das Manuskript liegen, dafür sind weitere Reisen in Serpentin- und Chromerzgebiete der Balkanhalbinsel hinzugekommen, nach deren Abschluß 1944 endlich die seit langem geplante Sammelarbeit in Ausführung genommen wurde. Trotzdem möchte ich es für berechtigt halten, nachträglich auch meine Beobachtungen in ursprünglicher, nur wenig ergänzter Fassung vorzulegen, in diesem Falle auch auf kleinere Einzelheiten der Chromitlagerstätten ausgedehnt; denn bereits 1937 stand mir reichliche Erfahrung aus den übrigen balkanischen Chromerzgebieten zur Verfügung, was mich schon damals dazu drängte, eine Reihe vergleichender lagerstättenkundlicher Beobachtungen und Überlegungen ins Treffen zu führen. Schließlich ist es, rückblickend, unter Umständen von Interesse, die aus der Aufschlußlage 1937 gewonnenen Einblicke und Beurteilungen an diesem Beispiel einmal jenen gegenüber zu sehen, die einer späteren, vorgeschrittenen Aufschlußlage entstammen.

Es werden in diesem Abschnitt nur die Chromerzvorkommen in der Ostrhodope im Bereich des Flußlaufes der oberen Arda und bei Krumovgrad in Betracht gezogen*).

Mangels brauchbarer Kartengrundlage wurde die Übersichtskartierung auf croquismäßiger Skizze hergestellt (Abb. 66). Die Topographie befindet sich infolge der in Gang befindlichen Umbenennung türkischer Ortsnamen in bulgarische einigermaßen in Unsicherheit; erstere stehen im folgenden in Klammer.

a) Vorkommen im Flußgebiet der Arda, südwestlich Momčilgrad (Mastanlı). Es bestehen zwei NO—SW gestreckte Züge von chromerzführendem Serpentin; zwischen denselben breitet sich die Tertiärlandschaft von Kirli (Bodilar) aus.

Der westliche Serpentinzug bei Dobromirci (Emiler), ungefähr 3—4 km breit, steht an seinem Westrand in Verband mit einer mittelstufig bis mäßig kristallinen Serie: blättrige sandige Schiefer, quarzreiche Glimmerschiefer mit Einschaltung von Grünschiefern und Amphiboliten, kristalline Kalke, darunter Glimmermarmore und weiter im Liegend Gesteine mit zunehmender Kristallinität, quarz- und biotitreiche Glimmerschiefer und Gneise mit Aplitgängen.

Einzelheiten über den kristallinen Untergrund des Ardagebietes bringt die Arbeit von J. GALABOW [204].

*) In den Rhodopen-Serpentinen ist ein weiterer, wirtschaftlich jedoch bislang bedeutungsloser Chromerzaufschluß bei Asenowgrad südöstlich von Plovdiv bekannt — siehe auch die Übersichtskarten in der neuen „Geologie von Bulgarien“ von COHEN, DIMITROFF und KAMENOFF, Sofia 1946 (bulg. mit frz. Zusammenfassung) [202 a]. Auch dieser chromerzführende Serpentin liegt im Kristallinverband, hart an der Grenze zur innerrhodopischen Marmordecke.

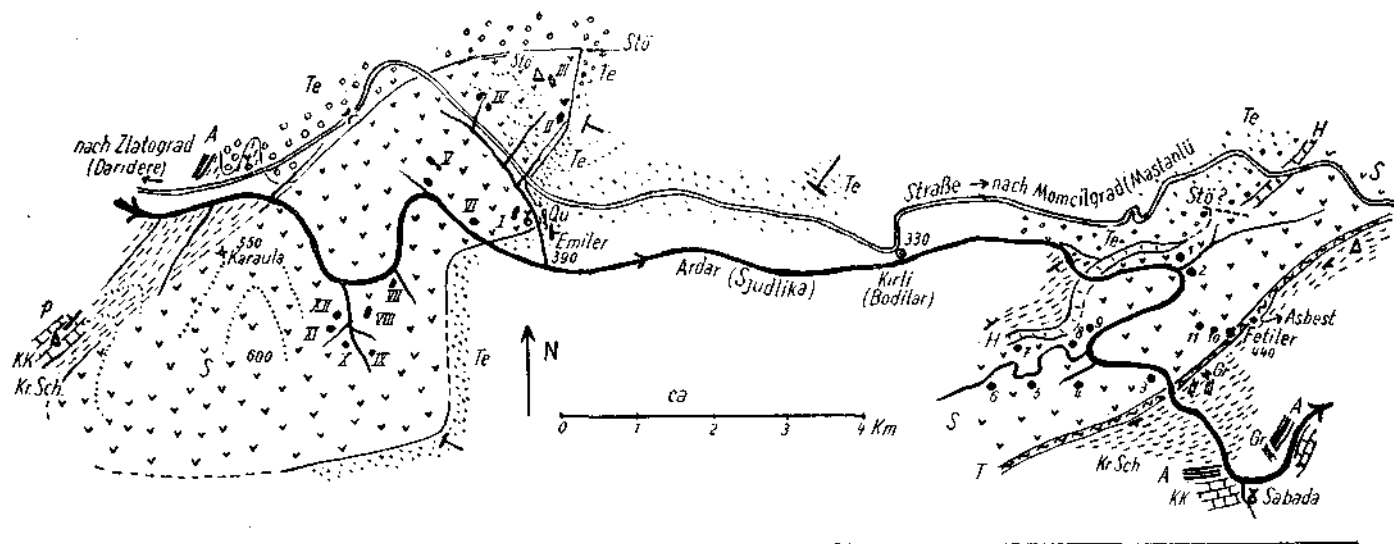


Abb. 66. Geologische Übersicht der Chromerzvorkommen bei Kirli (Momčilgrad, Ostbulgarien).

S = Peridotitserpentin, *T* = Talkschieferzone, *I—II* = Chromerzvorkommen um Fetiler, *I—XII* = Chromerzvorkommen um Emiler, *Kr. Sch.* = kristalline Schiefer (Paragneise, biotitreiche Glimmerschiefer, Quarzchloritschiefer usw.), *A* = Amphibolit, *KK* = Kalkmarmore, *Gr* = Granitaplit, *H* = Helsinkit, *Te* = Tertiär (Sandsteine, Sande, Konglomerate, Blockschutt, Tegel mit Kohlenschmitzen), *Qu* = Mineralquelle, *Stö* = Störungen.

Die übrige Umfassung des Serpentinebietes wird von wechsellagernd sandigen und tonigen Schichten des Tertiärs (Alttertiär?) gebildet, teilweise besteht zu Serpentin echter Transgressionsverband, zumeist jedoch Störungsrand. Am N-Rand des Serpentinzuges, an der Straße nach Zlatograd, fallen mächtige grobe Blockschuttmassen des Tertiärs auf, die steil gestellt mit Störungsränder an Serpentin grenzen. Gegen O sind flachgefaltete und mäßig gestörte, gegen O und NO abfallende Tegel- und Sandsteinschichten entwickelt, vereinzelt mit Kohlespuren und Gerölllagen.

Die Basisschichten des Tertiärs über Serpentin führen grobe Sande und Konglomerate mit Gneisgeröllen: der Serpentin war vor dieser Ablagerungszeit weitgehend eingeebnet, von eigenem Detritus gesäubert, während das Kristallin der Umrandung damals schon gebirgig aufragte, Blockschutt und Grobsande spendete.

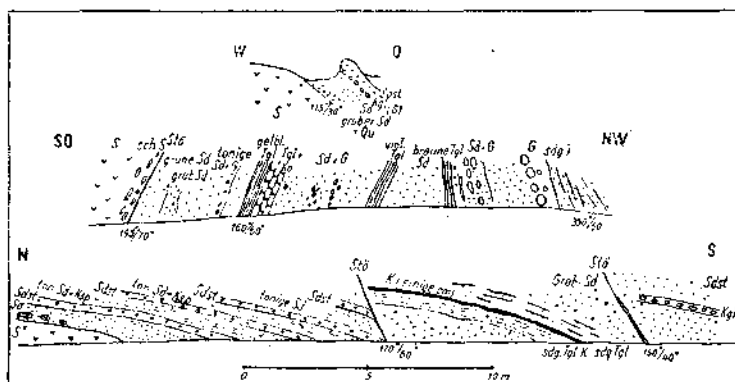


Abb. 67. Transgressive und Störungskontakte von Tertiär zu Serpentin bei Emiler an der Straße nach Zlatograd (Ostbulgarien).

S = Serpentin, sch. S = schief. Serpentin, Sd = Sand, Sdst = Sandstein, Tgl = Tegel, T = Tone, Ko = Konkretionen, Qu = Quarzgerölle, G = Granit-, Gneisgerölle, Kgl = Konglomerat, K = Kohle, Ksp = Kohlespuren, Stö = Störungen, 170°/60° = Fallrichtung und Fallwinkel.

Eine ältere, nicht die älteste Tektonik, von der die Serpentinmasse im einzelnen betroffen wurden, prägt sich in der NO—SW gerichteten Streichrichtung der Serpentinzüge ab, ungeachtet einer etwas davon abweichenden Richtung des Gesamtverlaufes der basischen Züge. Die jüngere, tertiäre Tektonik, weniger tiefgreifend, macht sich hauptsächlich an den Rändern der Serpentinmasse bemerkbar. Eine randlich etwas in das Serpentinmassiv eintretende Störung bei der Moschee Emiler bringt eine kühle Therme (16°, S, CO₂) zum Aufstieg.

Morphologisch erscheint das Kristalline mit den Serpentinzügen aus der tertiären Hülle herausgewachsen, in großen Teilen aber einschließlich des gestörten Tertiärs von einer jungtertiären Verebnung Sh. 450—600 m abgeschnitten. Die Profile von K. N. KONSTANTINOFF [209] bringen diese Verhältnisse schön zum Ausdruck. — Serpentinboden ist mit kärglichem Graswuchs bedeckt; Zwerggeißel fehlt, hingegen wächst reichlich Wacholder (*Juniperus*).



Abb. 68. Kontakt Serpentin zu Kristallin bei Emiler.

1 = massiger Serpentin, 2 = bläuliche sandige Schiefer, 3 = quarzreiche Glimmerschiefer, 4 = blätterige sandige Schiefer mit 5 = Grünschieferlagen, 6 = Amphibolit, 7 = dunkle sandig-glimmerige Schiefer, 8 = Glimmermarmor, 9 = biotitr. Glimmerschiefer und Gneise, 10 = Aplit. — (P = Punkt P der Abb. 66.).

Der petrographische Aufbau des Serpentinmassivs ist ziemlich einförmig, keine lebhaften Differentiationen verratend. Vorherrschend sind unregelmäßig gebankte, massig dichte Serpentine mit wenigen oder keinen dem freien Auge erkennbaren Pyroxenrelikten, z. T. liegen Pyroxen-reiche, fast Pyroxenit zu nennende Peridotitserpentine vor. Vereinzelt ist Pyroxenit in kleinen Schlieren vorhanden, ebenfalls nicht häufig ist Asbestbildung anzutreffen. Glitschig-schieferige Serpentine bestehen nur lokal in Störungszonen. Pseudo-feinoolithische Struktur des dichten bräunlichen Serpentin erinnert an ähnliche mazedonische Typen.

Dünnschliffe von Emiler. Nr. 1: Antigoritserpentin mit Diallag und Olivinresten. — Nr. 3: Maschenserpentin mit Olivinresten, vereinzelt wachsen Antigoritblätter garbenförmig über Maschenserpentin hinweg. — Nr. 2: Strahlsteinefelse.

Die Chromerzvorkommen (siehe Abb. 66). Ungefähr ein Dutzend beschürfter Vorkommen kleiner bis kleinster Größenordnung sind bisher (1937) bekannt, alle im südöstlichen Raumabschnitt des Serpentinmassivs angeordnet.

Nr. I, Sh. 390 m: 12 m über Talsohle bei der Moschee Emiler. Erzplatte von Sprengel-erz und ovoidischem Erz, 300°/70° fallend, in stark zerrüttetem Serpentin. Längs-erstreckung mit Unterbrechung zirka 60 m, bei Mächtigkeiten 0.2—1.5 m in Sohle setzend. — Produktion bisher 150 t von 35—40%igen Erzen.

Nr. II, Sh. 440 m: Derbe Gangschliere einige dem stark, steil stehend, von Störung 285°/85° begrenzt, in dichtem hartem Serpentin. Erz feinkörnig bis grobkristallin, über 5 m im Streichen anhaltend, bei örtlicher Sohlfortsetzung. Bemerkenswert etwas Schwefelkiesgehalt des Erzes, vermutlich geknüpft an Lösungsaufstieg entlang der Störung. — Bisher Produktion 200 t bis 50%iger Erze.

Nr. III. In Nähe der Gipfelpyramide Sh. 480 m. In Linsen aufgelöstes Schlierenband, 25 m Streichlänge, 260°/60° fallend. Dezimeterstarkes Derberz. Serpentin, zersetzt, mit Magnesitganggeäde und rotem Hornstein, Bildungen in Nähe der jüngsten Verebnungsflächen.

Nr. IV. Westlich III, in enger Talschlucht, Sh. 450 m. Schlierenband, steil südwestlich fallend; reiches Sprengel-erz bis Derberz 0.1 bis 0.3 m stark, 10—12 m im Streichen erschlossen, bei Sohlfortsetzung.

Nr. V. Auf dem Hochplateau Sh. 550 m; mehrere kurze, im Streichen bald endende, hintereinandergelagerte Schlierenbänder sprengeliger Erze, 165°—175°/40°—80° einfallend, 0.2—0.4 m mächtig; auch unregelmäßig stockartige Schlierenbegrenzung, doch kleinste Querschnitte, 0.5—1.0 m². Teilweise gute Sohlfortsetzungen. Ausgekuttetes Reicherz 39.98% Cr₂O₃ und 11.18% Fe.

Schon etwas talabwärts, in südlicher Richtung, 0.1—0.2 m starke Gangschliere, 90°/30°—40° fallend, von derbem Chromit in hartem Serpentin. Bisher etwa 20—30 t ausgebeutet. Derberz mit 44.43% Cr₂O₃ und 14.27% Fe.

Nr. VI. Kleine Vorkommen von „Ringelerz“, dem Leopard-erz mit zweiter Erzschiele vergleichbar, doch ohne inneres Erzvoid; plattgestreckte Ringel von Chromerz als Fließerscheinung (von W. E. PETRASHECK [214] abgebildet; hier Abb. 122).

Nr. VII. Verstürzter kleiner Tagbau nächst Talsohle Arda mit Rest von Leopardierz und Ringelerz. Sohle? Bisher Produktion 400 t.

Nr. VIII. Zirka 50 m über Talsohle Arda; gangartige Erzschiere, 4—6 m lang, 0.2—0.3 m stark in dichtem Serpentin; vereinzelt nesterartige Erweiterung. Reicherz bis hochwertiges Derberz. In Sohle setzend.

Nr. IX. Kleine plattige Schlieren Sprinkelerz mit Derberzstreifen in stark zerrüttetem Serpentin; Fallrichtung und -winkel der Platten $340^{\circ}/80^{\circ}$, Mächtigkeit unter Dezimeterstärke.

Nr. X, XI, XII. In Pyroxen-armem bis -freiem Serpentin treten reichlich Pyroxenitgangschlieren auf, dabei auch kleine Erzstreifen von richtungslos gestreutem Sprinkelerz.

Wie schon W. E. PETRASCHECK feststellte, ist eine Basiszone und etwa dieser zugeordnet ein verdichtetes Auftreten von Chromerz nicht erkennbar. Der Serpentinblock erweist sich als ein durch Tektonik herausgeschnittener, durch tertiäre Erosion abgeschrägter Teil eines ursprünglich wohl viel größeren zusammenhängenden Peridotitmassivs. Die bisher bekannten Chromerzvorkommen bevorzugen im allgemeinen die östliche Zone dieses Serpentinegebietes, wobei die vorherrschenden Schlierenplattenrichtungen wechselnd sind. Die Vorkommen, zwar noch in geringem Maße bergmännisch entwickelt, verraten in ihrer Ausbildung eher Kennzeichen von verstreuten Kleinvorkommen denn die Neigung des Peridotitmagma zur Bildung größerer Lagerstätten.

Derberzanalysen aus den Vorkommen VII und VIII ergaben: 47.28% Cr_2O_3 , 13.52% Fe, mithin einen Cr/Fe Faktor von 2.59. Erze mit rund 40% Cr_2O_3 weisen 11% Fe auf. Der Eisengehalt ist hoch. Die Gesamtanalyse eines sehr reichen Erzes zeigt: 52.5% Cr_2O_3 , 19.8% FeO, 5.05% SiO_2 , 8.4% Al_2O_3 , 13.6% MgO, Spuren CaO.

Die Gesamtausbeute betrug bis Ende 1937 einige 1000 t Derberz und Reicherz.

Zufahrtswege von den Gruben zur Autostraße einige Kilometer Tragtier- und Fahrweg. Autostraße zirka 42 km, über zwei niedrige Bergpässe, zur Eisenbahnstation Momčilgrad (Mastanli). Wie für das nächst beschriebene Erzrevier, bestand auch hier noch bis 1937 Kameltransport, trotz strenger Winter.

b) Der Serpentinzug bei Fortinowo (Fetiler), südöstlich Kirli. Auch hier mangelte jegliche Kartenunterlage, so daß für die rohe Kartierung ein Handcroquis hergestellt wurde.

Der Serpentinzug von Fetiler folgt im tektonischen Hangend des vorbeschriebenen Zuges. Schon seine schmale, 1.5—2 km breite, in NO-Richtung längsgestreckte Gestalt läßt Schuppenbau vermuten. In der Tat erweist sich die SO-Grenze des Serpentin zu steil einschließendem Kristallin als bedeutender Bewegungshorizont, durch südöstlich einfallende Talkschieferbildung und örtliche Bildung von Längsfaserasbest ausgezeichnet. Bemerkenswert ist auch die NW-, bzw. Liegend-Begrenzung: Serpentin grenzt, z. T. mit Störungsrand, an eine stark veränderte, im Felde für gabbrodioritisch gehaltene Zone, die ihrem regelmäßigen Auftreten nach als möglicherweise primäre Grenzfelsbildung des Peridotitstockes betrachtet wurde. Der Dünnschliffbefund hat anders belehrt. Es handelt sich, worauf mich Prof. F. ANGEL hinwies, um ein helsinkitisches Gestein, aus stark zersetzten Feldspäten und primärem Epidot bestehend, mit primär mylonitischer Struktur (siehe O. MELLIS [759]). Eine genetische Brücke zu Peridotit oder Diabas ist allerdings nicht leicht zu schlagen.

Auch etwas abseits der Peridotite sind aus dem Rhodope-Kristallin Helsinkite gemeldet (Aufsammlung A. PURKERT im Mineralogischen Institut der Universität Graz [218]. Siehe auch 2. Teil, I, 3).

Diese helsinkitische Zone, der Schieferung von Haus aus geneigter wie der massige Peridotitserpentin, ist auch stärker durchbewegt, die Feldspäte sind weißlich zersetzt. Mitunter ist auch steiles Gegenfallen der Grenzfläche nach NW beobachtbar.

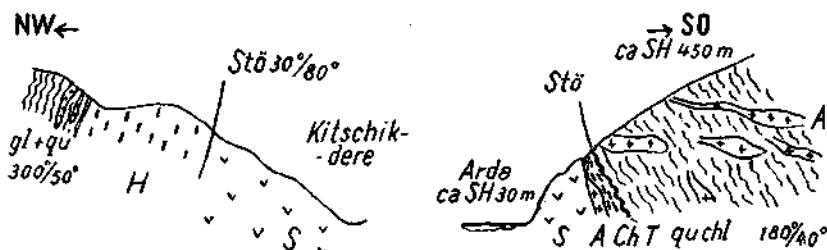


Abb. 69. Serpentinkontakte bei Fetiler (Momčilgrad, Ostbulgarien).

S = Serpentin, *H* = Helsinkit, *Ch* = Chloritfels (veränd. Amphibolit), *T* = Talkschiefer, *quchl* = Quarzchloritschiefer, *gl + qu* = Glimmerschiefer mit Quarzlagen, *A* = Aplit, *Stö* = Störung, $180^\circ/40^\circ$ = Fallrichtung und Fallwinkel.

Das Kristallin im Hangend der braunfleckigen rostigen Talkschiefer: vereinzelt Chloritfels, Quarz-Chloritschiefer, Hornblende-Epidotschiefer und Paragneise; nächst der Ardamündung bei Sabada wieder Amphibolite und ein mächtiger Zug bläulichweißen Marmors. Die ganze Serie ist von Aplit- und Granitpegmatitgängen durchadert, besonders dicht in Nähe des Talkschieferkontaktes, die Talk- und Asbestbildung verursachend. Vereinzelt durchsetzen Aplitgänge auch den Serpentin. Die Aplit- und Granitgänge sind z. T. ebenfalls bewegt und von Schieferung ergriffen, ohne aber in die Hauptschieferung eingeregelt zu sein; Kataklyse überwiegt Gneisumformung.

Weitere petrographische Einzelheiten dieses Gebietes sind von W. E. PETRASCHECK gebracht worden.

Im Liegend der an Serpentin angrenzenden Helsinkitzone, die vielfach stark verkieselt ist, im Äußeren auch diabasähnlich ausgebildet sein kann, folgen schwärzliche phyllitische Schiefer mit Quarzgängen und -lagen, z. T. stark gestaucht; eingeschaltet sind dunkle Kalkschiefer und Diabase.

Es ist also bemerkenswert, daß in diesem Teil der Ostrhodope Peridotitserpentin und Helsinkit mit einer minderkrystallinen Schiefer-Kalk-Zone in Verband stehen, die das Aussehen metamorphen Paläozoikums trägt.

Der petrographische Aufbau des Serpentinmassivs ist im übrigen wenig mannigfaltig. Der dichte grüne, massige, unregelmäßig gebankte Serpentin herrscht vor, einen höheren Serpentinisierungsgrad aufweisend, wie jener von Emiler; Pyroxeneinsprenglinge sind seltener; Talk- und Asbestbildung an Zonen stärkerer Durchbewegung und granitischer Lösungsdurchtränkung gebunden.

Dünnschliffe von Fetiler. Nr. 4: Gitter-struierter Antigoritserpentin mit Talk und Karbonat. — Nr. 5: Feinantigorit-serpentin mit Kluftantigorit. — Nr. 8: Serpentin

nach Diallag-Peridotit; Mitteltyp zwischen Füllungs- und Fächerantigorit nach Angel, Fenster α , Bänder γ -serpentin nach Tertsch. — Nr. 10, 11: Plagioklas-Klinozoisit-amphibolit, Plagioklas 28–23% An, etwas Quarz. — Nr. 6: Helsinkitische Zone am Peridotitrand; Kalifeldspat, trübe saure Plagioklasse, braunfleckiger chloritisierter Epidot, mylonitische Struktur. — Nr. 7: Chromit, braun durchscheinend, kantenanisotrop, in leuchtenbergitisch-chloritischer Grundmasse.

Einzelvorkommen an Chromerzen:

Nr. 1: 10 m über Ardatalsohle kleinere Derberzschliere von einigen Tonnen Umfang, ausgebaut, im dichten Serpentin, stark gestört. Erz z. T. durchbewegt, Serpentin der Kornzwickel des Chromits zu Kämmererit umgewandelt.

Nr. 2: Fundstellen 15 m über Talsohle der Arda. Bis 1.2 m starke Schlieren Derberz im dichten, etwas vertalkten Serpentin. Asbestbildung. Auch das Erz etwas durchbewegt, mylonitisiert und von Kämmererit umschmiert. Erzführung setzt mit 0.2 m in Sohle.

Nr. 3 und Nr. 4: Kleine Derberzschlieren grobkristallinen Chromits in dichtem massigem Serpentin; Nr. 3 ist 0.1 m stark, Nr. 4 anscheinend ausgebaut. Analyse ergab: 37.80% Cr_2O_3 und 14.42% Fe.

Nr. 5: Depot von Nr. 2.

Nr. 6: Schurf am Bach. Chromit in Kämmereritgrundmasse, etwas durchbewegt, in stark schiefrigem Serpentin; Mächtigkeit 0.15 auf 1.0 m Länge noch anstehend. Trotz starker Durchschieferung des Nebengesteins ist die massige Struktur der unregelmäßig ein- und ausgebuchteten Erzschiere kaum überwältigt (Abb. 139). Produktion bisher einige Tonnen.

Nr. 7: Grobkörnige Derberzschliere, ungeschiefert in schiefriger Serpentingrundmasse.

Nr. 8: Ausgebaute Schliere; unweit davon taucht eine Hornblendeschieferinsel im Serpentin auf, entlang Störung?

Nr. 9: Kleiner Schurf, 70 m über Talsohle. Grobkristallines Derberz 0.1–0.2 m.

Nr. 10: Verschütteter Schurf.

Nr. 11: 2–3 dm starke, bald ausdünnende Schliere von grobkörnigem Erz, mit Kämmererit in den Kornzwickeln. Nebengestein dichter, grüner, massiger Serpentin.

Auch in diesem Serpentinmassiv sind bisher nur kleine verstreute Chromerzschlieren aufgefunden worden, ohne Regel in der Anordnung. Wie bei Emiler sind es ziemlich eisenreiche Chromite. Bemerkenswert ist die vielfach grobe Kristallinität des Erzes. Das Auftreten einer helsinkitischen Randzone würde nahelegen, eine primäre Grenzzone, wenn nicht Basiszone des Peridotitmassivs zu sehen, falls eine primär-genetische Beziehung Peridotit zu Helsinkit anzunehmen wäre; eine tektonisch selbständige Schuppe könnte so aus einer größeren Peridotitmasse abgesplittert sein. Aussichten auf größere Chromerzkörper, gemäß den Erfahrungen an Basiszonen in mazedonischen Revieren, können aber feldgeologisch bisher nicht abgeleitet werden. Etwas größere Durchbewegung liegt vor; Talk- und Asbestbildung sind Folgen granitischer Lösungsdurchtränkung.

Die bisherige Produktion an Chromerz betrug insgesamt kaum 100 t.

Transportweg nach Kirli 4–5 km, von dort führt die bereits erwähnte, für Lastauto fahrbare Straße 45 km zur Bahnstation Momčilgrad.

c) Kirkowo: Dieses Vorkommen wurde nicht besucht. Der Chromerz führende Serpentin liegt etwa 12 km östlich Kirli und um diese Entfernung näher zu Momčilgrad. Reicherzsvorräte, am Bahnhof Momčilgrad lagernd, zeigten grobkörnige massige Erzbeschaffenheit, die auf stockartiges Vorkommen schließen ließ, mit zu Kämmererit zersetzter Grundmasse, derart auch bröseligen Zerfall des Erzes herbeiführend. Analysen von Versanderz ergaben 46.28% Cr_2O_3 und 13.45% Fe. $\text{Cr/Fe} = 2.35$.

d) Golemo Kameniane (Ulevni Kameniane). Etwa 40 km Luftlinie östlich der Chromerzreviere um Kirli befindet sich das Chromerzrevier Golemo Kameniane nächst Krumovgrad (Kuschukavak).

Von der Bahnstation Momčilgrad Sh. 270 m, Endpunkt der Zweiglinie, die von der Hauptbahnlinie bei Svilengrad nach Süden abgeht, führt eine 31 km lange Autostraße nach Krumovgrad Sh. 220 m, eine Paßhöhe von zirka 800 m Sh. überschreitend. Entlang der Straße vor Krumovgrad horizontalgelagerte Tuffkonglomerate und in Tertiärschichten eingelagerte, scharf hervortretende schwarze Basaltdecken (Photoabb. 6). Von Krumovgrad führt ein Fahrsträßlein 11 km ins Serpentinegebiet, das sich, 200 m über dem Haupttal-

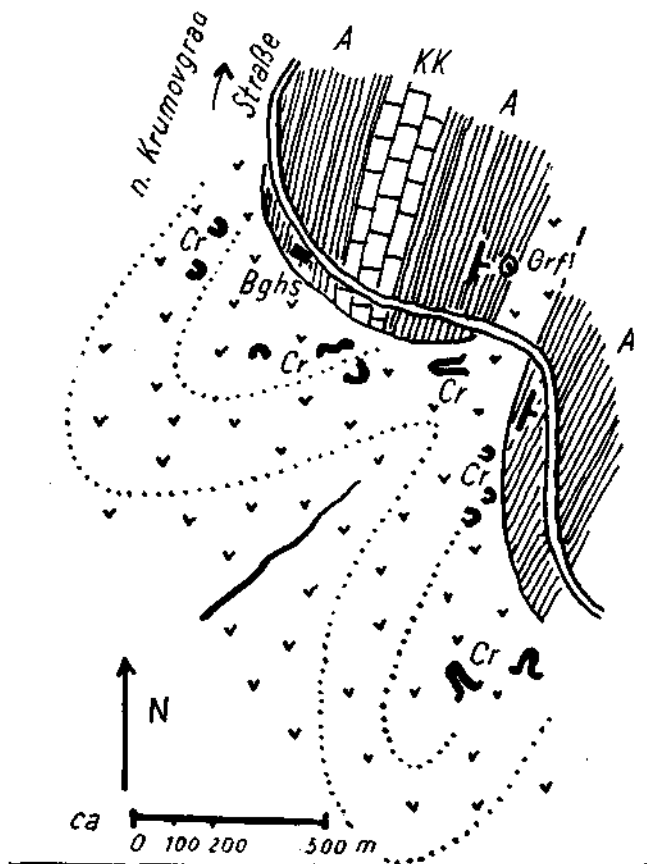


Abb. 70. Vereinfachte geologische Lagenskizze der Chromerzschürfe bei U. Kameniane (Krumovgrad, Ostbulgarien).

S = Serpentinmassiv mit Schürfen *Cr*, *A* = Amphibolit, *KK* = kristalliner Kalk, *Grf* = graftische Schiefer. Punktiert: Geländeformenlinien im Serpentinterrain.

niveau, in zirka Sh. 400 m nahe dem Bergkamm ausbreitet. Diesem Gebiete konnte nur eine kurze Begehung gewidmet, dementsprechend auch nur eine ganz rohe geologische Kartenskizze, ohne eigentliche Kartengrundlage, hergestellt werden. Die dabei erzielbaren Beobachtungen konnten nur den, mir für Vergleichserfahrung wichtigen Erscheinungen zugewendet werden, immerhin stimmen sie mit den Ergebnissen, zu denen W. E. PETRASCHECK ein Jahr später bei vorgeschrittener Aufschlußlage des Chromerzbergbaues und genauerer Kartenaufnahme kam, im wesentlichen überein.

Die Chromerzföhrung schließt sich eng an den O-Rand einer ausgedehnten Serpentinmasse an, die hier an die steil bis flach meist OSO-

fallenden Amphibolite angrenzt. Die übrige Serpentinzone, die in ihren Umgrenzungen nicht abgegangen wurde, ist bislang als erzfrei befunden worden. Im Grenzbereich zu Amphibolit bestehen stark gestörte Lagerungsverhältnisse. Die Amphibolite, feldspatführend, auch mit Epidot, mitunter chloritisiert, bedecken z. T. als flache Kappe den Serpentin, z. T. greifen die Amphibolite, gefaltet und steil stehend, längs Störungskontakten in die Serpentine ein. Neben Amphibolit treten Marmore auf, mitunter graphitführend, fallweise stark durchbewegt, auch örtlich mylonitisiert. Bemerkenswert ist das Eindringen von kalkigen graphitischen Schiefen in eine flache tektonische Aufspaltung von Serpentin.

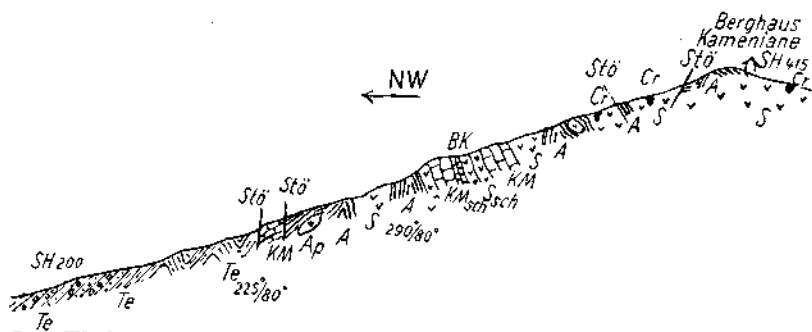


Abb. 71. Profilskizze vom Wege zum Chromerzbergbau bei Ulevni Kameniane, intensive Schuppenstruktur zeigend.

S = Serpentin, *sch* = schiefrig, *Cr* = Chromerzlinzen, *A* = Amphibolit, *Ap* = Aplite, *KM* = Kalkmarmor, *BK* = Bänderkalk, *Te* = Tertiär (Tegel, kalkige Schiefer, Sande, Konglomerate), *Stö* = einige der Störungen.

Das Serpentinmassiv ist innerhalb des chromerzföhrnden Raumes in petrographischer Hinsicht uneinheitlich aufgebaut. Strichweise tritt dichter massiger, pyroxenführender Serpentin zutage, im Metamorphosegrad durch nichts unterschieden von jenem bei Kirli oder von mazedonischen Typen. Dann wieder überwiegen mehr schiefrige, durchbewegte Serpentine, mit aufgesproßtem Chlorit und Talk nebst Tremolit und Karbonat. Nicht häufig ist Asbestisierung. Vereinzelt liegen Schlieren von talkisiertem Pyroxenit.

U. d. M.:

Der helle dichte Serpentin (Schliff Nr. 17) führt in der Grundmasse Chrysotil und Antigorit in unregelmäßigen Bauformen, Antigorit zumeist als Füllungsflächenantigorit (ANGEL), aber auch als Kluftantigorit. Faserige antigoritisierte Pyroxene, vermutlich Bronzit, einsprenglingsartig; kleine Mengen Talk zwischen den Antigoritfasern. Korrodierte grobe Chromitkörner. Winzige scharfe Oktaederchen Magnetit unregelmäßig gestreut oder den Korngrenzen des Antigorits folgend. Es liegt ein mäßig durchbewegter, serpentinisierter Harzburgit vor.

Nr. 15, 17 a, 19 (Photoabb. 31): Gelblichgrüner Serpentin mit langen, mattgrünen Stengeln von serpentinisiertem Amphibol, Reste von farbloser Hornblende ($c/c=15^\circ$) in faserigem Serpentin (γ =Faserachse). Pyroxenrelikte (Spaltbarkeit) mit farbloser Hornblende in den Spalttrissen. Füllungsantigorit mit α =Rahmenfaser. Farbloser Chlorit in groben Nestern über Antigorit sich ausbreitend, von jüngerem Kluftantigorit durchkreuzt. In einem stärker umgewandelten, gleichartigen Gestein: spärlich Rhombenquerschnitte antigoritisierter Hornblenden in feinantigoritischer und chloritischer Grund-

masse, unter Hinzutreten eines jüngeren leuchtenbergitischen Chlorits mit metallisch-gelbgrünen Polarisationsfarben; noch jüngere Talkklüfte; reichlich neugebildetes Erz Magnetit.

Nr. 39: Im Handstück als talkisierter pyroxenreicher Serpentin erkennbar, erweist sich dieses Gestein im Dünnschliff als veränderter fast reiner Pyroxenit, dessen Pyroxene zu Talk und farblosen Chlorit umgesetzt sind. In Talk und Antigorit eingeschlossen bräunliche Mineralkörner von stärkerer Licht- und Doppelbrechung (Iddingsit, Bowlingit (?) nach Olivin); ferner Rhombenquerschnitte talkisierter Hornblenden (Photoabb. 32).

Von anderen Stellen. Nr. 17, ein talkisierter Hornblendeserpentin: grobschuppiger Antigorit, von jüngeren Talk durchzogen, antigoritisierte Hornblende, Chlorit, Pyroxenreste.

Nr. 16: Gelblicher rostiger Schieferserpentin: von α - und γ -faser aufgebaut, bräunlich gefärbter Serpentin wird zerlegt durch jüngeren leuchtenbergitischen Chlorit mit grünlichgelben, etwas anomalen metallischen Polarisationsfarben; Spuren von Kämmererit um zerdrückte Chromitkörner.

Nr. 39 a: Ein gelbgrüner dichter Serpentin mit mattgrünen Hornblendestengeln und angelagerten Talkschüppchen; Gitterantigorit, Pyroxenreste, antigoritisiert, mit eingelagerten Tremolitresten, völlig antigoritisierte Hornblende in spitzwinkligen Rhombenquerschnitten unabhängig von Pyroxen gebildet, mit Talklamellen; Nester von farblosem Chlorit. Ein anderer Schliff mit noch wenig veränderten Hornblendeidioblasten.

Die von W. E. PETRASCHECK beschriebene Chlorithülle um Chromitmassen erwies sich (Schliff Nr. 37) bestehend aus leuchtenbergitischem Chlorit nach freundlicher genauere Bestimmung durch Dr. A. WEBER des Mineralogischen Instituts der Universität Graz ($n = 1.575-1.58$, opt. pos., farblos, ohne Pleochroismus, metallisch grünlichgelbe anomale Interferenzfarben). — In einem anderen Falle lag Klinochlorfels vor, Pleochroismus gelb zu hellgrün.

Die Chromitkörner des massigen, von wenig Serpentin gleichmäßig durchsetzten Erzes erweisen sich u. d. M. als undurchsichtig, zerdrückt, die Kornzwiebel erfüllt von Chlorit ebenfalls leuchtenbergitischer Art.

Der Plagioklasbasalt zwischen Momčilgrad und Krumovgrad: Plagioklaeinsprenglinge haben annähernd 50% An, wenig bräunlicher Augit (110) (100) (010) mit Einschlüssen von Apatit und bräunlichem Glas; Grundmasse nahezu vollkristallin, hauptsächlich Plagioklas neben Erz.

Die Chromerzkörper bilden bänderige Schlieren mit einer vorherrschenden Dimension, die in einem Falle, bei ziemlich flacher Lagerung, auf nahezu 50 m Länge aufgeschürft wurde. Die Mächtigkeiten schwanken



Abb. 72. Einige Chromerzaufschlüsse von U. Kameniane bei Momčilgrad (Ostbulgarien).

Wenig versehrte Chromerzmassen Cr (schraffiert = derb, punktiert = sprengelig) eingehüllt in einen Schutzpanzer von chloritischem Serpentinchiefer Chl inmitten von minder durchbewegtem Serpentin S.

zwischen Dezimetern und einigen Metern, auch die Breiten erreichen einige Meter. Mitunter erscheinen zwei solcher welliger Erzbänder übereinander, von geringmächtiger, tauber Serpentinlage getrennt!

Die dichtere Reihung der Vorkommen zunächst der Amphibolitkontakte läßt vermuten, daß die Chromerzausscheidung entlang einer — hier überkippten — Basis- oder zumindest einer Grenzzone vor sich ging;

selbst die nachfolgende intensive Schuppungstektonik in SO-Richtung vermochte diese Lagerungsbeziehungen nicht zu verdecken.

Auch an den Chromerzlagerstätten ging die stärkere Durchbewegung dieses Serpentinmassives nicht spurlos vorüber. Die Chromerzkörper sind gestört, zu Schollen ausgedrückt; die Bildung einer dünnen, die Erzkörper gleichsam umhüllenden Haut von stark schiefrirem chloritischem Serpentin, auf die auch W. E. PETRASCHECK („Chlorithemd der Erzkörper“) besonders aufmerksam machte, bewirkte etwas Schonung vor Durchbewegung und bewahrte die Erzkörper vor dem völligen Zerdrücktwerden. In der Tat konnte die Durchbewegung auf die innere Struktur der Erze wenig Einfluß gewinnen. Kennzeichnend für die Vorkommen von Kameniane ist eine gleichmäßig grobkörnige, richtungslos massige Struktur des Erzes, wie sie gewöhnlich stockförmigen Chromerzanhäufungen eigen ist; die Chromitkörner stoßen aufeinander, nur in den Kornzwischenräumen winzige isolierte Serpentinflecken, bzw. Chlorit umschließend. Vereinzelt, aber bezeichnend für das im ganzen doch geringe Maß der Durchbewegung, sind gut erhaltene Ringelerze. Der matte Glanz des Kameniane-Chromerzes dürfte auf hohen Al_2O_3 und MgO -Gehalt des Chromerzmoleküls zurückzuführen sein. Tatsächlich weist die Analyse eines fast derb erscheinenden Stückerzes aus großem Durchschnitt nur 39.22% Cr_2O_3 bei 12.73% Fe ($\text{Cr/Fe} = 2.11$) auf. Eine Anreicherung auf naßmechanischem Wege ist demnach nicht möglich.

Der im November 1937 erkennbare Umfang der Vorkommen schien beachtlich, obwohl die Aufschlußarbeiten erst in Gang gesetzt wurden. Mit Tagbau waren 2500 t Erz von 36.41% Cr_2O_3 gewonnen worden, wovon noch 1300 t zum Abtransport bereit lagen. Etwa 12–15 Schurfstellen wurden im Raume von 1.5 km Ausdehnung entlang der Serpentinegrenze entwickelt, wobei eine weitere, tagbaumäßig zu gewinnende Erzreserve von mehreren tausend Tonnen zu schätzen war. Die Bedingung für stollenmäßige Entwicklung schien günstig, der allgemeine geologische Befund — Lagerstättenreihung in einer Grenzzone — ebenfalls.

Die Transportfrage ist durch Straße und Lastauto gelöst. Die Strecke bis zur Bahnstation Momtigrad beträgt 42 km. Die Ausbeute 1937 wurde von dem Grubenbesitzer Oberst a. D. DRENCOFF selbst geleitet.

Wie ich gelegentlich eines späteren Aufenthaltes in Bulgarien erfuhr, ist 1939 die Ausbeute dieser Vorkommen verstärkt in Angriff genommen worden, wobei sich bis zum hauptsächlich beendeten Ausbau 1944 die vorhin in Schätzung angeführte Größenordnung ergab.

10. Sinikli und Soufflion in Ostthrazien (Griechenland).

Voraus einige allgemeine Bemerkungen zum Stand der griechischen Serpentinegeologie: Die geologische und bergbaugeologische Literatur Griechenlands weist wenige Arbeiten auf, die sich mit den Fragen der Serpentin- und Chromerzgeologie des Landes eingehender und um ihrer selbst willen beschäftigen; entweder werden solche Fragen vom großtektonischen Standpunkt aus überblickt und so meist schon mit gebundener Marschroute, aus anderen Gebieten und etwas anderem Vorstellungskreis empfangen, auf den Weg der Betrachtungen gestellt; oder auch geologische Einzelaufnahmen und neue tektonische Einzel Forschungen begnügen sich gerade hinsichtlich der Serpentinvorkommen

mit den bisher bestehenden Schlüssen hinsichtlich Altersfrage, Verbandszugehörigkeit usw., obwohl auch hier kritische Neubewertung einer Reihe von Tatsachen und neue Beobachtungen den Problemcharakter darzutun vermögen und zu neuem Schlüssigwerden drängen.

Im allgemeinen ist die geologische Einzeldurchforschung Griechenlands noch lückenhaft, in den verschiedenen Teilen des reichgestaltigen Landes ungleich vorangekommen. Eine der Ursachen ist auch der bis in jüngste Zeit bestehende Mangel an guten, für die geologische Kartierung brauchbaren topographischen Kartenunterlagen. Eingehende stratigraphische und tektonische Untersuchungen liegen nur über wenige Einzelgebiete vor, sie zu einem gesamtgeologischen Kartenbild Griechenlands zusammenzufassen ist darum noch nicht in befriedigender Weise erreicht worden, wie auch bis heute über die TOULA'sche Darstellung hinaus, keine brauchbare, gegenwärtigen Anforderungen genügende geologische Übersichtskarte von Griechenland erstellt wurde, wenn von den geologisch-tektonischen Übersichtskarten abgesehen wird.

Versuche der großtektonischen Gliederung Griechenlands sind von einer Reihe namhafter Forscher unternommen worden, u. a. von PHILLIPSON, KOBER, RENZ, SEIDLITZ, freilich mußte es bei ungefähren Abgrenzungen der Formationen bleiben, nur lückenhaft auf die Tragsäulen geschlossener geologischer Aufnahmen und gesicherter stratigraphischer Kenntnisse stützbar. So erklärt es sich auch, daß das Ophiolithproblem für die serpentinführenden Zonen Griechenlands in manchen Arbeiten so recht gar kein Problem mehr darstellt, sondern gewonnene Vorstellungen aus den nördlicheren Abschnitten der Dinariden ihre Anwendung auch für Griechenland finden. L. KOBER, begründet auf seine Untersuchungen in Attika, und R. STAUB in den Generalhypothesen des alpin-dinarischen Gebirgsbaues, haben in erster Linie alpine Vorstellungen über das Ophiolithproblem für den dinarischen und damit auch für den griechischen Gebirgsbau angewendet. Selbst C. RENZ, der verdienstvolle Erforscher so großer Ausschnitte des griechischen Festlandes und der Inseln, findet sich ab, die Serpentine weniger auf ihre stratigraphische und magmatische Ausgangsposition zu prüfen, als auf den Grund ihres ständig sich wiederholenden, aber doch nur tektonischen Verbandes mit mesozoischen Gesteinen, meist Jura-Kreide-Flysch, sie diesen auch altersmäßig zuzuordnen und damit die Altersfrage der basischen Eruptionen auf das seit KOSSMAT bestehende Postulat „frühestens Jura“ beharren zu lassen.

Noch viel früher sind BITTNER, NEUMAYR und TELLER in wertvollen Pionierarbeiten den geologischen Fragen des Ägäisbereiches und auch der Serpentine zu Leibe gerückt. Ihr stratigraphischer Ausgangspunkt war jedoch durch Überschätzung der Metamorphoseeinflüsse und dadurch veranlaßter Zuordnung weiter Komplexe kristalliner und halbkristalliner Gesteine zu Mesozoikum Irrtümern ausgesetzt, die sich auch in der Auffassung von allzu jugendlichem Alter der Serpentine auswirkten. Das häufige Auftreten von Serpentin in Flyschserien, deren junges, kretazisch-alttertiäres Alter außer Zweifel steht, wurde unter Verkennung oder Bagatellisierung der tektonischen Kontakte zugunsten von magmatischem Eindringen aufgefaßt. Für Euböa hielt DEPRAT [264] postkretazisches Alter der Serpentine aus solchen Gründen für erwiesen, während ich 1932 [66] ursprünglichen Verband der Serpentine mit Glimmerschiefern und

Marmoren als wahrscheinlich nachzuweisen vermochte. DE LAUNAY [285] hat für Mytilene, wo ebenfalls Serpentin mit kristallinen Kalken und phyllitischen Schiefern in Berührung kommt, archaisches Alter der Serpentine angenommen.

Im einzelnen haben HILBER und IPPEN [270—275] wertvolle petrographische Beobachtungen aus nordgriechischen Serpentinegebieten gebracht, F. BECKE [254] hat basische Gesteine der Chalkidike beschrieben.

Aus der Lagerstättenkunde des griechischen Chromerzbergbaues bestehen wenige Arbeiten. Eine verhältnismäßig alte Notiz (1901 [261]) bringt Angaben über Chromerzschürfungen zwischen 1867 und 1897. Mitteilungen aus dem mineralogisch-petrographischen Laboratorium der Universität Athen 1917 [283], mir im Augenblick leider nicht zugänglich, beschäftigen sich auch mit Chromitausscheidungen. Spärliche Angaben über griechische Chromerzlagerstätten finden sich bei C. DÖLTER, Mineral-schätze des Balkans [3]. P. LEPEZ [286] hat eine mehr bergwirtschaftliche als lagerstättenkundliche Mitteilung über den Chrombergbau Fteri im Olympgebiet Nordgriechenlands gebracht, geologisch bemerkenswerter ist seine Arbeit über Cr von Javornica [227]. Eine kurze Notiz über das Chromitvorkommen Spourlita im Olympgebiet stammt von L. DUPARC [265], über Chromit auf Euböa von C. KLENAS [282 u. a.].

In einer Arbeit über griechische Magnesitvorkommen habe ich den geologischen Bau des Chromerz führenden Peridotitmassivs Kran Mahale östlich Saloniki (HIESSLEITNER [66]) an Hand einer geologischen Kartenaufnahme eingehender geschildert und weitere Angaben über Mytilene- und Euböaserpentin gebracht. Über die Lagerungsverhältnisse von Serpentin und Chromerzlagerstätten von Soufflion in Thrazien brachte ich 1937 [6] Profildarstellungen.

Für die Serpentineologie von besonderer Bedeutung ist das 1933 von K. OSSWALD herausgebrachte Kartenwerk von Griechisch Nord-Mazedonien [292] mit umfassender Erläuterung; wiederholt nehme ich darauf Bezug.

Eine jüngere, erfreuliche Ausnahme, die unbefangen von überlieferten Vorstellungen hinsichtlich Serpentinalter mit zu beobachtenden Tatsachen sich auseinandersetzt, wie es auch in meinen Bemühungen liegt, besteht zufolge den kurzen Referatsangaben in einer Arbeit von G. A. ARO-NIS [253], deren Ergebnis mit dem meinen zusammenzugehen scheint, wonach die Peridotite alt, vormesozoisch sind, der Diabasaufstieg sich hingegen von den Peridotiten weg auch noch in jüngere Zeitepochen fortzusetzen vermag.

In einer 1943 zusammen mit Prof. CLAR durchgeführten geologischen Kartierung und Untersuchung der basischen Chromerz führenden Gesteinszüge auf der Chalkidike konnten, fußend auf meine langjährige geologische Arbeit und Erfahrung in der Serpentin- und Chromerzgeologie Mazedoniens, wesentlich neue und bedeutungsvolle Erkenntnisse aus der Gliederung des Innenbaues der basischen Massen abgeleitet werden (HIESSLEITNER und CLAR [269]). Schlagartig öffnete sich damit das Verständnis für eine Reihe von Erscheinungen, insbesondere von typomorphen Erscheinungen der Chromerzlagerstätten, die dem weitgespannten, über 200 km Streichlänge ausholenden Serpentinzug Lojane—Valandovo—Ormiglia eigen sind.

a) Sinikli in Ostthrazien.

Die Serpentinmassen von Sinikli bilden das Mittelstück einer Gruppe von ausgedehnten Peridotitvorkommen der Ostrhodope, die in WNW—OSO-Richtung von Golemo Kameniane in Ostbulgarien über Sinikli nach Soufflion an der Maritza sich aneinanderreihen (Tafel VIII). Ihre vermutliche Fortsetzung in Richtung OSO ist durch die jugendlichen Beckeneinbrüche am Ägäisrand in die Tiefe gerückt.

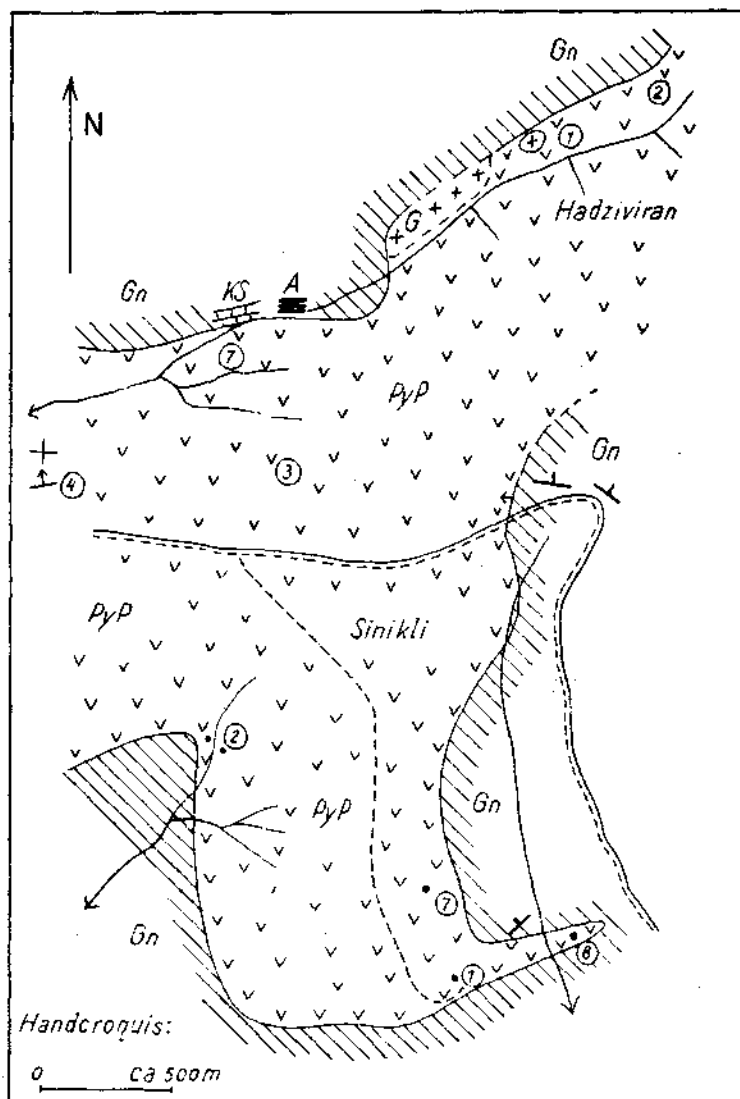


Abb. 73. Serpentin- und Chromerzvorkommen von Sinikli (Ostthrazien).

PyP = Pyroxenperidotit-Serpentin, G = Gabbro, Gn = Gneis, KS = krist. Kalkschiefer, A = Amphibolit. — Ziffern im Kreis = Chromerzvorkommen.

Der Verband mit kristallinen Gesteinen der Meso- und Katazone ist allen Serpentinorkommen dieses Zuges eigen, auch daß sie in einer intensivst gestörten Gebirgsregion liegen. Hinsichtlich petrographischen Innenbau, Art der Chromerzführung und chemischer Zusammensetzung des Chromitmoleküls sind sich besonders Golemo Kameniane und Sinikli ähnlich, Soufflion fällt etwas heraus durch reichlichere Einschaltung von Dunit und damit in Zusammenhang durch chromreicheres Chromitmolekül. Allen gemeinsam ist wieder der Grad von Dynamometamorphose, der Teile, besonders Randteile der Serpentinmassive, unterlegen sind. Hiezu tritt die Einwirkung weiträumig verbreiteter granitischer Injektionen.

Die regional-tektonische Bedeutung des breiten Störungstreifens, in dem die Serpentine von Golemo Kameniane bis Soufflion einbezogen sind, ist aus der heutigen geologischen Kenntnis und dem Stande der geologischen Kartenaufnahme des Rhodopegebirges noch nicht ersichtlich. Es ist immerhin auffallend, daß in Ostbulgarien die weiter westlich von Golemo Kameniane gelegenen Peridotitmassive im Bereiche Kirkowo ruhigere Lagerung, beträchtliche Dunitanteile im basischen Massiv und durchwegs chromreichen Chromit aufweisen. Möglicherweise ist in dem Serpentinzuge Golemo Kameniane—Sinikli—Soufflion eine der Vardarzone ähnliche, durch junge Gebirgsbewegungen verstümmelte alte Förderspalte basischer Gesteine zu sehen.

Der N-Rand des Siniklimassivs, an der von Krumovgrad (Kuschukavak) in Bulgarien über die griechische Grenze nach S führenden Kriegstraße schön erschlossen, erweist sich als Störungsrand mit breiter Mylonitzone, an helle Muskowitgneise stoßend. Tektonische Durchwirkung haben Kristallinspäne auch inmitten des basischen Massivs gebracht. Im Profile Golemo Kameniane nach Sinikli ist ein Gewoge von gefalteten und geschuppten Bändermarmoren, Amphiboliten und Paragneisen zu sehen, durchzogen von aplitischen Injektionen und granitischen Durchbrüchen, z. T. ebenfalls vergneist, die Injektionsgesteine manchmal bis zu Migmatit gesteigert. An einigen Kontaktstellen des Peridotitmassivs ist ein Grenzamphibolit entwickelt.

Die Hauptmasse des Peridotitmassivs ist von Pyroxen führendem Serpentin eingenommen, mitunter gut gebankt, und auch dort noch als Pyroxen führend erkennbar, wo weitgehende Metamorphose ihn umgestaltet haben. Es herrscht keine lebhaftere Differentiation in andere basische Gesteinsabarten, Gabbro ist wenig ausgedehnt und nicht häufig, etwas reichlicher tritt Pyroxenit in kleinen Schlieren auf. Randlich des Serpentinbereiches Hadziviran zu Gneis ist ein etwas ausgedehnteres Gabbromassiv vorhanden. Reiner Dunit ist wenig verbreitet, nur auf kleine Flächen beschränkt und dann mit Chromerzvorkommen verbunden. In feiner Nuancierung ist manchenorts die Pyroxenföhrung des Peridotits zur Entwicklung gekommen, indem pyroxenreiche und pyroxenarme Lagen schichtig wechseln. An solchen Stellen, beispielsweise im Tale, das den Bereich Hadziviran durchschneidet, ist eine solche magmatische Kleinschichtung, flach gelagert, in ausgezeichneter Weise erschlossen (Abb. 140); wie kaum an einer anderen Stelle in Sinikli und auch kaum so schön in anderen metamorphen Serpentinegebieten des Balkans sind hier die verschiedenen Grade der Umwandlung des Serpentinegesteins zu Hornblendeserpentin, Antigorit- und Chloritserpentin, Talkschiefer, Talkkarbonatfels, reinem

Chloritfels in eindringlicher Weise zu studieren. Asbestbildung ist nicht gerade häufig, in einem Falle etwas reichlicher aufgedeckt am Weg von der Hauptstraße nach Hadziviran, im Liegend eines Granat führenden Chloritschiefers, derben Chromerzkeil in Peridotit begleitend.

Leider ist unser schönes Sammlungsmaterial — die Untersuchung wurde im Sommer 1944 gemeinsam mit E. CLAR durchgeführt — ebenfalls durch Kriegseinwirkung verlorengegangen. Ich muß mich darauf beschränken, die im Felde gewonnene Skizze aus dem gebankten Abschnitt bei Hadziviran in einer Abbildung (Nr. 140) wiederzugeben, ohne die Einzelheiten mit Dünnschliffbefunden belegen zu können, und hiezu zu bemerken: Pyroxen reiche und an ihn arme Lagen wechseln in dünnen Bänken; dazwischen sind Pyroxenitlagen eingeschaltet, Gabbropegmatite kommen gangartig hoch und breiten sich lagenartig zwischen den Bänken aus; Hornblendesprossung ist schon mit freiem Auge wahrnehmbar, in farblosen Nadeln, mitunter Bankungsfugen kreuzend, denn gerade die hier ins Auge gefaßten Aufschlüsse von Hadziviran sind abseits der Erscheinungen besonders intensiver Dynamometamorphose und weisen gut erhaltene Bankung auf. An dem in Abb. 140 dargestellten Aufschluß ist bemerkenswert, daß eine im Keime steckengebliebene Querabsonderung durch Pyroxenpflasterung angedeutet ist.

Über die Chromerzföhrung ist wenig auszusagen. Der Chrombergbau ist ganz jungen Datums, erst 1943/44 ins Leben gerufen. Bisher sind durchwegs nur Kleinvorkommen aufgedeckt worden. Die Kartenskizze (Abb. 73) zeigt ungefähr die Verteilung der Chromitlagerstätten an, die Vorkommen bevorzugen doch eher die Ränder des Serpentinmassivs. Eine ungewohnte Erscheinung ist die manchmal größere Teufenerstreckung als die nachgewiesene Streichausdehnung der Lagerstätte. In dieser und auch in anderer Beziehung besteht Ähnlichkeit mit dem Vorkommen Gomati auf der Chalkidike: Auflösung in schollige Erzführung, geringe Mächtigkeit, chromarmes Chromitmolekül, wenig Dunit.

Beispiele einzelner Aufschlußpunkte (siehe Abb. 73):

Nr. 2. Eine engbegrenzte Dunitscholle im Pyroxen-Peridotit mit zwei engbenachbarten Chromitabzissen, durch Störung getrennt; hier zeigt sich auch ovoide Erzstruktur des Chromits; ferner Hydromagnesit und Aragonit als junge Kristallüberkrustung.

Nr. 8. Erzschollenzug im stark gestörten, zu Talkschiefer verwandelten Serpentin am Gneiskontakt.

Die N-Grenze des Serpentin von Hadziviran weist starke Durchbewegung und metamorphe Gesteinsumprägung auf, Auftreten von Talkkarbonatfels und Talkschiefer als umgewandelter Serpentin am Gneiskontakt; auch diese Zone birgt kleine, unbedeutende Chromitvorkommen, mechanisch stark versehrt.

b) Soufflion an der Maritza.

Die Peridotitzone westlich des Maritzaflusses bei Soufflion steckt in einem Verband von Altkristallin. Profile habe ich 1937 [6] veröffentlicht und wiederhole dieselben hier.

Die griechische Stadt Soufflion, Sh. 18 m, hart an der griechischen O-Grenze gegen die Türkei gelegen, breitet sich am rechtsseitigen Ufer der Maritza in der Alluvialebene aus und steigt noch an den Böschungsrand eines langwelligen plateauartigen Tertiärhügellandes (Sh. 120–150 m) empor. Die Tertiärlandschaft zu beiden Seiten des Maritzaflusses reicht bis an die Ägäis und bildet ein Vorstufenland des Ägäiseinbruches. Das Tertiärprofil am W-Ufer der Maritza setzt sich aus Mergeln, Sandsteinen und Tegeln zusammen; flach ostfallend, doch im W in Anlehnung an das

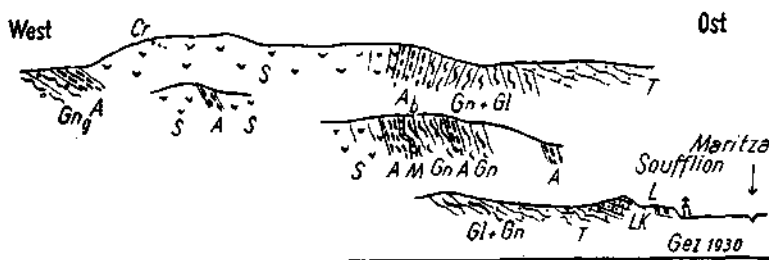


Abb. 74. Die Lagerungsverhältnisse des chromerzführenden Peridotitmassivs bei Soufflion (Thrazien) in Ostgriechenland (nach Hiesleitner [6]).

S = Peridotit-Serpentin, *Cr* = Chromerzvorkommen Grube Barbara, *A* = Amphibolit, z. T. feldspat- und granatführend, *Ab* = Bänderamphibolit, *M* = 0,5 m stark gequetschtes relikartiges Marmorband in Amphibolit, *Gn + Gl* = Zweiglimmergneis und Glimmerschiefer mit Lagenquarz, *Gng* = helle granatf. Gneise, *T* = tertiäre Tone und Sande, *LK* = Leithakalk, *L* = Lehmterrasse.

Grundgebirge etwas steiler aufgerichtet und gefaltet. Nach BONCHEFFs Karte haben die Schichten oligozänes Alter. Gegen die Maritza zugekehrt, oberhalb Soufflion sitzt den Oligozänschichten eine Kappe von reichlich fossilführenden Korallen- und Bryozoenkalken auf, dem Leithakalk vergleichbar und wohl miozän. Im Böschungsabfall zur Maritza ist eine alte Flußkerbe als diluviale Lehmterrasse in Sh. 80 m auffällig.

Im Tertiärland südlich von Soufflion sind Erdölfunde bekannt, die bereits Bohrungen nach sich zogen. Auch jungvulkanische Gesteine, Liparite und Tuffe, treten dort in Erscheinung.

Aus dem Tertiärhügelland steigt im W von Soufflion das Grundgebirge mit NNO—SSW verlaufendem Böschungsrand zu dem niedrigen Gebirgszug Muskata Jajla (Freitag'sche Karte der Balkanhalbinsel 1 : 1,250.000) heraus; er schließt das Chromerz führende Serpentinegebiet ein; dessen höchste Erhebungen betragen ungefähr 300 m, vielfach ist auch im Grundgebirge noch der Plateaucharakter mit Niveau Sh. 250—280 m erhalten. Das Gesteinsstreichen des Grundgebirges ist mit seinem Böschungsrand ungefähr parallel NNO—SSW. Die Entwässerung erfolgt durch OSO gerichtete tiefeingeschnittene Bachschluchten, teilweise canonartig aus dem Grundgebirge in die Tertiärlandschaft austretend.

Der 1—2,5 km breite Zug von Peridotitserpentin ist beidseits von schmalen Amphibolitstreifen eingefaßt; die Amphibolite sind teils Feldspat führend, bzw. Zoisit und auch Granat führend, teils als reine Hornblendefelse ausgebildet. Die Amphibolitstreifen folgen konform dem Grundgebirgsstreichen. Am O-Rand stehen die Amphibolite mit Gneisen und Glimmerschiefern in Verband, helle glimmerreiche Muskowit- und Biotitgneise, die Glimmerschiefer mit reichlich Quarzlagen, auch Granat führend. Grobschuppige Glimmerausbildung ist in Grenznähe zu Amphibolit auffallend. Das durchschnittliche Fallen im Kristallin geht mäßig steil nach etwa 205°, steiler bis überkippt in Annäherung an die Amphibolite und den Peridotitserpentinzug.

Den unmittelbaren Kontakt zu Serpentin nimmt stets Amphibolit ein, massig oder bänderig. Vereinzelt wurde Amphibolit auch innerhalb der

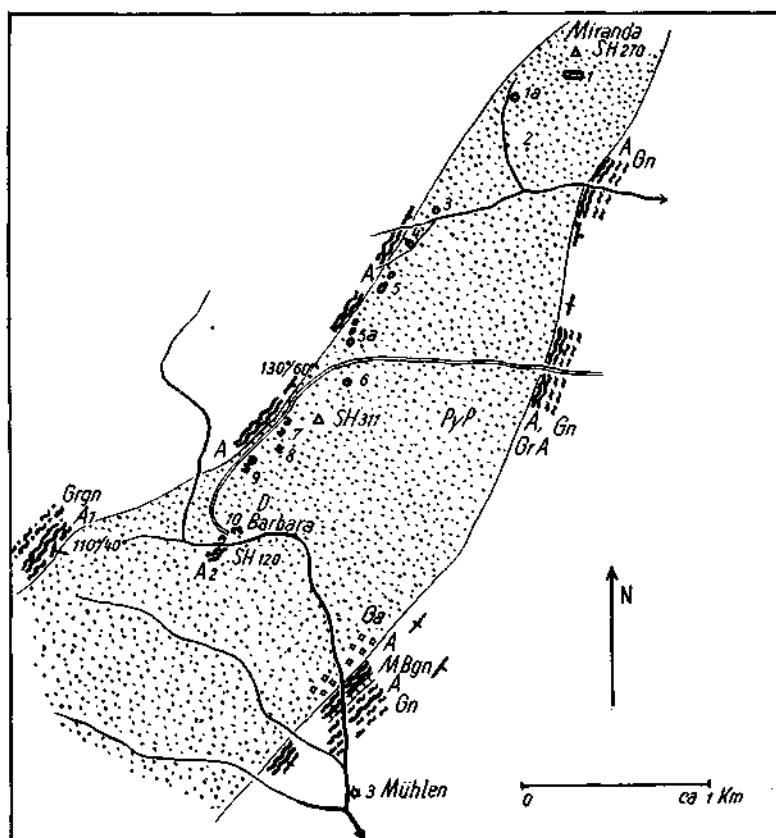


Abb. 75. Chromerz führender Peridotitzug von Soufflion in Ostthracien.

Punktirt: Peridotit i. a. (*D* = Dunit, *PyP* = Pyroxenperidotit, beide nur lokal angedeutet), *Ga* = Gabbro, 1–10 = Chromerzlagertstätten, *A*, *A*₁ = Grenzamphibolit, *A*₂ = Hornblendefels innerhalb Peridotitzug, *GrA* = Granatamphibolit, *Bgn* = Biotitgneis, *M* = Marmorband, *Gn* = helle Gneise mit Quarzlagen, *Grgn* = Granatmuskowitgneise.

Gneis-Glimmerschiefer-Serie des O-Randes (Abb. 74) gefunden: in einem schön erschlossenen Kontakt zeigt sich Granat führender Feldspat-Amphibolit, begleitet von einem dünnen, 0–5 m starken Marmorband von Gneisen eingeschlossen; der Marmor macht den Eindruck korrodierter Kontakte von der Amphibolitseite her und ist wohl als Restbestand einer aufgesogenen, ursprünglich breiteren Kalkbank zu deuten. Einen Amphibolit-Marmor-Aufschluß gleicher Art habe ich aus dem Profil Ljubotengipfel–Kačanik in Mazedonien beschrieben.

Zwischen Peridotit und Amphibolit bestehen Anzeichen starker Durchbewegung. Der Peridotit selbst ist am Rande geschiefert und zu einem Antigoritserpentinstreifen verwandelt. Auch die übrige Metamorphose hat sich am O-Rand stärker ausgewirkt und reicht in ihren Erscheinungen an jene der Serpentinumwandlung in Golemo Kameniane in Ostbulgarien,

sowie im benachbarten Sinikli heran. Alle diese Vorkommen gehören der gleichen in WNW-Richtung aufeinanderfolgenden Reihung von Serpentin-vorkommen an.

Der W-Rand des Peridotitmassivs wird gleichfalls von bänderigem Amphibolit eingenommen, der die Peridotite flach unterteuft. Im Habitus von den Amphiboliten der O-Grenze etwas unterschieden, feinkörniger, sind es auch hier Granat führende oder Granat freie Zoisitamphibolite und Hornblendite: die Profilverquerung wurde nur an einer Stelle weiter nach W ins Liegend der Amphibolite ausgedehnt, wobei knapp am Kontakt helle Granat führende Gneise, dem bloßen Auge gepreßten Pegmatitschiefern ähnlich, angetroffen wurden. U. d. M. hat sich dieses Gestein als Granat-Quarzfels erwiesen, ähnlich dem auch im äußeren Habitus gleichenden Granat-Quarz-Glimmerschiefer, der am Kontakt der pyroxenitischen Grenzzone des Kran Mahale-Serpentins (bei Saloniki) zu Gabbro erscheint, mit dem Unterschied allerdings, daß dort die Granatsprossung z. T. auch posttektonisch erfolgte, hier stets noch von Tektonik ergriffen wurde.

Soufflion — Dünnschliffbefunde.

Chloritserpentin (Nr. 25): Chlorit (Pennin), großstengelige farblose Hornblende, randlich chloritisiert, Talkbildung als Jüngstes säumt Hornblende und Erz; Chromit und sek. Magnetit, Antigoritserpentin (Nr. 26), z. T. in wirrschuppigen Aggregaten, z. T. mit Resten von Gitterstruktur.

Hornblendefels bei Barbara inmitten des Massivs (Nr. 27): unregelmäßiges Balkengefüge Hornblende c=bläulichgrün, a=gelblichgrün, b=graugrün, c/c=17–20°, vereinzelt Epidotkörnchen.

Amphibolit der Ostseite (Nr. 24): Zoisitamphibolit, Epidotkörner, ferner (Nr. 22) stark mylonitisch, reichlicher Epidot und Titanit.

Heller feinkörniger Gneisschiefer in Verband mit Amphibolit (Nr. 28): Körnerstreifen Quarz, chlorit, Glimmer, Epidot.

Nr. 19: Chloritfels (im Serpentin) aus büscheligen Garben von leuchtenbergitischem Pennin mit anomalen metallischen, graugrünen, Interferenzfarben (Photoabb. 35).

Heller, feinkörniger Grünschiefer in Verband mit Amphibolit (Nr. 28): Körnerstreifen Quarz, chlorit, Glimmer, Epidot, randlich chloritisiert, saure Plagioklasse, Magnetit, Ilmenit, blaßbrauner Granat, vereinzelt Apatit, Klinozoisit.—Nr. 21: Grobkörniger Muskowitgneis der gleichen Serie: Mineralbestand ähnlich dem vorigen, stark durchbewegt, Granat prätektonisch mit verdrehtem si (Abb. 141).

Eine innere Gliederung des Serpentinzuges von Soufflion nach Gesetzmäßigkeiten des magmatischen Lagerbaues ist wahrscheinlich vorhanden, doch nicht genauer untersucht worden. Meine Feldbegehungen dieses Gebietes sind 1931 erfolgt, liegen also weit zurück, damals waren mir die Erfahrungen in den mazedonischen Chromerzrevieren noch nicht zu den späteren Erkenntnissen gereift.

Zwar ist auch Soufflion ähnlich wie Sinikli und Golemo Kameniane in der Hauptsache aus Pyroxen führendem Peridotit, hier Harzburgit, aufgebaut, aber Dunitzonen sind hier ausgedehnter, im Streichen des Massivs eingeordnet und gleichzeitig mit Chromerzföhrung an die Nähe des W-Randes gebunden; Gabbrozonen erscheinen am O-Rand. Innerhalb des Peridotitmassivs ist Schlierenausfall von Pyroxenit verbreitet, gehäuft am W-Rand.

Die Metamorphose der Randgesteine wurde bereits erwähnt. Am O-Rand ist sie weitgehend vorgebracht. Immerhin bestehen auch dort Saussuritgabbros mit frischem monoklinem Pyroxen neben Zoisitamphibolit und Granatzoisitamphibolit. Die Antigoritschiefer des O-Randes nähern sich in Durchbewegungszonen mitunter dem Aussehen von feinen

blättrigen Serizitschiefern. Chlorit-Hornblende-Serpentin hat Übergänge zu reinem Chloritfels, mit Kristallen von Magnetit und Ilmenit. Asbestbildung ist nicht gerade häufig.

Die Silifizierung des Serpentin der Kote 315, Bildung von rotem Hornstein, ist Metamorphose, bzw. Metasomatose jüngerer Datums, in Zusammenhang mit einer tertiären Altfläche.

Die Chromerzföhrung des Peridotits verteilt sich in auffallendem Maße auf den W-Rand, der von Amphibolit unterteuft ist, was auf einen ursprünglichen Basischarakter als Liegendzone schließen läßt. Mit wenigen Ausnahmen sind es Klein- und Kleinstvorkommen. Die größeren Vorkommen stehen auch mit ausgedehnten Dunitonen in Verbindung und dort sind neben Derberz auch scharf ausgebildete Sprenkelerz-Schlierenplatten als auch Leopardierz vertreten (Analysen Tabelle 1). Zur Schurfgruppe 8 (Abb. 75) gehörig, ist der Aufschluß eines mehr massigen, wenig gestreckten Hornblendefelses mitten im Serpentinegebiet bemerkenswert; nur wenig vom Amphibolitdach entfernt, durch eine dünne Lage schiefrigen Serpentin getrennt, ist eine flözartige Ausbreitung einer dünnen derben Chromerzlage im Serpentin entwickelt.

Im einzelnen sind die auf der Abb. 75 vermerkten Aufschlußpunkte von Chromerz noch wie folgt zu kennzeichnen: 1–6 sind kleine linsenförmige Erzkörper, z. T. an 40% Cr_2O_3 herankommend, eingeschichtet in schiefrigen Serpentin gleichlaufend mit dem Massivrand.

7 barg einen größeren Sprenkelerzkörper (800 t Inhalt) knapp am Amphibolitkontakt, die Reste zeigen bänderiges Sprenkelerz, auch Leopardierz.

8, unter einer Scholle von Hornblendefels mitten im Dunit die schon erwähnte flözartige Chromitlage.

9, kleine Erzkörper in stark gestörter Zone.

10, Gruppe Barbara. Zwei plattenförmige Sprenkelerzkörper, mehrfach unterbrochen, in mehreren Horizonten beschürft, Nebengestein dichter grüner Dunit, randlich gelbbraun, verwitternd, wie es z. B. auch für Belikanen im Raduschagebiet typisch ist. Streichrichtung der Schlierenplatten ist unabhängig vom Grenzverlauf des Massivs, es liegt steiles Einfallen nach 60° und 240° vor. Das Sprenkelerz hält als solches 20–35% Cr_2O_3 , das Sprenkelerzkorn ist reich, mit günstiger Konzentratausbeute, Konzentraterz erreicht nahe 50% Cr_2O_3 .

11, Erz als scharfeckig grobkörniges Kristallagglomerat, innig mit Serpentin verwachsen.

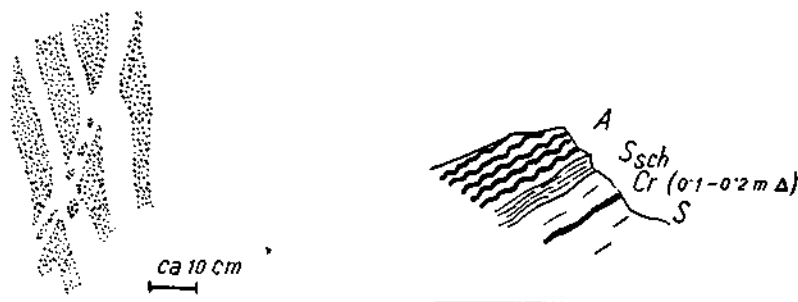


Abb. 76. Skizzen aus den Chromerzaufschlüssen von Soufflion.

a) Grube Barbara: Dunit, länger flüssig, in Sprenkelerzansammlung eindringend und diese zerteilend. b) Aufschluß Nr. 8: Lagerartige Chromerzföhrung Cr konform zur Amphibolitscholle A mitten im Serpentinegebiet. S = mäßig schiefriger Serpentin, Ssch = Serpentinsschiefer.

Der Größenumfang der bisherigen Ausbeute (1931) im Chromrevier von Soufflion erreichte einige 1000 t. Der Betrieb wurde bald nach 1931 eingestellt.

11. Die Chalkidike.

(Tafel III)

Die jüngste Darstellung der basischen Gesteinszüge auf der Chalkidike und kurze Kennzeichnung ihrer Chromerzführung ist in der gemeinsam verfaßten Studie HIESSLEITNER und CLAR [269] niedergelegt, wo auch die Ergebnisse unserer geologischen Kartenaufnahmen von dem in Betracht kommenden Ausschnitt der Chalkidike enthalten sind. Die Früchte der von mir schon Jahre vorher mit Erfolg geübten, in die Feingliederung der balkanischen basischen Massen vordringenden geologischen Detailaufnahmsarbeit in Serpentin- und Chromerzgebieten fanden auf der Chalkidike ihre weitere Reife und führten zu schönen, überzeugenden, weit über die Chalkidike hinaus auch noch in den mazedonischen Raum zurückstrahlenden Ergebnissen; diese fanden in ihrer ersten Gestaltung in der vorerwähnten Studie erstmalig Niederschlag. Im allgemeinen Teil der nun hier ins Werk gesetzten Untersuchung, in den Abschnitten, welche die Genesis der Chromitlagerstätten und innere Zonengliederung der basischen Massive behandeln, werden die wesentlichsten Erkenntnisse, welche unserer Chalkidikearbeit entsprungen sind, in weiter ausgreifenden Zusammenhängen nochmals herausgestellt und da und dort zu vertiefen versucht.

Für die Kennzeichnung der örtlichen Verhältnisse der Serpentin-vorkommen auf der Chalkidike und ihrer Chromerzlagerstätten sollen in diesem Abriß nur knapp die allgemeinen geologischen Bedingungen wiederholt werden.

Die geologische Aufnahme von K. OSSWALD, 1938 [292] östliches Blatt, Saloniki, reicht nur wenig südlich dieser Stadt, so daß der größere Teil der Chalkidike außerhalb fällt; in dem dargestellten nördlichsten Abschnitt der Chalkidike erfahren die Grüngesteine noch keine weitere Gliederung. Eine solche ist natürlich auch in den älteren Aufnahmen von M. NEUMAYR [289] nicht enthalten. Petrographische Einzelheiten der Chalkidike, sowohl aus dem Peridotit- und Gabbrogesteinen, als auch aus ihren Hüllserien sind frühzeitig, 1878, von F. BECKE [254] an Material der Aufsammlung von BITTNER, NEUMAYR und TELLER [256, 289] behandelt worden.

Der westliche Peridotitzug der Chalkidike setzt unmittelbar östlich Saloniki in NW—SO-Richtung quer durch das Kernland der Halbinsel und streicht bei Ormiglia im Golf von Kassandra ins Meer aus. Dieser Peridotitzug, begleitet von Gabbro, Pyroxenit, Diabas, stellt die Fortsetzung des nach K. OSSWALD mit „Doiran-ast“ der Vardarzone bezeichneten basischen Gesteinszuges dar, entlang des O-Randes der Vardarfurche aus Mazedonien herüberstreichend. Bereits bei der vorhergehenden Darstellung der Chromerzgebiete von Valandovo und Lojane in Mazedonien habe ich hingewiesen, daß diese Chromerz führenden Serpentinabschnitte in Fortsetzung des Chalkidike-Serpentins liegen. Nachdem die innere Zonengliederung sowie die eigenartige Prägung der Chromerzlagerstätten dieses Serpentinzuges ihren bezeichnendsten Ausdruck auf der Chalkidike und hier bei Ormiglia finden, schlage ich vor, und bitte um Zustimmung von K. OSSWALD, diesen östlichen Serpentinzug der

Vardarzone nach seinen — vorläufigen — Endgliedern als „Lojane-Chalkidike Serpentinzug“ oder kurz „Chalkidike-ast“ der Vardarzone bezeichnen zu dürfen.

Der Chalkidike-ast der basischen Gesteinsstreichen in der Vardarzone zeigt einen ausgeprägten inneren Zonenaufbau, einen primärmagmatischen Schichtungsaufbau, sich in petrographischer Hinsicht offenbarend durch eine der Streichrichtung konformen Gliederung in steil übereinandergetürmte oder mit meist steiler Begrenzung aneinanderstoßende Züge von Pyroxenperidotit, Dunit, Gabbro, Pyroxenit, Amphibolit und Diabas. Ein Dunitzug darin ist durch flözartige Ausbildung der Chromerzlagerstätten ausgezeichnet, welche in gleichem Streichen und Verflächen des magmatischen Lagenbaues eingeordnet liegen.

Die Beschreibung des Schichtprofils dieses magmatischen Lagenbaues wird bei den Einzelbeschreibungen der Serpentin- und Chromerzvorkommen der Chalkidike vorgenommen, für die zusammenfassende Kennzeichnung und ihre Ausblicke wird auf die Abschnitte des allgemeinen Teiles verwiesen; dort auch Abb. 134.

Außer dem „Chalkidike-ast“ birgt die Halbinsel noch weitere Serpentin-vorkommen, auch Chromerzlagerstätten. Näher dem O-End der Chalkidike, in den Golf von Ajon Oros (Athos) mündend, ist ein zweiter Peridotit-zug entwickelt, unmittelbar in Kristallinverband steckend, ohne ausge-dehntere Begleitung verwandter basischer Gesteine und auch bisher keinen hervorstechenden Lagenbau verratend. Dieser Peridotitzug, nach der Ortschaft Gomati von uns als „Gomati-Zug“ benannt, ist allerdings trotz bedeutender flächenhafter Ausdehnung, infolge reichlicher Waldbedeckung — Föhrenbestände — der Detailbeobachtung weniger günstig zugänglich als die westlichen Serpentine, wo auch dichtes Macchiagestrüpp die feineren morphologischen Unterschiede nicht gänzlich zu verbergen vermag.

Zum Gomatizug, der in seiner genauen N-Grenze nicht festgelegt wurde, sind noch die Serpentin-schollen bei Stajira an der Straße von Stratonion nach Arnea zu zählen, ebenso wohl die auf der OSSWALDschen Karte angegebenen Vorkommen bei Nigrita.

In der Folge werden zuerst die einzelnen Abschnitte des „Chalkidike-astes“ von Saloniki nach Ormiglia näher dargestellt, u. zw. Kran Mahale und Sedes östlich Saloniki, ferner Wafdos und Ormiglia.

a) Kran Mahale und Sedes. Im Jahre 1931 habe ich die geologische Aufnahme des Gebietes von Kran Mahale in einer Studie über griechische Magnesite veröffentlicht [66]. Diese Karte birgt bereits eine Reihe wichtiger Feststellungen, die 1943 bei den mit E. Clar gemeinsam ausgeführten Begehungen bestätigt und durch die Ausdehnung der Begehungen auf die Gesamtheit der Serpentin-vorkommen der Chalkidike erst ins rechte Licht gerückt werden konnten. Die Karte aus 1931 mit einzelnen unbedeutenden Änderungen, doch unter Herausstellen jetzt der Chromvorkommen hier nochmals gebracht (Abb. 77), zeigt bereits die Gliederung in eine breite Zone von Peridotitserpentin, nordöstlich anschließend eine bald an- bald abschwellende Pyroxenitzone und daran nach außen grenzend eine gabbro-dioritische, besser gabbroide Zone, von der bereits auf der Karte seinerzeit hervorgehoben wurde, daß sie durch Übergänge und gemeinsame Verschieferung mit der anlagernden Kristallinzone metamorph verbunden ist.

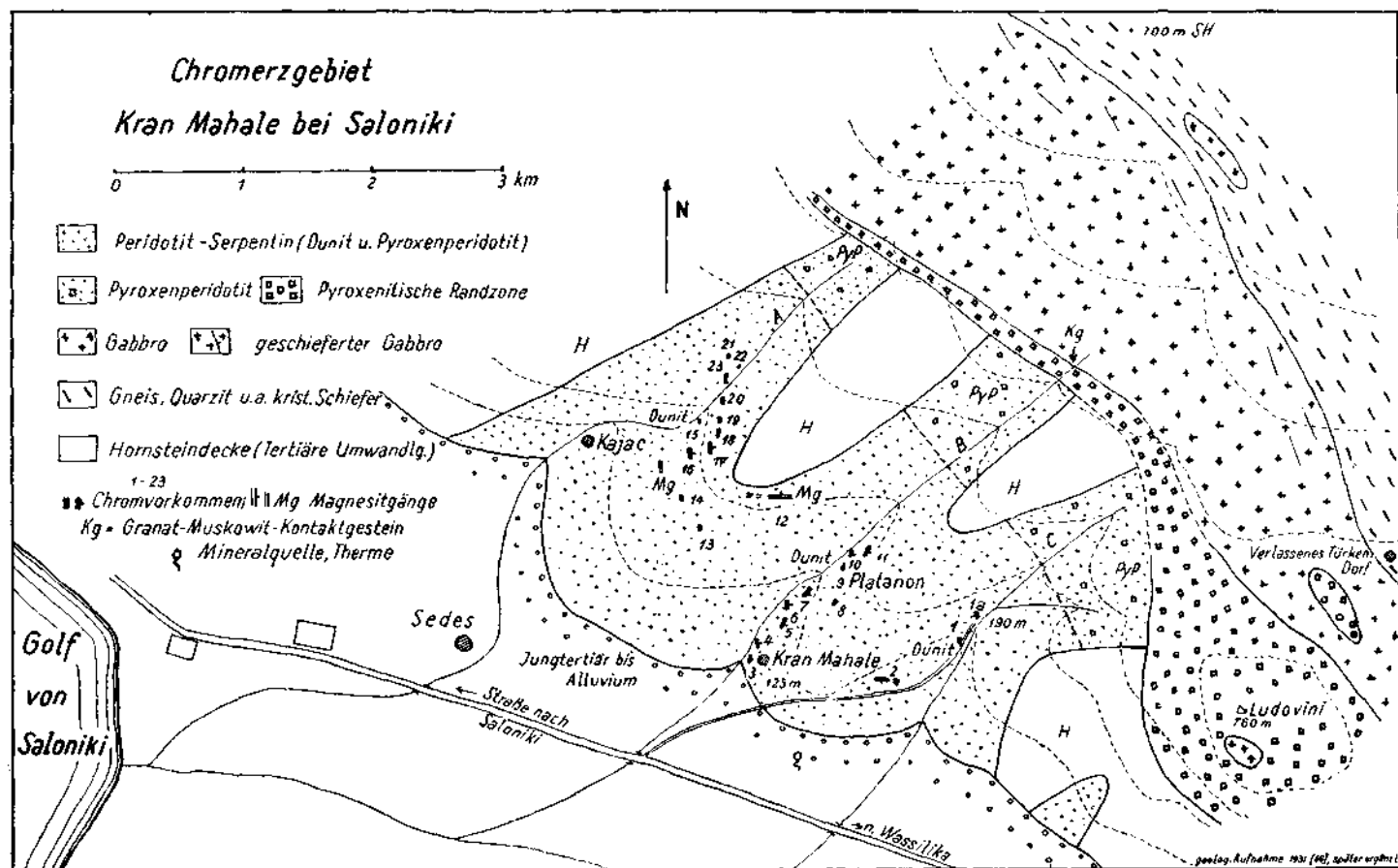


Abb. 77. Chromerzgebiet Kran Mahale bei Saloniki.

Die Aufspaltung der Peridotitzone in Pyroxenperidotit und Dunitgestein wurde freilich auch damals beobachtet, ebenso auch fallweise Verbreitung flözartiger Chromitvorkommen, doch beides noch nicht in Beziehung zu groß angelegter innerer Zonengliederung gebracht.

Im Jahre 1943 sind E. Clar und ich erst nach dem Besuche von Ormiglia und Wafdos, wo uns die Gesetzmäßigkeit von Innenbau des Chalkidike-astes überzeugend klar wurde, nach Kran Mahale gekommen, und da war es erfreulich, wie sich das schon 1931 gewonnene geologische Einzelbild in ausgezeichneter Weise in den nunmehr erkannten Gesamtbau einfügen ließ. Das von uns gegen Sedes und Galatista erweiterte Kartenbild ist aber ebenfalls noch bedeutender Detailverbesserung fähig, da uns damals leider u. a. geeignete Kartengrundlagen, aber auch die noch nicht durchgeführte Schliffauswertung fehlten, letzteres in diesem Bereich besonders fühlbar.

Die kristallinen Gesteine. Den Verband des Serpentin von Kran Mahale und seiner basischen Sippe bestreiten Paragesteine der Kata- und Mesozone, Muskowitgneise, Glimmerschiefer, Quarzchloritschiefer, Feldspat-Chloritschiefer, quarzitisches Gesteine.

Die basischen Gesteine: die Diabase, Fleckendiabase, Diabasschiefer und Chloritphyllite knapp am O-Rand der Stadt Saloniki, dort in großen Steinbrüchen eine der Baustoffquellen der Stadt ausmachend, gehören — wenn nicht gar älter — dem Liegendsten der basischen Serie von Kran Mahale an, diese in nordwestlicher Fortsetzung anscheinend auf eine Strecke zur Gänze vertretend. Das Schicht- oder Schieferungsverflächen der Diabase ist fast rein nördlich gerichtet, als Ausdruck örtlicher Abbiegung oder doch einer beträchtlichen Störung. Nach W grenzen die Diabase an marmorartige Kalke und phyllitische Gesteine von paläozoischem Habitus.

Eine Verbindung dieser Diabasmassen mit dem in seinen Aufschlüssen weit nach S vorstoßenden Diabasmassiv von Djevgelija zu suchen, ist ebenfalls naheliegend. Dann aber wäre engere Bindung an den Chalkidike-ast weniger wahrscheinlich, ist doch der Valandovo-Serpentin vom Djevgelija-Diabas durch eine breite Kristallinzone getrennt, die bei Saloniki fast völlig reduziert erscheinen würde.

Die Aufsammlungen von der Chalkidike aus den Jahren 1943 und 1944 gingen leider unter den Kriegswirren Herbst 1944 verloren, so daß sich die Dünnschliffprüfung auf mein älteres Sammlungsmaterial stützen mußte. (Siehe auch F. BECKE [254], zitiert unter Dünnschliffbefunden von Wafdos.)

Es ist auffallend, daß in der Profilrichtung von Saloniki zum Langbanas-See die breite basische Zone bis auf wenige Grünschieferausbisse anscheinend fehlt oder stark verengt ist; allerdings entzieht auch Tertiärbedeckung vielfach die Einsicht. Wahrscheinlich aber ist auch eine andere Ursache vorhanden, in O—W-Störungen des Ägäisabbruches zu suchen, wenn nordwestlich Kran Mahale die basische Zone etwas nach W gerückt vermutet wird und westlich unter junger Bedeckung verborgen bleibt.

Wird die Grünschieferzone von Saloniki unmittelbar als Glied des Chalkidike-astes gerechnet, so haben wir im Querprofil von Kran Mahale nach O die Aufeinanderfolge Diabas, Dunit und Pyroxenperidotit nicht streng durchlaufend gegliedert; größere Regelmäßigkeit verrät erst die

östliche zusammenhängende Pyroxenperidotitmase, welche vermittelt einer pyroxenitischen Grenzzone an einen breiten Gabbrostreifen stößt. Letzterer durchwirkt nach außen bereits die Kristallinsere und ist randlich mit ihr gemeinsam verschiefert. Das Einfallen der basischen Serie erfolgt steil bis mittelsteil nach NO, in ungefähr gleicher Richtung verläuft auch die Randschieferung des Gabbros.

Für das Gebiet von Kran Mahale und wohl auch noch für Wafdos hat es den Anschein, als wäre An- und Abswellen der Breite der pyroxenitischen Randzone nicht durchwegs ein magmatisch-schichtiges Phänomen, sondern auf Durchbruchsäußerungen, Raumwegnahme von Seite des nur wenig später hochdringenden Gabbros zurückzuführen. Damit in Übereinstimmung stehen vielfach steile Kontaktflächen. Solche zeigt beispielsweise im A-Tälchen der Karte Abb. 77 auch der Grenzpyroxenit zu Peridotit.

Die Gliederung innerhalb der Peridotitzone kann nicht immer scharf durchgeführt werden. Im allgemeinen zeigt sich eine breite Dunitmasse im Liegend mit häufigen Chromerzansammlungen, unregelmäßigen Einschaltungen von Pyroxenperidotit, und darüber im Hangend ein steriler Pyroxenperidotitstreifen. Nach der häufigen Feststellung von mäßig steiler Lagerung flözartiger Chromitkörper als magmatisches Schichtungsphänomen ist für die eigentliche Peridotitzone ein weniger steiles Absinken nach NO anzunehmen, wie es für Pyroxenit und Gabbro den Anschein hat. Doch spielen jüngere tektonische Verstellungen und Selbständigmachen der verschiedenen schweren basischen Einheiten gegenüber tektonischen Einflüssen ebenfalls eine Rolle und können das ursprüngliche Bild verwischen.

In petrographischer Hinsicht von Interesse ist die Feststellung eines grobkörnig-schieferigen, Granat führenden Quarz-Muskowitgesteins an der Grenze der pyroxenitischen Randzone zu Gabbro, vielleicht als migmatitisches Kontaktphänomen des letzteren gegen die zeitlich und stofflich nahe verwandten peridotitischen und pyroxenitischen Gesteine deutbar. Auch hier erweist sich die Granatsprossung prätektonisch ähnlich Soufflion, mit schwach verdrehtem si. Im Dünnschliff zeigt sich eine mäßige Durchbewegung, durch Muskowitsträhne ausgeprägt, wobei aber Muskowit auch die Tektonik überdauert. Skapolith wurde gesucht, doch nicht gefunden.

Kran Mahale (siehe Übersichtskarte). — Aus den Dünnschliffbefunden. Dunitzone Nähe Platanos (Nr. 31): reiner fast nicht serp. Dunit. Olivin in teilweise streifiger Auslöschung, idiomorpher Chromit (Photo-Abb. 23. 2. Teil).

Pyroxenitische Grenzzone im Tälchen A; am Gabbrokontakt gepreßtes Quarz-Muskowitgestein (Nr. 37) mit reichlich Granat, letzterer blaßrosa, z. T. kristallographisch begrenzt, prätektonisch im Muskowitgewebe; Granat umschließt Muskowit und Quarz (Abb. 141); in Zersetzung befindlicher schwach doppelbrechender brauner Epidot (Orthit?), daneben Titanit. — (Gestein in gleicher geologischer Stellung und mit teilweise gleichem Mineralverband, mit ähnlicher Kokardenstruktur des Granats, mit Orthit von pleochr. Höfen begleitet, wurde von Jezerina beschrieben.) — Hintergrund des A-Tälchens: Hornblende-Zoisitgabbro (Nr. 34) in starker Umwandlung.

Tertiäre Tektonik, mit dem Bruchfeld der Ägäis in Verbindung, hinterläßt auch im Serpentinegebiet von Kran Mahale reichlich Einzelspuren. Im besonderen prägt sich ein O—W gerichtetes Störungssystem aus, dessen Klüfte dem nachfolgenden Durchgang von Magnesiakarbonatlösungen Raum für Ausscheidung von Magnesit boten. An anderer Stelle bin ich auf die Magnesitgangspalten von Kran Mahale in Zusammenhang mit dem gesamten

Magnetitproblem der Balkanhalbinsel näher eingegangen. Dort habe ich auch die Hornsteinkappe über Serpentin erwähnt und in Karte und Profil abgebildet. Es zeigt sich, daß das Serpentinegebiet von Kran Mahale einer tertiären Einebnung verfallen war und in Zusammenhang mit dieser Altfläche, von ihr abwärts gemessen auf 30—50 m Mächtigkeit, eine Verkieselung erlitt. Die Verkieselung ist, ebenso wie die Kluftfüllung mit Magnetit, thermalen Ursprungs, jedoch postmagnetisch. Chromerzlagerstätten sind in dieser Verkieselungszone erhalten geblieben. Ähnliches ist in Veluce, Westserbien, zu sehen. Über diese Altfläche breiten sich jungtertiäre-aldiluviale Schotterfächer aus, die mit flach zum Meer abfallenden Schuttkegeln weite Teile des Serpentinegebietes verhüllen.

Die Chromerzföhrung des Serpentinegebietes von Kran Mahale ruft bei flüchtiger Betrachtung wohl den Eindruck einer unregelmäßigen, gesetzlosen Nesterstreuung hervor. Dem ist nicht ganz so, sondern es zeigen sich auch hier Beschränkung von Chromitvorkommen auf dunitisches Begleitgestein, Andeutung von flözartiger Lagerung der Chromitmassen und auch Reihung isolierter Chromitvorkommen zu einer flöznähnlichen, linear-gerichteten Erzverteilung. Im Vergleich zu klaren Baugesetzen von Zonenverband, Nebengestein und Chromitlager gewisser anderer Chromitgebiete sind hier dieselben ordnenden Kräfte, allerdings nur in abgeschwächtem Maße wirksam gewesen. Primäre Unregelmäßigkeit in diesem Verhalten als auch die zahlreichen jüngeren tektonischen Beeinflussungen haben noch dazu die nicht kräftigen Spuren des Chromerz-Flözbaues und seine Einordnung in den gesamtmagmatischen Lagebau stark unterdrückt.

Die Kartenskizze Abb. 77 zeigt die Gruppen der Chromerzaufschlüsse des Tälchens B in kurzen Abständen in einer NO—SW-Richtung aufeinanderfolgen, wobei die Teilaufschlüsse, die Gruppen selbst, doch mehr in NS-Richtung eingestellt sind. Die Aufschlüsse des Tälchens C konnten fast wie der Gegenflügel einer Mulde gedeutet werden. Gegen N finden die genannten Chromerzaufschlüsse vor dem O—W streichenden, weithin ausgeprägten Magnetitpaltengang ein Ende und ihre Fortsetzung dürfte nordwestlich davon in Aufschlüssen des Tälchens A zu suchen sein. In Gesamtheit ergibt sich damit doch ein Bild einer ursprünglich in NNW—SSO-Richtung eingeordneten, mehr minder flözartigen Verbreitung von Chromerznestern, damit zu den übrigen basischen Gesteinsnachbarn einen konformen Verlauf anzeigend.

Der „Flözverlauf“ äußert sich aber nur in geologischem Sinne bei weit ausschauender Betrachtung, selbstverständlich nicht unmittelbar für den Bergmann, der in der Regel weiter seine Nester, Schlieren und Schlierengänge zu verfolgen hat, ohne sich von ihnen viel entfernen zu dürfen. Erst wo größere Aufschlußplanungen begründet werden können, tritt auch die allgemeine geologische Erkenntnis für das Schürfvorhaben ins Kalkül.

Im einzelnen werden die Chromitvorkommen von Kran Mahale-Sedes wie folgt kurz gekennzeichnet.

1. Gruppe von Schlierenplatten Sprenkelerz 0.3—0.6—1.0 m mächtig über eine Länge von 50 bis 60 m, mit Unterbrechungen; tektonisch stark gestört. Verhältnismäßig flach, 20—40° nach 285—310° fallend.

1 a. Dünner Derberzstreifen 230°/40° über 7 m Länge niedersetzend.

2. Im stark verkieselten Serpentin mehrere parallele Erzbänder übereinander, 195°/70° fallend, Einzelmächtigkeit 0.1—0.3 m, im Streichen 12 m anhaltend, mit Störungsbegrenzung, z. T. auskeilend. Grobkristallines massiges Erz z. T.

3. Knapp westlich Dorf Kran, im verflachten Gelände, ein alter Chrombergbau, der zwischen 1890—1900 angeblich 15.000 t Ausbeute gegeben haben soll (mehrere 1000 t scheinen mir nach Lagerstätte und Umfang des Grubenbaues wahrscheinlicher). Gesenkmäßig erschlossen bis etwa 20 m unter Tage. Die Erzführung, in Resten beleuchtbar, flözartig-bänderig bei 0.2—0.3 m Mächtigkeit, ziemlich flach nach SO bis S einfallend. Streicherstreckung 50—60 m. Nebengestein stark verkieselt. Erz sprenkelig bis nahe an derb.

4.—8. Kleine Bänderschlieren oder Schlierengänge, z. T. in frischem Olivinfels.

10. Ein flözartiges Vorkommen, später, 1943 Platanos benannt. Fallen nach 120—140° unter 15—20°, Mächtigkeit 1.5—3.0 m, im Süden Verwurf als Grenze. Bänderiges bis massiges reiches Sprenkelerz, an 38% Cr_2O_3 herankommend. Größenordnung bekannt mit einigen 1000 t, die zum größten Teil ausgebaut sind.

14.—23. Kleine Vorkommen, ungefähr in einer Richtung gelagert, z. T. flach ost- oder südostwärts gerichtetes Einfallen. Reiches Sprenkelerz bis Derberz, auch Leopardierz. Dunitisches Begleitgestein; reichlich Störungen.

Die häufige Erscheinung, daß Chromerz in Magnesitnähe auftritt oder umgekehrt oder gar unmittelbar mit Magnesit zusammengeht, hat selbstverständlich keine genetische Bewandnis. Sondern Spalten reißen eben leicht in Nähe oder am Kontakt von Chromitansammlungen auf und nachfolgend finden Magnesiakarbonatlösungen hier ihren Aufstiegsweg.

Die Vollanalyse eines Chromitkonzentrates, das 1931 aus der Verwaschung der Sprenkelerze hauptsächlich der Punkte 1 und 1a in einer nahe am Meer gelegenen Aufbereitung gewonnen wurde, ergab (Tabelle 1): $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 52.65$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 19.90$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.32$, $\text{MgO} = 10.85$, $\text{CaO} = 2.50$, $\text{SiO}_2 = 1.45$. Glühverlust = 0.33. Der SiO_2 -Gehalt ist auffällig niedrig, der Al-Gehalt ähnlich wie in Lojane im Durchschnitt höher als dem Reicherz in Raduscha eigen ist.

Die Magnesitvorkommen von Kran Mahale finden in meiner Arbeit aus 1931 [66] aber schon früher durch P. KRUSCH in Dammer-Tietze „Die nutzbaren Minerale“ I. Bd. Erwähnung; dort sind auch Hinweise auf die östlicheren Vorkommen, Wassilika, Wafdos usw. zu finden.

Die basische Zone des Gebietes von Kran Mahale streicht nach SO über den Raum Nord Sedes, Ost Wassilika, dann die Talebene südöstlich Saloniki — einstiger Meeresboden der Jungtertiärzeit — verquerend in das Gebirge von Wafdos ein. Die Einzelglieder der basischen Zone sind auch hier kartenmäßig zu verfolgen. Die Chromerzführung hält sich wie auch in Kran Mahale, an den liegendsten Peridotit-Dunitstreifen, welcher den südwestlichsten Rand des Zuges begleitet.

N-therme von Sedes ist, noch in türkischer Zeit, ein Tag- und Grubenbau auf Chromerz im stark verkieselten Serpentin umgegangen, der 1943 wieder belebt wurde (Therme siehe Übersichtskarte Abb. 77).

Die bänderige Chromerzführung ist, nach 260°/30°—50° fallend bei Mächtigkeit ansteigend bis auf 2 m auf 20 m Streichlänge und 12 m Teufe erschlossen.

Nordöstlich Wassilika liegt die Schurfgruppe Wusari, ebenfalls an alte türkische Chromerzbaue anknüpfend.

Der südliche Schurf baut auf eine Art Erzschlauch von etwa elliptischem Querschnitt, 5—10 m² fassend, unter 60° absinkend. Eine flözartige Beziehung zum magmatischen Schichtverlauf der Gesteinszüge ist nicht zu erkennen, eher weiter östlich, wo ein streng ebenflächiges Schlierenband nach 350°/70°—90° fallend, mit wieder aufgenommenen Bauten aus der Türkenzeit erschlossen ist. Dies Vorkommen mit Namen Galarinos, eine schlierengartige Linse von reichem Sprenkelerz darstellend, ist durch eine flache Störung mit Einfallen nach 160° in zwei Teile zerrissen. Der östlich abgesunkene Teil hat in einer —12 m Sohle noch günstige Aufschlüsse erbracht, die in Richtung auf weiter östlich gelegene Ausbisse hinzielen.

Auch der Ausschnitt von Peridotitserpentin zwischen Kran Mahale und Galarinos ist durch reichliche Magnesitführung zumeist in Form von unregelmäßigem Gangnetzwerk ausgezeichnet.

b) Wafdos. Die Serpentinzone von Wafdos übernimmt die Fortsetzung der Serpentinzone von Galarinos und stellt den Mittelteil des chromerzführenden Serpentinzuges Kran Mahale—Ormiglia dar.

Das Dörfchen Wafdos, etwa 10 km Luftlinie von Poligyros, der Hauptstadt der Chalkidike entfernt, befindet sich bereits außerhalb des O-Randes der basischen Züge; in fast 1000 m Sh. am ansteigenden Berghang malerisch gelegen, überschaut es weithin das etwas niedrigere Serpentinland, welches zu einer bewegten Mittelgebirgslandschaft mit Plateauresten geformt ist, zu ausgedehnten Teilen von Macchiagestrüpp bestanden, von steilen jungen Tälern zerschnitten.

Die basischen Gesteine haben unmittelbaren Verband mit mäßig bis hochkristallinen Gesteinen.

Am NO-Rand, im Profilanstieg zum Dorfe Wafdos, zeigen sich sandig phyllitische Schiefer mit Lagermassen von Quarz, dunkle sandige Schiefer und graphitische Quarzite, Chloritquarzit, Chloritschiefer, Biotit führende Feldspat-Chloritschiefer, Aplitgneis, zwischengeschaltet sind Gabbrolagen z. T. massig, z. T. geschiefert.

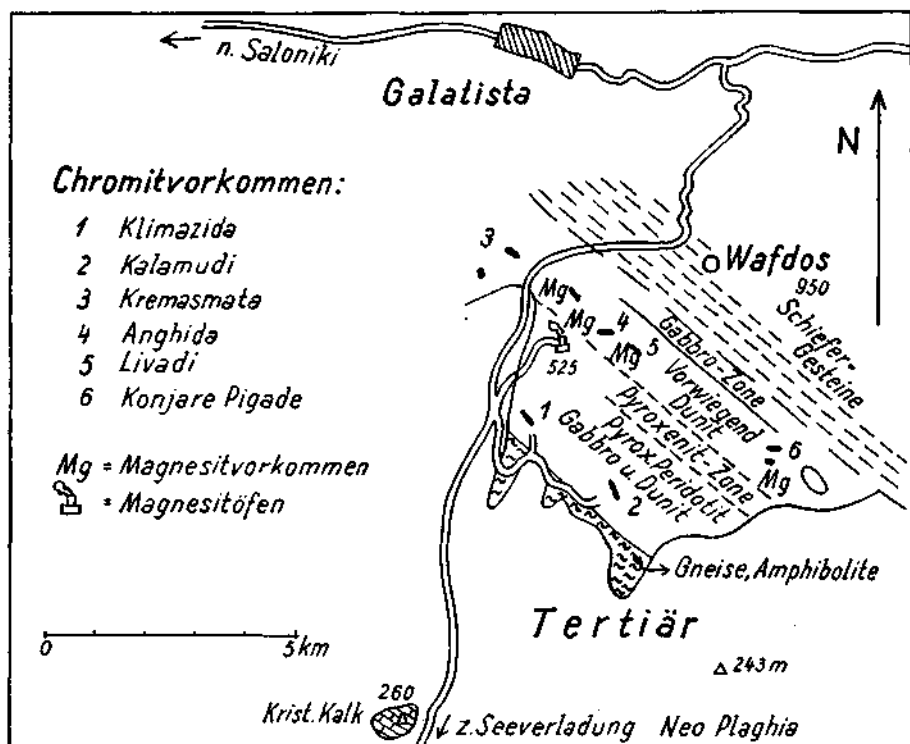


Abb. 78. Die Chromitvorkommen in den basischen Gesteinszügen von Wafdos auf der Chalkidike. (Nach Hiessleitner und Clar.)

Die weitere Entwicklung dieses Profils in Richtung Poligyros und Arnea ist im einzelnen in der mit E. Clar gemeinsamen Arbeit [269] in Karte und Profil dargestellt und hier in Tafel III gebracht: es ist eine Folge von phyllitischen Schieferen, massigen kristallinen Kalken und quarzitischen Gesteinen, die unter Schuppungsanzeichen meist steil gegen O einschließen, in Annäherung an den Granit von Arnea lebhafter gefaltet sind, wobei sie wechselndes O-, SO-, auch S-gerichtetes Einfallen aufweisen. In der Schieferserie sind die weitausreichenden Züge von kristallinem Kalk gleichlaufend eingeschichtet, die Kalke sind z. T. massig, z. T. bänderig-bankig, auch Tonflaserkalke, Kalkbreccienschiefer, marmorartige Kalke mit Chloritflecken sind vertreten. Ostwärts des Gebirgspasses Aghios Ilias schieben sich gepreßte Granitlagen in die Schiefer-Kalkserie ein. Dunkle Kalke, Marmore, Phyllite und Quarzite begrenzen den W-Rand des Granitmassivs von Arnea; in diesem überwiegt heller aplitischer Granit, am Massivrande etwas geschiefert, in Gesamtheit reichlich quarzgangdurchadert.

Die basischen Züge sind an ihrem SSW-Rand von einer höher kristallinen Serie eingefasst: biotitreiche injizierte Bändergneise, grobschuppige Glimmergneise, Marmorbänder und Amphibolite, Granatamphibolite; auch hier Einschaltung von Gabbrogesteinen und es zeigt sich mit diesen eine gleiche tektonische und metamorphe Verschweißung des Kristallins, wie bereits von Kran Mahale geschildert wurde.

Das für Dünnschliffe bestimmte eigene Probenmaterial geriet in Verlust.

Aus den petrographischen Befunden von F. BECKE [254], welcher i. J. 1878 Gesteine von der Chalkidike und insbesondere von Wafdos untersucht hat, sei hervorgehoben:

Hypersthengabbro bei Wafdos (Hypersthen, Diabas verwachsen mit grüner Hornblende, Anorthit, Magnetit). Ähnliche Gesteine auch bei Sermyle (Ormiglia), dort zusammen mit Amphibolit (Hornblende β = braungrün, α = gelbgrün, γ = blaugrün, Absp. $\gamma > \beta > \alpha$; Quarz, Orthoklas, Biotit). Zoisitdiabagabbro s. Wafdos. Plattig abgesonderter Amphibolit nördlich von Nisvoro (rundliche Körner schwarzer Hornblende, wenig Feldspat, teils Orthoklas teils Plagioklas). — Von den kristallinen Schieferen in Umgebung der Serpentine werden flaserige Biotit- und Muskowitgneise genannt, ferner Hornblende-Epidot-Schiefer bei Hagio Nicoli. Unter den Phylliten von Wafdos und Wassilika solche mit aktinolithischer Hornblende, Glimmerphyllite von Galatista, Ottrelithschiefer vom Gipfel des H. Elias bei Wafdos. (Hier sei hingewiesen, daß Sprödglimmer, bzw. Chloritoid (Ottrelith) nach F. KATZER ein häufiges Auftreten in paläozoischen Schieferen der Serpentinachbarschaft Bosniens hat).

Von den Subhalbinseln der Chalkidike gibt BECKE u. a. an: Hornblendegneise mit lagenweisem Wechsel von Quarz und Orthoklas auf Longos, Zoisitamphibolite und Grünschiefer sowie körnige Biotitgneise von Athos.

Die Grünschiefer bei Saloniki bergen nach BECKE fallweise grasgrünen Biotit und ebensolche Hornblende neben Plagioklas, Orthoklas und Quarz (Floiteite?).

Das Peridotitmassiv offenbart eine innere Gliederung in steil stehende, petrographisch abgrenzbare Zonen parallel den äußeren Grenzen, also in NW—SO-Richtung durch die ganze Streichausdehnung erkennbar. Der Zonenbau stellt ein Phänomen primärmagmatischer Anordnung dar, er drängt sich auch morphologisch dem Beschauer durch das Hervortreten der harten pyroxenreichen oder gabbroiden Gesteinszüge einprägsam auf (Abb. 133).

Das Querprofil durch die basischen Zonen von NO her bei Wafdos, wie es der gemeinsamen Profilaufnahme [269] entspricht, lautet ungefähr:

Randlich Pyroxenite und mächtige Gabbromassen, dann schmale, z. T. geschieferte Dumite. Hierauf Dunitzone mit Schollen von Pyroxenperidotit, aber auch mit Pyroxen-

bändern parallel der magmatischen Schichtung. Innerhalb dieser Dunitzone die Chromerzvorkommen von Kremasmata, Anghida, Livadi und Konjare Pigade; vereinzelt Durchbrüche im Zonenstreichen von grobkörnigen, teilweise geschieferten, mitunter Granat führenden Turmalinpegmatiten und pseudo-gneisigen, primär-gneisigen(?) Apliten. Dem Südwestrand dieser Zone folgt die Hauptverbreitung der Magnesite.

Anschließend gegen SW eine Zone mit vorwiegend Pyroxenit, der einen langanhaltenden Bergrücken bildet und Gabbros.

Hierauf wieder Pyroxenperidotit, einschließend Gabbrozonen und einzelne Dunitmassen mit teilweise Chromerzföhrung: Lagerstätten Klimazida und Kalamudi.

Der SO-Rand gegen Kristallin ist wieder pyroxenreicher Peridotit.

Die Einzelvorkommen an Chromerz (siehe Abb. 78 und Analysen Tabelle 1).

Dem tieferen, südwestlichen Zug von Peridotit-Serpentin gehören die Vorkommen Klimazida und Kalamudi an.

Klimazida. Eine bänderige Schlierenplatte von reichem Sprenkelerz mit Derberzstreifen steckt in Dunitülle.

Die Streichrichtung des Vorkommens ist südsüdöstlich bei steilem, meist ostnord-östlich gerichtetem Einfallen. Es ist also auch Einfügen des Plattenstreichens der Erzführung in den magmatischen Lagerbau zu erkennen, demnach liegt ein Lagerstättenvertreter des „Ormigliatyps“ vor, wenngleich nicht im selben Dunitstockwerk gelegen wie das Chromerzföhr von Ormiglia. Die Streicherstreckung des Vorkommens Klimazida, zwar durch Störungen unterbrochen, ist beachtlich, über den üblichen Durchschnitt von Schlierenplatten hinausreichend: quer durch ein Tal setzend, ist die Erzführung einschließlich tektonischer Unterbrechungen auf 200 m Streichlänge nachgewiesen. Der S-Rand ist Störungsbegrenzung. Die Mächtigkeit schwankt, erreicht in der südlichen Talseite im Durchschnitt 4–5 m, örtlich 8 m. Die Teufe ist noch nicht ausreichend erkundet, wahrscheinlich ist sie den nachgewiesenen Höhenunterschied von 50 m wesentlich übersteigend. Das Erz als reiches Sprenkelerz hält im Hauptanfall 30–35% Cr_2O_3 .

Die zu erwartende Größenordnung des Vorkommens Klimazida ist vorerst mit einigen 10.000 t einzuschätzen, von denen erst ein Bruchteil abgebaut ist. Der stollenmäßige Aufschluß steht mitten in Entwicklung.

Kalamudi. Im Ausbiß zeigt sich dieses Vorkommen schlierenplattig bis lagerartig in Dunit.

Aus drei bis vier eng aneinandergeschlossenen Erzzügeln bestehend, beträgt die summarische Mächtigkeit der Lagerstätte etwa 1.5 m; Fallrichtung und Fallwinkel 30–70°/75°, Längserstreckung über 20 m. Sprenkelerz und Derberzstreifen verhalten sich absätzig.

Der Unterfahrungsstollen 25 m tiefer unter den Tagbau trifft die Lagerstätte als einen linsenförmig aufgelösten Erzzug an, bei hauptsächlich derber Erzführung und Mächtigkeiten 1–1.5 m. Streichlänge erreicht 60 m, Fallen erfolgt unter 40–60° nach 60°. Erzabsplattungen mit Gegenfallen. Teufenende noch nicht völlig klargelegt.

Die geologische Grubenaufnahme erweist das Vorkommen Kalamudi als ganz nahe in Nachbarschaft konform streichender Gabbroamphibolite, Gabbros und Pyroxenperidotite entwickelt. Im Streichen und auch in der Zonenhöhe besteht Übereinstimmung mit Klimazida. In der Größenordnung bleibt das Vorkommen wohl beträchtlich hinter Klimazida zurück.

In einem höherem Dunitstockwerk, näher dem NO-Rand der basischen Züge gerückt, ordnen sich im Gesamtstreichverlauf als auch im ungefähr gleichen magmatischen Niveau eine Reihe von Chromerzvorkommen ein, denen im einzelnen doch etwas Abweichung von der sonst vorherrschenden Richtung des Gesteinsstreichens NW–SO eigen ist. Häufig ist Richtung WNW–OSO der Längserstreckung dieser Erzführung zu messen, doch wird dieses Abweichen weniger jüngeren tektonischen Verstellungen als doch eher primären, um die Hauptrichtung pendelnden Fließrichtungen

und Fließdrucken zuzuschreiben sein. Dies bestätigt auch das örtliche Verhalten magmatischer Schichtungsphänomene im Begleitgestein.

Von NW nach SW sind es der Reihe nach die Vorkommen:

Kremasmata, in etwa Sh. 600 m am Plateaurandabfall nach Galatista gelegen. Ein meist dünnes Schlierenband Derberz in Dunit, $30^\circ/60^\circ$ fallend, öfters in 2—3 Erzbänder aufgelöst, ist in mehreren übereinanderliegenden Stollenbauten, maximal 120 m Höhenunterschied aufweisend, schon in der Türkenzeit erschlossen worden.

Die Streichlängen, nach der Tiefe ansteigend, erreichen im untersten Stollen an 300 m. Doch ist die Erzführung nach der Teufe sehr absätzig, dünn, nur da und dort bis zu Dezimeterstärke und mehr anschwellend.

Das westlicher gelegene Vorkommen, isoliert, besteht aus plattig struiertem Sprenkelerz in zwei aufgelockerten Erzbändern, nach 30° — 75° niedersetzend. Die Mächtigkeit kommt an 1.0 m heran, Streichlänge ist kurz, Teufe wohl unbeträchtlich.

Anghida. Eine steil bis lotrecht stehende Schlierenplatte, 10 — $30^\circ/80$ — 90° fallend, durch flachliegende Störungen etwas verstellt, ist durch 15 m hohen Tagbautrichter mit Basisstollen ausgebeutet worden.

Das Nebengestein von Anghida ist frischer körniger, grünlichgelber Olivinfels, akzessorisch chromitführend, also Dunit, mit Lagenbänderung parallel der magmatischen Schichtung. Die Bänderung ist erkenntlich an gleichlaufenden Pyroxen führenden Dunitlagen, getrennt durch reine Olivinfelsstreifen. Für diese ist bemerkenswert, daß sie eine Kornregelung senkrecht zu Erzschieferband und magmatischer Lagenbauebene aufweisen: das Korngesteige setzt sich aus länglichplattigen Olivinkörnern zusammen, deren Längsachsen senkrecht zur Lagenbauebene stehen; mattes und glänzendes Aufschimmern der verschiedenen Gesteinslagen an ihren Bruchflächen läßt diese Beziehung schon im Handstück gut erkennen. Leider ist die Aufsammlung unter der Kriegseinwirkung verlorengegangen, mikroskopische Prüfung, besonders solche unter dem Drehtisch, hätte weitere interessante Daten versprochen. Hier können nur Handstückbilder, an Ort und Stelle gezeichnet, die Beobachtung an diesem überaus schönen magmatischen Schichtungsbild veranschaulichen.

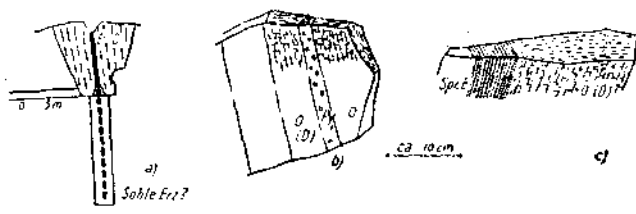


Abb. 79. Chromerzorkommen Anghida bei Wafdos.

a) Ansicht Tagbau W-Rand. (E = Schlierenplatte Sprenkelerz bis Derberz, D = parallelstreifiger Dunit.) b) Handstück Nebengestein streifiger Dunit: reiner korngeregelter Olivinfels O (D) mit Bändern von Pyroxen-führendem Dunit Py ; Bandanordnung parallel Erzschieferplatte E . c) Handstück Nebengestein Olivinfels (O) zeigt Kornregelung senkrecht Schlierenplatte ($Spr. E$).

Die Längserstreckung der Schlierenplatte von Anghida beträgt ungefähr 30 m, mit einer Mächtigkeit in der Mitte an 4 m, an den Streichenden auf 0.5—1.0 m ausdünnend. Die Teufe, der seinerzeit mit 22 m tiefem Schachte nachgegangen wurde, soll angeblich bei 20 m das Erz verloren haben, ob primäres Ende oder Störung vorliegt, ist zur Zeit nicht feststellbar.

Die Erzqualität Sprenkelerz von Anghida hat 30% Cr_2O_3 überstiegen. Die erreichte Gesamtproduktionsgröße des heute eingestellten Bergbaues soll an 4000 t herangereicht haben.

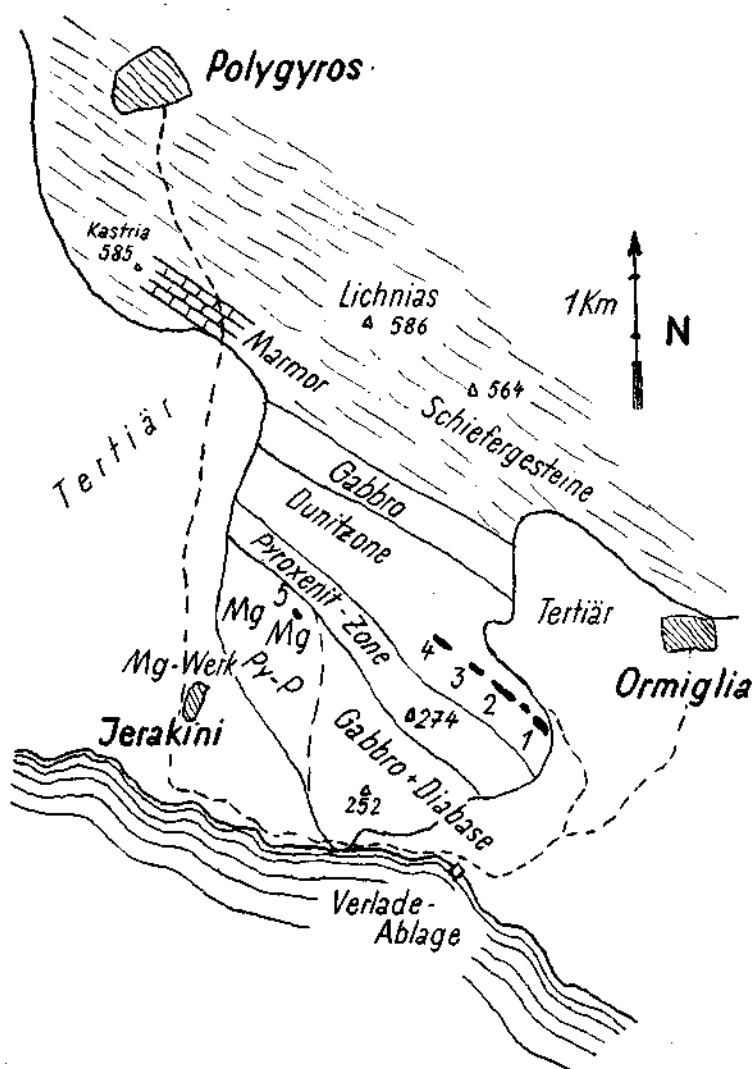


Abb. 80. Die basischen Gesteinszüge und Chromerzorkommen bei Ormiglia auf der Chalkidike (nach Hiesleitner und Clar).

Vorkommen: 1 = Aghios Dimitrios, 2 = Tsigrika-Tal, 3 = Djumani-Tal, 4 = Jermanolaki, 5 = Jerakini. Mg = Magnesit, PyP = Pyroxen-Peridotit-Zone

Von Anghida in SO-Richtung liegen eine Reihe beschürfter Chromerzausbisse, im Streichen gegenüber Anghida etwas versetzt. Kurze Streichlängen der Schlierenplatten Sprenkelerz sowie dunitisches Begleitgestein

sind bemerkenswert. Diese Schurfgruppe leitet über zum Vorkommen Livadi, zirka 700 m von Anghida entfernt.

Plattiger Schlierenverband Sprenkelerz, zirka 25 m lang, $20^{\circ}/60^{\circ}$ fallend, d = 0.3—0.6 m, an den Enden und in Sohle verdünnend. SO-Ende bewirkt Störung mit Pegmatitgang. Nebengestein ist Dunit mit etwas Pyroxen.

Konjare Pigade. Zwei im Streichen der Dunitzone von Anghida—Livadi streng plattenförmig ausgerichtete, parallel zur magmatischen Schichtungsbank verlaufende Schlierenplatten, in etwa 180 m Schichtungsabstand voneinander.

Beide Platten ungefähr $250^{\circ}/80^{\circ}$ fallend. Mächtigkeit 0.1—0.4 m, z. T. reiches Bändererz.

Südliche Platte ist gangbaumäßig ausgerichtet, eine Gesamtteufe von 45 m umfassend bei Längserstreckung 150 m, mit über 80 m Lücke in der Erzführung, durch Störung bewirkt. Reichlich Störungen mit eingezwängten Pegmatitgängen. Nebengestein Dunit mit spärlicher Pyroxenführung.

Die nördliche Platte ist an 30 m im Streichen ausgelängt; die Teufe hat 7 m bei guter Sohlfortsetzung erreicht, wobei Sprenkelerz in Derberz übergeht.

c) Ormiglia. Hier ist die klassische Stätte klarer erkennbarer magmatischer Großschichtung der basischen Gesteinsserie und einer dieser Schichtung zugeordneten flözartigen Verbreitung der Chromerzführung. An keiner anderen Stelle balkanischer Chromerzvorkommen lassen sich diese Beobachtungen in solcher Schärfe erfassen wie in Ormiglia. In der mit E. Clar gemeinsam geführten Untersuchung haben wir uns veranlaßt gesehen, diesen streng flözartigen Typ als „Ormigliatyp“ der balkanischen Chromerzlagertstätten hervorzuheben und ihn gegenüberzustellen dem „Raduschatyp“, wie er mir seit Jahren aus der Befassung mit den mittelmazedonischen Chromerzvorkommen geläufig ist. Zwischen diesen beiden Polen der Ausbildungsweise fügen sich im allgemeinen die magmatischen Erscheinungen sämtlicher balkanischer Chromerzlagertstätten ein.

Ich verweise auf die gemeinsame Veröffentlichung [269] und insbesondere auf die Abbildungen, die ich im Einverständnis mit E. Clar teilweise hier wieder bringe; denn sie stellen rasch und eindringlich die Erscheinungen vor Augen, so daß auf ihre Wiedergabe in einer die gesamte Chromerzgeologie des Balkans behandelnden Arbeit nicht verzichtet werden kann.

Die Chromerz führende Serpentinzone von Ormiglia liegt im Weiterstreichen des Peridotitzuges Kran Mahale—Wafdos (Tafel III) und ist von diesem an der Oberfläche durch eine breite Tertiärbucht getrennt.

Die Mitte des Zuges basischer Gesteine bildet eine im Streichen verlaufende Bergkette aus Pyroxenit und Gabbro (Hypersthengabbro nach F. BECKE [254]) bestehend, die ungefähr dem mittleren pyroxenreichen Streifen der Zone von Wafdos entspricht.

Beiderseits schließen sich mit weicheeren Geländeformen die Peridotitzüge an, u. zw. im SW das hauptsächlich aus Pyroxenperidotit zusammengesetzte Serpentinegebiet von Jerakini, im NO der minderbreite Dunitstreifen mit den flözartigen Chromitlagertstätten von Ormiglia (Abb. 132).

Der NO-Rand des basischen Massivs gegen die kristalline und halbkristalline Serie wurde nicht überall aufgesucht, sondern ihr Gesteinsinhalt erst nördlich und östlich Ormiglia geprüft: es sind sandige phyllitische Schiefer, stark durchbewegt, Serizitschiefer und auch fragliche Porphyroide, z. T. rostig verwitternde Schiefer mit Quarzknoten und reichlich Milchquarzgängen.

Der unmittelbare Gesteinsverband der basischen Züge an ihrer SW-Begrenzung ist durch Tertiär und durch das Meer der Einsicht entzogen.

Besonders in der Peridotitzone sind pegmatitische und aplitische Gänge häufig.

Die formale Erscheinung der Chromerzlagerstätten in der Dunitzone von Ormiglia ist die eines aus parallelen Einzelbändern zusammengesetzten Schlierenbandes von Sprenkelerz mit meist dichter Erzkornstreuung, fallweise sind die Einzelbänder zu Derberzbändern verdichtet.

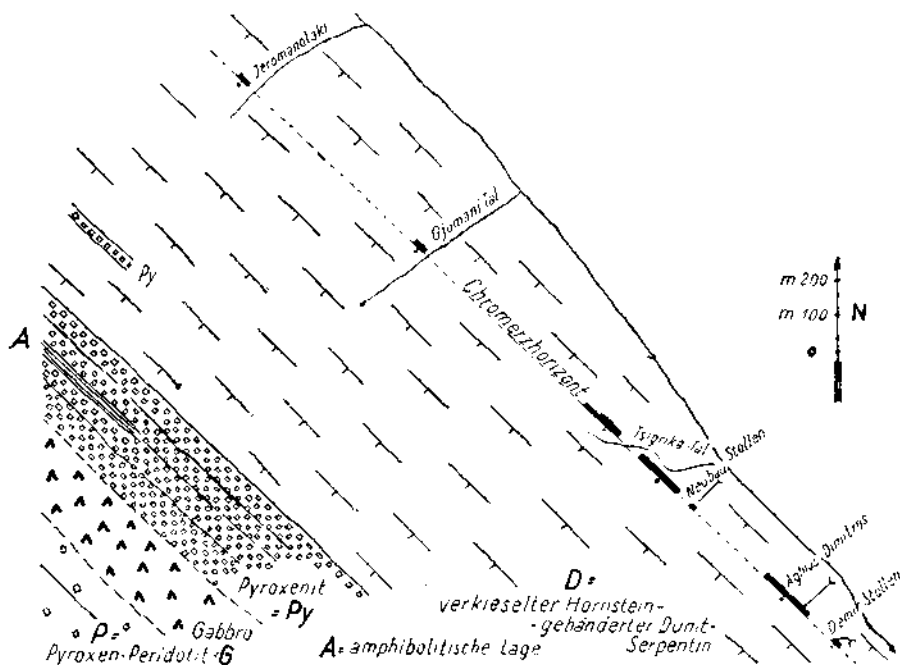


Abb. 81. Lagenbau der basischen Massen von Ormiglia (Chalkidiki) und die bisher erschlossene Erzverteilung im Chromerzhorizont.

Grundmasse und erzfreie Zwischenstreifen sind Dunit. Dieses Erzschlierenband besitzt eine flözähnliche Ausbreitung in einem und demselben Horizont der primärmagmatischen Großschichtung, die hier ein mäßig steiles bis mittelsteiles, nach SW gerichtetes Einfallen aufweist. Durch diese Verhältnisse kommt ein jeweils annähernd gleicher Abstand von der hangenden Gabbro-Pyroxenitzone zustande, etwa 800 m betragend. In gleicher Anordnung sind im Hangend des Erzflözes auch noch vereinzelt Pyroxenitlagen innerhalb Dunit ausgebildet. Die Haupt-Pyroxenitzone, gleichsam das Kernstück der basischen Gesteinsaufeinanderfolge darstellend, ist aus massigem Pyroxenit aufgebaut, der Einlagerungen von primär gestrecktem, im Streichen ebenfalls konform gelagertem Amphibolit (bzw. Hornblendit) enthält. Bei den Pyroxeniten dürfte es sich nach Handstückbefunden um ähnliche, dem Websterit nahestehende Gesteine handeln, wie sie von Kran Mahale mitgeteilt wurden — die Gegenüberstellung im

Dünnschliff, hier besonderes Interesse versprechend, ist mir durch den Verlust des aufgesammelten Materials versagt.

Die „Flözöffnung“ des Ormiglia-Chromithorizontes ist schwankend; einschließlich der tauben Gesteinsstreifen erreicht sie örtlich einige Meter, 4—5 m, welche Mächtigkeit gegenüber der durchschnittlich niedrigeren Mächtigkeit von 0.5—1.5 m durch Anlagerung neuer, seitlich ausfingernder Erzbänder sich bildet. In der Regel überwiegt die Summe der Erzbänder jene der tauben Zwischenstreifen, manchmal aber erscheint das Flöz in mehrere voneinander weiter abstehende Erzlagen aufgelöst.

Die Chromitführung stellt nun freilich keinen unmittelbar dem Bushveld-Chromitflöz in Südafrika vergleichbaren, durchlaufenden Chromithorizont dar, sondern ist im selben magmatischen Niveau absätzig entwickelt, über weite Areale anscheinend fehlend. Allerdings ist ein beträchtlicher Ausschnitt des erzhöfigen Horizonts bergmännisch noch nicht untersucht. Aber über primäre Absätzigkeit, über natürliches völliges Ausfingern, mitunter fallweises Ausdünnen in eine geringmächtige, den Bergmann nicht anreizende Sprenkelerzführung, besteht kein Zweifel. Diese Absätzigkeit ist es, welche den Bergmann eine Reihe von getrennten Einzellagerstätten bearbeiten läßt, von SO nach NW als Hauptbetriebspunkte aufgezählt:

Aghios Dimitrostollen mit dem angrenzenden Demirstollen, dann der verlassene Tagbauzug des Tsigrikatales, gefolgt von den heute gleichfalls eingestellten alten Bauen des Gjumanitales, schließlich im äußersten NW das in Betrieb befindliche Vorkommen Jeromanilaki. Dazwischen liegen noch weitere, zur Zeit unbedeutende Aufschlußpunkte.

Die bisher erkannte Streichlänge des Chromerzhorizontes beträgt einschließlich der Unterbrechungen an 2.5 km. Innerhalb dieser Erstreckung erweist sich das Verhältnis der praktisch Erz führenden Streichlänge zur Gesamtstreichlänge etwa 1:4.

Auch die Teufenerstreckung ist absätzig. Im Aghios Dimitros-Abschnitt nimmt die Mächtigkeit nach der Teufe teilweise ab. Im NW-Abschnitt des Tsigrikatales läßt sich in den Gesenken beobachten, daß nach einer Teufenspanne von 50 m in der Tiefe nur mehr dünne, spärlich gestreute Erzkornbänder sich vorfinden. An anderen Stellen sind aber auch noch günstige Teufen, ja in Jeromanilaki zur Zeit (1944) beträchtliche Mächtigkeitzunahme nach der Teufe festzustellen.

Die jüngeren tektonischen Einflüsse, abgesehen von einer allgemeinen Zerklüftung, haben im engeren Raume des Ormiglia-Chromitflözes keine größeren Bewegungsbeträge erreicht. Zumindest läßt sich keine dichte Aufeinanderfolge von größeren Bewegungsstörungen wahrnehmen, so daß die bereits auf beträchtliche Längen ausgefahrenen Streichstollen im Chromithorizont verhältnismäßig geradlinigen Verlauf haben. Immerhin ist es möglich, daß neben primären Ausdünnen des Erzflözes im Streichen und Fallen auch vereinzelt tektonische Flözlücken zustande gekommen sind.

Das dunitische Nebengestein des Chromithorizontes zeigt weitgehende Umwandlungerscheinungen, wie sie in Nachbarschaft zu Lagerstätten von dichtem Magnesit anzutreffen sind. In der Tat ist auch dieser Dunit Träger nicht unbedeutender Magnesitvorkommen, vor allem in Form von Gangnetzwerk, die auch in großen Tagbauen, z. T. neben oder

mitten in den Chromitabbau vor einer Reihe von Jahren ausgebeutet wurden. Der Dunit ist in eine kieselangereicherte, braune Serpentinabart übergeführt, wobei die ausgelaugte, manchmal etwas porös struierte Serpentinmasse lagenartig von parallelen Hornsteinbändern durchzogen wird (siehe Abb. 82, 143). Diese Kieselbänder, dicht, braun, hart, sind in ihrer flächenhaften Ausbreitung gleich dem Chromerzflöz parallel zur magmatischen Schichtungsebene gelagert und deuten an, daß damit auch primäre Strukturunterschiede, die in Zusammenhang mit der magmatischen Schichtung stehen müssen, abgebildet erscheinen. Diese Feinbauunterschiede des Gesteins, welche die Kieselumwandlung des Serpentin in ihre Bahnen gelenkt haben, mögen durch lagenhaften Wechsel von grob- und feinkörnigem Olivinfels, etwa auch mit regeltem und nicht regeltem Korn, oder durch abwechselnd pyroxenfreie und Pyroxen führende Dunitlagen, ähnlich wie eine solche Gesteinsbildung an die Chromitlagerstätte Anghida bei Wafdos angrenzt, hervorgerufen sein. Die Dicke der Hornsteinbänder bewegt sich meist um einige Zentimeter, ihr Abstand voneinander erreicht gewöhnlich einige Dezimeter und mehr. An den Hornsteinbändern kann Streichen und Fallen der magmatischen Serpentin Schichtung abgelesen werden.

Im Bereich der Magnesitbildung werden die Hornsteinbänder durchkreuzt von Gängen oder auch Parallelgeäde aus dichtem Magnesit; diese Hornsteinbildung ging also der Magnesitbildung etwas voraus.

Die einzelnen Aufschlußpunkte von Chromerz werden im folgenden kurz gekennzeichnet:

Aghios Dimitrosstollen: Der Querschlag, welcher zu dieser Lagerstätte führt, kreuzt verkieselten, braunen Serpentin, dessen Hornsteinbänder flach nach SW absteigen; quer durch setzt ein Parallelgestreife von weißen, in sich nach Art von Gekrösestein gewundenen Magnesitgängen (Abb. 143). Bei fast gleichbleibend engem Abstand der Magnesitgängen, ihrer Einzelstärke von Zentimetern bis Dezimetern Spanne, ruft das Magnesitgeäde die Wirkung einer scharf kontrastierten, vertikalen Tigerstreifung des Serpentin von auffallender Regelmäßigkeit hervor. Von keinem anderen Magnesitvorkommen ist mir ein ähnlicher Anblick bekannt. Unter Punkt VII der allgemeinen Erörterungen (2. Teil dieser Arbeit) wird auf diese Erscheinungen noch zurückgekommen.

Der Querschlag im Aghios Dimitrosstollen erreicht die flözartige Chromit-Lagerstätte bei etwa 120 m. Das Chromitflöz verflacht unter 30—50° nach 220—260° bei einer Mächtigkeit von 0.8—1.0 m und darüber. Im Streichen ist die Erzführung noch beiderseits günstig vorhanden, am NW-Ende in drei Bänder aufgelöst bei 0.5—0.6 m Gesamtstärke, im SO-Feldort schwächer. Über der Grundstrecke ist die Lagerstätte ausgebaut, nach der Teufe, die bereits Erz führend — 18 m unter Grundstrecke erreicht hat, besteht Wasserdrang.

Der im SO anschließende Abschnitt des Flözhorizontes mit dem Demirstollen, 130 m von Aghios Dimitros entfernt, birgt das Chromerzflöz in Form schwacher Erzbänder.

Tsigrika-Tal. Hier lag der Schwerpunkt der einstigen türkischen Erzgewinnung, von hier wird gemeldet, daß vor 50 Jahren insgesamt 80.000 t Derberz Chromit mit über 48% Cr₂O₃ herausgeholt worden seien.

Entlang des Tallaufes sind die alten Tagbauschlitze des unteren Tagbaues auf über 130 m Länge zu verfolgen. Randliche Reste von Bändererz lassen auf eine Mächtigkeit von 3 bis 5 m schließen. Einzelne Querstörungen sind von Pegmatitgängen erfüllt.

In nordwestlicher Fortsetzung liegt das Erzflöz des oberen Tagbaues, vom unteren durch eine Querstörung mit Rutscherz getrennt. Aus der NW-Ecke des oberen Tagbaues führt eine Streichstrecke weiter nach NW und kommt bei allmählichem Ausklängen des Erzflözes wieder in magnesitgebänderten Serpentin. Unter dem oberen Tagbau wurde mit dem „Tektonstollen“ eine Untersuchung des Erzhorizontes nach der Teufe vorgenommen, die noch Erz flözartig in schwacher Ausbildung antrifft.

Gjmani-Tal. Auf der N-Seite des Tales befindet sich ein alter Grubenbau im Streichen der Erzzone.

Die im allgemeinen Flözstreichen verlaufende Erzführung, nach $220^{\circ}/40^{\circ}-50^{\circ}$ fallend, in ein bis zwei Erzbändern innerhalb der 1-5 m Flözöffnung ausgebildet, summarisch 0-6—0-8 m mächtig, zeigt innerhalb des Flözverflächens eine schlauchartige Anreicherung. Das Bändererz ist grobkristallin bis sprenkelig. Das Übersetzen der Erzführung durch den gut aufgeschlossenen Talgrund ist nicht zu sehen.

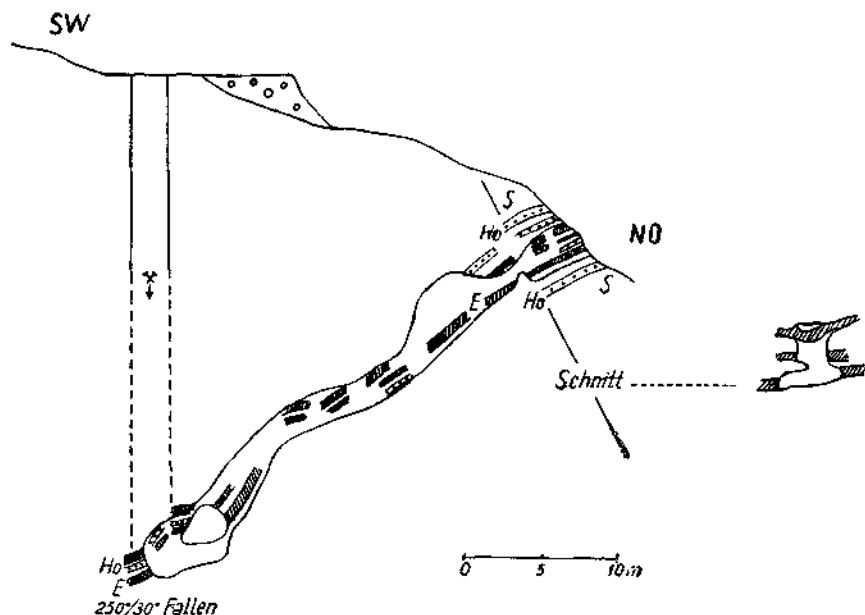


Abb. 82. Grube Jeromanilaki bei Ormiglia (Chalkidike): Profil durch die Chromerz-lagerstätte.

Verkieselter Dunit-Serpentin *S* mit Hornsteinbändern *Ho* und hiezu parallelen Erzbändern *E*.

Jeromanilaki. In diesem Abschnitt ist das Erzflöz erst auf kurze Streichlänge bekannt und ausgerichtet.

Die band-, bzw. flözartige Lagerstätte, von parallelen Hornsteinbändern begleitet, fällt nach 250° steil und flach in Wellen ab. Die Mächtigkeit steigert sich durch lokal angelagerte parallele Erzbänder auf 2-5—3-0 m. Gesenkmäßig bis auf 25 m vertikale Teufe verfolgt, sind dort Anschwellen der Mächtigkeit und fallweise dichtere Erzkornpackung bis zu Derberzanreicherung vorhanden, günstige Grundlagen des gegenwärtigen (1944) Schurfbaues.

Die lagerstättenmäßige Bedeutung des Chromerzhorizontes von Ormiglia ist durch die bisherige Gesamtausbeute in der Größenordnung

von etwa 100.000 t gekennzeichnet. Die Tatsache von Flözcharakter der Lagerstätte erleichtert zwar die Durchführung der Schurfaufgaben, aber die künftige Bergbauentwicklung hat angesichts der unzweifelhaften Absätzigkeit und die noch unerprobte Teufe vor Augen, weniger günstige Voraussetzungen als die vergangene, an Tagnähe gebundene Ausbeuteperiode.

Die molekulare Zusammensetzung des Chromits aus dem Flöz ist die eines eisenreichen Chromeisensteins, der derb nur knapp an 48% Cr_2O_3 herankommt. Eine Erzprobe mit 45% Cr_2O_3 hält 12% Fe und 2% SiO_2 (Tabelle 1).

Der Peridotitzug von Jerakini, der zentralen Pyroxenitzone von Ormiglia südwestwärts angelagert, besteht hauptsächlich aus Pyroxen-peridotit, z. T. frisch, gebankt, mit unregelmäßiger Verteilung von Chromitschlieren in kleineren Dunitsschollen. In gewissen Abschnitten, im Zusammenhang mit der Erstreckung von Altflächen, herrscht reichliche Magnesitgangbildung bei ähnlichen Verkiezelungserscheinungen wie in Ormiglia.

Die Chromerzvorkommen bei Gomati.

Der Serpentinzug von Gomati liegt im O-Abschnitt der Chalkidike und erreicht im innersten Teil des Golfes Aghios Oros, zwischen den Halbinselfingern Athos und Longos das Meer. Längsausdehnung des Serpentingebietes ist ebenfalls dem NW—SO-Verlauf des Gebirgsstreichens angepaßt. Im NW — der Grenzverlauf im einzelnen an dieser Stelle wurde von E. Clar und mir nicht näher begangen — setzen die jungen Granitaufbrüche bei Arnea den älteren Gesteinsserien und auch dem Serpentin ein Ende.

Die Peridotitmassen stecken innerhalb des altkristallinen Grundgerüsts der Halbinsel und sind im Innern durch schmale Kristallinzüge, bestehend aus Gneisen, Augengneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten und Marmor tektonisch aufgespalten.

Der SW-Teil des Massivs ist entlang eines in NW-Richtung durchsetzenden Verwurfes, vermutlich die Erdbebenspalte von Jerissos verkörpernd, zum Meer abgesenkt; der SW-Rand verschwindet unter Tertiär. Über Massiv und Tertiär ist eine Altfläche in Sh. 300—400 m gebreitet.

Das basische Massiv ist ziemlich einheitlich aus Pyroxen führendem Peridotit aufgebaut, reich bewaldetes Bergland bildend, dessen Rücken zwischen plateauartigen Verebnungen bis Sh. 500 m ansteigen. Größere Dunit-Zwischenschaltungen, darüber hinaus magmatischer Lagenbau, sind nicht zu erkennen, die Differentiationserscheinungen erstrecken sich hauptsächlich auf Ausbildung pyroxenreicherer und pyroxenärmerer Peridotite, pyroxenitische Abspaltungen bleiben auf kleinere Schlieren und Schlierengänge beschränkt, gabbroide Lagen sind selten. Hingegen ist fallweise bedeutende Metamorphose der Serpentinegesteine wahrzunehmen, besonders in Nähe der mitten im Peridotit auftauchenden Kristallinstreifen, die sich zumindest als später bewegte tektonische Keile erkennen lassen. Die dynamometamorphen Umwandlungen führen zu Serpentin-schiefer, Antigoritserpentin, Talkschiefer, Chlorit- und Tremolitserpentin und erreichen damit einen ähnlichen Grad wie aus den Serpentinegebieten von Soufflion, Sinikli und Golemo Kameniane in den O-Ausläufern der Rhodope in vorher-

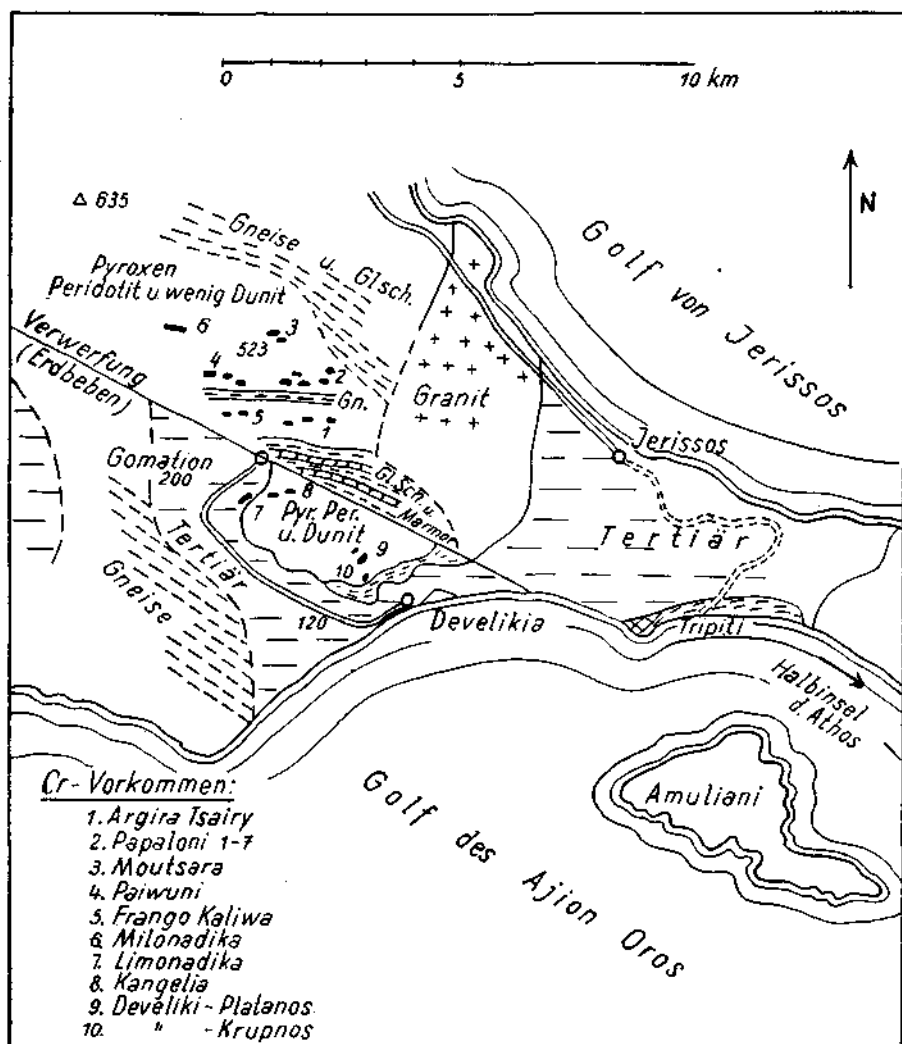


Abb. 83. Geologische Karte der Umgebung von Gomati, Ostchalkidike. (Nach Hiessleitner und Clar [269].)

gehenden Abschnitten beschrieben wurde. Auch geschlossene Glimmerfelsmassen (Phlogopit?) treten im Serpentin von Gomati in Erscheinung, besonders in Nähe von Erzaufschlüssen, ohne daß jedoch wie etwa in Lojane Granitdurchbrüche beobachtet werden. Asbestbildung ist vorhanden, doch nicht häufig. Neben stark veränderten Serpentinmassen sind aber auch große, unversehrt gebliebene Ausschnitte in den Peridotitserpentinmassen vorhanden.

Die Chromerzföhrung, soweit bisher bekannt, besteht aus kleineren Chromerzkörnern, weithin verstreut, bei erstem Eindruck wohl in regelloser Verteilung erscheinend, für Einzelfälle aber doch eine gewisse Ab-

hängigkeit zu den Kristallin-Kontakten, zu diesen parallele Anordnung verratend. Ein richtiger Zonenbau kann freilich noch nicht erkannt werden, die reichliche Bewaldung mit Föhren ist solchen Einsichten auch hinderlich.

Über die Einzelvorkommen an Chromerz, die bisher durchwegs Klein- und Kleinstlagerstätten darstellen, ist wenig Bedeutsames zu sagen. Vielfach handelt es sich um zu Vorkommengruppen verdichtete Fundstellen. Das ist wichtig für die Beschürfung. Die Lagerstätten zeigen oft Schollencharakter, der aber auch schon primär vorgebildet sein kann und an die schichtige Schollenerzführung von Lojane erinnert. Beachtlich ist das oft längere Anhalten nach der Teufe als im Streichen, auch bei scholliger Auflösung der Erzführung, ähnlich wie dies bei Sinikli in Ostthrazien beobachtet werden kann.

Der Peridotitabschnitt nördlich des Jerissosverwurfes, in unmittelbarer Nähe vom Dorfe Gomati, und seine Chromerzlagerstätten, tragen gehäufte Anzeichen örtlich stärkerer Durchbewegung. Das Chromerz führende Serpentinegebiet südlich davon, bei Develika, ist weniger tektonisch beeinflusst, dafür im Bereich der tertiären Altfläche reichlicher oberflächenzersetzt, verkieselt. Im einzelnen seien einige Angaben über die Schurfgruppen gebracht.

Nördlich der Jerissos-Spalte (siehe Abb. 83):

Argira Tsairi. Drei Schurfstellen ungefähr in O—W-Richtung angeordnet. Bändererz mit wechselndem Fallen, 0·2—0·5 m stark, im Streichen meist nur einige Meter anhaltend. Randlich talkig-glimmeriger Serpentin.

Papaloni Nr. 7. 0·2 m starkes Erzband von wenigen Metern Streichlänge, etwa 10 m nach der Teufe verfolgt.

Papaloni 2a. Bei 20 m Streichlänge setzt eine schollige Erzführung steil in die Tiefe und erscheint nach dieser auf 14 m nachgewiesen. Das porphyrtartige Derberz ist bemerkenswert: grobes eckiges Chromitkorn, einsprenglingsartig in feinkörnigem Chromit. Diese primäre Ausbildung ist nicht mit Erzmylonit zu verwechseln.

Moutsara. Zirka 150 m höher am Hang als Papaloni. Streifenerz mit Derberzlagen, 320°/70° fallend, 0·2—0·5 m dick, in Sohle setzend, 30 m tiefer ein zweites Vorkommen 310°/20° fallend.

Paiwuni. Zirka 500 m Sh. Leoparderzartiges z. T. porphyrisches Sprenkelerz. Mehrere Schürfe innerhalb 40 m Entfernung, mit gleichem Verflachen 30°/50—60°. Erzführung in mehreren Streifen, zusammen Stärke bis 0·5 m.

Frango Kaliwa. Knapp am Eingang einer Talschlucht zur Ebene von Gomati; an steiler Bergflanke Ausbiß von streifigem Sprenkelerz, z. T. reich, 60°/50—60° fallend, örtliche Verbreiterung bis auf 2 m. Nebengestein stark geschieferter Chloritserpentin. Nähe zur Streichverlängerung der Erdbebenstörung. Stollenbau.

Milanodika. Zirka 150 m über Talsohle in tief eingeschnittener Waldschlucht. Im grobblockig zerfallenden Antigoritserpentin zirka 1·0 m starke, steilstehende Sprenkelerzführung, streifig bänderig mit Derberzlagen. Streichlänge etwa 5 m, Fallerstreckung 3 m mit guter Sohle. Reichlich Bildung von Chromgranat Uwarowit als Rasen scharf ausgebildeter, smaragdgrüner Kriställchen bis 1 mm Größe auf Derberz — einer der schönsten mir bekannten Uwarowitfundpunkte am Balkan.

Die Peridotitscholle südlich der Erdbebenstörung enthält in Nähe von Gomati die ausgebauten Vorkommen von Limonadika, näher zum Meer die Vorkommen von Develika, welche durch alten türkischen Bergbau-Kleinbetrieb mit Schachten und Stollen vor Jahren in Ausbeutung standen und noch Erzreste bergen.

Für Develika sind unregelmäßige, schlierengangartige Chromitvorkommen im Pyroxenperidotit bemerkenswert, bei geringer Streicherstreckung und Mächtigkeit von einigen Dezimetern. Die Teufen haben

15–20 m erreicht. Erz ist teilweise grobkristallines Derberz, flachkörnig-blättrig, von Kämmererit begleitet, teilweise wieder reiches Sprenkelerz.

Die Chromerze der nördlichen Schurfgruppe sind vorwiegend aus chromarmem, eisenreichem, auch Al-reichem (?) Chromitmolekül aufgebaut, selbst Derberze überschreiten nicht 40% Cr_2O_3 . Leider stehen keine Bauschanalysen zur Verfügung. Anders die südlichere Gruppe bei Develika, wo Einzelfunde Chromerz über 50% Cr_2O_3 in Analysen auswiesen. In diesem Raum haben die einzelnen Chromvorkommen eine ausgeprägtere Dunithülle als in unmittelbarer Nähe von Gomati.

12. Serpentin und Chromerz in Rodiani und andere Vorkommen des Olympgrubengebietes (Griechenland).

Das Chromerzvorkommen von Rodiani liegt in Mittelgriechenland im W des Olympgebirges, nahe zur Stadt Kozani, und ist eine der zahlreichen Chromerzgruben, die in Gesamtheit häufig mit dem Namen „Olympgruben“ genannt werden.

Von Kozani, dem Hauptort eines weiträumigen fruchtbaren Talgebietes, ist das Dorf Rodiani 15 km in südöstlicher Richtung entfernt. Vom eigentlichen Olympgebirge ist das Grubengebiet von Rodiani durch eine weite Talebene getrennt. Der Chromerz führende Peridotitstreifen folgt dem O-Hang eines NW–SO verlaufenden Gebirgszuges. Die W-Seite des gleichen Gebirgszuges ist mit den Chromerzgruben Chromion besetzt, in einem selbständigen Serpentinstreifen gelegen; noch weiter westlich befindet sich die Chromgrube Taxiarchis.

Der Serpentinstreifen von Rodiani hat seine geologische Position am W-Rand des langsam in SO-Richtung absteigenden pelagonischen Kristallinmassivs. Auf der Fahrt von Verria über die Paßhöhe Kastania (1300 m Sh.) nach Kozani wird ein Ausschnitt dieses Kristallins gequert: stark gefaltete helle Gneise und Marmore im O, flach geschieferte Granite auf der Höhe selbst, darüber und nach W reichend gewaltige Marmor Massen, anscheinend flach ausgebreitet, mit zwischengelagertem Kristallin.

Von Verria 5 km nördlich liegt die Chromerz führende Serpentinmasse von Javornica (20 × 10 km Fläche bedeckend), welche P. LEPEZ [287] schildert: Der Serpentin, z. T. stark geschiefert, ist von kristallinen Kalkschiefern und Marmoren umrahmt; außer Chromitlagerstätten ist das Auftreten von Sulfidmassen (Kupferkies, Magnetkies, Schwefelkies) bemerkenswert, die teils in Stöcken, teils in Gängen im Serpentin liegen.

Die engeren Verbandsverhältnisse des Peridotitzuges von Rodiani konnten leider, durch kriegsmäßige Umstände bedingt, von uns — auch diese Begehungen fanden in Gemeinschaft mit E. Clar im Sommer 1944 statt — nur sehr unvollkommen untersucht werden, darum blieben Beobachtungen und Schlüsse nur lückenhaft und werden mit einigem Vorbehalt wiedergegeben.

Die Skizze Abb. 84 zeigt an, daß ein etwa 2 km breiter Serpentinstreifen, NW–SO verlaufend, eingespannt ist zwischen kristallinen Kalken am SW-Rand und einem Zuge heller, kaum metamorpher Riffkalke am NO-Rand. Zumindest der SW-Rand ist auch ein Störungsrand. Nach außen, dem Serpentin abgekehrt, lehnen sich an die Riffkalke schichtige Bänderkalke und Kieselchiefer an. Der Grenzraum zwischen Serpentin und Riffkalk ist z. T. von einem Diabasdurchbruch eingenommen; Diabas gibt auch

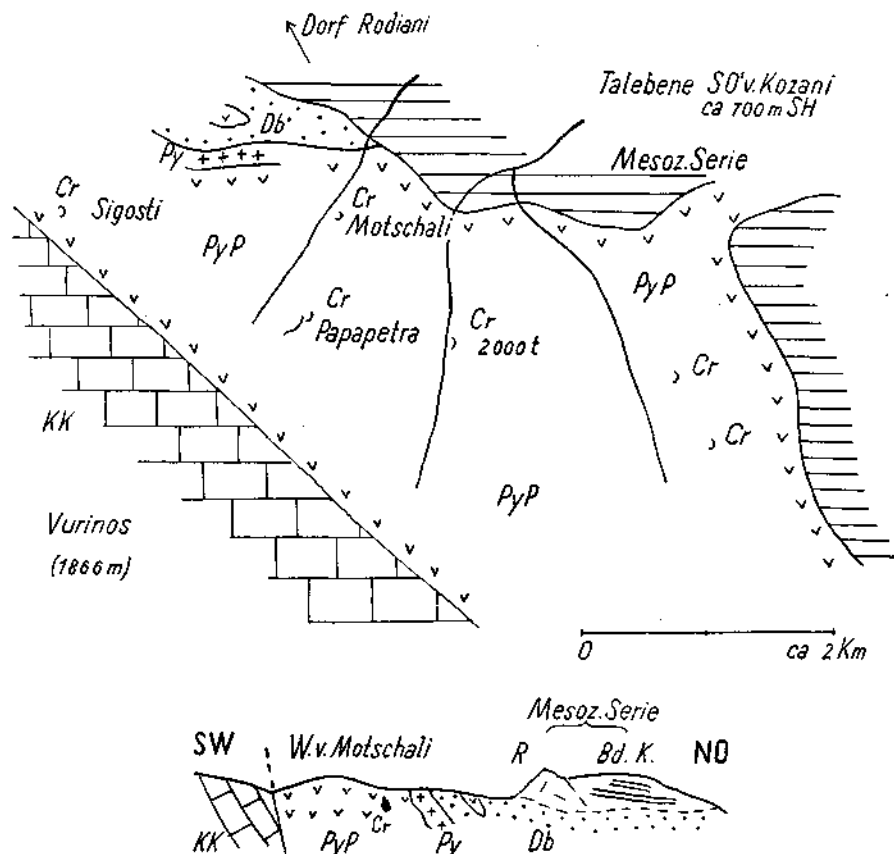


Abb. 84. Chromerz führender Peridotitstreifen von Rodiani (Mittelgriechenland, Olymp-gebiet).

KK = kristalline Kalke (paläozoisch oder älter), PyP = Pyroxenperidotit, Py = Pyroxenit, Db = Diabas, Cr = Chromitvorkommen. — Mesoz. Serie: R = Riffkalk, Bd. K. = gebankter Kalk und Jaspisschiefer.

die Unterlage der Bänderkalke ab. Es scheint also, als wären wesentliche Glieder der Diabas-Hornstein-Sandstein-Serie, bzw. der Olonos-Pindoszone im Sinne C. RENZ [306] hier beisammen, allerdings in Lagerungsverhältnissen, die ob ihrer Störungen und in Anbetracht der kurzen uns zur Verfügung gestandenen Zeit und geringen Bewegungsfreiheit nicht ausreichend aufgeklärt werden konnten. Der Riffkalk trägt das Aussehen mesozoischer Kalkgesteine, wohl Jura oder Kreide. Der Diabas zeigt sich als ein dem Serpentin gegenüber etwas jüngeres, basisches Durchbruchsgestein auch darin, daß er am Rande zu Peridotit auch Schollen des letzteren umschließt.

In nordwestlicher Richtung, in Annäherung an die Grube Sigosti, schiebt sich eine pyroxenitische Randzone zwischen Diabas und Serpentin.

Der Serpentin hat ausschließlich Pyroxen führenden Peridotit zum Ausgangsgestein. Leider ist auch von hier unsere Aufsammlung kriegsbedingt in Verlust geraten. Bankung des Peridotits ist undeutlich und

unregelmäßig entwickelt, der Serpentinisierungsgrad ist wechselnd, zumeist ist noch ziemlich frische Peridotitstruktur erhalten. Die Pyroxenführung des Peridotits ist nicht immer gleichmäßig, vielfach wechselt lockere Pyroxenkornstreuung mit dichter, große Pyroxenkrystalle bestehen neben kleinen auf engem Bereich in derselben Olivingrundmasse. Dunit fehlt. Pyroxenitische Schlieren sind häufig.

In diesem Peridotitmassiv sind eine Reihe von derben Chromerzlinzen bekannt geworden, für die ein etwaiger zonarer Zusammenhang untereinander nicht nachgewiesen werden kann.

Die Hauptgrube Papa petra baut auf einen langgestreckten Erzkörper, der flach nach NO absinkt. Das massige grobkristalline Erz ist längs scharf ausgebildeter magmatischer Grenze mit dem Nebengestein verbunden und mit ihm verwachsen. Die Kleintektonik am Erzkörper ist verhältnismäßig geringfügig. — Der Ausbau der erschlossenen Erzlinse steht vor seinem Abschluß. Der Gesamtinhalt des Vorkommens lag bei einer Größenordnung von zirka 10.000 t.

In der benachbarten Grube Motschali ist der Haupterzkörper, den Erzresten im Tagbau zufolge, nach N absinkend. Derberzausbildung ist ähnlich wie in Papa petra. Bemerkenswert sind in den Tagbauaufschlüssen jüngere Granitdurchdringungen der Chromerzkörper und die damit verbundene Ausbildung granitverheilte Chromerzbreccien, ähnlich wie solche Erztypen vom Vorkommen Zentrale Lojane in Mazedonien bekannt sind.

In weiterer Erstreckung des Serpentinzuges nach NO, jenseits eines Querrückens, wo reichlich grobkörniger Pyroxenit zum Vorschein kommt, liegt nächst der Grabensohle die kleine Chromerzgrube Sigosti. Hier wie in Motschali war zur Zeit des Besuches (1944) der Betrieb verlassen. In den Grubenbauten ließen sich Reste einer lagerartig-scholligen Erzführung entdecken, 1—1,5 m mächtig, nach NO fallend. Trotz geringer Streicherstreckung war die Bergbau-Teufe schon über 20 m gediehen.

Auch in südöstlicher Richtung von Papa petra sind in den Quertälern noch mehrere, früher bebaut gewesene Chromerzvorkommen an den Tagbau- und Grubenresten kenntlich. Eines von ihnen, Papa petra zunächst gelegen, hatte über 2000 t Erzinhalt Ausbeute gegeben.

Das Derberz der Gruppe Papa petra hat im Durchschnitt nur wenig über 40% Cr_2O_3 erreicht, war aber doch reicher als Domokos Erz. Auch Rodianierz gehört zum Typus der niedrig Cr-haltigen, Fe- und Al-reichen Chromerze, Chromspinellen nahestehend, wie es für Erzsclieren mit Pyroxenperidotit als unmittelbares Nebengestein fast die Regel ist. Ausnahmsweise sind auch hochhaltige Derberze in Kozani zur Verladung gekommen, eine Probe davon (Rodiani?) ergab: 49·44% Cr_2O_3 , 12·98% Fe, 16·52% Al_2O_3 , 15·10% MgO , 4·6% SiO_2 (Tabelle 1).

An dem Besuche der übrigen Olympergruben haben uns die Zeitumstände verhindert.

Die Namen der Gruben im W von Rodiani wurden bereits erwähnt: Chromion und Taxiarchis. Sie liegen zusammen mit Rodiani in der unmittelbaren Fortsetzung der albanischen Serpentinstreichen. Die Chromvorkommen Olympos und Eteri am W-Hang des Olympegebirges befinden sich ungefähr, wo die albanischen und mazedonischen Serpentinstreichen zur Scharung kommen oder, besser gesagt, sich wieder vereinen, nach dem

das sie zerteilende pelagonische Kristallinmassiv langsam und zersplitternd nach Südosten absinkt. Der Serpentinzug an der Ostflanke des pelagonischen Massivs, zuletzt an den Chromvorkommen von Alchar und Rozden in Mazedonien gekennzeichnet, findet in Nordgriechenland in den Serpentin-schuppen und Chromerz-vorkommen vom Policarpi, Edessa und Naussa seine Fortsetzung. Weiter nach S gehören vermutlich Elafina und Lithochori dazu, im O des Olymps, wo schließlich das Meer erreicht wird.

Genauere geologische Daten über alle diese letztgenannten Serpentin- und Chromvorkommen liegen wenig vor.

Über das Chromvorkommen Fteri, nordwestlich des Olymps, an der Straße Katerini—Ajos Dimitrios, bringt P. LEPEZ [286] einige geologische Notizen: Ein 6 km breites, 15 km langes Serpentinmassiv steht im Verband mit Marmor und Chloritschiefer; auch magnetit-haltiger Pyroxenit tritt in Erscheinung. Ein kleines stockförmiges Erzvorkommen wurde ausgebeutet, die Analyse (Tab. 1) gibt an: 47.65% Cr_2O_3 , 0.74% Fe_2O_3 , 19.43% FeO , 7.1% Al_2O_3 , 16.65% MgO , 6.64% SiO_2 . Daneben bestehen noch eine Reihe weiterer Vorkommen geringer Ausdehnung, zumeist Derberz.

Der niedrige Al-Gehalt der Fteri-Erze läßt auf dunitisches Nachbargestein schließen; auch die Gesteinsbeschreibung von Lepéz läßt dies vermuten. Abgrenzbarkeit von Dunit, Peridotit und Pyroxenit sowie die Verteilung der Chromvorkommen lassen erwarten, daß eingehenderes Studium dieses basischen Massivs auch Aufschluß über inneren Zonenbau zu erbringen vermöchte.

Der geologische Rahmen von Policarpi, Edessa und Naussa findet auf den Karten von K. OSSWALD [292] seine Darstellung, aus der ähnlich intensiver Schuppenbau wie um Alchar abzulesen ist. Der Serpentin von Lithochori findet bei J. CVLJIC [33] eine kurze Erwähnung. Der eigenartige Brecciengneis von Alchar-Rozden, wo er unmittelbares Begleitgestein des Serpentin ist, streicht, nach den Ausführungen von K. OSSWALD zu schließen, auch nach Nordgriechenland ein.

Vom Chromitvorkommen Spourlita im N des Olymps erwähnt L. DUPARC [265] reiches Erz, 1.5 m mächtig, mit über 50% Cr_2O_3 in schiefrigem Serpentin.

13. Domokos und Tsangli in Mittelgriechenland.

(Tafel IV.)

Domokos, in Mittelgriechenland gelegen, etwa 40 km nördlich Lamia in Thessalien, erhebt sich inmitten einer baumfreien Hochfläche, Sh. 400 m, die Schachthanlage des Chrombergbaues Domokos; die Straße Lamia nach Larissa, dem Hauptstraßenzuge von Athen nach Saloniki angehörend, führt an der Chromerzgrube vorbei. Domokos ist der bedeutendste Chromerzbergbau Griechenlands, seine Monatserzeugung übersteigt zeitweilig 2000 t Derberz.

Den Besuch und die geologische Grubenaufnahme von Domokos in sämtlichen Haupthorizonten habe ich 1943 gemeinsam mit E. Clar durchgeführt; in den folgenden Angaben wird in der Hauptsache den Ergebnissen unseres gemeinsamen Erst-Berichtes (HIESSLEITNER und CLAR [269]) gefolgt. Leider war es uns infolge der Kriegsumstände nicht gegönnt, über den Grubenbereich von Domokos hinaus Exkursionen durchzuführen. Aus diesen Gründen muß eine Darstellung der Verbandsverhältnisse und Stellungnahme zu weiter ausgreifenden Fragen der Serpentin- und Chromerzgeologie dieses Gebietes unterbleiben.

Auf der Fahrt Lamia—Domokos zeigen sich in den Aufschlüssen beider-seits der Straße bis zur Paßhöhe gefaltete Hornsteinkalke und Kieselschiefer, auch kieselfreie organogene Kalke (Jura?) sowie Melaphyrdurchbrüche. In Richtung Domokos wird, die Paßhöhe einnehmend, ein geschlossenes Diabasmassiv gequert; fladenartige Diabaslagen und Kugeldiabase sind

auffällig. Vermutlich grenzt der Diabas unmittelbar dem Serpentin von Domokos an.

Das Peridotit-Serpentin-Massiv von Domokos im engeren Bereich der Chromerzgrube ist hauptsächlich aus Pyroxenperidotit zusammengesetzt, in der Grube sind manchmal Anzeichen regelmäßigerer magmatischer Bankung bemerkbar, auch sind dort primär-schollige Differentiationen, Schollen von Pyroxenperidotit in Dunitgrundmasse schwimmend, zu beobachten. Im allgemeinen ist aber recht wenig Dunit zu sehen und Dunit anscheinend auf die knappste Lagerstättennähe beschränkt.

Vermutlich setzen die basischen Massen von Domokos in nordöstlicher Richtung gegen Tsangli am Golf von Volos fort. Bei Domokos ist das Peridotitmassiv zu fast völliger Ebenheit abgetragen, die eine tertiäre Altfläche darstellt, nur von dünner und nicht überall vorhandener Schotterlage bedeckt.

Die Reisenotizen von V. HÜBNER 1901 [276] verzeichnen zwischen Domokos und Pharsala Quarzphyllite und darüber kristalline Kalke (also besteht eine vermutlich paläozoische Serie in Nachbarschaft zu Serpentin?); zwischen Pharsala und Kato Sefarli liegen Chloritschiefer über Serpentin und Gabbro. Im Profil über das Otrysgebirge breiten sich Flysch und Rudistenkalk über Serpentin und Chromeisen führende Diabase (?), letztere nehmen den Kamm des Gebirges ein (zit. F. TOULA [20]).

Mangels Studium der weiteren Umgebung und der Verbandsverhältnisse mußten auch alle Fragen nach etwa vorhandener Zonengliederung innerhalb der basischen Gesteine und damit auch die genauere Stellung der Chromerzvorkommen in derselben offenbleiben. Unglücklicherweise ging auch alles geologische Aufsammlungsmaterial verloren, so daß auch eine eingehendere petrographische Darstellung zur Zeit nicht möglich ist.

Die Chromerzlagerstätte Domokos (Tafel IV) setzt sich aus 2—3 Zügen stock- bis linsenförmiger Erzkörper zusammen. Die Reihen der Erzkörper, zueinander etwa parallel und in ungefähr 50 m Abstand laufend, halten die Richtung ONO—WSW; es ist dieselbe Richtung, welche dem Verlauf des Peridotitzuges in Richtung auf Tsangli zu entsprechen scheint, also quergestellt zum dinarischen Streichen!

Innerhalb dieser Streichlinien schieben die Chromerzkörper jeweils steil bis mittelsteil nach NO ein. Es ist zur Zeit schwierig festzustellen, ob bereits ursprünglich eine Aufreihung in parallelstreichende Linsenkörper bestanden hat oder ob diese Anordnung von tektonischer Zerspaltung eines mehr einheitlichen, wenn auch unregelmäßig gelappten Erzkörpers herrührt. Wahrscheinlich sind beide Faktoren an der Schaffung des gegenwärtigen Lagerstättenbildes beteiligt. Jedenfalls zeigen auch die Gruben-aufschlüsse eine Reihe im Streichen der Linsenzüge gelegene Störungen, mit in Reibungsbreccie eingepacktem Rutscherz, mit Quetschzonen im Nebenstein usw.; solche Erscheinungen können aber auch ohne größeres Bewegungsausmaß allein durch Auslösung von Differentialbewegung an den primären Lagerstättengrenzen bei allgemeiner tektonischer Beanspruchung bewirkt worden sein. — Das Lagerstättenbild von Domokos erinnert etwas an die in Schollen zerlegte Stocklagerstätte Nada bei Raduscha in Mazedonien.

Sämtliche Erzlinsen in Domokos sind in der Hauptsache Reicherz- bzw. Derberz Körper, z. T. bis zu Tage reichend und seinerzeit im Tagbau verhauen. Es werden 6—9 größere Erzkörper unterschieden. Einzel-

dimensionen solcher Erzkörper, beispielsweise Nr. 1 und Nr. 2 im Horizont der Sohle 8 (-63 m) vereint, betragen etwa $25 \times 10\text{ m}$, sich erweiternd in Sohle 9 (-79.5 m) auf $60 \times 15-20\text{ m}$. Die Längsdimensionen liegen parallel der Reihenrichtung! Nur das noch nicht ausreichend untersuchte Erzvorkommen Nr. 8 befindet sich anscheinend etwas außerhalb und südwestlich der drei Haupterzreihen, es zeigt auch abweichendes Einfallen.

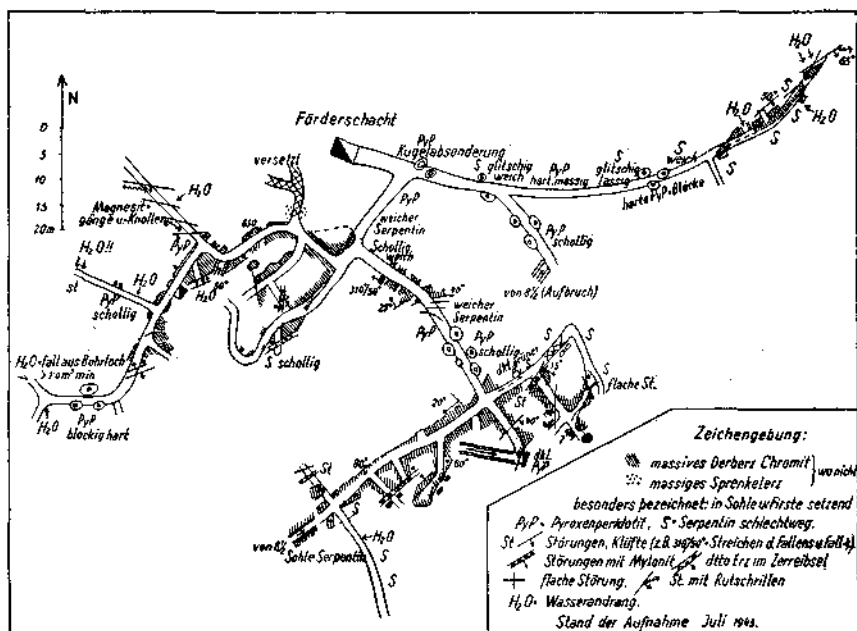


Abb. 85. Geologische Horizontkarte der 9. Tiefbaushole von Domokos in Mittelgriechenland. (Nach Hiessleitner und Clar.)

Wie sich die Erzkörper im horizontalen Grubenriß darstellen, soll als Beispiel unsere geologische Grubenaufnahme von Sohle 9 (—79.5 m) in Abb. 85 zeigen, zugleich die Art und Weise der Methodik und Darstellung geologischer Grubenaufnahmen im Chrombergbau wiedergebend.

Sofern nicht Grenzstörungen vorliegen, sind vielfach deutliche, buchtig gewundene magmatische Grenzen der Erzkörper zu Nebengestein zu beobachten. Aber auch randlich primär schollige Auflösung der massiven Erzkörper kommt vor, meist ist dort ein höher zersetzter, grünlicher Serpentin zugegen. Dunit, wenn überhaupt beobachtbar, findet sich nur unmittelbar am Erzkontakt. Das „Dunitheud“ ist jedenfalls dünn, praktisch liegt die Lagerstätte unmittelbar in Pyroxenperidotit eingebettet. Die Erzkörper sind massiv, fast durchwegs aus mittel- bis grobkörnigem Derberz bestehend. Das Derberz ist hart und stückig brechend; Nebengesteineinschlüsse treten zurück. Sprenkelerzausbildung ist in nicht großem Umfange vorhanden.

Der Beziehung von Chromlagerstätte zu pyroxenperidotitischem Nebengestein entspricht auch die chemische Zusammensetzung des

Domokoserzes: reines Derberz erreicht knapp 40% Cr_2O_3 , die Bausch-analyse einer größeren Erzeugungsmenge lautet: 40.03% Cr_2O_3 , 0.6% Fe_2O_3 , 12% FeO , 18% MgO , 21.94% Al_2O_3 , 0.10% CaO , 5.3% SiO_2 , 0.15% CO_2 , 0.28% MnO , 0.07% SO_2 und 1.41% H_2O (siehe auch Tabelle 1).

Der hohe Aluminiumgehalt, Spinellcharakter, drückt sich auch dem bloßen Auge in matterem Glanz und Strich des Derberzes aus.

Der massiven Ausbildung der Lagerstätte entsprechend ist der Derberzanfall hoch, etwa $\frac{2}{3}$ der Förderung wird mit annähernd 40% Cr_2O_3 -Gehalt erzielt, $\frac{1}{3}$ mit 34% Cr_2O_3 .

Der Chromerzbergbau Domokos hat die Aufschlußentwicklung seiner Vorkommen, durch Lage in der Ebene gezwungen, nach Erschöpfung des Tagbaues schachtmäßig vollführt. Heute (1943) ist Sohle 79.5 m erreicht und vorgerichtet, drei Erzkörper mit zusammen etwa 1000 m² vererzter Fläche setzen günstig, z. T. mit steilen Begrenzungen! in Sohle. Das Schachtvertiefen auf die nächste Sohle minus 95.5 ist bereits geleistet, die Entwicklung der Sohle selbst noch bevorstehend. Der Wasserzufluß von 3 bis 5 m³/min. erforderte entsprechende Vorkehrungen.

Die Größenordnung der bisher ausgebauten Lagerstättenteile dürfte zwischen 250.000 und 300.000 t betragen, mithin gehört Domokos neben Tsangli zu den größten Chromitvorkommen Griechenlands und zu den bedeutendsten Chromerzanhäufungen überhaupt in Serpentin des Balkans.

Das Chromrevier von Tsangli konnte ich 1943 und 1944 infolge kriegsbedingter Schwierigkeiten nicht besuchen. Ich verdanke einige Angaben den früher dort tätig gewesen deutschen und österreichischen Bergingenieuren Dr. G. UFER (Claustal), Freiherrn v. BOLFRAS (Leoben) und K. SCHLITTERMANN (Leoben).

Der Chromerz führende Serpentin von Tsangli, vermutlich in Fortsetzung des Domokos-Serpentins gelegen oder zumindest in der Streichrichtung diesem zugekehrt, nimmt ein Gebiet im westlichen Küstengebiet des Golfes von Volos ein, von der Hafenstadt Volos 30 km entfernt. Nach einer Mitteilung von G. UFER besteht gerade in Lagerstättennähe ein Verband des Serpentins mit phyllitischen Tonschiefern, den Orašje-Schiefern Mazedoniens nicht unähnlich. Die Gruppe der Erzlinsen ordnet sich auffällig diesem Kontakt zu.

Die Erzlinsen sind innerhalb 1.5—2 km Streichlänge des Serpentins verteilt und haben unter sich oft mehr als 100 m Abstand. Für sich unregelmäßig gelagert, scheint doch ein Reihenverband zu bestehen, u. zw. folgen die Linsen in NO-Richtung aufeinander, im einzelnen nach NO absinkend.

Durchwegs handelt es sich um massive Erzkörper aus Derberz, ohne nennenswerten Sprenkelerzanteil. Die Querschnittsbegrenzungen sind rundlich-elliptisch. Beispiele für Dimensionen sind: 2—12 m breit, bis 40 m lang, an 50 m Teufenerstreckung. Einzelinhalt 2000—8000 t, ausnahmsweise 30.000 t.

Grünlicher, splittrig brechender Serpentin — im allgemeinen für veränderten Dunit bezeichnend — findet sich in Erznähe. Auch beachtliche Erzseifen, bis 3 m tief in junge Bodenbildungen eingebettet, sind Gegenstand der Erzgewinnung.

Die Gruben Tsangli, seit 1883 in Betrieb, haben bisher (1937) 280.000 t Chromerz erzeugt (SCHLITTERMANN).

Die Erzqualität in Tsangli (Tabelle 1) gleicht jener von Domokos. Das Versanderz hielt 38% Cr_2O_3 bei 3% SiO_2 und fand — wie das Domokoserz — in Sonderheit Absatz für die feuerfeste Steinerzeugung.

Der Betrieb ist als Tiefbau in Gang, bis zur fünften Sohle ging der Abbau, die sechste Sohle (Tm — 50) ist in Vorrichtung, ein beachtliches Erzquantum gilt noch als sicher abgeschlossen.

Im Anschluß an die Vorkommen Domokos und Tsangli wären die in südöstlicher Richtung davon auftretenden Serpentine von Euböa ob ihrer vereinzelt und nur in kleinen Schlieren auftretenden Chromerzvorkommen zu erwähnen. Für den mittleren Serpentinegürtel der Insel Euböa habe ich in einer früheren Arbeit [66] kristalline Schiefer als ursprüngliche Verbandsgesteine namhaft gemacht. Angaben über Chromerzvorkommen bringt ein älterer Bericht [261], ferner C. KTENAS [282] u. a.

Unter den ältesten Nachrichten über griechische Chromerzlagerstätten [261] finden sich auch Angaben über Chrom in der Landschaft Argolis im Peloponnes.

14. Die Chromerz führenden Serpentinegebiete in Albanien.

(Tafel V—VII, Photoabb. 7 und 8.)

Die albanischen Peridotitserpentine und die mit ihnen verbundenen Gabbros, Diabase usw. bedecken gewaltige Areale dieses Gebirgslandes; ihre geologische Erforschung mußte notwendigerweise zugleich mit der geologischen Gesamterforschung des Landes in Fluß kommen. Der ungarische Geologe F. v. NOPCSA [229—234] und der österreichische Geologe E. NOWACK [235—244] haben hiebei bedeutende Pionierarbeiten geleistet.

Die hier gebrachte Anführung von Arbeiten zur Geologie von Albanien beschränkt sich auf jenen Anteil, welcher mit Fragen der Serpentinegeologie in engere Berührung kommt. Die Arbeiten italienischer und französischer Forscher, mir nur teilweise zu Gebot stehend, beschäftigten sich in erster Linie mit Stratigraphie und Tertiärgeschichte des Landes. J. BOURCART [225] hatte im ersten Weltkrieg seine Kartierungsarbeiten auch über die südlichen Abschnitte der Serpentinegebiete ausgedehnt.

Mit NOPCSAs erster Forschungsreise, ungefähr gleichzeitig hat H. VETTERS 1906 eine geologische Bereisung Nordalbaniens durchgeführt und eine geologische Übersicht des nördlichen Albanien gegeben [252], hiebei bereits eine Reihe von Beobachtungen aus den basischen Zonen der Merdita mitgeteilt.

Aus der Durchforschung der Landschaft Merdita in Nordalbanien durch W. HAMMER 1927 entspringt eine Arbeit [227], welche sich schon präzise Fragen der Serpentinegeologie vorlegt und auf Vergleiche mit den benachbarten mazedonisch-serbischen Vorkommen zurückgreifen kann.

Im gleichen Jahr hat KERNER v. MARILAUN einen Ausschnitt des Valbonatales in Nordalbanien kartiert und hierüber eingehend berichtet [228]. Ebenfalls einer Kriegskartierung entstammend, haben H. GOEBEL über das albanische Grenzgebiet am Ochridsee [47] und ROTH v. TELEGD über das montenegrinisch-albanische Grenzgebiet bei Plav [246] Untersuchungen geliefert, welche die Fragen der basischen Gesteine einbezogen.

F. KOSSMAT hat von Mazedonien her in seiner Geologie der zentralen Balkanhalbinsel 1924 [10] die bis damals erzielte tektonische Gliederung Albanien durch die eingangs genannten Forscher mit den mazedonischen Verhältnissen in Vergleich gesetzt und die jurassische Altershypothese von den mazedonischen Peridotiten und ihrem Gefolge auch auf die albanischen Serpentinvorkommen angewendet.

In den Jahren 1924—1929 erscheinen die Gesamtergebnisse der Arbeiten von NOPCSA und NOWACK in Kartenwerken, Aufsätzen und Büchern. Die geologische Landesaufnahme mündet in der Herausgabe des geologischen Kartenwerkes von Albanien 1:200.000 durch E. NOWACK, welches die Aufnahmeergebnisse durch v. NOPCSA in Nordalbanien eingeschlossen enthält.

Die Erforschung der basischen Gesteinsmassen in Albanien ist bisher mehr aus regional-tektonischen und stratigraphischen Gesichtspunkten heraus erfolgt, weniger um ihrer selbst willen. Fragen der Einreihung des Serpentin in stratigraphische Verbände werden mehr im Hinblick auf die — auch noch nicht geklärten — Verhältnisse der benachbarten

Länder als aus Vorhandensein oder Fehlen entscheidender Beobachtungen im Lande selbst beantwortet. Der Schritt zu einer ausführlichen monographischen Bearbeitung der Peridotitgebiete Albaniens ist noch nicht getan. Auch meine Beiträge hierfür, im folgenden dargestellt, sind nur Stückwerk. Immerhin kann in einzelnen Fällen gezeigt werden, daß magmatischer Lagerbau, innere Zonengliederung und entsprechende Zuordnung von Chromerzvorkommen auch für die albanischen Vorkommen Gültigkeit haben. Wahrscheinlich ist Albanien aber darüber hinaus vermöge der Geschlossenheit eines Großteiles seiner basischen Massen, vermöge der Intensität und Vielfalt in der Differenzierung derselben, sogar geeignet, wesentliche zusätzliche Erkenntnis des Baustiles der basischen Gesteins-Entfaltung auf der Balkanhalbinsel zu fördern.

Um Anschluß an die Verhältnisse der benachbarten, insbesondere mazedonischen Vorkommen der basischen Gesteine zu gewinnen, soll eine kurze Übersicht der tektonischen Gliederung Albaniens nach den Ergebnissen von E. NOWACK und F. NOPCSA vorangestellt werden, wobei die Mitteilung von E. NOWACK [241], NOPCSAs Ergebnisse mitverwertend, an den Internationalen Geologenkongreß Madrid 1926, unter Anfügen einiger Zusätze hinsichtlich der basischen Gesteine, als Grundlage benützt wird.

Nach E. NOWACK gliedert sich Albanien auf:

Zone 1. Adriatisch-jonische Zone, der Küste zunächst gelegen, umfaßt lückenlos Obertrias—Oligozän. Ophiolithe spielen keine Rolle. Eine mächtige Hornstein-Entwicklung im mittleren Lias und mittleren Dogger. Hornsteinplattenkalke bezeichnend für Oberjura bis Unterkreide.

Zone 2. Niederalbanisch-epirotische Zone (= Westhellenische Zone von Renz) füllt als eigentliche Flyschzone in breitem Gürtel das der Küste zugekehrte Bergland Südalbaniens aus. Flysch umfaßt Mittelmiozän bis Oberpliozän, wird im Liegend von Plattenkalk Oberjura-Unterkreide, im Hangend von Neogen eingefäßt. Basische Gesteine als Elemente des stratigraphischen Verbandes dieser Zone werden nicht angeführt, obwohl E. NOWACK geneigt ist, auf Grund seiner Beobachtungen auch noch eozäne Nachförderung basischer Gesteine für möglich zu halten.

Zone 3. Von der Küste einwärts gezählt, ist die Cukali—Olonos-Zone (Olonos-Pindos-Zone in Griechenland nach RENZ). Inhalt in Nordalbanien: Fast das ganze Mesozoikum in kalkig-hornsteinreicher Entwicklung, unter Einschaltung ophiolithischer Eruptiva, nach oben mit Eozän kalkig-schiefelig abschließend. In Südalbanien: Vereinzelt Fetzen der älteren Schichten, im übrigen Flysch unter Ausbildung einer besonderen Fazies, des Nummuliten führenden Krastakalkes und der roten bunten Serie, letztere mit reichlich Sedimentmaterial aus Serpentinabtrag.

Zone 4. Serpentin-Schiefer-Hornstein-Zone, ist Trägerin der Massen-Entfaltung von basischen Gesteinen. Verknüpft sich nach N mit den Serpentinzügen Mazedoniens, Bosniens und Serbiens, nach S mit jenen Griechenlands. Unter-, Mittel-Obertrias sind an dem Aufbau der Zone beteiligt. Serpentin wird in die Trias, hauptsächlich Untertrias gestellt, die mit Entwicklung von Hornsteinschichten, Jaspisschiefer, Tuffiten, Sandsteinen einhergeht. Neues paläontologisches Material wird aus der Schiefer-Hornstein-Zone nicht beigebracht. Jura scheint zu fehlen. Oberkreide — Kalk und Konglomerate — liegen transgressiv, verhältnismäßig flach über den basischen Gesteinen. Mit abermaliger Diskordanz folgen Alttertiär und Miopliozen in Rinnen.

E. NOWACK betont den Mangel an Faltung in dieser Zone infolge Sperrigkeit der basischen Massengesteine, hingegen Neigung derselben zu Ausbildung von Gleitkörpern, wobei die Sedimentformationen als Klippenzüge innerhalb der Eruptiva erscheinen. „An zwei Stellen, am Drin bei Skutari und am Skumbi bei Elbassan ist diese Gebirgszone als Überschiebungsmasse in scharfem Knick weit nach W vorgeprellt und hat die gefalteten Vorlandzonen überfahren.“

Zone 5. Die halbkristalline Zone baut in Nordostalbanien Gora- und Korabgebirge auf; in ihr wird der hoch herausgehobene, tiefe Untergrund erblickt. Zusammensetzung: Jungpaläozoikum, Karbon und Perm in Form halbkristalliner Schiefer und Grau-

wackengesteine mit Injektionen grüner Eruptiva, hauptsächlich Diabas. Es folgen verrucanoartige, rotgefärbte Gesteine, Schiefer, Sandsteine und Konglomerate, darüber Serpentin. Im Korabgebirge, von wo E. NOWACK flachere Lagerung, doch stärkere Metamorphose hervorhebt, liegt über dachschieferigen Phylliten und Grauwackenschiefern eine mächtige Gipsmasse, darüber eine Serie Schiefer, Kalke, holzähnliche geschieferte Sandsteine, Konglomerate und gepreßte Eruptiva; hierfür wird Untertrias vermutet, Obertrias für Trochitenmarmor im Hangenden. (Nach eigenen Beobachtungen auf der O-Seite des Korab möchte ich für diese Serie doch eher paläozoisches Alter annehmen.)

Zone 6. Die nordalbanische Tafel im Sinne von v. NOPCSA baut das albanisch-montenegrinische Kalkhochgebirge auf und ist aus einer geschlossenen Sedimentfolge von Jungpaläozoikum aufwärts bis Oberkreide entwickelt, kalkig-neritische Fazies herrscht vor. Ophiolithe fehlen. Tektonisch besteht einfacher Innenbau, flach wellig verbogen, auf Zone 3 vorgeglitten, mit Mylonit an der Basis.

Aus meinen eigenen, verhältnismäßig kurzen albanischen Aufenthalten heraus, beschäftigt ausschließlich mit den Fragen der engeren Serpentin- und Chromerzgeologie, steht es mir nicht zu, den großtektonischen Problemen des albanischen Raumes in kritischer Weise nahezutreten. Doch gewährten die verschiedentlichen Einblicke in die bisher gar nicht beachtete Detailgeologie der Peridotitmassen Albaniens und ihrer Chromerzlagerstätten, unterstützt von vergleichender Erfahrung insbesondere aus dem benachbarten Mazedonien, doch wieder eine andere Art der Betrachtung des Ophiolithproblems, als es die rein tektonischen Studien vermochten.

An drei Querprofilen, von Prizren nach Skutari, von Klos in Mittelalbanien nach Durazzo, von Pogradec am Ochridsee nach Elbassan an der adriatischen Vorniederung, ist mir das gewaltige Ausmaß des Anteiles basischer Gesteine am Baugerüst dieses Gebirgslandes in eindrucksvollen Bildern vor den Augen abgerollt.

Das nördliche Profil, von Prizren über Kukes nach Skutari, enthält eine fast geschlossene, lebhaft differenzierte basische Masse von über 200 km Breite. Die Peridotitzone von Kukes, klar gliederbar in dunitische und pyroxenperidotitische Teile, wird von einem mächtigen Gabbromassiv unterbrochen, das adriawärts zusammen mit dioritischen Gesteinsgliedern durch eine weite Strecke den Peridotit völlig unterdrückt. Dann folgen Peridotitserpentin, Gabbro, dioritische Gabbros und Diabase in Wechsel, in den Ausschnitten des neuen Straßenbaues prachtvoll erschlossen. Vor dem Aufstieg nach Pukes, von Kukes kommend, wird eine breite Diabasmasse gequert, mit Zwischenschaltung von Brockendiabas, Diabastuffschiefen, Kieselschiefern und einzelnen Schollen Serpentin. West Pukes ist wieder eine geschlossene Masse von Pyroxenperidotit vorhanden, dem N-Rand der Merdita zugehörig, mit schmalem Anteil von Diabas. Die letzten Aufschlüsse von Serpentin tauchen knapp vor dem Gestade des Skutarisees unter die mesozoischen Küstenketten.

Schmale Streifen starker Störungen, zerrüttete ruschelige Serpentinzonen, wechseln in diesem Profil mit breiten Abschnitten minder gestörter Lagerung. Im allgemeinen ist der Eindruck vorherrschend, daß im O-Abschnitt ruhigerer Bau der basischen Gesteine vorwiegt, so daß die Phänomene primär magmatischer Schichtung derselben unversehrt blieben, während westwärts die Anzeichen starker Durchstörung zunehmen. Die relative tektonische Ruhe der O-Abschnitte auch in nachgosausischer Zeit tritt durch die in ziemlich ungestörter flacher Lagerung darüber gebreitete Decke von Oberkreidekalk sinnfällig in Erscheinung. Ganz anders der W-Abschnitt der basischen Masse, besonders in der Merdita, wo die intensive Durch-

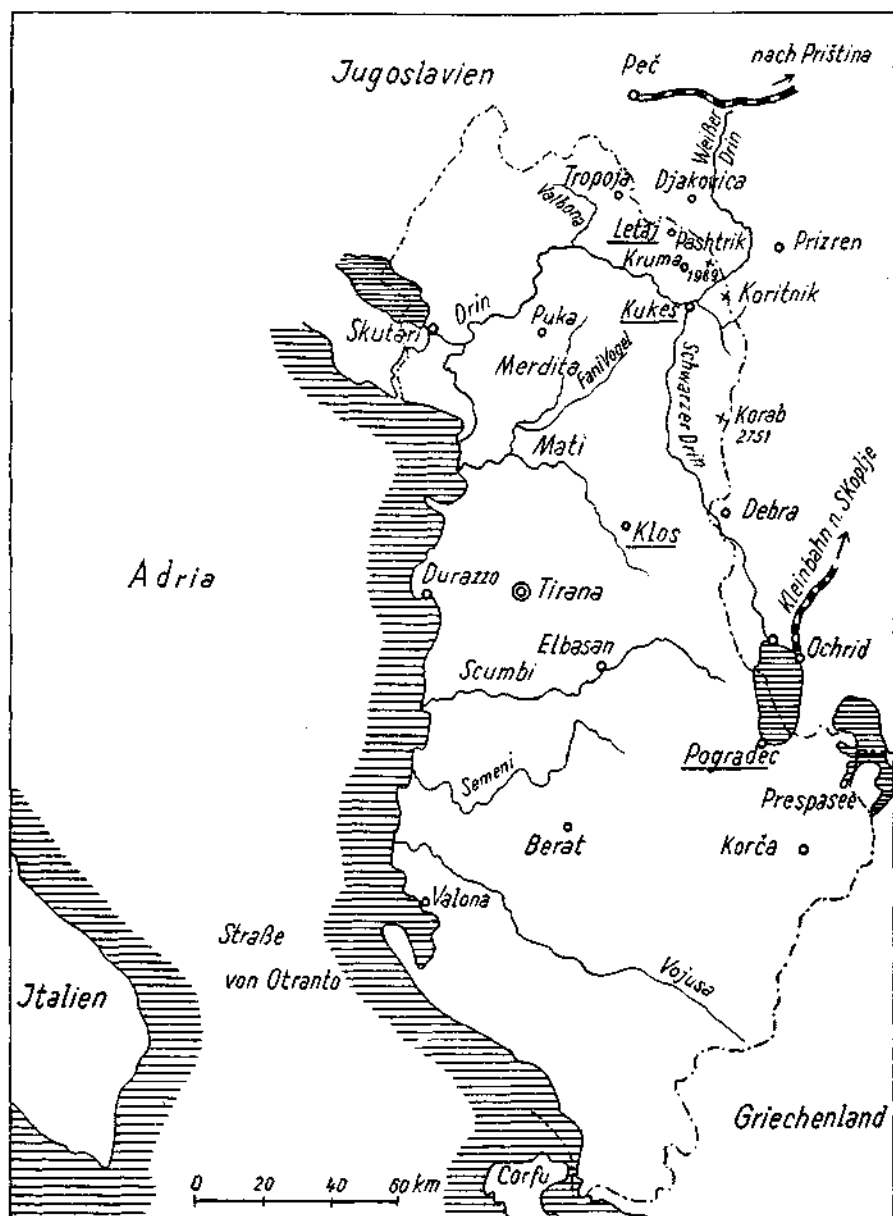


Abb. 86. Lagenübersicht der albanischen Chromerzreviere. (Letaj, Kukes, Klos, Pogradec).

störung, Durchschuppung in ausgezeichneten Aufschlüssen und auch im Landschaftsbild entgegentritt, das als kahles, wild und schroff zerklüftetes, felsenreiches Bergland den Beobachter immer wieder in seinen Bann zwingt.

Eine Gipfelfur in etwa 1000—1200 m Sh. umspannt das Serpentinland Nordalbanians und öffnet zwischen den Kalkhochbergen hindurch gleichsam ein Tor aus der Adria zum Amselfeld (Kossovo Polje) des inneren Mazedoniens, welche Einfallspforte sich auch die Adriaflora zunutze macht.

Im nächst südlicher gelegenen Querprofil, von Klos in Mittelialbanien westwärts, tritt die tektonische Zweiteilung der basischen Gesteinszüge Albanians durch einen eingeklemmten Keil mesozoischer Gesteine in Erscheinung und beherrscht auch das noch südlicher gelegene Profil von Pogradec nach Elbassan.

Es ist bezeichnend, daß die Chromerzreviere Albanians sich alle an Peridotite des O-Armes der basischen Massengesteinsentfaltung halten. Dort scheint auch vorwiegend die Neigung zu stärkerer Differentiation, zu Abspaltung von Dunitfels, bestanden zu haben, der oft mit Chromerzausscheidungen Hand in Hand geht. Das letztere ist aber keine allgemein gültige Regel, denn es werden im folgenden auch albanische Chromerzlagertstätten beschrieben, die keine oder nur eine dünne Dunithülle aufweisen.

Im großen gesehen treten auch in der östlichen Peridotitzone die Dunitbildungen mengenmäßig gegen den vorherrschenden Pyroxenperidotit zurück.

Hauptträger der Chromitlagertstätten Albanians ist also ein Pyroxenperidotitgebirge, überwiegend Harzburgit, meist wohl gebankt und auch magmatisch geschichtet, mit untergeordneten Dunitausscheidungen. Nur bei Kukës erreicht der Dunit ein größeres Ausmaß, im Gesamtumfang aber doch gegen Pyroxenperidotit zurücktretend; immerhin besteht hier eine gewisse Ähnlichkeit mit dem allerdings viel lebhafteren Wechsel pyroxenperidotitischer und dunitischer Lagen der Chromerzreviere Raduscha und Jezerina in Mazedonien.

Das Vorherrschen der gebankten und geschichteten Pyroxenperidotitmassen Albanians erinnert an die mittlere gebankte Zone des Vardarraumes. Die albanischen Chromerzvorkommen beweisen aber, daß die Pyroxenperidotitmassen durchaus nicht immer chromerzarme oder gar völlig sterile Zonen zu sein brauchen, wie ja auch im Vardartal gewisse Abschnitte der mittleren gebankten Zone erzeich sein können, allerdings dann mit dunitischem Begleitgestein.

Die Fragen des ursprünglichen Verbandes der basischen Gesteinsmassen Albanians sind in der Regel aus kleinem Raum heraus nicht zu beantworten. In den inneren Teilen der basischen Gesteinszüge und vor allem in den ruhiger gelagerten O-Abschnitten derselben, von Kukës über Klos nach Pogradec, fehlen größtenteils Aufschlüsse älterer Gesteine; an den Rändern hinwiederum spiegeln sich bedeutende tektonische Bewegungsvorgänge ab, welche die basischen Massen in Gesamtheit ergriffen haben und ursprüngliche Verbandsverhältnisse verwischten. Zudem ist die Altersstellung der Jaspisschiefer, Tuffite und Sandsteine, die mitunter auflagernd oder eingekellt inmitten der basischen Massen auftreten, noch immer nicht in allen Richtungen geklärt, um aus Vorhandensein derselben

allein die Beurteilung von ursprünglichem Verband und Altersfrage der Peridotite in eindeutig schlüssiger Weise aufbauen zu können.)*

Von N kommend, wo die Serpentinzüge von Bosnien und Serbien her scharen, steht das weitgespannte Peridotitland von Letaj—Djakovica in N-Albanien in unmittelbarem Zusammenhang mit den Peridotitmassen von Kukës und östlich davon. Die hochaufgetürmten, gut schichtigen Jura- und Kreidekalkmassen des 2000 m hohen Paštrikgebirges verhüllen nur einen Teilausschnitt des unter ihnen durchlaufenden basischen Massivs.

Von Prizren her ist der O-Rand der Peridotitmasse von Kukës noch in Verband mit der Serie paläozoischer Schiefer, Phyllite, Sandsteine, Kiesel-schiefer, Grünschiefer und mit kristallinen Kalken zu sehen, wie wir sie allenthalben als Grenz- und Hüllgesteine der mazedonischen Serpentine kennen. Im ersten Abschnitt des allgemeinen (2.) Teiles dieser Arbeit wird auseinandergesetzt, wie sehr Gründe zur Annahme bestehen, diese Gesteins-serie für paläozoisch zu halten und ihr noch unmittelbare stratigraphische Beziehung zu Teilen, zumindest zu tiefen Abschnitten der bosnischen Schiefer-Hornstein-Sandstein-Formation zuzumuten.

Eine ähnliche Gesteinsvergesellschaftung wie am NO-Rand bei Prizren hat KERNER v. MARILAUN [228] am N-Rand des Peridotits im Valbonatal festgestellt, an der stark gestörten Grenze der Serpentine des Letaj-Bezirktes zum aufragenden Stockwerk der mesozoischen Kalkhochalpen im albanisch-montenegrinischen Grenzraum. Leider sind mir diese Auf-schlüsse nicht aus eigener Anschauung bekanntgeworden. In Anlehnung an NOPCAs Auffassung hält KERNER v. MARILAUN freilich dafür, hier ein Untertauchen der „triadischen Schiefer-Hornstein-Serie“ unter die „jurassischen Peridotite“ zu sehen. Sehr wahrscheinlich sind in diesem Ausschnitt der Schiefer-Hornstein-Schichten auch paläozoische Elemente enthalten, KERNER selbst fühlt sich fallweise an Karbonschiefer gemahnt. Die Kontakte des Valbonatales sind stark bewegt, es besteht steilgestellte und überkippte Lagerung.

Alle übrigen mir bekannt gewordenen Kontakte der basischen Gesteine Albaniens zu sicheren Triaskomplexen sind rein tektonischer Natur, nirgends sind irgendwie unmittelbare Altersbeziehungen des Serpentin zu Trias oder Jura herzuleiten. Die sichere Trias erscheint auch in Albanien zu Serpentin im selben Rahmen wie überall am Balkan, jünger und auflagernd auf Peridotitserpentin und seine primären Hüllgesteine; nirgendwo steigt Gabbro oder gar Peridotit intrusiv in die geschlossenen Triasprofile hoch.

Bei der Betrachtung etwa des Landschaftsbildes der rundlichen mittel-gebirgigen Serpentinberglände bei Letaj, umrahmt von den Kalkhochbergen der montenegrinisch-albanischen Alpen, unter welchen die Serpentine hervorkommen, wird man z. B. an das so völlig ähnliche Landschaftsbild der Serpentinbucht von Kuskavak im Fethiyerevier an der anatolischen

*) Es ist im Hinblick auf die Erfahrung mit fallweisem Auftauchen von Kristallins-pänen an den Grenzen mazedonischer Serpentine bedeutsam, daß solche Vorkommen (Gneis, Glimmerschiefer, z. T. hieher auch Amphibolit) im Grenzbereich albanischer Serpentine sich ebenfalls ereignen — siehe Albanienkarte von E. NOWACK und ins-besondere die jüngere (1940) Arbeit und tektonische Albanienkarte von S. ZUBER [252a], der mehrere Kristallinaufbrüche am Rand der inneralbanischen Serpentine kartiert: 8 km westlich von Lin am Ochridsee, West Korica, und südlich davon die Kristallinschollen am Rande des Serpentin von Barmash, alle als „tektonische Fenster“ bezeichnet.

Hekurawe
2561

Valbonatal

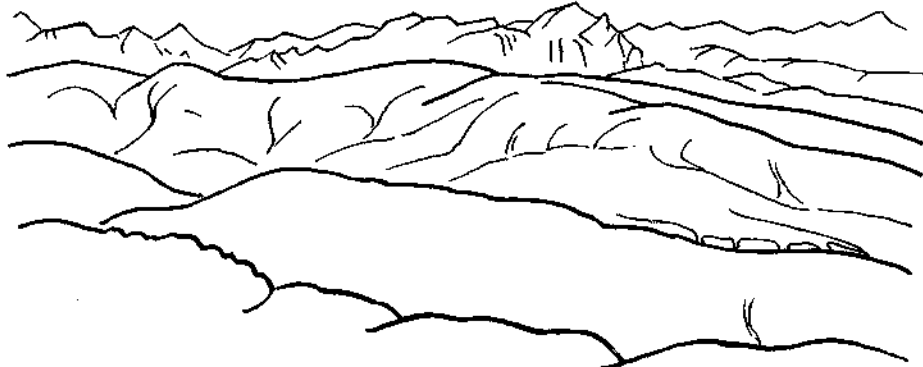
Skelsen 2407
ob Tropoja

Abb. 87. Blick über das Serpentinegebiet von Letaj (Nordalbanien).

Serpentinberge mit sanft gerundeten Formen und Altflächen (Vordergrund, 800 bis 1000 m SH) im Gegensatz zu den schroffen Kalkmauern (Trias) der albanisch-montenegrinischen Hochalpen. Blickrichtung nach WNW.

Südküste gemahnt, die von den triadischen Hochgebirgsketten der Vorberge des Taurus überragt wird.

Der intrusive Aufstieg der basischen Massen in die Phyllit-Kalk-Sandstein-Hornstein-Grünschiefer-Serie ist vermutlich noch in paläozoischer Zeit, wie im allgemeinen Teil dieser Studie näher ausgeführt wird, wahrscheinlich am Ende des Permokarbons, aber noch vor Untertrias erfolgt. Das Bundsandsteinmeer fand ein Flachland vor, dessen Oberfläche die Peridotitintrusionen nicht erreichten.

NOPCSA entscheidet sich allerdings hinsichtlich Alter des Merditaserpentins zugunsten Jura, in Anlehnung an die schon traditionell gewordene Auffassung KOSSMATs, obwohl auch Untertriasalter des Serpentins von ihm nicht gänzlich ausgeschlossen wird. An Untertrias hält sich NOWACK, welcher die Serpentine in die untertriadische Schiefer-Sandstein-Hornstein-Serie intrudiert ansieht. W. HAMMER sieht seine Beobachtungen in der Merdita für eine Beantwortung des Peridotitalters als nicht entscheidend an. Auch für mich haben die Aufschlüsse der Schiefer-Sandstein-Hornstein-Serie in Albanien sowie das wenig klare Verhältnis derselben zu den Serpentinbergen nicht vermocht, die in Mazedonien und am übrigen Balkan gewonnene Anschauung von einheitlichem und wahrscheinlich jungpaläozoischem Alter der Serpentinintrusionen in Frage zu stellen. Die leitenden paläozoischen Hüllgesteine der mazedonischen Serpentine treten ja am O-Rand der albanischen Serpentine gleichermaßen auch an diese noch heran.

In der petrographischen Zusammensetzung der Pyroxen führenden Peridotitgesteine scheint die Anwesenheit von rhombischem Pyroxen zu überwiegen, Harzburgit ist auch in Albanien vorherrschend. Daneben

finden sich immer wieder Peridotit-Ausschnitte mit rhombischem und monoklinem Pyroxen sowie mit letzterem allein. Diallagserpentine beschreibt NOPCSA aus der Merdita. Aus den durchbewegten Gebieten der Merdita haben NOPCSA und NOWACK auf die glasige und knollig-flaserige Beschaffenheit des Serpentin auf aufmerksam gemacht. Ähnliche Beschaffenheit ist auch Serpentin stark gestörter Gebiete Mazedoniens nicht fremd; manchmal kann eine ursprünglich knollige Beschaffenheit von Serpentin — Pyroxenperidotitknollen im Dunit schwimmend — der Ausbildung von glasig-scholligem Serpentin Vorschub leisten.

Das relative Altersverhältnis der basischen Gesteine zueinander ist in Albanien im allgemeinen zu erkennen als von älter zu jünger: Peridotit — Gabbro und Diorit — Diabas und Diabasporphyrte. Gabbro, überwiegend jünger als Peridotit, erscheint manchmal wohl noch in die magmatische Phase des Peridotits gerückt, kleine Gabbroschlieren, verzahntes Salband von Gabbrogängen usw. deuten darauf hin. Entwicklung von Bändergabbro ist im Raume Kukes verbreitet, Flasergabbro und — seltener — Amphibolite finden sich nach NOPCSA in der Merdita. Diabas ist überwiegend als jüngerer Gang oder Lagergang, durch Gabbro und Peridotit brechend, erkennbar. In breiter Mächtigkeit entwickelt, umschließt Diabas mitunter große Schollen von Peridotitserpentin. Zwischen Gabbro und Peridotit scheint auch manchmal schon eine tektonische Phase zu liegen, wie die Gabbrolagen im stark geschieferten Serpentin bei Dukagjini (Kukes) zeigen.

Die einzelnen Chromerz führenden Serpentinreviere.

a) **Die Vorkommengruppen von Letaj-Bythuci** auf albanischem Boden und nachbarlich auf jugoslawischem Gebiet **Deva und Baba Boks** (Tafel V).

Südlich Djakovica in Mazedonien erhebt sich aus der Ebene ein Serpentinbergland, dessen Kammlinie, in ungefähr 1000 m Sh. verlaufend, den Grenzkamm zwischen Mazedonien und Albanien in diesem Landschaftsabschnitt abgibt. Dieses Gebirge ist albanisch Malcija e Gjakoves benannt. Der Serpentin ist durch eine recht bedeutende Chromerzföhrung ausgezeichnet. Auf mazedonischer Seite liegen die Gruben Deva und Baba Boks (Babaj-Boks), auf der albanischen Seite breitet sich das Chromerzrevier von Letaj aus, genannt nach dem Weiler und der Werkskolonie nächst der Paßhöhe Cafa e Prushit (Photoabb. 7). Der albanische Anteil des Chromerzrevieres ist weiträumig, reicht auch noch südlich in die inneren Gebirgskämme hinein, nach W über Bythuci in die Gegend von Tropoja im Valbonatal, nach O in das Quellgebiet des Krumesflusses, der westlich Kukes in den Drim mündet. Nach S ist dem Serpentinland von Letaj überhaupt keine geologische Grenze gesetzt, sondern es vereinigt sich, von Gabbrointrusionen unterbrochen, hinter dem Rücken der Kalkhochberge des Pastrik mit den Serpentinmassen von Kukes.

Von den Kammspitzen des Malcija e Gjakoves erreicht der Blick gegen SO über die tertiärerfüllte, dem Drim pflichtige Ebene hinweg das Serpentinbergland von Orahovac (S. 58), zwischen Djakovica und Prizren in Mazedonien gelegen. Auch diese Serpentinmasse, gleich Letaj hauptsächlich aus Pyroxenperidotit bestehend, birgt zahlreiche Chromitvorkommen. Die tektonische Einsenkung des Beckens von Djakovica hat diese ursprünglich

jedenfalls zusammenhängenden Serpentinmassen getrennt und die Scheidung, welche die großtektonische Anlage schon bewirkt haben mag, noch schärfer vollzogen. Orahovac gehört bereits dem Serpentinstrang an, der nach der Gabelung bei Mitrovitza die O-Seite des pelagonischen Massivs umfließt, während die Serpentine von Letaj-Kukes dem westlichen, dem albanischen Strang angliedern.

Im Bereich des hier betrachteten, bergbaulich erschlossenen Serpentingebietes befindet sich, abgesehen von Überlagerung durch jüngeres Tertiär im Becken von Djakovica, kein Verband des Serpentin mit vortertiären Gesteinsschichten erschlossen. In Blickrichtung nach O ist aus der Ferne die Auflagerung der wohlgebankten Kreidekalke des Paštrikgebirges, sich über Serpentin erhebend, zu erkennen. Erst weiter westlich im Valbonatal, außerhalb der von mir begangenen Gebiete, schon knapp an den Fuß der albanisch-montenegrinischen Kalkhochalpen (Nordalbanische Kalktafel nach NOPCSA) gerückt, befindet sich die NW-Grenze des Serpentinmassivs und der Verband zu Gesteinen der Schiefer-Hornstein-Serie. Die geologischen Verhältnisse im Valbonatal sind durch KERNER v. MARILAUN [228] studiert worden, ich habe einleitend auf diese Untersuchungen bereits hingewiesen.

Nach KERNER sind die Grenzverhältnisse des Serpentin allerdings außerordentlich gestört. Der Peridotit ist im Grenzbereich hochgradig serpentinisirt, die Gesteine der Schiefer-Hornstein-Serie, zumeist steil aufgerichtet, tauchen bald unter die Serpentine, bald fallen sie von diesen ab. Aus den petrographischen Angaben von KERNER, etwa aus der Beschreibung der Aufschlüsse in der Tropoja-Schlucht, ist unschwer zumindest ein Anteil der Gesteine als ältere, vermutlich paläozoische Serie herauszustellen, dies trifft besonders für die seidenglänzenden phyllitischen Tonschiefer, vielfach mit Quarzlinsen, für die kristallinen Kalke sowie glimmerreichen Bändermarmore und Grünschiefer zu. Auch die Jaspisschiefer sind der gleichen paläozoischen Serie Mazedoniens nicht fremd.

Es handelt sich im Valbonatal anscheinend um ähnliche Gesteinsfolgen, wie sie ROTH v. TELEGD [246] in unweiter Nachbarschaft, doch bereits jenseits der Kalkhochgebirgskette, bei Plav in Montenegro beschrieben hat. Dort werden sie von ROTH dem Durmitor-Paläozoikum zugerechnet und bestehen aus phyllitischen Schiefern, Jaspisschiefern, Quarziten und Sandsteinen; Crinoidenkalke und gepreßte Gabbros treten hinzu; dieser Gesteinsreihe liegen permische Breccien und Sandsteine auf. Für die Gesamterscheinung des Paläozoikums der Durmitoreinheit im Sinne von NOPCSA ist nach ROTH v. TELEGD Flyschcharakter bezeichnend.

Für eine tektonisch-stratigraphische Beweisführung ist der stark gestörte Gebietsausschnitt des oberen Valbonatales aber schwerlich geeignet und die Schlüsse von KERNER-MARILAUN, aus engem Aufnahmsraum heraus aufgebaut, bewegen sich daher mit Recht sehr vorsichtig und bleiben im Rahmen der Auffassungen von NOPCSA: Untertauchen der Schiefer-Hornstein-Serie unter die Peridotitmassen, in Gesamtheit aber ein Auf-schieben der Merditatrias und -serpentine, in deren weiterer Fortsetzung auch die Serpentine und Begleitgesteine des Valbonatales liegen, auf die nordalbanische Kalktafel.

Auch scheint mir die Deutung, welche KERNER den flyschartigen Tonschiefern zwischen Schiefer-Hornstein-Serie und echter Triasüberlagerung gibt, indem er sie mit überfahrenen, für Eozän gehaltenen Schiefern (Gjanischiefer im Sinne v. NOPCSA und ROTH v. TELEGD, mylonitische Schiefer an der Stirn der basischen Decke) in Verbindung bringt, noch keineswegs gesichert. Erst ein weiter gefaßter Rahmen der Kartierung kann hierüber entscheiden. Ohne die bedeutenden Bewegungsvorgänge in diesem Raume, die sich aus den Detailaufnahmen KERNERS in aller Deutlichkeit

ergeben, zu bezweifeln — einen weit ausgreifenden Deckenschub, ein doppeltes Triasstockwerk, konnte ich selber 1940 weiter nördlich bei Mojkovacs in Montenegro durch eigene Kartierungsarbeit genauer untersuchen —, so gleicht doch der aus dem allgemeinen Landschaftsbild abgeleitete Eindruck zu sehr allen übrigen, mir durch eigene Kartierungsarbeit genauer bekannten Serpentinkontakten; so daß auch hier nichts anderes als ein Hervorkommen der von älteren, paläozoischen Gesteinen begleiteten Serpentinmassen unter jüngerer Triasdecke gesehen werden kann.

Der NW-Ecke des gleichen Raumes sind auch die Beobachtungen einzureihen, die V. SIMIĆ [149] auf dem Kartenblatte Peč nächst Dečani an der mazedonisch-albanischen Grenze anzustellen vermochte. Es handelt sich dort zweifellos auch um die aus dem Valbonatal herüberstreichenden paläozoischen Schichten, Phyllite, Tonschiefer, Sandsteine, Quarzkonglomerate, halbkristalline Kalke und Marmore, zusammengepreßt mit Quarzporphyr und Gabbros. (Bei Peč und Dečani sind auf der Karte von K. PETKOVIC auch Serpentinmassen verzeichnet.) Simić führt für diese Serie permokarbones Alter an. Bei Dečani zeigen sich rote glänzende Werfenerschiefer und grauschwarze schiefrige, Fossil-führende Kalke des Oberwerfensien, das Jungpaläozoikum ist mit der Untertrias eng verknüpft. „Im Karstgebiet von Koprivnik und Malje Nedžinat kann ein normaler Übergang von jungpaläozoischen in obertriadische Schichten beobachtet werden.“ Auch SIMIĆ lehnt die von NOPCSA geführte Deutung einer Gruppe von Tonschiefern und Sandsteinen an Basis der Trias bei Gusinje als Eozänflysch ab und zählt sie dem Werfener Horizont zu.

Es bestehen also auch für das Peridotit-Serpentinegebiet von Letaj-Djakovica und damit weiter für den ganzen, mit diesem zusammenhängenden albanischen Serpentinzug ursprünglicher Lagerungsverband mit paläozoischen Gesteinen, mithin ist auch für die albanischen Serpentinmassen aus diesen und anderen Gründen, wie im allgemeinen Abschnitt ausgeführt wird, die Annahme jungpaläozoischen Alters der ultrabasischen Eruptionen gerechtfertigt.

Der Abfall des basischen Massivs von Letaj-Djakovica zum Neogenbecken von Djakovica ist nicht nur Erosionsrand, sondern wird bestimmt durch eine dem dinarischen Streichen parallel verlaufende Störung; an ihr ist der Brocken-Andesit-Dazit, verkieselt, aufgeschlossen nächst der Werksstraße Djakovica—Letaj, emporgedrungen. Diese bedeutende Störung, weitausgreifend, nimmt Richtung auf den Störungskomplex der Kobilica westlich Tetovo, wo ein Kristallinpaket mit Gneis an der Basis in Schuppenbewegung nach SW über kristalline Kalke paläozoischen Aussehens aufgeschoben wurde.

Das basische Massiv von Letaj-Djakovica ist fast einheitlich aus Pyroxen führendem Peridotit aufgebaut, doch wechseln darin pyroxenärmere und -reichere Lagen. In der Hauptsache ist rhombischer Pyroxen vertreten, es ist ein Harzburgitmassiv.

Auch in dem von mir nicht besuchten W-Abschnitt des Massivs, im Valbonatal und in der Mulde von Piani ist nach KERNER v. MARILAUN das herrschende Gestein Harzburgit neben Lherzololith.

Das Peridotitmassiv ist im allgemeinen reichlich im kleinen gebankt, aber auch eine dieser konforme Großbankung, magmatische Schichtung, ist klar erkennbar, sie zeigt einen flachen, im W-Abschnitt gegen SW absinkenden Innenbau an. Es ist bezeichnend, daß die oberen Massen dieses flachen Peridotit-Kuchens nur wenig zahlreiche und geringmächtige Einschlüsse und Gangschlieren von Pyroxenit aufweisen, hingegen die tieferen Zonen daran reicher sind, vor allem auch an riesenkörnigen Abarten. Auch Dunitschlieren größeren Ausmaßes, allein oder mit Chromitlagerstätten

verknüpft, sind fast nur in den tieferen Zonen vorhanden. Jedenfalls lassen diese Beobachtungen bereits den Ansatz einer inneren Zonengliederung erkennen.

Auch der Serpentinraum des Valbonatales weist nach der Karte und Beschreibung von KERNER Pyroxenitischlieren auf, Bronzitfelsmassen und Diallagite, doch gering an Zahl. Dies und die Armut an Chromitvorkommen — es werden dort nur zwei Ausbisse verzeichnet — würde mit der hohen Lage im magmatischen Stockwerk übereinstimmen, die aus dem Absinken der magmatischen Schichtung im Bereich Bythuci nach SW abzuleiten ist.

Gabbroide Einschaltungen sind wenig verbreitet. Der untere Querschlag des Bergbaues Deva kreuzt einen feinkörnigen Gabbrogang, der nach mikroskopischer Untersuchung beerbachitähnliche Art besitzt. Eine größere Gabbromasse breitet sich am N-Rand des Letaj-Massivs zur Ebene von Djakovica aus. Kleine Gabbrokomplexe sind auf KERNERs Karte des Valbonatales verzeichnet.

Im Raume von Letaj ist der Serpentinisierungsgrad wechselnd, doch selten ein hohes Ausmaß erreichend. Der Bronzitserpentin (Schillerspat) am Caf e Prushit birgt keine Olivinreste mehr. Der ölgrüne Dunit von Zogaj ist fast unversehrter reiner Olivinfels. Stärkere, geschlossene Serpentinisierung vermerkt KERNER vom Valbonatal am Rand des Massivs.

Um Letaj, im Innern des Massivs treten großgestörte Serpentinegebiete zurück, es herrschen verhältnismäßig ruhige, an der magmatischen Großschichtung ablesbare Lagerungen. Anders im Grenzbereich des Valbonatales.

Aus den Dünnschliffbefunden. Letaj, Caf e Prushit: Serpentin im Handstück massig, mechanisch unversehrt, mit lebhaft metallisch tombakbraun schillernden Pyroxenen, u. d. M. (Nr. 2) Olivgrundmasse völlig in Blätterserpentin umgewandelt (Photoabb. 30), Antigoritblätter farblos, unpleochroitisch, z. T. in Anordnung nach Art Füllungsflächen im Sinne ANGEL, teilweise erzbestäubt, mit wenig knitteriger Auslöschung, bastisierter (wahrscheinlich rhomb.) Pyroxen, faserig, mit braunen limonitischen Einschlüssen || c, aber auch mit unregelmäßigen braunen Flecken. Randlich schiebt sich zwischen grobem Blätterserpentin und einheitlicher Bastitfläche eine abweichend struierte, kleinblättrige antigoritische Masse ein, die auch in Buchten des Bastits eindringt und Einschlüsse in demselben bildet; stäbchen- bis lanzenförmige dunkelbraune Einschlüsse von hoher Lichtbrechung sind darin parallel zwei Richtungen angeordnet, die sich unter ungefähr 78° kreuzen; dies wäre angenähert der Winkel, den F. ANGEL [380] von bastitisiertem Diallag des Tilisuna-Peridotits aus dem Rhatikon (74° zw. 100 und 001) angibt. Vermutlich handelt es sich bei Letaj um — ausnahmsweise umgekehrt — ursprüngliche Umwachsung von rhombischem durch monoklinen Pyroxen. Die Einschlüsse weisen auf Ilmenit, in Titanit-Umwandlung begriffen. Bastit der rhombischen Pyroxene schwach pleochr., a = hellbläulichgrün, c = hellgelblich. Antigorit farblos. Im Terrain keine Stelle ersichtlicher Durchbewegung!

Zogaj Nr. 4 (Schl. Nr. 1). Dunit, massiger regelloser körniger Olivinfels (relativ gute Olivinspaltpbarkeit!), mäßig durchzogen von Faserserpentin c = Faserachse.

Zogaj Nr. 6 (Schl. Nr. 3). Frischer, nicht serp. Olivinfels als Begleitgestein der Chromitlagerstätte. Einzelne Körner von Olivin mit zwillingsähnlicher Streifung, ähnlich Auslöschung gemäß optisch verschieden orientierter Lamellen guter Spaltbarkeit 010. Erinnert an Druckverzwillingung, doch liegen diese Körner im unversehrten Olivinkorngefüge. WEINSCHENK beschreibt vom Stubacht des Venedigers ähnliche Erscheinungen. — Den Chromit der Lagerstätte durchschneidet ein Gang von weißem, talkartig zersetztem, weichem Smaragdit mit wenig Grünresten, mit Kämmererit auf Spaltflächen. U. d. M. (Schl. Nr. 4) Diallagreste c/c = 38°, farblos, Hornblende c/c = 14° etwas chloritisiert (Kämmererit).

Leithiso alta 2 (Nr. 5). Pyroxenperidotit, Harzburgit, teilweise bastitisierter Pyroxen, reichlich Olivinreste.

Gipfelkamm ob Deva (Nr. 7). Harzburgitischer Peridotit, Enstatit teilweise in Bastit verwandelt, reichlich Olivin, vereinzelt monokl. Pyroxen, Chromit.

Deva, unterer Querschlag der Chromerzgrube. Gang von mittelkörnigem Gabbro (Nr. 6): Panidiomorph körniger, noritischer bis gabbroaplitischer Gabbro, beerbachitartig, mit Plagioklas in Vormacht. Hypersthen in kleinen gedrunghenen Körnern, vereinzelt Diallag, Erz. Plagioklas (75% An.), frisch, Albit-Periklin- u. Karlsbader Zwill. Sek. Hornblende $c/c = 19^\circ$, a = bräunlich, $c = b$ = bräunlichgrün. Chalzedon-Opalgänge.

Das Peridotitgebiet Letaj-Djakovica, in das mittelalbanische Bergland vom Mittelgebirgscharakter und niederer Gipffelur fortsetzend, damit gegen die Adria geöffnet, zeigt in seiner Flora einen bemerkenswert südlichen Einschlag, vor allem in den südlichen, dem Becken von Djakovica abgekehrten Hängen. Hier tritt zu dem üblichen Bestand an Juniperus und Zwerggeiche auch reichlich Buchsbaumgesträuch und eine mitunter dichte Decke von hochgewachsenen, gestrüppartigen Ericaceen, die beiden letzteren den Serpentin des Vardarbereiches unbekannt. Reichlichere Humusbildung über Serpentin, an sich stärkere Bewachsung allerdings ohne Baumwuchs — Föhrenbestände stellen sich erst in Nähe Kukës ein — ist ebenfalls durch die besonderen morphologischen und klimatischen Verhältnisse bedingt.

Die Chromitlagerstätten.

Art und Verteilung der Chromitlagerstätten in diesem Serpentinraum sind unregelmäßig. Die Vorkommendichte scheint doch in der tieferen Zone des magmatischen Stockwerkes größer zu sein, vor allem tritt dort das gruppenmäßige Gehäuftsein von Chromitvorkommen mehr in Erscheinung. Eine klar bestimmte Basiszone ist aber nicht abzugrenzen. Eher sprechen die allgemeinen Verhältnisse dafür, daß es sich bei diesem Chromerzrevier um einen tieferen Abschnitt der mittleren gebankten Zone handeln dürfte, sofern hier überhaupt eine Basiszone bestanden hat.

Kennzeichnend für die Chromerzföhrung ist das Auftreten mehr stockartiger oder bänderiger Schlieren, vielfach von plattgedrückter Linsenform, vereinzelt oder in lockere Gruppen gehäuft. Vorherrschend ist die Längserstreckung der Erzfühung in NS-Richtung. Fast immer, aber nicht immer ist Dunit die unmittelbar umgebende Gesteinsart der Chromitlagerstätte, oft nur meter- und dezimeterstark. Reiches massiges Sprenkelerz, fallweise bänderig, und grobkristallines Derberz herrschen vor; ärmeres, dünn- gesätes Sprenkelerz tritt zurück. Die Derberze von 42 bis 47% Cr_2O_3 weisen hohen Fe-Gehalt auf (Analysen, Tabelle 1), damit das Verhältnis von Cr/Fe auf meist unter 3 drückend.

Kennzeichnung der einzelnen Vorkommen.

In der Übersichtskarte (Tafel V) ist die Lage der Vorkommengruppen und, benummert, jeweils der Einzelvorkommen ersichtlich.

Zogajgruppe.

Zogaj Nr. 4, zirka Sh. 600 m. Lagerartig-bänderige Lagerstätte von stockartigem Umriss, durch eine Dunithülle vom umgebenden Pyroxenperidotit getrennt. Gabbropegmatitgänge in Erznähe im massigen Dunit des tiefsten Querschlages. Fallen der Erzlagen mit Derberzanreicherung nach $265^\circ/65^\circ$. Mächtigkeit 12—15 m. Streicherstreckung 20—25 m. Nach der Tiefe Auflockerung der Erzfühung in Sprenkelerz. In der hangenden Dunithülle, parallel zur Lagerbegrenzung noch plattige Sprenkelerzzüge. Störungsbegrenzung im Liegend. Dunitgänge auch quer durch Erz.

Gesamtgrößenordnung — das sichtbare Erz zu großem Teil ausgebaut — etwa 12.000—15.000 t.

Zogaj Nr. 4, höher am Hang, Schlierenbänder $50-70^{\circ}/40-50^{\circ}$ fallend mit ärmerem Sprenkelerz, bei Mächtigkeit von einigen Dezimetern.

Zogaj Nr. 6, Sh. 550 m. In der tiefsten Zone des Peridotitmassivs gelegen, zunächst der Werksstraße. Kleine Masse von reinem, fast nicht serpentinisiertem Olivinfels. Darin bänderige Derberzschlieren örtlich 1–2 m stark ohne Streichenhalten. Derberz, grobkörnig mit oktaedrischem Einzelkorn, hält bis 56% Cr_2O_3 . Bronzitgänge durchstoßen Dunit und Erz. Umwandlung von Pyroxen in Smaragdit und Kämmererit.

Kepenekgruppe.

Kepenek 1, eine Linse von massigem Sprenkelerz, am O-Ende Übergang in sphäroidisches Erz. Längserstreckung über 50 m bei einigen Metern Mächtigkeit. Teufe noch unbekannt. Begleitgestein frischer Dunit.

Kepenek 3, eine kleine Erzschiere in Dunit, von Störung $25^{\circ}/70^{\circ}$ fallend geführt, nicht in Sohle setzend.

Gruppe Leithise.

Leithise alta Nr. 4, zirka 850 m Sh. Eine größere Erzlinse, eingeschlossen in Pyroxen führendem Peridotit, von ihm nur durch dünne Dunithaut getrennt. Kompaktes Erz von massig kristalliner Struktur, 48% Cr_2O_3 . Erstreckung 25 m lang, 1–3 m breit, mit Anschwellungen bis 15 m. Liegend bereits erreicht. Wenig gestört. Größenordnung des Erzkörpers 8000–10.000 t.

Leithise alta Nr. 2, 950 m Sh., also in hangenden Lagen des flachen Pyroxen-peridotit-Fladens. Bank von derbkristallinem Erz in dünner Dunithaut. Größenordnung mehrere 100 t.

Leithise bassa Nr. 9 und Nr. 6, 650 m Sh., nächst der Talsohle. Mehrere Erzlinsenbänder, 35–40 m lang, mit etwa $35-40 \text{ m}^2$ vererzter Fläche zusammen, gut in Sohle setzend. Größenordnung mit 20.000–25.000 t vermutbar.

Leithise bassa Nr. 7, südlich benachbart zu obiger Erzführung; ebenfalls Schlierenband, $125^{\circ}/70^{\circ}$ fallend, 1–1.5 m derbe Mächtigkeit, 15–20 m Streicherstreckung. In Pyroxenperidotit in Sohle setzend.

Leithise bassa Nr. 10, ebenfalls im Tal. Schlierenband 15–20 m lang, bis 10 m dick, nach 200° steil einfallend, in Pyroxenperidotit.

Leithise bassa Nr. 11. Zwei Derberzlinzen im Bachbett, hievon eine bänderig ausgezogen, nach N 50° fallend.

Die Vorkommen Leithise bassa stellen die am dichtesten gehäuftten Gruppen von Chromerzvorkommen dieses Gebietes dar.

Gruppe Kam,

bei Kepenek, am Berghang verstreut.

Kam Nr. 4, stockartige Linse, 25–30 m lang, bis 5 m breit, in Dunitülle, reichlich von Bronzitgangschlieren durchzogen. Dünne Gabbropegmatitbänder und Pyroxenitlagen schieben sich örtlich zwischen Erz und Dunit. Massiges reiches Sprenkelerz und grobkristallines Derberz. Größenordnung zirka 10.000–15.000 t.

Kam Nr. 3, 60 m von Nr. 4 in westlicher Richtung entfernt. Längliche Schliere in Dunit. Etwa 20 m lang, einige Meter breit. Derberz im Kern der Linse, nach außen Sprenkelerz.

Kam Nr. 2. Schlierenbänder, nicht in Tiefe reichend. Von 20 m Oberflächenbreite nach 6–7 m Teufenmetern auf 1–3 m Mächtigkeit absinkend, in 20 m Teufe verstaubt. Randlich Gabbropegmatitbänder. Nebengestein Pyroxenperidotit. Gesamtlänge des Linsenzuges zirka 150 m, mit Unterbrechungen. Größenordnung 5000–10.000 t.

Kam Nr. 1, von Nr. 3 zirka 400 m entfernt und 120 m tiefer. Langgestrecktes, an 40 m anhaltendes Erzband, Mächtigkeit 6 und 8 m, mit guter Sohlentwicklung. Etwas sprenkeliges, massiges Erz. Größenordnung an 20.000 t.

Gruppe Bythuci.

Im äußersten W des bergbaulich bearbeiteten Gebietes. Einheitliche Entwicklung von Pyroxenperidotit, Dunit tritt kaum mehr in Erscheinung. Grobkornpyroxenite sind häufig.

Bythuci Nr. 6. Im Taltiefsten. Unregelmäßig taschenartige Schlierenkörper von Leoparderz-Chromit in Pyroxenperidotit, gemengt mit Bronzitschlieren. Auch massiges Sprenkelerz. Randlich magmatische Erzbrecie (Abb. 123), von Nebengesteinsdurchbrüchen zerscholltes Leoparderz. Größenordnung 2000 t.

Bythuci Nr. 2, höher am Hang. Kleiner Schlierenstock in Pyroxenperidotit. Auch dort die Erzbreccie. Stärkere Störungen. Bergglederbildungen, Tremolitasbest. Günstige Sohle.

Bythuci Nr. 8, eine mächtige Reicherzplatte, 80°/80° fallend, randlich Sprenkalerz. Angeblich über 4000 t im Tagbau ausgebeutet. Tagbausohle zur Zeit verschüttet. Riesenkornpyroxenit in Nachbarschaft.

Gruppe Perollaj,

Auf den S-Hängen von Letaj, eine Anzahl beschürfter kleinerer Vorkommen in hangenden Zonen des Peridotitmassivs.

Gruppe Tropoia.

In der Arbeit von KERNER werden zwei Chromitvorkommen im Bereich Kodra-Luzs namhaft gemacht, doch nach den Angaben von unbedeutendem Ausmaß. Gleiches gilt für Rollerzfunde dieses Gebietes.

Kruma.

Aus der Nähe von Kruma, östlich der Ortschaft Vlahen im S von Letaj wird von E. NOWACK in der Übersicht der nutzbaren Mineralvorkommen Albaniens [238] ein Chromitvorkommen angeführt: der Ausbiss bedeckt ungefähr 1000 m² mit scharfer Grenze zum Nebengestein; alter türkischer Schurf.

Soweit in den Jahren von 1942 bis 1944 die Größenordnungen der Chromerzinhalt an den einzelnen Lagerstätten und Lagerstättengruppen von Letaj-Bythuoi sich in sichtbaren und wahrscheinlichen Erzen abzeichneten, bin ich an eine Gesamtschätzziffer von über 100.000 t herangekommen. Trotzdem bleibt die Erzdichte angesichts des ausgedehnten Serpentinraumes mäßig zu nennen. Ein Teil der geschätzten Erzmenge ist bereits ausgebaut.

Auf der jugoslawisch-mazedonischen Seite des Grenzkammes von Letaj setzt, wie eingangs erörtert, das Chromerz führende Serpentinmassiv bis an den Ebenenrand von Djakovica fort. Hauptgestein ist auch hier Pyroxen führender Peridotit. Zwei größere Chromitvorkommen bestehen als Bergbau: Deva und Baba Boks, die hoch am Berghang unter der Kammhöhe liegen; im W von Baba Boks näher zum Ebenenrand befinden sich einige minderbeschürfte Vorkommen: Popovac, Ponoševac und Ceret.

Sowohl bei Deva als auch bei Baba Boks handelt es sich um Einzelvorkommen, isoliert in sonst weiträumig erzleerem Harzburgit steckend, u. zw. in dessen oberen hangenden Stockwerken. Die Dunitülle der Lagerstätten ist dünn.

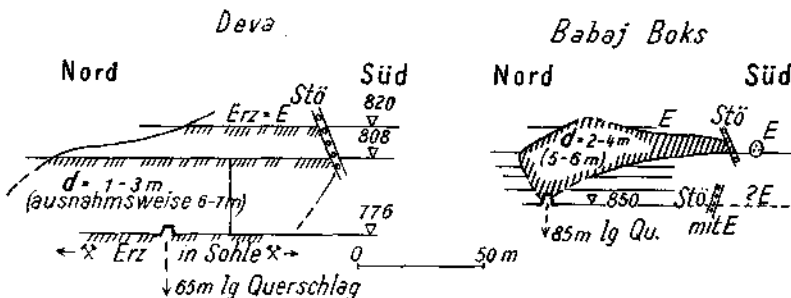


Abb. 88. Flachriß durch die Derberzlinen Deva und Babaj Boks an der albanischen Grenze bei Djakovica (Mazedonien).

E = Erz (schraffiert), *Stö* = Störung, *d* = Mächtigkeit.

Deva, Sh. 820 m (Abb. 88), eine plattgedrückte, steilstehende Linse, NS streichend, bei etwa 110 m Längsausdehnung und Mächtigkeiten 1—3 m, fallweise bis zu 7 m anschwellend. Die Teufenerstreckung ist heute mit zirka 50 m bekannt, bei teilweise noch anhaltender, günstiger Sohlfortsetzung. Mit wenig Dunit als Hülle grenzt die Lagerstätte an massig gebankten Pyroxenperidotit; das Gestein der Kammhöhe ob der Grube ist wehrlitisch. Erz von Deva hat massige Textur, wenig Sprenkelerz, hauptsächlich Derberz mit 47% Cr_2O_3 . Uwarowit in Drusen mit weißem Diopsid. Im Querschlag Kote 776 ein Gang von beerbachitartigem Gabbro.

Baba Boks, 864 m Sh. (Abb. 88). Ebenfalls NS-streichende platte Erzlinse 50—70 m lang, nach N primär an tauben Pyroxenperidotit stoßend. S-Rand ist Störungsende! (Bereits jenseits der Störung Erz, in Linsenform aufgelöst, gefunden.) Teufenerstreckung der Erzführung 20—25 m, nach der Tiefe sich in Schollen auflösend. Tiefste Unterfahrung Niveau 838 bereits taub, nur noch kleiner Erzkeil in Sohle; am S-Ende eine Störung mit reichlich Rutscherz verschnitten! Erz z. T. Sprenkelerz, zu kleinerem Teil Derberz mit 40—47% Cr_2O_3 .

Die verbleibende Größenordnung der Erzlinse von Deva war 1942 mit 35.000 bis 40.000 t abzuschätzen. Baba Boks ist zu größtem Teil ausgebaut.

b) Die Vorkommengruppen um Kukes.

(Tafel VI)

Die Peridotitzone von Kukes steht in unmittelbarem Zusammenhang mit jener von Letaj, nur teilweise treten Gabbrodurchbrüche dazwischen; Kukes und Letaj liegen in 30 km Luftlinienabstand voneinander entfernt.

Auf dem Wege durch das Tal des Weißen Drim von Prizren nach Kukes, die mazedonisch-albanische Grenze überschreitend, bewegt man sich entlang einer bedeutenden Störungslinie, die von NOPCSA [232] bereits festgestellt und von ihm als „Drimbruch“ beschrieben wurde. An der W-Seite des Tales türmen sich die Kalke und Mergel der Kreide (nach NOWACK Unterkreide und fallweise rote Ammonitenkalke des Jura an der Basis) in ausgezeichneter, mauerartiger Bankung, flach NW fallend, zum 2000 m hohen Paštrikgebirge auf. Die Talfurche selbst und der W-Hang wird von steil niedersetzenden, teils mittelsteil S fallenden Phylliten, Grünschiefern und kristallinen Kalken mit eingeschlossenen Serpentinkeilen eingenommen, sie verbinden sich weiter nördlich mit der gleichen paläozoischen Serie und den Serpentinmassen des Prizren-Raumes, gegen S aber werden sie von der geschlossenen Serpentinmasse abgelöst, die langsam der Kreidekalkbedeckung des Paštrik entsteigt und sich zum Serpentinland von Kukes emporhebt.

Das Paläozoikum der Furche des Drimtales ob Kukes als auch die Serpentine stoßen im O mit tektonischer Grenze an das Triasgebirge des Koritnik und des Lumes.

Das Talbecken von Kukes, mit scharf eingeebneten, diluvialer Schotterflur etwa 50 m über der heutigen Talsohle, hat eine tektonische Talgeschichte. Drei Flüsse münden in das Becken: von N her der Weiße Drim, von S der Schwarze Drim, welcher den Ochridsee entwässert, aus dem O das Triasgebirge querend der Ljuma. Zum Drin vereinigt nehmen sie den Lauf in steiler Durchbruchsschlucht nach W zur Adria.

Unter der mäßig tief reichenden Schotterflur des Beckens von Kukes kommt eine prädiluviale Landoberfläche über fast sählig liegende Kreidekalke, darunter das noch ältere Flächenstück der Kreidebasis über Serpentin zu Vorschein, ebenfalls eine Landverwitterungsoberfläche, mit eisenreichen Sandsteinen bedeckt.

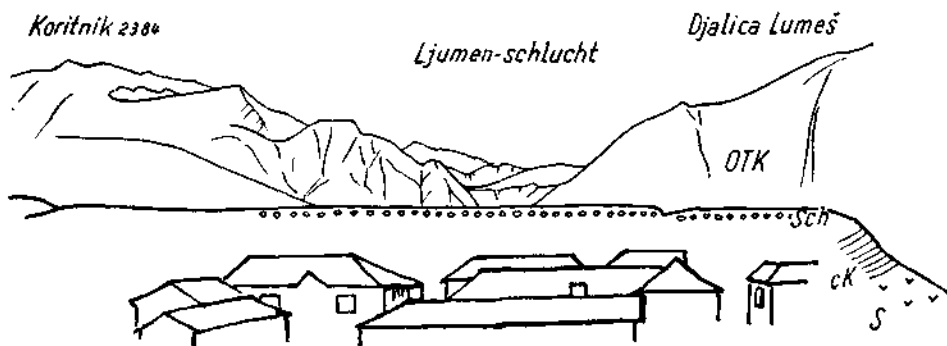


Abb. 89. Kukes in Nordalbanien. Zusammenfluß von Ljumen mit Schwarzem Drin. Blickrichtung nach OSO.

S = Serpentin, *cK* = Kreidemergel und -kalke, *Sch* = junge Schotterflur, *OTK* = Obertriaskalk.

Der schluchtartige Ausgang des Ljumaflusses, der bei Kukes in den Drin mündet, öffnet Einsicht in die Grenzverhältnisse zur Trias (Abb. 89); den stumpf an den Gebirgsrand abstoßenden Kreidekalken folgen gelbliche raue Kalke, etwas nach Art des Hauptdolomits verwitternd, dann hellblaugraue, schwach bituminöse Megalodontenkalke der Obertrias. Das dichte, fast nicht metamorphe Gepräge der Triaskalke hebt sich scharf von allen kristallinen und halbkristallinen Kalkmassen der älteren Serien ab.

Aus der Unterlage der Trias an der O-Flanke des Koritnik bringen die Schotter des Ljumaflusses reichlich Gerölle von Verrucano und Diabasporphyr.

Im SO von Kukes ist die Kreidekalkdecke des Koritnik noch in Resten über dem Serpentindach erhalten, ihr Basishorizont mit reichlicher Ansammlung von Eisenpisolithlinsen entwickelt. Letztere sind durch ausgedehnte Schürfungen rund um den Berggipfel Suka Mamzit (Kote 826) erschlossen.

Das Peridotit-Serpentinegebiet von Kukes ist nicht mehr der einförmige flachgelagerte Kuchen von Pyroxenperidotit, wie wir ihn von Letaj kennen; sondern hier ist eine bereits ins Große gerichtete Differentiation von Dunitmassen innerhalb des pyroxenperidotitischen Muttergesteins vor sich gegangen, die auch im geologischen Kartenbild gut festgehalten werden kann. Die Dunitmassen sind ähnlich wie in Raduscha deckenförmig — im Sinne der Basalt„decken“ — ausgedehnt, mit flachen bis mäßig steilen Berührungsflächen in die Pyroxenperidotite eingeschlichtet. Der bis 1800 m aufragende Bergrücken ob Kalimash ist reiner Dunitfels, wohl gebankt in vertikalen Wandfluchten, mit frischem, kaum serpentinisiertem Olivin und akkessorischem Chromit.

Bezeichnenderweise schließt sich der stark differenzierten Peridotitzone auch ein mächtiges Gabbromassiv an, zum großen Teil aus Hypersthen führendem Hornblendegabbro, noritischem Gabbro bestehend, mit klaren

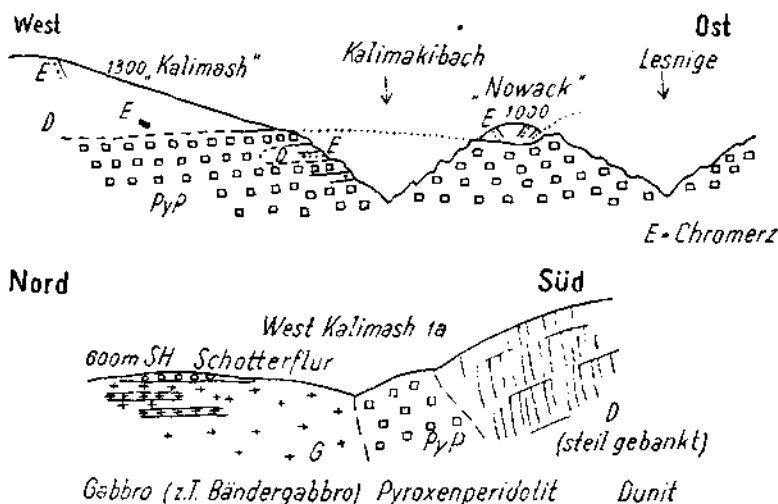


Abb. 90. Profile durch den magmatischen Schichtaufbau des chromerzführenden Peridotitmassivs von Kukes (Nordalbanien).

Durchbruchskontakten zu Peridotit. Grobkörniger frischer Hornblende-gabbro, die Hypersthene in bräunlichen Körnern schon makroskopisch gut in Erscheinung tretend, wechselt mit feinkörnigen Typen. Verbreitet ist ein Bändergabbro, die Bänderung flachliegend, mitunter auch mit steilerem Einfallen. In den Bändergabbro schieben sich abwechselnd auch rein pyroxenitische Lagen ein, ebenso durchsetzen ihn auch Gangdurchbrüche von Diabas.

Kukes — Aus den Dünnschliffbefunden.

Der Pyroxenperidotit, angrenzend an das Dunitmassiv, ist Harzburgit. Im Schliff Nr. 13: Bastit, rhomb. Pyroxen, ganz vereinzelt Diopsidkörner, reichlich Olivinreste im Maschenserpentin.

Dunit, z. T. als frischer fast unserpentinisierter Olivinfels. Nr. 16: Pflastergefüge der Olivinkörner unregelmäßig grob- und mittelkörnig, Olivin z. T. streifig lamellar auslöschend nach Art der Druckzwillinge (siehe WEINSCHENK, Venedigerarbeit); doch sind die Körner des so gebauten Olivins vereinzelt und mitten im Gemenge einheitlich auslöschender Körner ohne Andeutung von druckerfaßten Zonen. Wenig Diopsidkörner und idiomorphe Chromitoktaederchen. — In Nr. 17 plattiges, langgestreckt linsiges Körnergefüge des Olivins.

Ovoiderz in Olivinfels, Kalimash, Schl. Nr. 14: Die Ovoiden sind gebildet von außen gerundeten Aggregaten von Chromitkörnern, im einzelnen oktaedrisch gebaut, negative oktaedrische Kristalllücken im Innern zeigend. Chromit rötlichbraun durchscheinend ohne schwarzen Außensaum, der Olivin frisch, unzersetzt bis an den Rand der Chromitaggregate, die auch im Innern frische, z. T. aber auch chloritisierte Olivinsubstanz umschließen. — Nr. 14: Smaragditgang setzt quer durch Erz, u. d. M. eine ältere faserige Hornblende, getrübt, z. T. in chloritischer Umsetzung, daneben eine jüngere klare Hornblende, schwach pleochroitisch $c =$ hellgrünlich bis farblos, $a, b =$ farblos bis bräunlichgelb; erstere vermutlich aus Diallag hervorgegangen. Bevorzugtes Hornblendewachsen an Erzkorn Grenzen.

Sprengkelerz in Dunit, Kalimash 1 A, Schl. Nr. 20: Völlig serpentinisierter, keine Olivinreste; bräunlich. Faserserpentin, $a =$ Faserachse, Kluft- und Rahmenfaser im Sinne ANGEL um braune opake Kerne. Gröber- und feinerfaserige Chrysotilbildung, letztere jünger und erstere aufsaugend, dazwischen Bewegungsphase etwas angedeutet.

Gabbroide Gesteine von Kalimash, Schl. Nr. 8: Grobkörniger Gangpyroxenit bzw. noritischer Olivinabbro, hyperitartig, reichlich Olivin und rhomb. Pyroxen (vorwiegend

faseriger Enstatit, wenig Hypersthen), wenig monokliner Pyroxen und sehr wenig basischer Plagioklas. — Nr. 9—12: Noritgabbro, teilweise sehr frisch, grob bis mittelkörnig; schon im Handstück die bräunlichen Hypersthenkörnerchen hervortretend. Hypersthen neben wenig Diallag. Nr. 11: Hypersthen parallel (010) nach c streifige strichförmige Einschlüsse, Hypersthen mit Diallag unregelmäßig verwachsen, meist rundlich gedrungene Körner. Plagioklas, z. T. zersetzt, 63—65% An, ähnlich Nr. 10 Plagioklas nach Albit und Karlsbad verzwill. Nr. 12: Rhomb. Pyroxen mit hypersthenähnlichem Pleochroismus, verzwill. nach (100).

Nr. 17. Lagergang von Gabbro: Noritischer Gabbro, panidiomorph körnig, Diallag und Hypersthen in gleichen Mengen, Plagioklas nach den drei Zw. Ges. 68—70% An. Viel FeS.

Diabasische Gesteine: Nr. 18, Diabasgang in Gabbro, porphyritischer Uralitdiabas, faseriger Hornblendeeflz in chloritischer Umsetzung $c/c = 18^\circ$, Reste einer älteren Hornblende.

Diabasporphyrat aus der Lumaschlucht, vermutlich aus einem anderen Eruptionszyklus stammend, Schl. Nr. 19: Porphyrisch, bräunlich. Augit und Erz zwischen Balkenwerk grobleistenförmiger, zersetzter Plagioklas, Fluidalgefüge, Mesostasis Chlorit und grünes Glas; Ilmenit mit Leukoxen, Pyrit.

Kukes-Skutari (N-Rand Merdita).

Nr. 21. Grobkörniger Hornblende-gabbro: Hypersthen, Diallag in Hornblendeumwandlung bei völliger Frische der Plagioklas (Albit-Periklin-Karlsbad. Zw., 65% An) Hornblende c = hellbräunlichgelb, b = grasgrün, c = bläulichgrün. Noritischer Gabbro. — Nr. 22. Porphyritischer Diabas durch Gabbro brechend: Grobkörniger Hornblende-gabbro am Kontakt zu porphyrischem Diabas erleidet Zertrümmerung seiner Feldspäte bei völlig erhaltener Frische derselben, Brocken von frischem Gabbro-Plagioklas schwimmen in Diabasgrundmasse. Der Diabas selbst in Grünsteinhabitus, feinfaseriger Hornblende-Chloritflz, uralitische Hornblende pseudomorph nach Augiteinsprenglingen (Photoabb. 26).

Nr. 23, Diabas: Feinkörnig im Handstück, Uralitdiabas, chloritisiert, trübe gefüllte Plagioklas (Karlsbader Zw.-Leisten) und frisch aufsprossender klarer Plagioklas (zirka Oligoklas-Andesin), wenig Quarz. — Nr. 24: Quarzföhrnd, gut idiomorphe Quarze in Prismen- und Pyramidenschnitt, korrodiert, klar, mit Einschlüssen von getrübttem Plagioklas und Chlorit, der Quarz einzeln aber auch Einsprenglingsgruppen! Chlorit, Epidot, fetzige grüne Hornblende, Plagioklas 20% An, Titanit, Erz; z. T. Natrolithisierung.

Im Aufstieg vom Drimtal nach S auf das Plateau von Dukagjini werden vor Eintritt in das geschlossene Gebiet von Bändergabbro und Peridotit eine Reihe von gabbroiden und pyroxenitischen Gesteinslagen gequert, die durch flach NW fallende dünnblättrige Serizitphyllite getrennt sind. Der Entscheid, ob diese phyllitischen Gesteine für die normale paläozoische Serie zu halten oder etwa als metamorphe Glieder jüngerer Serien zu betrachten sind, wurde nicht getroffen.

Im ersteren Falle wäre hier, schon tief im Kerngebiet der Albanien-Serpentine, ein paläozoischer Aufbruch entblößt, anderen Falles könnte es sich doch um jüngere, eventuell untertriadische Schiefer, metamorphe Schiefer der Diabas-Sandstein-Hornstein-Serie, eingeschuppt, handeln.

Hauptsächlich an die Dunitzonen und an die Dunitstreifen und -schollen innerhalb der Pyroxenperidotitmassen ist die Chromerzföhrung gebunden.

Eine Anzahl bedeutenderer, z. T. auch in Gruppen gehäufte Chromit-ausscheidungen stehen in Abhängigkeit von den großen, zusammenhängenden, eine magmatische Großschichtung verratenden Dunitmassen. Eine weitere Anzahl von Vorkommen findet sich in den kleineren Dunit-schollen, die ohne erkennbare Regel in der Anordnung innerhalb der Pyroxen-peridotitzonen schwimmen. Nur wenige größere Vorkommen neben einer größeren Zahl ganz kleiner Nester grenzen unmittelbar an Pyroxenperidotit.

Nach dem formalen Lagerstättentyp sind sowohl stockartige, massige Vorkommen als auch schlierenplattige Vorkommen vorhanden. Die stock-

artigen Vorkommen von sphäroidischem Erz. Ovoiderz, Leopardierz, mit Übergang in Sprenkelerz, ebenso die streng flächig ausgerichteten Schlierenplatten nach Raduscha-Erscheinungsweise sind vornehmlich, ja fast ausschließlich in den großen, geschlossenen Dunitmassen beheimatet. In den kleineren Dunitsschollen und besonders dort, wo Pyroxenperidotit unmittelbar das Nebengestein abgibt, herrschen bänderartige Lagerstättentypen vor, z. T. mit massiv kristallinem, derbem Erz, z. T. mit gesprenkeltem Erz. Nicht selten ist hier nach der Tiefe ein rascher Wechsel der Erzgüte im Sinne wesentlich reicherer Erzführung nach unten anzutreffen.

Wie für fast alle albanischen Chromitlagerstätten zutreffend, ist auch im Kukësrevier das Chromitmolekül (Analysen, Tabelle 1) in der Regel eisenreicher, etwas chromärmer als auf den mazedonischen Vorkommen, welche einem anderen Serpentinast, dem östlichen, zugehörig sind.

Das Serpentinegebiet um Kukës ist Bergland von Mittelgebirgsart, das sich über dem Talort Kukës, Sh. 250 m bis zu 800 und 1000 m Sh., erhebt, in einzelnen Bergen an 1800 m Sh. erreicht. In zirka Sh. 600 m entfaltet sich über das Peridotit- und Gabbrogebiet eine alte weitgespannte Hochfläche mit Schotterflur und tiefreichender Zersetzung vor allem des Gabbros und Bändergabbros.

Das Serpentinland ist reich bewaldet und wasserreich. Bis hoch hinauf stehen Edelkastanien gemischt mit Eichenhochwald, in Höhen um 1000 m beginnen die Föhren.

Kennzeichnung der einzelnen Chromitvorkommen.

(Übersichtskarte Tafel VI.)

Die Lagerstätten im Bereich von Kalimash gehören dem geschlossenen, schichtig angeordneten Dunitmassen an. Die Dunitkappe auf Pyroxenperidotit nördlich des Berggipfels Maja Tanes, mit der Chromerzschurfgruppe NOWACK, von der italienischen Bergbaugesellschaft zu Ehren des geologischen Erforschers Albaniens, dem Österreicher Dr. NOWACK so benannt, dürfte der oberen Kalimash-Dunitzone entsprechen. Die Vorkommen Dukagjini und, getrennt durch einen weiten sterilen Pyroxenperidotitraum, die Vorkommengruppe von Serroy sind zu den Lagerstätten in den unregelmäßig verteilten kleineren Dunitsschollen zu rechnen.

Im einzelnen:

Kalimash Nr. 11 und 12. Zirka 750 m Sh, innerhalb der mächtigen, steil gebankten Dunitmasse gelegen. Anscheinend eine ursprünglich zusammenhängende, stockartige Schliere von Leopardierz (siehe Abb. 124) und Sprenkelerz, reich, an 48% herankommend, durch junge Talerosion heute in zwei Lagerstätten getrennt. Nr. 11, im Ausbiss armes Sprenkelerz, hat sich nach 10—15 m Tiefe in einen reichen Leopardierzstock verwandelt, in weiteren 15 m Tiefe liegt massiges Sprenkelerz vor mit 35—45% Cr_2O_3 ; Sohlfortsetzung besteht, jedoch bei geschwächtem Querschnitt.

Kalimash Nr. 14 b. Ein eigenartig fleckiges, durch dichtere und lockere Sprenkelerzkornstreuung gebildetes Reicherz in Dunit, anscheinend den Zustand halberreichter Sammelkristallisation zu Leopardierz abbildend.

Kalimash Nr. 15. Eine ausgedehnte, über den 1300 m hohen Bergrücken ob Kalimash 11 nach beiden Bergflanken hinwegrreichende, zusammengesetzte Schlierenplatte, $140^\circ/45^\circ$ fallend, also schräg zur magmatischen Unterfläche, aus 8—10, für sich bis 0.5 m mächtigen Einzellagen Sprenkelerz bestehend; summarische Mächtigkeit aller Erzplatten zusammengekommen, 2.30—2.50 m bei einer Flözöffnung von 3 bis 4 m. Erzqualität 20—25% Cr_2O_3 , unangereichert. Streicherstreckung an 300 m, 120 m nachgewiesener Höhenunterschied auf dem O-Hang, etwa 50 m auf dem W-Hang, doch nicht gleichmäßig ins Berginnere reichend. Auch Leopardierzzwischenlagen. Reines Dunitmassiv.

Kalimash 1 A. In einem tieferen schmalen, durch Pyroxenperidotit vom oberen Dunit getrennten Dunitzug liegt eine klar ausgeprägte Schlierenplatte Sprenkelerz, 1.5—2.0 m mächtig, $270^{\circ}/25^{\circ}$ fallend, anscheinend konform zur magmatischen Schichtung, also flächig nach Art „Ormiglatyp“ im Gegensatz zum Raduschatyp in Nr. 15. Bei Längserstreckung von 30 bis 40 m nach kurzer flacher Teufe von 20 bis 30 m in dünne Erzbänder auskeilend. Pyroxenitlagen parallel zur Schlierenplatte, also magmatisch geschichtet, aber auch Quergriffe Pyroxenit.

Kalimash 1. 250 m tiefer als 1 A, in einem noch tieferen, weit ausgreifenden Dunitstockwerk, eine weitere Schlierenplatte $220^{\circ}/20-45^{\circ}$ fallend, mit größerer Längserstreckung doch geringerem Tiefgang.

Schurfgruppe Nowack. Erst am Beginn der Erschließung stehend, umfaßt eine Anzahl von Schlierenplatten Sprenkelerz, hauptsächlich in streichender N—S-Erstreckung bei mittelsteilem W- und O-Fallen. Die Mächtigkeiten erreichen im einzelnen 1—1.5 m, die Streichlängen, durch Störungen unterbrochen, kommen an 150—200 m heran. Entsprechend der flachen Ausbreitung des dunitischen Begleitgesteins — mit der Dunitzone von Kalimash 11, 12 korrespondierend — über Pyroxenperidotit, ist auch für diese Chromerzlagertstätten nur beschränkte Teufe vorauszusagen (Abb. 90).

Dukagjini 1. Im stark serpentinisierten Dunit, der im Pyroxenperidotit eingeschlossen ist, setzt eine gangartige Chromerzschliere durch, 1—1.5 m starkes Reicherz, auf 15—20 m Teufe bekannt. Stark gestört. Anstoßen von Dunit an Pyroxenperidotit beschränkt auch hier die Teufe.

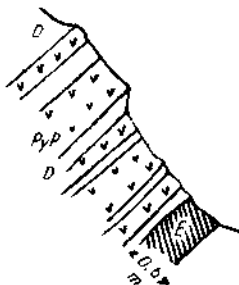


Abb. 91. Serroy Nr. 21 (Kukesrevier, Albanien). Magmatische Schichtung im kleinen.

D = Dunit, PyP = pyroxenreicher Peridotit, E = Chromit.

Serroy. Im Quellgebiet des Lesnigebaches. Isolierte, unregelmäßig in die Hauptmasse von Pyroxenperidotit eingestreute Dunitschollen mit Chromitführung. Manchmal auch Chromitansammlung unmittelbar im Pyroxenperidotit, z. B. Nr. 22 c: Schlierengangartig, um 1.0 m derb bis reichsprenkelig, $75^{\circ}/75^{\circ}$ fallend, bei wenig bedeutender Flächendimension. Ähnlich Nr. 22 b und Nr. 23: Richtige Schlierenplatten, staffelförmig verworfen. Nr. 21: 4—5 m mächtige Schlierenplatte Sprenkelerz, doch gedrungener Form, in Dunit. Nr. 21 bemerkenswert durch parallelstreifiges Zusammentreten einer derben Chromitlage mit Dunit und Pyroxenperidotit in abwechselnder Bänderung.

Die Gesamtgrößenordnung der Chromitansammlungen im Kukesrevier, soweit 1944 erkennbar und schätzbar, dürfte, Derberz und Sprenkelerz zusammengenommen, 150.000 t überschreiten, mit welcher Ziffer immerhin eine beachtliche Chromerzdichte dieses Peridotitgebietes angezeigt ist.

Im Profil von Kukes nach W befinden sich unter den basischen Massengesteinen, wie bereits geschildert, auch weiterhin Peridotitmassen, Chromerzführung von Bedeutung wird aus ihnen nicht gemeldet, obwohl bei der reichlichen Entblößung im schroffen Bergland eine solche nicht leicht der Beobachtung entgehen mag. Die gilt für die gesamte Merdita im S von Kukes. Durch eigene Anschauung ist mir nur der Nordrand der Merdita

bekannt, hier bestehen ausgedehnte Areale von Pyroxenperidotit, geschlossene Dunitmassen fielen mir nicht auf.

H. VETTERS [252] hat als einer der ersten geologische Kunde aus der Merdita gebracht. Er beschreibt serpentinierte Harzburgite, neben Gabbro und Diabas, keine Chromitvorkommen. W. HAMMER [227] nennt aus der Merdita Diallagperidotit; obwohl seine Untersuchungsfahrt auch mit bergbaugeologischem Interesse durchgeführt wurde, kam es zu keiner Feststellung von Chromerzvorkommen. Auch NOWACKS Karte, verzeichnet keine solchen.

Baron NOPCSA [234] bringt in seiner „Geologie von Nordalbanien“ keine Angaben über Chromerzvorkommen in der Merdita, obwohl neben Peridotiten, Diallagperidotiten übergehend in Diallagite auch bedeutende und umgrenzbare Ausschnitte von Dunitmassen erwähnt werden; dieselben sind meist in N—S-Richtung gestreckt. Von besonderem Interesse für die Geologie der basischen Massen erscheint das O—W-Profil v. NOPCSAs quer durch die Merdita. Darin hebt sich die stärkere Durchstörung des W-Randes ab, in der Überschiebung der basischen Massen über das Vorland gipfelnd, und steht im Gegensatz zum ruhigen Bau des O-Abschnittes mit seiner fast ungestörten Kreidekalkplatte (hier als Abb. 131 im 2. Teil wiedergegeben). Aber deutet das Profil nicht auch einen Muldenbau der basischen Massen an, damit die Aussicht eröffnend, Gesetzmäßigkeiten eines ins Große gerichteten magmatischen Innenbaues mit Erfolg nachzuspüren, den basischen Massen einen räumlich und vielleicht auch zeitlich gliederbaren magmatischen Stockwerksbau unterzulegen? — Aus der geologischen Übersichtskarte zum Werk Baron NOPCSAs über Nordalbanien 1:200.000 läßt sich eine höhere Ordnung der petrographischen Gliederbarkeit innerhalb der basischen Zone nicht herauslesen. Eher zeichnen sich Gesteinsverbreitungen quer zu tektonischen Gebirgsstrukturen ab; doch ist zu

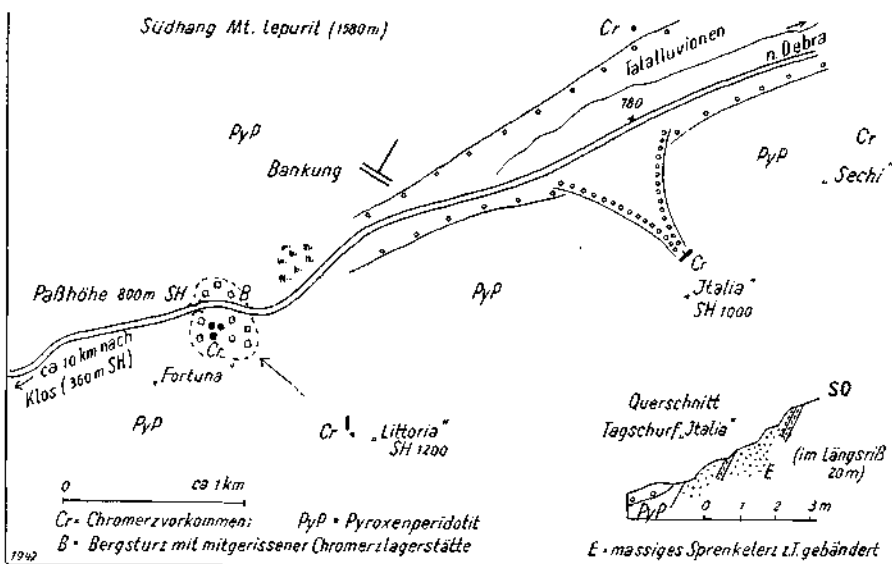


Abb. 92. Skizze des Chromerzgebietes Kloss in Mittelalbanien.

beachten, daß dem geologischen Kartenbild, das in nicht hoch genug zu schätzender geologischer Pionierleistung größtenteils als „Routenkarte“ gewonnen wurde, noch keine in dieser Richtung verwertbare Einzelheiten zugemutet werden dürfen.

Seidenglänzende bunte Konglomerate und Schiefer mitten im Serpentin der Merdita werden von NOPCSA für untertriadisch gehalten; meines Erachtens sind auch hier, ähnlich wie bei Kukës, paläozoische Aufbrüche nicht auszuschließen, die hier als aus dem O mitgeschleppt zu betrachten wären.

c) Der Chromerz führende Peridotit von Klos in Mittelalbanien.

Im Querprofil von Klos, etwa 70 km südwärts des Drimlaufes stehen die von N kommenden, unter Abschnitt Letaj-Djakovica beschriebenen basischen Massen beiderseits des Neogenbeckens von Klos in breiter Entwicklung. Die Chromerz führende Zone ist auch hier auf den östlichen Anteil beschränkt.

Das Serpentinland von Klos ist fast zur Gänze von Pyroxenperidotit, Harzburgit, aufgebaut, wohl gebankt und außer Kleinbankung auch eine flache, ostwärts absinkende Großschichtung erkennen lassend, sie gibt sich in der Profilansicht des Mt. Lepurit (Abb. 92) einprägsam kund.

Mta Lepurit 1580 m

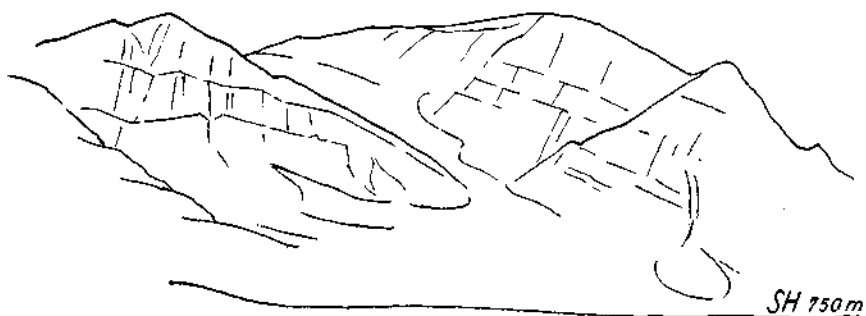


Abb. 93. Geschichtete Peridotitmassen des Mta Lepurit bei Klos in Mittelalbanien. Gesehen von der Chromerzgrube Littoria, Blickrichtung gegen N. Absinken der magmatischen Schichtungsfugen unter zirka 20° nach NO, darauf senkrecht Abkühlungsbankung.

Klos: Dünnschliffbefunde.

Dunit (Schl. Nr. 26) mäßig serp. langgestreckte Olivinkörner, durchscheinender Chromit ohne opaken Rand, Faserserpentin.

Pyroxenperidotit, Grube Italia Nr. 27: Harzburgit, rhomb. Pyroxen stark umgewandelt, bastitisiert, reichl. Olivinreste. Opal-Infiltration.

Eine Berührung des Peridotitserpentins mit älteren Hüllgesteinen findet im Bereich der Chromerzbergbaue nicht statt; gegen O, wohin sich das Serpentinmassiv in Richtung auf Debra fortsetzt, habe ich die Gesteinsgrenze nicht kennengelernt. Nach der NOWACKschen Karte grenzen triadische Gesteine an Serpentin der Klos-Masse, doch ist hier rein tektonische Berührung schon aus dem Kartenbild als wahrscheinlich zu entnehmen.

In das Neogenbecken von Klos entluden sich mächtige Deltaschuttkegel, in kreuzgeschichteten Schottern und Sanden verkörpert, mit reichlich Dedritus aus den Serpentinegebieten.

Die Chromerzlagerstätten stecken als bänderige Schlieren mit und ohne Dunithülle mitten im Pyroxenperidotit; eine Zonenanordnung ist vorläufig nicht erkennbar. Eisenreiche Chromite (Analyse Tabelle 1) als Derberz und Sprenkelerz schließen sich zu einigen wenigen mittelgroßen Lagerstätten zusammen. Beziehungen der Chromerzanhäufungen zu dem zweifellos vorhandenen Lagenbau des Massivs bringt möglicherweise eine umfassendere Kartierung zutage.

In der Lagerstätte Fortuna besteht der einzige, mir im Balkanraum bekannte Fall einer durch Bergschliff zu Tal gebrachten Trümmerlagerstätte von Chromit.

Kennzeichnung der einzelnen Vorkommen.

Fortuna, auf der Sattelhöhe Sh. 800 m, der Straße von Klos nach Debra, welche einer ostwestlich verlaufenden Talsenke folgt. Ein ausgedehnter Bergschliff, vom südlichen Talhang kommend, hat eine Talverschüttung und Wasserscheide in einem breit ausgehöhlten Uvatal bewirkt. Dahinter, in Richtung Debra, verlandete Seen- und Sumpflandschaft.

Der Bergsturz, besser Bergschliff, ist anscheinend in ruhiger Gleitung, mit einigem Zusammenhalt der geborstenen Massen zutal gekommen. Hierbei wurde eine Chromerzlagerstätte in Trümmer gespalten, doch ohne allzu große Zerstreuung mitbefördert. Sie liegt obenauf und wird als Lagerstätte „Fortuna“ in mehreren 60–80 m auseinanderliegenden Tagbauschürfen mit Erfolg bebaut. Absturzrichtung, aus Oberflächen-gestaltung zu schließen, aber auch die sonstige Morphologie weisen auf Absturz aus OSO, u. zw. auf die 400 m höher gelegene Lagerstätte Littoria hin, die gleichen Erzcharakter aufweist. Über den Umfang der Trümmerlagerstätte war 1942 noch wenig auszusagen; zweifellos handelt es sich um einige 1000 t, vielleicht auch beträchtlich mehr. Oft liegen Kubikmeter große Erzblöcke, fast schichtartig aneinandergereiht in feinerem, meist taubem Serpentschutt gebettet. Das Erz ist reiches Sprenkelerz mit 30–40% Cr_2O_3 .

Littoria, Sh. 1200 m. In der Bergsturzrichtung von Fortuna auf dem steilen südlichen Berghang 400 m höher gelegen. Eine bänderige plattige Lagerstätte N–S streichend, 40–50° O fallend. Reiches Sprenkelerz mit Duniteinschlüssen. 15–20 m lang, 1–2 m breit, in Sohle gehend. Ausgiebigere Dunithülle.

Italia (Abb. 91) etwa 3 km ostwärts von Littoria, ebenfalls am S-Hang des Tales in 1000 m Sh. gelegen; mehr stockartige, schwach bänderige Erzmasse, Sprenkelerz bis Derberz verdichtet, von beachtlicher Ausdehnung, etwa 20 m in der Längsdimension, 2–3 m in der Quere und 15–20 m überschreitender Tiefgang. Erz von 35 bis 50% Cr_2O_3 . Noch weitere Nachbarlagerstätten.

Einige Kilometer weiter östlich das Vorkommen „Sechi“, von mir nicht besucht, angeblich in günstiger Aufschließung.

Im allgemeinen ist die bisher festgestellte Lagerstättendichte dieses Revieres nicht groß zu nennen, die Chromerzföhrung ist in wenig Punkten dieses über weite Räume erzfreien Peridotits zusammengefaßt, wobei Lagerstätten mittlerer Größenordnung entstanden sind, bisher im einzelnen 10.000 t Inhalt kaum übersteigend.

d) Die Vorkommen bei Pogradec im albanischen Abschnitt des Ochridsee-Gebietes.

(Tafel VII.)

Die ausgedehnten, wenig differenzierten Peridotit-Serpentinmassen, welche das südwestliche, albanische Ufer des Ochridsees (Sh. 700 m) umrahmen, stoßen aus NNW-Richtung, aus dem Gebiete von Klos heran und setzen in SSO-Richtung nach der SO-Ecke Albaniens und weiter nach

Griechenland fort; sie gehören, ebenso wie das Chromrevier Klos zum östlichen Ast des im Profil Elbassan-Ochrid durch einen mesozoischen Kalkkeil in zwei Teile gespaltenen albanischen Serpentinürtels. Zwischen Kalkkeil und östlichem Serpentinzug ist der meridional verlaufende Scumbi-Graben abgesunken, ein junges Einbruchsbecken erfüllt mit mächtigen geschichteten, schon etwas geneigten, randlich auch gefalteten Sanden und Blockschuttmassen des Neogens. Geröllspender, auch die bunte rote Farbe diesen Schuttmassen verleihend, waren hauptsächlich der Serpentin und die auf ihm gebildete, einst geschlossene mächtige Decke roter, vorkretazischer Landverwitterung.

Auch in der Breite von Pogradec ist also im Querprofil durch Albanien nur der östliche Ast der Serpentinzüge durch Reichtum an Chromitlager-

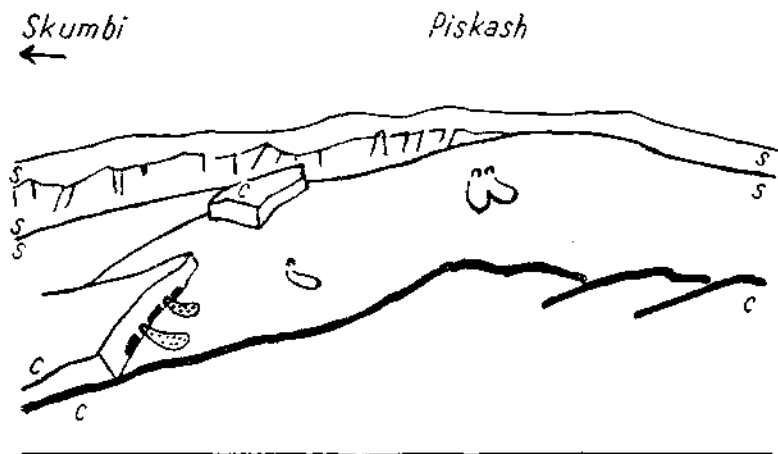


Abb. 94. Blick von der Chromerzgrube Katjelice westlich Ochridsee gegen Piskash (Mittelalbanien).

Erosionsreste an Kreidekalktafel (*c*) über Serpentin (*S*). — Helle Halden inmitten Serpentin: Die Chromerzgruben Piskash. Punktierte Halden: oolithisches Eisenerz aus den Stollen auf die Erzlinsen an der Kreidebasis. — Blickrichtung NNW.

stätten ausgezeichnet. Das Hauptgestein ist auch hier Pyroxen führender Peridotit, vermutlich Harzburgit (mein Probematerial ging verloren); er ist Pyroxen führend noch erkennbar, auch wo er stark gestört und verändert ist. Häufiger als im Bereich von Klos sind hier die ungestörten oder wenig gestörten, ungefügbankigen Peridotitmassen, von eng begrenzten, stärker serpentinierten Störungszonen durchzogen.

Weithin ersichtlich ist über Serpentin eine Kappe von hellem, dichtem, organogenem Kalk gebreitet, oft nur mehr in einzelnen ruinenhaften, prismatischen Riesenschollen erhalten (Abb. 94 und Photoabb. 8); es ist nach E. NOWACK Unterkreide, mit örtlichen Resten von schichtigem Jura-Radiolarit zu unterst. An ihrer Basis ist als Zeuge einer vorkretazischen Landverwitterung auch hier der Eisenpisolith-Horizont vertreten. An mehreren Stellen stollenmäßig beschürft, ist eine nach 10–15 Millionen Tonnen geschätzte Eisenerzlagerstätte künftiger Gewinnung zugänglich.

Jüngere Störungszonen, die nicht immer dem dinarischen Streichen folgen, treten sowohl als Zerrüttungsstreifen im Serpentin als auch abgebildet durch die im allgemeinen mäßige Tektonik der überlagernden Kalkkappe hervor.

Am W-Ufer des Ochridsees nördlich Pogradec sind verfestigte neogene Konglomerate, hohe Wandfluchten bildend, erhalten, vermutlich von dem Scumbi-Neogen gleichwertig Alter.

Die Reihe der Chromitvorkommen folgt ungefähr auch einer NNW—SSO verlaufenden, also dinarischen Linie. Es sind stockartige Vorkommen mit bei Stöcken üblichen gewundenen Grenzlinien, aber auch bänderige Lagerstätten, mit Bandverlauf manchmal schräg zur Bankung, wie dies — ausnahmsweise — auch bei Schlierenplatten beobachtet werden kann. Die Stocklagerstätten treten mitunter fast ohne Dunitülle auf, wie sich auch bei bänderigen Lagerstätten oft nur eine dünne Dunithaut nachweisen läßt und der Pyroxen führende Serpentin unmittelbar an die Lagerstätte herantritt. Massiges Sprenkelerz, bis zu kristallinem Derberz verdichtet, bewegt sich in Chromgehalt über 40%, erreicht mitunter 52% Cr_2O_3 . Hoher Fe-Gehalt, niedriger, um 2-5 betragender Cr/Fe-Faktor sind bemerkenswert (Analyse Tab. 1).

Die einzelnen Vorkommen.

(Übersichtskarte Tafel VII.)

Katjelice, Sh. 790 m, liegt noch westlich des Passes Sh. 900 m, über den die Straße, von Elbassan, kommend zum Ochridsee absteigt. Ein stockförmiges Vorkommen, von zwei WSW fallenden Störungen eingefaßt. In 10 m Teufe unter dem Tagbau mit Stollennetz unterfahren und hier eine Erzfläche von nahe 500 m² bei guter Sohlfortsetzung festgestellt.

Die Chromerzvorkommen Pishkash und Bishtrik nördlich der Straße nach Elbassan.

Pishkash Nr. 7, inmitten einer Zone von steil gebanktem Pyroxenperidotit. Bänderige Lagerstätte 30°/70—80° fallend, wobei nach der Tiefe eine beträchtliche Verdichtung der Sprenkelerzstreuung und damit Reicherzbildung bemerkbar wird.

Pishkash Nr. 8, benachbart und ähnlich Nr. 7. Ebenfalls gebankter Pyroxenperidotit, die 0-5 m starke Erzlage in Dunitbank eingeschlossen.

Pishkash Nr. 6. Leopardervorkommen in Dunitgrundmasse, inmitten von Pyroxenperidotit auf 8—10 m Streichlänge bei 10 m Dicke auf 5 m Tiefe, bei anhaltender Teufenfortsetzung erschlossen.

Pishkash Nr. 5. Zwei flach nach N fallende bänderige Lagerstätten, bei 15—20 m Streichen etwa 1-0 m mächtig, doch in unklaren Lagerungsverhältnissen nach der Teufe fortsetzend.

Mamelisht 4, Sh. 740 m, zunächst des Ochridseeufers nördlich Pogradec. Im Tagbau unregelmäßig verteilte Erzschollen von massiger Sprenkelerzstruktur vereinigen sich nach der Tiefe zu mehr geschlossener stockartiger Linse, die mit einer Erzfläche von 80 bis 100 m² noch unter die Stollensohle, 30 m tiefer wie der Tagbau, absteigt.

15. Das rumänische Peridotit- und Chromerzrevier am Eisernen Tor bei Orsova an der Donau.

Der Peridotitserpentin am Donauknie bei Orsova ist Träger der einzigen nutzbar gemachten Chromitlagerstätten Rumäniens. Vor 1918 war dieses Gebiet zu Österreich-Ungarn gehörig und in der geologisch-bergmännischen Literatur dieser beiden Länder haben die Chromerzvorkommen zuerst fachliche Erwähnung und Beurteilung erfahren.

Der Chrombergbau bei Orsova ist alt, er reicht in seinen Anfängen angeblich bis 1857 zurück, in eine Zeit, wo noch die Verwendung von Chrom fast ausschließlich in der Farbenerzeugung erfolgte, ungefähr der ersten

Blütezeit des Kraubather Chromerzbergbaues in der Steiermark (1863—1881) gleichkommend.

Ein erster Bericht „Über den Chromeisensteinbergbau von Plavisevica“ ist von PATERA verfaßt, in der Österreichischen Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1872 erschienen [189]. Ihm folgt der Aufsatz von A. HOFMANN „Chrom bei Orsova“ [181], Referat Neues Jahrbuch 1873; ferner ein Aufsatz von v. RATH 1879 in den Sitzungsberichten der niederrheinischen Gesellschaft. 1872 bringt E. TIETZE im Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt Mitteilungen aus dem südlichen Teil des Banater Gebirgsstockes [198]. 1892 veröffentlicht F. SCHAFARZIK [195] im Jahrbuch der königlich-ungarischen geologischen Anstalt eine abschließende Studie über die geologischen Verhältnisse am ungarischen Ufer des Donauknies.

Nach Jahren des Stillstandes im Chromerzbergbau bei Orsova hatte erst der Weltkrieg 1914—1918 Belebung gebracht, in welcher Zeit zirka 40.000 t Chromerz, größtenteils armer Qualität, aus diesem Gebiet herausgeholt wurden. Einige geologisch wenig aussagende bergmännische Berichte aus dieser Zeit liegen mir vor.

Eine Arbeit über den Gabbro an der unteren Donau von Irma PAPAY erschien 1918 Budapest in den Földt. Közl. XLVIII [188].

Seit 1918 hat eine ernsthafte Inbetriebnahme der Chromerzproduktion aus dem Reviere bei Orsova nicht mehr stattgefunden. Hingegen hat die geologische, petrographische wie tektonische als auch lagerstättenkundliche Erforschung des Chromerz führenden Serpentin in den zuletzt verflossenen 10—15 Jahren wesentliche Fortschritte gemacht, sie wurde 1931—1937 in der Hauptsache von A. STRECKEISEN, Al. CODARCEA, Th. KRÄUTNER und Nic. PETRULIAN geleistet. Über etwaige Arbeiten nach 1937 fehlt mir bislang die Kenntnis.

Leider war es mir selbst nicht vergönnt, diesem Serpentin- und Chromgebiet einen Besuch abzustatten —, es blieb neben Tsangli unter den ganz wenigen größeren Chromerzvorkommen der Balkanhalbinsel, die ich nicht aus eigenem Augenschein kennenlernte. Ich bedaure dies um so mehr, als nach dem Studium der Literatur sich Aussichten auftun, daß zu den dort bereits erzielten Ergebnissen hinsichtlich petrographischer Zusammensetzung und Altersfrage dieses basischen Massivs, sich vielleicht auch noch neue Erkenntnis über primären Lagenbau und innerer Zonengliederung anfügen lassen würde.

Immerhin danke ich es einer schon in Vorbereitung gewesenen Untersuchungsreise dahin, daß ich mich mit wichtigen Aufsätzen, Literaturhinweisen und Berichten ausstatten konnte. So wird hier die Darstellung des Chromerz führenden Serpentinegebietes an Hand der Literaturbehelfe vorgenommen und versucht, durch vergleichende Betrachtung Anschluß an die Beobachtungen auf den übrigen balkanischen Serpentin-Chromitgebieten zu gewinnen.

Um die Darstellung zu veranschaulichen, erlaube ich mir, die geologische Kartenskizze von Al. CODARCEA als Abb. 95 zu bringen. Darauf sind mit Kreuzchen die mir vorliegenden, in Berichten und Schriften benannten größeren Chromerzvorkommen ungefähr der Lage nach eingezeichnet, damit auch die anscheinend ziemlich regellose Verteilung der Chromerzvorkommen in der Serpentinmasse dargelegt wird.

Das Chromerz führende Peridotit-Serpentinegebiet südwestlich Orsova steckt in Kristallinverband. Es wird von ausgedehnten Gabbromassen begleitet und entfaltet sich als breites Massiv am linken nördlichen Donauufer von Juti über Tisovita nach Plavisevita auf 12 km Länge, reicht

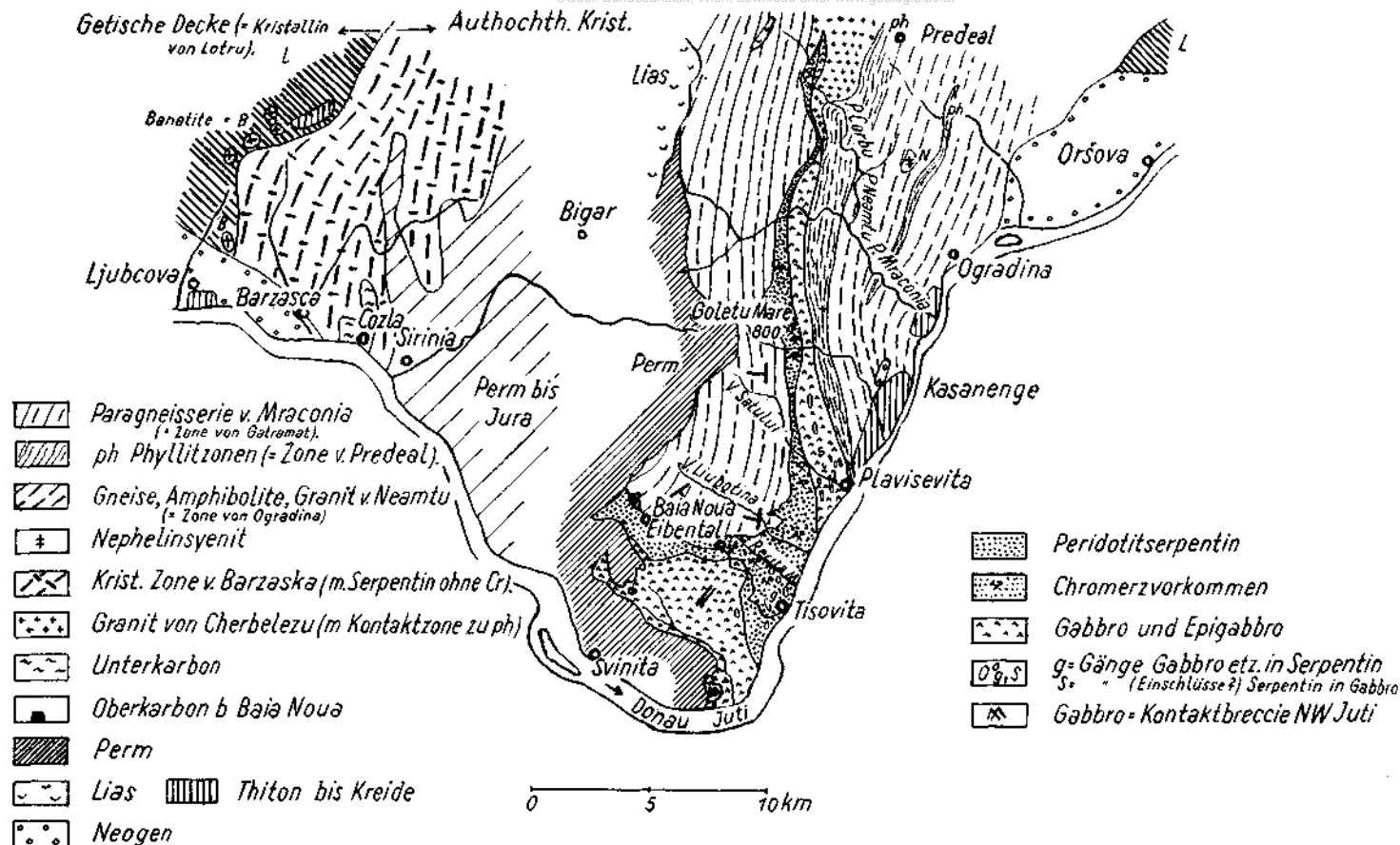


Abb. 95. Die chromerzföhrnde Peridotitzone von Orsova an der Donau (nach den Aufnahmen von Al. Codarcea [176] und H. Streckeisen [197]). Der detaillierteren Karte von Codarcea des engeren Peridotitgebietes wurde beidseits die regionaler ausgreifende Karte von Streckeisen ange-schlossen. — Die Verteilung der Chromitorkommen nach verschiedenen Berichtsangaben gezeichnet.

2—8 km landeinwärts und entsendet aus der NO-Ecke einen langen schmalen Ausläufer auf 18 km Länge dem allgemeinen Gebirgssstreichen folgend nach N. Die basischen Gesteine und ihr Kristallinverband gehören zum autochthonen kristallinen Kern der Südkarpathen, der über die Donau nach S weiterreicht und in Serbien als nächstgrößere basische Ausscheidung den Gabbro des Deli Jovan-Massivs einschließt.

Im Jahre 1931 hat A. STRECKEISEN [197] eine moderne, nach deckentheoretischen Gesichtspunkten geführte geologische und tektonische Darstellung der Südkarpathen gegeben und auch zur Altersfrage der basischen Gesteine Stellung genommen. Die in dieser Arbeit durchgeführte Seriergliederung der kristallinen Gesteine in den Südkarpathen soll zum besseren Verständnis in knapper Kennzeichnung vorangestellt werden, während für die engere Darstellung des Serpentinegebietes auf die schon mehr ins einzelne gehende, petrographisch vertiefte Untersuchung von A. CODARCEA Bezug genommen wird.

Nach der Gliederung von A. STRECKEISEN sind es — von O nach W aufgezählt — folgende NNO—SSW streichende Serien, welche das zum Mt. d'Almas gerechnete Gebirgsmassiv im SW von Orsova zusammensetzen:

Zone von Ogradina. Hauptsächlich phyllitische Gesteine, z. T. unter Thermometamorphose verändert, durchbrochen von Graniten und Pegmatiten.

Zone von Predeal. Phyllitzone, z. T. kalkig; Quarzporphyre. Steilstehend, bald ost-, bald westfallend.

Zone von Plavisevita. Schmale Zone in wiederholtem Wechsel von Granodiorit, z. T. porphyrisch, Gabbro und Peridotit, alle teils massig, teils schiefrig. Unter den Serpentininen auch Diallagperidotit mit Übergang zu Gabbro.

Zone der Serpentine und Gabbros von Tisovita. Dies ist die Chromerzzone. Serpentin als Maschenserpentin mit Olivinresten, vermutlich Dunit. Gabbro teils frisch, teils saussuritisiert. Olivinabbro, Anorthosite, Pegmatite mit Albit!

Zone von Catramat. Besteht aus katamesozonalen kristallinen Schiefer, Gneisen mit Biotit, Hornblende, manchmal Granat, mit eingeschalteten Amphiboliten, selten Quarziten. Diese Serie begrenzt den nach N auslaufenden Arm der Serpentin-Gabbro-Zone an seiner W-Seite, der Kontakt wird als vorpermisch-hercynischer Überschiebungsrand gedeutet, längs welcher die Peridotit-Serpentine hochgekommen seien.

Über Serpentin und den Gneisen der Zone von Catramat breiten sich mittels Diskordanz die paläozoisch-mesozoischen Sedimente aus, nichtmetamorph, Fossil-führend; teils ruht unmittelbar klastisches Perm über Serpentin und Kristallin, teils schiebt sich produktives Oberkarbon dazwischen.

Jenseits, im W der breiten Sedimentzone, stößt diese wieder an Kristallin, an die Zone von Barzasca und Rudaria, zusammengebaut aus Granitgneis, Chlorit- und Hornblendegneis, mit einzelnen eingeschalteten basischen Gesteinsmassen, Peridotit (Wehrilit) und Gabbro. Im ganzen gleicht die Zone jener von Plavisevita. Chromerzföhrung ist jedoch keine angezeigt.

Der Gesamtkomplex der autochthonen Kristallinzone mit der eingefügten Schichtplatte paläozoisch-mesozoischer Gesteine wird, entsprechend der Auffassung von A. STRECKEISEN im W und O von Störungsgrenzen erster Ordnung, Deckengrenzen, eingefasst, mit welchen beiderseits weither bewegtes Kristallin, den Kern der getischen Decke ausmachend, das autochthone Kristallin berührt.

Auch das Kristallin der getischen Decke und das der noch höheren Deckenstockwerke der Südkarpathen, enthalten eine Reihe basischer Gesteinsmassive, Gabbro, Peridotite und Gabbrodiorite, deren Erscheinen vorzugsweise in Nähe von oder an Deckengrenzen oder sonstigen bedeutenden Störungen zu beobachten ist. Aus diesem Verhalten wird auf syntektonische Intrusionen der basischen Massen — mit dem kretazischen Deckenschub

hochgekommen — geschlossen, wie dies schon frühzeitig 1899 von A. M. MURGOČI ausgesprochen wurde. Petrographische Unterschiede zwischen den angeblich altersverschiedenen Ophiolithen bestehen nicht.

Auch St. GHIKA-BUDESTI, welcher 1931 [179] den weiter im O gelegenen Ausschnitt der Südkarpaten, die Gebirge Lotru und Parang umfassend, schildert, kommt zur gleichen tektonisch-intrusiven Auffassung wie MURGOČI. Unter den dortigen basischen Gesteinen nehmen Peridotite wenig Raum ein, überwiegend sind es Gabbro, Diorite, geschieferte Gabbro, Pyroxenite, nebst Prasiniten und Epidositen. Aus dem Serpentin von Urdele daselbst hat MURGOČI [187] seinerzeit Einschlüsse und Randzonen von Granat-Vesuvianfels beschrieben.

Daß aus dem Auftreten von Serpentin an Deckengrenzen und Schubflächen noch keineswegs auf syntektonisches Eindringen geschlossen werden muß, wird im zweiten allgemeinen Teil, Abschnitt V, auseinandergesetzt.

Eine schon weit zurückreichende, doch mit ausgezeichneten Beobachtungen versehene Studie über die Geologie des Banater Gebirgszuges von J. KUDERNATSCHE 1857 [183] beschäftigt sich ebenfalls bereits mit der Altersfrage der Banat-Serpentine, wie auch in der gleichen Studie den Bohnerzbildungen an Basis der Kreide über Serpentin mit guten Vorstellungen über ihre Bildungsweise gegenübergetreten wird.

Nach KUDERNATSCHE erscheinen die Serpentine O von Steierdorf im Banat innerhalb von Gneis nahe an der Grenze zu den überlagernden Sedimenten. Wo der Serpentin schiefrig ist, paßt er sich in seiner Parallelstruktur den Verbandsgesteinen an. Schieferiger Serpentin wird auch konkordant von Karbon überlagert. Z. T. ist Serpentin aber auch in massiger Struktur vorhanden und erscheint nach dem gleichen Beobachter auch gangförmig im Karbon, auch über Karbonschichten, immer aber unter Buntsandstein.

Chromerzföhrung des Serpentin von Steierdorf scheint nicht zu bestehen.

Den Arbeiten STRECKEISEN'S kurz nachfolgend hat 1933 AL. CODARCEA [176] die Kenntnis über die Gesteinszusammensetzung des Chromerz föhrenden basischen Massivs bei Orsova und seiner unmittelbaren kristallinen Hüllgesteine beträchtlich erweitert. Die Phyllitzone von Corbu mit eingeschalteten kristallinen Kalken, welche die Ophiolithe am O-Rand begrenzen und der Zone von Predeal (STRECKEISEN) entsprechen, werden als Synklinallzonen gedeutet, eingesenkt in das östliche Gneisgebiet. Die petrographische Beschreibung der Phyllitzone ruft die Erinnerung an die altpaläozoische Serie Mazedoniens wach. Die Zone von Plavisevita nach STRECKEISEN erscheint bei CODARCEA als Zone der Epigabbros von Plavisevita, auf seiner geologischen Karte vereinigt mit der Peridotit-Serpentin-Gabbro-Zone. Im folgenden wird hauptsächlich den Ausführungen von A. CODARCEA gefolgt.

Die eigentliche basische Serie wird von A. CODARCEA gegliedert in: Gabbro von Juti im W, Epigabbro der östlichen Grenze und Serpentin als Kernregion. Die W-Grenze der basischen Gesteine gegen die Gneise von Poiana Mraconia (= Zone von Catramat nach STRECKEISEN) wird bestätigt als Überschiebungsgrenze, die Peridotitgesteine sind an dieser zu Antigoritserpentin verwandelt, mit Karbonat, Chlorit, Talk, Chromit. Der Serpentin wird ferner unterschieden in Maschenserpentin mit Olivinresten (anscheinend Dunit), in Diallag föhrende Peridotite, Wehrlite und Diallagite.

Ob sich eine innere Zonengliederung aus den Gesetzmäßigkeiten eines magmatischen Lagenbaues ableiten läßt, wie dies für mazedonische und andere Serpentin-Chrom-Reviere durchführbar ist, bleibt für die Orsova-Serpentine noch ununtersucht.

Außer Antigoritserpentin an den Störungsgrenzen verzeichnet CODARCEA auch Chloritfelse und langfaserige Metaxit-Felse (asbestähnliche spröde Serpentinabart) inmitten des Serpentinmassivs. Der Metamorphosegrad ist also ähnlich erreicht wie er etwa aus der Serpentinzone von Soufflion in Thrazien und aus Ostbulgarien beschrieben wurde. Ein

aschgrauer bis sattgelber, massiger bis schiefrieger, auch quarziger Karbonatserpentin, nachbarlich zu Antigoritserpentin, wird als hydrothermale Pseudomorphose nach Serpentin bezeichnet, der Chromit darin hielt bei der Gesteinsumwandlung unverändert durch.

Die Diallag führenden Serpentine werden hauptsächlich am Kontakt des Gabbros von Juti beobachtet.

Schwarzgrüne Serpentine mit mattweißen Punkten, gneisartig, entpuppten sich als Serpentin mit Olivinresten und Chlorit-Tremolit-Aggregaten. Andere mit rosa-weißlichen Punkten als Troktoilith, Plagioklas-Feldspatgesteine mit Übergängen zu Olivingabbro.

Das Gabbromassiv von Juti vereinigt frisches und saussuritisiertes Gestein; seine Bankung verläuft NO. Mineralinhalt: Bytownit, Diallag, 5—20% Olivin, z. T. Hypersthen, Magnetkies. Ein pegmatoider Typ zeigt große, oft gerundete Kristalle von Diallag in Grundmasse-Plagioklas. Auch Mikrogabbro. Das Gabbromassiv durchkreuzen Gänge von Aplit, Oligoklasit (Albitit), Spessartit, Quarzporphyr, Augitit und Granodiorit.

Vielfach ist metamorphe Umbildung des Gabbro zu beobachten: Olivin in Serpentin, Diallag in Tremolit-Uralit, Feldspate in Füllung tretend (Epidot, Zoisit, Serizit und Karbonat), außerdem Neubildung von Chloritaggregaten. Diese Metamorphose ist besonders in der Epigabbrozone an der O-Grenze bei Plavisevita ausgeprägt; hier sind die Metamorphoseeinflüsse kompliziert durch Verquickung von Epigabbro mit Granitgneis. In Sonderheit an der O-Grenze erscheinen geschieferte Gabbros, Flaser-gabbros, Zoisitschiefer mit Uralit, Epidot, Klinochlor und Albit. Ferner Aktinolithschiefer, Hornblendekarbonatschiefer, Talk-Aktinolithschiefer mit Staurolith (!) und Talk. Zoisitschiefer mit Staurolith. Zahlreiche Gänge von Serpentin, Aplit und Pegmatit steigen in der Zone der Epigabbros hoch.

Die Epigabbros von Plavisevita ähneln in der massigen Ausbildung den Gabbros von Juti, sind mit diesen durch Übergänge verknüpft und von ihnen nur durch Metamorphose unterschieden.

In der Serpentinmasse selbst ist eine Gliederung nach dunitischem Anteil und pyroxenperidotitischem Anteil nicht durchgeführt, vielleicht auch nicht durchführbar. Nach der Eigenart des Chromerzmoleküls von Orsova, Mg-, Al- und Fe-reich, Cr-arm, möchte ich nach übriger Balkanerfahrung eher schließen, daß in der Hauptsache ursprünglich ein Pyroxenperidotitmassiv vorlag, wahrscheinlich wehrlitisch, nachdem Diallag-peridotit bereits festgestellt erscheint.

Die Serpentinzone ist nach CODARCEA durch zahlreiche Linsen, nach NS-Richtung gestreckt, in verschiedene Gesteinsglieder aufgespalten: Tremolit-Karbonatschiefer (mit Zoisit, Klinochlor, Plagioklas), Tremolit-Plagioklas-Schiefer, geschieferte metamorphe Gabbros und massige Gabbros, darunter solche mit frischem Plagioklas und uraltisierter Hornblende. Ferner finden sich mitten im Serpentinmassiv Linsen von brecciossem Granit (liegen etwa wie am Rande des ostbulgarischen Serpentin von Fetiler helsinkitische Gesteine vor?) sowie feinkörnige Plagioklasgneise mit Biotit, ferner Albit-Oligoklasgesteine pegmatitischer Art.

Hiemit wurde versucht, aus den Arbeiten von A. STRECKEISEN und A. CODARCEA das bunte petrographische Bild und die übrige Eigenart der geologisch-tektonischen Bedingnisse des basischen Massivs von Orsova in Kürze herauszuheben und dazu mit einigen Bemerkungen aus der mazedonischen Serpentineologie Stellung zu nehmen. A. CODARCEA hat selbst am Schluß seiner Arbeit die verbleibenden Probleme zusammengefaßt. In Sonderheit ist es die Altersfrage dieses Peridotitmassivs. Schon TIETZE 1872 hat sie mit „vorpermisch“ zu beantworten versucht. Auch STRECKEISEN und im allgemeinen auch CODARCEA schließen sich dieser Deutung an. Letzterer betont allerdings im Gegensatz zu STRECKEISEN, daß die permischen Basal-Konglomerate und -Sandsteine keine Serpenterölle enthalten, sondern nur solche von Kristallin. Eine eigenartige Breccie an der Grenze von Gabbro zu Permschichten, im Donautal zwischen Juti und Tricule in örtlicher Verbreitung und auch anderen Ortes beobachtbar, einige 10 m mächtig, bleibt in ihrer genetischen Deutung noch unsicher, da auch tektonische Ursachen für die Bildung nicht völlig auszuschließen wären. Die Breccie besteht aus Bruchstücken von Gabbro,

Gabbromineralen und Aplit in einer feinen chloritischen, des weiteren nicht bestimmbar Grundmasse. Nach der Beschreibung möchte ich auch nicht von der Hand weisen, in der Breccie eine richtige Durchbruchsbreccie zu sehen; Breccien ähnlicher Art mit Diabasbruchstücken in diabasischer Grundmasse begleiten im übrigen Balkan sehr häufig die Diabashochbrüche. Es müßte deshalb zu Perm, bzw. zu einer Deutung „Gabbro jünger als Perm“ keine zwingende Beziehung bestehen, da in den Breccien kein Permmaterial zugemischt ist. Aber der ganze Nordrand des basischen Massivs dort, wo es sich auch in die Breite erstreckt, zwischen Baia Noua und Eibartal, macht nach den geologischen Kartenbild doch den Eindruck eines Durchbruchskontaktes im großen eher als daß die Grenze durch axiales Herausheben der nördlichen aufgeschobenen Gneiszone von Poiana Mraconia zustande kommt, wie es der Ansicht von CODARCEA entspricht. Daß spätere Differentialbewegung und Ausbildung von Antigoritstreifen auch am Durchbruchskontakt sich erweisen lassen, bräuchte nicht dagegen zu sprechen. Die Breccie am S-Rand würde dazu passen und andeuten, daß auch der S- oder SO-Rand, unter der Donau begraben, als Durchbruchsrand besteht, da in der Tat die basischen Massen in ihrer Geschlossenheit das Donautal nicht mehr übersetzen. Nur einzelne kleine basische Schollen finden sich auch noch im Kristallin südlich der Donau auf den von M. PROTIĆ und M. PAVLOVIĆ entworfenen jugoslawischen geologischen Kartenblättern Dobra und Kladovo verzeichnet. Die Permgrenze aber würde im N der Donau über diese angenommenen Durchbruchsgrenzen der basischen Massive hinweg verlaufen, ausgleichend, von ihnen unberührt, es wären vorpermische Durchbruchsgrenzen.

A. CODARCEA hebt die Zugehörigkeit von Gabbro, Epigabbro und Peridotit zum gleichen basischen Magmenzyklus hervor, sieht aber auch eine Beziehung von Epigabbro zu Plagioklasgranit und stellt als wahrscheinliche Eruptionsfolge die Reihe Granit—Gabbro—Peridotit auf. Es wäre also das Alter der Ophiolithe postgranitisch, vorpermisch. Daß Gabbro älter als Peridotit betrachtet wird, ist auffällig, es müßten danach Lagerungsbeziehungen vorliegen, die vielen anderen Ophiolithgebieten des Balkans nicht entsprechen. Aus der Betrachtung der geologischen Karte, aus den Umrissen des Gabbromassivs inmitten des Peridotitstockes wäre freilich auch hier eher ein Intrusivverhältnis des Gabbro zu Peridotit zu vermuten. Sowohl in Bosnien als auch in Mazedonien und Albanien erweisen sich die Gabbros jünger oder höchstens gleichaltrig mit Peridotit. Auch die in den Peridotitbereichen der zentralen Balkanhalbinsel mitvorkommenden Granite sind fast durchgehends als jünger wie Serpentin und Gabbro festzustellen; was an älteren sauren Massengesteinen nachzuweisen ist, steht zumindest nicht mehr in magmatischer Beziehung zu den Ophiolithen. Allerdings scheinen in Orsova neben älteren auch jüngere Granitgesteine zu bestehen, letztere auch hier die basischen Gesteine durchdringend.

Vielleicht erbringt ein Versuch, durch neue, auf diese Fragen angesetzte Feldbeobachtungen den inneren Baugesetzen, einer inneren Zonengliederung des basischen Massivs von Orsova nachzuspüren, noch Ergebnisse, welche sich in die Erfahrung an den übrigen Peridotitzyklen des Balkans einreihen lassen.

Von besonderer Bedeutung erscheint schließlich der Hinweis A. CODARCEAs auf das Vorkommen eines Alkaligesteinmassivs in der Zone

von Neamtu, welche sich zwischen Phyllituzug des O-Randes und dem palingenen Granit von Ogradina einschaltet. Die Neamtu-Gneise sind feinkörnige, oft granitähnliche Bändergneise, mit Amphibolitzwischen-schaltung, in diesen breitet sich ein kleines Massiv von Nephelinsyenit aus und entsendet Gänge in die Nachbarschaft. Hier scheint eine Brücke zu den alkalireichen Restschmelzen des Peridotits von Orsova zu bestehen, die sich in Gangschlieren von Albitit und Oligoklasit, in Serpentin eingeschlossen, äußern.

A. KIRNBAUER [182] hat solche Feldspatvorkommen beschrieben, die nächst Tisovita im Gabbro und Serpentin auftreten und auch bergmännisch ausgebeutet werden. Es handelt sich um rein weiße, meist feinkörnige, glimmerarme bis -freie Felspatschlieren mit scharfen Grenzen zum Nebengestein; ein Analysenbeispiel weist aus: 66% Kieselsäure, 21% Tonerde, 12% Alkali (6—10% Na), also Albit, doch auch Schlieren mit Orthoklas bei geringem Na-Gehalt sind zugegen.

Die Chromerzföhrung des Orsova-Serpentins.

Für eine kurze kennzeichnende Darstellung der Chromerzlagerstätten dieses Gebietes, das ich nicht selbst untersucht habe, steht mir die „Vorläufige Mitteilung über die Chromitlagerstätten der Berge um Orsova“ von Al. CODARCEA und Th. KRÄUTNER [177] aus 1932 zur Verfügung, auch einiges aus der darin angeführten, älteren geologischen Literatur sowie ein aus jüngster Zeit, 1944, stammender Bericht des Ing. BÄRBAT; ferner die erzmikroskopische Studie über den Banater Chromit von Nic. PETRULIAN [190] aus dem Jahre 1935.

Auf der hier gegebenen Abb. 95, welche die geologische Detailaufnahme des basischen Gesteinsgebietes von Al. CODARCEA mit der geologisch-tektonischen Übersichtskarte von A. STRECKEISEN vereinigt, habe ich versucht, an Hand der mir zur Verfügung stehenden Belege die wichtigeren Chromerzfundpunkte in ihrer beiläufigen Lage einzuzeichnen. Es soll damit veranschaulicht werden, daß nicht nur die in breiter Stockform entwickelten Peridotitmassen, sondern auch die Serpentine des schmalen, nach N reichenden Peridotitsporns mit Chromerz vorkommen besetzt sind.

Die Chromerzvorkommen liegen nur im peridotitischen Anteil der basischen Gesteinsserie und sind in diesem unregelmäßig verteilt. Dies wird auch von CODARCEA und KRÄUTNER hervorgehoben, doch weisen beide Beobachter darauf hin, daß die Vorkommen vielfach zu Gruppen gehäuft erscheinen, wobei eine Reihung in annähernd N—S-Richtung befolgt wird. Diese Richtung entspricht dem Gebirgsstreichen, sie spielt aber auch in der inneren Abgrenzung der basischen Gesteine untereinander eine bedeutsame Rolle, ihr untertan sind beispielsweise die O-Grenze des Gabbromassivs von Juti und die W-Begrenzung der Epigabbrozone. Auch langlinsenförmige Gesteinskörper verschiedener petrographischer, doch ebenfalls basischer Ausbildung, welche in Gabbro wie in Peridotit eingeschaltet erscheinen, folgen in ihrer Längserstreckung dieser Richtung.

Die Gesamterscheinung dieser zonaren Anordnung, auf der Karte von CODARCEA gut zum Ausdruck kommend, läßt ohne geologische Feldkenntnis erahnen, daß sich vielleicht auch für dieses basische Gebiet ein mehr minder gesetzmäßiger Lagerbau oder etwa ein Stockwerksbau kombiniert mit Intrusivbau erweisen lassen wird, wie dies für eine Reihe der übrigen großen Ophiolithgebiete des Balkans bereits gelungen ist. Von der nach solchen Gesichtspunkten zu verfolgenden lagerstättengeologischen Betrachtung im einzelnen der Chromitvorkommen, Feststellung ihrer strukturellen und formalen Ausbildung, Aufbau des Chromitmoleküls,

petrographische Beschaffenheit des unmittelbaren Nebengesteins, auch von Abgrenzung und Beziehung dunitischer und pyroxenperidotitischer Gesteinsmassen untereinander, von der Verteilung der Chromerzkörper und ihren Lagerungsbeziehungen im Rahmen des zu vermutenden Stockwerkbaues usw. sind weitere Bausteine für die Erkenntnis der inneren Baugesetzlichkeit dieses Massivs zu erwarten. Aus den mir zur Verfügung stehenden Angaben, ohne eigenen Augenschein, vermag ich allerdings nicht ausreichende Kennzeichnungen dieser Art zu schöpfen.

Die formale Ausbildung der Chromerzkörper umfaßt die Typen der geschlossenen Linse, der bänderigen (plattigen?) und der regellos sprengeligen Lagerstätte mit allmählichem Ausklingen ins Nebengestein; letzterer Typ etwa den wolkig massigen Sprengelerzstöcken in Mazedonien vergleichbar. Übergänge zu den verschiedenen Typen bestehen auch hier.

Die bänderige Lagerstätte wird als paralleler Wechsel von Lagen Reicherzbänder, bis 4 cm stark, mit mehr minder tauben Nebengesteinsbändern bezeichnet; da ihr „gangförmiger“ Charakter hervorgehoben wird, dürfte es sich um den Typ der scharf planparallelen Schlierenplatten Mazedoniens, um den „Raduschatyp“ der Schlierenplatten handeln, nicht um die gewundene parallelbänderige, wellige Abart dieses Vorkommentyps. Auch die Bezeichnung „Erzbank“ im Bericht von Ing. BÄRBAT spricht hierfür. Diese Feststellung wäre nicht nur von genetischer sondern auch von praktischer Bedeutung, da die Schlierenplatte im allgemeinen einem das ganze Massiv beherrschenden Abkühlungsplan gehorcht, daher auch für eine Reihe anderer Vorkommen gleiche Orientierung zu erwarten ist. Die bänderige Schlierenplatte ist mehr abhängig von lokalen Fließbedingungen.

Auch hinsichtlich Nebengestein ist für die streng plattige Ausbildung bemerkenswert, daß sie ausschließlich im Dunit aufkommt. Das letztere gilt z. T. auch für die Ausbildung von sphäroidischem Chromerz, „Leopard-erz“, das ebenfalls von den Lagerstätten bei Orsova, in Sonderheit von dem Vorkommen im Valea Sasalui bei Plavisevita angegeben wird. Leopard-erz begnügt sich allerdings oft auch mit dünner Dunithülle; ähnlich ist die wellig bänderige Sprengelerzschliere auch in dünner Dunithaut bestandfähig.

Die sphäroidischen Chromerze zeigen, wie anderen Ortes am Balkan auch, Übergänge zu paralleler Anordnung der Erzsphäroide als Folge von Einspannung in richtungsweisende Kräfte während der Ausscheidung und Erstarrung.

Die hauptsächlich in Erscheinung tretende Erztextur des Südbanater Chromerzes, der nächsten Umgebung von Orsova im besonderen, ist aber das unregelmäßige, bald dicht, bald locker gestreute Sprengelerz und, wohl wenig häufig, das massig regellos struierte Derberz. Für beide Typen ist Linsenform bezeichnend.

Es handelt sich um kleine bis mittelgroße isolierte Linsenkörper. PETRULIAN gibt als bisher bekannte Größtdimension jene der Grube Goletul Mare mit $30 \times 7 \times 10$ m an. BÄRBAT nennt durchschnittliche Dimensionen 10 m Länge, 2–3 m Tiefe und 0,5–1,50 m Breite. Bei den selteneren „Erzbänken“ kommen größere Streichlängen, mit Unterbrechungen bis 100 m (z. B. Grube Ernest, Cărestii) vor. Ausnahmsweise findet sich Chromerz auch in Seifen angereichert in der Lehmdecke.

Das Chromerzmolekül ist arm. Das Durchschnittserz des bisherigen Chrombergbaues um Orsova schwankte im Cr_2O_3 -Gehalt zwischen 18–23%.

Nur zu kleinem Teil war das Erz höherwertig, erreichte aber auch in einem Konzentrat des Aufbereitungsversuches durch die Krupp-Werke 1917 nur 32·8% Cr_2O_3 (Rohhauwerk dieses Versuches 23·75% Cr_2O_3). In der Arbeit von F. CIRCEL über die Chromerze von Quebec in Kanada [636] fand ich folgende Vollanalyse eines „reichen“ Orsova-Chromerzes: 38·95% Cr_2O_3 , 16·13% FeO , 17·50% Al_2O_3 , 17·10% MgO , 8·0% SiO_2 (siehe Analysen, Tabelle 1). Die Analyse zeigt an, daß es sich um ein dem Spinell genähertes Chromerz handelt; es ähnelt in der Zusammensetzung dem Erz von Domokos in Griechenland, ist jedoch eisenreicher, Al-reicher, wie dieses, im MgO-Gehalt ungefähr gleich; der Kieselsäuregehalt ist im Orsova-Erz verhältnismäßig hoch.

HOFMANN [181] gibt Chromerzanalysen von Orsova mit 47% Cr_2O_3 an, BÄRBAT solche bis 52% Cr_2O_3 . Es ist anzunehmen, daß diese wirklich reichen Erze ausschließlich aus Dunitzonen stammen. Die ärmeren Erze, soweit sie bereits im Molekül chromarm und zugleich nicht plattig struiert sind, dürften wehrilitisches Begleitgestein oder zumindest nur ganz dünne Dunithülle besitzen, wenn die Erfahrungen aus dem übrigen Balkan, hier angewendet, ihre Gültigkeit haben.

Bemerkenswert, in dieser Art mit dem Chromerzvorkommen von Petkovich bei Orahovac in Mazedonien vergleichbar, ist die häufige Vergesellschaftung von Chromit mit Sulfiden und Magnetit, wie N. PETRULIAN [190] in seinen Anschliffstudien festgestellt hat.

Bei den Sulfiden handelt es sich um Nickelin, Rammelsbergit, Kobaltin und dem rhombischen Cubanit-Kupferkies. Die Nickelgehalte waren durch ihre Zersetzungsprodukte bereits frühzeitig aufgefallen, Nickelgymnit von Alt-Orsova wird bereits 1875 von Fr. SANDBERGER [191] beschrieben, auf die Gegenwart von Ni in den Banat-Serpentinen hat neuerlich M. SAVUL [193] hingewiesen.

Über die lokale Bedeutung hinaus, allgemeine Gesichtspunkte eröffnend, sind die Feststellungen von N. PETRULIAN über das Auftreten zweier verschiedener Chromitabarten im gleichen Erzkorn, bzw. im gleichen Erzkornaggregat, wobei der ältere zentrale Chromit, Chromit I als der erstausgeschiedene, von Chromit II, dem etwas jüngeren, wahrscheinlich Fe-reicheren, von außen her umgewandelt wird. Auch Chromit II ist vom Magma korrodiert, seine Bildung habe sich wahrscheinlich ebenfalls noch innerhalb, u. zw. am Ende der liquidmagmatischen Phase ereignet, wo ein Wiederausscheiden des vom Magma gelösten Chromit I als Chromit II zugleich mit Magnetitbildung stattfand.

Im Anschliff des Chromits von Orsova unterscheiden sich Chromit I und II — ich möchte sie erstprimär und zweitprimär nennen — nach PETRULIAN durch verschiedene, scharf abgegrenzte Helligkeitsgrade. Chromit I im Kern des Chromitkornes grau, etwas dunkler als Magnetit, mit gelbbraunen bis braunroten Innenreflexen. Von gleichem Verhalten, auch gleich hart ist Chromit II, nur etwas hellgrauer als Chromit I, dem Magnetit genähert. Chromit II ist vielfach poikilitisch durchlöchert von Serpentin, bzw. Olivinmagma. Chromit II verdrängt Chromit I längs Kurven oder Oktaederflächen, gleichsam eine ständig wachsende zonare Hülle um Chromit I erzeugend. — Im Dünnschliff erweist sich Chromit II immer als opak schwarz, Chromit I erscheint in mitteldicken Schlifften rotbraun, in ganz dünnen hellbraun durchscheinend, z. T. aber ebenfalls opak. — Im Inneren von Chromit aber auch in Serpentin beobachtet PETRULIAN kleine Mengen von Magnetit, seine Bildung sei gleichzeitig mit Chromit II anzusetzen. Die bereits erwähnten Sulfide stehen eher in Beziehung zu Chromit II, besonders trifft dies für Cubanit zu, letzterer zeigt eine Entmischung in Chalkopyrit und Pyrit oder Markasit.

Die Entstehung der Chromitlagerstätten von Orsova als Ergebnis liquidmagmatischer Vorgänge im Laufe der Erstarrung eines ultrabasischen Eruptivkörpers wird von keinem der bisherigen Beobachter in Zweifel gestellt.

In einem späteren Abschnitt (VI, zweiter Teil), die Metamorphosefragen der balkanischen Chromitlagerstätten im allgemeinen betrachtend, wird nochmals auf die Bedeutung der beiden Chromitabarten zurückgekommen.

Die Zahl der im Serpentinmassiv von Orsova bekanntgewordenen, unregelmäßig verstreuten Chromitvorkommen, einschließlich der kleinen und der Kleinstvorkommen, wird mit einigen 100 angegeben. Aus dieser Anzahl heben sich etwa 8 bedeutendere Vorkommengruben heraus, von CODARCEA und KRÄUTNER [177] aus dem S gegen N aufgezählt mit:

1. Recita-Tal, 2. Curesti (Grube Ernest), 3. Rudina Lunga, 4. Tal Satalu, bei Plavisevita, 5. Vacarie (Grube Barbara), 6. Ogasul Lomuritor-Ponicovatal, 7. Goletul Mare und Goletu Mic, und schließlich nahe dem äußersten N-Ende des Serpentinsporns 8. Ciucarul Mare.

Das umfangreichste Vorkommen, nach Ing. BÄRBAT, eine Erzlinse von $30 \times 8 \times 10$ m, ungefähr 10.000 t Chromerz-Inhalt entsprechend, wurde am Goletul Mare abgebaut, im schmalen nach N ausstreichenden Serpentinstreifen; das Erz kommt in seinem Halte an 36–40% Cr_2O_3 heran. Die übrigen Vorkommen erreichen mengenmäßig nach Schätzung von CODARCEA und KRÄUTNER im günstigsten Falle Größenordnungen von 1000 bis 3000 t.

Nach den ebengenannten Beobachtern hat Tektonik eine Reihe von Lagerstätten stark beeinflusst, so sehr, daß beträchtliche örtliche Lageveränderung einzelner Vorkommen im Rahmen des Serpentinmassivs selbst angenommen wird. Allerdings können die Spuren starker Gleitung an den Rändern der Lagerstätten m. E. auch durch Differentialbewegung zustande gekommen sein, wobei die gleichzeitig vorhandene höhere Metamorphose das Lagerungsbild noch stärker veränderte.

Die auffallende Reihung der Chromitvorkommen in die N–S-Richtung bei anscheinend bestehender Abhängigkeit von der östlichen, an den Epigabbrostreifen stoßenden Peridotitgrenze ist möglicherweise als Abbild einer inneren Zonengliederung zu werten: wir befänden uns hier im relativ chromitreichen, tiefsten Raum eines peridotitischen Stockwerkes, das zwischen Gabbro im Liegend und — wenigstens teilweise — Gabbro im Hangend eingefügt erschiene. Damit würde sich eine gewisse Verwandtschaft mit den Lagerungsbedingungen des Chalkidike-astes der basischen Gesteinszüge der Vardarzone widerspiegeln.

Das Ausmaß der bisher erzielten Chromerzförderung aus dem Revier von Orsova vermag eine Vorstellung über die bisher erkannte Chromerzdichte dieses Peridotitmassivs zu vermitteln. Nach Ingenieur BÄRBAT ist der Betrag der Ausbeute vor 1914, ab 1857 mit zirka 20.000 t (nach anderen Angaben mit 75.000 t) einzuschätzen, die Kriegsausbeute 1914–1918 betrug 40.000 t, die heute noch schätzbare Größenordnung der aufgeschlossenen oder teilweise aufgeschlossenen Vorkommen zusammen genommen wird von BÄRBAT mit 12.000 t angegeben, einschließlich geringer Haldenvorräte. In allen diesen Ziffern sind auch die Mengen der armen Erze mitenthalten.

16. Serpentin und Chromerzvorkommen von Marmaris und Fethiye in Süd-anatolien (Türkei).

Vorbemerkung. Die hier gebrachten, auf eigenen Beobachtungen aufgebauten Einzeldarstellungen türkischer Serpentin- und Chromitvorkommen stellen nur einen beschränkten, wenngleich sehr wichtigen Ausschnitt der großen Vorkommenszahl in diesem Lande dar. In neuerer Zeit haben sich

insbesondere **HELKE, HENCKMANN, KOVENKO, WIJKERSLOOTH** den Lagerstättenproblemen der türkischen Chromitvorkommen zugewandt, hiezu treten Arbeiten von **OELSNER, ROSIER** u. a. (siehe Literaturführer). Tektonische und Altersprobleme der Ophiolithe behandelt **ARNI**. Die Mehrzahl dieser Arbeiten war mir im Original zugänglich und es konnte darauf in der nachfolgenden Darstellung hingewiesen werden. *)

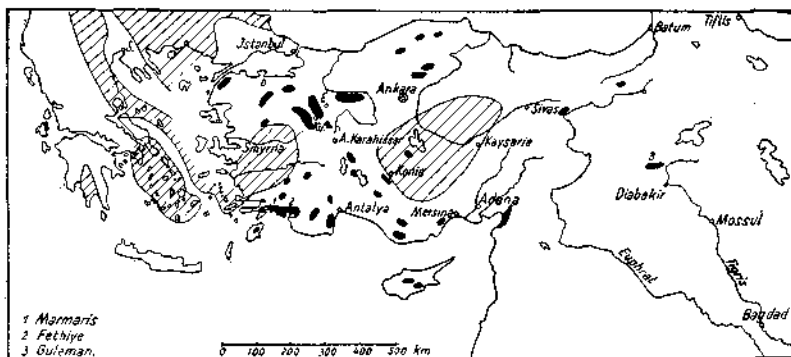


Abb. 96. Die Chromerzreviere Kleinasiens (und auf Rhodos und Cypern) in ihrer Lage zu den alten Kristallinmassen.

Ungefähre Lagebezeichnung der Chromerzserpentine (dunkel) im einzelnen, z. T. nach P. de Wijkerslooth [361]; Umrandung der Kristallinmassive (schraffiert), z. T. nach Leuchs, Renz, e. u. a.

Wie sich der eigene Beobachtungsausschnitt in den Reigen der türkischen Serpentin-Chromit-Areale einfügt, soll die Übersichtskarte Abb. 96 vermitteln; mit dieser wurde auch die Lagebeziehung der Serpentin-vorkommen zu den alten kristallinen Massen Anatoliens zur Anschauung gebracht.

a) Grube Kazandere östlich Marmaris im westlichen Küstengebiet Südanatoliens. An dem Aufbau der Gebirgslandschaft längs der südanatolischen Küste, von Marmaris gegenüber Rhodos angefangen

*) Erst nach Abschluß des Manuskripts standen mir die neueren Arbeiten von V. KOVENKO aus 1942—1945 [325—326 c] zur Verfügung. [326 c] bringt mit der Beschreibung der Chrombezirke Fethiye und Daghardi für beide Reviere geologische Übersichtskarten. In der Arbeit über Fethiye wird der dort verbreitete Injektionstyp von Chromitlagerstättenbildung hervorgehoben, z. T. solcher in pipe-artiger Form („chandelle“, Stöcke von 10 bis 20 m² Querschnitt und 60—80 m Längserstreckung, zumeist aus ovoidischem Erz aufgebaut). — Einer solchen, flachliegenden, „Kerze“ vergleichbar wäre auch das von mir im folgenden geschilderte Vorkommen „Kazandere“ bei Marmaris.

In der Altersfrage der Ultrabasite von Fethiye, auch jener von Guleman und — noch etwas unsicher von Daghardi —, schließt sich KOVENKO den Ansichten jener Regionaltektoniker an, die sich für eine Platznahme dieser Peridotite in junger Zeit, posteozen bis frühmiozän, aussprechen. Doch ist zu diesen jungen Schichten immer nur ein tektonischer Verband des Serpentin erschlossen. P. ARNI [315] rückt die anatolischen Serpentine bereits in wesentlich ältere Zeiträume und gibt den Spielraum ihres Aufstieges mit Perm bis Lias an, allerdings mit Schwergewicht auf den jüngeren Formationen, wobei die stratigraphische Stellung der Schiefer-Hornsteinschichten diese Schlußbildung bekräftigen soll. In der eigenen Auffassung scheint mir auch hier — wie im 2. Teil noch näher ausgeführt wird — vormesozoisches Intrusionsalter der Peridotite am stichhaltigsten zu sein.

bis nach Fethiye, Antalia und weiter östlich entlang des S-Fußes des Hohen Taurus bis nach Mersina haben Serpentine bedeutenden Anteil. Sie stehen mit ihren braunen Oberflächen in lebhaftem Farbengegensatz zu den hellen, oft zu Hochgebirge getürmten Kalkmassen, die regelmäßig in ihrem Rahmen erscheinen; noch dazu häufig bedeckt von schütterem Wald alter Föhren, geben diese Serpentinegebiete eine malerische Landschaft der Mittelmeerküste ab.

In einer montangeologischen Übersichtskarte des Chromerzgebietes von Marmaris bis Fethiye, welche W. HENCKMANN [4] seiner Arbeit beigibt, tritt die Verbreitung der Serpentine hervor; zugleich finden sich die zahlreichen Chromerzvorkommen eingezeichnet und z. T. auch namentlich genannt.

Einige Angaben aus dem Berichte von O. OELSNER [340] konnte ich nur aus fremden Hinweisen entnehmen.

In den Küstenbergen um die Bucht von Marmaris sind mächtige, aus Meereshöhe bis zu 600 m Sh. aufragende Serpentinmassen durch flach südfallende, bis unter Meeresniveau tauchende schmale Kalkzüge mesozoischen (kretazischen?) Alters zerteilt. Es liegen südgerichtete Schuppenstrukturen vor.

Süd

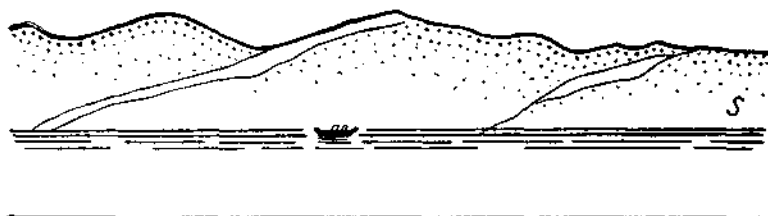


Abb. 97. W-Seite der Bucht von Marmaris.

Durch flach S-fallende Keile vermutlich mesozoischer Kalke (hell) zerteiltes Serpentinmassiv S (punktiert).

Zwischen der Marmariser Bucht und der 10 km östlich entfernten Bucht von Karagatsch, am Wege zum Chromerzvorkommen Kazandere, endet ein solcher Kalkzug im Streichen, die Serpentinmassen beiderseits schließen sich; das Kalkgestein erweist sich als heller, massiger, nicht nennenswert kristalliner Kalk mit weißen Kalkspatadern, triadischen oder kretazischen Typen vergleichbar. Die Lagerungsbeziehungen zu Serpentin sind hier leider nicht erschlossen. In östlicher Streichfortsetzung, beim Zollhaus, am W-Rand der Bucht von Karagatsch, ist eine Schuppenstörung entblößt, steil südfallend, durch Einklemmung eines geringmächtigen Paketes kristalliner Schiefer zwischen die beiderseitigen Serpentinmassen kenntlich und bedeutsam: es sind Hornblende-Epidot-Schiefer, Feldspatamphibolit, quarzitische Schiefer, Chlorit-Serizit-Quarzite, verkieselte kristalline Kalke. Der Serpentin im unmittelbaren Liegend dieser Zone ist starkdurchbewegt, das Hangend bildet massiger Peridotitserpentin.

Die Bucht von Karagatsch ist in wild zerklüftetem Serpentinegebirge eingesenkt, das Seehöhen von 700 bis 800 m erreicht und in diesem Niveau Spuren einer alten Verebnung trägt. Der Weg führt vom Dörfchen Kara-

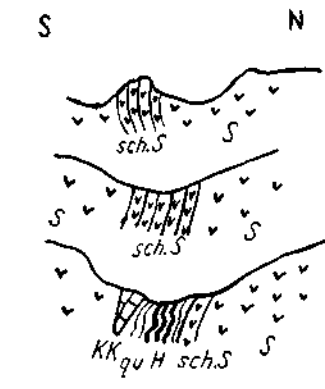


Abb. 98. W-Seite der Bucht von Karagatsch (Marmaris). Schmäler Kristallin-Keil im Serpentin.

sch. S = schiefriger Serpentin, *KK* = verkieselter krist. Kalk, *qu* = quarzitisches Gneise, *H* = Hornblende-Epidotschiefer.

gatsch, auf der östlichen Innenseite der gleichnamigen Bucht gelegen, über steile, dauernd zu Rutschung neigende Serpentinhänge zur 10 km entfernten, zirka 700 m Sh. gelegenen Chromerzlagerstätte der Grube Kazandere. In engerer als auch weiterer Umgebung der Lagerstätte ist ein massiger, unregelmäßig gebankter, Pyroxen führender, ziemlich frischer und harter Peridotitserpentin vorherrschend; weniger häufig ist ein dichter massiger Serpentin mit akzessorischem Chromit, doch ohne erkennbare Pyroxenrelikte. In Nähe zur Grube kommt inmitten des Serpentin ein kleiner Stock von feinkörnigem Gabbro hoch.

Aus Dünnschliffbefunden:

In der Westgrube Kazandere stößt die Sprenkelerzmasse mit gewundener magmatischer Grenze an einen schwarzgrünen dichten, splitterigen Serpentin mit schillernden Pyroxenen. U. d. M. ist es (Nr. 23) ein Maschenserpentin, ohne Durchbewegung, mit reichlich Olivinresten, z. T. Serpentin mit Brauneisenausscheidungen, die Pyroxene Bronzit sowie Splitter von bräunlichem frischem Diallag. Vereinzelt korrodierte bräunlich durchscheinende Kristalle und Kristallaggregate von Chromit.

Der „Leoparderz“-Typ von Kazandere besteht aus annähernd sphärischen Kornaggregaten Chromit mit zackigen Umrißlinien, Einzelkörner davon noch teilweise mit oktaedrischer Umgrenzung, ebenfalls korrodiert; Ein- und Ausbuchtungen sind von Serpentin erfüllt, dem sich aber allsogleich Olivinreste anschließen. Auch hier liegt eine dunitische Gesteinshülle des Erzes vor, das übrigens völlig den mazedonischen Typen dieser Art gleicht. Dunit mit Erz stößt also mit magmatischer Grenze an Pyroxenperidotit.

Im Hornblendegabbro (Nr. 33) überwiegt Plagioklas Andesin-Labrador als grobes Balkenwerk, stark getrübt. Hornblende in fetzigen Formen vornehmlich die Kornzwicke des Plagioklasses einnehmend; c = grasgrün, a = hellbräunlich, b = tiefbraun; c/c = 15°. Epidotkörner. Ilmenit mit lamellarem Schalenbau. Das Gesamtgefüge wenig versehrt.

Die Chromerzlagerstätte Kazandere hat in Form und Struktur eine etwas eigenartige Ausbildung, sie stellt einen Mischtypus von stock- und plattenförmiger Schliere dar. Der räumlichen Form nach handelt es sich um ein flach westwärts absinkendes, röhren- oder schlauchartiges Gebilde, mit mehr weniger plattgedrücktem, ellipsoidischem Querschnitt, randlich ein- und ausgebuchtet, mitunter in Teilstücke aufgelöst. Die Ausbläsbereiche dieses im Großen linear ONO—WSW verlaufenden Erzkörpers

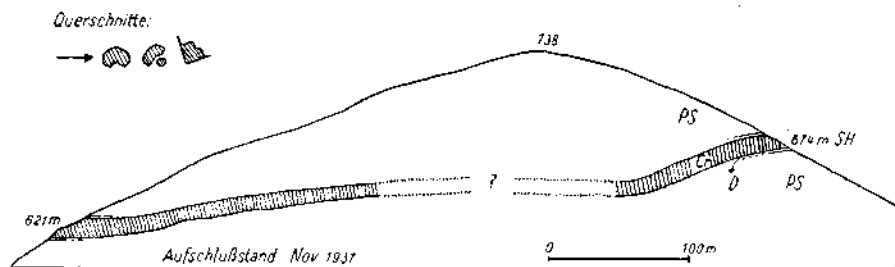


Abb. 99. Chromerzlagerstätte Kazandere bei Marmaris (Südanatolien).

Längsschnitt durch den Erzschlauch. PS = harter, gebankter, pyroxenf. Peridotitserpentin, Cr = Chromitlagerstätte (schraffiert) und D = Dunithülle (WSW—ONO).

sind beiderseits an Flanken eines Bergrückens gelegen, in etwa 500 m horizontalem Abstand voneinander entfernt. Der Bergbau arbeitet von beiden Seiten gegen die Bergmitte vor, doch ist die unterirdische Verbindung noch nicht erreicht, es besteht auf 150 m Länge noch ein unerforschter Zwischenraum (1937). Die Zusammengehörigkeit beider Aufschlüsse zu einem Lagerstättengebilde, sei es auch mit gestörter Zwischenzone — die Teilachsen in den beiden Aufschlußabschnitten liegen etwas windschief zueinander — ist überaus wahrscheinlich. Die Querschnittsdimensionen betragen im westlichen Abschnitt 70—75 m², im östlichen 80—90 m².

Die Chromerzföhrung tritt in dieser Lagerstätte hauptsächlich als sogenanntes „Leoparderz“, das sind dicht gedrängte kleine Pseudovoide von Chromerz in Serpentingrundmasse in Erscheinung, mit Übergängen zu ziemlich regelmäßig mehr minder dichter Streuung kleiner eckiger Chromerzkörner, zu Sprenkelerz. Neben dieser etwas massigen Ausbildung kommt in einzelnen Querschnittsteilen auch die „Schlierenplatte“ zur Geltung, wobei die Plattenebene zur Längsachse der Erzröhre ungefähr parallel liegt, mittelsteil nach S einfällt, somit eine in der Fallrichtung nur 8—10 m betragende Dimension erreicht.

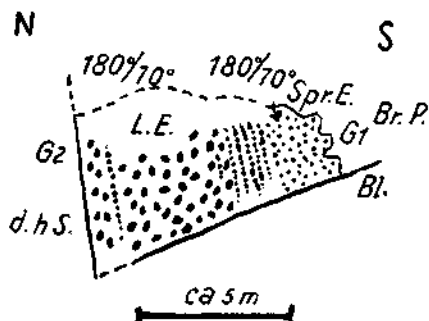


Abb. 100. Querschnitt durch den Chromerzkörper Kazandere, W-Abschnitt.

Sprenkelerz (Spr. E.) und Leopardertz (L. E.) z. T. massig, z. T. plattig struiert. Br. P. = Bronzitperidotit, d. h. S. = dichter harter Serpentin, G₁ = gewundene magmatische Grenzlinie, G₂ = ebenflächige magmatische Grenzfläche, Bl. = scharfe Blattbegrenzung.

Die streng parallelfächige Anordnung der eckigen als auch der rundlich ovoidischen, besser pseudovoidischen Erzkörner bzw. Erzkornaggregate, eben die Erscheinungsform der „Schlierenplatte“, ist vornehmlich auf der oberen Randseite (im Hangendteil), aber mitunter auch im Innern und im Liegendteil des Vererzungsquerschnittes vorhanden, dazwischen greift unregelmäßig, doch ziemlich gleichmäßig lockere bis dichte Erzkornstreuung Platz. Im Hangendverlauf der Erzführung erweisen sich buchtig gewundene Grenzen zu massig gebanktem ($285^\circ/40^\circ$ fallende Bankung) Bronzit-Serpentin als richtige magmatische Grenzen der Erzausscheidung; im Liegend besteht eine ebenfächige, der Schlierenplatte entsprechende Begrenzung des Erzes zu hartem dichtem Serpentin.

Die Ooide (Ovoide) des „Leoparderzes“ dieser Lagerstätte zeigen nicht streng eiförmige Ausbildung, sondern es sind verdrückte, rundlich-ellipsoidisch gestaltete Kornaggregate mit Längsdurchmessern von 0.5 cm abwärts; dazwischen kommt es zu ganz unregelmäßigen Kornaggregaten, nesterartigen Kornanhäufungen und Übergängen zu Sprenkelerz. Bemerkenswert ist, daß die „Plattenregelung“ auch manchmal innerhalb der Ooide sich verrät, indem die undeutlich oktaedrischen Grenzflächen der Kornaggregate der Ooide untereinander und von Ooid zu Ooid gleichzeitig einspiegeln, gleich dem Sprenkelerz plattiger Erzführungen. Je nach der Dichte der Streuung kommt es zur Bildung armer bis reicher Erze, letztere besonders im östlichen Abschnitt der Lagerstätte, wo vereinzelt Derberzqualität mit 46–47% Cr_2O_3 erreicht ist. Dem Durchschnittserz der bisher aufgeschlossenen Lagerstätte kommt ein Cr_2O_3 -Gehalt von etwa 36–37% Cr_2O_3 zu. Die Einzelprobe eines größeren Vorrates guter Leopardерze ergab 41.36% Cr_2O_3 und 10.09% Fe, jene eines besonders reichen Haufens 44.5% Cr_2O_3 , 10.12% Fe ($\text{Cr}/\text{Fe} = 3.01$). Die Erze stehen also günstig im Fe-Gehalt, können auch nur geringen Al_2O_3 - und MgO -Gehalt im Molekül — Bauschanalysen stehen mir nicht zur Verfügung — besitzen, da Waschproben ohne Schwierigkeiten auf einen Halt von über 50% Cr_2O_3 gebracht werden können.

Störungen innerhalb Lagerstättenbereich sind ohne große versetzende Wirkung; vielleicht bedeutet ein flaches Blatt, welches auf kurze Strecke die Sohle der Lagerstätte im westlichen Abschnitt scharf begrenzt, einen Verwurf mit Ausrichtungsmöglichkeit. Daß östlicher und westlicher Abschnitt der „Lagerstättenröhre“ im mittleren, noch unaufgeschlossenen Teil des Berges nicht zusammenzumünden scheinen, sondern etwa windschief liegen, dürfte ebenfalls einer Störung zuzuschreiben sein, die bei flacher Lagerung einen Ausfall an zu schätzender Lagerstättensubstanz mit sich bringen würde.

Die Größenordnung der Lagerstätte, sichtbar bis wahrscheinlich, ohne Schätzung der durch Erosion entfernten beiderseitigen Enden, kann mit etwa 150.000 t im Durchschnitt 35–40% Cr_2O_3 haltiger Erze erkannt werden, von denen zirka 10.000 t durch Abbau bereits gewonnen sind.

Die Chromerzlagerstätte Kazandere ist die vereinzelte größere Erzausscheidung innerhalb einer ausgedehnten sterilen Masse von wenig serpentinisiertem, gebanktem Pyroxenserpentin. Petrographisch einförmig, ohne lebhaftes Differentiationen, erinnern Lagerstätte und Begleitgestein an die mittlere gebankte, meist sterile Serpentinzone des Vardarraumes in Mazedonien, die ebenfalls nur vereinzelt, allerdings dort viel kleinere Leopardерzvorkommen führt.

Der Abbau, von Hand, ging bisher (1937) nicht systematisch vor sich, sondern beschränkte sich auf die reichen Teile im östlichen Abschnitt. Bei der Grube kleine Bergbaukolonie. Der Abtransport geschieht mit Kamelen zur Verladebucht bei Karagatsch (10 km); dort Verladesteg für Barkenverladung in Schiffe. Seilbahntfernung betrüge 6 km. Systematischer Abbau nur möglich, wenn die ärmeren aufbereitbaren Erze mitverwertet würden.

b) Fethiye (Makri) an der anatolischen Mittelmeerküste. Dieses Chromerzgebiet gehört neben Daghardi und dem neuerschlossenen Guleman zu den ergiebigsten Chromerzrevieren der Türkei (siehe auch W. HENCKMANN [4]). Es konnten von mir nur Teilgebiete des Fethiye-reviers, u. zw. in dessen Mitte die Grube Djenger sowie die Vorkommen Kuskavak, Tschatal u. a. im äußersten W-Zipfel des Serpentinmassivs besichtigt werden.

Entlang der Küstenregion von Fethiye bildet ein weitgedehntes, zu mäßigen Höhen ansteigendes Serpentinmassiv das gebirgige Vorland zu der dahinter aufragenden Kalkkette (Trias oder Kreide) des Tschal (2000 m), Vorgebirge des Taurus.

Die Bucht von Fethiye ist von diesem Serpentinmassiv umschlossen; am Innenrand dieser Bucht, die nur eine schmale Durchfahrt zum offenen Meer besitzt, sind gegenüber dem Städtchen Fethiye (früher griechisch Makri) Verladeanlagen, Aufbereitung, Werkskolonie und Endbahnhof der über 20 km Entfernungen umfassenden Schmalspur-Werksbahn angelegt.

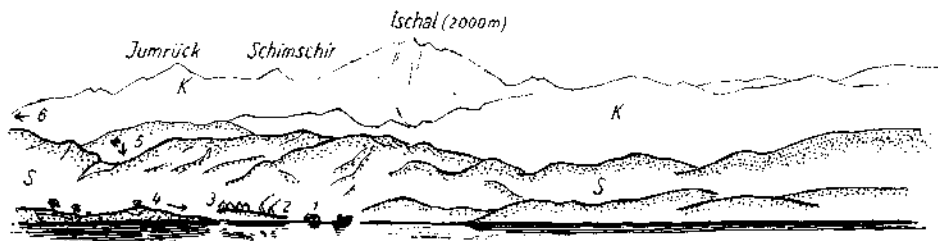


Abb. 101. Blick von Fethiye (Makri) über die gleichnamige Bucht hinweg nach N.

Im Vordergrund dunkle, braune Serpentinberge (S), Hintergrund helle mesozoische Kalke (K) des Tschalzuges (Taurus). 1 = Schiffsverladung der „Fetmas“, 2 = Chromerzaufbereitung, 3 = Werkskolonie, 4 = Ausgang der Bucht ins offene Meer, 5 = Chromerzgrube Djenger, 6 = Richtung zum Chromerzbergbau Kuskavak.

Die Serpentinmassen sind aus vorwiegend Pyroxen führenden Peridotiten mit akzessorischem Chromit hervorgegangen. Der Serpentin ist zumeist hart, massig, unregelmäßig gebankt, wenig verwittert.

Die Verteilung der Chromerzvorkommen innerhalb der Serpentinmassen ist sehr ungleich; örtlicher Häufung von Lagerstätten stehen große sterile Bereiche gegenüber. Tiefgreifende Störungen bringen mit sich, daß vereinzelt Streifen mesozoischer Kalke in das Serpentinmassiv eingesenkt wurden; die von mir durchgeführten Exkursionen reichten jedoch nicht aus, gründlichen Einblick in die allgemeinen Lagerungsbeziehungen zu gewinnen.

Grube Djenger: Im westlichen Mittelraum der Serpentinzone zirka Sh. 130 m gelegen. Eine Reihe von Lagerstätten: Derberzstöcke sind dicht

geschart und teilweise vermitteltst kleinerer Erzführung zusammenhängend, im Hangend einer kräftigen, ungefähr 50° nach WSW fallenden Störung angeordnet. Der Haupterzstock, eigentlich ein Zwillingstock mit fingerartigen Ausbuchtungen, schachtmäßig bis auf Sohle — 50 m erschlossen, verbreitert sich von zirka 250 m^2 horizontaler Querschnittsfläche in Tagnähe

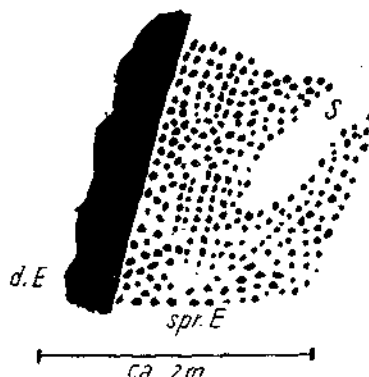


Abb. 102. Ulmbild auf Sohle — 50 m der Grube Djenger (Fethiye, anatolische S-Küste).

Derber Chromit (d. E) mit ebenflächiger, primärmagmatischer Grenze zu sprenkeligem ovoidischem Erz (spr. E) mit Fließerscheinungen. — S = Einschluß von sterilem Dunitserpentin.

bis auf nahe 2000 m^2 in der Tiefbausohle. Die Lagerstättenmasse besteht aus gleichmäßig körnigem, z. T. grobkristallinem Erz mit um 48% Cr_2O_3 . Am Rande ist örtlich eine Sprengelerzzone verbreitet, vom Derberz mit ebenflächiger doch primärmagmatischer Grenze geschieden. Auch das Sprengelerz ist vorwiegend massig, weist aber doch auch Andeutung von streifiger Ausbildung auf, der Grenzfläche zum Derberz parallel gelagert. Auf Kluftflächen des Derberzes bilden sich, wohl aus Pyroxenen hervorgegangen, Smaragdit und Kämmererit.

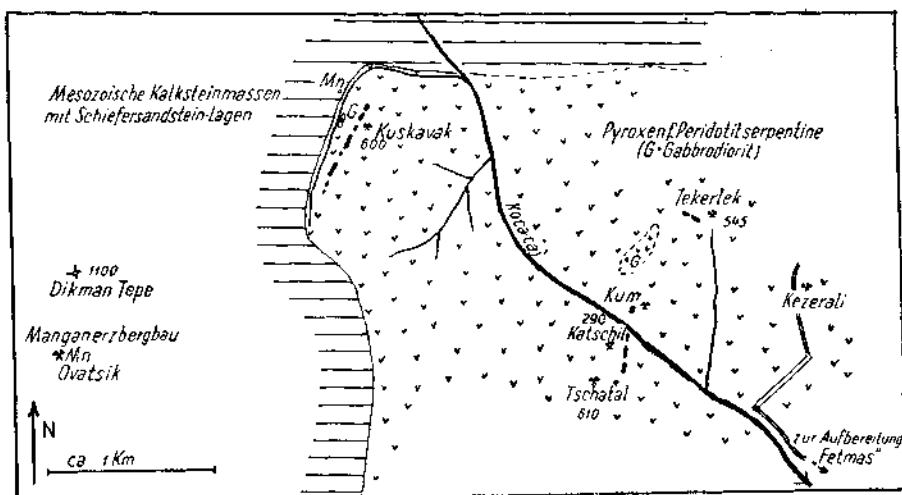


Abb. 103. Übersicht der Chromerzvorkommen Kuskavak und Umgebung (Süd Anatolien).

Die Grube, zirka 20 Bahnkilometer von Aufbereitung und Schiffsverladung entfernt, hatte 1937 bei einer Gesamtförderung von 3000 t/Monat rund 1800 t Erz mit 48% Cr_2O_3 erzeugt; 1400 t Wasser mußten im Tage gehoben werden. Kurz nach meinem Besuche Ende 1937 soll die Grube infolge Wassereinbruch und unzureichender Dampfpumpenanlage vorübergehend ersoffen sein.

Kuskavak, Tschatal, Katschil u. a.: Diese Chromerzzone liegt im äußersten NW-Zipfel (Photoabb. 9) des Fethiyemassivs, der tief eingesenkt (Sh. 600—700 m) oder besser gesagt durch rascheren Erosionsfortschritt in einer hochragenden Umrahmung (Sh. 1500—2000 m) mesozoischer Kalkberge bloßgelegt erscheint.

Das Muttergestein der Chromerzlagerstätten ist auch hier in der Hauptsache Pyroxen führender Peridotitserpentin, vereinzelt treten inmitten des Massivs als auch randlich stockartige Durchbrüche von jüngerem Gabbro auf.

Aus Dünnschliffbefunden von Kuskavak und Djenger: Kuskavak, der dichte feinkörnige, dunkle Serpentin (Nr. 27) des Liegend der Lagerstätte ist aus Dunit hervorgegangen, Olivinreste im Maschenserpentin, akzessorisch oktaedrischer Chromit. — Djenger. Nr. 28: Fettglänzender, grünlicher, längs Klüften bräunlicher Serpentin als Einschluß in Erz, doch dem sonstigen Nachbargestein gleichend, erweist sich als pyroxenarm, fast dunitisch; Spuren von bastitisiertem Bronzit mit Erzbestäubung und korrodierte Chromitkörner in Maschenserpentin mit Olivinresten.

Die Grenze zum Kalkmassiv ist in dem untersuchten westlichsten Abschnitt Störungsrand. Auch der hier auftretende Gabbro grenzt mittelst Störung an den Kalk. Der Serpentin ist entlang der Kalkgrenze geschiefert.

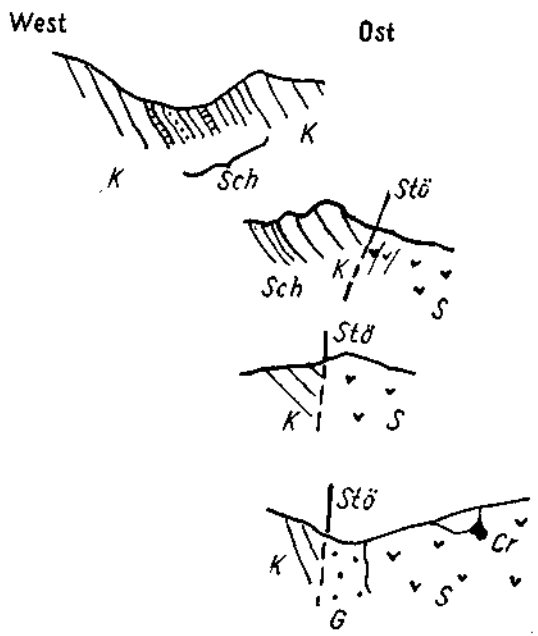


Abb. 104. Serpentinkontakte bei Kuskavak (Fethiye, anatol. S.-Küste).

K = helle Kalksteine mit Sch = Zwischenlagen von roten Schiefern, Sandstein und dünnplattigen Kalken, S = Serpentin, am Kontakt z. T. schiefbrig, G = Gabbrodiorit, Cr = Chromerzkörper.

Auch in die Kalkumrahmung wurde im westlichen Abschnitt etwas Einblick gewonnen, da mit der Untersuchung der Chromerzlagerstätten das Studium der innerhalb der Kalkzone auftretenden flözartigen Manganerzlagerstätte von Ovatsik verbunden war. Im Raume zwischen Ovatsik und Kuskavak ist eine tiefere, bankige, reichlicher Hornstein führende Kalkzone von einem höheren, mehr massigen und wenig Hornstein führenden Kalk durch einen geringmächtigen Schieferhorizont getrennt. Es sind helle, dichte, Fossilspuren führende, mitunter schwache Kristallinität verratende Kalke jedenfalls mesozoischen Alters. Leider glückten keine Funde bestimmbarer Fossilien. In den tonigen Schiefen liegt, nicht überall entwickelt, ein wenig mächtiges, oxydisches Manganerzflöz, z. T. Mangan-Eisenkieselflöz in Begleitung gelber, teilweise sandiger Mergel und Mergelkalke. Die summarische Flözmächtigkeit, in zwei bis drei Bänke aufgeteilt, schwankt zwischen wenigen Dezimetern bis über 1.0 m. In der Grube kann vielfach der Übergang von oberflächennah oxydischen Manganerzen in manganischen Eisenkiesel beobachtet werden.

Die bedeutenden Investitionen des Manganerzbergbaues Ovatsik, viele Kilometer Stollenbauten, Kraftanlage, Bergbaukolonie, 6 km schwere Bleichert-Seilbahn usw. liegen (1937) brach! Die Grube ist einbruchgefährlich, Rückgang der Flözmächtigkeit untertags, Übergang zu Eisenkiesel, stark gestörte Flözverhältnisse bewirkten die Einstellung nach 6jähriger deutscher (1928—1934) und 2jähriger englischer (1934—1936) Betriebsperiode. Rund 26.000 t Erz mit 34—35% Mn wurden insgesamt verschifft.

An anderer Stelle sind im Schieferhorizont rötliche Schiefer und Sandsteine eingeschlossen, in deren Streichfortsetzung ebenfalls wieder Manganerze ausbeissen.

Brüche, Faltenstörungen und große Schollenverschiebungen schaffen einen sehr bewegten tektonischen Bau des Kalkmassivs, der bergmännischen Nutzung des im Schieferhorizont eingeschlossenen Manganflözes nicht zum Vorteil. In Bruchbecken, z. B. bei Gösülük, sind Tertiärsandsteine, ebenfalls noch stark gestört, eingelagert. Das Kalkgebirge ist verkarstet.

Der Chromerzbergbau Kuskavak, zur Zeit (1937) außer Betrieb, stützt sich auf eine linear gereichte Gruppe von Einzelvorkommen, die entlang der als Störung ausgebildeten Westbegrenzung des Serpentin, einige 100 m störungseinwärts angeordnet sind, sich über eine Entfernung von 700 bis 800 m erstreckend. Auch die Einzelvorkommen sind linear nach der gleichen Streichrichtung ausgerichtet, mehr bänderig-lagerartig denn plattig, mit Mächtigkeiten — soweit die Erzreste der größtenteils im Tagbau ausgebauten Erzkörper erkennen lassen — von wenigen Dezimetern bis 4—5 m reiches Sprenkelerz bis Derberz. Die Vorkommen sind etwas gestört, z. T. quergestört, hängen, zwar in der gleichen nach NW steil ab-sinkenden Streichebene liegend, unter sich nicht zusammen. Dies kann, wie für manche ähnliche Fälle zutreffen mag, darauf zurückzuführen sein, daß nur mehr die Reste einer ursprünglich geschlossenen Erzführung vorliegen, die bis auf die fingerartigen Auslappungen des Unterrandes dem Abtrag zum Opfer fiel. Allerdings gibt es nach Erfahrungen an mazedonischen Schlierenplatten von Chromit-Sprenkelerz auch isolierte, plattig ausgebildete Erzkörper, die unter Einwirkung der gleichen magmatischen Druck- und Fließbedingungen in gleiche Streichebene und Fallrichtung eingeordnet wurden.

Das Stückerz von Kuskavak ist reiches und reines Chromerz; Analysen (Tab. 1) ergaben bis 55.8% Cr_2O_3 bei 10.8% Fe ($\text{Cr/Fe} = 3.52$). Bemerkens-

wert ist mitunter eine Art porphyrische Struktur des Derberzes, auf zwei Erzgenerationen hindeutend: große unregelmäßig begrenzte Kristallkörner sind einzeln inmitten feinkörniger Erzgrundmasse eingebettet.

Die Vorkommen von Tschatal-Katschil gehören einem steilstehenden, im Einfallen zwischen NW und W wechselnden Linsenzug an. Der 40 m tiefe, steilwandige Tagbautrichter Tschatal, in 600 m Sh. gelegen, läßt die Reste eines derben 1—1.5 m starken, senkrecht niedersetzenden Schlierenbandes erkennen. Das unmittelbare Nebengestein ist gelblich verwitternder, zerrütteter Dunit-Serpentin, der ziemlich scharf an massigen Bronzitperidotit absetzt. Auf Tschatal folgen in nordöstlicher bis nördlicher Richtung über den Bergkamm talwärts zu dem kräftigen Gebirgsbach Koce caj Sh. 240 m eine Anzahl Schürfe, auf steiler Bergflanke gelegen; der größte davon ist der nächst der Talsohle gelegene Bergbau Katschil. Es ist ein und dieselbe Lagerstätte: ein mehrfach unterbrochenes Schlierenband in hartem gebanktem Bronziterpentin. Mächtigkeiten erreichen 0.5—1 m bei zunehmender Streicherstreckung in der Tiefe. Das angeblich ausgebaute Kumodjak, auf der O-Seite des Koce caj gelegen, dürfte die durch Störung versetzte Fortsetzung der Lagerstätte Katschil sein; etwas höher am Hang, in Nachbarschaft zu einem mitten in hartem gebanktem Pyroxen führendem Serpentin gelegenen Gabbrostock, ist das Vorkommen Tekelek Tepe. Dessen Baue bewegen sich in Sh. 460—545 m auf ein dem Hangverflächen ungefähr folgendem Schlierenband von hauptsächlich sprengeligem Erz, 1—1.5 m mächtig bei 25—40 m Streichlänge.

In Luftlinie zirka 1 km weiter östlich von Tekelektepe liegt die bedeutende staatliche Chromerzgrube Kezerali mit 50—100 t Tagesproduktion 48%iger Erze; die Lagerstätte konnte leider nicht besucht werden; die Stollenbauten lassen eine Teufenspanne von mindestens 80 m vermuten.

Die Ausbeuteperiode auf der Bergbaugruppe Kuskavak liegt eine Reihe von Jahren zurück; das in Oberflächennähe bequem zugänglich gewesene Reicherz wurde im Tagbau und mit kleinen Stollenbauten hereingebracht. Es sollen 50.000 t Erz auf Kamelen abbefördert worden sein; das Schurfproblem ist noch nicht erschöpft.

Die Gruben im Bereiche des Koce caj wurden erst in den letzten Jahren auf ihre leicht ausbeutbaren Teile hin zunutze gemacht und durch Zubringerbahnen und Bremsberge an das Förderbahnnetz der französisch-türkischen Chromerzgesellschaft in Fethiye angeschlossen; seit 1936 ruht auch im Tale des Koce caj der Betrieb.

Für die Beurteilung der gesamtgeologischen Verhältnisse von Lagerstätten und Serpentinmassiv des Fethiyereviers reichen meine Beobachtungen nicht aus. Der etwas näher studierte NW-Abschnitt des Gebietes, der allerdings auch die bedeutendsten Chromerzvorkommen birgt, läßt, zusammenfassend, folgende Kennzeichen hervortreten: es scheint weniger eine Basiszone im eigentlichen Sinne als eher der randliche Raum eines großen gebankten Iherzololithischen Serpentinmassivs vorzuliegen, in dem die Chromitvorkommen verstreut sind. Die Lagerstätten sind gekennzeichnet als Schlierenstöcke und -bänder, letztere ohne scharfe plattige Absonderung und ohne Regel in den Streichrichtungen. Die Stöcke, aber auch die Bänder führen derbe, kristallkörnige Erze nebst Übergängen zu Sprengelerz, z. T. aureolenartig, manchmal auch ausschließlich Sprengelerz. Dann liegt meist reiches, dicht gestreutes Sprengelerz vor, das ärmere Erz der zu scharf ebenflächigen Erzplatten ausgerichteten Sprengelerzschlieren Mazedoniens fehlt. Das Derberz ist aus ziemlich reinem, eisenarmem Chromitmolekül aufgebaut.

Die Teufenspannen der Schlierenbänder sind beachtlich, erreichen 80—120 m bei Streicherstreckung von mehreren 10 m. Stockquerschnitte senkrecht zur Stockachse kommen an 2000 m² heran.

Wirtschaftlich stand Fethiye vor Ausbeutung der Gulemanerze an der Spitze der türkischen Chromerzproduktion. Reiche Vorkommen, günstige Lage an der Küste, Vorhandensein eines ausgezeichneten natürlichen Hafens, haben die Gesamterschließung gefördert, welche in Hand der französisch-türkischen Gesellschaft „Fetmas“ (Fethiye maden anonymsirketi) liegt. Sie beutet eigene Gruben aus und führt pachtweise den Betrieb auf türkischen Staatskonzessionen. Eine bis auf 20 km Entfernung reichende Grubenfeldbahn (60 cm) mit Abzweigungen in Seitentäler bewirkt die transportmäßige Erschließung, ausgehend von der Küste, wo gegenüber Fethiye (Makri) an geschützter Bucht Kolonie, Aufbereitung und Verladeanlagen errichtet sind. Zusätzlich wird Erztransport auch von Kamelkarawanen geleistet. Zonguldaker Steinkohle für Kraftanlage und Lokomotivbahn. Die Jahresleistung des Arbeiters wird durch stark verbreitete Malaria beeinträchtigt.

Die Gesamtproduktion des Reviers beträgt 1937 8000 t Versanderz (I a, II a und Konzentrate), wovon 5000 t aus den staatlich-türkischen Konzessionen stammen. Die Aufbereitung, naßmechanisch, verarbeitet bei einem Ausbringen von 70% täglich 100—300 t Wascherze mit mindestens 30% Cr₂O₃-Gehalt. Die Schiffverladung, zirka 2 km von der Aufbereitung entfernt, geschieht vermittelt einer von den Zügen befahrenen Schwimmbrücke direkt in die Frachter.

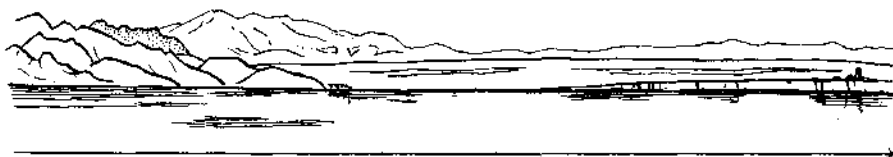


Abb. 105. Golf von Antalya (-Adalia, anatolische S-Küste). Blickrichtung von der Seeseite her nach NW.

Links Serpentinmassiv (punktiert) mit Chromerzföhrung, schräg gegen OSO ausstreichend, umrahmt von hellen Kalkbergen (Trias oder Kreide). Rechts gewaltiger, flachgespannter Mündungskegel des Flusses Düden cay, aus Kalktuff aufgebaut; Brandungsterrasse, wahrscheinlich auch junge Hebung mitwirkend.

Am Bau der Gebirge an der anatolischen Küste zwischen Fethiye und Mersina, den gewaltigen Taurusketten vorgelagert, nehmen chromerzföhrnde Serpentinmassive wiederholt Anteil. Knapp westlich Antalya hebt sich, vom Schiff aus gesehen, ein NW—SO streichendes Serpentinmassiv inmitten heller Kalkberge heraus; 30—45% Cr₂O₃ haltende Erze aus diesem Gebiet lagen 1937 im Hafen Antalya versandbereit. Auch unweit Mersina bestehen produzierende Chromerzgruben.

17. Der Serpentin- und Chromerzzug von Guleman im armenischen Hochland (Türkei).

(Photoabb. 10—12)

Die erste Kenntnis von den Chromerzvorkommen Guleman im armenischen Taurus wurde zur Zeit des ersten Weltkrieges gewonnen, als eine deutsche Bergbauleitung das benachbarte Kupfervorkommen Arghana Maden bearbeitete.

Das Gebiet ist durch geologische Bearbeitung von Arghana Maden seitens der deutschen Geologen R. PILZ [348] und F. BEHREND [317] bekannt; eine neue Arbeit von MACIM ASIM SIREL [333] ist 1944 angekündigt.

Für eine großzügige Inbetriebnahme von Guleman nach dem ersten Weltkrieg hat sich der türkische Staatsingenieur Abdullah HUSREVE eingesetzt. F. SCHUHMACHER [353] hat 1937 über das Vorkommen kurz berichtet. A. HELKE [321] veröffentlichte

1938 die erste etwas eingehendere Kunde von den geologischen Lagerungsverhältnissen dieser Chromerzvorkommen und verweist auf die im Gange befindliche Detailkartierung durch den Genfer Geologen Ph. ROSIER [349]. Ein anderer Schweizer Geologe, P. ARNI [315] hat die Tektonik dieses Taurusabschnittes behandelt.

Obwohl meine Beobachtungen nur aus einem mehrtägigen Studium des Gebietes Anfang Dezember 1937 doch noch in schneefreier Zeit schöpfen konnte, rechtfertigte ich aus denselben Gründen wie schon unter P. 9 betreffend Ostbulgarien dargetan, die nachfolgende Darstellung.

R. PILZ [348] stand 1917 noch dem Serpentinproblem in der alten Auffassung gegenüber: tektonischer Verband von Serpentin mit der Kreideseerie wird für primären genommen. — F. BEHREND [317] trifft 1925 bereits eingehendere Unterscheidungen der Verbandsverhältnisse und hält den Serpentin für älter als den größten Teil der Sedimente, in welche er in Form von Klippen tektonisch hineingekommen ist, während Diabas als das jüngere basische Eruptivgestein angesehen wird. — V. KOVENKO [325, 326] hat in jüngster Zeit eine lagerstättengeologische Schilderung von Guleman gegeben, die mir letztlich leider nur in einem Referat (M. E. 1943) zugänglich war. — Allgemeine geologische und mineralogische Probleme der kleinasiatischen Chromerz-vorkommen, u. a. auch der Guleman-Nachbarschaft, behandelt P. de WIJKERSLOOTH in seinen Arbeiten [359-364] *).

Das Chromerzgebiet Guleman liegt Sh. 1300 m im Hochland von Kurdistan inmitten eines kahlen, bis 1800 m aufragenden tief zerfurchten Gebirgsabschnittes des armenischen Taurus, vom Oberlauf des Tigris entwässert. In naher Sicht steigen Bergketten bis zu 2500 m Sh. auf (Photoabb. 10).

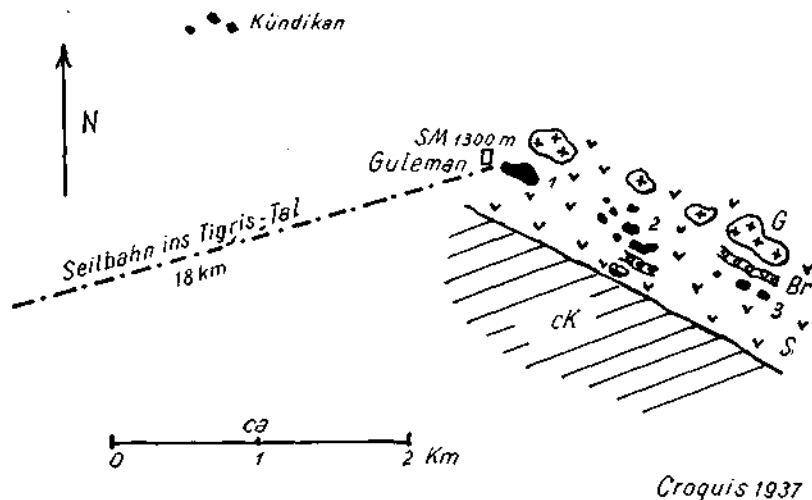


Abb. 106. Geologische Übersichtsskizze der Chromerzvorkommen Guleman (Ostanatolien), mit den drei Lagerstättengruppen Tosin (1), Saiver (2) und Gölalak (3); in nordwestlicher Fortsetzung davon Kündikan.

S = Serpentin, G = Gabbro, Br = Kluftbreccien; cK = rote Schiefer, Mergel, Sandstein, darüber Kalke mit Hornstein und Schieferlagen (vermutlich sämtlich Kreide).

*) Durch die Verzögerung in der Herausgabe meiner Arbeit sind mir inzwischen auch die Originalarbeiten von V. KOVENKO [326 a] und P. de WIJKERSLOOTH [364 a] aus den Jahren 1944/45 zur Kenntnis gekommen. — Während KOVENKO darin noch an posteozeänes Alter auch des Gulemanserpentins festhält, vertritt WIJKERSLOOTH bereits vorseänes Alter. Die fast allgemein gültige interne Altersreihe Peridotit-Gabbro-Diabas wird auch für Guleman festgestellt.

Die hier gegebene geologische Übersichtsskizze, ohne Kartengrundlage verfaßt, und einige Querprofile lassen den geologischen Verband und die Lagerungsverhältnisse erkennen.

Für die Guleman-Chromerzzone kennzeichnend ist das Vorhandensein einer schmalen, auf der S-Seite durch eine Reihe von Gabbrostöcken eingegengten Serpentinzone, kaum einige 100 m breit, bei 2,5—3 km lang, innerhalb welcher, in der gleichen Längsrichtung WNW—OSO angeordnet und gestreckt, länglich linsige bis stockförmige Chromerzvorkommen zu Gruppen gehäuft sind.

Der Südrand des Serpentinzuges wird von roten sandigen Kalkschiefern und Sandsteinschichten, darüber lagernden hellen, dichten, auch knolligen Kalken mit Hornsteineinschlüssen und Schieferlagen eingenommen. Diese Serie, mit O- bis SO-Streichen und wechselndem Einfallen ist vermutlich der Kreide zugehörig und liegt mit anscheinend nur wenig abgescherter Erosionsfläche den Serpentin auf.

Andesit durchbricht Serpentin und Sedimentserie, den Gipfel des Gulemantepe 1720 Sh. aufbauend.

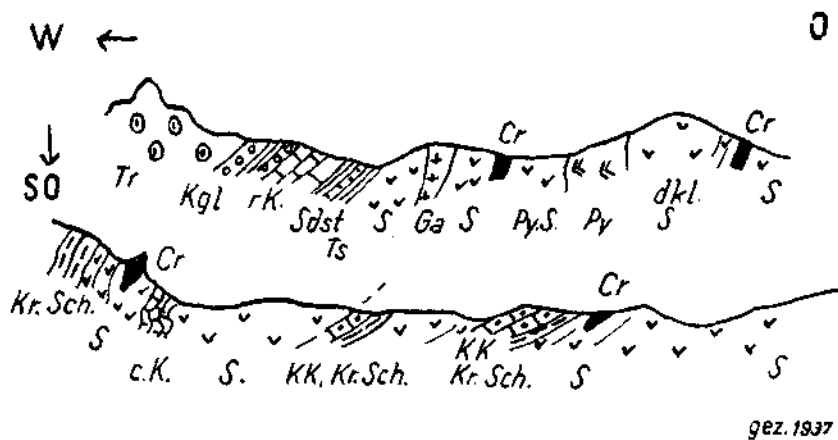


Abb. 107. Profile bei Kündikan westlich Guleman.

S = Peridotitserpentin (dkl. = dunkel), Py. S = reichlich pyroxenf. S., Py = Pyroxenit, Ga = Gabbro, Cr = Chromerz, Kr. Sch. = kristalline Schiefer (phyllitisch, chloritisch), KK = krist. Bänderkalk, cK = dichte Kalke und Mergel (Kreide?), Ts = Tonschiefer, SdSt = Sandstein, Kgl = Konglomerat, rK = rötliche dichte Kalke (Kreide?), Tr = Trachyt.

In etwa 2,5 km OSO-WNW streichender Entfernung des Guleman-Serpentinzuges, doch schon unter etwas geänderten Lagerungsverhältnissen, welche die intensive Schuppungstektonik hier klar vor Augen stellen, befinden sich die Chromerzlagerstätten Kündikan. Was im engsten Gebiet um Guleman fehlt, ist hier die wichtige Beobachtung des Verbandes der Chromerz führenden Serpentinmassen mit einer Kristallinserie phyllitischer Metamorphose: runzelige, phyllitische Schiefer mit Chloritflecken, Chloritschiefer und bläuliche, mäßig kristalline Bänderkalk. Im wiederholten, nach NNW—NNO absinkenden Schuppenbau erscheinen Kristallinserie, Serpentin mit Chromerzlagerstätten und die rote

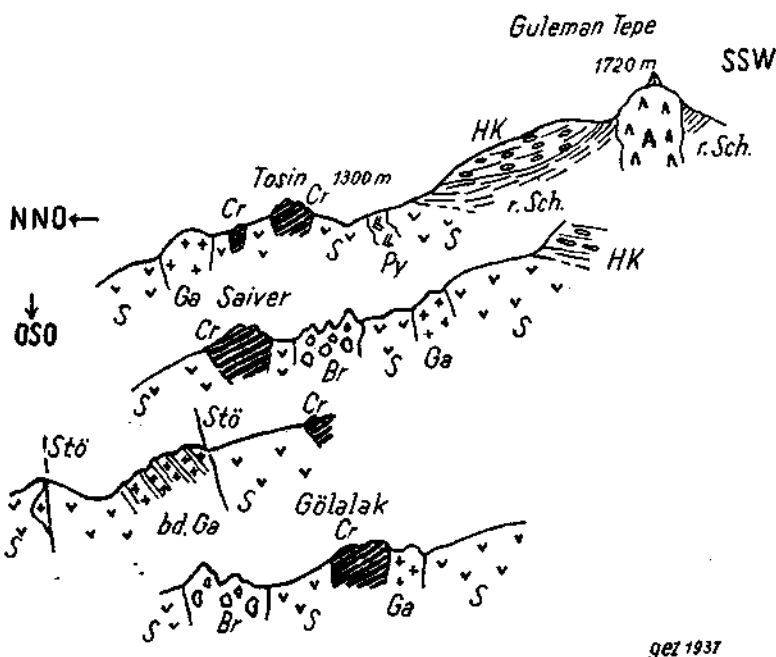


Abb. 108. Profile durch die Guleman-Chromerzzone (überhöhte Croquiszeichnung).

S = Peridotitserpentin, *Py* = Pyroxenit, *Ga* = Gabbro (*bd.* = bänderig), *Cr* = Chromerz, *Br* = Kluftbreccie, *r. Sch.* = rote Schiefer und Sandsteine sowie *HK* = hornsteint. Kalksteine, beide vermutlich Kreide, *A* = Andesit.

Schiefer-Sandstein-Konglomerat (mit Grungesteinsgeröllen!)-Kalk-Mergel-Serie der vermuteten Kreide in lang ausstreichenden Streifen, von trachytischen Ergüssen, zackige Felsen bildend, durchbrochen.

Das Begleitgestein des Guleman-Chromits ist ein hochserpentinisierter Peridotit, z. T. mit Resten von Pyroxen; im Bereich von Störungskontakten stellt sich hochgradige Schieferung ein. Derselbe vermutlich lherzolitische Serpentin, vereinzelt Hornblendeserpentin, birgt die Chromerzkörper bei Kündikan. Hier als auch am Fuße des Gulemantepes sind massige Pyroxenit-schlieren in den Serpentin eingeschlossen. Bei den verbreiteten gabbroiden Massen im Serpentin handelt es sich um jüngere, etwas sauerere Abfolgen des basischen Zyklus. Bei Gölalak grenzen gebankte gabbroide Stöcke, basische mit minderbasischen Lagen in Bänken wechselnd, vermitteltst tektonisch überarbeiteten Durchbruchkontakten an Serpentin.

Bei Saiver südlich, bei Gölalak nördlich der Chromerzzone, knapp an sie anschließend, verläuft eine mächtige, brecciengefüllte Kluft: Serpentin und Gabbrodiorit, von hornsteinartiger Kieselsäure verkittet, bilden die Kluftbreccien. Es dürfte sich um Berstungsrisse im Gefolge der jung-vulkanischen Durchbrüche handeln.

Aus Dünnschliffbefunden: Für den grünlichgelben Serpentin (Nr. 35) vom S-Rand der Lagerstätte Tosin, welche Abart im Gulemangebiet häufig wiederkehrt, erweist sich ein pyroxenführender Peridotit (Bronzit (?), Harzburgit) als Ursprungsgestein. Heute liegt ein antigoritischer Gitterserpentin mit α -Faser des Rahmens und γ -Faser der Füllung vor, ohne Olivinreste; völlig serpentinisierte Reste von faserigem Pyroxen,

mangelnde Diallagspaltbarkeit deuten auf ursprünglichen Bronzit. Kleine Mengen Talk sitzen besonders in den Pyroxenpseudomorphosen. Korrodierte grobe Chromitkristalle. Daneben unregelmäßig gestreut in scharfen winzigen, undurchsichtigen Oktaedern Magnetit, manchmal kettenartig (ähnlich Sampson's „chainstructure“ an Chromit des Bushveld).

Die kleine Einschaltung von grobkörnigem Hornblendegabbro in Serpentin von Kündikan (Nr. 34) erweist sich als ein Hornblende-Saussuritgabbro, in beträchtlicher Umsetzung. Die grobe primäre Hornblende $c/c = 16^\circ$ hat schmutzige Farbtöne, $c =$ dunkelgrün, $a =$ bräunlichgelb, $b =$ gelbgrün. Sekundäre helle Hornblendenädelchen mit $c/c = 18^\circ$. Reichlich Titanit. Die vollständig getrübten Feldspäte werden z. T. durch Prehnit ersetzt; letzterer farblos, in Büscheln oder sternförmigen Aggregaten wachsend, zwischen bräunlichen isotropen Massen der Feldpatumsetzung, z. T. solche Massen auch umwachsend. Es handelt sich bei der Prehnitbildung wohl nicht um regional-metamorphe sondern örtliche Bildungsbedingungen, in Beziehung zum Thermalraum der in Nachbarschaft Kalke durchbrechenden jungvulkanischen Gesteine.

Der Eruptivschlot des Gulemantepe ist z. T. von karbonatisiertem Andesit mit spärlichen Blasenräumen (Nr. 31), z. T. aus blasenreichem melaphyrähnlichem Andesit zusammengesetzt. Die Blasen sind meist mit Kalkspat gefüllt, aber auch mit Delessit und Pumpellyit. Dieser Andesit mit Mandelsteinstruktur weist große tafelige Feldspateinsprenglinge auf — stark getrübt zoner Andesin. Grundmasse braun, glasreich, hyalopilitisch, intersertal von Plagioklasleisten erfüllt. Kalkspat bildet neben Blasenfüllung auch grob gestreute Einzelkörner in der Grundmasse. Wenig Opal.

Ein violetter, feinkörniger poröser Vulkanit (Nr. 22) mit Mandelsteinstruktur, im Profil von Kündikan, ist reichlich epidotisiert. Wenig leistenförmiger, einschlußreicher Plagioklas (basischer Andesin) schwimmt in trüber saussuritartiger Grundmasse, daneben als Einsprengling idiomorpher korrodierter, doch völlig umgewandelter Olivin (oder rhomb. Pyroxen?), seine Rissigkeit wird von der Chloritsubstanz überliefert, z. T. auch zu Talk umgewandelt (Talkrosette nach Art Brewsterschem Kreuz); vereinzelt Picotit. Blasige Hohlräume erfüllt mit Dellesit. Reichlich jüngere Epidotbildung auf Klüften, z. T. auch in Grundmasse und Plagioklaseinsprenglinge vordringend. Schon der Feldbeobachtung zugänglich sind gelblichgrüne Kristallrasen von Epidot auf offenen Klüften dieses Gesteins, das als zersetzter umgewandelter Diabasporphyrat zu bezeichnen wäre.

An der Chromitlagerstätte Gölalak der Gulemangruppe bricht knapp am SW-Rand der Chromitmassen ein mittelkörniges, fast schwarzes Gabbrogestein hoch (Nr. 29): reichlich Olivin, graugrüner verzwilligter faseriger Diallag mit kaum merklichem Pleochroismus, Plagioklas getrübt, fast undurchsichtig.

Die Chromerzmassen von Guleman treten innerhalb etwa 2,5 km Streichlänge in drei Gruppen gehäuft zum Teil felsbildend zutage (Photoabb. 12). Von W nach O: Tosin, der bedeutendste Tagaufschluß mit Bergbauanlage und Seilbahnstation, dann Saiver und Gölalak. Die Länge der massiven Chromerzlinien beträgt 50—100 m und mehr, die Breite bis zu 20 und 30 m. Die Tiefe ist erst mit wenige Meter tiefen Schurfschachteln angetastet. Das Erz ist mittel- bis grobkristallin, z. T. als blättrig-grobkristallines Erz entwickelt. Es hat im Korn muscheligen Bruch und lebhaften, oft an Anthrazit erinnernden Glanz. Neben ursprünglich feinkörnigem Erz besteht auch sekundäre, durch tektonische Zerreibung erworbene mylonitische Feinkörnigkeit, durch matten Farbglanz kenntlich. Die unscharf parallele Textur der grobblättrig-kristallinen Erze ist aber doch keine „Gneistextur“, wie HELKE vermutet, sondern wohl sicherlich eine primäre, durch magmatischen Druck bewirkte Parallelstellung etwas plattig ausgebildeter, trag fließender Erzkörner. Ähnliche Texturen sind auch aus weniger gestörten und bewegten Chromerzgebieten bekannt, mit Übergang zu massig richtungslosem Grobkorngefüge der Erze. Chromit ist spröde und antwortet bei tektonischer Beanspruchung mit Bildung eines dicht- bis feinkörnigen Erzmylonits; Umkristallisation des Erzes kommt aber, schon in Anbetracht der oberflächennahen Metamorphose des Begleitgesteins, nicht in Frage.

Daß die Paralleltexur bei Guleman-Derberz in der Tat nicht metamorph erworben sein kann, beweist das am selben Erzkörper Tosin randlich anschließende ovoidische „Leoparderz“ mit unversehrter Primärtextur.

Die Chromerzkörper als Ganzes sind tektonisch reichlich in Mitleidenschaft gezogen; ursprünglich zusammenhängende Erzkörper erscheinen in größere und kleinere Linsen aufgespalten und gestreckt; sie grenzen vielfach mit Rutschharnischen an schiefrig gewordenen Serpentin. Bei der allgemeinen Beanspruchung versuchten die spröden Erzkörper durch Differentialbewegungen an ihren Rändern gegenüber dem nachgiebigen Begleitgestein der Durchbewegung zu entgehen.

Das Derberz Guleman erreicht bis 52% Cr_2O_3 , hält im Durchschnitt 48–50% Cr_2O_3 bei etwa 10% Fe (Analysen, Tabelle 1). Das sprenkelige Erz tritt stark zurück, erscheint aber da und dort als Randzone zu massigem Erz, mit Übergängen zu erzfreiem Nebengestein, so daß an die schlierige Ausscheidung der Erzmasse innerhalb des umgebenden Gesteins und gemeinsame Verfestigung mit ihm nicht zu zweifeln ist. Die Ansicht eines rein tektonischen Einschiebens der Lagerstätten in Serpentin wäre nicht berechtigt.

Die in Tagnähe befindlichen Chromerzmassen der Gulemanzone werden, wenn je nach Länge der Linsen auf einen im Verhältnis dazu kleineren Tiefgang geschätzt wird, mit einem Inhalt von ungefähr 600.000 t erwartet. (1937).

Bei Kündikan stecken kleinere Erzlinen spießartig in etwas schiefriger Serpentinmasse.

Das Chromerz führende Serpentinmassiv Sorudag im NW von Kündikan war im besonderen Gegenstand der Untersuchungen von A. HELKE [321].

Das Verknüpftheit des Serpentin mit einer Kristallinsere bei Kündikan läßt auch für Guleman vermuten, daß ursprünglich eine richtige, mit Chromerzschlieren angereicherte Basis- oder Grenzzone vorgelegen habe, die während der oberflächennahen, nicht allzu raumbedrängten Schuppungstektonik vermöge ihrer größeren Schwere aus dem Verband der hangenderen, sterilen Serpentinmassen gerissen wurde, dabei eine eigene Schuppe bildend. Erst weiter ausgreifendes tektonisches Studium wird in der Lage sein, diese Auffassung auf Bestand zu prüfen; worauf entsprechende Diagnosen für etwa weitere, zu Linsen isolierte Erzmassen im Tiefenbereich dieser Schuppe gestützt werden können.

Die Ausbeute von Guleman, heute (1937) in der türkischen Chromerzproduktion an vorderster Stelle, betrug im ersten Produktions- und Seilbahnjahr 1937 ungefähr 45.000 t. Ein großer Teil dieser Erzmenge stammte aus Lesestücken der Tagoberfläche: die Verwitterung brach von den, am stark geneigten Hang felsig ausbeißenden Chromerzkörpern große Erzmassen los und förderte sie in Form natürlicher Erzhalde zu Tal.

Der Ausbau der Produktion ist auf 100.000 t Jahreserzeugung vorgesehen und inzwischen wohl auch erreicht worden. Der Hauptanteil der 1937 zu schätzenden Erzmengen war steinbruchsmäßig gewinnbar. Tiefenuntersuchungen fanden damals noch keine statt. — Eine schwere Pohlig-Seilbahn, 18 km lang, für 20 t/h Leistung verbindet die Bergbauanlage mit der Eisenbahn im Tigris; außerdem besteht eine 25 km lange Straße. An der Seilbahn ist bemerkenswert, daß trotz ihrer Länge und Führung über einen 2000 m hohen Bergkamm ein einziger Antrieb (35 KW) vorzögen ist, bei der Beladestation eingerichtet. Dort befinden sich auch Kraftanlage, Bergbaukolonie. Die Entladestation im Tigris, zirka 1100 m Sh. ist 2 km talabwärts vom Kupferbergbau Arghana Maden angelegt (Photoabb. 11). Bau einer Aufbereitung ist (1937) vorgesehen. — Die Erzverfrachtung findet (1937) vornehmlich über den Mittelmeerhafen Mersina statt.

Tabelle Nr. 1

Analysen balkanisch-anatolischer Chromerze, zuge-

(Anschließend einige Vergleichs-

Örtlichkeit (Reihenfolge gemäß „Erster Teil“)	Förder- erz = f Stück- erz = st Wasch- erz = wa Konzentrat = k	Cr ₂ O ₃	Cr	FeO	Fe ₂ O ₃	Fe	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	SiO ₂	MnO	NiO
1. a) Raduscha-Revier												
Orašje	st	51.91	34.26		15.70	12.24	8.25	17.36	0.63	4.91		
Orašje	st	50.04	33.03	14.18		11.02	12.70	16.59	0.71	3.84		
Nada	(rein) st	56.31										
Gorne Raduscha I.	st	47.75	31.52	13.11	2.48	11.9	8.41	19.66	0.43	7.21		
Gorne Raduscha	st	40.71	26.87		15.20	11.86	7.35	21.56	1.14	11.97		
Kavir Odjak	k	56.00	36.96			14.03						
Goranee	k	53.35	35.21	16.8		13.06	11.22	15.74	0.91	1.76		
Čašak	k	52.95	34.95			13.05						
Raskop	k	53.14	33.97			11.83						
1. b) Jezerina-Revier												
Jezerina Ia	st	48.9	32.37	11.17	1.43	9.69	8.03	19.45	0.10	6.32	0.44	0.07 bis 0.13
Jezerina 1/2 Ia	st	46.84	28.10		12.28		13.91					
Jezerina III	st	38.72	26.49		10.57	8.21	16.08	16.33	0.20	12.46	0.21	
Jezerina	wa	36.46	24.95		10.94	8.50	9.14	24.89	0.80	12.27	0.22	
Jezerina	k	55.40	37.91	12.01	0.94	10.00	10.23	16.08	0.15	3.72	0.32	
Ninika	st	43.93	28.99			11.06						
Mušitište (Ostrovica)	st	49.80	32.37	13.49	1.0	11.14	12.55	16.10	0.20	4.88		
2. Drenica u. Orahovac												
Drenica	f	21.13	13.95		13.73	10.71						

**ordnet Daten der Lagerstättencharakteristik,
analysen anderer Chromerzgebiete.)**

TiO ₂	P ₂ SO ₄	CO ₂	Glab- verlust	Cr/Fe	Lagerstätten- typus	Nebengestein un- mittelbar und in der Hauptmasse	Zoneneinreihung im Serpentin- verband	Anmerkung
				2-8	Massive Stock- lagerstätte	Dunit	Basiszone	Cit. Hütter [69]
				3-0	Massive Stock- lagerstätte	Dunit	Basiszone	Labor Erzhütte Wien
				8-51	Massive Stock- lagerstätte	Dunit	Basiszone	Labor Erzhütte Wien
	Spur P		0-8	2-7	Massive Stock- lagerstätte	Dunit	Basiszone	Cit. Hütter [69]
				2-3	Massive Stock- lagerstätte	Dunit	Basiszone	Cit. Hütter [69]
				2-7	Sprekelerplatte u. teilw. -stock	Dunit	Mittlere gebankte Zone	Labor Raduscha
	0-01 P ₂ O ₅			2-7	Schlierenplatten	Dunit	Goranezone	Erzhütte Wien
				2-77	Schlierenplatten	Dunit	Goranezone	Labor Raduscha
				3-07	Schlierenplatten	Dunit	Mittlere gebankte Zone	Labor Raduscha
	—							
	0-08		4-05	3-2	Bänderig-schlie- rige Platte	Dunit	Basiszone	Labor Uroševac
				2-0	Bänderig-schlie- rige Platte	Dunit	Basiszone	Labor Uroševac
	— 0-05		5-27	3-23	Bänderig-schlie- rige Platte	Dunit	Basiszone	Labor Uroševac
	— 0-06		5-78	2-93				
	— 0-11		1-02	3-79				
				2-7	Schlierenplatte Sprekelerz	Dunit	Basiszone	Labor Uroševac
0-28	— 0-08			3-0	Sprekelig bis massige Schlierenplatte	Dunit	Basiszone	Labor Uroševac
				2-1	Schlierenplatte Sprekelerz	Pyroxenperidotit	Mittlere gebankte Zone	Labor Krupp ?

Örtlichkeit (Reihenfolge gemäß „Erster Teil“)	Förder- erz = f Stück- erz = st Wasch- erz = wa Konzentrat = k	Cr ₂ O ₃	Cr	FeO	Fe ₂ O ₃	Fe	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	SiO ₂	MnO	NiO
Orahovac Zentr.	st	47.58	31.40		15.42	10.80	11.08	17.88	2.13	6.33		
Orahovac Zentr.	st	51.82	34.20	15.07	0.57	12.12	10.80	15.20	0.20	4.84	0.36	
Goritsche	st	52.93	34.93	12.48	1.00	10.41	12.59	16.20	0.25	2.96	0.36	
Petkovich	st	37.27	24.60		85.17	27.34	13.77	9.05	1.27	3.00		
Petkovich	st	34.93			13.39	10.41	23.08	18.50	0.87	4.07		
3. Jbartal u. Zlatibor												
Kotraž-Raška	st	49.36	32.58		20.76	14.53				5.16		
Kotraž-Raška	st	45.41	30.07		20.16	14.11				4.57		
Ban Do	f	21.10	13.98		15.75	11.03	14.6	26.10		16.05	0.25	0.20
Ban Do Nr. 4	st	30.05	20.13		15.90	11.13	15.10	22.50	0.20	10.60	Spur	0.25
Ban Do	f	23.4	15.44		18.00	12.6	11.06	25.00		15.15	0.40	0.2
Ban Do Leop. Erz	st	23.52	18.82		17.28	12.10						
Zlatibor	st	35.02	23.11									
4. Westliche Morawa												
Veluce		53.85		21.04		16.35				3.18		
Veluce		48.25		16.97		18.05				7.56		
5. Bosnien												
Dubostica	st	50.70	33.51		25.53	17.87						
Sredna Koza	st	38.47	25.39		16.44	11.51						
Lupalo	st	42.62	28.13		19.45	18.62				6.90		
Orit	st	36.00	23.76		24.75	17.31						

TiO ₂	P, SO ₂	Co ₂	Glüh- ver- lust	Cr/Fe	Lagerstätten- typus	Nebengestein un- mittelbar und in der Hauptmasse	Zoneneinreihung im Serpentin- verband	Anmerkung
				2:6	Massiver Erz- stock	Pyroxenperidotit	Basaler Anteil der mittleren Ge- bankten Zone	Labor Uroševac
0.08			1.13	2:8	Massiver Erz- stock	Pyroxenperidotit	Basaler Anteil der mittleren Ge- bankten Zone	
0.07			1.14	3:5	Derberzlin- sen	Dunitische Hülle in Pyroxen- peridotit	Basaler Anteil der mittleren Ge- bankten Zone	
					Chromit-Magne- titschliefen	Pyroxenperidotit	Mittlere gebankte Zone	Labor Uroševac
				2:5	Chromitlin- sen	Pyroxenperidotit	Mittlere gebankte Zone	Labor Uroševac
				2:3	Kleine isol. Lin- sen, teils flöz- artig ausgezogen	Dünne Dunithülle, Pyroxen- peridotit	Gebankte Zone	Labor Erzhitte Wien
				2:2	Kleine isol. Lin- sen, teils flöz- artig ausgezogen	Dünne Dunithülle, Pyroxen- peridotit	Gebankte Zone	
			2.5-35	1:2	Massive Linsen Sprenkel- u. Derberz	Pyroxenperidotit	Gebankte Zone	Labor Trepča
			2.4-30	1:9	Massive Linsen Sprenkel- u. Derberz	Pyroxenperidotit	Gebankte Zone	
			5.60	1:3	Massive Linsen Sprenkel- u. Derberz	Pyroxenperidotit	Gebankte Zone	
				1:5	Massive Linsen Sprenkel- u. Derberz	Pyroxenperidotit	Gebankte Zone	
					Schlierengang	Pyroxenperidotit	Gebankte Zone	Labor G.R.A. Wien
				2:1	Kleinschliefen	Pyroxenperidotit	innerhalb Lim. — — Hornstein-Z.	Labor Erzhitte Wien
				2:5	Kleinschliefen	Pyroxenperidotit	Grenze Lim. — — Hornstein-Z.	Labor Erzhitte Wien
				1:9	Flözartige Der- berzlin- sen	Wenig Dunit, haupts. Pyro- xenperidotit	Basaler Anteil der gebankten Zone	Labor Belgrad ?
				2:2	Derberzlin- sen	Pyroxenit	Gebankte Zone	
				2:0	Derberzlin- sen	Pyroxenperidotit	Gebankte Zone	
				1:4	Derberzlin- sen	Pyroxenperidotit	Gebankte Zone	

Örtlichkeit (Reihenfolge gemäß „Erster Teil“)	Förder- erz = f Stück- erz = st Wasch- erz = wa Konzentrat = k	Cr ₂ O ₃	Cr	FeO	Fe ₂ O ₃	Fe	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	SiO ₂	MnO	NiO
6. Alchar-Rozden												
Majdan-Alchar	st	45·85	30·26			10·68						
Majdan-Alchar	st	49·25	32·51			12·13						
Arnitschko	st	48·75	32·18			13·03						
Arnitschko	st	50·72	33·48			12·13				3·72		
7. Lojane-Preševo-Ostrov.												
Zentrale Lojane	st	50·25	33·17	14·6	0·2	11·5	13·5	16·00	0·15	3·92	0·36	
Zentrale Lojane	reiches f	35·38	23·35	12·94		10·1	11·18	22·09	0·12		0·30	0·11
Zentrale Lojane Ia	st	49·06	32·33	15·85		12·36	12·49	16·01	0·76	4·56	0·26	0·04
Zentrale Lojane 1/2 Ia	st	46·12	30·44	14·77		11·09	14·14	17·01	0·08	5·83	0·31	0·06
Ostrovica b. Preševo	st	39·92	26·35		15·15	10·61						
Mali pilono	f	26·3	17·36									
Preševo	st	46·34	30·58		18·8	13·16		6·82				
8. Valandovo												
Tiefbau	st	51·8	34·19		18·5	12·95				5·75		
9. Ostbulgarien												
Dobromirei	st	52·3	34·52	19·8		15·44	8·40	13·6	Spur	5·05		
Dobromirei	st	47·28	31·21			13·52						
Petiler	st	37·8	24·95			14·42						
G. Kameniane	st	39·22	25·89			12·73						

TiO ₂	P ₂ SO ₅	CO ₂	Glüh- ver- lust	Cr/Fe	Lagerstätten- typus	Nebengestein un- mittelbar und in der Hauptmasse	Zoneneinreihung im Serpentin- verband	Anmerkung
				2.9	Derberzschlieren	Wenig Dunit, Pyroxen- peridotit	Basale Zone ?	
				2.7	Derberzschlieren	Wenig Dunit, Pyroxen- peridotit	Basale Zone ?	
				2.5	Derberzschlieren	Wenig Dunit, Pyroxen- peridotit	Basale Zone ?	
				2.8	Derberzschlieren	Wenig Dunit, Pyroxen- peridotit	Basale Zone ?	Labor Erzstätte Wien
	—							
	0.06		0.94	3.0	Massiver Erzstock	Dunit	Basale Zone	Labor Erzstätte Wien
			4.61	2.3	Massiver Erzstock	Dunit	Basale Zone	Labor Uroševac
			1.20	2.7	Massiver Erzstock	Dunit	Basale Zone	Labor Uroševac
			1.76	2.8	Massiver Erzstock	Dunit	Basale Zone	Labor Uroševac
				2.6	Horizontmäßig verteilte Der- berzschlieren	Dunit	Basale Zone	Labor Raduscha
				2.0	Kleiner Erzstock	Dunit	Hangende Zone	Labor Trepča
				2.4	Kleiner Erzstock		Hangende Zone	Labor Pavlovič
				2.7	Massives Erz- „flöz“	Dunit	Basiszone	Labor Krupp
				3.2	Massive Schlieren	Dunit	Basale Zone	
				2.3	Massive Schlieren	Dunit	Basale Zone	Labor Raduscha
				1.7	Reieberzschlieren	Dunit	Mittlere Zone	Labor Raduscha
				2.0	Massive Der- berzinseln	Pyroxenperidotit	Inverse basale Zone	Labor Raduscha

Örtlichkeit (Reihenfolge gemäß „Erster Teil“)	Förder- erz = f Stück- erz = st Wasch- erz = wa Konzentrat = k	Cr ₂ O ₃	Cr	Fe O	Fe ₂ O ₃	Fe	Al ₂ O ₃	Mg O	Ca O	Si O ₂	Mn O	Ni O
10. Sinikli-Soufflion												
Soufflion	k	40·64	26·32	16·39	0·19	12·84	7·38	19·62	0·2	11·52	0·36	
Soufflion	k	42·87	28·29		21·08	18·91	0·5	23·45	—			
Soufflion	k	43·12	28·46		20·11		2·53	21·18	0·12	7·8	0·92	
Sinikli	st	um 30·0	20·00									
11. Chalkidike												
Waldos	st	45 bis 41	30 bis 27				12 bis 14·3			3·8 bis 7·1		
Klimazida (Wald.)	f	34·17	22·5					22·97				
Kran Mahal	k	52·65	34·75		19·90	13·98	12·32	10·85	2·50	1·45		
Ormiglia	st	45·0	30			12·0				2·0		
12. Olympegebet												
Kozani (Rodiani)	st	49·65	32·77	12·98		10·12	16·52	15·10		4·6		
Fteri	st	47·65	31·45	19·43	0·74	15·16	8·1	16·65		6·64		
13. Domokos u. Tsangli												
Domokos	st	40·03	26·42	12·0	0·6	9·7	21·94	18·18	0·10	5·3	0·28	
Tsangli	st	38 bis 40								3 bis 4·6		
14. Albanien												
Zogaj (Letaj)	st	54·56	36·01			12·96						
Deva (Letaj)	st	47·1	31·09			13·1						
Klos	f	33·2	19·92			9·37						
Pogradec	st	50·3	33·20			13·9						
Piskash	st	52·5	35·31			14·6						

Ti O ₂	P, SO ₂	CO ₂	Glüh- ver- lust	Cr/Fe	Lagerstätten- typus	Nebengestein un- mittelbar und in der Hauptmasse	Zoneneinreihung im Serpen- tinverband	Anmerkung
	—							
	0.08		3.68	2:1	Platten u. Linsen	Dunit	Basale Zone	Labor Wallack u. Clark
				1:5	Platten u. Linsen	Dunit	Basale Zone	Labor Prof. Dittler
				1:4	Platten u. Linsen	Dunit	Basale Zone	Labor Soufflion
					Kleine Linsen	Pyroxenperidotit	Mittlere Zone	
					Verschiedene Typen	—	—	
					Schlierenplatte	Dunit	Liegende Zone des Stockwerks	Labor Krupp
			0.83	2:5	Schlierenplatte	Dunit	Liegende basale Zone	Labor Humboldt
				2:5	Flözartige Erz- führung	Dunit	Basiszone	Labor Krupp
				3:2	Massive Linse	Pyroxenperidotit	Mittlere gebankte Zone	
				2:0	Massive Linse	Pyroxenperidotit	Mittlere gebankte Zone?	Cit. Lopez [286]
	—							
	0.07	0.15	1.41	2:8	Stockähnliche Linsen	Pyroxenperidotit	Basisnahe Zone	
					Stockähnliche Linsen	Pyroxenperidotit	Basisnahe Zone	
				2:8	Plattige Schliere	Dunit	Basisnahe Zone	Labor Raduscha
				2:4	Derberzlinse	Pyroxenperidotit	Mittlere gebankte Zone	Labor Raduscha
				2:2	Bänderig-plattig	Pyroxenperidotit	Mittlere gebankte Zone	Labor Raduscha
				2:5	Massive Linsen	Pyroxenperidotit	Mittlere gebankte Zone?	Labor Raduscha
				2:4	Massive Linsen	Pyroxenperidotit	Mittlere gebankte Zone?	Labor Raduscha

Örtlichkeit (Reihenfolge gemäß „Erster Teil“)	Förder- erz = f Stück- erz = st Waseh- erz = wa Konzentrat = k	Cr ₂ O ₃	Cr	FeO	Fe ₂ O ₃	Fe	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	SiO ₂	MnO	NiO
15. Orsova Rumänien												
Orsova	st	38.95	25.71	16.13		12.6	17.50	17.20	2.20	8.0		
16. Anatolien												
Marmaris (Süd. A.)	st	41.63	27.48			10.09						
Kuskavak (Süd. A.)	st	55.8	36.33			10.3						
Fethiye (Süd. A.)	k	50.5			15.91		16.14	16.95		1.40		
Dagbardi (Mittel-A.)	st	53.85	35.54		15.84	11.09	6.66	17.29	1.65	2.72		
17. Ostanatolien												
Guleman	st	51.72	34.14	10.43	4.36	11.22	13.85	15.78	0.14	2.51	0.17	
Beispiele aus anderen Chromerzgebieten												
Kraubath	k	56.2		4.1			13.7	9.7				
Tampadel (Schlesien)	st	39.85		13.35			25.8	18.0		1.62	0.42	0.32
Saranowa (Ural)	st	40.5		12.9	6.8		17.2	14.7	1.37	3.5	0.15	
Beluchistan	st	49.33		22.69			9.97	10.19	4.16	3.6		
Phillipinen	st	54.93		14.12			11.62	16.05	0.55	2.54		
N. Caledonien	st	bis 56.0								Kiesel- arm		
Bushveld	st	44.89		24.99			14.71	10.52	0.70	2.21		
Selukwe	st	49.16		11.74			14.50	11.14	1.05	7.00	0.45	
Quebec	st	45.30		13.94			10.34	16.70	2.50	6.54		
Cuba	f	30.43		14.20			27.48	18.33	0.88	6.09		

TiO ₂	P ₂ SO ₅	CO ₂	Gfuh- ver- lust	Cr/Fe	Lagerstätten- typus	Nebengestein un- mittelbar und in der Hauptmasse	Zoneneinreihung im Serpentin- verband	Anmerkung
				2:0	Bänderig-plattig ?	Pyroxenperidotit	Mittlere Zone ?	Cit. Denis [640]
				2:7	Massig-plattig, z. T. Leopard- erz	Dunit-schlauch in Pyroxen- peridotit	Mittlere gebankte Zone	
				3:4	Massig-bänderig	Dunit	Basalzone	
					Erzschlauch	Dunit-haut ?	Mittlere gebankte Zone ?	Grube Keserali [326 c]
			1:28	3:2	Schlauchartige Linse	Dunit ?	?	
	—					—		
	0:02		0:95	3:0	Massive Linsen	Pyroxen f. Dunit	Basiszone	
					Linsen u. Platten	Dunit	Basale Zone ?	Cit. Ryba [437]
			0:13		Sprengelige bis derbe Linsen	Dunit-hülle in Pyroxen- peridotit	Basalnahe ?	Cit. Spangenberg [524]
	Spur 0:03		2:54		Linsen von Massiv- u. Sprengelerz	Dunit	Basiszone	Uralaxe. 1937
							?	
					Geschlossene Stöcke ?		?	
					Massive Stöcke	Dunit u. Pyroxen- peridotit	?	
					„Flöz“-aus- breitung		?	„Industr. Minerals and Rocks“ 1967
			2:95		Massive Stöcke	Talkserpentin (Pyroxenite ?)	Basalnahe Zone ?	
					Linsen	Dunit u. Pyroxen- peridotit	Tiefstes Stock- werk ?	
					Massive Stöcke	Gabbropegmatit in Peridotit	Basal ?	

SUMMARY:

Serpentine and Chrome Ore Geology of the Balkan Peninsula and of Part of Asia Minor

By Dr. Ing. *Gustav Hiesleitner*,

of Graz, Styria, Austria; external member of the Austrian Geological Survey in Vienna.

With 149 Pictures in Text, 37 Photos and Microphotos, 10 Plates, and 3 Tables.

(This volume constitutes the First Part; the Second Part will appear shortly.)

First Part: The Different Chromite Bearing Peridotite Areas.

1. THE SERPENTINE AND CHROME ORE DISTRICTS OF RADUSHA AND JEZERINA IN MACEDONIA p. 17

This district comprises two adjacent serpentine areas which were probably once connected but are now separated by tectonic movements and by erosion. The Radusha massif, which is larger and richer in chrome ore, extends along the Vardar valley to the south of the high mountain chain Shar planina, near Skopje; the other area, Jezerina-Ostrovica, likewise chrome ore bearing, extends from the Shar mountains towards the north and is traversed by the head waters of the Lepenac river, a tributary of the Vardar river.

The primary geological situation of the serpentine with relation to the country rocks is nearly identical for both areas: the serpentine is underlain by, and in parts intercalated in, an epizonal metamorphic series of old schists, green schists, and limestones which belong probably to the Older Palaeozoic (the "Veles Series", according to KOSSMAT). A broad zone of semi-crystalline limestones, called the "Scheden Limestone", surrounds the serpentine massifs, including the Veles series, on its north-eastern flank, and forms the mountains of Scheden and Ljuboten. The Scheden limestones, although they have not hitherto yielded any identifiable organic remains, are believed to be also of Older Palaeozoic Age. All these rocks, as well as an adjacent more highly metamorphic series of marbles, phyllites, and green schists (the Trojaci Series), overlie and surround the old highly crystalline Pelagonic Massif in the centre of this part of the Balkan Peninsula.—The Radusha serpentine is in parts capped by transgressing Senonian (Gosau) conglomerates, marls, and limestones.

The main tectonic feature is the "Vardar Fault", which is of post-Upper Cretaceous Age ("Vardar Schuppenzone", Vardar Embrie Zone, according to KOSSMAT), and strikes NW—SE, delimiting both serpentine areas in the NE.

The *Radusha Massif* (NW—SE about $7\frac{1}{2}$ miles, SW—NE 2.5 to 3 miles) is distinguished by an excellent development of layered peridotite masses with a well defined dunitic "basal zone" rich in chromite, and a second "stockwerk" *) of alternating unproductive pyroxene-peridotite strata, mainly Harzburgite, and chromite bearing Dunite beds. Pyroxenites are intercalated throughout the whole massif, both as layers and as veins. The ore of the base zone occurs in large sack-formed stocks of solid ore, five or six such deposits being known, the biggest at Orašje (total output up till now more than 500,000 tons of lump ore and washing ore), which is followed by the mine of Nada (over 200,000 tons).

*) The term "stockwerk" is used in magmato-tectonital sense and means here superimposed layers or sheet-like masses of the basic-ultrabasic rocks. — "Stock"-formed deposits means in German irregularly shaped but compact masses, i. e. sack-formed ore bodies and similar irregularly rounded ore masses.

The second "stockwerk", the so-called "bedded zone" (Gebankte Zone), contains mostly disseminated ore, appearing as "schlieren plates" (Schlierenplatten), or schlieren tabular, in the dunite layers. A dunite layer especially rich in chromite in the upper part of the bedded zone is called the "Gorance zone". The "schlieren plates" are more or less steeply inclined as a rule. It is surprising that the trend of the "ore plates" is mainly in a N—S direction, even with regard to such "schlieren plates" as are contained in different dunite layers separated by unproductive harzburgite beds. The planes of the "schlieren plates" in many cases correspond to the cooling fissures of the peridotite which extend over the entire massif. Taken as a whole the form of the chrome ore deposits in the Radusha massif represents the "*Radusha type*" of Balkan chrome ore deposits, in contradistinction from the "*Ormiglia type*" which will be discussed later on (Chapter 11).

The *Jezerina Zone* shows somewhat different conditions. Faults on the margin of the Tertiary Skoplje Basin have caused the Radusha Massif to subside, but have less affected the Jezerina peridotite area; consequently the latter rises to summits over 6000 feet in height. On the other hand, the tectonic movements of the Vardar fault system, as well as subsequent erosion, have split the Jezerina Massif into isolated serpentine blocks which rest on the rocks of the Veles series, separated by a thin layer of amphibolite. A base zone rich in chromite is recognizable also here, but the ore is somewhat less pure, and the individual size of the ore bodies somewhat smaller, than at Radusha, apparently because of the smaller extent of the dunite envelope; also the texture and the shape of the ore bodies differ from those of Radusha, as the main deposits of Jezerina consist of a compact group of seam-like bodies of rich disseminated ore, which are only in parts streaky or banded. The second "stockwerk", corresponding to the bedded zone of the Radusha area, has for the most part been removed by erosion in the Jezerina area.

Pictures in the Text.

page

1. Basal rocks near the northern margin of the Skoplje Basin	18
2. The limestone mountain of Scheden near Radusha	19
3. The bottom of the serpentine at Upper Orašje (Radusha).....	20
4. View from Čašak near Radusha towards the high mountains of Jakupica, south of Skoplje	23
5. Cross section from the Vardar valley to the chrome mine of Orašje	26
6. The schists at the bottom of the Radusha serpentine in the Suha reka valley	26
7. Cross section at the margin of the Livad-Budanatz serpentine (Jezerina)	27
8. Section across the Pilevačka potok valley near Bresnica (Upper Lepenac river)	28
9. Rocks between Strpece and Brod, Upper Lepenac valley	28
10. Section across the Ljuboten in the Shar planina mountain chain near Skoplje	29
11. End of the serpentine mass of "Krst", at the bottom of the Lepenac valley	30
12. Pisolithic iron ore deposits on the surface of the Scheden limestone	30
13. Disturbed Tertiary schists on the NE border of the Vodno mountain near Skoplje	31
14. Recent movements caused by subterranean subsidences near the entrance of the Vardar river into the Skoplje Basin.....	32
15. Faults crossing recent gravel banks near Rasce (Radusha)	35
16. Geological sections in the area of Jezerina	36
17. Geological conditions of country rocks and serpentine around Jezerina.....	37
18. Development of the "bedded zone" (Gebankte Zone) of the Radusha peridotite near Kysela voda (Vardar valley)	38
19. View towards the bedded zone of the Radusha peridotite, with the mountain Ljuboten in the background	39
20. Section of the eastern slope of the chrome mine of Čašak near Radusha ...	40
21. Total section across the peridotite masses of Jezerina-Ostrovica in the Upper Lepenac valley	41
22. Section across the Nada chromite deposit near Radusha	45
23. The chrome ore deposit of Orašje near Radusha	50
24. Cross section of the "schlieren plate" of Grmnik near Radusha	51
25. Geological aspect of Raskop near Radusha	52
26. Geological aspect of the eastern valley slope of the Gorance river near Radusha	53
27. View of the open pit of Jezerina	55
28. The open air workings of Jezerina, 6000 feet above sea level	56
29. Section across the dunite mass of Ninika in the Upper Lepenac valley	58

2. DRENICA AND ORAHOVAC IN THE MOUNTAINS WEST OF THE KOSOVO POLJE ("AMSELFELD", FIELD OF THE BLACKBIRDS), MACEDONIA. p. 58

This is the continuation of the Jezerina area towards the north. Tectonic movements along NW—SE lines (the "Schuppenstruktur" of the Vardar zone, in general corresponding to the strike of the Dinarides) have influenced the shape of the serpentine area of Drenica, while the Orahovac Massif to the east of it (15½ miles long in a north-westerly direction, and 9½ miles wide) has kept more together. Adjacent rocks of the serpentines are: an older series, consisting of phyllites, limestones, Permian (?) conglomerates, etc., and a younger series, consisting of Cretaceous limestones and marls. In parts there are caps of silicified serpentine. There is less differentiation among the basic rocks, and more uniform pyroxene-peridotite. Chromite deposits are rather dispersed in the vast serpentine areas; the biggest chrome ore body (Orahovac Central Mine, now exhausted) was a stock of 10,000—15,000 tons of solid, but low-graded ore (up to 49 per cent. Cr_2O_3). Near Petkovich, chromite deposits are mixed with magnetite and traces of copper ore.

Pictures in the Text.

	page
30. Geological map of the serpentine area at the Drenica river	59
31. Exposure of country rocks and serpentine at Dobroševce near Priština.....	59
32. Old conglomerates at Glogovce (railway line Priština-Peč)	60
33. Bauxite upon Upper Cretaceous rocks at Glogovce	60
34. Fresh water limestone deposited above serpentine in the neighbourhood of Priština	61
35. Basal rock islet beneath the Cretaceous limestone cover at Brešance near Orahovac	63
36. Embric structure at Orahovac near Prizren	64

3. IBAR VALLEY AND ZLATIBOR (WESTERN SERBIA) p. 71

Both areas are situated in the western part of Old Serbia and are composed of extensive ultrabasic masses. The Zlatibor peridotite alone covers about 500 square miles. Palaeozoic country rocks occur here and there. Triassic rocks have become associated with serpentine by tectonic movements, or in a transgressive manner. An important rôle not yet definitely explained is played by the so-called "diabase-hornstein series", consisting of diabase, radiolarian chert, and sandstone, which partly cap the peridotite masses as younger schists, and partly are intercalated in the phyllites. A narrow band of amphibolite envelops rather regularly the Zlatibor peridotite, locally also capping it. The petrographic composition of the basic rocks is somewhat uniform, the main rocks being harzburgite and lherzolite. Very little dunite occurs, and nearly no chromite deposit of any importance. In several places in the Ibar mass a gabbro-peridotite appears, which shows that gabbroidic magma has pervaded the peridotite when both were in a diffuse comagmatic state. As both the Zlatibor and the Ibar mass probably represent a higher "stockwerk" of a peridotite intrusion relations are suggested with the so-called "bedded zone", only the dunite layers being missing. According to AMPFERER and HAMMER, the Zlatibor mass is to be regarded as a flat laccolite.

Pictures in the Text.

	page
37. Geological profile along the road from Pridvorica to the monastery of Studenica (Western Serbia)	72
38. Profile along the road from the monastery of Studenica to Use in the Ibar valley	72
39. Profile at Kotraž-Gradac near Raška in the Ibar valley	73
40. Quarry at Zitkovic near Zvečan (Ibar valley)	77
41. Profile along the Ban Do valley near Zvečan (Kosovska-Mitrovitza)	77
42. Cross section of the Ban Do valley	78
43. Western margin of the Zlatibor Massif according to AMPFERER	80

4. SEVERAL SERPENTINE AND CHROME ORE DEPOSITS IN THE NEIGHBOURHOOD OF THE WESTERN MORAVA IN OLD SERBIA p. 83

Narrow layers of partly decomposed serpentine occur in rather disturbed zones of old phyllites, quartz sandstones, quartzites, cherts, etc. Cretaceous schists took part in the mountain building movements. Near the town of Čačak exist small chromite deposits,

also at Veluce, west of the town of Kruševac. In particular, Veluce is interesting because of the existence of a Tertiary decomposition zone above the serpentine combined with the effect of young andesite intrusions: a cap of silicified serpentine and limonite represent the remainders of an old land surface; a magnesite zone is below; chromite bodies within the decomposed layer have been altered to sandy aggregates.

Pictures in the Text.

page

44. Cross section of the southern slope of the Morava valley, east of Čačak (Serbia) . . . 84
45. Geological sketch of the serpentine zone at Veluce (Western Morava valley, Serbia) . . . 85

5. SERPENTINE AND CHROME ORE DEPOSITS IN BOSNIA p. 87

Bosnian chrome ore is known as being rich in iron. The chromite bearing rock is a pyroxene-peridotite, with both harzburgite and lherzolite; dunite is rare. On the margin, rarely inside the ultrabasic masses, diabase, gabbro, and amphibolite occur. Diabase is also frequent in the "diabase-sandstone-radiolarian-chert series" (Lower Triassic?, Permian, or older?) which is associated with the presence of the ultrabasic rocks. Contact with the Middle and Upper Triassic rocks is of a tectonic nature. Chromite deposits are spread out relatively sparsely. A rhombic or monoclinical pyroxene often accompanies the chromite of the deposits as a true "gangue mineral"; both chromite and pyroxene have penetrated as an immiscible smelting into the cooling cracks of the peridotite, thus constituting chromite deposits of the late magmatic period. The general features of the chromite bearing peridotite in Bosnia recall somewhat the "bedded zone" of Radusha. The best-known chrome ore production district is Dubostica, in the Krivaja valley; others are Osren and Borja. The Dubostica main deposit, Nova Rakovac, produced 15,000 tons of lump ore, but is nearly exhausted.

Pictures in the Text.

page

46. View of the main chromite bearing peridotite districts in Bosnia 88
47. The southern margin of the Dubostica serpentine near Vareš 89
48. Distribution of the chromite deposits in the Dubostica-Krivaja district, Bosnia . . . 90
49. The chromite mine of Nova Rakovac near Dubostica 91
50. The deposit of chromite in the prospecting level of the chromite mine of Nova Rakovac 92
51. Section across the Osren mountain near Maglaj in Bosnia 93
52. Cross section of the Borja district in Bosnia 95
53. The chromite deposits of the Borja district 96

6. ALCHAR AND ROŽDEN IN SOUTHERN SERBIA (MACEDONIA) p. 98

Very narrow layers of serpentine down to a width of about 160 feet and a length of a few miles are associated with rocks of the Veles series and adjoin the highly crystalline Pelagonic Massif with striking N—S. The general impression is that of dyke-like peridotite deposits, but a well-defined "schuppen-structure" is dominating. A peculiar breccia-gneiss consisting of highly crystalline material is among the adjacent rocks of the peridotite, mainly harzburgite. Notwithstanding the narrow width of the serpentine, it contains a lot of chromite deposits ranged along the strike. The ore is of high grade, but rich in iron. The chromite bearing serpentine layers continue in the same southward direction to Greece, interrupted only by the Tertiary Dudice andesite massif.

Pictures in the Text.

page

54. Greatly disturbed embic structure ("schuppen-structure") between Mreschitzko and Rožden, Southern Serbia (Macedonia) 99
55. Profile along the Road from Rožden to Maidan Alchar 101
56. Geological section from Rožden to the chromite mine of Arnitschko 101
57. Sections across the chromite bearing serpentine "schuppe" from Alchar to Rožden . . . 102
58. Cross section of the crystalline series at the mountain of Tribur, west of Rožden, Southern Serbia (Macedonia) 103

7. LOJANE—PREŠEVO—OSTROVICA NEAR KUMANOVO IN SOUTHERN SERBIA (MACEDONIA) AND CONTINUATION INTO THE KOSNICA PLANINA MOUNTAINS p. 105

The chromite bearing Lojane serpentine zone north-east of Skoplje, the chief town of Macedonia, deserves special geological consideration, both because of its magmato-

tectonical peculiarities and its mineralogy. Moreover, it is the second richest of all Yugoslav chromite districts. The serpentine is associated mainly with rocks of the Veles series, crystalline schists of the mountain range of Crna gora usually following at a greater distance. In the midst of the serpentine zone occurs a white wall of Upper Jurassic limestone accompanied by dark shales. All these rocks obey the general direction of the strike, NNW—SSE.—The elements of the ultrabasic rock zone are formed by dunite, harzburgite, herzolite, pyroxenite, diabase, and gabbro; in many parts the rocks show a slightly higher degree of dynamic metamorphism than in Radusha. The internal structure of the basic zone is that of a well-defined layered "stockwerk" striking NNW—SSE, in conformity with the general tectonic trend, its inclination being almost vertical. A particular dunite zone rich in chromite is somewhat similar to the basal zone of Radusha. However, the arrangement and the peculiarities of the chrome ore deposits in the Lojane dunite differ from those of Radusha. Roughly speaking, in the basal dunite of Lojane a certain level parallel to the plane of the layered structure is to be regarded as extremely favourable for the existence of chromite deposits. Moreover, the longitudinal axes of these chromite deposits are as a rule parallel to the plane of the layers. Thus a seamlike form of the chromite deposits is often apparent. Not only stock-formed or sack-like masses of chrome ore, but also bodies of disseminated (sprinkled) ore, and even ore plates, accord to this principle.—As "chromite seams" among the Balkan chromite deposits are especially well developed at Ormiglia, in the Chalkidike Peninsula in Greece, discussed in Chapter 11 this type of chrome ore deposit is called the "Ormiglia type", in contradistinction from the differently structured "Radusha type".

Lojane belongs to the same extensive serpentine layer as Ormiglia (Chalkidike) does, 125 miles to the south. These conditions offer new aspects as to the mode of origin of such basic masses, and are referred to in Part 2 of this book.

Younger granite, syenite, and dacite-andesite intrusions intersect the basic rock complex of Lojane and cause there manifold metamorphoses and remineralizations.

The biggest chrome ore body, the old mine of "Centrale Lojane", yielded over 60,000 tons, a good deal of it lump ore with 47 to 50 per cent of Cr_2O_3 (richer in Al than the Radusha ore!). A number of other, smaller deposits are also being worked. The chromite district extends to the north (Preševo, Ostrovica, Kosnica planina).

Pictures in the Text.

page

- 59. End of the basic rock series of Lojane at the margin of the Morava Basin (Macedonia) 107
- 60. Section across the basic Lojane rocks (layered magmatic "stockwerk")..... 109
- 61. Cross section of the Lojane peridotite from Ostrovica near Preševo 114
- 62. Section across the Kosnica planina near Janjevo, Macedonia 116

8. VALANDOVO NEAR STRUMICA IN SOUTHERN SERBIA (MACEDONIA) p. 117

This serpentine area covers only about $1\frac{1}{2}$ square miles, but is rather rich in chrome ore. It belongs to the Lojane-Chalkidike branch of basic rocks striking along the Vardar zone. Thus the type of the Valandovo chromite deposits shows some relation to the seam-like "Ormiglia type" of Balkan chrome ore deposits (see Chapters 7 and 11 of this book, and Part 2, Chapters III and IV). Dunite, pyroxene-peridotite, and gabbro, form a layered "stockwerk" in the sense of magmatic stratification, dissected by veins of younger granites. The tectonical situation of the basic and ultrabasic mass is inverse: Veles series (and in parts more highly crystalline rocks) on one side as a wall, younger schists (Cretaceous or Jurassic) overthrust at the western margin by the peridotite.

The chrome ore mined there is rich in iron, but sometimes contains more than 50 per cent of Cr_2O_3 . A quantity of 25,000 tons was already obtained from the mine of Rabrovo until 1918, a similar quantity was mined up to 1944, or is still probable.

Pictures in the Text.

page

- 63. Geological view of the neighbourhood of the chromite mine of Rabrovo near Valandovo 118
- 64. The western marginal fault of the peridotite block of Rabrovo 119
- 65. The bedding conditions of the chromite "seams" at Rabrovo 122

9. THE SERPENTINE AND CHROME ORE AREAS IN EASTERN BULGARIA p. 124

There are chromite bearing serpentines within the epizonal and catazonal crystalline rocks, including marbles, on the eastern side of the Rhodope Massif. Dobromircei, Forti-

novo, Kirkovo, and Golemo Kameniane, are the mining districts. The peridotites contain more or less pyroxene, in the western districts occurs also dunite. The district of Dobromirci borders on the Tertiary Basin of Kirli. There the peridotite is rather uniform, little differentiated, and little disturbed. Fortinovo belongs to a more disturbed zone, the serpentine borders on the crystalline country rocks, gneiss, rarely phyllites, on one side with talc schists, and on the other side with a narrow layer of a felsinkitic rock. Veins of aplite and granite are frequent. Here, like at Dobromirci and Kirli, only small chrome ore bodies exist, stock-like and plate-like masses, but the ores are rich in Cr_2O_3 .

The district of Golemo Kameniane, the farthest towards the east, is characterized by a somewhat higher degree of dynamic metamorphism (tremolite-carbonate-talc-chlorite-antigorite-serpentine), by an apparently inverse tectonic position, the marginal amphibolite having become folded over the adhering basis of the serpentine which is rich in chromite. The chrome ore of Kameniane occurs in small elongated lenses of solid ore. However, the chromite is poor in Cr_2O_3 , not exceeding 40 per cent (non-dunitic parent magma!). The different chrome ore bodies are enveloped by a thin crust of chlorite due to metamorphism (the "chlorite shirt" in the miners' speech). The size of the individual ore bodies rarely reaches 1000 to 2000 tons.

Pictures in the Text.

page

66. Geological view of the chromite deposits near Kirli (Momeilgrad, Eastern Bulgaria)	125
67. Transgressive and faulting contacts of Tertiary rock with serpentine on the road from Emiler to Zlatograd (Eastern Bulgaria)	126
68. Contact of serpentine with crystalline rocks near Emiler	127
69. Serpentine contacts near Fetiler (Momeilgrad)	129
70. Simplified view of the chromite prospects at Golemo Kameniane	131
71. Profile along the road to the chromite mine of Golemo Kameniane	132
72. The "chlorite shirt" of the chrome ore bodies at Golemo Kameniane	133

10. SINIKLI AND SOUFFLION IN EASTERN THRACE (GREECE)..... p. 134

Like Golemo Kameniane both these areas lie on the same serpentine line which strikes in an ESE direction. South of Sinikli the continuation is interrupted by the subsidence of the Aegean Basin. Highly crystalline rocks accompany the serpentine on both sides, the place of contact itself is mostly formed by a layer of amphibolite.

Sinikli is petrographically very similar to Kameniane with regard to the pyroxene bearing peridotite and its metamorphism; talc-rocks, hornblende-serpentine, chlorite rocks, and carbonate serpentine, occur. Granitic intrusions are widely spread. A delicate magmatic stratification, alternating layers poor and rich in pyroxene of a width down to a few centimetres, can locally be observed. Chrome ore bodies are small and up till now of no importance.

The Soufflion ultrabasic zone is slightly over a mile wide, less metamorphized, and on either side surrounded by amphibolite. Harzburgite and dunite occur, the latter especially on the western margin where a number of small to medium-sized chrome ore bodies are known.

Pictures in the Text.

page

73. Serpentine and chromite deposits of Sinikli in Thrace (Eastern Greece).....	137
74. Geological conditions of the peridotite-serpentine at Soufflion (Thrace)	140
75. Chromite bearing peridotite at Soufflion	141
76. Details of the chromite deposits at Soufflion	143

11. CHALKIDIKE PENINSULA (GREECE) p. 144

There are two peridotite-serpentine areas of importance: the western serpentine range, rich in chromite, begins east of Salonica (Sedes-Kran Mahal), stretches SSE to Wafdos, and ends at Ormiglia, on the Gulf of Kassandra. An eastern serpentine area, in a lesser degree chromite bearing, is that of Gomati, which borders upon the Gulf of Ajon Oros (Athos).

The western serpentine chain belongs to the extensive Lojane-Chalkidike branch of basic rocks of the Vardar zone (see Lojane, Valandovo), which is remarkable for the distinctly layered structure of both the basic rocks and of a certain part of the enclosed chromite deposits. The mafic (Magnesium and Ferrum bearing) and ultramafic rocks are dunite, pyroxenite, different pyroxene bearing peridotites, gabbro, diabase, all in super-

imposed layers; even a hornblende rock takes part in this layered complex. A special dunite layer with a seam-like development of chromite accumulations constitutes a basal zone and represents the "Ormiglia type" of the Balkan chrome ore deposits. Adjacent rocks are more or less crystalline schists, like at Gomati. Gneiss shows locally an intimate metamorphic contact with gabbro. At Ormiglia, the "chromite seam" is rather regularly developed as a 2 to 13 feet thick bed of scattered (dissiminated) to solid chromite, conforming to the general layered structure.—The frequency of magnesite deposits is due both to Tertiary decomposition and to hydrothermal influences, which effect, moreover, a chert banding in the decomposed dunite parallel to the planes of the magmatic layers.

The chromite output of the western Chalkidike Peninsula amounts up till now to about 130,000 tons. The Gomati district is much less productive.

Pictures in the Text. page

77. The chromite bearing district of Kran Mahal near Salonica	146
78. Chromite deposits at Wafdos in central Chalkidike	151
79. The chromite deposit of Anghida near Wafdos	154
80. Peridotite zone and chrome ore deposits at Ormiglia	155
81. Internally layered structure of the basic and ultrabasic rocks at Ormiglia....	157
82. The Jeromanilaki chromite mine near Ormiglia	160
83. Geological map of the neighbourhood of Gomati	162

12. THE SERPENTINE AND CHROME ORE OF RODIANI AND OTHER DEPOSITS ROUND ABOUT MOUNT OLYMPUS (GREECE). p. 164

The Rodiani chromite mine is one of the numerous small chromite mines round the Olympus mountains in Central Greece. The serpentine here derives from a pyroxene-bearing peridotite and forms a narrow layer extending in a NW—SE direction, flanked on one side by old crystalline limestones and on the other side by a younger dense limestone (Mesozoic) and by cherts. Pyroxenite appears as a comagmatic marginal zone to peridotite, the diabase is younger. There are different chromite deposits, which are partly exhausted, with an individual size of up to 10,000 tons of solid ore, but as a rule of less than 42 per cent of Cr_2O_3 .

Picture in the Text. page

84. Chromite bearing peridotite serpentine area at Rodiani.	165
--	-----

13. DOMOKOS AND TSANGLI IN CENTRAL GREECE p. 167

Domokos is the biggest chromite mine in Greece with a monthly capacity of 2000 tons of ore available for shipping. The chromite bearing rock is pyroxene peridotite; there is little dunite, often no more than a thin layer enveloping the chromite bodies. The peridotite zone stretches towards NE in the direction to Tsangli. Unfortunately, war conditions prevented a thorough study of the neighbourhood. Intensively folded cherts and siliceous limestone could be observed, diabase is frequent, porphyrites occur.

At Domokos from 6 to 9 ore bodies of mainly solid ore are being mined, with at best a content of 40 per cent of Cr_2O_3 (rich in Al^{+++}). The ore bodies are arranged along two or three rows parallel to the general trend. Individual surface dimensions of such ore bodies run from a few thousand square feet up to 12,000 square feet.—The total output up till now amounts to 300,000 tons. Good prospects exist for further ore reserves.

Tsangli, on the Gulf of Volos, is similar to Domokos. There exist several lenses with an individual size of up to 30,000 tons of low grade solid ore (40 per cent Cr_2O_3). Phyllite, in parts, is the adjacent rock of the peridotite.

Picture in the Text. page

85. Geological map of the ninth level of Domokos.	169
--	-----

14. THE CHROMITE BEARING SERPENTINES IN ALBANIA p. 171

Albania shows a great development of basic and ultrabasic rocks which stretch parallel to the Dinaric trend, about North to South, subdivided tectonically into separate parts by Mesozoic blocks. The eastern zone is the main chromite bearing one. In the northern section of it, near the Drim fault, an original contact of the peridotites with Palaeozoic schists seems to be clear. Jurassic and Cretaceous limestones and marls form a younger cap which overlies the serpentine, an old decomposition crust (pisolitic iron ore level) intervening.

There are actually four important chromite mining districts in Albania. In the north there is Letaj-Djakovica, on the frontier of Macedonia. Farther to the south is Kukes, whose peridotite is connected with that of the former area. In central Albania is the district of Klos, and in the neighbourhood of the Lake of Ochrida is the district of Pogradec.

A pyroxene bearing peridotite, often with a distinct magmatic stratification, is predominant, except at Kukes, where an extensive richly chromite bearing dunite mass is intercalated within the other ultrabasic rocks. Gabbros occur in profusion, banded gabbro, and gabbro and pyroxenite alternating banded, being noticeable.

The chrome ore deposits show a considerable variety as to form and texture: stock-formed masses, banded streaks, schlieren plates (schlieren tabular), flat lenses, etc., consisting of disseminated to solid ore, as well as spheroidal ore, forming bigger ore masses. As a rule, the chromite is rich in iron. The general features of the chromite deposits of Kukes are somewhat similar to those of the Radusha type in Macedonia. The accumulation of ore fragments which form the chrome ore body of the Fortunat Mine at Klos is due to a landslide (mountain creep) of serpentine which took with it a mass of chromite contained in it, whose remainders are all split up but still in close proximity.

The total of probable chrome ore reserves in Albania was estimated in 1944 with 400,000 to 500,000 tons.

Pictures in the Text.	page
86. An outline map of the Albanian chrome ore districts	174
87. View of the serpentine area of Letaj (Northern Albania)	177
88. Section along the chrome ore lenses of Deva and Babaj Boks on the Albanian frontier near Djakovica (Macedonia)	184
89. Kukes in Northern Albania	186
90. Cross section of the layered masses of chromite bearing basic rocks at Kukes	187
91. Serroy near Kukes, magmatic stratification of ultrabasic rocks in a small outcrop	190
92. Map of the chrome ore district of Klos in Central Albania	191
93. Stratified peridotite masses of the mountain of Lepurit near Klos in Central Albania	192
94. The cap of Cretaceous limestone covering the serpentine mass at Piskash (Lake of Ochrida) is greatly eroded, only huge prismatic blocks remaining	194

15. THE PERIDOTITE AND CHROME ORE DISTRICT AT THE "IRON GATES" NEAR ORȘOVA ON THE DANUBE (ROUMANIA) p. 195

The Orșova peridotite area is the only chromite mining district in Roumania. The Author refers to the papers of A. CORDACEA, TH. KRÄUTNER, N. PETRULIAN, and A. STRECKEISEN, and compares the statements made in them, as it is the only chromite territory in the Balkan Peninsula which he could not visit personally. The zone of the basic and ultrabasic rocks extends, diminishing in width, from the bank of the Danube for about 11 miles towards the north. The enveloping crystalline rocks (among which even phyllites are present!) belong to the autochthonous central zone of the Southern Carpathians. In other tectonic elements of the Southern Carpathians exist also ultrabasic rocks which, however, are not chromite bearing; they are, as to tectonic situation, in a certain degree related to outcropping thrust-planes.

Pyroxene bearing peridotite, mainly wehrlite, is the prevailing ultrabasic rock at Orșova. Higher metamorphism alters the peridotites and related rocks to carbonate-, hornblende-, talc-, chlorite-serpentine. Vast areas of gabbro accompany the ultrabasic rocks, transitions to troctolites and diallagites occur. Pre-Permian age is assumed for the peridotite. The eruptions of gabbro took place earlier. However, in the Author's opinion, evidences are present which may indicate the existence of a magmatic layered basic "stockwerk". It will be seen that gabbro is in parts a member of this layered complex, comagmatic to peridotite, while in other parts it may be a slightly younger intrusion.

The chromite deposits (banded, tabular, irregularly dispersed, spheroidal ore) are ranged roughly in a N-S zone, conforming to the general strike of the rocks. The chromite is rich in Fe and Al, but poor in Cr₂O₃, which on an average amounts to less than 40 per cent in solid ore (spinel character of the chromite!). Sulphides and magnetite

are locally associated with chromite. The individual chromite deposits are of rather small size, rarely exceeding a few thousand tons.

Picture in the Text.

page

95. The chromite bearing peridotite zone of Orşova on the Danube, Roumania. . . 197

16. THE SERPENTINE AND CHROME ORE DEPOSITS OF MARMARIS AND FETHIYE IN SOUTHERN ANATOLIA (TURKEY) p. 205

These chromite bearing peridotite masses are situated on the southern coast of Anatolia opposite the island of Rhodes.

The aspect of the coast of Marmaris reveals an embic structure (schuppen-structure) of serpentine and lightgrey Mesozoic limestones fanning out towards the south. A large area of pyroxene peridotite is situated at the coast of the Bay of Karagatch; here the connection of the peridotite with old crystalline schists is fairly well revealed. A singular chrome ore deposit, the mine of Kazandere, at an elevation of 2300 feet above sea level, occurs within a vast unproductive harzburgite mass. The ore body of Kazandere, amounting to 150,000 tons, is shaped in quite a particular manner: it is a straight, tube-like ore body, about 1650 feet in length, of a roundish transverse section of between 700 and 900 square feet, and lies rather flat in the peridotite mass, entering a mountain ridge on one side and coming out on the other side. In parts the ore body consists of rich, irregularly dispersed (dissiminated) to nearly solid ore of up to 47 per cent of Cr_2O_3 ; to a greater part, however, the ore body shows a sharply flattened shape of dissiminated ore which gives place to grape ore ("leopard ore"). The plane of the "schlieren-plate" of ore is roughly parallel to the axis of the tube. As regards the "stockwerk-character", general relations can be established with the "bedded zone" of the Radusha type of the Balkan chrome ore deposits.

Together with Daghardi in Western Anatolia and Guleman in Eastern Anatolia the chromite district of Fethiye (the former Makri) represents one of the most important centres of the Turkish chrome ore production. An extensive area of mainly pyroxene bearing peridotite extends from the coast towards the high mountain chains of Mesozoic limestones, spurs of the Taurus Range, which rise to the north. The Author could study the north-western section, the area of the chromite mines of Kuskavak, Thschatal, and others, besides the chromite mine of Djenger in the south. The chromite district of Kuskavak has some features of a "basal zone": peridotites are poor in pyroxene and occupy a margin zone of the whole Massif. The ore bodies run along a line and consist of solid ore, in parts banded or tabular. It will be seen that the isolation of the different ore bodies is due to erosion. The chromite is rich, containing up to 56 per cent of Cr_2O_3 . — The mine of Djenger consists of several stock-formed steeply inclined ore bodies, whose transverse sections cover from 2500 to 20,000 square feet; the ore is compact, locally surrounded by an aureole of sprenkled (scattered) or disseminated ore.

The Fethiye district is equipped with an ore dressing plant. In 1937 the output amounted to 8000 tons of lump ore and concentrate.

Pictures in the Text.

page

96. The chrome ore areas of Anatolia in relation to the old crystalline blocks . . . 206

97. The western side of the Bay of Marmaris, Southern Anatolia 207

98. Serpentine and crystalline schists in the Bay of Karagatch 208

99. The chrome ore deposit of Kazandere near Marmaris 209

100. Cross section of the chrome ore body of the mine of Kazandere 209

101. View from Fethiye towards the mountain range in the north 211

102. Exposure (wall of a drive) on Level —50 of the chromite mine of Djenger (Fethiye, Southern Anatolia) 212

103. General view of the chromite deposits of Kuskavak and its neighbourhood (Fethiye, Southern Anatolia) 212

104. Serpentine contacts at Kuskavak (Fethiye) 213

105. The Bay of Antalya (Southern Anatolia) 217

17. THE SERPENTINE AND CHROME ORE ZONE OF GULEMAN IN THE HIGHLANDS OF TURKISH ARMENIA (EASTERN ANATOLIA) p. 216

The chromite mine of Guleman is situated about 4400 feet above sea level surrounded by the high mountains of the Armenian Taurus. There is only a narrow serpentine layer, less than a thousand feet wide and from about $1\frac{1}{2}$ to 2 miles long, extending in a

WNW—ESE direction, which is richly chromite bearing. Besides, this serpentine area is characterized by indications of an intensive embic structure (schuppen-structure) and by extensive intrusions of young andesites and trachytes.

The zone of basic rocks is formed less by dunite, and mainly by pyroxene bearing peridotite, which is considerably serpentinized in parts, while in parts it has undergone a greater dynamic metamorphism; hornblende serpentine occurs, diabase, and on the southern margin a gabbroidic rock. In its continuation towards the south-east the serpentine layer shows an intimate contact with crystalline rocks near the chromite mine of Kündikan: phyllites, chlorite schists, banded crystalline limestones, characteristic elsewhere of metamorphized Palaeozoic rocks.

The chrome ore deposits of Guleman inside the narrow serpentine layer can be grouped into three units, called Tosin, Saiver, and Gölalak. There are lenses, streaks, and stocks, of mainly solid chromite, partly of a medium to coarse crystalline, and partly of a flaky pseudo-gneissic, structure. Dispersed ore sometimes occurs on the margin of the stocks, more rarely consisting of ovoidic aggregates. The transverse section of the massive stock-formed ore bodies amounts to 10,000 square feet, but may reach 20,000 square feet, and even more. The chromite is rather rich, containing up to 52 per cent of Cr_2O_3 . Ore reserves (in 1937) have been estimated at more than half a million of tons.—At Kündikan, similar ore bodies occur, but they are smaller in size.—The assumption is justified to regard the Guleman chromite bearing serpentine zone as part of a "basis zone" extremely rich in chromite, separated tectonically from the vast peridotite areas situated at a little distance to the north, and displaced as an isolated block.

The chromite mining district of Guleman produced and transported in 1937 about 45,000 tons of lump ore, including old stocks. Transportation of the ore down to the railway in the Tigris valley is effected by a cableway of a length of over 15 miles.

Pictures in the Text.

	page
106. The chromite deposits of Guleman in the Armenian Taurus (Eastern Anatolia)	217
107. Geological sections near Kündikan, west of Guleman	218
108. Sections across the Guleman chromite zone	219

List of Plates.

- I. Geological map of the chromite bearing serpentine areas of Radusha-Jezerina in Macedonia.
- II. Geological map of the chromite district of Lojane in Macedonia.
- III. The basic and ultrabasic rock zones of the Chalkidike Peninsula in Greece.
- IV. The chromite deposits of Domokos in Thessaly, Central Greece.
- V. Outline map of the chromite area of Letaj-Djakovica on the Macedonian-Albanian frontier.
- VI. Geological map of the chromite area of Kukes in Northern Albania.
- VII. The chromite district of Pogradec at the Lake of Ochrida, Albania.
- VIII. General view of the chromite bearing ultramafic rock zones in the Balkan Peninsula.

Table 1.

Analysis of Balkan and Anatolian chrome ores with regard to geological characteristics. 222

Photos.

a) Landscape.

1. Opening in the Vardar valley at Radusha, Macedonia.
2. The Vardar valley and the chrome ore dressing plant of Radusha, Macedonia.
3. Open workings of the chromite deposit of Orašje near Radusha.
4. The chromite mine of Jezerina, 6000 feet above sea level, Lepenac valley, Macedonia.
5. Bresica in the Lepenac valley, and close to it the chromite mine of Shaldare.
6. Flat basalt sills on the road from Momcilgrad to Krumovgrad, Eastern Bulgaria.
7. The pass Cafa e Prushit in the chrome ore district of Letaj in Northern Albania.
8. Remnants of the Cretaceous limestone table spread over serpentine, at Piskash near Pogradec, Albania.
9. Serpentine landscape at Kuskavak near Fethiye, Southern Anatolia.
10. View of the Tigris valley at Ergani near Diabekr, with the chrome ore loading station of Guleman, Eastern Anatolia.
11. Mine camp of Guleman, 4400 feet above sea level, Eastern Anatolia.
12. Chromite exposures near Guleman.

SECOND PART.

(will appear as separate volume still 1951)

with Pictures in Text No. 109—149, Photos and Microphotos No. 13—37, Tables 2 and 3,
and Plates IX and X.

Table of Contents

(a more detailed summary will be enclosed to the Second Volume.)

- I. The Country Rocks of the Serpentine.
- II. Remarks on the Petrography and Magmatology of the Chromite bearing Basic Rocks.
- III. Species of Chromite and Genesis of the Chrome Ore Deposits.
- IV. Internal Zonal Structure of Ultrabasic Massifs and Ore Deposition.
- V. Forms of Ultrabasic Intrusive Bodies; the Mechanism of such Intrusions; Contact Metamorphism and Age Relations of Peridotite Rocks.
- VI. Peridotite and Chromite with Regard to Tectonic Movements and Metamorphism.
- VII. Late to Recent Near-Surface Mineral Alterations in Peridotite Massifs and Chrome Ore Deposits.
- VIII. General Problems of the Terrestrial and Cosmic Peridotite- and Chrome Ore-Geology

Appendix: Chrome Ore Reserves and the Future of Chrome Ore Mining in the Balkans.

Bibliography of Literature bearing on Serpentine and Chrome Ores.

Index of the Pictures, Plates, and Tables.



Abbildung 1: Die Talweitung des Vardar bei Raduscha (Mazedonien). —
Blickrichtung W.

Im Vordergrund Bergbauanlage Raduscha mit Chromerzaufbereitung; Bildmitte Durchbruch des Vardar durch das Kalkmassiv des Scheden. Hintergrund das kristalline Schargebirge.

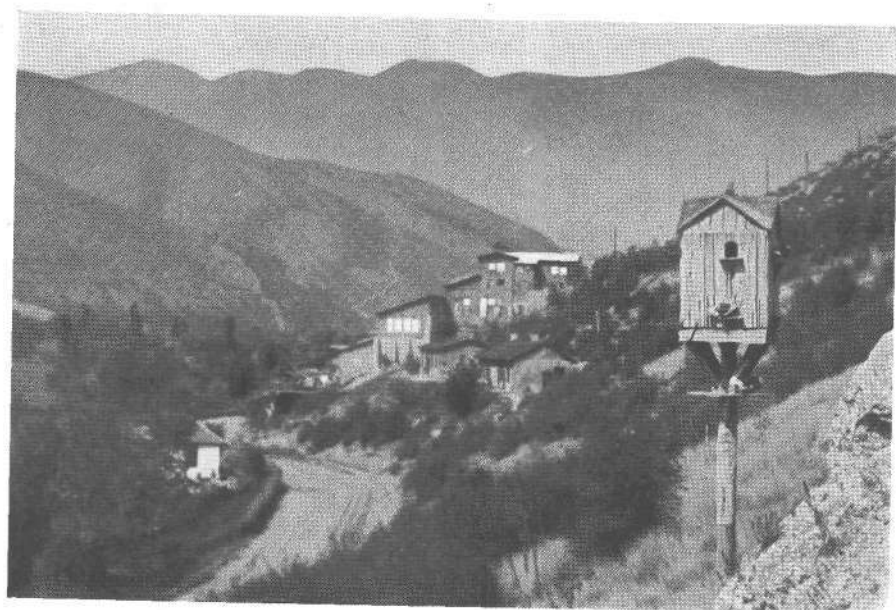


Abbildung 2: Das Vardartal mit der Chromerzaufbereitung Raduscha
(Mazedonien). — Blickrichtung WNW.

Links: Kalkmassiv des Scheden; rechts Vordergrund und Hangseite: Junge Blockschutt-Kalkbreccie. Hintergrund: Das kristalline Gebirge der Scharplanina oberhalb des Beckens von Tetovo.



Abbildung 3: Der Tagbau auf die Chromerzlagerstätte Orašje bei Raduscha (Mazedonien) — Blickrichtung SO.

Im Hintergrunde rechts das verschneite Kalkmassiv des Scheden.



Abb. 4: Der Chromerzbergbau Jezerina SH 1800 m (Oberes Lepenactal, Mazedonien). — Blickrichtung SO.

Bildmitte: Serpentinmassiv mit den Bergbauanlagen am Steilhang; am Fuße der Halden die alten Berghäuser, Hintergrund Hochgebirgskamm der Scharplanina mit Ljuboten (SH 2495 m)
links, Zwischen Jezerina und Scharkamm das Lepenactal.



Abb. 5: Bresioica und der Chromerzbergbau Shaldare im oberen Lepenac-tal (Mazedonien). — Blickrichtung SSO.

Links: Talstation Bresioica der Chromerzbergbaue Jezerina und Umgebung. Bildmitte, in den weichen Geländeformen des Serpentins der langgestreckte Tagbauzug des Chromerzbergbaues Shaldare. Im Hintergrund der Hochgebirgskamm der Scharplanina, Kristallin, mit reichgestaltigen glazialen Formen.



Abbildung 6: Horizontale Basaltdecken („Tafelberge“) im Tertiär an der Straße Momčilgrad — Krumovgrad (Ostbulgarien).



Abbildung 7: Der Paß Čafa e Prushit im Chromerzrevier von Letaj (Nordalbanien). — Blick nach SO.
Vordergrund Serpentinlandschaft mit Bergbaukolonie Letaj.
Hintergrund Hochgebirge des Pashtrik (Kreide).



Abbildung 8: Erosionsrest der Kreidekalktafel über Serpentin bei Piskash, NNW Pogradec am Ochridsee (Mittelalbanien).

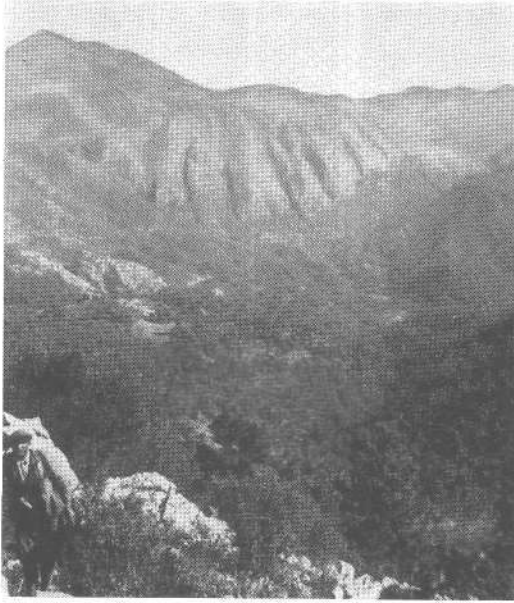


Abbildung 9: Das Serpentinland von Kuskavak bei Fethiye (Südanatolien). — Blickrichtung NO. Blick vom Dikman Tepe bei Ovatsik in das tiefliegende, bewaldete, von mesozoischen Kalken umrahmte, Chromerz führende Serpentinmassiv von Kuskavak.



Abbildung 10: Blick in das Tal des Tigris bei Ergani nächst Diarbekir in Kurdistan (Ostanatolien).

Rechts vorne im Tigris tal, Seilbahnstation und Bahnverladung des Chromerzbergbaues Guleman; in der linken Bildmitte die Ortschaft Ergani; am linken mittleren Bildrand der Kupfererzbergbau Ergani Maden. Kahle, halbaride Gebirgslandschaft des armenischen Taurus.



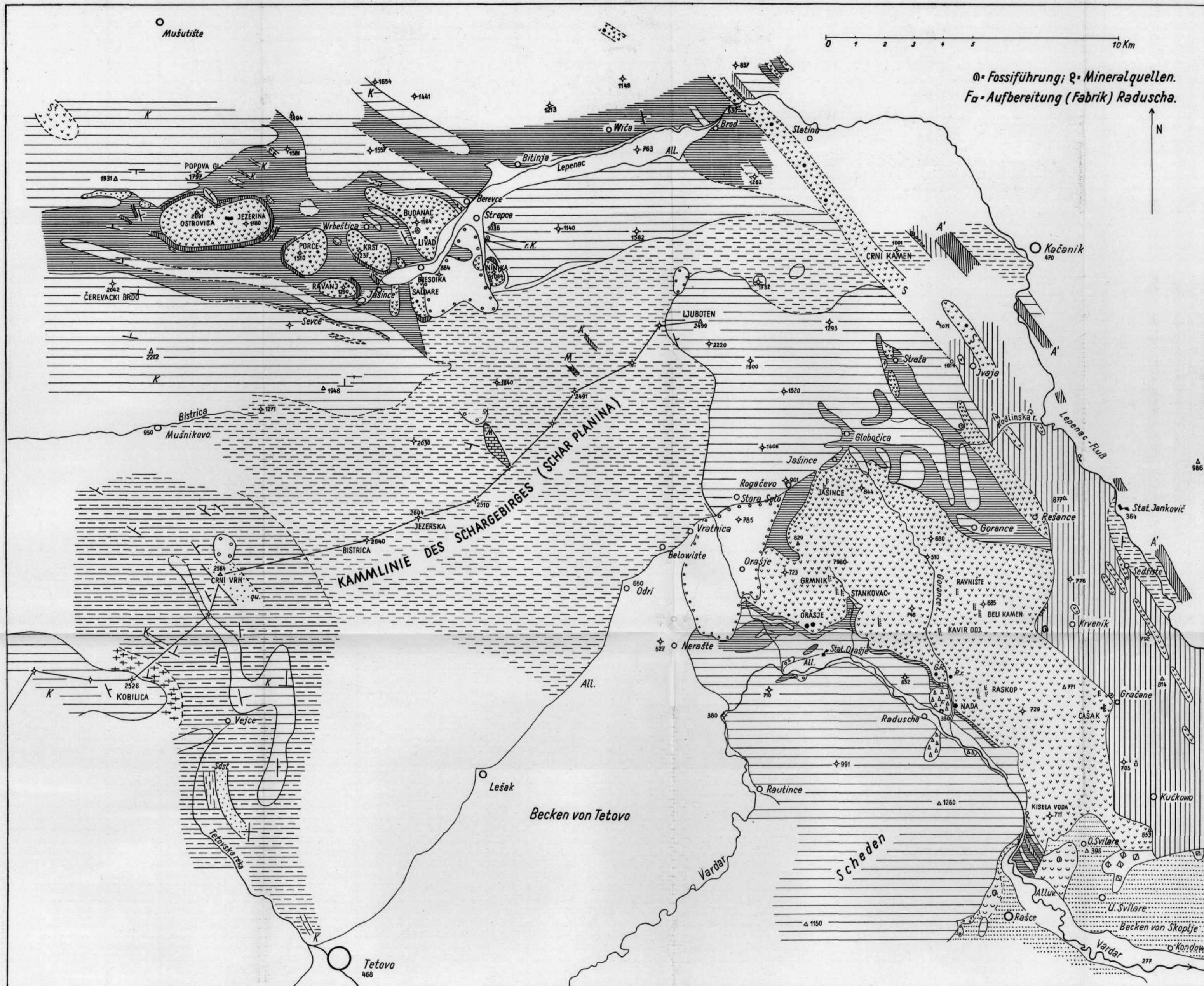
Abbildung 11: Bergbauanlage Guleman, SH 1300 m, im armenischen Taurus (Ostanatolien).

Im Vordergrund die felsig ausstreichende, massive Chromerzlagerstätte Tosin, an deren Fuß links Seilbahnbergstation. — Blickrichtung WNW.
Kahle, halbaride Berglandschaft des armenischen Taurus.



Abbildung 12: Aus dem Chromitlagerstättenzug von Guleman im armenischen Taurus (Ostanatolien).

Als Felskopf (links) auswitternde, massive Chromitlagerstätte.



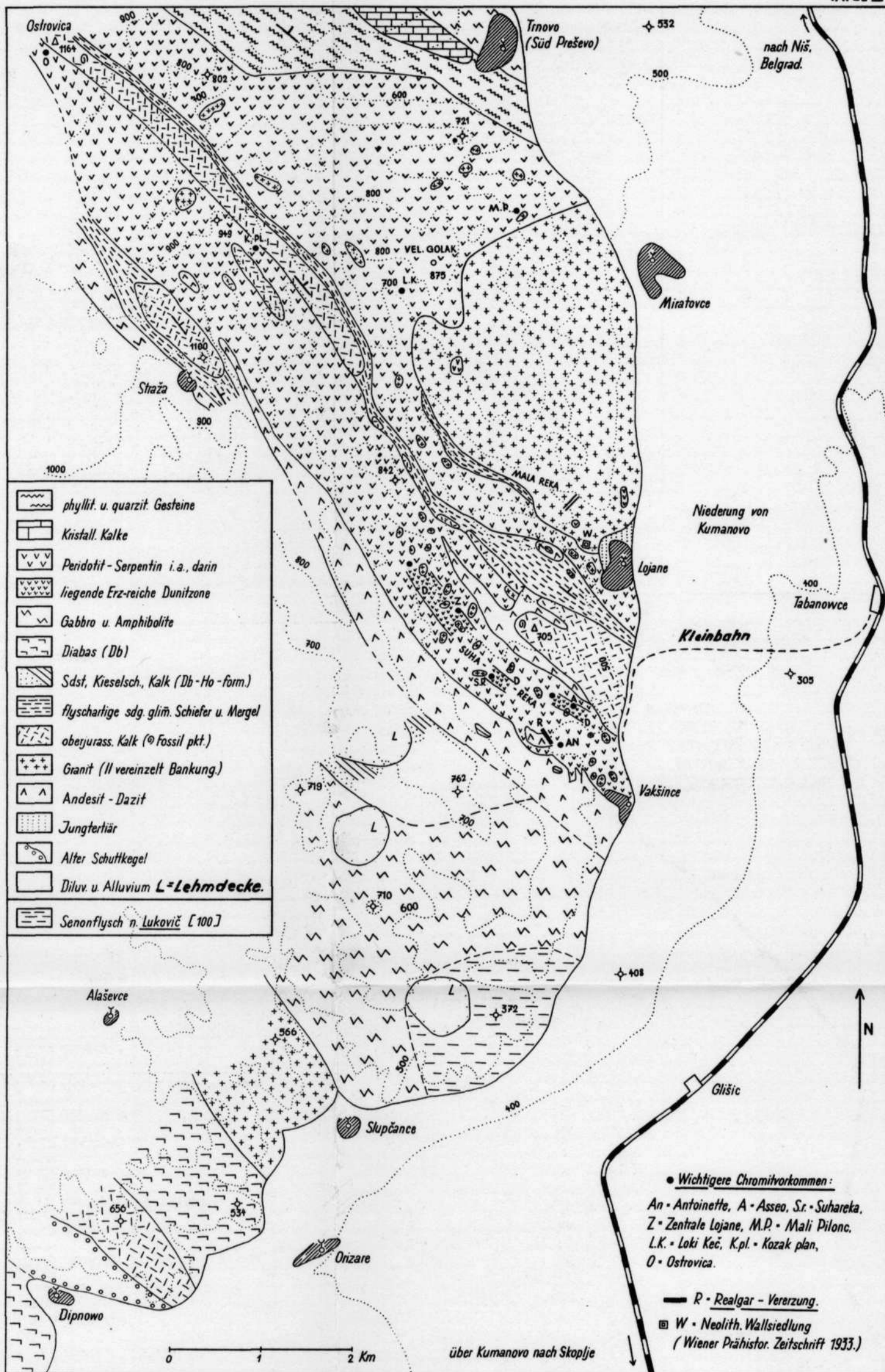
Zeichengebung:

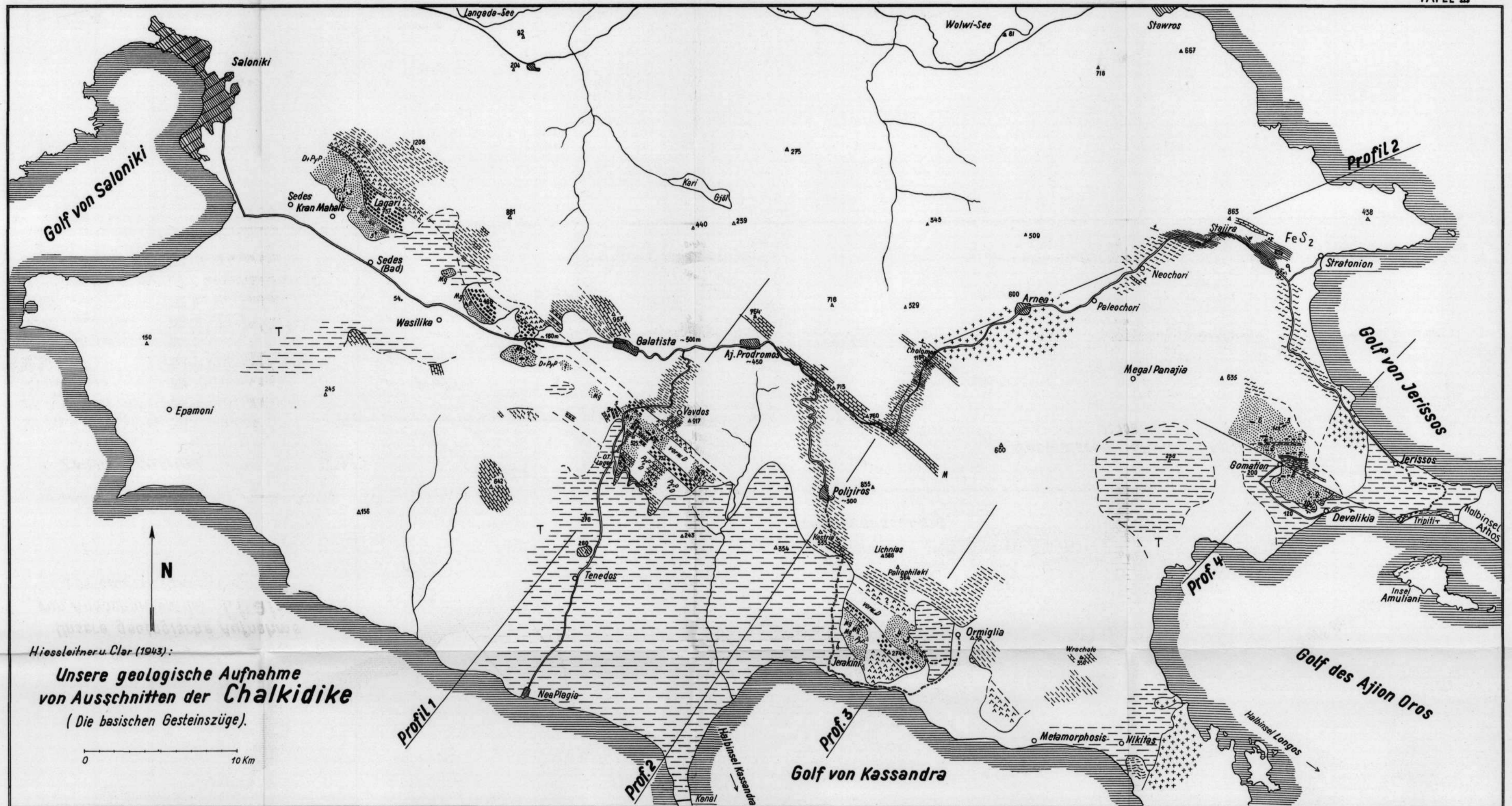
(Störungen sind nicht angedeutet).

- Kristallin der Schar, darin
- Marmore u. Amphibolit
- meso- bis epikristalline (z.T. Alt-paläoz.) Serie von Kobilica - Crni Vrh, mit Orthogneis.
- Kristallinen Kalken (ähnlich Schedenkalk), qu, Sdst, Quarzit - Sandstein, im übrigen Schiefer (chlor. phyll. u. s.w.).
- massig Kristalliner Kalk (Schedentypus) an Basis der Velesserie, sowie massige bis schiefrige kristall. Kalke in der eigentlichen Velesserie;
- Phyllite, Kalkschiefer, Grünschiefer, Sandst. usw. der Velesserie, sowie
- Kieselschiefer, SiO₂, Quarzporphyre u. mächtigere Diabaszüge in derselben (sämtl. paläoz.).
- S Peridotitserpentin
- • Stöcke, Lager, Linsen u. gemischte Typen von Chromitlagerstätten,
- größere Vorkommen rein plattiger Typen derselben.
- Amphibolit, Grenzamphibolite der Peridotite; Gneisschollen an Peridotitbasis; gabbroide Massen.
- Oberkreide (Kalke, Mergel, Sandstein, z.T. flyschartig) mit Konglomeraten u. Fe-Oolithlinsen an der Basis.
- Oligozän, Miozän
- Süßwasserkalktafeln des " .
- Blockschuttkegel Raduscha
- Moränen, Fluvioglazial u. ältere Schuttkegel.

Geologische Karte des Chromerzgebietes Lojane bei Kumanovo in Südserbien

TAFEL II





Zeichenerklärung

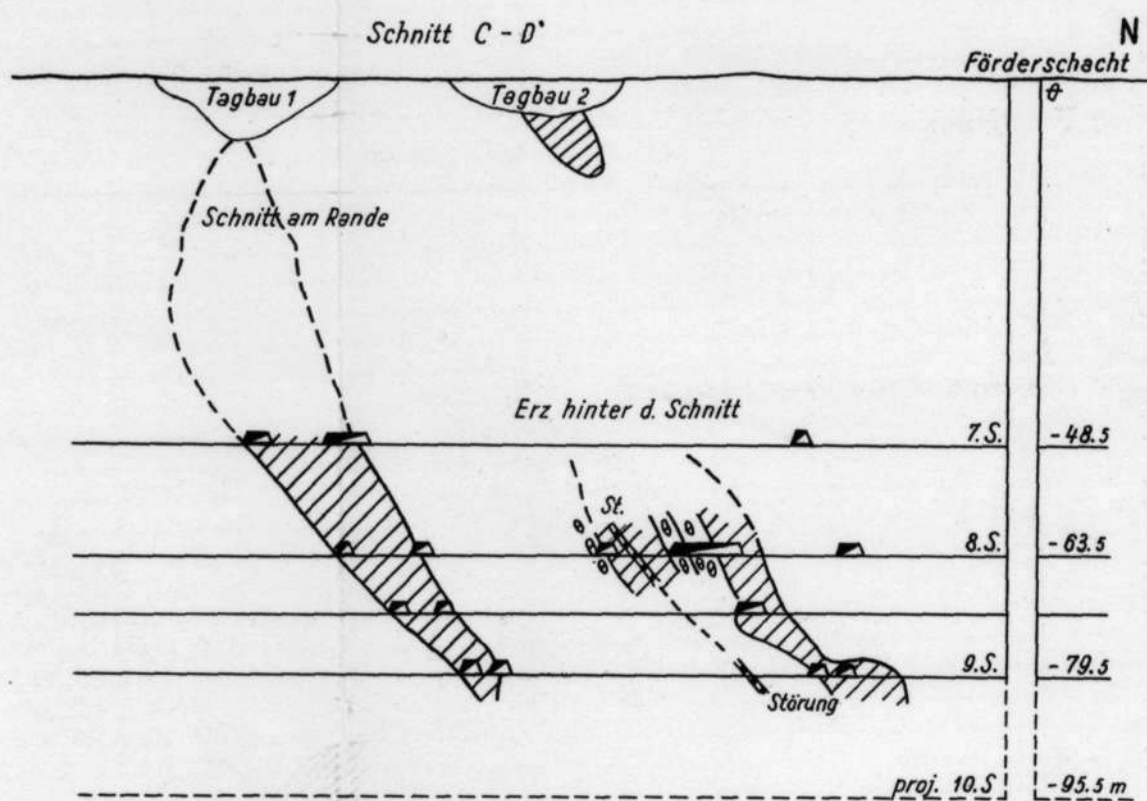
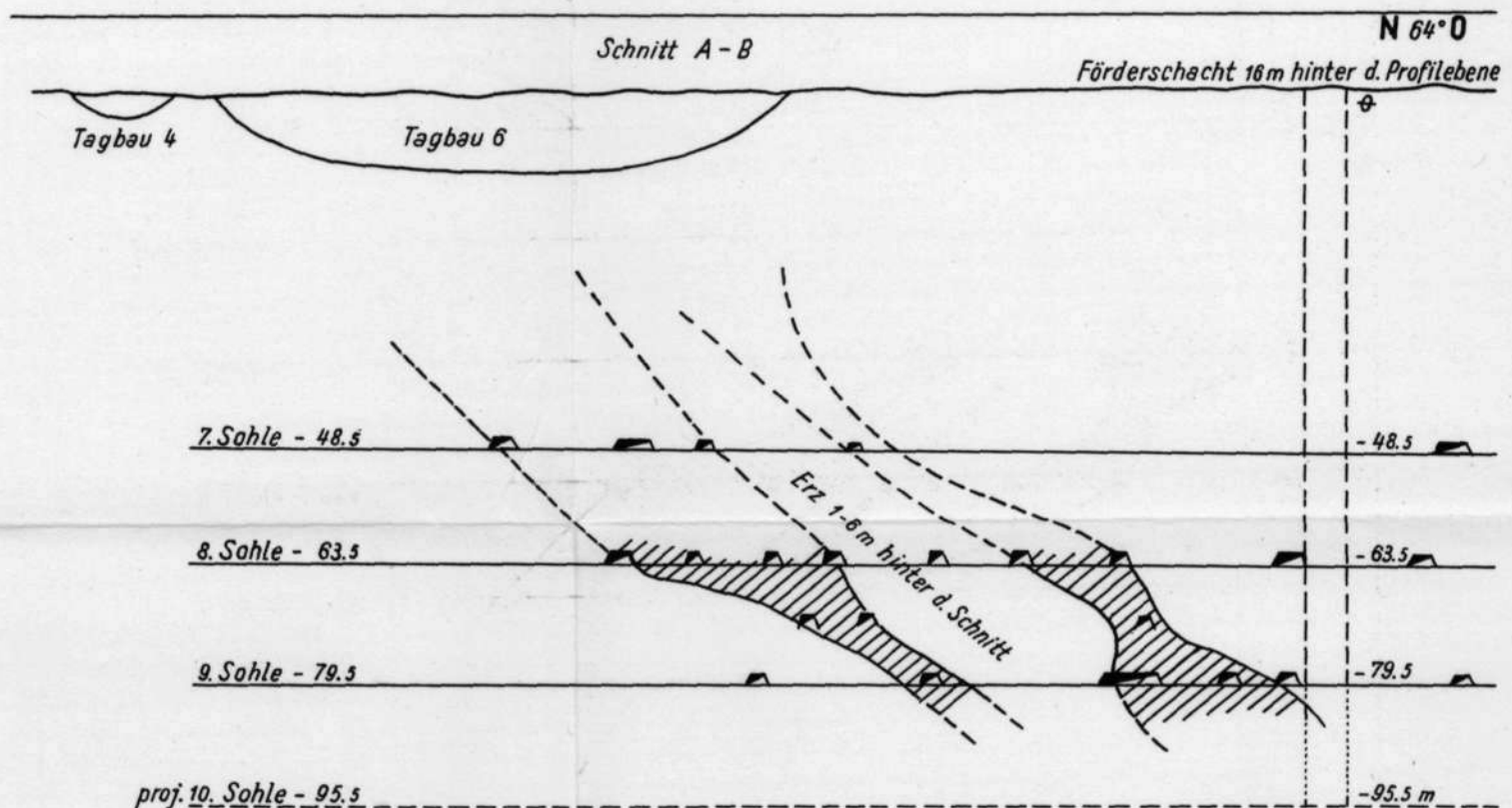
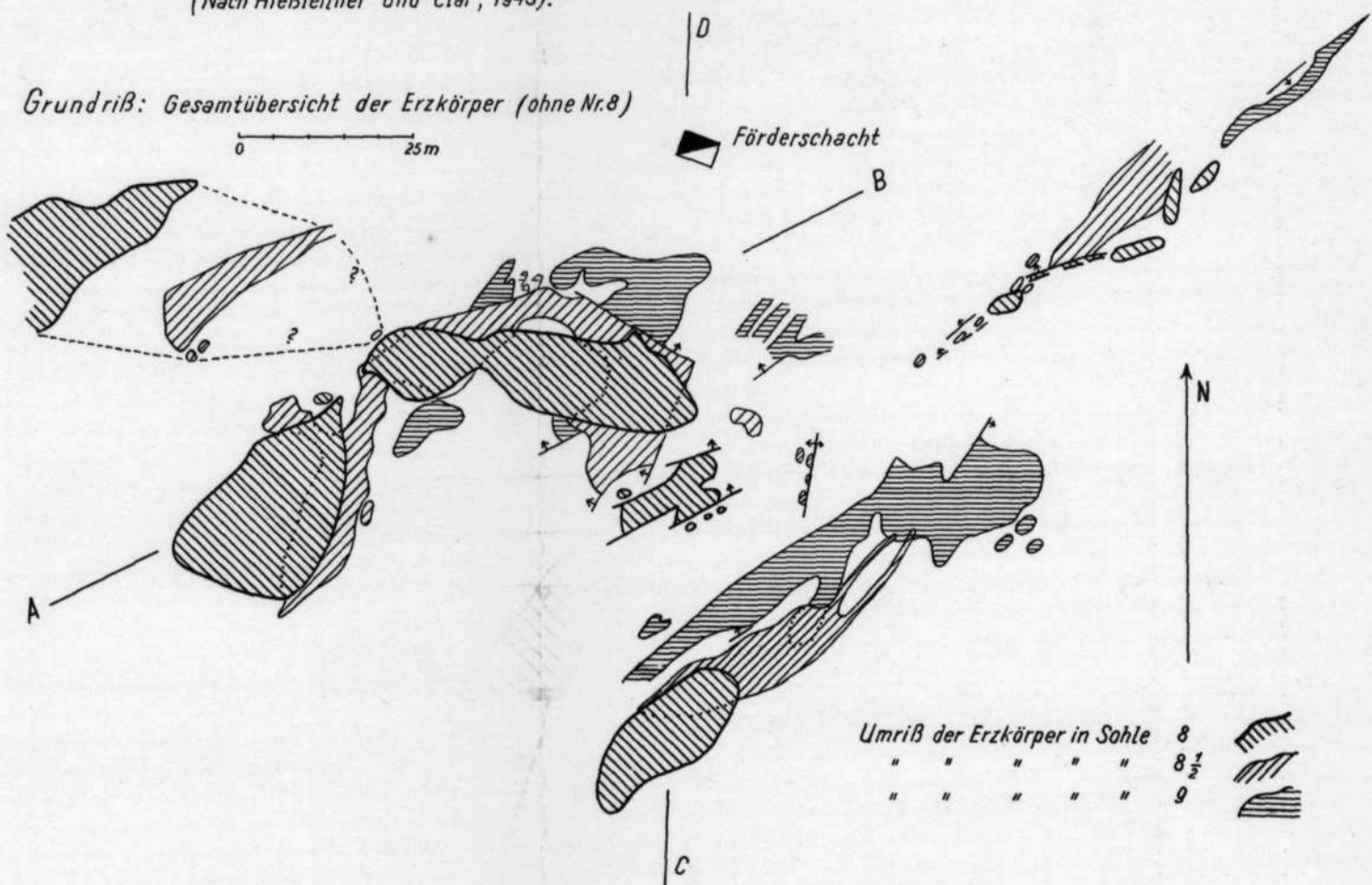
- | | |
|------------------------------------|---------------------------------------|
| D Dunit u. Serpentin (LAllg.) | A Amphibolite |
| PyP Pyroxen-peridotit | Gn Gneise u. GlGlimmersch. |
| Py Pyroxenit | i.Gn Injizierte Gneise |
| G Gabbro | Ph Phyllite u. phyllit. Schiefer |
| 1-10 Chromitvorkommen | Q Quarzite |
| M Magnetitgruben | K Krist. Kalk, Kalkschiefer u. Marmor |
| Gr Granite | Brs Breccienschiefer |
| aGr aplitischer Granit u. Pegmatit | T Tertiäre Schuttabsätze |
| q Quarztrachyt b. Stratoni | ——— Streichen und Fellen |

Chromerzvorkommen Domokos (Thessalien, Mittelgriechenland).

(Nach Hiebleitner und Clar, 1943).

Grundriß: Gesamtübersicht der Erzkörper (ohne Nr. 8)

0 25m



Uebersicht Chromerzrevier Letaj-Djakovika

0 1 2 3 4 5 km

PyP = Pyroxenperidotit

+ Bankung bzw. magm. Schichtung

 Zahlen 1- sowie Zeichen + = Chromerz-
vorkommen der einzelnen „Gruppen“

Tropoja östl. v. Valbonatal.

 Ponosevac
Čerat

Popovac

 Djakovica
SH 390

n. Prizren

Tertiär

Jugoslavien

Albanien

 Cr Cr
(Ungefähre Lage von Chromitvorkommen
nach Kerner [228]).

Lužs

Čafa Lužs

2

PyP

 BITHUCI
580 m

 BABAJ BOKS
740 m

 MAJA E ZANIT
1065

 DEVA
800 m

 MAJA E KROJICES
1065

 LETAJ
26

 PASS PRUSHIT
(Čafa PR.)
SH 700

Dorf Letaj

n. Kruma

PyP

„KAM“

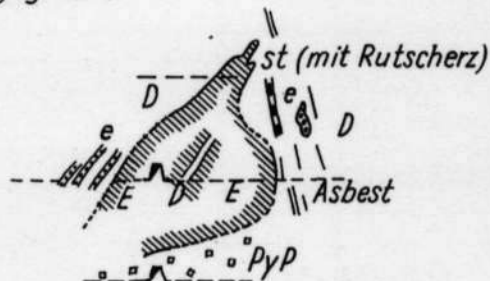
 KEPENEK
492

zum Drin

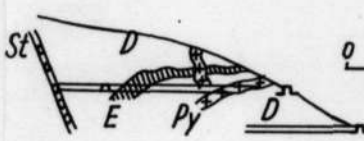
 1 5 4
„PEROLLAJ“
2 3

Detailskizzen zu Chromitvorkommen

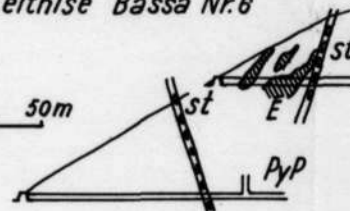
Zogaj Nr. 4



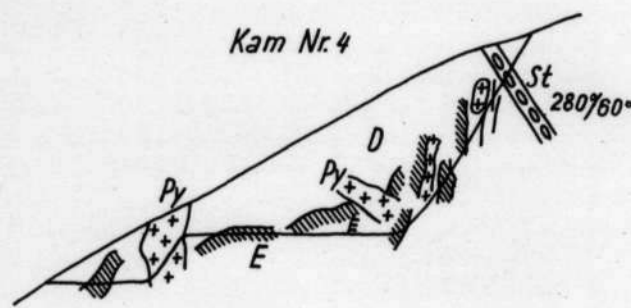
Zogaj Nr. 8



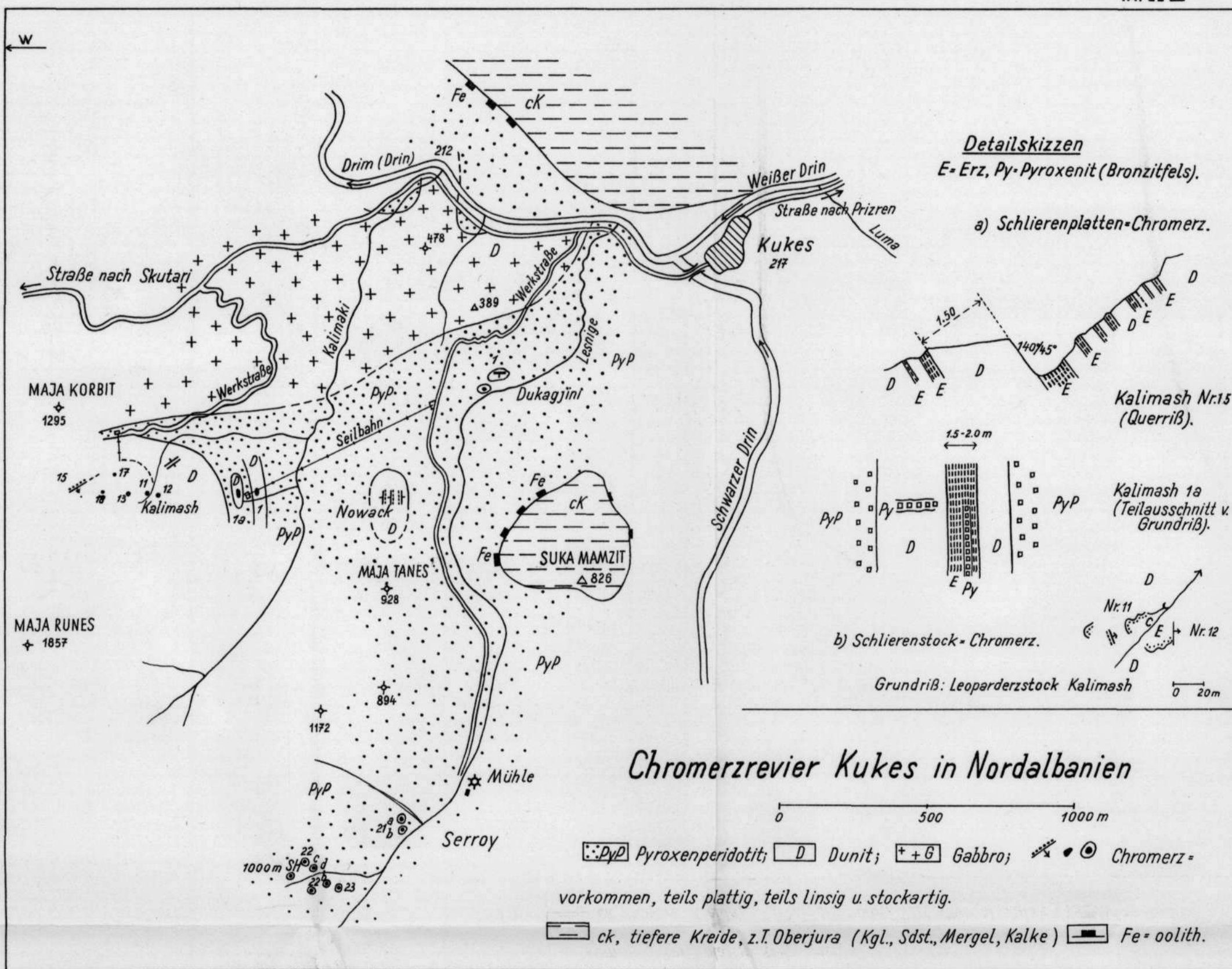
Leithise Bassa Nr. 6

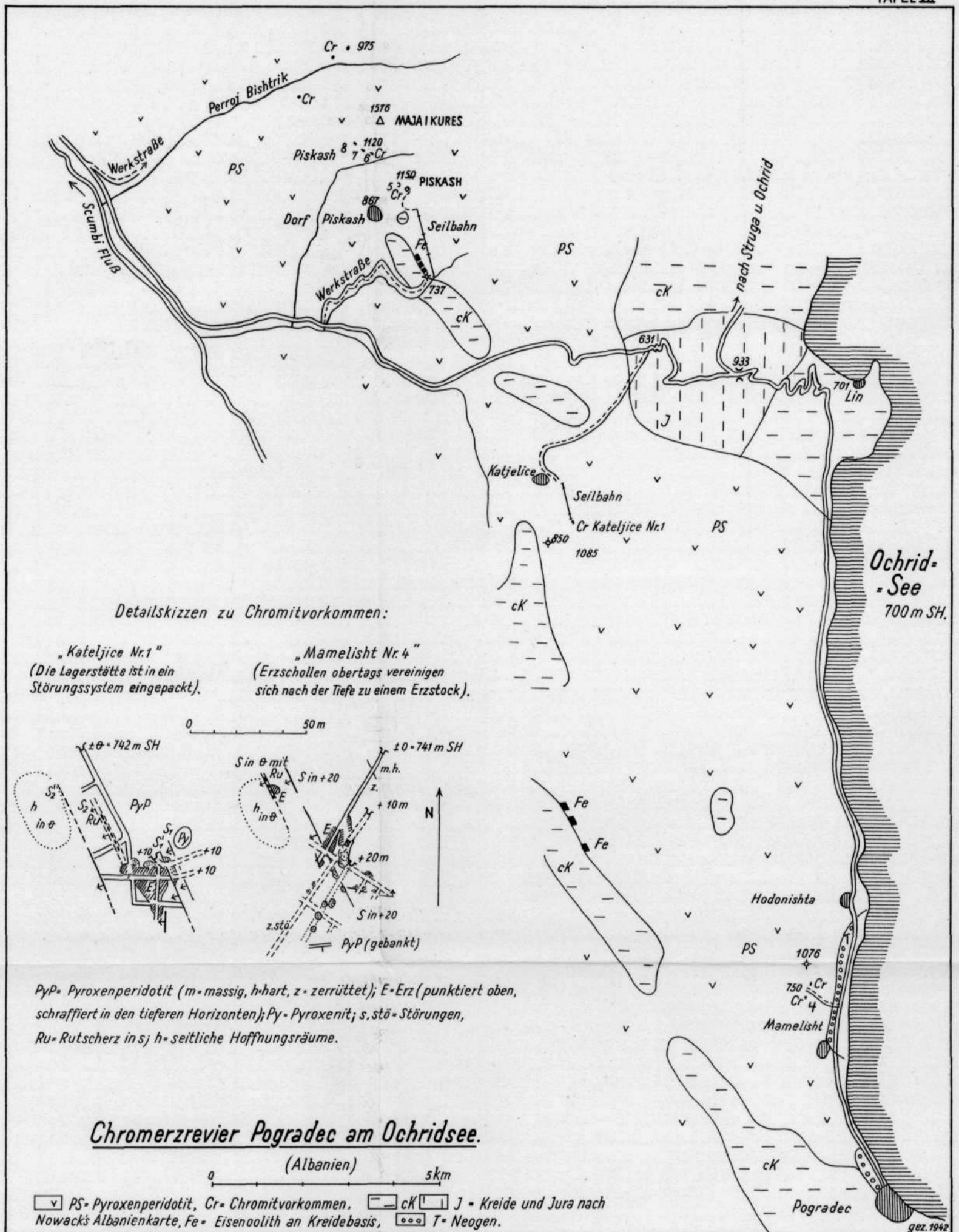


Kam Nr. 4



E = massives Erz, e = sprenkeliges Erz, D = Dunit, Py = Pyroxenit, PyP = Pyroxenperidotit, st = Störung





Uebersicht der basischen Gesteinszüge auf der Balkanhalbinsel und ihrer Chromerzführung.

