Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 52 (1959)
Heft: 2

Artikel: Ausseralpine Ophiolithprobleme
Autor: Gansser, Augusto
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162593

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

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

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

Download PDF: 13.12.2025

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

Ausseralpine Ophiolithprobleme

Von **Augusto Gansser**, Zürich

Mit 10 Textfiguren

INHALT

Abstract 659
I. Einleitung 659
II. Ophiolithprobleme aus dem zentralen Himalaya 661
1. Die Ophiolithe der südlichen Deckenzonen 662
2. Die Ophiolithe der Zone der exotischen Blöcke 664
III. Ophiolithprobleme in Iran und der Türkei 668
IV. Ophiolithprobleme im nördlichen S-Amerika 674
V. Allgemeine Zusammenhänge 677
VI. Literaturverzeichnis 679

ABSTRACT

Newest geological research in the well exposed Middle East has shown interesting genetic relations between ophiolites and regional tectonics.

Based on studies from the Central Himalayas, S Tibet, Iran, Turkey and northern S-America, the author stresses the relationship of ophiolites to major structural trends. Metamorphic ophiolites in the southern Himalayan nappe zones contrast with unmetamorphic ophiolites connected with exotic rocks reminiscent of olistostrome type deposits in the northern zone of the eugeosyncline bordering the Tibetan platform. Chaotic ophiolite deposits, the 'colored melange' are described from Iranian Beluchistan and compared with similar occurrences in Turkey. They contrast with ophiolites of a more intrusive character (Kurdestan) representing probable feederzones. In northern S-America metamorphic ophiolites of cretaceous age are restricted to the Western Cordillera of Colombia and the Coastal Cordillera of Venezuela. They differ substantially from non metamorphic types of Eocen to Lower Oligocen age of the Coastal Cordillera of Colombia which are related to the circumpacific orogeny.

The regional comparisons show that most ophiolites are effusive geosynclinal rocks and determine subsequent tectonics (thrusting). This contrasts with older views where ophiolites are believed to intrude along already existing tectonic features.

I. EINLEITUNG

In den letzten Jahren haben neue regionale Studien in den gut aufgeschlossenen Orogengebieten des Mittleren Ostens auf interessante genetische Zusammenhänge zwischen Ophiolithen und Tektonik aufmerksam gemacht. Viele der wichtigsten Beobachtungen sind leider noch nicht publiziert, doch ist es besonders das Verdienst Kündigs, auf die Problematik und eine mögliche Deutung dieser Zusammenhänge hingewiesen zu haben (1956, 1959).

Längere Untersuchungen des Verfassers in Iran und kurze Vergleichsstudien im irakischen Kurdestan und der zentralen Türkei haben sich auch mit dem Ophiolithproblem des Mittleren Ostens befasst. Die neuen Erfahrungstatsachen lassen sich nun teilweise auf frühere Beobachtungen des Verfassers in anderen Ophiolithgebieten des zentralen Himalayas und Südtibets wie auch im nördlichen Südamerika anwenden, wobei für die dort beobachteten Tatsachen neue Deutungen möglich sind. Ein Vergleich mit den Ophiolithen der Alpen – ein Thema, mit dem

sich Prof. STAUB schon vor 40 Jahren verdienstvoll befasst hat – wäre an sich höchst reizvoll, kann aber im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht vorgenommen werden.

Für die folgenden Ausführungen soll zuerst der Begriff Ophiolith definiert werden. Er ist bewusst, trotz der vielen petrographischen Unsicherheiten, sehr weit gefasst. Wir verstehen unter Ophiolithen Gesteine des basischen bis ultrabasischen initialen Magmatismus. Sie dringen an den meist durch steile Dilatationsbrüche charakterisierten Randzonen von Eugeosynklinalen in wenig mächtige unkonsolidierte bathyale bis abyssale Sedimente oder ergiessen sich auf dem Meeresboden als komplexe Ergüsse. Die Hauptmasse der Ophiolithe ist effusiven Ursprungs, und nur die Zufuhrzonen lassen sich mit intrusiven Lagergängen (Sills) vergleichen. Eigentliche Dykes können im Feld eigentümlicherweise nur in Ausnahmefällen eindeutig erkannt werden.

Der Modus der Ophiolithgenese lässt erwarten, dass wir es mit allen Übergangstypen zu tun haben zwischen eigentlichen intrusiven und extrusiven Gesteinen. Eine genaue Abgrenzung ist nicht mehr möglich. Neues Tatsachenmaterial lässt mehr und mehr erkennen, dass nur äusserst geringe Überlagerungen nötig sind, um basischen Gesteinen die charakteristischen intrusiven Merkmale zu verleihen. Es wird meines Erachtens viel zu wenig berücksichtigt, dass submarine Ergüsse, welche in Eugeosynklinalen eindringen, sich unter grösserer Wasserbedeckung bilden, also oft unter einer Überlastung von mehreren hundert Atmosphären Wasser oder vielerorts auch Schlamm.

Trotzdem es in einzelnen Fällen nicht immer leicht fallen dürfte, die initialen Ophiolithe scharf von postorogenen, taphrogenen basischen Plateaubasalten (Trapptypus) zu differenzieren, muss diese Unterscheidung immer klar hervorgehoben werden. Das ganze genetische Bild solcher postorogener, meist kontinentaler vulkanischer Phasen (Dünensande der Paranàtrapps) sowie der undifferenzierte (tholeitische) Chemismus, zusammen mit dem tektonischen Rahmen steht in scharfem Kontrast zu der initialorogenen, geosynklinalen, stark differenzierten ophiolithischen Phase.

Die genetischen Zusammenhänge zwischen dem Eugeosynklinalstadium und den Ophiolithen sind von grösster Wichtigkeit. Die ophiolithischen Magmen charakterisieren eine Eugeosynklinale besser als deren Sedimentgehalt. Auf diese Tatsache hat neuerdings KÜNDIG in seiner interessanten Arbeit über Geosynklinalprobleme hingewiesen (1959). Das Vorhandensein oder Fehlen von ophiolithischem Material sollte unbedingt bei der Deutung einer Geosynklinale in vermehrter Weise berücksichtigt werden. Eine Eugeosynklinale ist zur Zeit der Ophiolitheffusion meistens nur sehr mangelhaft mit Sedimenten gefüllt, ist also von leptogeosynklinalem Typus (TRÜMPY 1955).

Regional betrachtet ist jedoch die Genese der Ophiolithe, ihre variable Zusammensetzung und subsequenten Umwandlungen (Metamorphose) sowie ihr direkter oder indirekter Einfluss auf die Orogenese so mannigfaltig, dass es bei der heutigen Kenntnis der Tatsachen noch äusserst schwer fallen dürfte, gewisse Gesetzmässigkeiten aufzuspüren und zu deuten. An den folgenden Beispielen aus ganz verschiedenen Gebieten möchte der Verfasser, gestützt auf persönliche Beobachtungen, auf diese Vielseitigkeit der Phänomene aufmerksam machen.

II. OPHIOLITHPROBLEME AUS DEM ZENTRALEN HIMALAYA (Fig. 1)

Das zentrale Himalayagebirge lässt sich nach HEIM & GANSSER (1939) von S nach N in folgende tektonisch-stratigraphische Hauptzonen gliedern:

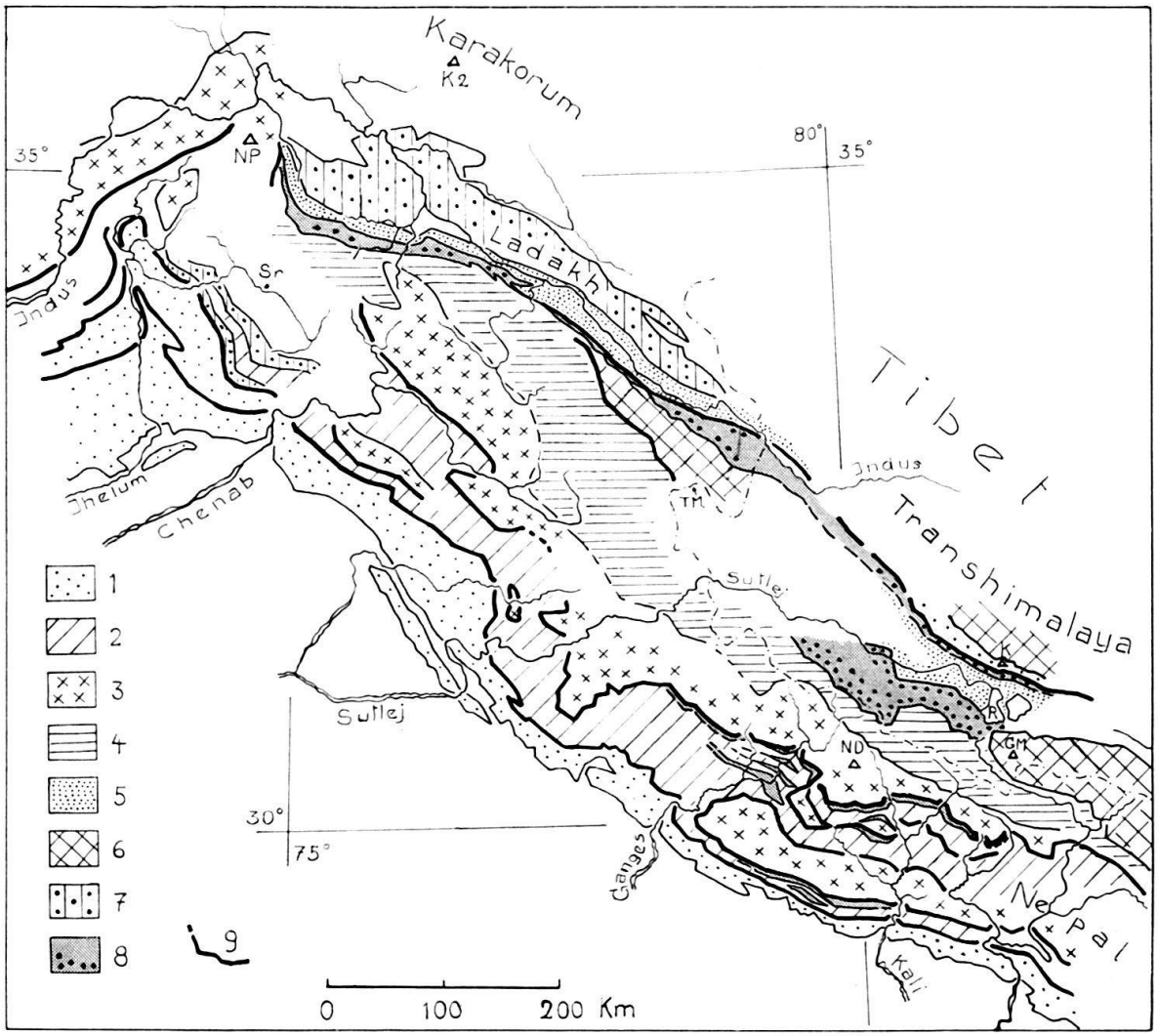

Fig. 1. Die Ophiolithzonen des zentralen und westlichen Himalaya

1 = tertiäre Molasse (Siwaliks) im S und Kailaskonglomerat im N
2 = die südliche Deckenzone (Kalk- Quarzitformationen, Paläoz. ?)
3 = die zentralen Deckenzonen, zur Hauptsache Kristallin
4 = die sedimentären unmetamorphen Schuppenzonen (Thetis-Himalaya, Kambrium-Kreide)
5 = die nördlichen Flyschzonen (Kailas und Indus-Flysch, Kreide)
6 = die autochthonen Kristallinzonen (Tso Morari und Gurla Mandhata Massive)
7 = trappartige Vulkanite im Ladakh und Panjal (Eozän)
8 = Ophiolithe, metamorph im S, unmetamorph mit exotischen Blöcken im N. Alter: im S unbekannt, im N oberste Kreide
9 = Hauptüberschiebungen

GM = Gurla Mandhata
ND = Nanda Devi
NP = Nanga Parbat
R = Raksas See
Sr = Srinagar (Kashmir)
TM = Tso Morari

A. Die tertiäre, molasseartige Fusshügelzone, die Siwaliks.

B. Die südlichen Deckenzonen (lokal mit autochthonen Fenstern) zur Hauptsache aus schwach metamorphen, mächtigen, uniformen und praktisch fossilleeren Quarzit–Kalk-Formationen wohl paläozoischen oder älteren Alters bestehend. Dünne Ophiolithlagen sind vorhanden.

C. Die zentralen Deckenzonen, zur Hauptsache Kristallin, mit gradueller Abnahme der Metamorphose nach oben, übergehend in mächtige phyllitische Serien, welche von kambrischen klastischen Sedimenten transgrediert werden (Ophiolithe fehlen).

D. Eine unmetamorphe, rein sedimentäre Schuppenzone mit fossilreichen Serien von Kambrium bis mittlere Kreide, ohne Ophiolithe.

E. Eine hochkomplexe Zone aus Oberkreideflysch, exotischen Blöcken und reichlich Ophiolithen, mit paraautochthoner Unterlage (Mesoz. und älter).

F. Autochthone Zone des Transhimalaya.

Im bis jetzt erforschten Gebiete des Himalaya sind ophiolithische Gesteine zur Hauptsache aus der Zone B und Zone E bekannt. Fragliche Vorkommen der Zone C dürften eher zu basischen Spaltprodukten der sauren Intrusionen gehören und nicht mit der initialen basischen Phase zusammenhängen. Es ist auffallend, dass die Zonen C und D, welche, wenn wir von dem Schuppencharakter der unmetamorphen Zone von Kambrium bis Kreide absehen, praktisch eine tektonische Grosseinheit bilden, keine ophiolithischen Gesteine enthalten. Ganz besonders muss aber darauf aufmerksam gemacht werden, dass die Ophiolithe der Zone B von denen der Zone E genetisch, petrographisch und altersmässig vollständig verschieden sind.

1. *Die Ophiolithe der südlichen Deckenzonen*

Hier handelt es sich zur Hauptsache um konkordant eingelagerte basische Gesteine gabbroider bis gabbro-dioritischer Zusammensetzung. Diese basischen Gesteine sind durchwegs metamorph und treten als Amphibolite, Hornblende-Chloritschiefer und Chloritschiefer auf. Eigentliche diabasische Gesteine sind nur in der südlichsten Randzone der Deckenzone beobachtet worden. Die randlichen Deckenschuppen sind deutlich von den regional einheitlichen Kalk-Quarzitdecken (Krol-Tal-Formationen) verschieden. Die Diabase der Randgebiete liegen an einer auffallenden tektonischen Störungszone und Deckengrenze.

Die Amphibolite und Chloritschiefer der südlichen Hauptdecken sind meistens an die tektonischen Grenzzonen zwischen diesen südlichen Decken (Zone B) und den kristallinen Zentraldecken (Zone C) gebunden. Sie treten in auffallend konkordanten Lagen von wenigen bis einigen 100 m Mächtigkeit auf, und zwar hauptsächlich an den oberen Quarzit-Kalk-Kontakten und zwischen den Quarziten und der Basis der höheren Deckenschuppen (Zone C) (Fig. 2). Da die komplexen Krol-Kalkmassen, die oft mehrere tausend Meter mächtig werden können, und die überlagernden Tal-Quarzite im zentralen Himalaya bis jetzt keine bestimmbaren Fossilien geliefert haben, ist auch das Alter der diese mächtigen Serien begleitenden Ophiolithe sehr fraglich. Das Auftreten mancher Ophiolithhorizonte an der Hauptkristallinüberschiebung dürfte diese teilweise als syntektonisch erscheinen lassen,

doch unterscheiden sie sich in keiner Weise von den Ophiolithhorizonten, welche zwischen den Quarzit- und Kalk-Dolomit-Massen auftreten. Wenn auch gewisse Ophiolithe syntektonisch wären, so sind wir über das Alter der ersten orogenetischen Bewegungen in der südlichen Deckenzone noch keineswegs im klaren. Sicher sind die ersten Anlagen höchstens frühalpin oder wahrscheinlich auch älter. Eigentliche Dykes sind in den südlichen Deckenzonen nicht beobachtet worden. Die Kontakte der Ophiolithe mit den Kalken bzw. Dolomiten sowie den Quarziten sind auffallend scharf und meistens tektonisch gestört. Bei diesen Störungen handelt es sich um eigentliche Gleitbewegungen, welche bei der Aufschuppung der auffallend konkordanten und gut geschichteten Krol-Tal-Formationen an den Schichtgrenzen auftreten. Die Gleitbrettektonik des südlichen und zentralen Teils des Himalaya spielt sich zum grössten Teil an den Schichtgrenzen ab, wobei die Grössenordnung der lokalen Schichtgleitbewegungen meistens stark unterschätzt wird. Ophiolithzonen sind nun als Gleithorizonte direkt prädestiniert, was sich regional in vielen Ophiolithgebieten mehr und mehr erkennen lässt. Die tektonischen Bewegungen sind also postophiolithisch und nicht umgekehrt. Gerade die Erkenntnis, dass es sich bei vielen Ophiolithen, auch alpinen Typen, ursprüng-

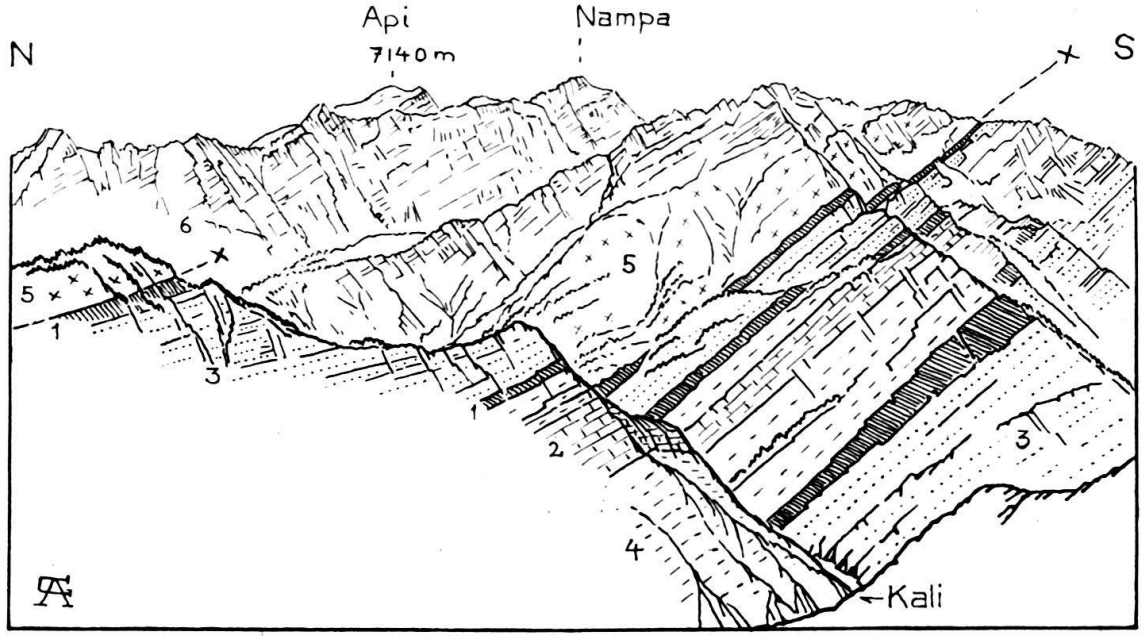

Fig. 2. Die Hauptaufschiebung der zentralen Kristallinen Deckenzone auf die südliche Deckenzone mit Ophiolithzügen
Kalifluss, Westnepal, Zentralhimalaya (nach GANSSER 1939)

1 = Ophiolithzüge, meist als Amphibolite (Biotit-Amphibolite) diabasischen bis dioritischen Ursprungs
2 = weisse serizitische Kalkmarmore
3 = Quarzite, teils serizitisch
4 = kalkige bis graphitische Phyllite
5 = Biotit-Muskovitgneise
6 = Psammitgneise, Granat-Disthenschiefer, Kalksilikatzonen, Biotitphyllite, übergehend in uniforme Serizit-Phyllite (Garbyang)
× = Hauptüberschiebung der zentralen Kristallinzone auf südliche Deckenzone (Ophiolithe auf Überschiebungsfläche)

lich um Effusionen mit Tuffbildungen handelt, spricht dafür. Die vom Verfasser vor über 20 Jahren erwähnte Auffassung, dass die misoxer Ophiolithe an tektonisch prädestinierten Stellen eingedrungen seien (GANSSER 1937), kann heute auch verschieden gedeutet werden.

2. *Die Ophiolithe der Zone der exotischen Blöcke (Zone E)*

Auffallenderweise fehlen Ophiolithe in der zentralen Deckenzone, abgesehen von fraglichen amphibolitischen Einlagerungen an deren Basis. Vollständig ophiolithfrei sind die unmetamorphen, sedimentären Schuppenzonen (als Thetis-Himalaya bezeichnet, HEIM & GANSSER 1939), welche Sedimentserien vom Kambrium bis zur mittleren Kreide umfassen.

Ganz anders verhält es sich nun mit der Zone E. Die sehr komplex zusammengesetzten ophiolithischen Gesteine sind hier nicht metamorph, dafür aber wegen der syngenetischen sedimentären Phänomene (olistostrome Fazies) und subsequenten inkompetenten Tektonik durch ein mehr oder weniger chaotisches Auftreten charakterisiert. Die Zone E folgt als nördlichste tektonische Einheit der Himalaya-Kette und begrenzt die Himalaya-Geosynklinale gegen das Transhimalaya-Rückland. Die Ophiolithe der Zone E sind also an den Nordrand der Hauptgeosynklinale gebunden und charakterisieren gleichsam die Narbenzone gegen das tibetanische Plateau. Syngenetisch und postgenetisch sind sie teilweise nach S bewegt worden. Leider liegt der grösste Teil dieser Zone, die wohl zu den problematischsten Gebieten des ganzen Himalaya überhaupt gehört, auf tibetanischem Gebiet, was früher wie auch jetzt aus religiösen und politischen Gründen die geologische Arbeit äusserst erschwert.

Schon 1879 besuchte GRIESBACH das Grenzgebiet von Gharwalhimalaya und Tibet und beobachtete eigenartige «exotische» Blöcke mit vulkanischen Gesteinen. Weitere Studien von DIENER und später von KRAFFT deuteten diese Phänomene teils als Klippenreste teils als das Resultat gewaltiger vulkanischer Eruptionen in Tibet. Die Untersuchungen von HEIM & GANSSER im Jahr 1936 führten zu Vergleichen mit den Klippenzonen der Alpen. Später hatte der Verfasser Gelegenheit, in Persien und teilweise in der Türkei ähnliche Phänomene zu studieren, die einen noch extremeren chaotischen Charakter erkennen lassen, jedoch ohne die markante postgenetische Tektonik eines Himalayas.

Im Kiogargebiet (Indisch-tibetanische Grenzzone) liegt auf gefaltetem Kreideflysch, welcher die oberste Lage einer vollständigen mesozoischen Schichtfolge bildet, eine Masse von komplexen Ophiolithen und sandig-kieseligem Flyschschiefer mit Blöcken und grösseren Felsmassen von Perm, Trias-, Liaskalken, jurassischen Oolithen, Radiolariten, Kreidekalken und Kreideschiefer. Dazu kommen Blockeinschlüsse verschiedener Porphyre und Porphyrite. Hochinteressant ist die Tatsache, dass die Sedimentblöcke zwei verschiedenen Faziestypen angehören, welche von der Tethishimalayafazies vollständig verschieden sind und mit tibetanischen Faziestypen verglichen werden können (HEIM & GANSSER 1939). Die meist fossillosen, dem Dachsteinkalk faziell sehr ähnlichen Kiogarkalke bilden mit jurassischen Schiefern und Radiolariten eine stark zerbrochene Masse von 20 km² Ausdehnung und sind bis 300 m mächtig. Eine intensive Durchdringung der Kiogar-

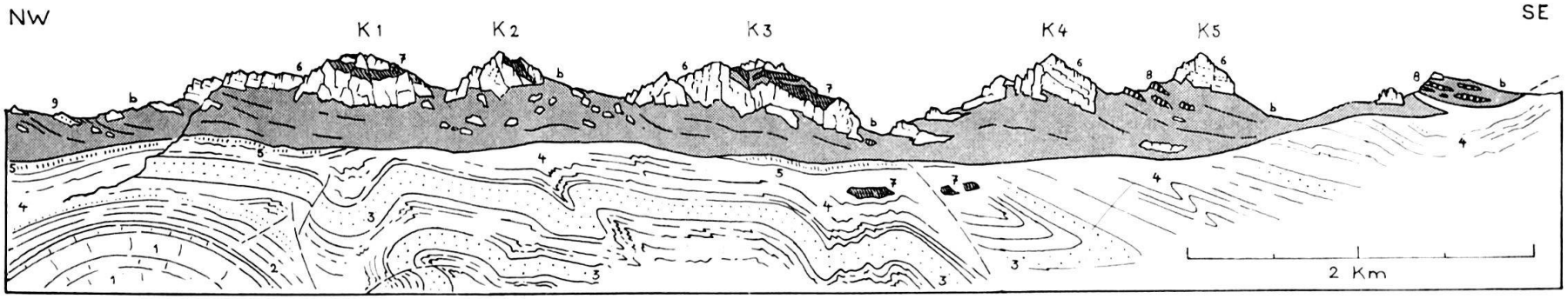

Fig. 3. Allochthone komplexe Ophiolithmassen mit exotischen Blöcken auf paraautochthonem Kreideflysch und älterem Mesozoikum
Kiogargipfel K1–K5. Indisch-tibetanisches Grenzgebiet, Zentralhimalaya
(nach HEIM & GANSSER 1939)

Himalaya Fazies:
1 = Kioto Kalk, Obere Trias
2 = Spitischiefer, Oberer Jura
3 = Giumal Sandstein, Untere Kreide
4 = bunte (grün und rote) Siltschiefer überlagert von dunkelgrauem Fucoidenflysch, Obere Kreide
5 = kieselige Sandsteine und Radiolarite, Obere Kreide

Tibetanische Fazies:
6 = weisse Kalke (Dachsteintypus) Trias
7 = oolithische Kalke und Kalkschiefer mit Calpionellen, Oberer Jura
8 = Radiolarite
9 = grüner Sandstein
b = komplexe basische Gesteine, teilweise als Blöcke im Kreideflysch, teils mit Flyschbeimengungen und exotischen Blöcken (Perm bis Kreide)

kalke mit basischen Gesteinen ist jedoch auffallend. In der gesamten exotischen Blockzone sind anderseits metamorphe Gesteine sowie saure Intrusiva bis jetzt nicht beobachtet worden (Fig. 3).

Nordwärts, in Tibet, wird der ophiolith-exotische Blockhorizont von gewaltigen Peridotitmassen überlagert, welche eine breite Zone zwischen Himalaya und Transhimalaya einnehmen. Die Verhältnisse sind SW des grossen Raksas-Sees gut aufgeschlossen. Im Kreideflysch eingeschlossen finden sich bis 200 000 m³ grosse, ammonitenführende Kalkblöcke in Hallstätterfazies der Untern Trias und kleinere Blöcke des Kiogartypus. Porphyrite sind ebenfalls als Blöcke im Flysch eingeschlossen, oder in die exotischen Kalke eingedrungen, also jünger als die Kalke, aber älter als der Flysch (teilweise im Flysch aufgearbeitet). Über die ganze Flyschblockzone transgredieren Flyschschiefer und gut geschichtete, mit Kalzit durchaderte Kalke von Oberkreidealter. Interessanterweise sind diese Kalke unregelmässig von eigenartigen Syeno-Dioriten überlagert. Der Kontakt ist deutlich, die Diorite jünger als der Kalk (Fig. 4). Über diesen Syeno-Dioriten folgen dann grosse Massen von Enstatitperidotiten, welche als die jüngsten ophiolithischen Gesteine auftreten und tektonisch wenig beansprucht worden sind.

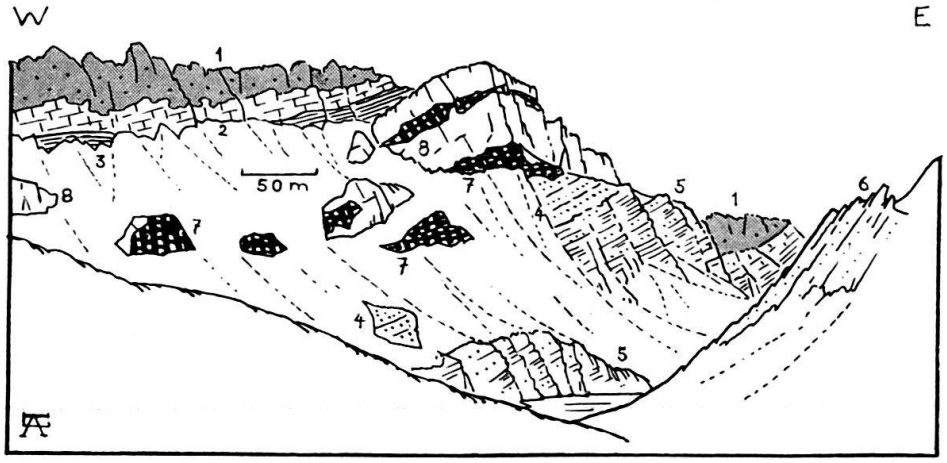

Fig. 4. Die exotische Blockzone südlich des Amlang-La. S-Tibet
(östliche Fortsetzung der Kiogarzone und südliche Fortsetzung der Kailasophiolithzone)
(nach GANSSER 1939)

1 = Syenodiorite, mit Intrusionskontakt gegen obere Kreidekalke
2 = gebänderter Miliolidenkalk, Obere Kreide
3 = schwarzbraune, sandige Flyschschiefer
4 = tonig-kalkige, teilweise glaukonitische Sandsteine
5 = grüne Kieselschiefer mit Glaukonitsandsteinlagen
6 = sandig-kieselige Flyschschiefer
7 = mittelbasische Porphyre und Porphyrtuffe (als Blöcke im Flysch und als Intrusion im exotischen Kalk)
8 = weisse und rote Kalke (Hallstätterfazies), in roten Partien untertriasische Ammoniten (exotische Blöcke können hier bis 1 km lang und 200 m dick werden)

80 km weiter NW konnte die Überlagerung der Peridotite direkt auf den exotischen Blöcken sowie auf Flysch beobachtet werden. Die Basis der Peridotite ist durch eine markante Ophicalzitzone charakterisiert (Fig. 5). Serpentinisierte Peridotite sehr ähnlicher Zusammensetzung wurden als kleinere unzusammenhängende

Massen auch in den Kiogarblockzonen des indisch-tibetanischen Grenzgebietes beobachtet. Ein Zusammenhang dieser jüngsten ophiolithischen Massen mit den Blockzonen scheint zu bestehen.

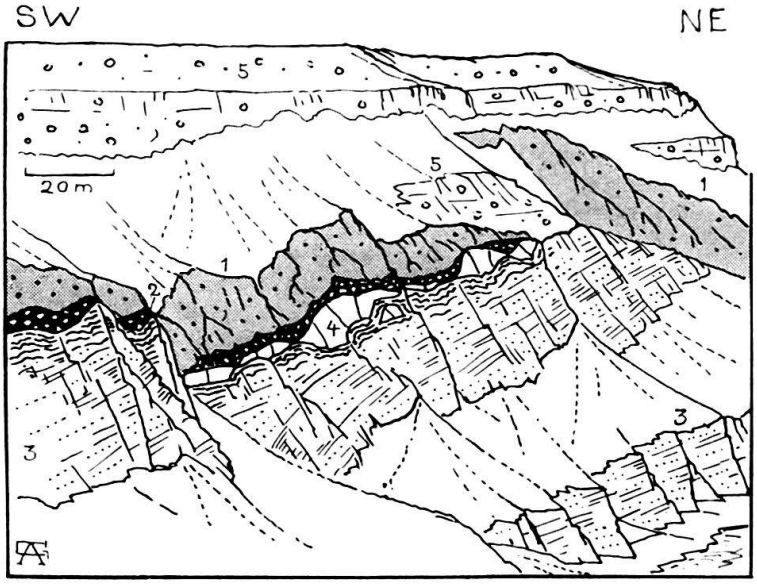

Fig. 5. Auskeilen der exotischen Blockzone zwischen peridotitischen Ophiolithmassen und Kreideflysch
Untere Shib Chu Schlucht, S von oberem Sutlejfluss, Süd-Tibet (nördlichere Fortsetzung der Kiogarexotika) (nach GANSSER 1939)
1 = Diallag und Enstatit-Peridotit
2 = tektonischer Ophicalzit
3 = sandig-toniger Kreideflysch
4 = exotische Blöcke: weisse, graue und rosa Kalke, lokal mit roten Schiefern (Trias?)
5 = pleistozäne Konglomerate, Sutlej-Terrassen

Die tibetanischen Aufschlüsse zeigen eindeutig, wie die ganze exotische Blockzone von Oberkreideflysch unter- und überlagert wird. Wir dürften daraus schliessen, dass die Bildung olistostromer Massen auf eine kurze Zeitspanne beschränkt war. Als tektonische Bewegungszone prädestiniert, haben sie in der subsequenten Orogenese eine wichtige Rolle gespielt. Gleitbewegungen gravitativer oder tektonischer Art (wohl beides kombiniert) haben die komplexen exotischen Massen südwärts teilweise bis an das indische Grenzgebiet verfrachtet, teils durch rückwärtige Bewegungen (Transhimalaya-Unterschiebung) auch nordbewegt 100 km nördlich des Himalayas, am Südrand der Kailaskette (Transhimalaya) sind stark tektonisierte Flyschmassen, Ophiolithe (Serpentine) und exotische Blöcke den ungestörten Kailaskonglomeraten (Tertiär?) aufgeschoben. Dieser nordgerichtete Gegenschub muss sich aus der nördlichen Randzone der Eugeosynklinale entwickelt haben. Aus dieser äusserst wichtigen tektonischen Leitlinie (Geosynklinale/tibetanischer Block), ursprünglich wohl ein grossartiger Bruchrand, sind teilweise die Ophiolite und die exotischen Blöcke herzuleiten. Der von HEIM & GANSSER (1939) erwähnte Vergleich mit alpinen Klippendecken dürfte nach neueren Erfahrungen nur teilweise bestehen. Dass die grossen exotischen Kalkmassen und Blöcke aus dem nördlichen Geosynklinalrand stammen dürften, ist kaum zu bezweifeln. Anstehend sind diese Gesteine jedoch bis jetzt

noch nicht beobachtet worden. Grosse Komplexe dieser Gesteine dürften in die Ophiolith–Kreide–Flyschmassen des nördlichen Geosynklinalrandes abgerutscht sein und sind mit diesen Massen transportiert worden. DUBERTRET (1953) und neuerdings KÜNDIG (1956, 1959) haben glänzende Beispiele ähnlicher, wenigergestörter und jetzt in noch ursprünglichem Zusammenhang erhaltenen olistostromen Massen beschrieben.

Leider ist bis jetzt über das Verbreitungsgebiet der exotischen Block-Ophiolithzonen in den nördlichen Himalayaketten sehr wenig bekannt. Von grossem Interesse sind die von WADIA (1953) erwähnten und neuerdings von BERTHELSEN (1951, 1953) beschriebenen komplexen ophiolithischen Gesteine des Rupshu Districts im NW-Himalaya. Auf Seite 405 erwähnt BERTHELSEN:

'It should also be emphasized that the igneous activity during the upper Cretaceous was connected with a specific kind of tectonics, i. e., the creation of the northern flysch trough which separates the Himalayan- and the Karakoram orogenies. This zone apparently coincides with a deep reaching fracture zone along which underthrusting of the northern foreland to the Himalayan tectogene took place. Strong igneous activity was displayed along this zone and in the adjoining Tibetan region (to the north) where similar movements most probably took place.'

Es dürfte sich bei diesen Vorkommen sehr wahrscheinlich um die direkte Fortsetzung der in gleicher tektonischer Stellung gefundenen exotischen Block-Ophiolithgebiete des nördlichsten Zentralhimalayas handeln, wie dies auf Figur 1 dargestellt worden ist. In diesem Zusammenhang ist jedoch zu beachten, dass die weitverbreiteten eozänen vulkanischen Gesteine des oberen Indus-Gebietes (Ladakh) sowie auch die bekannten älteren trappartigen Vulkanite der Pir Panjal-Zone im südlichen Kashmir nichts mit dem initialen Magmatismus zu tun haben.

Das grösste und interessanteste Problem der Himalaya-Geologie, die Nordgrenze gegen das tibetanische Hinterland und ihre Beziehung zu den Ophiolithen mit ihren exotischen Blöcken, wartet immer noch auf seine Lösung.

III. OPHIOLITHPROBLEME IN IRAN UND DER TÜRKEI (Fig. 6)

Iran und die Türkei sind von ophiolithischen Zonen durchzogen, welche von den wildesten chaotischen Blockzonen (Colored Melange) bis zu normal gelagerten basischen Intrusionen alle Übergänge erkennen lassen. Erschwert wird das Studium der Ophiolithe jedoch durch den äusserst weit verbreiteten eozänen Vulkanismus, welcher teilweise mit den eigentlichen ophiolithischen Zonen verwechselt werden könnte. Hier handelt es sich jedoch um eine postorogene Phase der frühalpinen Bewegungen, welche, obwohl durch spätere alpine und spätalpine Orogenesen sehr stark beansprucht, eher dem Trapptypus zuzuordnen sein dürften. Eine gewisse Ähnlichkeit mit den oben erwähnten eozänen Vulkaniten des oberen Industales im NW-Himalaya fällt auf. Sie sind auch in Afghanistan weit verbreitet.

Die problematischste ophiolithführende Zone findet sich im iranischen Beluchistan und tritt wieder in frappant ähnlicher Ausbildung in der zentralen Türkei auf, wo sie von BAILY (1953) eingehend beschrieben worden ist. Sie wurde in Anlehnung an BAILY, welcher sie in der Türkei «Ankara Melange» nannte, von uns (GANSSER 1955) als «Colored Melange» bezeichnet: Die Bezeichnung «Colored

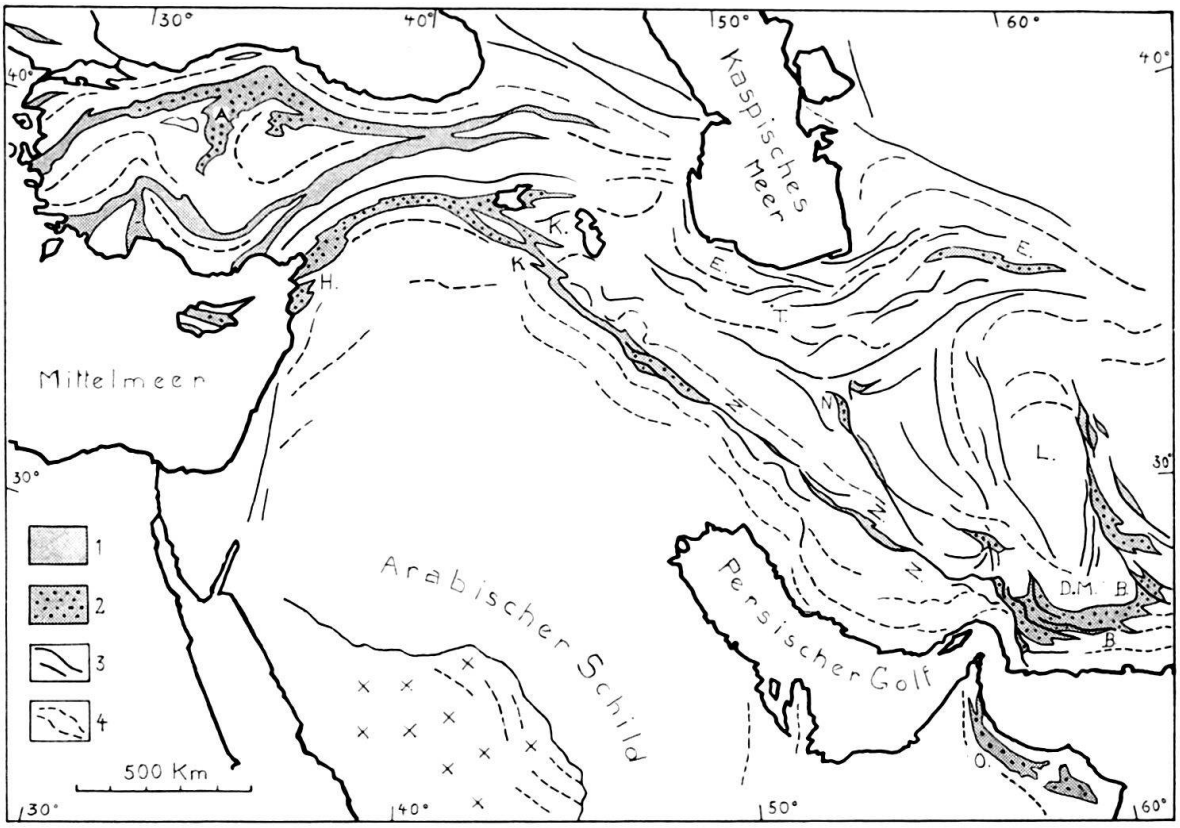

Fig. 6. Die tektonischen Zusammenhänge der Ophiolithzonen des Mittleren Ostens
1 = Ophiolithzonen, normal differenziert, meist Obere Kreide
2 = Ophiolithzonen als Colored Melange ausgebildet (Oliostostrome Ophiolithzonen)
3 = Bruch- und Aufschiebungszonen
4 = Faltenstrukturen
A = Ankara
B = Beluchistan
DM = Djaz-Murian-Becken
E = Elburz-Ketten
H = Hatay und nördliches Syrien
K = Kurdestan
L = Lut-Wüste
N = Nain-Gegend
O = Oman
Z = Zagros-Ketten

Melange» dürfte auf den ersten Blick diese wilde, bunte, chaotische Gesteinsmasse gut charakterisieren (Fig. 7).

Die normal stratigraphische Basis des «Colored Melange» ist in Beluchistan nicht bekannt. Nördlich des Djaz Murian Beckens treten paläozoische Serien auf. Metamorphe Gesteine von präliasischem Alter (Transgression von fossilführendem Lias in West-Makran) bilden die Basis des «Colored Melange» im westlichen Beluchistan, obwohl sie hier meist aufgeschoben sind. Südlich der Djaz Murian Depression gehen die «Colored Melange»-Zonen in zusammenhängendere Massen von Peridotit und Diorit über. Die meisten Kontakte sind postgenetisch äusserst stark gestört (Fig. 8a, b).

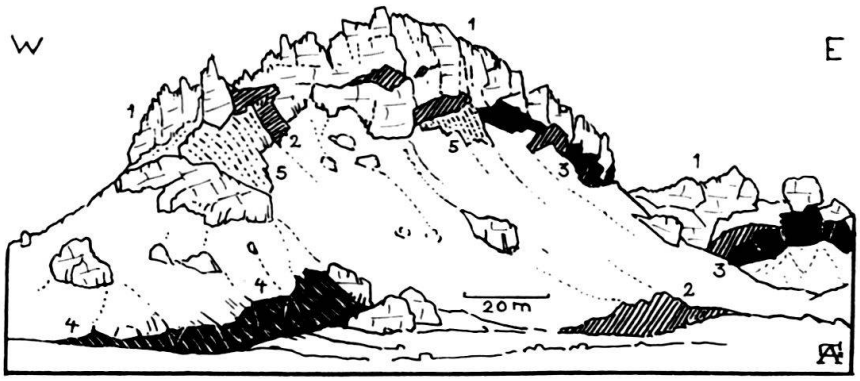

Fig. 7. Colored Melange bei Rudan (W-Beluchistan) (Iran)
1 = weisser Kalk-Marmor
2 = Radiolarite
3 = Diabase und Melaphyre
4 = pyroklastischer Flyschsandstein
5 = grüne Serizitgneise – Chloritschiefer (Pre-Lias)

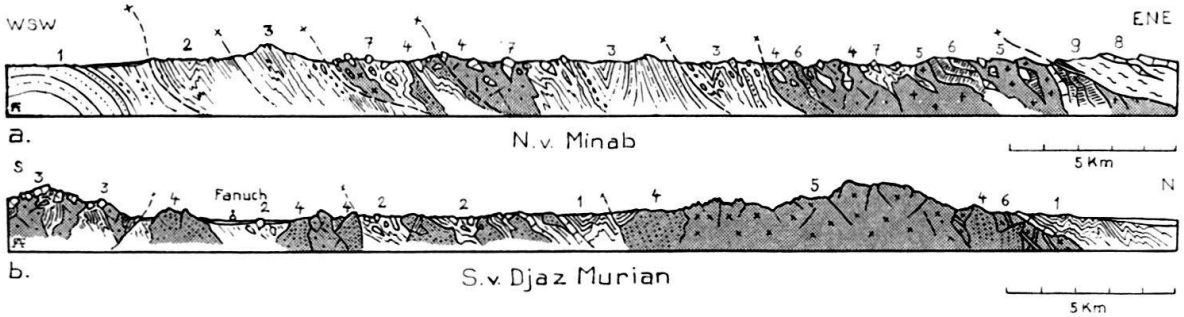

Fig. 8a. Die «Colored-Melange»-Zone bei Minab (SW Djaz Murian, Iran)
1 = Mio-Pliozän (marin)
2 = Oligozäner Flysch
3 = Oligo-Eozäner Flysch – Blockflysch
4 = Serpentine-Diabase
5 = Melaphyre
6 = Radiolarit-Kieselschiefer
7 = Mesozoische Kalke und weisse Kalkmarmore
8 = Marmore der metamorphen Zone
9 = Serizit und Chloritschiefer der metamorphen Zone (pre-Lias)

Fig. 8b. Ophiolithe am Südrand des Djaz-Murian-Beckens bei Fanuch (Iran)
1 = Eozäner Flysch
2 = Blockflysch und Kalkzonen (Kreide ?)
3 = weisse Marmore
4 = Serpentine und Diabase
5 = Gabbro-basische Diorite
6 = Pegmatit- und Aplitgänge in Diorit

Im zentralen und westlichen Teil Beluchistans beobachten wir folgende Zusammensetzung der «Colored Melange»-Zone:

Als Basis treten epimetamorphe Serizit-Chloritschiefer, Quarzitschiefer und Phyllite auf. Sie enthalten sehr charakteristische Linsen und Lagen eines schneeweissen bis gelblichen Marmors. Ähnliche Gesteine werden im Westbeluchistan von fossilführendem Lias überlagert. Die normalen Kontakte mit diesen kristallinen Gesteinen sind nicht mehr vorhanden. Meistens sind letztere schuppenartig aufgeschoben.

Der ophiolithische Anteil des «Colored Melange» besteht aus Diallagperidotit, mehr oder weniger serpentinisiert, eigentlichem Serpentin mit verschiedenen Ophicalzittypen, Olivinbasalt, Diallaggabbro, Diabas bis feinkörnigem Diorit, teilweise durchzogen von Gängen von Gabbropegmatit (mit grobem Diallag). Pillowlavas und spilitische Gesteine sind weniger häufig, doch fehlen diesbezüglich noch die nötigen eingehenden Studien. Weiter beobachtet man Agglomerate und amygdaloide Melaphyre, letztere sehr wahrscheinlich älter und nicht zu den eigentlichen ophiolithischen Gesteinen gehörend.

Der sedimentäre Anteil besteht zur Hauptsache aus: roten Radiolariten und dunklen Kieselschiefern, roten und rosa Kalkmergeln, feingeschichteten Kieselkalken, mergeligen Globigerinen-Kalken, weissen korallenführenden Riffkalken, Rudistenkalken und weissen Kalken mit Kieselkonkretionen. Dazu treten oft basische Gesteine im Verband mit sedimentären Blöcken auf, wie Diallagperidotite und Olivinbasalte in Intrusivkontakt mit rosa Kalken.

Als metamorphen Anteil beobachtet man Chloritschiefer, Epidotquarzitschiefer, Hornblendechloritschiefer und weisse Marmore, alles Gesteine, die der Unterlage des Colored Melange entsprechen und welche teils auf die Melange-Zone aufgeschoben sind.

Die erwähnten Sedimentgesteine gehören dem Jura und der Kreide an. Als jüngste Glieder treten Globotruncanen führende Mergelkalke der oberen Kreide auf.

Überlagert werden die Colored Melange-Zonen von sehr mächtigen Flyschformationen, welche in Westbeluchistan zur Hauptsache unteroligozänen Alters sind, gegen E jedoch bis ins Mitteleozän reichen. Die transgressive Überlagerung ist ausgezeichnet durch die Blockflyschzone, in welcher die Bestandteile des Colored Melange als aufgearbeitetes Material in Flyschsedimenten eingebettet sind. Ohne den Flyschanteil dürfte es oft sehr schwer fallen, eine genaue Trennung zwischen Blockflysch und eigentlichem älterem Colored Melange vorzunehmen. Der Blockflysch enthält oft grosse Nummulitenkalkblöcke, welche im Westen teilweise älter sind als die Flyschmatrix (Fig. 8c). Der Blockflysch dürfte sich wohl kaum von einem alpinen Wildflysch unterscheiden.

Fig. 8c. Blockflysch am Geh-Fluss (Beluchistan, Iran)
1 = Quartäre Terrassen
2 = Oligo-Eozäner Flysch
3 = Blockflysch
4 = Melaphyre
5 = Gabbro
6 = rote mergelige Kalke (silifiziert)
7 = graugrüne kieselige Kalke

Die Dimensionen der Blockeinschlüsse des Colored Melange variieren sehr. Kalk- oder Marmorlagen von 1 km² sind keine Seltenheit (Fig. 7). Grosse zusammenhängende Radiolaritmassen sind ebenfalls beobachtet worden. Es ist bis jetzt nicht möglich, in dem chaotischen Colored Melange irgendeine gesetzliche Einlagerung oder eine stratigraphische Altersfolge der Blöcke zu erkennen. Nach Norden und Westen stellen sich in vermehrtem Masse grössere basische Massen ein, wie die Diabas–Gabbro-Zonen und die Peridotite des südlichen Djaz Murian-Beckens und die chromitführenden Dunite im Westen (Esfandaghe). Letztere finden sich zur Hauptsache in älteren metamorphen Gesteinen, doch dürfte an

ihrem genetischen Zusammenhang mit den Colored Melange-Ophiolithen kaum gezweifelt werden.

Altersmässig muss die Gesamtmasse des Colored Melange in Iran in die obere Kreide gestellt werden. Lokal dürfte sie jedoch bis ins untere Eozän reichen. Selbstverständlich sind aber viele der Komponenten auch bedeutend älter, wozu auch die präliasischen metamorphen Gesteine zu rechnen sind.

Die allgemeine Verbreitung der Ophiolithzonen mit mehr oder weniger Colored Melange-Anteilen ist auf Fig. 6 angedeutet. Eine östliche Zone ist an die grosse Störungszone der östlichen Lutwüste gebunden. SW von Meshed, in NE-Iran, treten wiederum grössere ophiolithische Massen auf, teilweise vom Colored Melange-Typus, teilweise aus mehr homogenen, chromitführenden ultrabasischen Massen bestehend. Sie bilden hier eine südliche Vorkette des eigentlichen Elburzgebirges und sind wiederum an wichtige W-E verlaufende tektonische Leitlinien gebunden. Interessante ophiolithische Gesteine finden sich lokal in Zentraliran (Nain) im Zusammenhang mit tektonischen Querstörungen.

Die südliche Hauptzone von Beluchistan folgt nordwestwärts, nach einer durch die Omanlinie (Gansser 1955) bedingten, markanten tektonischen NS-Störung, der Hauptüberschiebung der Zagrosketten (Schuppenzone). Die basischen Gesteine sind hier nicht zusammenhängend. Oft lässt sich diese Zone nur durch die starke Tektonisierung der durchlaufenden Radiolarite erkennen. Öfters sind präkretazisch-metamorphosierte jurassische und triassische Sedimente darüber aufgeschoben. Erst im Kermanshahgebiet in W-Iran treten ophiolithische Gesteine in der gleichen Zone in vermehrtem Masse auf. Diallagperidotite (mehr oder weniger serpentinisiert) sind häufig, doch ist der chaotische Charakter nicht ausgesprochen. Vereinzelte marmorisierte Kalkblöcke treten auf der S-Seite der Frontaufschiebung des Bisitunkalkkomplexes auf. Weiter westwärts zieht die ophiolithische Zone durch Persisch-Kurdestan nach Iraq-Kurdestan in die bekannten Aufschlüsse SW des Rowanduz-Passes. Im Grenzgebiet südlich Marivand und Penjvin sind die Ophiolithe recht konstant und lassen eine deutliche Lagerung erkennen, trotzdem die ganze Masse auf miozäne Farsformationen aufgeschoben ist (Fig. 9c, d). Im Hangenden folgen Oberkreidesedimente (lokales Auftreten von Globotruncanen), welche in einer mehr oder weniger flyschoiden Fazies ausgebildet sind. Der Hangendkontakt ist hier deutlich intrusiv, die Ophiolithe also jünger als der senone Kreideflysch. Die 200–300 m mächtige Zone (lokal mit grösseren linsigen Anschwellungen) besteht in der zentralen Partie aus mehr oder weniger serpentinisierten Peridotiten und Hornblenditen. Im Hangenden und Liegenden dieser Zone treten gut gebänderte Amphibolite, Hornblendediorite und Diabaslagen auf. Lagenweise können in den dioritischen Gesteinen eigentliche Hornblendepegmatite auftreten, oft wechsellagernd mit Hornblenditen. Diese Bänderung und das Auftreten der amphibolitischen Gesteine täuschen einen hohen Grad von Metamorphose vor, der in Wirklichkeit jedoch gar nicht vorhanden ist. Die lagenweise Differentiation scheint unbedingt primärer Natur. Der Intrusionskontakt mit dem Flysch ist durch Diabase gebildet. Der Colored Melange-Charakter fehlt in dieser Zone vollständig. Er ist auch im iraqischen Teil von Kurdestan nicht beobachtet worden und stellt sich erst wieder in der östlichen Türkei ein (Fig. 6). Die lagige, eher konstante Ausbildung der Ophiolithe des Iran-iraqischen Grenzgebietes

dürfte auf einen tieferen Teil der ophiolithischen Zone hindeuten, welche schon mit eigentlichen Zufuhrzonen verglichen werden könnte. Der Mangel an Blockbeimengungen, die konstante Ausbildung und nicht zuletzt die bei den Colored Melange-Ophiolithen fehlenden hangenden Intrusivkontakte sprechen dafür.

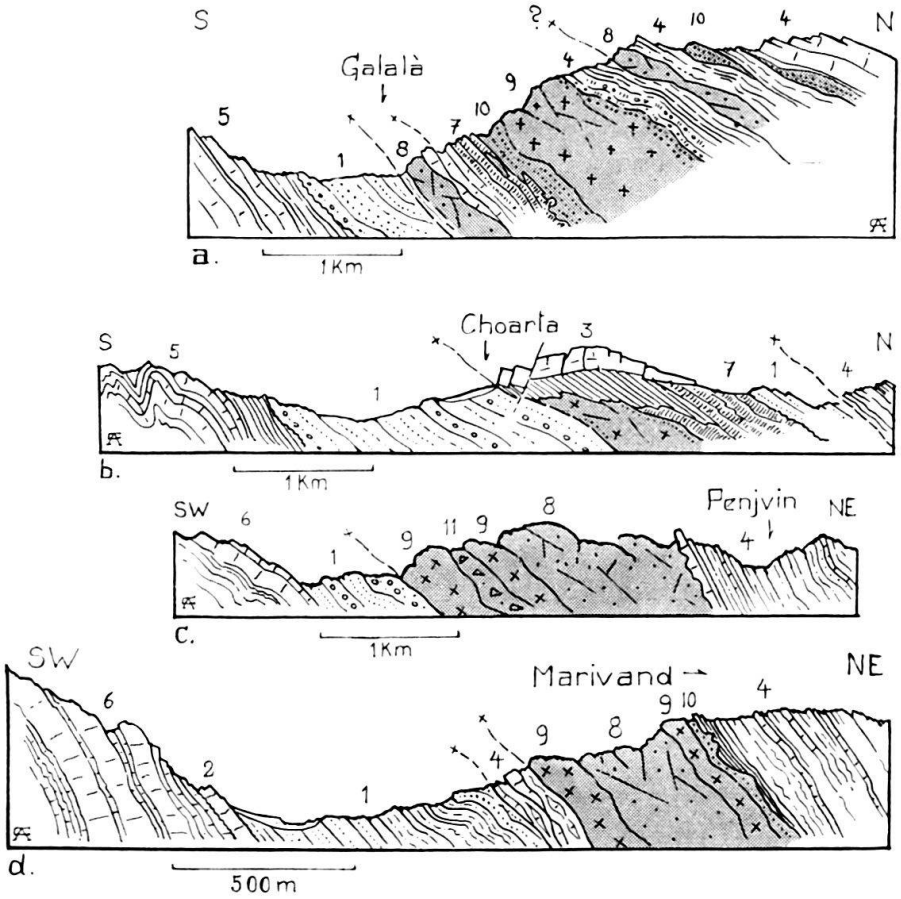

Fig. 9a, b, c, d. Die Ophiolithzonen des Iran/Iraqischen Kurdestan
1 = Klastische Miozän-Ablagerungen (Fars)
2 = Oligo-Miozäne Kalke (Asmaritypus)
3 = Eozäne Kalke
4 = Oberkreide Flysch
5 = Mittlere-Obere Kreide
6 = Oberer Jura
7 = Radiolarite (Jura/Kreide ?)
8 = Peridotite-Serpentin
9 = Gabbro und Amphibolit
10 = Diabase
11 = Gabbropegmatite

Die basischen Gesteine der Rowanduz-Gegend, welche die westliche Fortsetzung der oben besprochenen Zone bilden, sind von SCHÜRMANN kurz beschrieben worden (1958). Der Verfasser, der die Aufschlüsse ebenfalls besucht hat, kommt zu einer etwas verschiedenen Deutung (Fig. 9a, b). Sehr wahrscheinlich handelt es sich in dem komplexen Galalà-Profil um senone und paläozäne Ophiolithzonen, wobei bei den jüngeren Gesteinen basische Porphyrite vorherrschen, während die

Serpentine zu der senonen Gruppe zu rechnen sind. Eine etwas intensivere Ophiolithdurchbewegung macht sich im tieferen Teil bemerkbar, reicht aber noch nicht zur Bildung von Colored Melange.

Erst in der SE-Türkei treten die Ophiolithzonen wieder in Form von Colored Melange auf. Im kurdischen Taurus lassen sich die gewaltigen abgeglittenen Ophiolithströme in der oberen Kreide ganz besonders gut beobachten. KÜNDIG hat diese Ophiolithmassen, welche Einschlüsse vom Liegenden und gewaltige Blöcke des Hangenden, teils auch älter als Kreide, auf dem Rücken führen, als abgleitende Massen basischer Gesteine in unkonsolidierte Meeressedimente erkannt (1956, 1959). Das geologische Bild wurde durch nachfolgende Orogenesen kaum vertuscht. Stärkere syngenetische Bewegungen dürften ohne weiteres zum extremen Stadium des Colored Melange führen. Letztere Bildung tritt in äusserst chaotischer Ausbildung besonders in der nördlichen Ankaragegend auf, ganz besonders schön aufgeschlossen in den Hügeln östlich Kaleçek, welche der Verfasser auf einem kurzen Besuch studieren konnte und die sich vollständig mit den Colored Melange SE-Irans vergleichen lassen. Die neueren Beobachtungen in weniger gestörten Gebieten (Oman: MORTON 1959) und besonders auch die ausgezeichneten Arbeiten von DUBERTRET im Hatay (1953), wo ein gewaltiger ophiolithischer Aufbruch tektonisch ungestört die genetischen Zusammenhänge äusserst klar erkennen lässt, sprechen eindeutig gegen die von BAILEY (1953) postulierte Genese des Colored Melange im Zusammenhang mit 250 km weiten Überschiebungen. Es dürfte sicher wertvoll sein, den Colored Melange-Typus von ophiolithischen Erscheinungen als ophiolithische Olistostrome zu bezeichnen, in Analogie zur Terminologie für «Akkumulationen durch Abgleiten», wie sie in Sizilien von den Geologen der Gulf-Gruppe geprägt worden sind (Diskussion in BENEO 1955). Siehe auch KÜNDIG 1959.

IV. OPHIOLITHPROBLEME IM NÖRDLICHEN S-AMERIKA (Fig. 10)

Verglichen mit den alpinen Gebirgssystemen sind in den Anden die basischen Gesteine des initialen Magmatismus weniger verbreitet. Anderseits spielen die synorogenen und postorogenen magmatischen Erscheinungen eine viel wichtigere Rolle.

In den nördlichen Andenzonen (Equador, Kolumbien und Venezuela) sind ophiolithische Gesteine als metamorphe und nicht metamorphe Typen an ganz bestimmte Kordillerenäste gebunden. Die genetischen Zusammenhänge zwischen den Ophiolithtypen, deren Metamorphose und dem Kordillerenbau sind in diesem Teil von Südamerika besonders deutlich.

Untersuchungen des Verfassers in NW S-Amerika (GANSSER 1950) liessen folgendes erkennen: Ophiolithe fehlen in der Ostkordillere und Zentralkordillere Kolumbiens. Lokal auftretende synorogene bis spätorogene basische Gesteine können hier nicht zu den Ophiolithen gerechnet werden. Anders verhält es sich mit der Westkordillere und der pazifischen Küstenkordillere. Beide Orogene enthalten mittelbasische und basische Gesteine, welche deutlich voneinander verschieden sind, in Ausbildung wie auch im Alter.

Verglichen mit den neritischen miogeosynklinalen Sedimenten der Ostkordillere und dem Altkristallin der Zentralkordillere, ist die Westkordillere zur Hauptsache

aus eugeosynklinalen Sedimenten aufgebaut, welche aus mächtigen mesozoischen, mehr oder weniger metamorphen pelitischen Ablagerungen bestehen (Bündnerschiefertypus der penninischen Zone der Alpen). Ein ähnlicher Sedimentationstypus lässt sich auch bei den mesozoischen Formationen der Küstenkordillere erkennen, wobei jedoch nur die obere Kreide sicher nachgewiesen ist.

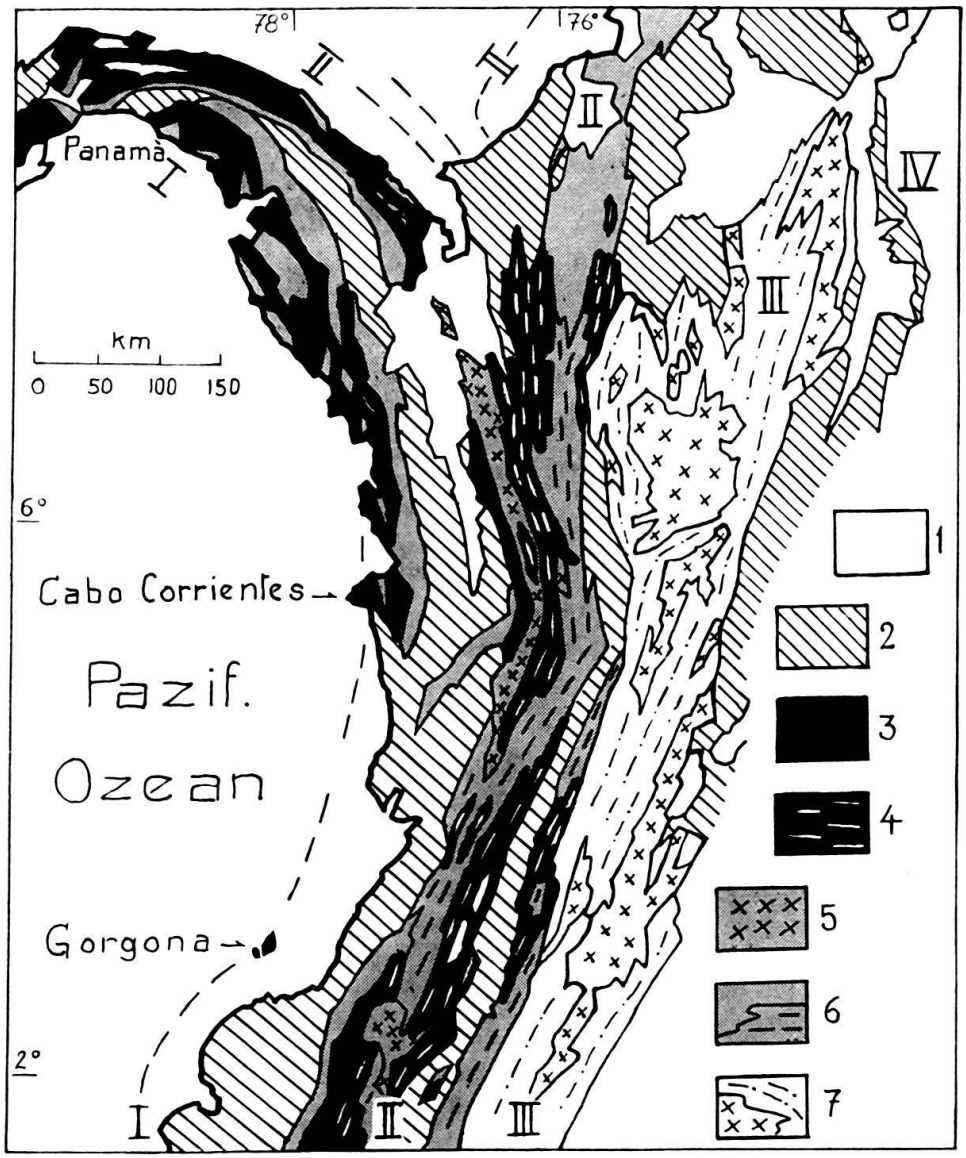

Fig. 10. Die Ophiolithzonen in NW-Südamerika
1 = Quartär
2 = Oligozän-Pliozän
3 = Ophiolithe unmetamorph, Eozän bis Unteroligozän
4 = Ophiolithe metamorph, Obere Kreide
5 = Saure Intrusionen, Obere Kreide bis Untertertiär
6 = Mesozoikum, teilweise metamorph und Eozän
7 = Paläozoikum und älter. Gneise und granitische Intrusionen
I = Küstenkordillere
II = Westkordillere mit divergenten Ästen
III = Zentralkordillere
IV = Ostkordillere

Charakteristisch für die West- und Küstenkordillere sind mittelbasische bis ultrabasische Ophiolite. In der Westkordillere herrschen Augit- und Hornblendeporphyrite vor, mit zugehörigen Tufflagen. Diese Gesteine finden sich im zentralen Teil der Kordillere und können altersmässig zwischen mittlere und obere Kreide gestellt werden. Sie unterscheiden sich deutlich von den altmesozoischen (Trias–Jura) Eruptiva, die als epikontinentale Bildungen (Gironformation) ausserhalb der Eugeosynklinalzone fallen. Die porphyrischen Gesteine wie auch die ultrabasischen Ophiolithe der Westkordillere sind durch eine frühtertiäre metamorphe Phase überprägt worden. Sie liegen meist konkordant in den pelitischen Ablagerungen und scheinen strukturell unkompliziert.

Die Basite und Ultrabasite der Küstenkordillere sind unmetamorph mit gut erhaltenen primären Strukturbildern. Sie enthalten grössere und kleinere Einschlüsse des Nebengesteins und zeigen interessante Fluidaltexturen. Auch die Zusammensetzung, als Abbild primärer Differentiation, ist vielseitig. Augitdiabase, Augitdolerite und Augitgabbros – letztere oft mit rhombischen Augiten – sind häufig. Daneben finden sich auch Olivindiabase, Olivingabbros und Augitperidotite, die letzteren mehr oder weniger serpentinisiert. Grössere Serpentinmassen sind am Westrand der südlichen Westkordillere angereichert (Patia).

Gut aufgeschlossene und tektonisch ungestörte Ophiolithmassen konnten vom Verfasser am Cabo Corrientes und auf der Gorgona-Insel studiert werden. Die letztere bildet ein südliches Relikt der ins Meer untergetauchten Küstenkordillere und ist besonders interessant durch das Auftreten von prachtvollen arboreszenten Augiten in Olivingesteinen, auf welche früher schon aufmerksam gemacht worden ist (Gansser 1950). Am Cabo Corrientes enthalten Augitdiabase und Augitgabbros grössere und kleinere Massen von nummulitenführenden mitteleozänen Kalkblöcken eingeschlossen. Der Primärkontakt ist scharf, und irgendwelche Reaktionsränder fehlen. Prächtige Fluidaltexturen, wie sie sonst nur bei rezenten Laven erhalten sind, konnten beobachtet werden. Aus den Verbandverhältnissen mit dem Nebenstein ergibt sich für die ophiolithischen Gesteine der Küstenkordillere ein Obereozänes bis Unteroligozänes Alter, also deutlich jünger als die zentralen Ophiolithe der Westkordillere. Die noch recht ungestörten Lagerungsverhältnisse lassen auch erkennen, dass die basischen Gesteine der Küstenkordillere zur Hauptsache an die pazifischen Randstörungen gebunden sind. Die in den basischen Massen eingeschlossenen Sedimentblöcke sprechen ebenfalls dafür. Der ausserordentliche Reichtum an ophiolithischem Material ist nicht unerwartet. Die pazifische Grenzzone des ganzen Andenkomplexes gehört zu den wichtigsten tektonischen Grosszonen, die dem zirkumpazifischen Orogen zugeordnet werden müssen.

Die eozänen und unteroligozänen Gesteine der Küstenkordillere, welche zur Zeit der Extrusion der Ophiolithe abgelagert worden sind, zeichnen sich durch grossen Kieselgehalt und einen Reichtum an Radiolariten aus. Neben den riffartigen eozönen Algenkalken treten besonders bunte Kieselschiefer des Oligozäns hervor. Die Silifizierung scheint in einem noch nicht direkt nachweisbaren Zusammenhang mit den Basiten zu stehen. Die Verhältnisse erinnern sehr an die randlichen Silifizierungen, welche Dubertret (1953) aus dem Hatay beschrieben hat, doch sind die Aufschlüsse der Küstenkordillere wegen der dichten

Urwaldbewachsung nur unzusammenhängend. Lokal konnte jedoch in der Küstenkordillere und auf der Gorgonainsel eine direkte Silifizierung beobachtet werden. Die randlichen Zonen der ultrabasischen Gesteine enthalten dort häufig Kieselgele, welche sich in Form von 5–20 cm mächtigen, honiggelben Calcedonadern und Linsen in den Ultrabasiten erkennen lassen. Diese in den Kontaktzonen reichlich auftretenden resistenten Calcedongesteine bilden in den Flüssen der wilden Baudòberge den grössten Teil der Flussgerölle. Die interessanten Verbandsverhältnisse zwischen basischen Gesteinen und silifizierten Sedimenten sollten jedoch noch genauer untersucht werden.

Nach Norden zieht die Küstenkordillere nach Panamà, während sich die Westkordillere in zwei Hauptäste teilt, den Darien-Ast von Panamà und den östlichen Ast Nordwest-Kolumbiens, der bei Baranquilla an der Mündung des Magdalenaflusses ins Meer streicht.

Direkt mit der Westkordillere ist dann erst wieder die Küstenkordillere Venezuelas vergleichbar, als südlicher Teil des komplexen Karibischen Gebirges. In der Barquisimetogegend kann der Übergang epikontinentaler Ablagerungen in geosynklinale Sedimente direkt beobachtet werden, worauf schon mehrmals in der Literatur hingewiesen worden ist. Trotzdem sind die genauen petro-lithologischen Verbände noch sehr wenig untersucht worden (Bucher 1952).

In der östlichen Fortsetzung der Cordillera de la Costa nimmt die Metamorphose zu. Die Ähnlichkeit mit der Westkordillere Kolumbiens ist auffallend, besonders die analogen mächtigen Ausbildungen mesozoischer pelitischer Sedimente, welche sich bis in die Northern Range von Trinidad verfolgen lassen. Gleicherweise finden wir auch die basischen Gesteinstypen mehr oder weniger metamorph, als Äquivalente der Ophiolithe der Westkordillere Kolumbiens. Die metamorphen ophiolithischen Einlagerungen der Berge von Caracas sind ja besonders wegen ihrer Glaukophangesteine bekannt geworden (Schürmann 1950). Diese metamorphen Ophiolithtypen stehen in scharfem Kontrast zu den unmetamorphen oberkretazischen, basischen Gesteinen der interessanten Zone von San Juan de los Morros, die sich südlich an die Küstenkordillere anschliessen. Der komplexe Aufbau dieser Zone ist noch wenig geklärt. Ihr Auftreten zwischen dem südlichen Schelf und der nördlich anschliessenden Geosynklinalzone der Küsten- oder Karibischen Kordillere ist genetisch äusserst interessant und nicht unerwartet.

V. ALLGEMEINE ZUSAMMENHÄNGE

Bei einer allgemeinen Betrachtung der komplexen Zusammensetzung der Ophiolithe lässt sich unschwer erkennen, dass zwischen intrusiven und extrusiven Gesteinen genetisch keine scharfen Grenzen mehr gezogen werden können. Die glänzenden Untersuchungen Dubertrets (1953) im Hatay, bei einfachen, wenig gestörten und unmetamorphen Verhältnissen, haben deutlich gezeigt, dass bei submarinen Ophiolithextrusionen schon eine dünne Lavadecke genügt, um unterliegende Gesteine als vollwertige Gabbros auskristallisieren zu lassen. Sämtliche Übergänge von den zentralen Peridotiten über Gabbros, Diabase bis Pillowlaven können im Felde beobachtet werden, trotzdem die mächtige Ophiolithmasse als Ganzes einen gewaltigen submarinen Erguss bildet. Ähnliche Verhältnisse sind

neuerdings auch aus Oman beschrieben worden (MORTON 1959). Bei den oben erwähnten unmetamorphen Ophiolithen des nördlichen Himalayas, in Iran und der Türkei wie auch im nördlichen Südamerika, lässt sich der enge Verband von basischen Intrusiva und Extrusiva immer wieder erkennen. Bei den vielen weiteren Vorkommen, wo keine oder nur eine geringe Metamorphose die genetischen Zusammenhänge gestört hat, können ähnliche Beobachtungen gemacht werden.

Der effusive Ursprung im Sinne DUBERTRETS dürfte für die meisten grösseren Ophiolithmassen gelten. Tuffogene Beimengungen sind bei Ophiolithen oft verkannt worden. Sie scheinen auch in den alpinen Ophiolithen viel häufiger zu sein, als dies allgemein bis jetzt angenommen worden ist.

Von grösster Wichtigkeit sind die regionalen Zusammenhänge zwischen Ophiolithzonen und tektonischen Leitlinien. Die wichtige Rolle der ophiolithischen Extrusionen in eugeosynklinalen Randzonen lässt sich weltweit beobachten. Manche bis jetzt völlig rätselhafte Mischformationen, wie das Colored Melange, die exotischen Block-Ophiolithzonen, erfahren durch die neuen Beobachtungen, auf die besonders KÜNDIG aufmerksam gemacht hat, eine plausible genetische Deutung. Wenn diese Anschauungen auch nicht für alle Gebiete gelten dürften, so haben doch die im allgemeinen an randlichen Zerrungszonen von Geosynklinalen aufgedrungenen initialen Magmen die subsequenten Orogenesen wesentlich beeinflusst. Dass die späteren tektonischen Bewegungszonen durch die Ophiolithergüsse vorgezeichnet wurden, dürfte im Gegensatz zu der früher mehr verbreiteten Auffassung einer syntektonischen oder sogar spät- bis posttektonischen Ophiolithintrusion eher zutreffen. Der reichliche tuffogene Anteil der Ophiolithe wie auch die in metamorphen Ophiolithen immer mehr erkannten Pillowstrukturen sprechen dafür.

Aus den obigen Beispielen geht auch hervor, dass öfters im gleichen Gesamtorogen zwischen metamorphen, recht einheitlich gebauten Ophiolithzonen und chaotischen, unmetamorphen Ophiolithanreicherungen unterschieden werden muss. Die Metamorphose allein darf für primäre Unterschiede nicht verantwortlich gemacht werden. Eine intensive metamorphe Überprägung dürfte den Charakter eines Colored Melange kaum verwischen. Auch alpine, hoch metamorphe Ophiolithzonen lassen deutlich primärkomplexe Lagen erkennen (z. B. Tuff–Pillow-Zonen), die auffallenderweise oft durch Glaukophan und Epidot charakterisiert, sich von einem uniformen Prasinittypus unterscheiden (GANSSER 1937). Wieweit es sich bei dem oft über grössere Distanz einheitlichen Ophiolithtypus um Zufuhrzonen handelt, welche dann submarin in die komplexeren Typen übergehen, kann nur durch sehr genaue Vergleichsstudien festgestellt werden. Eine Anwendung solcher Studien auf alpine Verhältnisse dürfte bei solchen extremen Vorkommen wie der hochmetamorphen Ivreazone oder den regelmässigen prasinitischen Misoxer Ophiolithen im Gegensatz zu den mehr komplexen, wenig bis nicht metamorphen Typen der Aroser Schuppenzone, von grossem Interesse sein (GRUNAU 1947, WALTER 1950). Wie weit jedoch gerade der prasinitische Habitus auf eine ursprünglich spilitische Zusammensetzung hindeutet und somit eher für Erguss sprechen würde, müsste in diesem Zusammenhang noch untersucht werden. Anderseits können vielleicht auch primäre spilitische basische Magmen auftreten, was die Entzifferung genetischer Zusam-

menhänge noch mehr komplizieren würde. Auf alle Fälle liegt hier ein alpines Forschungsgebiet, das gerade im Zusammenhang mit ausseralpinen Beobachtungen von grösstem Interesse sein dürfte.

VI. LITERATURVERZEICHNIS

P. ARNI (1939): *Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete.* «METEAE» Ankara *4*.

– (1942): *Materialien zur Altersfrage der Ophiolithe Anatoliens.* «METEAE» Ankara *3*/28.

AUDEN, J. B. (1937): *The Structure of the Himalaya in Garhwal.* Rec. geol. Surv. India *71*.

BAILEY, E. B., & MCCALLIAN, W. J. (1953): *Serpentine lavas, the Ankara mélange and the Anatolian thrust.* Transac. Roy. Soc. Edinb. *62*, 2, No. 11.

BENEO, E. (1955): *Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicilie.* IV. World Petrol. Congr., Rome *1*/A/2.

BERTHELSEN, A. (1951): *A Geological Section through the Himalayas.* Meddelelser fra Dansk Geol. Forening, Kopenhagen *12*.

– (1953): *On the Geology of the Rupshu District N. W. Himalaya.* Meddelelser fra Dansk Geol. Forening, Kopenhagen *12*.

BUCHER, W. (1952): *Geologic structure and orogenic history of Venezuela.* Geol. Soc. Amer. Memoir *49*.

BURRI, C., & NIGGLI, P. (1945): *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens; erster Hauptteil: die Ophiolite.* Zürich.

DIENER, D. (1898): *Notes on the geological structure of the Chitichun region.* Mem. geol. Surv. India *36*, 1.

DUBERTRET, L. (1953): *Géologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay.* Notes et mém. sur le Moyen Orient, Paris *6*.

GANSSER, A. (1937): *Der Nordrand der Tambodecke.* Schweiz. min.-petr. Mitt. *17*.

– (1950): *Geological and petrographical notes on Gorgona Island in relation to North Western S. America.* Schweiz. min.-petr. Mitt. *30*.

– (1955): *New aspects of the geology of Central Iran.* IV. World Petrol. Congr., Rome *1*/A/5.

GRIESBACH, C. L. (1893): *Notes on the Central Himalayas.* Rec. geol. Surv. India *26*.

GRUNAU, H. (1947): *Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems.* Diss. Bern.

HEIM, A., & GANSSER, A. (1939): *Central Himalaya.* Denkschr. schweiz. naturf. Ges. Zürich.

HESS, H. H. (1955): *Serpentines, orogeny and epirogeny.* Geol. Soc. Amer., Spec. Paper *62*.

HIESSLEITNER, G. (1951): *Serpentin und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien.* Jb. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderband.

HUDSON, R. G. S., MCGUGAN, A., & MORTON, D. M. (1954): *The structure of Jebel Hagab area, Trucial Oman.* Quart. J. geol. Soc. London *110*.

KRAFFT, A. v. (1902): *Notes on the 'Exotic Blocks' of Malla Johar in the Bhot Mahals of Kumaon.* Mem. geol. Surv. India *32*, 3.

KÜNDIG, E. (1956): *The position in time and space of the ophiolites with relation to orogenic metamorphism.* Geol. Mijnb. *4* [N. S.].

– (1956): *Geology and ophiolite problems of E. Celebes.* Verh. Kon. Ned. Mijnb. Gen. *16*, Gedenkboek Brouwer.

– (1959): *Eu-Geosynclines as potential Oil Habitats.* V. World Petr. Congr. New York.

MAXWELL, J. C. (1947): *Geology of Tobago, British West Indies.* Bull. geol. Soc. Amer. *59*.

MORTON, D. M. (1959): *The Geology of Oman.* V. World Petr. Congr. New York.

MOSTOFI, B., & FREI, E. (1959): *The main Sedimentary basins of Iran and their oil possibilities.* V. World Petr. Congr. New York.

PINAR, N., & LAHN, E. (1954): *La position tectonique de l'Anatolie dans le système orogénique Méditerranéen.* Congr. Géol. intern. C. R. 19e Session, *17*, Alger.

REINHARD, M., & WENK, E. (1951): *Geology of the colony of North Borneo.* Geol. Surv. Dep. Brit. Territ. Borneo, London.

SCHÜRMANN, H. M. E. (1950): *Glaukophangesteine aus Venezuela.* N. Jb. Min. Mh. *7.*

– (1958): *The geology of the glaucophane rocks in Taiwan, India, Iran, Iraq and New Caledonia.* Geol. Mijnb. *5* [N. S.].

STAUB, R. (1922): *Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen.* Schweiz. min.-petr. Mitt. *2.*

STEINMANN, G. (1926): *Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen.* C. R. XIV. Congr. intern. Geol. Madrid.

TRÜMPY, R. (1955): *Wechselbeziehungen zwischen Palaeogeographie und Deckenbau.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich.

VUAGNAT, M. (1954): *Le rôle des coulées volcaniques sous-marines dans les chaînes de montagne.* C. R. Congr. Géol. intern. *17*, Alger.

WADIA, D. N. (1953): *Geology of India* (3. Aufl.) London.

WALTER, P. (1950): *Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone.* Schweiz. min.-petr. Mitt. *30*/1.