

Prom. Nr. 3768

**Die Geologie des Gebietes
nördlich des Kandeivan-Passes
(Zentral-Elburz), Iran**

VON DER
EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN
HOCHSCHULE IN ZÜRICH

ZUR ERLANGUNG
DER WÜRDE EINES DOKTORS DER
NATURWISSENSCHAFTEN

GENEHMIGTE
PROMOTIONSARBEIT

VORGELEGT VON

Martin Glaus

dipl. Ing. Geologe ETH
von Guggisberg (BE)

Referent: Herr Prof. Dr. A. Gansser

Korreferent: Herr Prof. Dr. R. Trümpy

Zürich 1965

Offsetdruck: Schmidberger & Müller

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	1
Summary (englische Zusammenfassung)	2
1. Einführung	8
1.1 Geographisch-geologischer Ueberblick	8
1.2 Historisches	10
2. Stratigraphie	15
2.1 Nomenklatorisches	16
2.2 Kahar-Formation	17
2.3 Soltanieh-Formation	21
2.4 Barut-Zaigun-Formation	27
2.5 Lalun-Formation	29
2.6 Lashkerak-Formation	35
2.7 Mobarak-Formation	44
2.8 Dorud-Formation	56
2.9 Ruteh-Formation	62
2.10 Nesen-Formation	65
2.11 Elikah-Formation	79
2.12 Shemshak-Formation	89
2.13 Kandeivan-Schuppenzone	92
2.14 Karaj-Formation	93
2.14.1 Untere Schiefer Serie	94
2.14.2 Mittlere Tuff Serie	96
2.15 Rote Formation	99
2.16 Zusammenfassung	103
3. Petrographie	105
3.1 Quarzporphyr-Komponenten des Lalun-Konglomerates	105
3.2 Paläozoisch-mesozoische Gänge	107
3.2.1 Quarzporphyr	108
3.2.2 Andesitischer Chlorit-Diabas	109
3.2.3 Zeretzter Diabas	110
3.2.4 Augit-Chlorit-Diabas	111
3.2.5 Porphyrischer Hornblende-Augit-Lamprophyr	112
3.2.6 Porphyrischer Biotit-Lamprophyr	113

	Seite
3.2.7 Diorit	114
3.2.8 Olivin-Augit-Basalt	115
3.3 Pyroklastika zwischen Elikah- und Shemshak-Formation	117
3.3.1 Palagonittuffe	117
3.3.2 Agglomeratische Tuffe	117
3.3.3 Agglomerate	118
3.4 Mittelpermischer Vulkanismus	118
3.4.1 Diabasergüsse	119
3.4.2 Tuffite	120
3.5 Vulkanismus der Karaj-Formation	120
3.5.1 Ergüsse	120
3.5.1.1 Basaltischer Andesit	121
3.5.1.2 Basaltischer Andesit	122
3.5.1.3 Augitarmer Andesit	124
3.5.1.4 Dazit	124
3.5.2 Tuffe	125
3.6 Zusammenfassung	126
3.7 Vererzung, Quellen	127
4. Tektonik	128
4.1 Tektonischer Bau	128
4.1.1 Tertiäre Zentralzone	129
4.1.2 Kandevar-Verwerfung	131
4.1.3 Paläozoisch-mesozoische Zentralkette	133
4.2 Lokale Geologie	147
4.3 Zusammenfassung	150
5. Morphologie	152
5.1 Glaziale Erscheinungen	152
5.2 Alte Erosionssysteme	155
5.3 Quartärbedeckung	157
Literaturverzeichnis	159

FIGURENVERZEICHNIS

		Seite
Figur 1	Uebersichtskärtchen	9
2	Detailprofile der Chapoghlu-Zone	24
3	Tongallen aus der Lalun-Formation (Foto)	31
4	Kolonnenprofile der Lashkerak-Formation	37
5	Kolonnenprofile der Mobarak-Formation	46
6	Schliffbild eines Mobarak-Kalkes (Foto)	47
7	Vergleichsprofile der Mobarak-Formation	53
8	Fazieskarte Mobarak- und Geirud-Formation	55
9	Kolonnenprofile der Dorud-Formation	57
10	Fazieskarte Dorud- und Nesen-Formation	61
11	Kolonnenprofile der Nesen-Formation	68
12	Korrellationstabelle des Perms	72
13	Verbreitungstabelle der Fauna der Nesen-Formation	74
14	Schliffbild eines oolithischen Kalkes der unteren Elikah-Formation (Foto)	81
15	Detail aus Fig. 14	81
16	Edgewise conglomerate aus der Elikah-Formation (Foto)	83
17	Detailprofile des Oligo/Miozäns	101
18	Pseudomorphosen im Quarzporphyr des Lalun-Konglomerats	106
19	Feldspatverwachsungen	109
20	Pseudomorphosen in zersetztem Diabas	110
21	Schliffbild eines dioritischen Ganges	114
22	Schliffbild eines basaltischen Andesites	122
23	Pseudomorphosen in basaltischem Andesit	123
24	Antiklinale der unteren Schiefer Serie im Anderas-Tal	130
25	Detailprofile der Kandevan-Verwerfung	132
26	Ansicht des Horstes östlich Siahbishé	134
27	Detailkärtchen des Horstes östlich Siahbishé	135
28	Ansicht der Ueberschiebung von Dozd-é-Band	137
29	Detailprofil der Verwerfung von Dozd-é-Band	138
30	Ansicht der Nordbegrenzung des Liaszuges nördlich Dalir	140
31	Ansicht des Nordabfalls der Hauptkette östlich des Lashkerak	144
32	Ansicht der NW-Flanke des Mastchal	145
33	Ansicht des linken Hanges des Chalus-Tales zwischen Harijan und Valiabad	148
34	Ansicht der östlichen Fortsetzung von Punkt 3950 m (NE Anguran)	150
35	Uebersichtskärtchen der Terrassen westlich Anguran	156

VORWORT

Im Frühsommer 1962 und erneut ein Jahr später flogen P. ALLENBACH, R. STEIGER und ich nach Persien, wo wir im zentralen Elburz in zwei, je etwa sechsmonatigen Feldperioden grössere Gebiete geologisch kartierten und das zur Ausführung unserer Dissertationen notwendige Material sammelten. Die grossartige Möglichkeit, in einem faszinierenden und uns sehr fremden Land zu arbeiten, verdanken wir unserem Lehrer, Herrn Professor Dr. A. GANSSER. Seinen Bemühungen und seiner Hilfe, sowohl während der Feldarbeit wie auch bei der Auswertung der Resultate, gilt mein grösster Dank.

Grossen Dank schulde ich auch dem Schweizerischen Dienst für technische Zusammenarbeit in Bern, der unsere Reise finanzierte, sowie dem Geological Survey of Iran, welcher sich um alle das notwendige Material und die allgemeine Organisation unserer Feldaufenthalte betreffenden Fragen kümmerte und auch die sehr erheblichen Kosten der Arbeiten trug. Zu Dank verpflichtet bin ich vor allem den Herren KHADEM und ANDREWS des Geological Survey of Iran.

Sehr oft genossen wir die Gastfreundschaft von Dr. STÖCKLIN, den wir als uneigennützigem, stets zur Hilfe bereiten Berater kennen und schätzen gelernt haben. Während der Auswertung des Materials stiess ich bei der Bestimmung verschiedener Faunen auf Schwierigkeiten und war deshalb froh, die Hilfe einiger Spezialisten zu finden, die sich bereit erklärten, die in ihr Fachgebiet fallenden Fossilgruppen zu bestimmen. Ich möchte hier insbesondere den Herren Prof. Dr. H. K. ERBEN in Bonn, Prof. Dr. H. FLÜGEL in Graz, Dr. F. KAHLER in Klagenfurt, Dr. D. SCHUMANN in Tübingen und Herrn T. S. WINSNES in Oslo für ihre wertvolle Arbeit danken. Mit Rat und Tat standen mir auch die Herren Professoren Dr. R. TRÜMPY, Dr. W. LEUPOLD und Dr. E. DAL VESCO bei.

Gemeinsame Erlebnisse und manche rege Diskussion verbinden mich mit meinen Terrainkameraden P. ALLENBACH, E. DEDUAL, CH. LORENZ, S. MEYER und R. STEIGER.

Ganz besonders möchte ich aber meinen Eltern danken, die mir mein schönes Studium ermöglichten.

SUMMARY

The present work contains the geological description of a part of the northern Elburz. The investigated area lies in the central sector of this chain, north of the Kandevar tunnel, covering about 1000 km² east and mainly west of the road leading to Chalus (see figure 1). Crossing the Elburz from Karaj to Chalus in the north five main stratigraphical and structural units can be distinguished, of which the Tertiary Central Zone and the Paleozoic-Mesozoic Central Range are both described here.

The oldest rocks of the whole Elburz chain occur within the regional uplift of the Alam Kuh Group and are intruded by granites and quartz monzonites forming the high peaks of the Alam Kuh (4840 m) and the Takht-é-Suleiman (4520 m). The metamorphic rocks of this region, of which more particulars are to be found in a paper by GANSSER and HUBER (1962), indicate eugeosynclinal depositing conditions strongly contrasting with the Paleozoic, Mesozoic and Tertiary miogeosynclinal shelf type deposits of the Paleozoic-Mesozoic Central Range and the Elburz in general.

About 800 m of green, subordinate wine red, silty slates enclosing frequent intercalations of grey to brown-yellow, crystalline dolomites and (especially towards the top of the formation) of reddish-green, quartzitic sandstones represent the oldest sediments in the region east to the Alam Kuh uplift. These slates which are called Kahar formation (type locality Kuh-é-Kahar south of upper Taleghan valley) show an elevated percentage of sericite suggesting a slight, beginning metamorphism of an argillaceous matrix. Fossils are completely lacking but judging by the stratigraphical position a late pre-Cambrian age can be assumed. Above the Kahar formation follows with a sharp and conformable but perhaps heterochronous contact the Soltanieh formation consisting of light, white to grey-yellow, thickly bedded dolomites which contain in their lower part dark slates, sandy shales, brownish dolomites and siliceous limestones known under the name of Chapoghlu shale member. Measuring up to 600 m the Soltanieh formation, with its pure carbonate rocks, corresponds to a marked break in the monotonous late pre-Cambrian to Middle Cambrian sedimentation of prevailing sandy to silty and argillaceous, multicoloured rocks. Fine sandy and silty shales, in the lower part with layers of dolomites, overlie the Soltanieh formation, namely the Barut formation (with dolomites) and the Zaigun formation (without dolomites). The Middle Cambrian Lalun formation

concludes the first series of unfossiliferous pre-Cambrian and Lower Cambrian sedimentary units. This formation, formerly wrongly compared with the Devonian Old Red Sandstone, can be subdivided into a lower quartzitic part (200 m), a middle unit of red sandy shales with conglomerates and subordinate intercalations of sandstones (60 m) and finally a conspicuous white top quartzite (25 m). Especially interesting are the shales of the middle Lalun formation which display various casts and marks as well as mudcracks indicating a very shallow and partially even nonmarine environment. Of uncertain, perhaps fluvial, origin are the conglomeratic layers which carry pebbles of devitrified rhyolites and multicoloured, dense quartzites in a sandy matrix.

An enormous stratigraphical gap separates the Lalun formation from the Lower Carboniferous Mobarak formation which lies paraconformably on the older sediments. Only locally are dolomites, sandy shales, sandstones and pink marly limestones of the Lashkerak formation to be found. The marly limestones and marls yielded a rich fauna (see p. 41) which permitted the dating of the Lashkerak formation as Lower Ordovician. It is thought that the striking changes in thickness of the Lashkerak formation (from 0 up to nearly 200 m) are not so much due to secondary erosion as to primarily irregular sedimentation. In the whole northern Iran Ordovician is represented only by the few exposures of Lashkerak formation, and the paleo-geography of this epoch is still very enigmatic.

After a prolonged emersion, the sea invaded the northern Elburz again in Lower Carboniferous times with the predominately carbonatic Mobarak formation (500 m). Of the numerous fauna gathered (see p. 49) especially the corals proved helpful in dating the formation; the bulk is Viséan, the transgression having taken place during the Tournaisian. The relations between the Mobarak formation and the Geirud formation (Devonian to Lower Permian) of the southern Elburz are still incompletely understood (see figure 8). This also applies to the type Mobarak section northeast of Teheran which shows considerable changes in facies compared to its northern equivalent. A well developed Permian sequence comprising three more formations follows paraconformably on the Lower Carboniferous, the transgression being marked by a not very distinct basal conglomerate. Of Lower Permian age is the Dorud formation comprehending a sandy to shaly lower part, a cyclic sedimentation of partly oolitic Fusulinid limestones and subordinate sandy as well as marly layers and finally an upper unit of polychrome sandy shales and white,

quartzitic sandstones. The Dorud limestones furnished a great number of *Linoproductus cora* (ORB.) together with a well preserved fauna of Fusulinids (*Pseudoschwagerinida*, *Triticites* and others) which unfortunately have not yet been determined. The lower Dorud formation is mainly sandy to quartzitic in the south but becomes much more limey in the northern field area where the rhythmic alternation of limestones with sandy and marly beds starts already at the lower limit of the formation. Thus the transgression seems to have come from the north. Agreeing with this assumption is the fact that the formation becomes considerably reduced in thickness towards the southeastern Elburz, measuring nearly 400 m near the Chalus road, 100-200 m in the Karaj- and Djajerud valleys and 0-100 m in the mountains between Ab-é-Ali and Firuzkuh. Real marine conditions were established again in Middle Permian times, being documented by the 250 m of dark, cherty limestones forming the Ruteh formation. Its fauna is rather sparse (see p. 64) and the lower as well as the upper age limit of the formation is not yet satisfactorily fixed. The limestone complex may however be roughly compared to the Chihhsia limestone (*Parafusulina* Zone). Towards the southern Elburz it seems to become younger as its higher parts are probably already equivalent to the Maokou limestone (*Neoschwagerina* Zone). The Ruteh formation is conformably overlain by the Nesen formation which a stratigraphical gap probably divides into a lower and an upper member. The lower unit consists of calcareous sandstones overlain by slightly marly, black limestones. The uppermost limestone banks seem still to belong to the *Parafusulina* Zone judging by one sample of *Hayasakaia* sp. A more precise dating could be expected from the beautiful Fusulinids occurring in the same horizons but they still await determination. The upper Nesen formation is a calcareous to marly deposit striking by its extremely abundant Indo-Armenic brachiopod fauna. Especially characteristic is a bed about 30 m below the top of the formation carrying numerous Oldhaminid brachiopods (see p. 69 f.). Above this bed the macrofauna disappears making place to a sparse but typical Fusulinid fauna (*Reichelina* sp., *Staffella* sp.). There is no doubt that the upper Nesen formation represents Upper to Uppermost Permian and may be compared to the Middle and Upper *Productus* limestone, the Djulfa beds and to the Lopingian of China. With the latter 55% of the determined species are in common. The Upper Permian sea was probably restricted to the northern Elburz where it formed a narrow strip roughly parallel to the actual chain communicating perhaps with the Djulfa region in the west. So far the formation is only known from the mountains north of the Kandeivan tunnel and the upper Nur valley. A further exposure was discovered on the road

leading to Amol about 29 km to the south of this town. In southwesterly direction the formation shows a very rapid decrease in thickness, the lower Nesen formation disappearing completely and the upper member at least partially. One can measure 230 m of Upper Permian north of the upper Nur valley, but only 45 m a few kilometres to the southwest in the vicinity of the Chalus road.

The boundary Paleozoic/Mesozoic is not very conspicuous. Slightly oolitic limestones of the Triassic Elikah formation overlie with a sharp and apparently conformable contact the dark, siliceous Nesen limestones and, in contrast to other places in the Elburz, absolutely no indications suggesting an interruption in sedimentation are discernible. Platy to marly, greenish hieroglyphic limestones (calcaires vermiculés) together with peculiar breccias and conspicuous red, hematitic gastropod limestones form the lower Elikah formation and are followed by clear, well bedded dolomites which form imposing cliffs. Although very poor in fossils, the lower Elikah formation probably can be attributed to the Skythian, whereas the age of the upper dolomitic part is still uncertain as organic remains are completely absent. Strong epeirogenetic movements coupled with a regional emergence are responsible for an accentuated pre-Liassic relief on which the Liassic Shemshak formation lies with a disconformable overlap. A real angular disconformity, however, is nowhere to be seen. The name Shemshak formation applies to a very thick Rhaeto-Liassic unit of grey to olive-green, locally coal-bearing sandstones and shales of near-shore to paralic origin. The soft, valley-forming sediments are extremely widespread and are developed throughout the greater part of Persia. Except for a doubtful schuppen-like zone immediately northeast to the Kandevan tunnel Jurassic, Cretaceous and Lower Eocene is missing in the mapped area. This is probably due to erosion and partially also to non-deposition.

Tertiary rocks are absent in the Paleozoic-Mesozoic Central Range but are, on the other hand, very well developed in the Tertiary Central Zone. The volcanic and pyroclastic Karaj formation (Eocene) can be divided in a lower unit of dark limestones, marls, tuffaceous sandstones and well bedded green tuffs comparable to the Lower Shale Member of the Karaj valley-section and an upper, strongly volcanic unit (Middle Tuff Member) of tuffs, andesitic flows and agglomerates. Neither the lower nor the upper stratigraphical limit of the formation are anywhere to be seen. It is believed that the important Kandevan thrust fault, which separates the Tertiary Central Zone from

the Paleozoic-Mesozoic Central Range, corresponds more or less to the northern shore of the Eocene sea and that the Central Range was already strongly elevated and emerged by this time.

A strong folding phase of the Alpine orogeny set in during the late Eocene or early Oligocene. Advancing from the west a last marine invasion led to the formation of several small and narrow strips of sea which just reached the Karaj-Chalus road in the east. In these was deposited the Oligo-Miocene Red formation which covers with a sharp angular unconformity the underlying Karaj formation. The Oligo-Miocene series begins with a basal limestone member containing a shallow water fauna of small foraminifers (mainly *Miliolids* and several other genera) which proved to be indeterminable in thin slides. Above the limestones follows a thick alternation of red sandstones rich in volcanic *débris* grading into and alternating with coarse red conglomerates carrying almost exclusively andesitic pebbles cemented by a sandy matrix. It is still uncertain whether the Red formation should be correlated with the Upper Red- or the Lower Red formation of the Central Iranian basin. The fact that andesitic flows still seem to occur within the lower part of the formation points to the latter of the two possibilities. A more detailed study of the microfauna will probably settle the question.

The different formations up to the Lower Mesozoic are cut by a great number of dykes which seem to be especially plentiful in the pre-Carboniferous sediments. Quartz-porphyrines, different sorts of diabases, lamprophyres, diorites and questionable olivine basalts have been recognised and described. Marked volcanic activities are further documented by Middle Permian (between Ruteh- and Nesen formation) and pre-Liassic (between Elikah- and Shemshak formation) volcanic and pyroclastic deposits. The first consists of diabasic flows alternating with layers of lapilli tuffs and tuffitic marls very rich in hematite which are thought to have been laid down in a terrestrial environment. The pre-Liassic magmatic phase was solely eruptive and formed more or less agglomeratic tuffs, volcanic breccias and carbonate-rich palagonite tuffs. A short description of the Karaj formation concludes the petrographical chapter. The flows of this formation are all andesitic with phenocrysts of common augite, labradorite and a hemicrystalline to pilotaxitic matrix. Very exceptional is an irregular (intrusive ?) body of devitrified dacites occurring near the Kande- van thrust fault. The tuffs normally occur as glass-bearing crystal tuffs and contain plagioclase attributable to two groups of different acidity (e.g. 34-45 %

and 47-57 % anorthite). This could have been brought about by the mixture of material originating from two regional magmatic centres slightly differing in the acidity of the erupted and extruded material.

The strong orogenetic phases in Eocene to Oligocene and again in late Miocene to Plio-Pleistocene resulted in a strong folding and thrusting of the sediments in the Tertiary Central Zone. The beds are everywhere dipping to the north, forming very narrow synclines and anticlines with axes generally dipping to the southeast. All the structures except one anticline of the Lower Shale Member along the Kandevar thrust fault and one big syncline of the Red formation have more or less been overthrust one upon another and form now a succession of tilelike, south-vergent packets in which anticlinal and synclinal zones are difficult to distinguish. A very different tectonic pattern is shown by the Central Range, where practically no folding but strong faulting and block faulting is present. A persistent fault direction strikes NW-SE and is accompanied by a second, diagonal direction striking SW-NE. The faults are mostly perpendicular or north-dipping (Kandevar thrust fault). A remarkable exception to this rule was found in the north near Dozd-é-Band where along a south-dipping plane the whole Precambrian and Paleozoic sequence is overthrust on a northern unit of Paleozoic rocks. The fact that the faulting system which is intensified near the main Kandevar thrust fault does not continue into the Tertiary Central Zone indicates an old, at least pre-Eocene, establishment of the fault pattern which was only reactivated during the following paroxysms. Thus the Central Range assumed a block folding-like position and differs from its eastern equivalent (described by STÖCKLIN 1959) which reveals intense folding apparently caused by north-directed movements.

1. EINFÜHRUNG

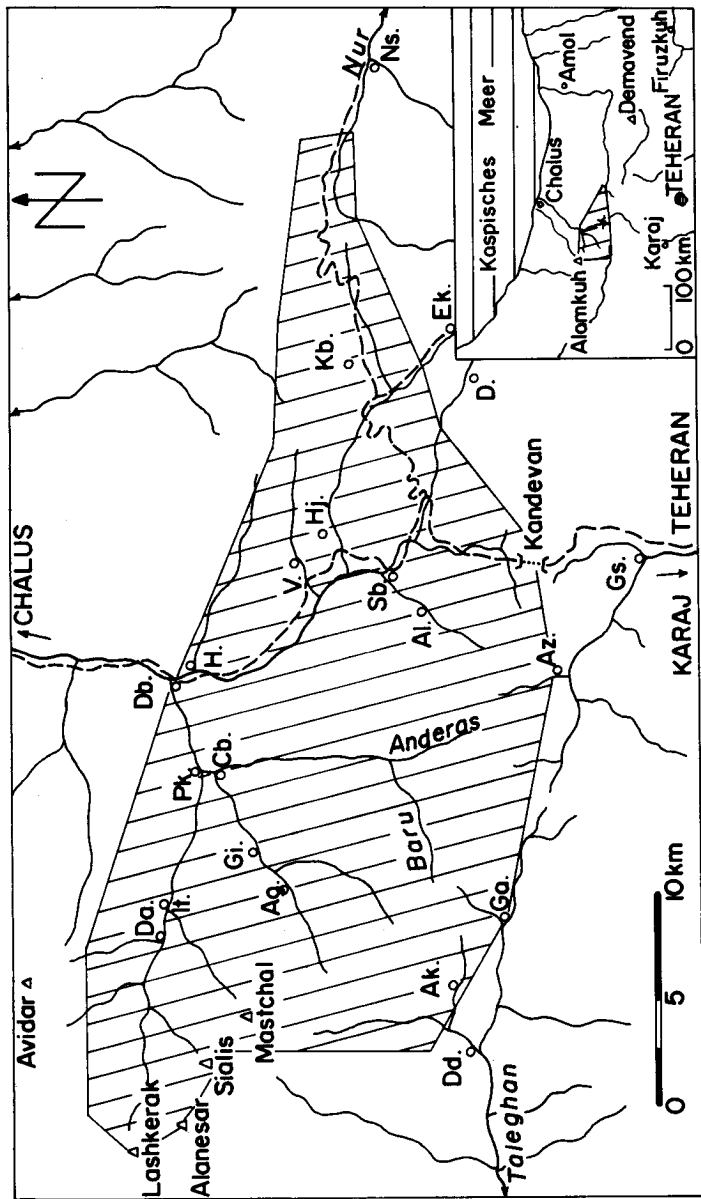
1.1 GEOGRAPHISCH-GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Das Gebiet, dessen geologischer Aufbau in dieser Arbeit dargelegt werden soll, befindet sich auf der Nordabdachung des Elburzgebirges, welches das persische Hochland in einem W-E streichenden, flach gegen Süden konvexen Bogen im Norden begrenzt und vom kaspischen Küstensaum trennt. Eine wichtige, das Untersuchungsgebiet in seiner östlichen Hälfte von S nach N durchschneidende Achse bildet der teilweise tief eingeschnittene Lauf des Chalus-Flusses, der zugleich auch ein ausgezeichnetes geologisches Querprofil bietet. Diesen natürlichen Einschnitt benützt die verkehrspolitisch bedeutsame Kandeivan-Passstrasse, welche von Chalus am Kaspischen Meer über die Wasserscheide des Kandeivan-Passes (3000 m) und das ebenfalls N-S verlaufende Karaj-Tal den Elburz quert und schliesslich Karaj, eine kleine Provinzstadt am Südfuss des Gebirges, erreicht. Mein Terrain, dessen ungefähre Umgrenzung aus der Figur 1 ersichtlich ist, stösst im Süden an das Gebiet von LORENZ, der, zusammen mit seinen beiden westlich von ihm arbeitenden Kollegen DEDUAL und MEYER, die Region südlich der Wasserscheide untersucht hat.

Im Querprofil Karaj-Chalus zerfällt der Elburz von S nach N in die folgenden, strukturell und stratigraphisch individualisierten Elemente:

1. Frontaldepression
2. Südliche Tertiärzone
3. Südliche paläozoisch-mesozoische Zone
4. Zentrale Tertiärzone
5. Paläozoisch-mesozoische Zentralkette
6. Nördliche mesozoische Randzone
7. Kaspische Küstenebene

Beachtenswert ist dabei, dass der morphologische Südrand des Elburz (und der südlichen Tertiärzone) nicht der geologischen Südgrenze des Gebirges entspricht; dieses setzt sich vielmehr mit einer stets intensiver werdenden Tektonik gegen Süden fort, heutzutage allerdings weitgehend unter den plio-pleistozänen und rezenten Schuttablagerungen der Frontaldepression verborgen (STÖCKLIN 1959, GANSSER und HUBER 1962).



Ag.	Anguran	Gi.	Gijan	Ek.	Elikah
Al.	Alamol	Gs.	Gach-é-sar	Ga.	Garab
Ak.	Askan	H.	Hezarchohm	V.	Valiabad
Az.	Azadbar	Hj.	Harrijan		
Cb.	Chahar Bagh	It.	Illit		
D.	Duna	Kb.	Kamerbun		
Da.	Dalir	Ns.	Nesen		
Db.	Dozd-é-band	Pk.	Palatkuh		
Dd.	Dendar	Sb.	Siabishé		

Figur 1
 Uebersichtskarte des Kandeivan-Gebietes, Zentral-elburz.
 Outline map of the Kandeivan region, central Elburz.

Die vorliegende Arbeit befasst sich hauptsächlich mit der paläozoisch-mesozoischen Zentralkette. Die an einer grossen, steilstehenden Verwerfung (Kandevan Verwerfung) südlich davon anstossende zentrale Tertiärzone wurde nur in ihrer nördlichen Hälfte, westlich des Kandevan-Passes und nördlich des Taleghan-Tales in das Kartierungsgebiet einbezogen.

Mit seiner Westecke grenzt das untersuchte Gebiet an eine Zone präkambri-scher, weitgehend metamorpher Gesteine, die innerhalb der Zentralkette eine ausgeprägte Kuppel bilden. Diese in ihrer Anlage sehr alte Kulmination wird von wohl altpaläozoischen, granitischen und quarz-monzonitischen Intrusionen durchschlagen - Baumaterial der Takht-é-Suleiman Gruppe, deren höchster Gipfel, der Alam Kuh, mit 4840 m auch zugleich die zweithöchste Erhebung Persiens darstellt. Leider gestattete es die knappe Zeit nicht, dieses geologisch wichtige, in seiner Morphologie an die Alpen erinnernde Gebiet wenigstens vergleichsweise zu begehen.

1.2 HISTORISCHES

Eine erste Serie von mehr oder weniger isolierten Beobachtungen und eigentlichen, dem Elburz oder im weiteren Rahmen der Geologie Persiens gewidmete Arbeiten wurde durch den Reisebericht HOMMAIRE DE HELL's, von A. VIQUESNEL (1850) herausgegeben, eingeleitet. Von einiger Wichtigkeit sind etwa die Arbeiten von TIETZE, der sich eingehend mit dem Vulkan Demavend beschäftigte (1878), daneben auch eine erste, grobe Stratigraphie des Elburz entwarf und - interessantes Detail - die granitischen und syenitischen Gesteine des Takht-é-Suleiman erwähnte, den er allerdings nicht selbst besuchte (1877). Eine Fülle von tektonischen und stratigraphischen, teilweise auch den Elburz betreffende Beobachtungen sind in den Publikationen STAHL's (1897, 1911) niedergelegt, der offenbar seine beruflichen Reisen als Generalpostmeister Persiens harmonisch mit seinen wissenschaftlichen Interessen verbinden konnte. So beschreibt er z. B. das Profil im Abstieg vom Kandevan-Pass gegen Makarud im Norden, und zwar richtigerweise als einzige, nicht allzu gestörte Serie.

Auf diese recht fruchtbare Periode des späten 19. Jahrhunderts folgte eine längere Pause, und erst KRUMBECK's Publikation der stratigraphischen Ergebnisse von NIEDERMAYER's Reisen (1922) bildete den Anfangspunkt einer neuen, sehr lebhaften geologischen Tätigkeit, die, unterbrochen erst durch den

zweiten Weltkrieg, Anlass zu zahlreichen Veröffentlichungen gab. An erster Stelle ist hier RIVIÈRE zu nennen, der nach einer grösseren Anzahl von vorläufigen Mitteilungen 1934 einen ausgedehnten Ausschnitt des zentralen Elburz in einer umfangreichen Arbeit behandelte. Zum ersten Mal erfuhr so das Gebirge nördlich Teheran eine zusammenhängende, moderne Darstellung.

RIVIÈRE's Untersuchung zerfällt in einen stratigraphischen, paläontologisch gewichtig untermauerten Teil, in einen tektonisch-strukturellen und einen petrographischen Teil. Seine Stratigraphie konnte in der Zwischenzeit wohl beträchtlich verfeinert werden, doch ist sie in ihren Grundzügen auch heute noch durchaus brauchbar. Etwas anders verhält es sich mit der Tektonik, jedenfalls in meinem Gebiet, wo RIVIÈRE in einer einfachen, isoklinal gegen S fallenden Serie einem stratigraphischen Missverständnis zufolge eine komplizierte Schuppentektonik sieht. Wichtige, besonders die grosstektonischen Zusammenhänge Asiens betreffende Hinweise sind in GREGORY's (1929) Werk enthalten. In den Jahren 1934/36 erforschte der österreichische Geograph BOBEK die weitere Umgebung des Takht-é-Suleiman, wobei er neben seiner Hauptaufgabe, der photogrammetrischen Aufnahme des Geländes, auch eine ganze Reihe von wichtigen morphologischen und geologischen Feststellungen machte. Als Resultat seiner Aufenthalte in dem wenig begangenen Gebiet erschienen nach dem Krieg eine sehr schöne Karte im Massstab 1:100'000, daneben auch drei Veröffentlichungen (1934, 1937, 1953). BOBEK entdeckte am Lashkerak fossilführende Sedimente, aus denen DIETRICH (1937) eine ordovizische Fauna beschrieb; bis vor kurzem waren dies die ältesten bekannten und durch Fossilien datierten Gesteine des Elburz. Auf BOBEK's morphologische Untersuchungen wollen wir weiter unten (p. 152 f.) eingehen.

An weiteren Publikationen sind die Schriften von ERNI (1931), SCHENK (1938) und FURON (1937, 1941) zu nennen, wobei sich FURON allerdings hauptsächlich mit Zentraliran beschäftigte. Auch RIEBEN's (1934) Dissertation über die Geologie Azerbaijan's hat mit dem Elburz direkt nichts zu tun, bietet aber einige interessante stratigraphische Hinweise. Sehr wertvoll ist der Beitrag von BAIER (1938) zum Thema Zwischengebirge. Als erster zweifelt er das Vorhandensein einer "medianen Masse" an und zeigt, wie falsch die alte Vorstellung von einem zentraliranischen, starren, zwischengebirgsartigen Block ist. Nach seinen Beobachtungen finden sich vielmehr an vielen Stellen Zentralpersiens metamorphe Gesteine mesozoischen Alters, die diesem Raum eine sehr intensive tektonische Geschichte bezeugen. Eine sehr nützliche Kompilation bisheriger geologischer Resultate findet sich bei CLAPP (1940), dessen

Hauptaugenmerk wohl Ostiran gilt, der daneben aber auch den Elburz in seine Zusammenstellungen einbezieht.

Nach dem zweiten Weltkrieg erschien die Publikation von SCHROEDER (1944) über die grosstektonischen Einheiten Irans, in der wiederum vom alten, kristallinen Sockel Zentralirans mit seiner unvollständigen, epikontinentalen Sedimentbedeckung die Rede ist. In Bezug auf den Elburz übernimmt SCHROEDER weitgehend die Resultate RIVIÈRE's, so auch dessen Ansicht, dass dieses Gebirge einer grossen, langsam subsidierenden Senke in der zentraliranisch-russischen Tafel entspricht und nicht mit der alpin-himalayischen Thetys zusammenhängt.

SCHROEDER stellt aber die umfangreichen, pyroklastischen Ablagerungen der "Green series" ins Eozän - eine Datierung, die er 1945 ausführlicher zu beweisen suchte. 1948 wurden die Detailuntersuchungen von BAILEY, JONES und ASFIA aus der Gegend westlich des Demavends veröffentlicht. Die drei Autoren geben eine eingehende Beschreibung der "Green series", aus denen sie eine ansehnliche Foraminiferenfauna bestimmten. Anlässlich des vierten internationalen Erdöl-Kongresses erschien die Studie von GANSSER über Zentraliran (1955), in der auch viele Angaben über die Geologie des Elburz enthalten sind. Die Arbeit wird durch einen stratigraphischen Ueberblick eingeleitet. GANSSER unterscheidet in der Trias Iran's drei Faziesbereiche, von denen uns vor allem die nordpersische, alpin beeinflusste Fazies (Elburz) und die Trias SE-Persiens, die sehr den triadischen Bildungen Timors und Omans gleicht, interessieren. In der Oberkreide führten nach GANSSER epirogenetisch bedingte Emersionen im Norden zur Unterbrechung der Meeresverbindungen, es zeichnete sich die Bildung eines zentraliranischen Beckens ab. Die völlige Heraushebung dieses "Ur-Elburz" brachte dann im Tertiär eine endgültige Trennung der Faziesräume in einen südlichen und einen nördlichen, kaspischen Bereich. Eine Beschreibung der oligo-miozänen Sedimente des ersteren findet sich bei FURRER und SODER (1955). GANSSER stellt im Anschluss an die Besprechung der Salzdome die hauptsächlichsten, im zentralen Iran erkennbaren Faltungsphasen zusammen. Als stärkster Diastrophismus fällt davon die prä-mittelkretazische Phase auf, deren Auswirkungen sich allerdings auf die inneren Landesteile beschränken und im Elburz praktisch fehlen, wo dann vor allem die plio-pleistozänen Bewegungen zum heutigen Bau des Gebirges führten.

Vergleicht man die grosstektonische Gliederung des Elburz im Querprofil Karaj-Chalus mit einem parallelen Querschnitt nördlich Damghan, wie ihn STÖCKLIN (1959) beschrieben hat, fällt auf, dass eigentlich nur die Zentralkette als konstantes Element durchzieht. Während sie aber in meinem Terrain als wenig plastische, stark zerbrochene Einheit auftritt, zeigt sie im Osten nach STÖCKLIN einen komplizierten, nordvergenten Falten- und Schuppenbau. Ueberhaupt ist der durchgehende Nordschub in augenfälligem Gegensatz zu den südlich gerichteten Bewegungen im zentralen Gebirgstheil. STÖCKLIN unterstreicht auch die Bedeutung, die dem Elburz - und zwar vornehmlich der paläozoischen Zentralkette - als faziestrennendes Element im Tertiär zukam.

Vollständige stratigraphische Tabellen und eine reiche Bibliographie begleiten die schöne Karte Gesamtirans, die auf Grund der Feldresultate ihrer Geologen von der IRAN OIL COMPANY (1959) im Massstab 1:2'500'000 herausgegeben wurde. Von den neusten Veröffentlichungen ist speziell GANSSER's und HUBER's (1962) Arbeit über den Takht-é-Suleiman und seine weitere Umgebung für uns von Bedeutung. Die beiden Autoren beschreiben die granitische Intrusion des Alam Kuh und den etwas nördlicheren, quarz-monzonitischen Batholiten von Akapol, mitsamt der begleitenden Ganggefolgschaft. Da eindeutige Kontakte fehlen, lassen sich die zwei Intrusionen nicht genau datieren; während für den Alam Kuh-Granit von GANSSER und HUBER ein paläozoisches, postordovizisches Alter als möglich angesehen wird, spricht die Verschieferung für ein etwas früheres Eindringen der Quarz-Monzonite. Die zwei Batholiten intrudierten einen mächtigen Komplex von metamorphen Gesteinen, den die Autoren in vier, hauptsächlich aus monotonen Schiefernen, metamorphen Tuffen mit Hornfelsen und Marmoren bestehende Einheiten gliedern. Diese präkambrisch metamorphen, wohl eugeosynklinalen Serien bieten ein ganz anderes Bild als die postkambrischen Sedimente, die durchwegs aus flachmeerischen, küstennahen Ablagerungsräumen stammen und bis zur alpinen, späterteriären Orogenese durch keine wesentlichen orogenetischen Bewegungen gestört wurden. GANSSER und HUBER unterteilen die kambro-ordovizischen Sedimente des Hezarchal-Beckens (E Alam Kuh) in die untere und obere Hezarchal-Formation (letztere mit *Cruziana* sp.) und die Lashkerak-Formation, aus der sie eine kleine Fauna anführen. Sie beschreiben auch kurz das Jungpaläozoikum; dann schliesslich - bedeutend ausführlicher - die tertiären Ablagerungen (südlich der grossen Kandeivan-Verwerfung), die sie in eine untere, schiefbrig-sandige und eine obere, vulkanisch-pyroblastische Gruppe aufteilen.

Aus dem im Lauf der letzten Jahre gesammelten nordpersischen Fossilmaterial bearbeitet FLÜGEL die Korallen, über die er schon in mehreren Schriften berichtet hat (1963a, 1963b, 1964). Unter Zuhilfenahme einer ausgedehnten Literatur legt er in einer weiteren Arbeit die Entwicklung des vorderasiatischen Paläozoikums dar. Er zeigt, dass in diesem Raum das Paläozoikum allgemein über das präkambrisch gefaltete, eingeebnete Fundament transgrediert. Die paläozoische Schichtfolge zerfällt dabei in einen unteren, kambro-ordovizischen bis unterkarbonischen Komplex, über den durch eine Schichtlücke (Oberkarbon) getrennt der obere, permisch-mesozoische Zyklus folgt.

Als erste Publikation des Geological Survey of Iran erschien 1964 von STÖCKLIN, RUTTNER und NABAVI eine sehr schöne Arbeit, die, ausgehend von Untersuchungen SE Zenjan und nördlich Damghan, eine völlig neue, für ganz Nordpersien gültige Stratigraphie bringt. Der mächtige Komplex von Sedimenten, die bisher allgemein als Prädevon bezeichnet wurden und deren oberstes Glied auf Grund seiner Lithologie oftmals - auch altersmässig - mit dem Old Red Sandstone Europas verglichen wurde, ist hier in eine Reihe von lithostratigraphischen Formationen zerlegt, die vom späten Präkambrium bis ins mittlere Kambrium reichen dürften. Ueberlagert werden sie von fossilbelegtem, mittlerem bis oberem Kambrium, das nach dem Mila Kuh N Damghan Mila-Formation benannt ist. Auf die Korrelationen, die von den Autoren durchgeführt werden, kommen wir weiter unten im stratigraphischen Teil noch zurück. Zu Vergleichen ist neben der Publikation von STÖCKLIN (1961) vor allem die grosse Arbeit von HUCKRIEDE, KUERTEN und VENZLAFF (1962) über die Geologie zwischen Kerman und Sagand geeignet. Dieses Team von deutschen Geologen entdeckte eine mächtige, klastische Serie von vermutlich jungalgonkischem Alter, die gefaltet ist. Ueber diese Morad-Serie transgredieren Dolomite, Sandsteine und Vulkanite, die von der evaporitisch-salinaren Desu-Serie und der darüber liegenden Dahu-Serie überlagert wird. Die letzten zwei Serien vergleichen die Autoren mit der Hormuz-Serie SE-Irans und den verbreiteten Old Red-artigen Sandsteinen Asiens.

Abschliessend sind die neusten Resultate von DELLENBACH (1964) und ASSERETO (1962, 1963, 1964) zu nennen. DELLENBACH beschreibt die Gegend NE Teheran, wobei er sich hauptsächlich der mesozoischen und känozoischen Schichtreihe sowie der Tektonik seines Gebietes widmet. ASSERETO untersuchte in mehrjähriger Feldarbeit die Region nördlich von Teheran, zwischen dem Karaj-Tal im Westen und dem Demavend im Osten. Von den Ergebnissen

dieser beiden Autoren wird im folgenden stratigraphischen Teil noch mehrmals die Rede sein.

In allerjüngster Zeit erschien als zweite Publikation des Geological Survey of Iran eine geologische Beschreibung der Soltanieh-Berge SE Zenjan (STÖCKLIN, NABAVI und SAMINI, 1965).

Weite Gebiete des zentralen Elburz sind 1950-60 von den Geologen der Iran Oil Company untersucht und stratigraphisch gegliedert worden, ohne dass aber Lokalbezeichnungen eingeführt wurden. Unpubliziert blieben leider die Ergebnisse von eingehenden Feldarbeiten, die eine Gruppe von Geologen der Anglo-Iranian Oil Company während des Krieges im Auftrag der persischen Regierung ausführten. Die Hauptmission des Teams war die Untersuchung der Kohlenvorkommen des nördlichen Zentralelburz.

2. STRATIGRAPHIE

Nachdem seit den Untersuchungen RIVIÈRE's während längerer Zeit sehr wenig neue Daten über die Geologie und Stratigraphie des Elburz bekannt wurden, rückten die Berge im Norden Teherans in den letzten Jahren wieder in den Vordergrund der Interessen. So arbeitet ASSERETO seit längerer Zeit in der Gegend von Shemshak (Djajerud-Tal), während DEDUAL, LORENZ und MEYER in den Jahren 1960/61 die Region westlich und östlich der Kandevan-Strasse untersuchten, zwischen Karaj im Süden und der Wasserscheide des Kandevan-Passes. Bei diesen Untersuchungen ergab sich, dass die Stratigraphie - besonders des Paläozoikums - in den verschiedenen Gebieten gut übereinstimmt, und es war so möglich, zusammen mit dem Geological Survey of Iran (Teheran) die lithostratigraphischen Haupteinheiten in einzelne Formationen zusammenzufassen, die mit Lokalnamen belegt wurden. Diese Einteilung konnte auch für mein Gebiet übernommen werden; es ergaben sich allerdings einige Unstimmigkeiten, auf die weiter unten eingegangen wird.

Im folgenden stratigraphischen Teil sind die einzelnen Formationen (das Wort ist stets in seinem englischen Sinn gebraucht) besprochen und anschliessend wird zusammenfassend die geologische Geschichte des untersuchten Raumes skizziert.

2.1 NOMENKLATORISCHES:

Um die Beschreibung und Klassifikation der verschiedenen Sandstein-Typen zu erleichtern, verwende ich im Folgenden die Nomenklatur von WILLIAMS, TURNER und GILBERT (1954).

Primäres, weitgehend detritisches Bindemittel (feiner Detritus, tonig-siltiges Material) wird als Matrix bezeichnet, während sekundäres, authigenes Bindemittel (Kalzit, Quarz, Chlorit usw.) Zement genannt sei. Eine erste, grundsätzliche Zweiteilung der Sandsteine gründet auf der Zusammensetzung des Bindemittels. Liegt in einer detritischen, meist schlecht sortierten Matrix mehr als 10 % toniges Material vor, sprechen wir von unreinen Sandsteinen oder Wacken. Im Gegensatz dazu enthalten die reinen Sandsteine oder Arenite weniger als 10 % toniges Material und als Bindemittel meist Zement. Für die weitere Unterteilung der Wacken und Arenite ist die Zusammensetzung des Detritus massgeblich, wobei je nach Anteil von 1) Quarz und Chert, 2) Feldspat und 3) unstablen Gesteinstrümmern die folgenden Gruppen unterschieden werden können:

- a. Quarzarenite (Quarzwacken): Quarz und Chert > 80 %; Feldspat und Gesteinsfragmente < 20 %.
- b. Feldspathaltige Arenite (Wacken): Feldspat zwischen 10 und 25 %. Daneben hauptsächlich Quarz und Chert, eventuell kleinerer Prozentsatz von Gesteinstrümmern.
- c. Arkosen: Feldspatgehalt 25 % übersteigend. Je nach Bindemittel sind Arkose-Wacken oder Arkose-Arenite unterscheidbar.
- d. Lithische Arenite (Wacken): Unstabile, feinkörnige Gesteinstrümmern > 10 % und Feldspat. Quarz meistens unter 80 %. Die Bezeichnung lithisch bezieht sich auf den über 10 % liegenden und den Feldspatgehalt übersteigenden Gehalt an unstablen (d. h. weiter zerkleinerbaren) Gesteinsfragmenten, die dem rein mineralischen Detritus gegenüberstehen.

Diese Klassifikation stimmt weitgehend mit jener von PETTIJON (1957) überein. PETTIJON klassiert allerdings alle Sandsteine mit Quarz 75 % und einer 15 % übertreffenden, detritischen Matrix als feldspathaltige oder lithische Grauwacken. Liegt weniger als 15 % Matrix vor, spricht er von arkosischen Sandsteinen (Arkose oder Subarkose) bzw. lithischen Sandsteinen (Subgrauwacke oder Protoquarzit). Seinen Orthoquarziten entsprechen schliesslich reine Quarzarenite der obigen Zusammenstellung.

In den stratigraphischen Kolonnenprofilen der Textfiguren werden folgende Abkürzungen gebraucht:

Bz.	Brekzie	kn.	knollig
Ch.	Chert	ks.	kieselig
Dol.	Dolomit	mg	mergelig
Kg.	Konglomerat	ool.	oolithisch
Kk.	Kalk	org.	organisch
Mg.	Mergel	pl.	plattig
Qz.	Quarzarenit	qz.	quarzitisch
Sch.	Schiefer	s.	siltig
Sst.	Sandstein	schf.	schiefrig
bz.	brekziös	sd.	sandig
dol.	dolomitisch	sp.	spätig
fk.	feinkörnig	to.	tonig
kk.	kalkig	ws.	mit Wurmsspuren
kl.	kohlrig		

2.2 KAHAR-FORMATION:

(Präkambrium)

Im Süden des Taleghan-Tales steht an der ausgedehnten Kuppel des Kuh-~~e~~-Kahar eine mächtige Serie grüner, untergeordneter auch roter, siltig-kieselliger Schiefer an. Die Schiefer enthalten Lagen von Dolomit und, vor allem im oberen Teil, Quarzitbänke (DEDUAL, mündl. Mitteilung). DEDUAL und MEYER, die diese monotone Abfolge genauer untersucht haben, nennen die ganze Serie Kahar-Formation (Diss. im Druck). Ich übernehme hier diese Bezeichnung für einen sehr ähnlichen Schieferkomplex, der in der paläozoischen Zentralzone die tiefste stratigraphische Einheit bildet.

Lithologie; untere und obere Grenze:

Die Hauptmasse der Kahar-Formation baut sich aus sehr typischen grünen, leicht seifig anzufühlenden Serizitschiefern auf. Es sind harte, plattige bis dünnbankige Gesteine, die eine dunkle, grünlich-schwärzliche Anwitterung zeigen. Sie sind durchwegs äusserst feinkörnig und erst mit Hilfe des Mikroskops lässt sich ein Bild über die petrographische Zusammensetzung gewinnen:

HGT: Sehr feinkörniger Quarz bildet mit Serizit zusammen ein filziges, von Ton durchsetztes Gewebe, das sich unter dem Mikroskop nicht weiter auflösen lässt. Daneben tritt Quarz in wenig häufigen, schlecht gerundeten Körnern auf, deren Durchmesser um 0,05 mm liegt und 0,1 mm nicht übersteigt. Die feinen Serizitschüppchen sind parallel der Schieferungsebene eingeregelt. Sie dürften sekundärer Entstehung sein und eine schwache, beginnende Metamorphose von ursprünglich tonig-siltigem Material andeuten.

NGT: Chlorit ist in Form kleinster Schuppen vorhanden, die ihrer Kleinheit wegen allerdings oft schwer erkennbar sind. Akzessorisch kommen Plagioklas, Muskovit, Biotit und Zirkon vor.

Die Gesteine besitzen eine feine, warvenähnliche Struktur, die durch eine rhythmische Wechsellagerung von mm-dicken hellen und dunklen Bändern entsteht. Erstere sind quarzreich und serizitarm, während die dunklen Bänder viel Serizit und pigmentiertes, toniges Material führen und arm an Quarz sind. Stellenweise erscheinen die Bänder kreuzgeschichtet. Die sehr homogene grüne Farbe der Serizitschiefer dürfte von fein verteilten Verbindungen zweiwertigen Eisens herrühren. Chlorit kommt als Farbträger kaum in Frage, da das Mineral nicht in genügender Konzentration vorhanden ist. Zudem lässt sich oft im selben Handstück ein örtlicher Farbwechsel von grün zu rot beobachten, dem eine Aenderung der Oxydationsstufe des Eisens entspricht.

Man muss die Gesteine wohl als epimetamorphe, tonig-siltige Schiefer bezeichnen. Immerhin besteht auch die Möglichkeit, dass es sich um devitrifizierte, stark umgewandelte Tuffe oder Tuffite handelt, die feinkörnig und wahrscheinlich glasreich gewesen wären.

Im oberen Teil der Kahar-Formation mehrten sich die Einschaltungen von roten, siltigen Serizitschiefern, die in der obersten Partie der Serie schliesslich dominieren. Die weinroten, feinsiltigen Schiefer sind im Allgemeinen etwas weniger feinkörnig als die grüne Varietät. Sie sind nicht seifig anzufühlen und der Serizit ist schon makroskopisch besonders auf den Schichtflächen deutlich sichtbar. Petrographisch handelt es sich um feinstkörnige, feldspathaltige Wacken, die wieder Anzeichen einer beginnenden Metamorphose aufweisen:

- HGT: Neben schlecht gerundetem, undulösem Quarz (Durchmesser um 0,05 mm) tritt viel Chlorit, Muskovit und Biotit auf. Chlorit geht aus dem Biotit hervor und zeigt oft noch einen unzersetzten, biotitischen Kern. Bedeutend seltener ist Feldspat. Die reichliche Matrix scheint aus feinstem Quarz und authigenem Serizit zu bestehen und ist sehr stark von Limonit durchsetzt. Sowohl der eingeschwemmte Muskovit wie der sekundäre Serizit zeigen eine schieferungsparallele Einregelung.
- NGT: Eisenreicher Epidot (Pistazit) ist in kleinen, gelblichen Körnchen eingestreut, die sich stellenweise zu kleineren Haufen zusammenballen. Apatit, Zirkon und Turmalin bilden akzessorische Gemengteile.

Während im unteren, grünen Hauptteil der Kahar-Formation gröbere Lagen selten sind, nehmen letztere gegen oben an Bedeutung zu, und die roten Schiefer nahe der oberen Formationsgrenze enthalten viele Bänke von hellen, grünlich-rötlichen Sandsteinen. Die Schichtflächen sind mit Muskovitschüppchen besät; die Gesteine besitzen ein gröberes Korn als die roten und grünen Schiefer (mittlerer Durchmesser der länglichen Quarzkörner über 0,1 mm), unterscheiden sich aber im Mineralbestand nicht wesentlich von ersteren. Der

lockere mineralische Detritus (Quarz, Muskovit, Biotit, Plagiklas und Orthoklas) wird von einer serizitischen Matrix umschlossen. Chlorit ist bedeutend seltener als in den feinkörnigen Schiefen. Auch hier liegen schwach metamorphe, feldspathaltige Wacken vor.

Die Kahar-Formation führt oft Dolomite, die sich in konkordanten Bänken in die Serizitschiefer einschalten können. Die einzelnen Lagen sind meist nur wenige Meter mächtig, ausnahmsweise treten allerdings auch dickere Bänke auf. Weit häufiger aber bilden die Dolomite einzelne, boudinierte Pakete, die seitlich rasch auskeilen. Sie sind von kleinen Störungen begrenzt und stecken wie Fremdkörper in den umgebenden, scheinbar ungestörten Schiefen. Die Dimensionen dieser Dolomitlinsen sind sehr variabel; die grössten und schönsten Boudins, die z. T. beträchtliche laterale Ausdehnungen aufweisen, wurden im oberen Dalir-Tal festgestellt. Es sind zur Hauptsache fleckig ocker anwitternde, im Bruch graue Dolomite, die stets mehr oder weniger umkristallisiert sind. Kieselige Partien kommen öfters vor, eigentliche Cherts fehlen aber. Viel seltener als die grauen Dolomite und nur in dünnen Lagen auftretend finden sich gelbe, kavernöse Dolomite.

Die karbonatischen Einschaltungen und die typischen, in den grünen und roten Serizitschiefern zu beobachtenden Rippelmarken zeigen, dass die Kahar-Formation aquatischen Ursprungs ist. Rippelmarken, wie auch die feinen sedimentären Strukturen der grünen Schiefer scheinen auf ein eher seichtes Becken zu deuten, während die bemerkenswerte Feinkörnigkeit möglicherweise ein Indiz für grössere Landferne abgibt. STÖCKLIN et al. (1964) bezeichnen ihren basalen, grünen Schieferkomplex, der wohl mit der Kahar-Formation zu parallelisieren ist, als eugeosynklinal. Auch MEYER (Diss. im Druck) schliesst sich nach dem Studium seiner Kahar-Sandsteine dieser Ansicht an. Gar nicht im Einklang mit dieser Zuordnung stehen aber die in der Kahar-Formation der paläozoischen Zentralkette häufigen Rippelmarken, die mindestens zum Teil als symmetrische Oszillationsrippeln ausgebildet sind.

Interessant ist das Auftreten von Epidot als untergeordnetem Gemengteil. Es ist anzunehmen, dass er aus sehr alten, präkambrisch metamorphen Serien her stammt, wie sie heute noch in der Alam Kuh-Kuppel anstehen (GANSSEER und HUBER, 1962). Die Kahar-Formation enthält die ältesten, im Untersuchungsgebiet bekannten Sedimente. Sie ist stets auf jüngere Formationen aufgeschoben, und nirgends konnten stratigraphisch tiefere Gesteine gefunden werden. Auch zu den alten, metamorphen Serien des Avidar (GANSSEER und

HUBER) fehlen normale Kontakte. Im Hangenden wird die Formation immer konkordant von der Soltanieh-Formation überlagert. Die Grenze ist scharf, aber möglicherweise heterochron. Im östlichen und zentralen Untersuchungsgebiet wird sie durch das Auftreten des hellen Soltanieh-Dolomits gekennzeichnet; im Westen aber, im oberen Dalir-Tal, folgen dunkle Dolomite und dunkle, dichte Schiefer, die sehr wahrscheinlich dem Chapoghlu-Member entsprechen, über der Kahar-Formation. Auf diese Erscheinung soll weiter unten, bei der Besprechung der Soltanieh-Formation noch eingegangen werden.

Aenderungen von Fazies und Mächtigkeit:

Die Ausbildung der Kahar-Formation bleibt sich über das ganze kartierte Gebiet gleich und Fazieswechsel fehlen vollkommen. Ueberall folgen über dem hauptsächlich grünen, unteren Hauptteil mehr rote Serizitschiefer, die, gegen oben zunehmend, Bänke von gröberen Sandsteinen führen. Durch die ganze Formation hindurch treten unregelmässig aber recht häufig Dolomite in Lagen und Linsen auf. Sie nehmen gegen Westen an Bedeutung zu und sind am schönsten im oberen Dalir-Tal westlich Illit entwickelt. Da die Untergrenze nicht aufgeschlossen ist, kennen wir die wahre Mächtigkeit der Formation nicht. Die grössten aufgeschlossenen Mächtigkeiten werden im unteren Hezarcham-Tal, in der Chalus-Schlucht bei der Chaikhané Hezarcham und im mittleren Dalir-Tal bei Illit erreicht. An der letzten Lokalität beträgt die Mächtigkeit über 800 m, während sie an den übrigen Stellen nur wenig darunter liegt.

Die Kahar-Schiefer bilden ein breites, kontinuierliches Band, das vom obersten Dalir-Tal bis ins mittlere Hezarcham-Tal im Ostel durchzieht und praktisch das Untersuchungsgebiet im Norden abschliesst.

Alter:

Die Kahar-Formation hat keinerlei Fossilien geliefert und ihr genaues Alter ist unbekannt. Sie stellt aber das tiefste Glied eines mächtigen, präordovizischen Sedimentstosses dar und dürfte so wohl am ehesten ein spät-präkambri-sches Alter besitzen.

Regionale Verbreitung:

Die Kahar-Schiefer wurden erstmals von DEDUAL und MEYER am altpaläozoischen Aufbruch des Kuh-é-Kahar gefunden. Beim Vergleich ihrer Handstücke mit jenen aus dem Chalusgebiet ergibt sich im Grossen eine gute Ueberein-

stimmung der beiden Serien, die sicher miteinander verglichen werden können. Kleine Unterschiede existieren allerdings. So scheinen die Gesteine im Typusgebiet südlich des Taleghan-Tales schiefriger ausgebildet zu sein, während ihre Aequivalente nördlich der Wasserscheide eher dünnbankig bis plattig sind. Zudem besitzen letztere eine intensivere grüne Farbe.

Die Kahar-Formation zieht aus dem obersten Dalir-Tal über den Grat nördlich des Lashkeraks ins Hezarchal-Becken. Von dort beschreiben GANSSER und HUBER (1962) die untere Hezarchal-Formation, die teilweise der Kahar-Formation, vor allem aber der hangenden Soltanieh-Formation entspricht. So ist anzunehmen, dass die grossen, vom Lashkerakgipfel sehr gut sichtbaren Dolomitmassen, die das Moränenbecken umsäumen, der Soltanieh-Formation angehören. Unzweifelhaft trifft dies für die zwei mächtigen, am Nordende des Dalir-Tal gegen Westen abschliessenden Grates sitzenden Dolomite zu.

Ein stratigraphisch und lithologisch der Kahar-Formation sehr ähnlicher Schieferkomplex wurde kürzlich von STÖCKLIN, RUTTNER und NABAVI (1964) aus der Gegend SE von Zenjan beschrieben. Die mehr als 1000 m mächtige Serie grüner, toniger Schiefer mit Quarziten und Dolomiten geht gegen unten in 500-1000 m metamorphe Schiefer über. Die Autoren vergleichen die grünen Schiefer mit einer lithologisch gleichen Formation Ostirans, die STÖCKLIN (1961) als Kalmorz-Formation und HUCKRIEDE, KUERTEN und VENZLAFF (1962) unter dem Namen Morad-Serie beschrieben und die schon bei GANSSER (1955) erwähnt ist. Kalmorz-Formation wie Morad-Serie sind präkambrisch verfaltet und werden von den jüngeren Sedimenten diskordant überlagert.

2.3 SOLTANIEH-FORMATION: (Präkambrium bis Unterkambrium)

Das Typusprofil dieser Formation wurde von STÖCKLIN et al. (1964) aus der Gegend südöstlich Zenjan beschrieben. Es handelt sich um eine mächtige Masse von teilweise kieseligen Dolomiten (Soltanieh-Dolomit), die nahe der Basis etwa 250 m dunkle, plattige Kalke und Schiefer enthalten, welche als Chapoghlu-Schichtglied (Member) abgetrennt wurden. Sowohl der Soltanieh-Dolomit wie auch das Chapoghlu-Schichtglied sind in der paläozoischen Zentralkette vorhanden und werden im Folgenden zusammen besprochen.

Lithologie; untere und obere Grenze:

Soltanieh-Dolomit: Hell gelblich, ausnahmsweise auch ockergelb anwitternde, meist gut bis grob gebankte Dolomite stellen im Einzugsgebiet des Chalus-Flusses den Soltanieh-Dolomit dar. Das Gestein ist feinkörnig, im Bruch hell gelblich-grünlich oder seltener auch von hellgrauer Farbe. Sehr verbreitet sind die Dolomite kieselig und enthalten häufig helle bis graue Kiesel-schnüre und Cherts. Charakteristisch ist oftmals ein leichter Kalkgehalt, eigentliche Kalke wurden aber nicht beobachtet. Die durch das ganze Profil hindurch sehr einheitliche Ausbildung verunmöglichte eine weitere Aufgliederung der Dolomite. Im Normalfall grenzt der Soltanieh-Dolomit an seiner Basis mit scharfem, konkordantem Kontakt an die liegende Kahar-Formation. Der beträchtliche lithologische Unterschied der Gesteine ergibt eine klar definierte Grenze, die auch morphologisch auf weite Distanz augenfällig ist. Der Kontakt dürfte aber heterochron sein, denn im oberen Dalir-Tal folgt über der Kahar-Formation eine Serie von dünnbankigen, dunklen Dolomiten und verschiedenartigen Schiefern (siehe unten), die dem Chapoghlu-Schichtglied zuzuordnen sind. Diese Erscheinung lässt sich auf zwei Arten erklären:

- die schiefriige Einschaltung des Chapoghlu-Schichtglieds ist heterochron und findet sich - bei gleichbleibender oder schwankender Gesamtmächtigkeit der Soltanieh-Formation - an verschiedenen Lokalitäten in wechselnden Niveaus;
- der Soltanieh-Dolomit wird gegen Westen dünner. Insbesondere keilt der Dolomitstoss im Liegenden des Chapoghlu-Schichtglieds praktisch völlig aus, während letzteres mehr oder weniger isochron ist.

Eine geringe Heterochronie des Chapoghlu-Schichtglieds ist durchaus möglich (allerdings nicht leicht nachweisbar, da geeignete Leithorizonte in den Dolomiten fehlen) und stellt im südlichen Elburz scheinbar den Normalfall dar (ASSERETO 1963, mündliche Mitteilung von MEYER). Die oben beschriebenen Kontaktverhältnisse sind aber viel eher durch Mächtigkeitschwankungen (Auskeilen des unteren Soltanieh-Dolomites bei ungefähr gleichbleibender Mächtigkeit des oberen Dolomites) bedingt, auf die unten noch kurz zurückzukommen sein wird.

Bunte Schiefer - im unteren Teil mit dünnen Dolomitbänken - der Barut- und Zaigun-Formation liegen konkordant über der Soltanieh-Formation. Die Grenze ist scharf und auch bei schlechten Aufschlussverhältnissen aus grösserer Entfernung morphologisch klar erkennbar.

Chapoghlu-Schichtglied: Die weichen Gesteine dieser Serie sind meist nicht aufgeschlossen und die lithologische Abfolge des Schichtglieds ist so nur sehr schlecht bekannt. Ein gutes Profil eines in seiner Mächtigkeit allerdings sehr stark reduzierten Chapoghlu-Schichtglieds steht am Weg von Dalir nach Narian (Taleghan-Tal) auf etwa 2900 m an. Stratigraphisch von oben nach unten folgen im Liegenden des Soltanieh-Dolomites (Figur 2/1):

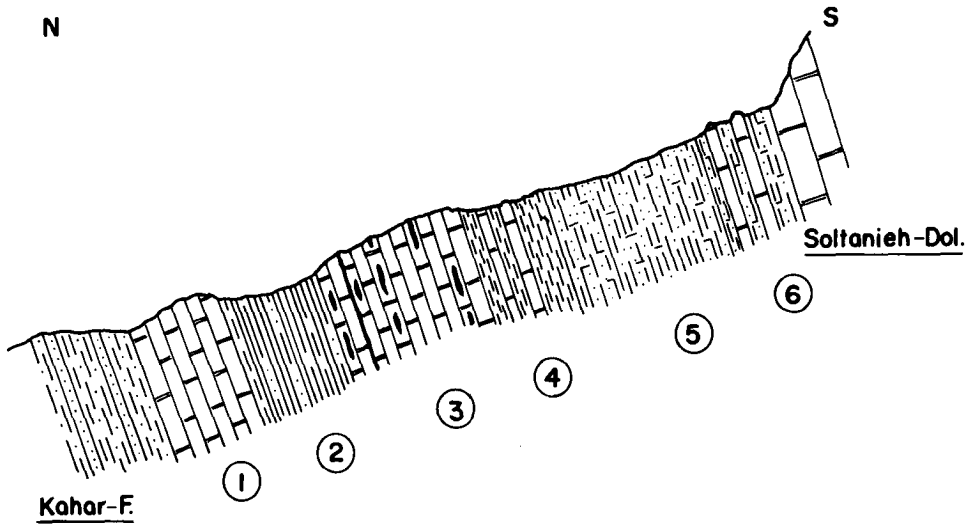
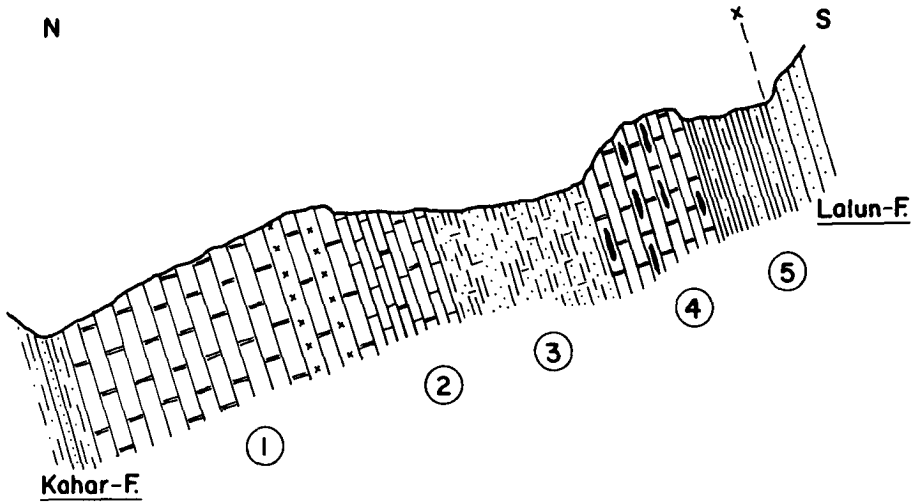
- 6) 8 m rotbraune, feinsiltige Schiefer, glimmerführend, mit dünnen Bänken von dunklen Dolomiten. Uebergang in
- 5) 15 m rotbraune bis graue, feinsiltige Schiefer (wie 6).
- 4) 8 m schwarze, mergelige Schiefer, wechsellagernd mit dünnen Lagen von bräunlich-ockerfarbenen Dolomiten.
- 3) 15 m schwarze, gegen oben zunehmend gelbliche Dolomite, dünnbankig, besonders gegen die Basis sehr kieselig mit Cherts.
- 2) 10 m dunkelgrüne bis schwärzliche, dichte, kieselige Schiefer.
- 1) 10 m dünnbankige, hell gelbliche Dolomite, unten mit scharfem Kontakt an die roten und grünen Kahar-Schiefer grenzend.

Die ockerbraunen, fein schwarz gesprenkelten Dolomite (4) sind relativ grobkörnig und, wie unter dem Mikroskop festzustellen ist, vollkommen von schwarzer, opaker Substanz durchwachsen. Es dürfte sich um eine feinste Vererzung, zusammen vielleicht mit kohligem, organischer Substanz handeln, die stark von Limonit durchsetzt sind. Die makroskopisch sichtbaren schwarzen Sprenkel bestehen beinahe ausschliesslich aus diesem Pigment, das viele feinste Quarzkörner und nur sehr wenig Karbonat enthält und kleinen, rundlichen Komponenten gleich in der restlichen, weniger pigmentierten Masse sitzt.

Auf 2850 m, unmittelbar westlich über dem Weg, der von Dalir nach Anguran führt, wurde folgende, der Chapoghlu-Zone zugehörige Schichtfolge gefunden (Figur 2/2):

- 5) 10 m grüne bis schwärzliche, dichte, kieselige Schiefer.
- 4) 10 m gelbe, dünnbankige Dolomite mit Cherts.
- 3) 15 m graue bis rötliche, feinsandige bis kieselige Schiefer.
- 2) 8 m schwarze, kieselige Schiefer mit dünnen, dunklen Dolomitlagen.
- 1) 30 m helle, kristalline Dolomite, oben mit einigen basischen, konkordanten Gängen. Unten an die Kahar-Formation grenzend.

Die Abfolge wird oben an einer Verwerfung gegen rötliche Quarzarenite der Lalun-Formation abgeschnitten und ist leider unvollständig. Die Niveaus 4) und 5) sind aber mit den Niveaus 1) und 2) des westlichen Profils (die Entfernung der zwei Profile beträgt etwa 3 km) zu parallelisieren. Die Glieder 1) - 3) scheinen gegen Westen auszuweichen und fehlen im Profil 1 des Narian-Weges.



Figur 2: Zwei Detailprofile durch die Chapoghlu-Zone des oberen Dalir-Tales.
Two sections of the Chapoghlu member in the upper right Dalir-valley.

Wenige hundert Meter östlich des Profils 2, am Pass zwischen Dalir- und Anguran-Tal, liegen im Hangenden der grünen Kieselschiefer (5) grünlich-graue bis schwarze, mergelige Schiefer, die den Mergelschiefern (4) am Narian-Weg ähnlich sehen. Sie werden, gegen oben zunehmend sandiger ausgebildet, von massigen Soltanieh-Dolomiten überlagert.

Ein weiterer kleiner Aufschluss der Chapoghlu-Zone liegt am Weg Palatkuh-Anguran, östlich Gijan. Dunkle Schiefer wechsellagern gegen unten mit dünnbankigen, schwarzen Kieselkalken, welche nach einigen Metern Schutt von grünlich-grauen, kieseligen Schiefen unterlagert werden. Es sind dichte, dünnplattige Gesteine, nur sehr schwach kalkig, die bis faustgrosse, rundliche Konkretionen führen. Sekundäre Wanderung und lokale Anreicherung der Kieselsäure ist für die Bildung dieser Konkretionen verantwortlich, die keine Spur von organischer Struktur zeigen.

Unsere Kenntnisse über Lithologie und Faziesverhältnisse des Chapoghlu-Schichtglieds sind sehr bescheiden. Immerhin lässt sich feststellen, dass die Serie innerhalb der sonst eher monotonen altpaläozoischen Schichtreihe eine bemerkenswerte Ausnahme bildet. Auffallend ist dabei vor allem die stark wechselnde Ausbildung der Sedimente im selben Profil, und in gewissen Dolomit- und Schieferhorizonten ein hoher Gehalt an kohliger, organischer Substanz, der auf pflanzliches Leben und vielleicht auch auf euxinische Ablagerungsbedingungen hindeutet.

Aenderungen von Fazies und Mächtigkeit:

Im Untersuchungsgebiet konnte in den Soltanieh-Dolomiten keinerlei Fazieswechsel beobachtet werden. Im Gegensatz dazu scheint das Chapoghlu-Schichtglied auf kurze Diestanz recht veränderlich zu sein, doch gestatten die schlechten Aufschlussverhältnisse nicht, genaue Aussagen über die etwaigen Fazieswechsel zu machen.

Oestlich der Pass-Strasse und im unteren Anguran-Tal misst die Soltanieh-Formation etwa 600 m. Davon entfallen auf den oberen Dolomitkomplex etwa 250 m, auf das Chapoghlu-Schichtglied knappe 150 m und auf den unteren Dolomit 200 m. Diese Werte erfahren - abgesehen von tektonisch bedingten Reduktionen (beispielsweise im Durchbruch der Chalus-Schlucht) - von Osten her bis Gijan keine nennenswerten Veränderungen. Von dort gegen Westen aber wird die Formation rapid schwächer und am Weg nach Narian im oberen Dalir-Tal messen wir nur noch 250 m Dolomit und darunter 65 m Chapoghlu-

Schichtglied, während der untere Dolomit gänzlich fehlt. Diese Mächtigkeitsabnahme ist sehr wahrscheinlich auf die benachbarte, präkambrisch-altpaläozoische Alam Kuh-Kuppel zurückzuführen, deren Hebungstendenz sich so zum ersten Mal manifestiert. Allerdings finden sich im Hezarchal-Becken wieder grosse Massen von Dolomit und Schiefen, die dieser Erklärung zu widersprechen scheinen.

Die Soltanieh-Formation ist als kontinuierlicher, E-W verlaufender Streifen durch mein Gebiet verfolgbar. Von Osten her quert sie in grosser Mächtigkeit das mittlere Hezarcham-Tal und erreicht die Pass-Strasse im oberen Teil der engen Chalus-Schlucht. Zwischen der Strasse und Chahar Bagh ist die Formation reduziert, da an einer Verwerfung das Chapoghlu-Schichtglied und der untere Dolomitkomplex abgeschnitten werden. Im unteren Anguran-Tal modellieren die weichen Gesteine der Chapoghlu-Zone eine deutliche, zwischen den beiden schroffen Dolomitwänden im Gelände sehr schön zu verfolgende Verflachung. Von einigen Verwerfungen gestört und stellenweise unterbrochen, bildet die reduzierte Soltanieh-Formation im oberen Dalir-Tal eine auffallende Steilstufe, die schliesslich zwischen Alanesar und Lashkerak endgültig abgeschnitten wird.

Alter:

Weder im Soltanieh-Dolomit noch im Chapoghlu-Schichtglied wurden Spuren tierischen oder pflanzlichen Lebens gefunden und das genaue Alter der Formation ist unbekannt. Insbesondere scheinen die Algen(?)-Horizonte ("Collenien"), die STÖCKLIN et al. (1964) und MEYER (Diss. im Druck) beschreiben, wie auch die Brachiopoden (?), die STÖCKLIN et al. und ASSERETO (1963) im Chapoghlu-Schichtglied entdeckten, in meinem Gebiet zu fehlen. Ihrer stratigraphischen Stellung nach kann aber ein präordovizisches, wohl frühkambrisches oder eventuell spät-präkambrisches Alter angenommen werden. ASSERETO (1963) und STÖCKLIN et al. (1964) beschrieben aus den Chapoghlu-Schiefen verschiedene organische Spuren, die ihnen aber keine genauere Datierung erlaubten.

Regionale Verbreitung:

An der Wasserscheide gegen das Hezarchal-Becken und in letzterem, am Fuss der Alam Kuh-Gruppe, sitzen grosse Dolomitmassen, die wohl der Soltanieh-Formation zugehörig sein könnten. Dies trifft besonders für die zwei isolierten,

boudinartigen Dolomitmörper zu, die auf dem vom Lashkerak gegen N verlaufenden Grat anstehen. Es ist anzunehmen, dass auch der karbonatische Anteil der von GANSSER und HUBER (1962) aus dem Hezarchal-Becken beschriebenen unteren Hezarchal-Formation stark boudinierte und verschuppte Soltanieh-Formation darstellt. Die Soltanieh-Formation besitzt im Südelburz, nördlich Damghan und in der Gegend südöstlich Zenjan ein sehr grosses Verbreitungsgebiet. Oestlich des Karaj-Tales misst der obere Soltanieh-Dolomit über 600 m und enthält im unteren Teil helle, graue und gelbe Dolomite, während gegen oben dunkle, z. T. kalkige Dolomite und Kalke überwiegen (ASSERETO 1963). In der paläozoischen Zentralkette hingegen sind nur helle, massige Dolomite vorhanden, die dem unteren Teil von ASSERETO's Profil entsprechen, während der obere, kalkige Komplex fehlt und wohl nie abgelagert wurde. Dies erklärt teilweise die im Vergleich zur Zenjan-Gegend (rund 1000 m) und dem Südelburz geringe Mächtigkeit der Formation. Reduzierte Mächtigkeit ist auch für das Chapoghlu-Schichtglied kennzeichnend, das sich aber im nördlichen Elburz in seiner Lithologie nicht von den südlicheren Vorkommen zu unterscheiden scheint. STÖCKLIN et al. vergleichen die karbonatische Soltanieh-Formation mit der Hormuz-Serie Südirans.

2.4 BARUT- UND ZAIGUN-FORMATION:

(Unterkambrium)

Im Hangenden der Soltanieh-Formation liegt eine Serie von bunten, hauptsächlich roten Siltschiefeln, die mit Dolomitmänteln wechsellagern. Das Typusprofil wurde von STÖCKLIN et al. (1964) aus der Gegend SE Zenjan unter dem Namen Barut-Formation beschrieben. Gegen oben setzen sich die Schiefer lithologisch praktisch unverändert fort, enthalten aber keine karbonatischen Einschaltungen mehr. Diese Serie wurde von ASSERETO (1963) Zaigun-Formation benannt, das Typusprofil liegt bei Zaigun, nördlich von Teheran. Beide Formationen sind im nördlichen Zentralebuz vorhanden, wurden aber ihrer geringen Mächtigkeit und der schlechten Aufschlüsse wegen als eine Einheit kartiert und werden hier zusammen besprochen. Die Trennung der zwei sehr ähnlichen Schiefererien in zwei verschiedene Formationen ist überhaupt sehr diskutabel; besser wäre vielleicht die Unterscheidung von zwei Schichtgliedern (Member) einer einzigen Formation gewesen.

Lithologie; untere und obere Grenze:

Die Barut-Zaigun-Formation baut sich aus feinsandigen bis siltigen, sehr glimmerreichen Schiefen auf. Die Gesteine sind stark schiefzig und eher weich, seltener auch dünnplattig; meist erscheinen sie weinrot bis rotviolett gefärbt, untergeordnet finden sich grünliche oder bräunliche bis schwärzliche Farbtöne. Besonders die grau-bräunlichen bis schwärzlichen Typen können mergelig und oft tiefgründig verwittert sein. Gegenüber den bunten, siltigen Serizitschiefern stark zurücktretend, enthält die Serie besonders in ihren oberen, karbonatfreien Teilen Einschaltungen von feinen, roten Sandsteinen. Nicht selten werden in den bunten Schiefen Schichtflächen mit schönen Rippelmarken angetroffen. Im unteren, der Barut-Formation entsprechenden Teil unserer Serie bilden Dolomitbänke eine regelmässige Wechselagerung mit den Siltschiefern, welche mengenmässig die Dolomite aber deutlich dominieren. Die Mächtigkeit dieser karbonatischen Lagen übersteigt aber nirgends 2 - 3 m und liegt meist sogar unter 1 m. Neben hellen, grauen bis gelblichen, rekristallisierten Dolomiten treten häufig ockerfarbene bis braune, stellenweise etwas kavernöse Dolomite auf. Die untere Grenze der Barut-Zaigun-Formation ist durch das Dach des massigen Soltanieh-Dolomites gegeben. Der Kontakt ist scharf, konkordant und mit einer deutlichen morphologischen Grenze zusammenfallend. Oben werden die bunten Siltschiefer konkordant von den gutgebankten, massigen Quarzareniten der Lalun-Formation überlagert. Der Wechsel im Charakter und der Farbe der Gesteine (die Lalun-Sandsteine sind - bedingt auch durch das gröbere Korn - viel heller, bräunlich-rosa gefärbt) ist plötzlich und die Grenze - im Gegensatz zum Typusprofil im Lalun-Tal - leicht zu ziehen.

Innerhalb der Barut-Zaigun-Formation lässt sich keine Aenderung in der Lithologie der Schiefer finden. Der einzige Unterschied besteht im Führen karbonatischer Bänke im unteren Teil (Barut-Formation) und dem Fehlen derselben in der oberen Partie (Zaigun-Formation).

Nach dem markanten karbonatischen Zwischenspiel zur Zeit der Soltanieh-Formation etablierte sich, zuerst zögernd, in der Barut-Zaigun-Formation wiederum der Typ bunter, feinklastischer Serizitschiefer, wie er schon in der Kahar-Formation vorherrschte. Das Korn ist allerdings deutlich gröber und die Sedimente sind ganz unmetamorph. Die bunten Schiefer und Sandsteine stellen jedenfalls nicht umgelagerte, ältere Kahar-Schiefer dar. Häufige Rippelmarken und relative Feinkörnigkeit deuten auf einen seichten, möglicherweise

nicht allzu küstennahen Ablagerungsraum. Die Barut-Formation könnte nach STÖCKLIN et al. unter lagunären Bedingungen abgelagert worden sein.

Aenderungen von Fazies und Mächtigkeit:

Vom Hezarcham-Tal im Osten bis ins obere Dalir-Tal erfährt die Lithologie der Barut-Zaigun-Formation keinerlei Aenderung. Die Mächtigkeit liegt im Hezarcham-Tal um 100 m, beträgt an der Chalus-Strasse noch etwa 60 m und nimmt dann gegen W wieder zu, um im oberen Dalir-Tal rund 140 m zu erreichen. Diese Mächtigkeitszunahme gegen Westen deutet auf eine etwas verstärkte Absenkung der Alam Kuh-Region hin, die mit der angedeuteten Hebungstendenz dieses Gebietes (z. B. während der Ablagerungszeit der Soltanieh- und auch der Lalun-Formation) im Widerspruch steht.

Die weichen Gesteine der Barut-Zaigun-Formation sind nur sehr schlecht und lückenhaft aufgeschlossen; zumeist ist die Zone im Hangenden der Soltanieh-Formation unter Schutt und Vegetation verborgen. Grössere Aufschlüsse existieren im Hezarcham-Tal, entlang dem Chalus-Fluss im obersten Teil der Schlucht, westlich Gijan und endlich im oberen Dalir-Tal.

Alter:

In der Barut-Zaigun-Formation wurden keine Fossilien gefunden. Auf Grund der stratigraphischen Stellung und der Lithologie, die Aehnlichkeit mit Gesteinen der überliegenden Lalun-Formation zeigt, ist ein unterkambrisches Alter wahrscheinlich.

Regionale Verbreitung:

Das Verbreitungsgebiet der Barut-Zaigun-Formation ist sehr gross und deckt sich mit demjenigen der Soltanieh-Formation. Die bunte Schieferserie ist aus dem Südelburz (Damghan, Lalun- und Zaigun-Tal, Karaj-Tal) und der Umgebung von Zenjan bekannt.

2.5 LALUN-FORMATION: (Unter- bis Mittelkambrium)

TIETZE, STAHL, später RIVIÈRE und andere Autoren beschrieben aus dem Elburz rote Sandsteine, deren Lithologie sie an den europäischen Old Red Sandstone des Devons erinnerte. Die Gesteine wurden denn auch allgemein

als Old Red bzw. Vieux Grès Rouge bezeichnet und altersmässig ins untere bis mittlere Devon eingestuft. In den letzten Jahren entdeckten STÖCKLIN (1964) und LORENZ (1964) über dem sogenannten Old Red Sandstone im Elburz und südöstlich Zenjan eine mittel- bis oberkambrische Trilobitenfauna, die die althergebrachte Bezeichnung und Datierung der liegenden Gesteine hinfällig werden liess. Die rote Sandstein-Serie führt jetzt den Namen Lalun-Formation, deren Typusprofil ASSERETO (1963) aus dem Lalun-Tal beschrieb.

Lithologie; untere und obere Grenze:

In der paläozoischen Zentralkette gliedert sich die Lalun-Formation in drei, deutlich voneinander unterscheidbare Teile:

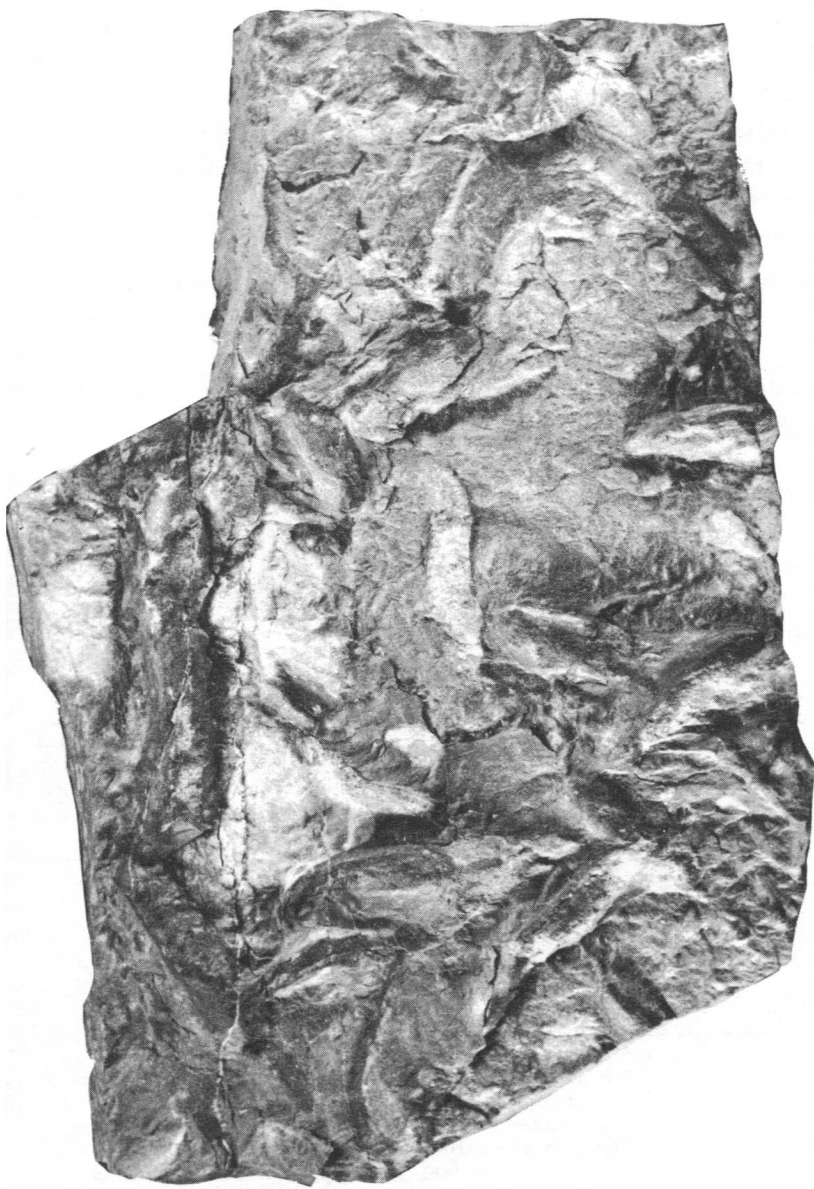
- I Reine, weisse bis bräunliche Quarzarenite bilden einen auffälligen, die Formation oben abschliessenden Horizont.
- II Rote Siltschiefer und Sandsteine, gegen unten in feinkörnige Sandsteine und dann Konglomerate übergehend. Quarzarenite untergeordnet.
- III Braun-rosarote, selten auch weissliche Quarzarenite, die den untersten und mächtigsten Teil aufbauen.

Die weissen, oft bräunlich gesprenkelten Sandsteine (I) werden meist als Top-Quarzit bezeichnet und stellen einen sehr konstanten Horizont dar, dessen Mächtigkeit zwischen 15 und 30 m liegt. Es sind wohlgebankte (Bankungsdicke 20 - 50 cm), kompakte Quarzarenite, die folgende Zusammensetzung aufweisen:

HGT: Pflasterstruierter, stellenweise schwach verzahnter Quarz ist der weitest wichtige Gemengteil (80 - 90 %). Die rundlichen, gut sortierten Körner weisen einen mittleren Durchmesser von 0,15 - 0,5 mm auf und zeigen authigene Anwachsrande.

NGT: In inselartigen Zwickeln liegt zwischen den Quarzkörnern eine serizitische Matrix. Die gleiche Zusammensetzung weisen auch gewisse rundliche bis leistenförmige, komponentenartige Körper auf, die wohl völlig zersetzte Feldspäte darstellen. Daneben finden sich auch Komponenten von Chert. In den Grundmasse-Zwickeln nistet viel eisenhaltiger, teilweise idiomorpher Dolomit, der für die braune Sprenkelung des Gesteins verantwortlich ist. Zirkon, Apatit und Trümmer von Turmalin treten akzessorisch auf.

Eine wechselvolle Folge bunter, fein- bis grobklastischer Gesteine bildet den mittleren Teil (II) der Formation. Weinrote bis ziegelrote, seltener auch grünliche oder grau-bräunliche, siltige bis feinsandige Serizitschiefer, die an die Schiefer der Barut-Zaigun-Formation erinnern, sind der vorherrschende Gesteinstyp. Sie können in dickbankige rote, manchmal stark ausgebleichte Sandsteine übergehen und oft auch mit letzteren wechsellagern. In den Schiefen



Figur 3: Tongallen (aufgerollte Tonscherben) aus der oberen Lalun-Formation.
Mud-rolls (enrolled mud-cracks) of the upper Lalun formation.

und Sandsteinen finden sich sehr verbreitet Einschaltungen von plattigen, feinkörnigen Quarzareniten. Die detaillierte Abfolge dieser verschiedenen Sedimente wechselt von Profil zu Profil und scheint keiner bestimmten Regel zu unterliegen. Die Schichtflächen der dünnplattigen Sandsteine und der Sandsteinschiefer sind oft von dünnen, roten (durch Reduktion des Eisens lokal grün gefärbten) Tonhäuten besetzt. Vorzüglich in diesen tonigen Niveaus treten Rippelmarken, Trockenrisse (selten) und eigenartige, an Frassgänge erinnernde Strukturen auf, bei denen es sich mindestens z. T. um Tongallen handelt (Figur 3).

Lalun-Konglomerat: Innerhalb der tieferen mittleren Lalun-Formation liegen sehr charakteristische, in allen Profilen aufgefundene Konglomerathorizonte von wechselnder Mächtigkeit. Häufig markieren sie die Basis des Teiles II; im Liegenden des untersten Horizontes beginnt in diesem Fall die homogene Sandsteinmasse der unteren Lalun-Formation (III). An anderen Lokalitäten stecken aber die Konglomerate weiter oben, mehr gegen die Mitte der Sandstein-Schiefer-Serie zu. Die einzelnen Lagen, die sich stets mehrmals repetieren und mit groben Sandsteinen und Quarzareniten wechseln, zeigen ausgeprägte laterale Mächtigkeitsschwankungen. Dazu variiert auch die Dicke der verschiedenen Bänke stark und kann jeden Wert zwischen 50 cm und mehreren Metern annehmen.

Rötliche, grünliche und grau-gelbliche, sandig-quarzitische Matrix bindet die sehr gut gerundeten, aber schlecht sortierten Komponenten, deren Durchmesser zwischen 5 und 50 cm schwankt. Das Geröllmaterial baut sich besonders im Osten bis zu 60 - 80 % aus roten, porphyrischen Rhyoliten auf. Dazu kommen graue, schwarze und gelbe Quarzite sowie radiolaritähnliche, rote und grüne Silexe vor. Im Hangenden und Liegenden vermitteln mikrokonglomeratische bis feinkörnige Sandsteine zwischen den grobklastischen Schüttungen und den normalen Sandsteinen. Es handelt sich um arenitische Arkosen, die Quarzitfragmente, Kalzedontrümmer, idiomorphe Quarzkörner und wie sich bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt - kleinste Ergussgesteinskomponenten enthalten:

HGT: Quarz in schlecht gerundeten und mässig sortierten Körnern, Durchmesser um 0,1, lokal 1 mm übersteigend. Neben grobdetritischem Quarz enthält die Grundmasse stellenweise feinstkörniges Quarzgrus als primäre Matrix und als eigentliche Chertkomponenten. Sehr häufig ist Feldspat, vor allem Orthoklas, in geringerer Masse Mikroklin und Plagioklas, deren Grösse wieder sehr schwankt. Die Feldspäte sind oft stark zersetzt. Ihre feinkörnigen, serizitischen Zersetzungs-

produkte sind manchmal noch in mehr oder weniger idiomorphen Individuen abgrenzbar, öfters aber unregelmässig als Matrix zwischen den mineralischen Detritus eingelagert. Der Grossteil der Grundmasse besteht aus sekundärem Kalzitcement.

NGT: Muskovit, Limonit. Akzessorisch Epidot, stark zersetzter Biotit, Chlorit, Erz, Apatit, Zirkon und Titanit. Das Gestein enthält kleine (0,5 - 1,5 mm) Komponenten eines Eruptivgesteins, das feinste Feldspatleisten in einer stark vererzten und limonitisierten Grundmasse zeigt. Diese Komponenten wie auch die grossen Quarz- und Feldspatkörner sind lagenweise angereichert.

Im Gegensatz zu dem lebhaften Wechsel fein- und grobklastischer Gesteine in den oberen Partien (I + II) zeichnet sich die untere Lalun-Formation (III) durch ihre gleichförmige Zusammensetzung aus. Gut gebankte, harte und kompakte Sandsteine von rosa-bräunlicher oder selten weisslicher Farbe bauen den nicht weiter unterteilbaren Komplex auf. Die arenitischen Arkosen weisen folgenden Mineralbestand auf:

HGT: Das gut sortierte aber schlecht gerundete detritische Material setzt sich hauptsächlich aus Quarz, daneben Feldspäten (Orthoklas und Mikroklin, seltener Plagioklas) zusammen. Der mittlere Korndurchmesser beträgt 0,1 - 0,3 mm. Der kalzitische Zement führt erhebliche Mengen von oft scharf abgrenzbarem, feinstem Quarzgrus (Chertkomponenten) und serizitischen Zersetzungsprodukten der Feldspäte (Matrix).

NGT: An Akzessorien treten Muskovit, zersetzter Biotit, Epidot, Chlorit, Erz und Limonit, Zirkon, Apatit und Turmalin auf.

Mit einem scharfen und konkordanten Kontakt grenzt die Lalun-Formation an der Basis an die Barut-Zaigun-Formation. Ueberlagert wird sie meist von den spätigen Kalken der Mobarak-Formation. Diese Grenze ist absolut konkordant und nichts deutet auf die enorme, vom Mittelkambrium bis ins Unterkarbon reichende Schichtlücke hin, die die beiden Formationen trennt. In gewissen Profilen legt sich anderseits die nur rudimentär ausgebildete Lashkerak-Formation mit ihren basalen Dolomiten auf den Lalun Top-Quarzit. Dem Kontakt entspricht wiederum eine Schichtlücke, die aber bedeutend kleiner ist und vermutlich nur das mittlere bis obere Kambrium umfasst.

In der Lalun-Formation setzen sich die für das tiefste Paläozoikum und das jüngere Präkambrium charakteristischen bunten, klastischen Sedimente fort. Gegenüber der Barut-Zaigun-Formation und vor allem der Kahar-Formation ist die mittlere Korngrösse aber beträchtlich angestiegen. Die Ablagerungen entstammen einem seichten (Rippelmarken), küstennahen Becken. Die höheren Formationsteile weisen in ihrer Lithologie auf verstärkte Verlandungstendenz; wie die Trockenrisse und Tongallen zeigen, dürfte der Ablagerungsraum kurzfristig auch trocken gelegen haben.

Saure Granite und ihre zugehörigen Ergüsse bauten wahrscheinlich zum Teil die Lieferungsgebiete des Lalun-Detritus' auf. Darauf deutet sein hoher Gehalt an Orthoklas und Mikroklin und auch die Zusammensetzung des Lalun-Konglomerats mit seinem hohen Prozentsatz an orthoklasreichen Rhyoliten. Mindestens die sehr homogene untere Lalun-Formation dürfte allerdings schon auf sekundärer Lagerstätte liegen und durch Umlagerung älterer, granitischer Sedimente (arkosische Quarzite?) entstanden sein. Eine Umlagerung bekannter älterer Formationen (z. B. Kahar-Formation) fällt ausser Betracht, sind sie doch viel feinkörniger. Einen markanten, heterochronen Horizont bildet das Lalun-Konglomerat. Die grosse Unregelmässigkeit dieser Schüttungen lässt an eine fluviatile Ablagerung denken, möglicherweise in teilweiser oder periodisch überschwemmten Deltagebieten.

Aenderung von Fazies und Mächtigkeit:

Es wurden in der Lalun-Formation keine nennenswerten Fazieswechsel festgestellt. Die gesamte Formation misst im oberen Hezarcham-Tal, an der Pass-Strasse und im Anguran-Tal 250 - 300 m. Davon entfallen auf den Top-Quarzit knapp 30 m, auf den schieferig-sandigen Teil (II) mit den Konglomeraten 50 - 70 m und auf die Sandsteinserie (III) 160 - 200 m. Gegen W macht sich wieder der lokale Einfluss der Alam Kuh-Aufwölbung bemerkbar. Am N-Grat des Alanesars stehen noch etwa 220 m Lalun-Formation an, die gegen den Lashkerak rapid auf 110 m zusammenschmelzen.

Die Lalun-Formation zieht als ununterbrochenes, sehr oft Steilwände bildendes Band quer durch das nördliche Untersuchungsgebiet. Vielerorts ist es bei perfekten Aufschlussverhältnissen alpinistisch unmöglich, ein Profil aufzunehmen, und vor allem zwischen der Strasse und Gijan konnte das Auftreten des Lalun-Konglomerats nicht im Feld kontrolliert werden. Da es aber sowohl im Hezarcham-Tal als auch wieder im Westen, bei Anguran und im oberen Dalir-Tal ausgebildet ist, darf angenommen werden, dass die Konglomerate einen durchziehenden Horizont bilden.

Alter:

GANSSER und HUBER (1962) beschrieben aus der Lalun-Formation *Cruziana* sp. Die Fundstelle, am Westhang des Lashkeraks gelegen, konnte leider nicht wieder aufgefunden werden. Aehnliche Spuren fanden ALLENBACH und STEIGER nördlich Sarbandan (westlich Firuzkuh; mündliche Mitteilung). Aus

vergleichbaren roten Sandsteinen führten auch FLÜGEL und RUTTNER (1962) im Ostiran *Cruziana* sp. an. Auf Grund dieser Fossilreste und der direkten Ueberlagerung durch fossilbelegte mittel- bis oberkambrische Sedimente, wird der Lalun-Formation ein unterkambrisches Alter zugeschrieben (STÖCKLIN et al. 1964). Diese Datierung kann auch für die Lalun-Formation der paläozoisch-mesozoischen Zentralkette übernommen werden.

Regionale Verbreitung:

Aus dem Dalir-Tal setzt sich die Lalun-Formation ins Hezarchal-Becken fort, von wo GANSSER und HUBER sie als obere Hezarchal-Formation beschrieben. Die regionale Verbreitung der Formation ist sehr gross und übertrifft noch die Verbreitung der liegenden Formationen (Damghan, westlich Firuzkuh, Lalun- und Zaigun-Tal, Karaj-Tal bis Ab-é-yeq, SE Zenjan). Auch aus dem südlichen Zentraliran sind vergleichbare Formationen bekannt, etwa die roten Sandsteine des Kermaner Gebietes (HUCKRIEDE et al. 1962).

Wie schon die liegenden Formationen, zeichnen sich die tiefkambrischen Sedimente im nördlichen Zentralebuz durch ausgesprochen reduzierte Mächtigkeit aus: den 600 m südlicherer Gebiete stehen hier nur 250 - 300 m gegenüber. Eine bemerkenswerte Ausnahme bildet der Teil II, der mächtiger ist als im Süden und ausserdem Konglomerate enthält, die sonst unbekannt sind. Abgesehen vom Lalun-Konglomerat bleibt sich aber die lithologische Gliederung der Formation über sehr grosse Gebiete gleich. Ueberall folgt unter dem Top-Quarzit eine schiefrige Zone (bei ASSERETO p. 519, Profilnummer 5; auch von STÖCKLIN et al. als "purple shale" erwähnt) und anschliessend die Masse der roten bis weissen Sandsteine.

2.6 LASHKERAK-FORMATION:

(Ordovizium)

Zwischen der Lalun-Formation und den jungpaläozoischen Kalken der Mobarak-Formation stecken stellenweise Erosionsrelikte der Lashkerak-Formation. BOBEK (1934) beschrieb erstmals die fossilführenden ordovizischen Gesteine des Lashkerak und sammelte eine Fauna, die später von DIETRICH bestimmt und beschrieben wurde (1937). Nach dem zweiten Weltkrieg besuchten GANSSER und HUBER wiederum die Alam Kuh-Gruppe und sammelten weiteres Fossilmaterial aus den roten, kalkigen Mergeln des Lashkerak. Die Gesteinsserie, die unten von den Quarziten der oberen Hezarchal (Lalun)-Formation und im

Hangenden von den jungpaläozoischen Sedimenten begrenzt wird, nennen die beiden Autoren Lashkerak-Formation (1962). Ihr summarisches Profil ist allerdings unvollständig, da an der Westflanke des Lashkerak die basalen Dolomite der Formation fehlen, was tektonisch bedingt sein dürfte.

Lithologie; untere und obere Grenzen:

Ein sehr gutes Profil der Lashkerak-Formation befindet sich auf etwa 3900 m am Ostfuss des Lashkerak:

Stratigraphisch von oben nach unten (S nach N) folgen:

- 7) 30 m gelblich-bräunliche, rostig anwitternde Sandsteine. Gegen unten Einschaltung von grauen, siltigen Schiefern. Uebergang in
- 6) 25 m graue bis schwärzliche, siltig-tonige Schiefer. Im untersten Teil wechsellagernd mit dünnen Bänken von gelblich-grauen, fossil-leeren Kalken. Uebergang in
- 5) 8 m rote, kalkige, leicht knollige Mergel. Die Mergel enthalten zuoberst noch dünne Kalkbänke. Trilobiten, Cystoiden.
- 4) 17 m rote, mergelige Kalke; die schiefrigen, leicht knolligen Kalke führen Lagen von gelben, dünnplattigen Kalken. Die Schieferkalke schliessen unten mit einer 1 - 2 m mächtigen Bank von kompakten, roten Kalken ab, die spätig und örtlich schwach mergelig sind. Cystoiden, Brachiopoden.
- 3) 10 m feinsandige bis siltige, rötliche, gegen oben mehr grünliche bis gelbliche Schiefer. Dünne Sandsteinlagen.
- 2) 25 m eher dünnbankige, rötlich-weiße Quarzarenite. Im unteren Teil dickbankige weiße, zuunterst rote, dünnplattige Quarzarenite.
- 1) 60 m gelbe, im Bruch rote bis gelblich-graue Dolomite, feinkörnig, gut gebankt. Häufig mit dunklen Cherts.

Im Typusprofil grenzen die basalen Dolomite unten an einer Verwerfung direkt an Schiefer der Kahar-Formation. Wenige hundert Meter gegen Osten aber liegen unter der Lashkerak-Formation normal die weissen Top-Quarzite der Lalun-Formation, was im ganzen Gebiet zu beobachten ist und den Normalfall darstellt. Die Grenze ist immer scharf und von einer Ausnahme abgesehen konkordant. Zwischen den beiden Formationen liegt aber sehr wahrscheinlich eine grössere Schichtlücke, die das ganze obere Kambrium umfassen dürfte. Die Lashkerak-Formation wird stets transgressiv von der Mobarak-Formation überlagert, welche beinahe immer auf den obersten Sandsteinen und Quarzareniten der Lashkerak-Formation liegt. Trotz der enormen, vom mittleren Ordovizium bis ins untere Karbon reichenden Schichtlücke sind die beiden Formationen ausser an einer Stelle vollkommen konkordant.

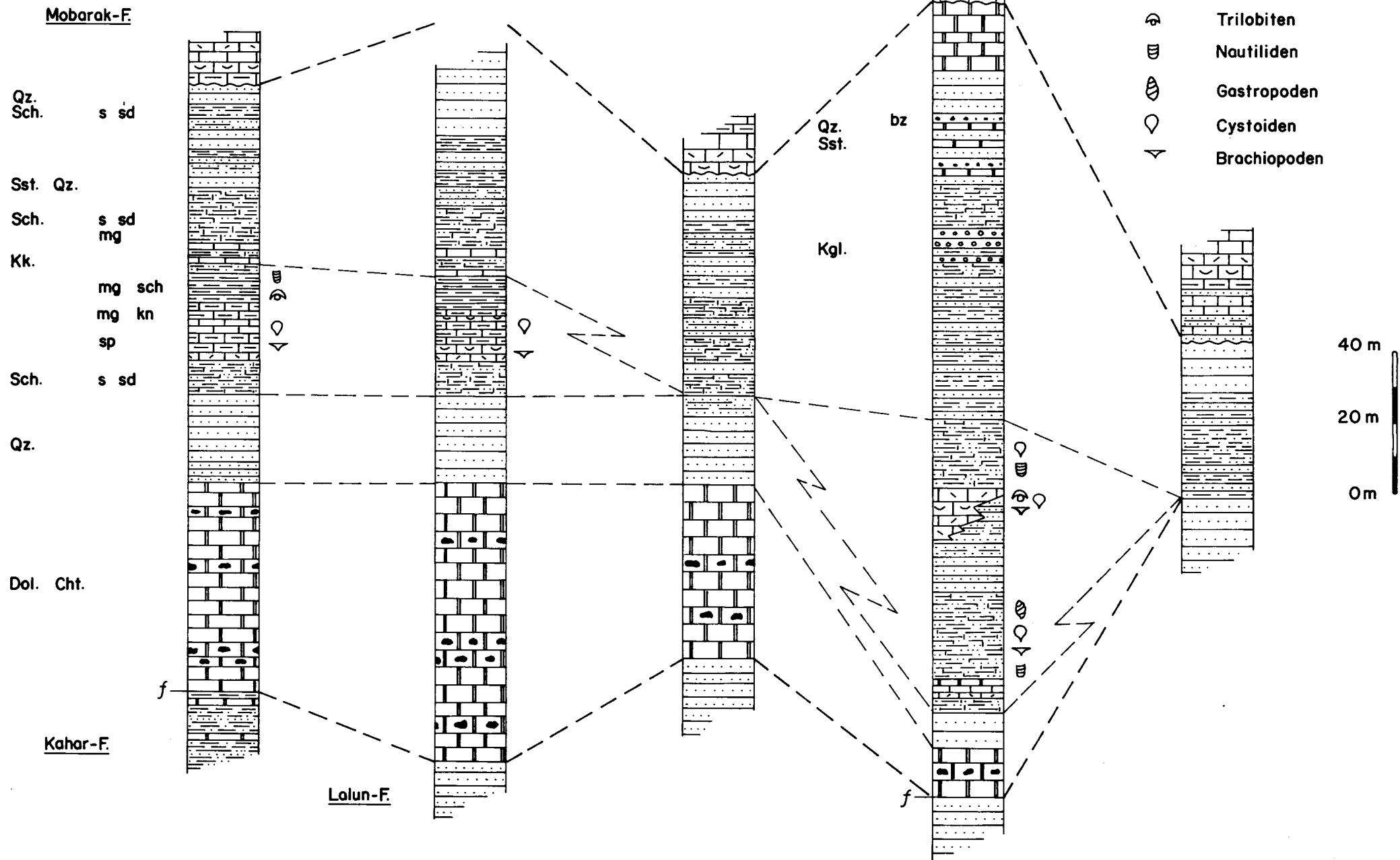
① LASHKERAK

② 500m E LASHKERAK

③ W ALANESAR

④ ANGURAN

⑤ NE VALIABAD



Figur 4: Lithologie und Fauna der Lashkerak-Formation.
Lithology and fossils of the Lashkerak formation.

Ein Ausnahmefall lässt sich im Osten unseres Gebietes beobachten. In der Wand, die das Hezarcham-Tal gegen Osten abschliesst und sich zum Punkt 4071 m aufschwingt, scheint die Lashkerak-Formation oben und unten ausnahmsweise von einer schwachen Winkeldiskordanz begrenzt zu sein. Der unterste Teil dieser steilen und schwer zugänglichen Wand wird von der Lalun-Formation aufgebaut, deren Top-Quarzit unter einem schwachen Winkel an die hangenden Lashkerak-Dolomite zu stossen scheint. Die Mobarak-Formation streicht und fällt ungefähr wie die Lalun-Formation und schliesst mit den liegenden Schichten des Ordoviziums ebenfalls wieder einen Spitzen Winkel ein.

Aenderung von Fazies und Mächtigkeit:

Die Lashkerak-Formation zeigt - oft auf kurze Distanz - ausgeprägte Fazieswechsel und, wenn auch in geringerem Mass, Mächtigkeitsschwankungen. Dies illustrieren beispielsweise die fünf, in Figur 4 gezeichneten Profile 1 - 5. Im Westen, am Lashkerak und an dem gegen E unmittelbar folgenden, unbenannten Berg (Figur 31) findet sich die normale Abfolge des Typusprofils (Figur 4, 1 und 2). Sie lässt sich von oben nach unten in sechs Haupteinheiten gliedern:

- VI Sandsteine und Quarzarenite, untergeordnet Lagen von siltigen Schiefern.
- V Dunkle, siltige Schiefer, zuunterst mit Kalkbänken.
- IV Rote kalkige Mergel und Schieferkalke, zuunterst spätig-mergeliger Kalk. Ordovizische Fauna.
- III Siltig-sandige Schiefer.
- II Rötliche bis weisse Quarzarenite.
- I Helle Dolomite.

Die gesamte Folge ist etwa 175 m mächtig und wird gegen E an einer NE-SW streichenden Verwerfung abgeschnitten. Das Profil 3 der Figur 4 wurde einen knappen Kilometer weiter im Osten, vom Kar im Norden auf den Grat hinauf, aufgenommen. Die charakteristischen Mergel und Kalke der Einheit IV fehlen hier. Ueber Dolomiten (Einheit I) folgen Quarzarenite, graue bis schwärzliche, siltige Schiefer und wiederum helle Quarzarenite mit gelblichen Sandsteinen, die wohl die Einheiten II, III, V und VI darstellen. Die Mächtigkeit der normal zwischen Lalun- und Mobarak-Formation liegenden Serie beträgt etwa 140 m.

Sehr umfangreich und faziell stark differenziert erscheint die Lashkerak-Formation nordwestlich Anguran, an den Hängen des Zarin Kuh (Figur 4, Profil 4). Es lassen sich wieder die Haupteinheiten des Lashkerak-Profiles erkennen,

z. T. allerdings in einer lithologisch erheblich anderen Ausbildung; dazu gesellen sich neue, weiter westlich unbekannte Elemente. Unter den Mobarak-Kalken steht folgende Serie an (stratigraphisch von oben nach unten):

- 13) 20 m helle, gutgebankte Dolomite.
- 12) 30 m weisse, teilweise dünnplattige, oft feinkörnige Sandsteine. Gegen unten mit dünnen Dolomitbänken.
- 11) 15 m rote, feinsandige bis siltige Schiefer.
- 10) 10 m rote, quarzitisches Konglomerate mit schmalen, feinsandigen Lagen.
- 9) 45 m rote Siltschiefer. Nach wenigen Metern Uebergang in graue bis schwarze, sandige Schiefer, die rhythmisch mit dünnen Sandsteinbänken wechsellagern.
- 8) 20 m rote Siltschiefer, z. T. sandig, ordovizische Fauna führend.
- 7) 30 m rote, kompakte Spatkalke. Seitliche Uebergänge in rote, schwach kalkige Sandsteine. Ordovizische Fauna (Trilobiten, Cystoiden).
- 6) 10 m rote, schwach kalkige Sandsteine.
- 5) 25 m rote, feinsandige bis siltige Schiefer mit Brachiopoden, Gastropoden und Cystoiden.
- 4) 5 m spätige, dolomitische Kalke, oben in dünnplattige Dolomite übergehend; rötlich-gelblich, mit rötlichen Tonhäuten.
- 3) 5 m rote, siltig-sandige Schiefer.
- 2) 10 m weisse, gutgebankte Quarzarenite.
- 1) x m feinkörnige, gelbe bis rötliche Dolomite, die unten mit tektonischem Kontakt an die Lalun-Formation grenzen.

Auffällig in diesem Profil ist die grosse Mächtigkeit der Einheit IV, zu der die Profilnummern 5 - 7, vielleicht auch 3 und 4 gezählt werden müssen. Die Gesteine sind allgemein viel sandiger ausgebildet als am Lashkerak. Auf starke Schüttungen von einem nahen Festland deuten auch die Konglomerathorizonte, die in einem wiederum recht mächtigen Komplex von sandig-siltigen Schiefen (8 - 10), die am ehesten der Einheit V vergleichbar sind, stecken. Die roten Konglomerate enthalten in einer sandig-quarzitischer Matrix Komponenten von bunten Quarziten, die gut gerundet aber schlecht sortiert sind. Es ist möglich, dass es sich bei dieser lokalen psammitischen Einschaltung um wiederaufgearbeitetes Lalun-Konglomerat handelt, das besonders im W viel Quarzite führt. Die hangenden Sandsteine (12) entsprechen der Einheit VI, erscheinen aber im Gegensatz zu letzterer grob, oft feinkörnig und enthalten dünne Dolomitlagen. Die Serie wird von Dolomiten abgeschlossen, die sonst überall fehlen, was durch die karbonische Transgression und die ihr vorangehende Erosion bedingt sein könnte.

Oestlich der Chalus-Strasse, am Steilabbruch des Punktes 4071 m ins oberste Hezarcham-Tal, ist zwischen Mobarak- und Lalun-Formation erneut die Lashkerak-Formation ausgebildet. Das Profil konnte leider nur aus einiger Distanz studiert werden, doch scheinen im nördlichsten Teil der Wand über den Top-Quarziten der Lalun-Formation etwa 100 m helle, gebankte Dolomite zu liegen. Darüber folgen Quarzarenite, rötliche und graue Schiefer, weisse Quarzarenite und schliesslich dünnbankige Mobarak-Kalke. Gegen S werden die Dolomite rapid schwächer und keilen nach wenigen hundert Metern in der südöstlichsten Ecke des Talkessels mitsamt den hangenden Sandsteinen und rötlichen Schiefeln aus.

Etwas weiter gegen WSW findet sich über dem Passübergang vom Valiabaderins Hezarcham-Tal das Profil 5 der Figur 4 als letzter Rest der Lashkerak-Formation. Etwa 30 m schwarze tonig-siltige Schiefer, oben und unten mit Sandsteinbänken wechsellagernd, und 15 m weisse Quarzarenite im Hangenden liegen zwischen Lalun- und Mobarak-Formation und entsprechen vermutlich den Einheiten V und VI des Lashkerak-Gebietes. Es scheint somit, dass östlich der Chalus-Strasse die Sedimentation zwischen Einheit IV und V unterbrochen wurde und dass letztere einer neuen Transgression entspricht. Ob das plötzliche Auskeilen der Dolomite, Quarzarenite und Schiefer primär stratigraphisch oder durch sekundäre Erosion bedingt ist, lässt sich vorläufig nicht entscheiden.

Vom Typusgebiet des Lashkerak lässt sich die Formation gegen Osten bis knapp an den Alanesar verfolgen. Die in einzelne, stark gestörte Bruchschollen aufgelöste Formation scheint dabei auszudünnen. Am Alanesar und ebenfalls zwischen Mastchel und Sialis liegt die Mobarak-Formation mit scharfer Grenze direkt auf der Lalun-Formation und ordovizische Sedimente fehlen vollständig. Wieder an einem tektonischen Kontakt beginnt in der NW-Flanke des Mastchal's ein neues, mächtiges Band von Lashkerak-Formation, das sich rings um den Zarin Kuh herumzieht und nordwestlich von Anguran an der grossen Verwerfung gegen die eozänen Tuffe schliesslich abbricht. Diese flache Platte zwischen Dalir und Anguran stellt das grösste zusammenhängende Vorkommen dar, das sich durch grosse Mächtigkeit und speziell sandige Ausbildung auszeichnet. Kleine Schuppen und Späne von Lashkerak-Formation finden sich entlang der Kandeivan-Verwerfung, vom Mastchal im Westen bis unterhalb Anguran. In der Fortsetzung davon beginnt SE von Anguran auf der rechten Talseite ein weiterer Komplex ordovizischer Sedimente. Das Profil konnte

nicht aufgenommen werden, doch scheint es sich um Dolomite, Quarzarenite, Schiefer und Sandsteine zu handeln, die halbwegs zwischen Anguran und Char Bagh auskeilen. Gegen E, in der Gegend der Chalus-Strasse, fehlt die Formation wieder völlig und tritt erst im obersten Hezarcham-Tal ein letztes Mal auf.

Das sehr sporadische Auftreten von Ordovizium scheint auf den ersten Blick eine Folge von späterer Erosion zu sein. Es ist aber auffällig, dass die Mo-barak-Formation praktisch immer normal auf die Lashkerak- oder dann direkt auf die Lalun-Formation transgrediert, letztere aber nie aneroziert und auch nie auf mittlere Niveaus der Lashkerak-Formation greift. Eine Ausnahme bilden möglicherweise die Dolomite (13) des Profils von Anguran, die an den restlichen Lokalitäten fehlen. Es ist so wahrscheinlich, dass die heutige Verteilung der Lashkerak-Formation die ursprünglichen Sedimentationsverhältnisse wiedergibt und nicht, oder nur in geringem Mass durch sekundäre Erosion bedingt ist.

Alter und Fossilinhalt:

Aus den kalkigen Mergeln (5) des Typusprofils wurde auf der West- und Ostflanke des Lashkeraks eine Fauna von über 20 mehr oder weniger gut erhaltener Trilobiten gesammelt, die zuerst an Prof. ERBEN in Bonn, später dann an Herrn T. S. WINSNES in Oslo zur Bestimmung gesandt wurden. Die endgültige Bearbeitung des Materials ist leider noch nicht abgeschlossen, doch kann Herr WINSNES die folgenden, hier wörtlich zitierten Bemerkungen (briefliche Mitteilung) zu den verschiedenen Formen geben:

Symphysurus (S.) GOLDFUSS sp.: Von *Symphysurus* liegen mehrere Exemplare (17) vor. Aus Asien sind nur zwei Arten aus dem Unterordovizium von Kasakstan beschrieben worden. Die vorliegenden Exemplare wurden in der Literatur noch nicht gefunden, wahrscheinlich handelt es sich um eine neue Art.

Presbynileus (*Protopresbynileus*) HINTZE sp.: Liegt in zwei Exemplaren vor. *Presbynileus* ist aus dem Unterordovizium von Nevada und Utah beschrieben worden. Die Augen der zwei vorliegenden Exemplare sind grösser als die des Genotypus. Wahrscheinlich handelt es sich um eine neue Art.

Ptychopyge cf. *cincta* BRÖGGER: Ein nicht sehr gut erhaltenes Stück, das nicht sicher bestimmt werden kann. Es ähnelt sehr dem *P. cincta*,

abgebildet in SCHMIDT, 1898: Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten, Bd. 5/3. Mém. Acad. Imp. Sc. St. Petersburg, Cl. Phys.-Math., vol. 6/11, Pl. 8. Unterordovizische Formen Skandinaviens und des Baltikums.

Megalaspis ANGELIN sp.: Ein schlecht erhaltenes Exemplar kann wegen der Form seines Cephalons zum Genus *Megalaspis* gestellt werden; eine artliche Bestimmung ist nicht möglich. Unterordovizium.

cf. *Ogygites yunnanensis* REED: Ein Pygidium von schlechter Erhaltung gleicht dieser Art aus dem unteren und mittleren Ordovizium Yunnans und Süd-Chinas.

Nach Herrn WINSNES besteht kein Zweifel, dass die Fauna ein unterordovizisches Alter besitzt.

In den Schichten 4, 5 des Lashkerak-Profiles und 5 - 8 des Profils NW Anguran fand sich eine sehr reiche Cystoiden-Fauna, die von häufigen Cephalopoden und seltener von Gastropoden und Brachiopoden begleitet wird.

Zur Bestimmung der Cystoiden wurden die Werke von PIVETEAU (Bd. III, 1953), REGNELL (1951) und WAAGEN (1887) verwendet. Diese Literatur ist aber viel zu wenig umfangreich, was zusammen mit praktisch fehlenden Kenntnissen der Materie zu äusserst unsicheren Identifikationen führte. Neben unbestimmten Exemplaren wurden folgende Formen gefunden:

Arhegocystis ? sp..

Aristocystis sp.

Codiacystis (*Craterina*) ? sp.

Echinosphaerites sp.

Sinocystis cf. *loczy* REED

Die Nautiliden sind zumeist als Steinkerne erhalten, zeigen keine Innenstruktur und lassen sich deshalb nicht bestimmen. Mit einiger Sicherheit konnten nur die folgenden zwei Genera erkannt werden:

Endoceras sp.

Michelinoceras sp.

Brachiopoden und Gastropoden sind schliesslich mit folgenden Genera vertreten:

Hemipronites sp.: Eine Ventralklappe, die sich gut mit den bei REED (1917, Pl. 5, 4) abgebildeten Vertreter der Gattung aus Yunnan vergleichen lässt.

Orthis cf. caligramma DALMAN: Grob bis sehr grob berippte, kleine Orthiden (vermutlich zwei verschiedenen Spezies angehörend), die am ehesten in die Gruppe um *O. caligramma* DALMAN zu stellen sind. Angesichts der heutzutage sehr weitgehenden Aufsplitterung der Gruppe in verschiedene Genera ist ohne genügend Vergleichsliteratur eine befriedigende Artsbestimmung unmöglich.

Holopea ? sp.: Zwei Steinkerne zeigen weitgehende Uebereinstimmung mit dem bei REED (1917, P. 5) abgebildeten Exemplar von *Holopea* sp.

Die mit Hilfe der Trilobiten gewonnene Datierung der Lashkerak-Formation lässt sich mit der restlichen Fauna vorläufig nicht weiter einengen. Immerhin steht keine der gefundenen Formen mit der Annahme im Widerspruch, dass die Formation unteres Ordovizium bis vielleicht unterstes mittleres Ordovizium darstellt. Ueber die Paläogeographie dieser Epoche lässt sich vor derhand nichts aussagen. Die Lashkerak-Formation steht in Nordiran sehr isoliert da. Gewisse Faunenelemente deuten allerdings nach Südostasien (Yunnan, Südchina).

Regionale Verbreitung:

Die Lashkerak-Formation ist bisher nur aus meinem Arbeitsgebiet bekannt. Es ist aber denkbar, dass westlich von der Alam Kuh-Gruppe weitere Vorkommen existieren. Auch die Aufschlüsse des obersten Hezarcham-Tales setzen sich höchst wahrscheinlich gegen E fort; kaum aber sehr weit, da die ganze altpaläozoische Erhebung Alam Kuh-Chalus gegen Osten achsial untertaucht. Auf der Höhe von Amol findet sich nördlich der Nurfurche nur die mächtige Trias/Perm-Antiklinale, deren tiefste Aufschlüsse im unteren Perm liegen. Im zentralen und östlichen Südelburz und auch in der Gegend SE Zenjan stehen im Hangenden der Lalun-Formation sehr verbreitet die Sedimente der Mila-Formation an, die nach den jetzt vorliegenden Ergebnissen ein mittel- bis oberkambrisches Alter besitzen (STÖCKLIN et al. 1964). Die beiden Formationen sind aber altersmässig und auch lithologisch ganz voneinander verschieden und können nicht verglichen werden. Die Mila-Formation oder Aequivalente sind in der Gegend nördlich des Kandeivan-Passes unbekannt. Grosse Gebiete des Südelburz und NW-Irans, nicht aber der zentrale Nordelburz, waren demnach im mittleren bis oberen Kambrium überflutet. Im unteren und mittleren Ordovizium andererseits lagen Teile des Nordelburz unter einer Meeresbedeckung, während die zuvor überfluteten Gebiete des Südelburz

und NW-Persiens keinerlei Spuren von mariner Sedimentation aufweisen und trocken lagen. Wie HUCKRIEDE et al. (1962) und FLÜGEL (1964) darlegten, zeichnet sich etwa ab dem höheren mittleren Kambrium und vor allem im Ordovizium eine deutliche Differenzierung in Schwellenregionen und Senkungsgebiete ab, die im Gegensatz zu den viel uniformeren Sedimentationsräumen im tieferen Kambrium und des Präkambriums steht. Im oberen Mittelkambrium verstärkt sich somit die schon vorher angedeutete Hebungstendenz der Alam Kuh-Kuppel und führte zur Trockenlegung des Gebietes. Im tieferen Ordovizium bildete sich dann eigenartigerweise eine gegenläufige Bewegung aus, die eine seichte Ueberflutung ermöglichte. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass das ordovizische Meer zwischen der Chalus-Strasse und dem Alam Kuh eher seicht gewesen sein muss und möglicherweise nur aus einzelnen, sich mit der Küste verfingernden Meeresarmen bestand. Eine basale Gruppe sehr feinkörniger Dolomite deutet auf ein warmes, übersalzenes und eher abgeschlossenes Milieu. Der hangende Sedimentstoss führt in seinem mittleren Teil lokal eine ordovizische Fauna. Die weitgehend sandige bis grobklastische Ausbildung zeigt eine nahe Landmasse an, die man sich im Süden denken könnte. Zum Abtrag gelangten vermutlich Sedimente der tieferen Lalun-, Barut- und Zaigun-Formation. Epiorogenetische Bewegungen führten zu lokalen Sedimentationsunterbrüchen. Daneben könnte auch submarine Denudation und Nichtablagerung z. T. für die auffallend lückenhafte Verbreitung der Lashkerak-Formation verantwortlich sein. Eine endgültige Hebung im mittleren bis oberen Ordovizium leitete schliesslich eine ausgedehnte, bis ins untere Karbon dauernde Landphase ein.

2.7 MOBARAK-FORMATION:

(Unterkarbon)

Die langandauernde Emersionsphase, die den gesamten Elburz erfasste und mindestens vom mittleren Ordovizium bis ins mittlere Devon reichte, wurde im oberen Devon, örtlich auch erst im Tournaisian durch einen allgemeinen Einbruch des Meeres abgeschlossen. Die im Gefolge dieser Transgression abgelagerten Sedimente sind in zwei Formationen zusammengefasst, denen zwei verschiedene Ablagerungsräume entsprechen. Aus dem Djajerud-Tal beschrieb ASSERETO (1963) die Geirud-Formation, eine sandig-kalkig-dolomitische Serie, die vom Oberdevon bis ins Unterperm reichen soll, unterbrochen

allerdings durch eine grössere Schichtlücke im Oberkarbon. Der zweite, auch in meinem Untersuchungsgebiet verbreitete Faziesbereich wird durch dunkle, organogen-detritische Kalke charakterisiert, die das Tournaisian und Viséan umfassen. Das Typusprofil dieser Mobarak-Formation liegt nördlich Ab-é-Ali und ist bei ASSERETO (1963) sowie bei DELLENBACH (1964) abgebildet. Die Fazies der Mobarak-Formation ist schon lange bekannt und wurde z. B. von STAHL, TIETZE und RIVIERE als Kohlenkalk bzw. calcaire houiller erwähnt.

Lithologie; untere und obere Grenze:

Die Mobarak-Formation der paläozoischen Zentralkette setzt sich hauptsächlich aus Kalken und kalkig-mergeligen Schiefen zusammen und ist allgemein reich an Fossilien. Die organogen-detritischen Kalke sind stets grau bis dunkelgrau-schwarz gefärbt, häufig spätig und besonders gegen oben fast immer mehr oder weniger oolithisch ausgebildet. Ein komplettes, leicht zugängliches Profil steht am rechten Talhang bei der Chaikhané Dozd-é-Band an (Figur 5, Profil 1). Im Liegenden der unterpermischen Dorud-Formation folgen gegen unten:

- 5) 45 m grünlich-graue, kalkig-mergelige Schiefer, wechsellagernd mit dünnen Bänken dunkler, durch hohen Limonitgehalt oft gelb gefleckter, grob organogen-detritischer und teilweise spätiger Kalke. Besonders die Schiefer sind sehr fossilreich und führen auffallend viele Bryozoen und Crinoiden-Stielglieder.
- 4) 50 m graue und schwarze, organogen-detritische Kalke, oft oolithisch und stets etwas spätig, in 20 - 50 cm dicken Bänken. In die Kalke sind Lagen von stark verschiefert, grünlich-grauen, kalkig-mergeligen Schiefen eingeschaltet.
- 3) 50 m dickbankige, graue bis bräunliche, organogen-detritische Kalke, meist spätig, seltener oolithisch.
- 2) 90 m dunkelgraue, organogen-detritische, spätige Kalke. Die dünnbankigen Kalke sind oft etwas mergelig und gehen lagenweise in schwarze, leicht tonige Kalkschiefer über.
- 1) 250 m grob und teilweise undeutlich gebankte, grau-schwarze Kalke, Anwitterung hellgrau. Die massigen, meist leicht spätig ausgebildeten Kalke werden gegen oben dünnbankiger, lassen sich aber nicht weiter gliedern. Sie liegen transgressiv auf dem weissen Top-Quarzit der Lalun-Formation.

Die gesamte Mobarak-Formation ist fossilreich und führt Gastropoden, Brachiopoden, Korallen, Crinoiden, Bryozoen und vereinzelt schlecht erhaltene Trilobiten. Besonders in der basalen Kalkserie (1) konzentrieren sich die Fossilien auf relativ dünne Zonen, die mit grösseren, fossilarmen Partien alternieren. Als relativ fossilarm erwiesen sich die dickbankigen Kalke (3),

① DOZD- E- BAND

② HARIJAN

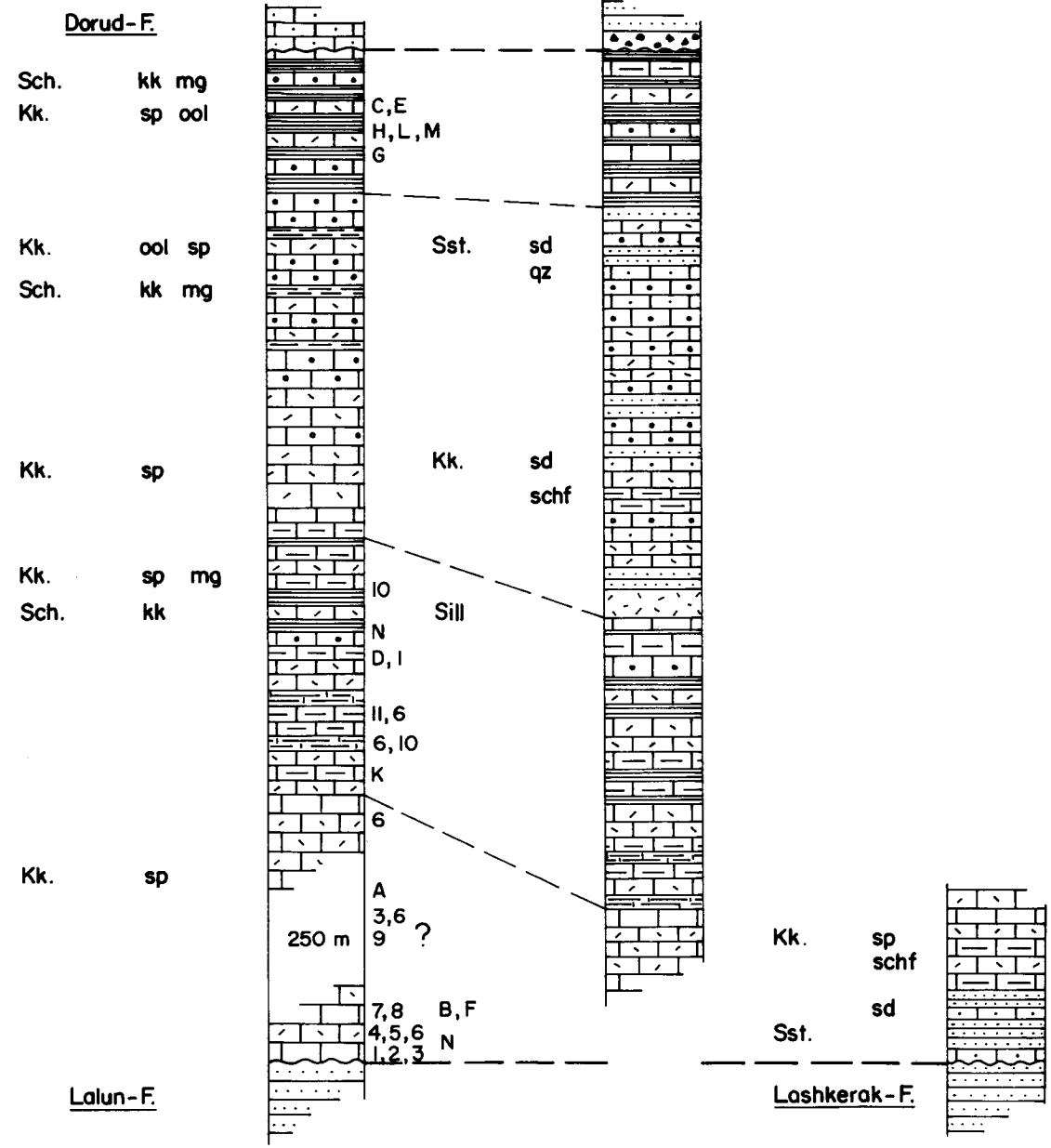
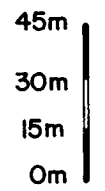
③ NE VALIABAD

Korallenfauna

- 1 Cyathoclisia modavense modavense (SALE)
- 2 Caninophyllum sp.
- 3 Caninophyllum minor "multiseptata" VOLK.
- 4 Zaphrentoides sp.
- 5 Michelinia tenuiseptata PHIL.
- 6 Bothrophyllum sp.
- 7 Cladochonus sp.
- 8 Siphonophyllia cylindrica cylindrica Mc COY
- 9 Amygdalophyllum sp.
- 10 Clisiophyllum curkeense VAUGH.
- 11 Michelinia megastoma (PHIL.)

Restliche Fauna

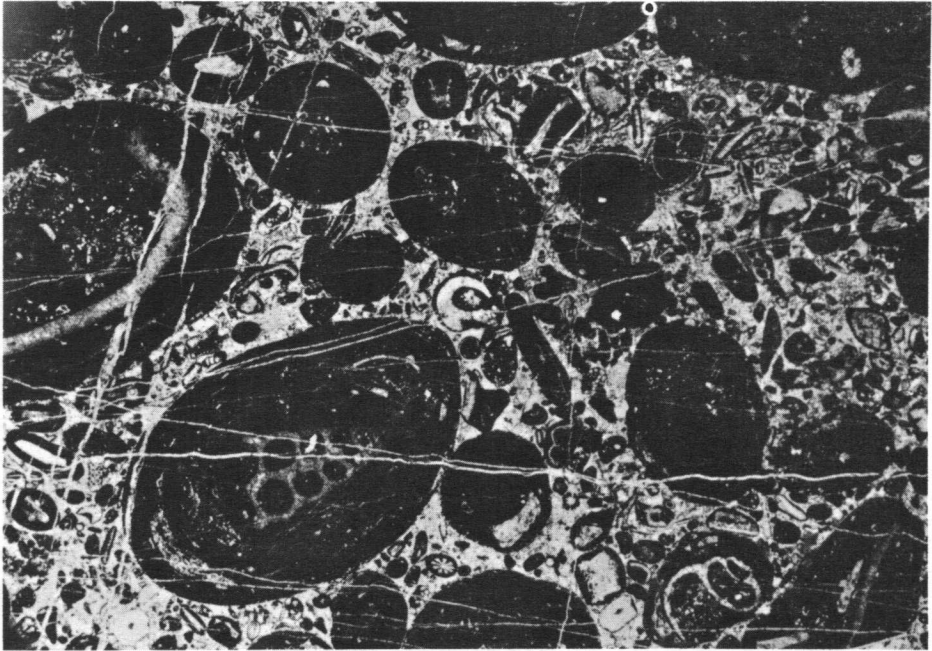
- A Productus productus (MARTIN)
- B Antiquatonia sp.
- C Pustula pustulosa (PHIL.)
- D Echinoconchus elegans (M'COY)
- E Echinoconchus punctatus (SOW.)
- F Syringothyris cuspidata (MART.)
- G Spirifer trigonalis triangularis MART.
- H Athyris lamellosa (L'EVEILLE)
- I Cleiothyridina royssi (DAVIDSON)
- K Delepinea comoides (SOW.)
- L Rhipidomella michelini (L'EVEILLE)
- M Leptaena analoga (PHIL.)
- N Straparollus dionysii MONF.



Figur 5: Lithologie und Fauna der Mobarak-Formation.
Lithology and fossils of the Mobarak formation.

während die hangenden Kalke (4) und besonders die Schiefer (5) sehr reich an organischen Resten sind.

Unter den Mobarak-Kalken finden sich ausschliesslich organogen-detritische und oolithische Kalke, die durch fließende Uebergänge miteinander verbunden sind. Die Vertreter der ersten Gruppe führen hauptsächlich Schalenbruchstücke von Brachiopoden und Gastropoden, Crinoiden-Stielglieder, Kalkalgen und Foraminiferenschalen; vor allem in der obersten Schieferserie (5) sind dazu auch spätige, von Bryozoenröhrern erfüllte Kalke häufig. Denselben organischen Detritus enthalten die oolithischen Kalke, die bankweise allerdings in reine Oolithe übergehen können. Relativ selten treten Interklaste auf. Die Gesteine werden von klarem, grobkörnig rekristallisiertem Kalzit zementiert, der beinahe immer noch kleinere oder grössere Reste der primären, feinkörnigen, pigmentierten Grundmasse enthält. Sekundäre Dolomitisationen sind sehr selten. Hingegen zeigen die Kalke, besonders im oberen Teil der Formation, sehr oft einen geringen Anteil an detritischem Quarz. Figur 6 gibt einen Eindruck eines typischen, gemischten Mobarak-Kalkes.



Figur 6: Schlibfbild eines gemischten Mobarak-Kalkes. 10 mal vergrössert.
Mobarak limestone in thin slide.

In dem Profil östlich Harijan, das für den südlicheren Mobarak-Komplex repräsentativ ist, gehen die Kalke, die den Gliedern 3 und 4 des obigen Profils entsprechen, in Sandkalke, und diese wiederum in kalkige bis quarzitisches Sandsteine über.

Die Mobarak-Formation liegt im Normalfall transgressiv auf dem Top-Quarzit der Lalun-Formation. Seltener schiebt sich die Lashkerak-Formation zwischen das Jungpaläozoikum und die Lalun-Formation und bildet das Liegende der transgressiven Mobarak-Formation (siehe p. 35').

In jedem Fall ist der Kontakt scharf und vollkommen konkordant. Im Hangenden überlagert die permische Dorud-Formation transgressiv und konkordant die unterkarbonischen Sedimente. Im südlichen, vom Nur-Tal über Harijan nach Anguran verfolgbaren Zug von Jungpaläozoikum ist die Grenze durch das Einsetzen massiger Quarzarenite, die sich mit einem Basiskonglomerat- bis brekzie auf die obersten Mobarak-Schiefer legen, gekennzeichnet. Viel weniger deutlich präsentiert sich der Kontakt im Profil von Dozd-é-Band. Die basalen Dorud-Sandsteine werden hier durch sandige Kalke und mergelige Schiefer vertreten, welche ohne jegliche Basisbildungen die Mobarak-Schiefer überlagern.

Die organogen-detritischen bis oolithischen Kalke und Mergelkalke der Mobarak-Formation sind typische Bildungen untiefer Plattformgebiete, in denen günstige Lebensbedingungen eine reiche Entfaltung der marinen Fauna bewirkten. Die im oberen Teil der Formation auftretenden, mergelig-kalkigen Schiefer deuten möglicherweise eine geringe Absenkung des Ablagerungsraumes an. Schon RIVIÈRE fiel die mergelige Entwicklung des oberen und vor allem obersten "Anthracolithikums" im Gebiet von Hezarcham auf. Es dürfte aber übertrieben sein, wenn er daraus einen "viel tieferen, sekundären Geosynklinal-trog des Karbonmeeres" konstruiert (p. 15 f.). Auch deuten weder die Oolithe noch die Brachiopodenfauna auf sehr tiefes Wasser.

Aenderung von Fazies und Mächtigkeit:

Die Mobarak-Formation ist im Untersuchungsgebiet in zwei tektonischen Einheiten ausgebildet, die sich durch geringfügige Faziesdifferenzen unterscheiden. Der südlichere Zug von Jungpaläozoikum streicht aus dem Gebiet nördlich des Nur-Tales über Harijan und Valiabad gegen Anguran und zeichnet sich in der oberen Mobarak-Formation durch vermehrte detritische Schüttungen aus (Profil 2 der Figur 5). Diese sind als Sandkalke und kalkige bis

quarzitische Sandsteine ausgebildet und stecken in einer 130 m mächtigen Serie von spätigen und oolithischen Kalken. Im nördlichen Vorkommen der Formation entsprechen dieser Kalkserie die Glieder 3 und 4 des Profils von Dozd-é-Band (Figur 5, Profil 1), die zusammen etwa 100 m messen und an Stelle der sandigen Lagen im oberen Teil auffallende, mergelige Schiefer enthalten. Im südlichen Verbreitungsgebiet des Jungpaläozoikums ist auch die Basis der Mobarak-Formation sandig ausgebildet. Sehr ausgeprägt ist diese Tendenz beispielsweise im obersten Hezarcham-Tal, wo an der linken Tal-seite das Karbon auf 3200 m mit etwa 20 m Sandkalken und Sandsteinen, die schlecht erhaltene Fossilreste einschliessen, einsetzt. Ähnliches wurde auch an der Chalus-Passstrasse und im obersten Dalir-Tal beobachtet. Die Mächtigkeit der Mobarak-Formation schwankt zwischen 480 m bei Dozd-é-Band und etwa 520 m in der südlicheren Zone.

Alter und Fossilinhalt:

Auf Anregung von Dr. RUTTNER (Teheran) hin, wurde aus der Mobarak-Formation eine grössere Anzahl von Korallen gesammelt, zu deren Bestimmung sich Prof. Dr. FLÜGEL (Graz) bereit erklärte. Die folgenden paläontologischen und stratigraphischen Angaben basieren so z. T. auf seinen Mitteilungen. Der Grossteil des Korallenmaterials stammt aus den unteren 350 m der Formation (1 und 2 des Profils p. 45) und setzt sich aus folgenden Formen zusammen:

- 1 *Cyathoclisia modavense modavense* (SALE)
- 2 *Caninophyllum* sp.
- 3 *Caninophyllum minor* "multiseptata" VOLK.
- 4 *Zaphrentoides* sp.
- 5 *Michelinia tenuiseptata* PHIL.
- 6 *Bothrophyllum* sp.
- 7 *Cladochonus* sp.
- 8 *Siphonophyllia cylindrica cylindrica* McCOY
- 9 *Amygdalophyllum* sp.
- 10 *Clisiophyllum curkeense* VAUGH.
- 11 *Michelinia megastoma* (PHIL.)

Die Fundlage der einzelnen Spezies im Profil der Formation ist aus der Figur 5 ersichtlich. Abgesehen von der charakteristischen, zeitlich aber durchlaufenden *Bothrophyllum*-Gruppe, die z. T. mit Formen des Talar-Tales übereinstimmt (FLÜGEL, 1963), wird die Fauna durch das Auftreten von

Tournai-Elementen im tieferen, Visé-Formen im höheren Teil der Profils charakterisiert. Dabei belegen die Arten 1, 2, 4, 5 und 7 Tournaisian; 9, 10 und 11 Viséan, während die Formen 3, 6 und 8 durchzulaufen scheinen. Die Transgression des Mobarak-Meeres fällt somit ins Tournaisian (eine Anzahl Exemplare der Arten 1 - 8 wurde an verschiedenen Lokalitäten aus den untersten, unmittelbar über der Lalun-Formation liegenden Kalkbänken der Mobarak-Formation gesammelt). Bereits die dünnbankigen, teilweise mergeligen Kalke (2, Profil p. 45) enthalten aber keine Arten des Tournaisian mehr und sind so ins Viséan zu stellen. Es ist naheliegend, die Grenze zwischen den beiden Stufen mit der lithologischen Grenze zwischen den zwei Gliedern 1 und 2 des Profils zusammenfallen zu lassen. Möglicherweise gehört zwar schon der obere Teil der untersten Kalkserie (1) ins Viséan. Darauf deutet ein Fund von *Amygdalophyllum* sp. aus Kalken, die SE des Mastchal direkt nördlich der Kandevan-Verwerfung anstehen. Die recht intensive Tektonik verunmöglicht eine genaue stratigraphische Horizontierung dieser Gesteine, die ihrer Lithologie nach aber am ehesten zur untersten Kalkserie gehören. Es fragt sich allerdings, wie hoch der stratigraphische Leitwert dieser Gattung zu bewerten ist.

Eine zweite Gruppe von Korallen, die sich von der oben angeführten Fauna deutlich unterscheidet, entstammt den grünlich-grauen Schiefen der obersten Mobarak-Formation (Profilnummer 5). Es handelt sich um Arten unbekanntes Alters, die sich bisher in keinem persischen Material fanden und deren Bestimmung bisher leider noch nicht gelungen ist. Man könnte die Schiefer auf Grund dieses Befundes ins untere Perm einstufen, doch dagegen spricht die restliche Fauna (siehe unten).

Neben den Korallen führt die Mobarak-Formation eine reiche Brachiopodenfauna, seltener Gastropoden, Trilobiten, dazu schliesslich sehr viele Bryozoen und Echinodermen. Einen Teil des Fossilmaterials bestimmte in verdankenswerter Weise Dr. SCHUMANN in Tübingen; einige weitere Arten konnten in Zürich bestimmt werden, während der Rest der Ausbeute einer genauen Bestimmung noch harret.

Folgende Spezies fanden sich in der unteren Mobarak-Formation (Schichten 1 - 4; die genaue Fundlage ist in der Figur 5 angegeben):

Productus productus (MARTIN)

Antiquatonia sp.

Pustula sp.

Echinoconchus sp.
Echinoconchus elegans (McCOY)
Cleiothyridina cf. *royssi* (DAVIDSON)
Syringothyris cuspidata (MART.)
Delepinea comoides (SOW.)
Straparollus cf. *dionysii* MONTF.
Warthia ? sp.
Sinuites ? sp.

Die Fauna enthält durchwegs bekannte, europäische Arten, die zu der mit Hilfe der Korallen gewonnenen Datierung der Schichten nichts Neues beitragen. Besonders die basalen Bänke der Formation führen viele Gastropoden, die lokal beinahe gesteinsbildend sind. Neben *Straparollus* finden sich *Bellerophon*tiden, doch leider nur in relativ schlecht erhaltenen Steinkernen, so dass selbst eine generische Bestimmung unsicher ist. Die äussere Form, zusammen mit dem Fehlen eines Schlitzbandes und der Engnabligkeit lässt aber an die Gattung *Sinuites* KOKEN und *Warthia* WAAGEN denken. Daneben mögen auch Vertreter der Familie *Bellerophon*tidae vorkommen.

Als sehr fossilreich erwiesen sich die Mobarak-Schiefer (5). METZ (1961) erwähnt diese Gesteine als grau-braune, schiefrig-sandige Serie mit vielen zerdrückten Fossilresten von jungpaläozoischem, näher nicht bestimmbarern Alter. In der Tat sind die Fossilien oft zerdrückt und in schlechtem Erhaltungszustand, doch war es immerhin möglich, die folgenden Arten zu bestimmen:

Echinoconchus punctatus (SOW.)
Pustula pustulosa (PHIL.)
Dictyoclostus sp.
Athyris cf. *lamellosa* (LEVEILLE)
Athyris sp.
Cleiothyridina sp.
Spirifer trigonalis triangularis MARTIN
Rhipidomella michelini (LEVEILLE)
Schizophoria aff. *vestita* (SCHLOTH.)
Leptaena analoga (PHIL.)

Diese Fauna wird von zahlreichen, durchwegs in schlecht erhaltenen Ventral-schalen vorliegenden Spiriferiden dominiert. RIVIÈRE (1934) bestimmte einige, nördlich Hezarcham gesammelte Exemplare als *Spirifer rajah* SALTER und stufte die fraglichen Schiefer ins Oberkarbon (Moscovian-Ouralian) oder

gar ins Unterperm (Artinskian) ein. *Spiriferella rajah* (SALTER) ist aber eine Form des unteren und mittleren Perms, das im Elburz durch die Dorud- und vor allem die Ruteh-Formation vertreten ist. Die Art wurde oft diskutiert und die verschiedenen Autoren fassten sie verschieden auf. Eine Identifikation des bei RIVIÈRE (Taf. 4, fig. 4) abgebildeten und unserer Exemplare mit der in Frage stehenden Spezies scheint mir angesichts der schlechten Erhaltung jedenfalls nicht möglich.

Als viel nützlicher bei der Datierung der grau-grünlichen Schiefer erweisen sich vorläufig die Productiden *Echinoconchus punctatus* (SOW.) und *Pustula pustulosa* (PHIL.). Es sind beides leicht erkenntliche, typisch unterkarbonische Formen (Tournaisian und Viséan; MUIR-WOOD und COOPER, 1960). Auch die in mehreren Stücken gefundene *Leptaena analoga* (PHIL.) unterstützt diesen Befund, während die haufenweise vorkommende *Rhipidomella michelini* (LEVEILLE) bis ins Perm hinaufzureichen scheint.

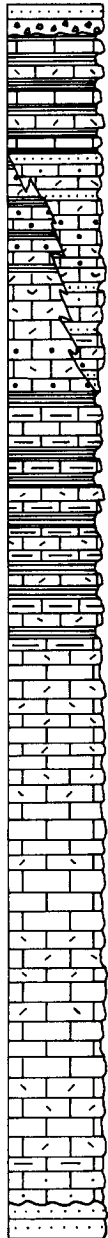
Mikrofauna:

Die Mobarak-Kalke führen eine Fauna von kleinen, meist schlecht erhaltenen Foraminiferen. Umkristallisation und Diagenese zerstörten die ursprüngliche Wandstruktur weitgehend, zudem wurden die Schalen wohl schon während der Einbettung mechanisch beschädigt. Es wurden Vertreter der folgenden Gattungen aufgefunden:

<i>Tetraxis</i> sp.	<i>Quasidendothyra</i> ? sp.
<i>Endothyra</i> sp.	<i>Brunsia</i> sp.
<i>Endothyra</i> aff. <i>symmetrica</i> ZELLER	<i>Archaediscus</i> sp.
<i>Ammodiscus</i> sp.	

Diese typisch karbonische Gemeinschaft wird von den Endothyridae dominiert, und zwar hauptsächlich von der Gattung *Endothyra* PHIL., die sowohl in beinahe planspiralen, wie auch in stark plectospiralen Arten ("*Plectogyra*") auftritt. Sehr häufig sind weiter die *Ammodiscinae* und die *Archaediscidae*. Fusuliniden scheinen zu fehlen. Beim Fehlen artlicher Bestimmungen ist es unmöglich, auf Grund der Mikrofauna Tournaisian und Viséan zu unterscheiden, wie dies DELLENBACH (1964) im Profil von Mobarakabad durchführt.

Chalus - Gebiet



Dorud - Formation

Grau-grünl. Schiefer mit dunklen, spätigen Kalken

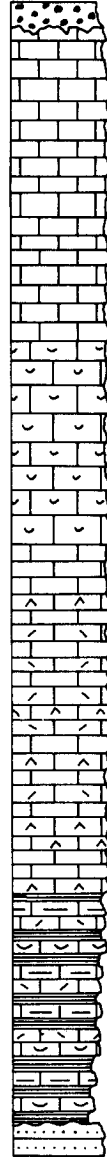
Organogen-detrinitische Kalke, Sandkalke, Sandsteine, Mergelschiefer

Mergelige bis spätige Kalke und kalkige Schiefer, schwarz

Schwarze, spätige Kalke, grobbankig

Lalun-Formation

Tal von Mobarakabad



Perm

Spätige, hellgraue Kalke, interklastisch

Spätiger, organogener Kalk, dickbankig, schwarz

Spätige, organogene und interklastische Kalke, schwarz

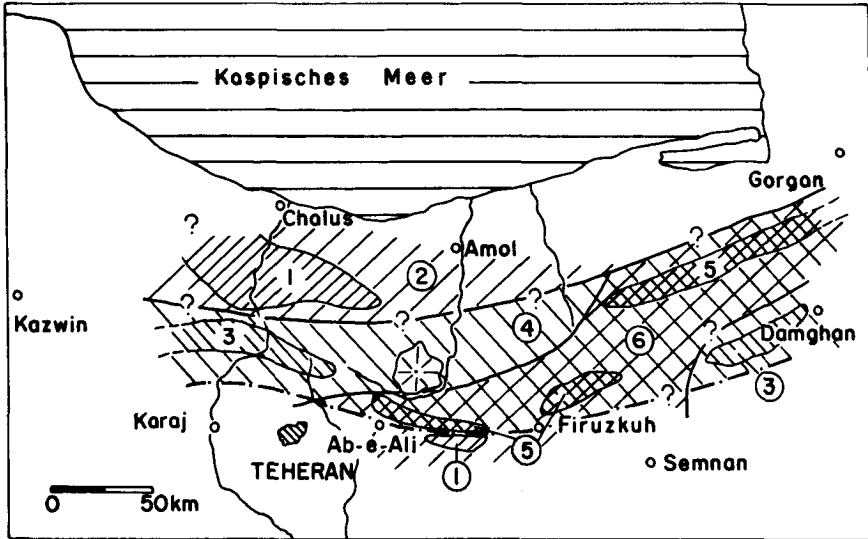
Schwarze, kalkige Mergel mit schwarzen, spätigen Kalken

Unt. Geirud-Formation

Figur 7: Vergleichsprofile der Mobarak-Formation im südlichen (N Ab-é-Ali) und nördlichen Zentralebuz.
Comparison of the Mobarak formation of the northern and the southern (N Ab-é-Ali) Central Elburz.

Regionale Verbreitung:

Schon mehrere Autoren beschrieben dunkle, fossilführende Kalke des unteren Karbons, die an verschiedenen Stellen des Elburz erhalten sind und auf den ersten Blick zur Mobarak-Formation zu gehören scheinen. Es ist allerdings fraglich, wie weit sich diese Übereinstimmung bei einer detaillierten Untersuchung der Vorkommen bestätigen würde. Zwischen dem Profil des Chalusgebietes und dem Typusprofil nördlich Ab-é-Ali bestehen jedenfalls beträchtliche Unterschiede, sowohl in der Ausbildung der Gesteine als auch in ihrer Abfolge (Figur 7). Im Mobarak-Tälchen setzt die Formation mit schwarzen, sehr fossilreichen Schieferen ein, die mit schwarzen, ebenfalls von Fossilien erfüllten, dünnbankigen Kalken wechsellagern. Darüber folgt ein recht homogener Stapel grauer und schwarzer, zumeist spätiger Kalke. Mergelschiefer, oolithische Kalke und sandige Lagen fehlen. Mit dieser mächtigen Kalkmasse lassen sich im nördlichen Zentralelburz eigentlich nur die 250 m basaler Kalke vergleichen, während der dortigen oberen, schiefbrig-kalkigen Serie bei Ab-é-Ali keine ähnlichen Gesteine gegenüberstehen. Bei allen Unterschieden gehört aber unser Gebiet doch viel eher zum Faziesgebiet der Mobarak-Formation als zu demjenigen der Geirud-Formation. Letztere enthält wohl 160 m schwarzer, mergeliger Schiefer mit Spatkalkbänken und darüber 60 m von spätigen, organogen-detritischen Kalken (ASSERETO 1963, p. 526), schliesst aber dann mit einer dicken Folge von feinkörnigen, dolomitischen Kalken und Dolomiten ab. In der Figur 8 wurde versucht, die ungefähre Verbreitung der beiden Faziesräume darzustellen. Leider sind die Vorkommen von Jungpaläozoikum im Elburz zusammenhangslos und z. T. auch noch schlecht bekannt, so dass paläogeographische Aussagen äusserst hypothetisch und in vielen Punkten weitgehend von der persönlichen Phantasie abhängig sind. Erschwert werden solche Konstruktionen überdies noch durch die Unsicherheit in der Datierung einzelner Formationen oder Teile derselben. Sicher ist in unserem Fall immerhin, dass weite Gebiete des Elburz von der oberdevonen Transgression erfasst wurden. Die Ausdehnung dieses Raumes, in dem überall die untere Geirud-Formation zum Absatz gelangte, wird durch folgende Vorkommen charakterisiert: Karaj-Tal (LORENZ, 1964), Djajerud-Tal (ASSERETO, 1963), Mobarak-Tälchen (DELLENBACH, 1964), Firuzkuh, paläozoische Zentralkette nördlich Damghan (STÖCKLIN, 1959, p. 683), Mila Kuh bei Damghan (STÖCKLIN et al., 1964). Ausserhalb dieses überfluteten Streifens fallen das Paläozoikum bei Sarbandan-Arru (westlich Firuzkuh, mündliche Mitteilung von STEIGER) und der paläozoischen Zentralkette nördlich des Kandeavan-Passes, wo die untere Geirud-Formation fehlt.



Figur 8: Fazieskarte der Mobarak- und Geirud-Formation.
Facies map showing distribution of Mobarak- and Geirud formation.

- 1 Mobarak-Formation (Aufschlüsse; exposed).
- 2 Vermuteter Faziesbereich der Mobarak-Formation.
Supposed extent of the Mobarak facies realm.
- 3 Geirud-Formation (Aufschlüsse; exposed).
- 4 Vermuteter Faziesbereich der Geirud-Formation.
Supposed extent of the Geirud facies realm.
- 5 Untere Geirud-Formation, überlagert von Mobarak-Formation.
Geirud formation (lower) overlain by Mobarak formation
(Aufschlüsse; exposed).
- 6 Hypothetischer Faziesbereich der Mischfazies unt. Geirud-
und Mobarak-Formation.
Hypothetic facies realm of lower Geirud formation overlain
by Mobarak formation.

Ins Unterkarbon fällt eine zweite Transgression, deren Ausdehnung mindestens teilweise mit der oberdevonischen Meeresbedeckung übereinstimmt, örtlich aber letztere übertrifft. Die das Tournaisian und Viséan umfassende Mobarak-Formation liegt so stellenweise auf der unteren Geirud-Formation (Mobarak-Tälchen, Firuzkuh, paläozoische Zentralkette N Damghan?), anderswo, wie etwa bei Arru und im Einzugsgebiet des Chalus-Flusses, transgrediert sie direkt auf das Kambrium. Von Mobarakabad gegen N ins Djajerud-Tal geht

wenigstens der obere, dem Viséan angehörige Teil der Mobarak-Formation seitlich in die mittlere Geirud-Formation über. Eine allgemeine Emersion setzte zumindest Teile des Elburz am Ende des Viséan trocken und Oberkarbon scheint jedenfalls im Zentralelburz zu fehlen. Dies steht im Einklang mit den Angaben von FLÜGEL (1964), wonach in ganz Vorderasien marines Oberkarbon fehlt und nur ausnahmsweise in limnischer Ausbildung aus einigen lokalen Senken bekannt ist.

Problematisch ist die Datierung des höchsten Gliedes (10) - 170m feinkörnige, dolomitische Kalke und Dolomite - von ASSERETO's Geirud-Profil. Nach ihm handelt es sich um oberstes Karbon bis unteres Perm. Auf jeden Fall steht diese obere Geirud-Formation recht isoliert da, fehlen doch in den benachbarten, südlichen und nördlichen Räumen entsprechende Bildungen.

2.8 DORUD-FORMATION:

(Unterperm)

Lithologie; untere und obere Grenze:

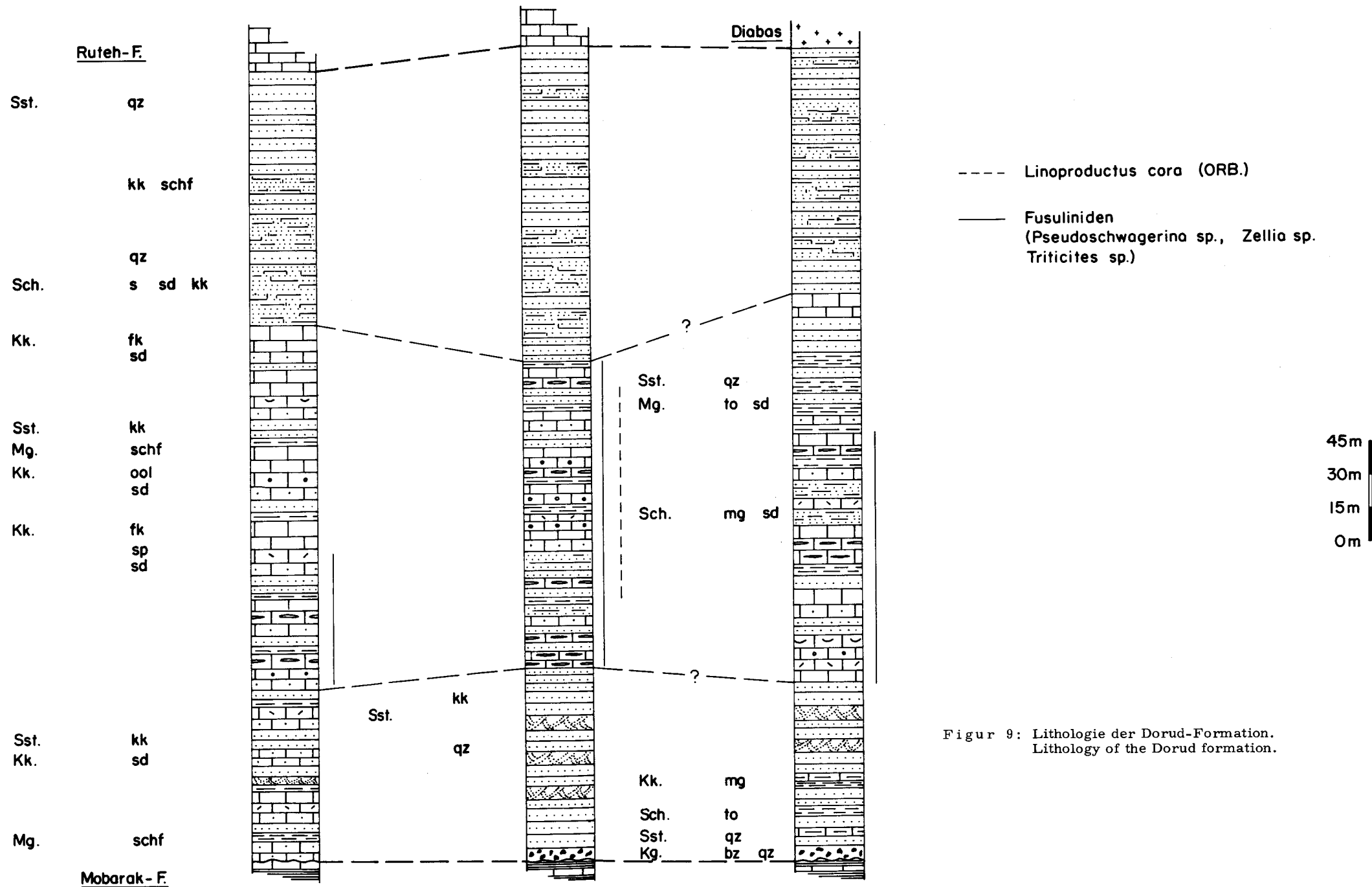
Die vorwiegend sandig ausgebildete, in ihrem mittleren Teil Fusuliniden führende, unterpermische Dorud-Formation, deren Typusprofil bei Dorud im Djajerud-Tal liegt (ASSERETO, 1963), wurde in einem vollständigen, gut aufgeschlossenen Profil wenig NE Harijan studiert (siehe Figur 9). Im Liegenden der kalkigen Ruteh-Formation folgen gegen unten:

- 3) 145 m dickbankige, weiss bis brau-gelb anwitternde, im Bruch weisse Sandsteine bis Quarzarenite. Lagen von dünnplattigen oder schief-rigen, roten, seltener gelben Sandsteinen. Im unteren Teil der Folge überwiegen die roten und gelben Sandsteinschiefer.
- 2) 130 m Wechsellagerung von gelblich-weissen Sandsteinen, fusuliniden-führenden Sandkalken, oolithischen sowie feinkörnigen Kalken und Mergeln. Im oberen Teil ist die Wechsellagerung rythmisch und beginnt mit Sandsteinen, die über Sandkalke in oolithische und feinkörnige Kalke übergehen, welche schliesslich oft mit mergeligen Lagen gegen oben abschliessen. Zuoberst, und vor allem in der unteren Partie der Wechsellagerung, überwiegen die Sandsteine deutlich gegenüber den mehr oder weniger sandigen Fusulinidenkalken.
- 1) 95 m dickbankige quarzitisches Sandsteine bis Quarzarenite von weisser, nahe der Basis vorwiegend roter Farbe. Gegen oben übergehend in gelblich-weisse, kalkige Sandsteine. In den Sandsteinen lassen sich oft schöne Kreuzschichtungen beobachten. Der Komplex legt sich mit einer 1 m mächtigen Bank einer quarzitisches Brekzie bis Konglomerat auf die liegende Mobarak-Formation.

① DOZD-E-BAND

② HARIJAN

③ ELIKAH-BACH



Figur 9: Lithologie der Dorud-Formation.
Lithology of the Dorud formation.

In der Dorud-Formation dokumentiert sich die letzte der für die paläozoischen Schichten des Elburz so kennzeichnenden detritischen Phasen. Das detritische Material der Sandkalke, Sandsteine und Quarzarenite besteht hauptsächlich aus Quarz, zu dem sich als charakteristische Uebergangsteile Turmalin und Zirkon gesellen. Einzig in der mittleren (im Norden auch in der unteren) Dorud-Formation sind Kalkbänke eingeschoben, die rhythmisch mit den sandigen Gesteinen wechsellagern. Während im unteren Teil der mittleren Formation die Sandsteine gegenüber den Kalken überwiegen, entwickelt sich gegen oben eine ausgesprochen zyklische Sedimentation. Das einzelne, im Mittel 10 - 15 m mächtige Zyklus beginnt mit Sandsteinen, die über Sandkalke in spätige, bisweilen auch oolithische und eventuell fusulinidenführende Kalke übergehen. Feinkörnige Kalke und schliesslich mergelige Schiefer schliessen den Zyklus ab. Die organogen-detritischen Kalke sind zumeist spätig, seltener groboolithisch und führen oft detritischen Quarz. Der organische Detritus und die nicht häufigen Interklaste werden durch rekristallisierten Kalzit zementiert. Daneben ist beinahe immer die primäre, mikritische Grundmasse in kleineren oder grösseren Resten erhalten. Im Gegensatz zu den entsprechenden unterkarbonischen Gesteinen sind Dolomitisationen sehr häufig anzutreffen. Seltener als die groben, organogen-detritischen Kalke treten feinkörnige, reine Kalke auf, die arm an organischen Resten sind. Es ist interessant zu sehen, dass selbst kalkige Sandsteine noch Fusuliniden enthalten (es mag sich aber vielleicht um aufgearbeitete Reste handeln), deren Schalen leider allerdings oft - wie auch in den Kalken - recht stark beschädigt sind.

Die Dorud-Formation grenzt mit einem scharfen, konkordanten Kontakt gegen die liegende Mobarak-Formation. Der plötzliche Wechsel in der Lithologie der Gesteine und ein kleines Transgressionskonglomerat erleichtern die Lokalisierung der Grenze im Feld. Ausgezeichnet ist die permische Transgression unterhalb der Strasse, bei der Vereinigung des Elikah-Baches mit dem Chalus zu studieren. Ueber der obersten, der Mobarak-Formation angehörigen Kalkbank folgt hier eine 30 - 50 cm messende Schicht roter, toniger bis sandiger, dichter Gesteine, die gegen oben in 10 - 20 cm weissliche, tonige Schiefer übergehen. Auf diese Bildungen legt sich ein etwa 50 cm mächtiger, quarzitischer Sandstein, der 1 - 5 cm grosse, schlecht gerundete Quarzitenkomponenten führt und gegen das Hangende in die normalen Dorud-Sandsteine überleitet. Unklarer ist die untere Abgrenzung der Formation im Gebiet von

Dozd- ϵ -Band, wo kein Konglomerat ausgebildet ist und über den Mobarak-Schiefer hauptsächlich Sandkalke, sandige Mergel und nur wenig Sandsteine folgen.

Dunkle Kalke der Ruteh-Formation bilden im gesamten Gebiet das Hangende der Dorud-Formation, welche sie mit scharfer, konkordanter Grenze überlagern. Als Ausnahme muss das Gebiet ESE Harijan und um den Elikah-Bach erwähnt werden, wo sich ein 50 m mächtiger Diabas zwischen die zwei Formationen schiebt.

Aenderung von Fazies und Mächtigkeit

Die bedeutendsten faziellen Unterschiede existieren - genau wie in der oberen Mobarak-Formation - zwischen dem nördlichen Vorkommen von Dozd- ϵ -Band und dem ungleich ausgedehnteren, südlicheren Jungpaläozoikum (Harijan-Anguran). Im Gegensatz zum Norden, wo schon die untere Dorud-Formation als mehr oder weniger rhythmische Wechsellagerung von Sandsteinen, Kalken und Mergelschiefern ausgebildet ist und sich der gesamte mittlere Teil der Formation aus regelmässigen Sedimentationszyklen zusammensetzt, sind letztere bei Harijan erst in der oberen Partie der mittleren Dorud-Formation entwickelt, während der untere Teil ausschliesslich Sandsteine enthält (siehe Fig. 9). Ein recht spezielles Profil bietet der Unterlauf des Elikah-Baches. Es handelt sich hier um die Fortsetzung des im oberen Valiabader-Tal aufgeschlossenen Dorud-Komplexes (=Profil von Harijan), der aber an einem E-W streichenden Bruch NE Harijan gegenüber den südwestlichen Teilen um etwa 200 m gehoben erscheint (siehe Tektonische Karte, Taf. I). Diese Störungszone könnte sehr alter Anlage sein und schon im Perm die Verteilung von Fazies und Mächtigkeit bestimmt haben. Eindeutige Beweise für diese Annahme fehlen immerhin. Im Profil des Elikah-Baches fallen aber die dunklen, oft schwarzen, tonigen Schiefer und die braun-schwarzen, sandig-mergeligen Schiefer auf, die vor allem in der basalen Partie des unteren Teils und wiederum in den höheren Schichten des mittleren Teils der Formation gehäuft auftreten. Diese Gesteine fehlen in dem benachbarten Harijan-Profil. Grösste Uniformität herrscht in der oberen Dorud-Formation, die im gesamten Gebiet gleich ausgebildet ist. Der Mächtigkeit von rund 370 m bei Harijan stehen in Dozd- ϵ -Band 360 - 390 m gegenüber. Auch SE Anguran, wo sehr schöne, leider praktisch unzugängliche Profile aufgeschlossen sind, erreicht das untere Perm gegen 400 m.

Ueber den steilen Wänden der Mobarak-Formation ist die Dorud-Formation als zurückwitternde, flache Stufe morphologisch leicht erkenntlich. Die Einheit kann aus dem Gebiet nördlich des Nur-Tales über Harijan und die Chalus-Strasse gegen W bis südöstlich von Anguran verfolgt werden. Dort wird sie an der grossen Verwerfung gegen das Eozän (Kandevan Verwerfung) abgeschnitten. Weiter im Westen ist über dem Altpaläozoikum nur Mobarak-Formation erhalten. Ein zweites, flächenmässig unbedeutendes Vorkommen ist südlich Dozd-é-Band zu beiden Seiten der Strasse aufgeschlossen und gehört dem nördlichen, gegen S tektonisch begrenzten Zug von Jungpaläozoikum an.

Alter und Fossilinhalt:

Die Ausbeute an Fusuliniden aus der mittleren Dorud-Formation wurde an Herrn Dr. KAHLER in Klagenfurt gesandt, der sich bereit erklärte, das Material zu bestimmen. Leider sind aber diese Bestimmungen noch nicht ausgeführt. Brieflichen Mitteilungen von Dr. KAHLER ist aber zu entnehmen, dass die Dorud-Kalke u. a.

Pseudoschwagerina sp.

Zellia sp.

Triticites sp.

führt und so sicher ein unterpermisches Alter besitzt.

An Makrofossilien wurde einzig eine sehr grosse Anzahl von teilweise perfekt erhaltenen Productiden gefunden, die alle zur Spezies

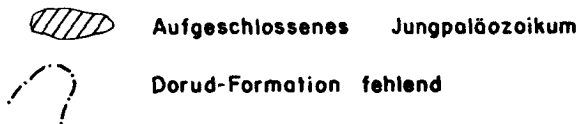
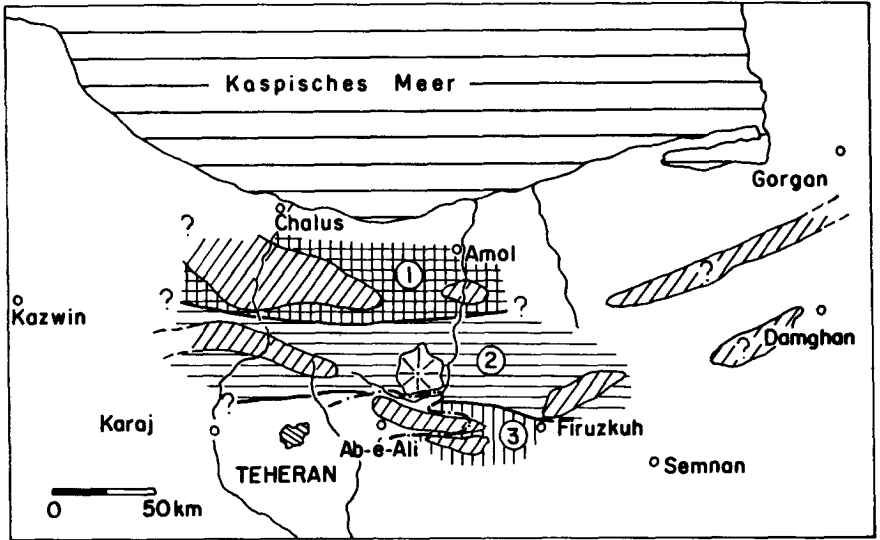
Linoproductus cora (ORBIGNY)

gehören. Der stratigraphische Leitwert dieser umstrittenen Art ist gering.

Regionale Verbreitung:

Die Dorud-Formation des Nordelburz lässt sich recht gut mit ihrem Typusprofil bei Dorud (ASSERETO, 1963) vergleichen. So ist unsere untere Dorud-Formation im Djajerud-Tal durch eine Serie von mergeligen Schiefen mit Sandsteinen und mergeligen Kalken vertreten. Eigenartigerweise scheint dabei die obere Partie mit einem Basalkonglomerat transgressiv die unteren 50 m zu überlagern, was ASSERETO bewog, die lithologisch homogene Abfolge in zwei Glieder aufzuteilen. 50 m fusulinidenführende Kalke, gegen oben mit Lagen von bunten Schiefen repräsentieren im S den mittleren Teil der Forma-

tion, die schliesslich durch rote Sandsteine, rote sandig-siltige Schiefer und weisse Quarzarenite abgeschlossen wird, was durchaus den Verhältnissen im Chalusgebiet entspricht.



Figur 10: Mächtigkeit des unteren Perms und Verbreitungsgebiet des oberen Perms.

Thickness of Lower Permian and extent of Upper Permian.

1 Dorud-Formation 400 m. Ungefähre Verbreitung der Nesen-Formation. Approximate extent of the Nesen formation.

2 Dorud-Formation 100 - 200 m.

3 Dorud-Formation 0 - 100 m.

Im Kärtchen Figur 10 wurde die heute bekannte Verbreitung von Unterperm in Dorud-Fazies und die kräftige Mächtigkeitszunahme gegen NW dargestellt. So misst die Formation beispielsweise bei Arru (westlich Firuzkuh) ungefähr 35 m, bei Dorud 180 m und nördlich des Kandeivan-Passes knappe 400 m. Angesichts dieser bedeutenden Mächtigkeitszunahme wäre es eigentlich angezeigt

gewesen, anstelle des Dorud-Profiles ein Typusprofil aus dem Chalusgebiet zu wählen, wo die Formation auch viel mehr Kalke enthält. Im Bereich einer einstigen Küste dürfte das Gebiet nördlich Ab-é-Ali gelegen haben, wo zwischen der Mobarak-Formation und der Trias das gesamte Perm auf wenige bis 0 Meter reduziert ist (Imamzadeh Hashim, nördlich Mobarakabad). Es ist zudem unsicher, ob die zusammen mit roten, siderolithischen Bildungen vorkommenden Kalklinsen (z. B. N Mobarakabad) Dorud- oder die höhere Ruteh-Formation darstellen. Vorwiegend kalkig entwickeltes Perm findet sich nach GANSSER und HUBER (1962) im S der Kelar Dasht, östlich und vor allem westlich des Sardab Rud-Tales. Leider fehlen detailliertere Angaben über diese Vorkommen, die uns vielleicht die Dorud-Formation in durchgehend kalkiger Ausbildung zeigen würden. Nach den beiden Autoren scheint dort merkwürdigerweise das Karbon zu fehlen, wodurch das Perm direkt auf Oberdevon zu liegen kommt.

2.9 RUTEH-FORMATION:

(Mittelperm)

Lithologie; untere und obere Grenze:

Die Ruteh-Formation umfasst eine homogene Serie grauer und schwarzer, z. T. organogener Kalke, die im Hangenden des unteren Perms charakteristische, meist nicht begehbare Wände bilden. Das einzige komplette Profil konnte längs dem von Elikah nach Harijan führenden Fusspfad geschlagen werden. Im Liegenden mittelpermischer Melaphyre und Tuffite stehen dort stratigraphisch von oben nach unten folgende Gesteine an:

- 2) 150 m fleckig grau-gelb anwitternde, schwarze Kalke, stellenweise etwas spätig, grob bis undeutlich gebankt. Häufig mit schwarzen, faust- bis kopfgrossen Cherts.
- 1) 110 m mausgraue, feinspätige, teilweise dolomitische Kalke. Undeutliche Bankung. Gegen unten übergehend in eher dünn gebankte, schwarze, z. T. sehr schwach mergelige Kalke mit leicht welligen Schichtflächen. Cherts nicht allzu häufig.

Besonders die Kalke der oberen Ruteh-Formation sind weitgehend mikritisch und allgemein arm an organischen Resten. Oefters finden sich koralligene Kalke, und in den tieferen Partien der Formation treten Spatkalke und etwas stärker rekristallisierte, organogen-detritische bis intraklastische Kalke auf. Der oft bedeutende Dolomitgehalt letzterer bewirkt Dolomitisation organischer

Reste (Algen, Foraminiferen); Dolomit kommt ferner in idiomorphen Rhomboedern oder - in den mikritischen Partien - als kleine, bei Anfärbung des Schliffes mit Alaun-Haematoxylin nur mit starker Vergrösserung von den gefärbten Kalzitkörnchen zu unterscheidenden, ungefärbte Dolomitkörnchen vor. Besonders die höheren Ruteh-Kalke werden durch verbreitete, schwarze Kieselkonkretionen gekennzeichnet und gewisse, chalzedonreiche Bänke müssen als kieslige Kalke bezeichnet werden. Der vereinzelt als Neubildung anzutreffende Chlorit (?) könnte von hydrothermalen Lösungen abgesetzt worden sein, die - vielleicht im Gefolge der Intrusion des mächtigen Diabas' an der Basis der Formation - auch einen Teil der Kieselsäure zugeführt haben könnten.

In der Nachbarschaft des Elikah-Baches begrenzt unten ein 50 m mächtiger Diabas die Ruteh-Formation und schiebt sich derart zwischen letztere und die Dorud-Formation. Im übrigen Gebiet grenzen die zwei Formationen mit scharfem und konkordantem Kontakt aneinander. Im Hangenden bedecken stets dunkle Melaphyre mit tuffitischen und agglomeratischen Lagen die Ruteh-Formation. Diese Vulkanite sind unzweifelhaft terrestrische Bildungen (siehe p. 118 f.), entstanden während einer Emersionsphase, die die rein kalkige, flachmeerische Ruteh-Sedimentation abschloss.

Aenderung von Fazies und Mächtigkeit:

In der Ruteh-Formation sind aus dem untersuchten Gebiet keinerlei Fazieswechsel zu verzeichnen. Die Mächtigkeit beträgt im beschriebenen Profil 260 m und dürfte an den meisten Stellen zwischen 250 und 300 m liegen. Ausnahmsweise trifft man aber reduzierte Mächtigkeiten, was wohl auf eine post-mittelpermische Erosion zurückzuführen ist. Sehr deutlich ist diese NE Harijan zu beobachten. Dieses Dorf liegt auf einem Plateau, das im Osten Felswände aus Ruteh-Kalken begrenzen. In der NE-Ecke der Terrasse verläuft der im Zusammenhang mit der Dorud-Formation erwähnte Bruch (p. 59). Nordöstlich dieses Bruches, auf der linken Seite des oberen Valiabader-Tales, setzt sich die Ruteh-Formation nun plötzlich stark verdünnt fort und zeigt eine etwas unregelmässige (erosive?) Obergrenze, über die die Melaphyre greifen. Dies deutet wiederum auf eine alte Anlage der fraglichen Störungszone.

In der stratigraphischen Klippe SE Anguran liegt die Mächtigkeit der Formation ebenfalls unter 200 m. Diese Klippe bildet das westlichste Vorkommen des kalkigen Mittelperms, das sich zwischen dem obersten Chahar Bagh-Tal und Anguran in einzelne Pakete auflöst und schliesslich an der Verwerfung gegen

das Eozän abgeschnitten wird. Oestlich dem Chahar Bagh-Tal ist die Steilstufe der Formation über Harijan in die Talkessel nördlich des Nur-Tales verfolgbar, unterbrochen nur in der Gegend NW Siahbishé, wo die Ruteh-Kalke an einer Reihe von Brüchen stark gestört sind.

Alter und Fossilinhalt:

Die Ruteh-Formation des Nordelburz ist viel weniger fossilreich als in den südlichen, von ASSERETO untersuchten Gebieten. Fossilfunde sind dementsprechend relativ selten und aus den harten, spröden Gesteinen zudem nur schwer zu gewinnen. SE Anguran wurden im unteren Teil der Formation folgende Formen gefunden:

Dielasma sp.

Streptorhynchus lenticulare WAAGEN

Schizophoria indica (WAAG.)

Echinoconchus sp.

Streptorhynchus lenticulare WAAG. - eine Form des mittleren Productus-Kalkes und enger Verwandter von *S. pelargonatus* (SCHLOTH.) - und *Schizophoria indica* (WAAG.) belegen permisches Alter. Eine Einengung dieser Datierung erlaubt die Korallenfauna, die folgende Arten enthält:

Michelina sp.

Ipsiphyllum elegans (HUANG)

Ipsiphyllum subtimoricum (HUANG)

Yatsengia asiatica HUANG

Michelina als Gattung besitzt keinen Leitwert. Die drei restlichen Arten aber sind nach Prof. Dr. FLÜGEL typische Formen des mittelpermischen Chihsia Kalkes. *Yatsengia* ist in Japan eine Leitgattung der Parafusulina-Zone, und die Ruteh-Kalke können somit als unteres Mittelperm datiert werden. Die Ruteh-Formation des Südelburz (Djajerud-Tal) gehört nach ihrer reichen Korallenfauna in die obere Parafusulina-Zone und dürfte vermutlich bis in die untere Neoschwagerinen-Zone (Maokou Kalk) reichen (FLÜGEL, 1964). Ihre oberen Teile sind wahrscheinlich etwas jünger als im Norden, wo nur die Parafusulina-Zone sicher belegt ist und wo noch in der hangenden Nesen-Formation (unterer Teil) *Hayasakaia* sp., eine Leitgattung des Chihsia-Kalkes auftritt. Möglicherweise ist so der oberen Ruteh-Formation des Südelburz die untere Nesen-Formation meines Gebietes äquivalent.

Die untere Grenze der Formation ist vorläufig nicht genau datiert und es ist unbekannt, wie weit sie sich in die untere *Parafusulina*-Zone erstreckt.

Als sehr arm erwies sich in den untersuchten Handstücken die Mikrofauna, die Vertreter folgender Gattungen führt:

Lunucammina (*Padangia*) sp.
Nodosinella sp.
Globivalvulina sp.
Geinitzina sp.
Tetraxis aff. *maxima* SCHELLWIEN
Glomospira sp.
Climacammina? sp.

Regionale Verbreitung:

Das Verbreitungsgebiet der Ruteh-Formation deckt sich mit demjenigen der Dorud-Formation (siehe Figur 10). Die Hebungszone Ab-é-Ali - Imamzadeh Hashim scheint weiterhin existiert zu haben, fehlen in diesem Gebiet doch auch die Ruteh-Kalke. Lithologie und Mächtigkeit der Formation erfahren von Süden (Ruteh-Gebiet) nach Norden keinerlei nennenswerte Veränderung. Sehr wahrscheinlich ist aber mindestens der obere Formationsteil heterochron und wird gegen S jünger (siehe oben). Die mittelpermische Emersion des Raumes erfolgte von Norden nach Süden und brachte im Einzugsgebiet des Chalus-Flusses einen kurzfristigen, im Südelburz aber einen bedeutenden, die paläozoische Schichtreihe abschliessenden Sedimentationsunterbruch.

2.10 NESEN-FORMATION:

(Mittel/Oberperm)

In einem schmalen Streifen, dessen laterale Ausdehnung schlecht bekannt ist, existieren im Nordelburz schiefbrig-kalkige Ablagerungen, die ihrem Fossilinhalt nach oberes Mittelperm und Oberperm darstellen. Für den Band "Iran" des Int. Stratigraphischen Lexikons wurde in einer vorläufigen Mitteilung das lithostratigraphische Profil der Nesen-Formation beschrieben und diese nach der Ortschaft Nesen im obersten Nur-Tal Nesen-Formation benannt (GLAUS, 1964).

Lithologie; untere und obere Grenze:

Sehr schöne Profile der kompletten Formation stehen in den Talkesseln nördlich des obersten Nur-Tales an, wo auch das Typusprofil aufgenommen wurde. Im Liegenden hellgrauer, untertriadischer Kalke folgen dort stratigraphisch von oben nach unten:

- 9) 15 m schwarze, feinkörnige, schwach kieselige Kalke. Die Gesteine sind leicht knollig, mit welligen Schichtflächen, und enthalten gegen unten zunehmend ungefähr faustgrosse, schwarze Cherts.
- 8) 35 m schwarze, kalkig-mergelige Schiefer, wechsellagernd mit feinkörnigen, grauen bis schwarzen, oft knolligen Kalken.
- 7) 8 m schwarze, leicht knollige, dünnbankige Kalke. Die feinkörnigen Kalke enthalten reichlich schwarze Kieselkonkretionen und Kiesellagen.
- 6) 21 m dunkle, mergelig-kalkige Schiefer mit Bänken von feinkörnigen, schwarzen Kalken.
- 5) 22 m schwarze, eher dünnbankige, feinkörnige Kalke, die bankweise knollig ausgebildet sein können. Sie führen dünne Schieferlagen und vor allem oben schwarze Cherts und Kiesellagen.
- 4) 43 m dunkle, mergelige Schieferkalke und kalkig-mergelige Schiefer. Gegen die Basis zunehmend sandig, übergehend in sandig-mergelige Schieferkalke. Zuunterst 2 m rötlich-grünliche, tonige Schiefer.
- 3) 15 m graue bis dunkelgraue, feinkörnige Kalke, undeutlich gebankt, z. T. etwas knollig.
- 2) 49 m schwarze, mergelige Kalke, dünnbankig bis schiefrig.
- 1) 21 m dunkle, kalkige Sandsteine, schiefrig. Gegen oben helle, gelbliche, harte Kalksandsteine, lokal mit kleinen Kohlenschmitzen. Lagen von weichen, dunkel grünlichen, verschieferten Sandsteinen. Im Liegenden folgen mittelpermische Melaphyre.

Die Nesen-Formation zerfällt in zwei verschiedenaltige Teile, die sich faunistisch und in geringerem Mass lithologisch voneinander unterscheiden. Der untere, die Schichtglieder 1 - 3 des Typusprofils umfassende Teil baut sich zur Hauptsache aus dunklen, z. T. leicht mergeligen, mikritischen Kalken auf, die gegen unten sandig werden und in die basalen Sandsteine übergehen. Letztere führen in einer kalzitischen, teilweise stark von Chlorit und Limonit durchsetzten Grundmasse vorwiegend gut sortierten, mässig gerundeten Quarz, den Biotit, Muskovit, Zirkon und Turmalin begleiten. Die Gesteine führen bis etwa 15 % Gesteinskomponenten und sind als lithische, teilweise chloritführende Arenite zu klassieren.

Graue bis dunkelgraue, organogen-detritische und mikritische Kalke mit Fusuliniden beschliessen die untere Nesen-Formation, die sehr wahrscheinlich von einer Regression gefolgt wurde. Die knapp 2 m messende Lage rötlich-grün-

licher, toniger Schiefer im Hangenden der Fusulinidenkalke könnte so als Emersionsbildung gedeutet werden und den Sedimentationsunterbruch, der untere und obere Nesen-Formation trennt, markieren.

Wenige Meter sandige Kalke leiten die obere Nesen-Formation ein, die aus einer Wechsellagerung schwarzer, kalkig-mergeliger Schiefer und dünnbankiger, feinkörniger Kalke besteht. Die feinkörnig-mikritischen Kalke führen im allgemeinen nur wenig organische Trümmer. Sie sind meist nur schwach rekristallisiert und unterscheiden sich deutlich von den Ruteh- oder von den Mobarak-Kalken. Auffallend ist das gehäufte Auftreten von Kiesellagen und vor allem von Kieselkonkretionen; die Kalke enthalten oft einen mehr oder weniger bedeutenden Anteil von authigenem Chalzedon und müssen teilweise als Kieselkalke bezeichnet werden.

Besonders in den Schichten Profilnummer 5 finden sich als zweiter Gesteinstyp reine Calcarenite, deren klare, mehr oder weniger gerundete Körnchen von einem mikritischen, pigmentierten Kalkzement umschlossen werden. Es handelt sich hier vermutlich um chemisch abgeschiedene, z. T. etwas verschwemmte Kalkpartikel.

Die Nesen-Formation dürfte in einem untiefen Becken mit mässiger Wasserbewegung entstanden sein, wobei die Lithologie der Sedimente mit ihrem verbreiteten, manchmal in Konkretionen konzentrierten Pyritgehalt auf leicht euxinische, durch unternormalen Sauerstoffgehalt gekennzeichnete Bedingungen hinweist. Mit dieser Annahme im Widerspruch steht die reiche Bodenfauna; möglicherweise ist der "euxinische Eindruck" auch durch Sauerstoffarmut des Formationswassers bedingt, also frühdiagenetisch.

Mittelpermische Melaphyre mit verbreiteten tuffitischen und agglomeratischen Lagen trennen die transgressiv darüber liegenden, mittel- und oberpermischen Sedimente von der tieferen Ruteh-Formation. Viel problematischer gestaltete sich die Abgrenzung gegen die Trias. Die anfänglich durchgeführte Grenzziehung an der Basis der Chertkalke erwies sich als falsch, enthalten letztere doch noch die typisch oberpermische Mikrofauna mit *Pachyphloia* sp., *Geinitzina* sp., *Reichelina* sp. usw. und gehören so sicher zur Nesen-Formation. Sehr wahrscheinlich sind hingegen die darüber folgenden, hell- bis mittelgrauen Kalke triadisch. Es handelt sich um stark rekristallisierte, mehr oder weniger dolomitische, teilweise oolithische Kalke (siehe p. 80). Der Kontakt zwischen Paläozoikum und Mesozoikum ist jedenfalls lithologisch und morphologisch wenig auffällig.

① N NURTAL

② N ELIKAHTAL

③ NE SIAHBISHE

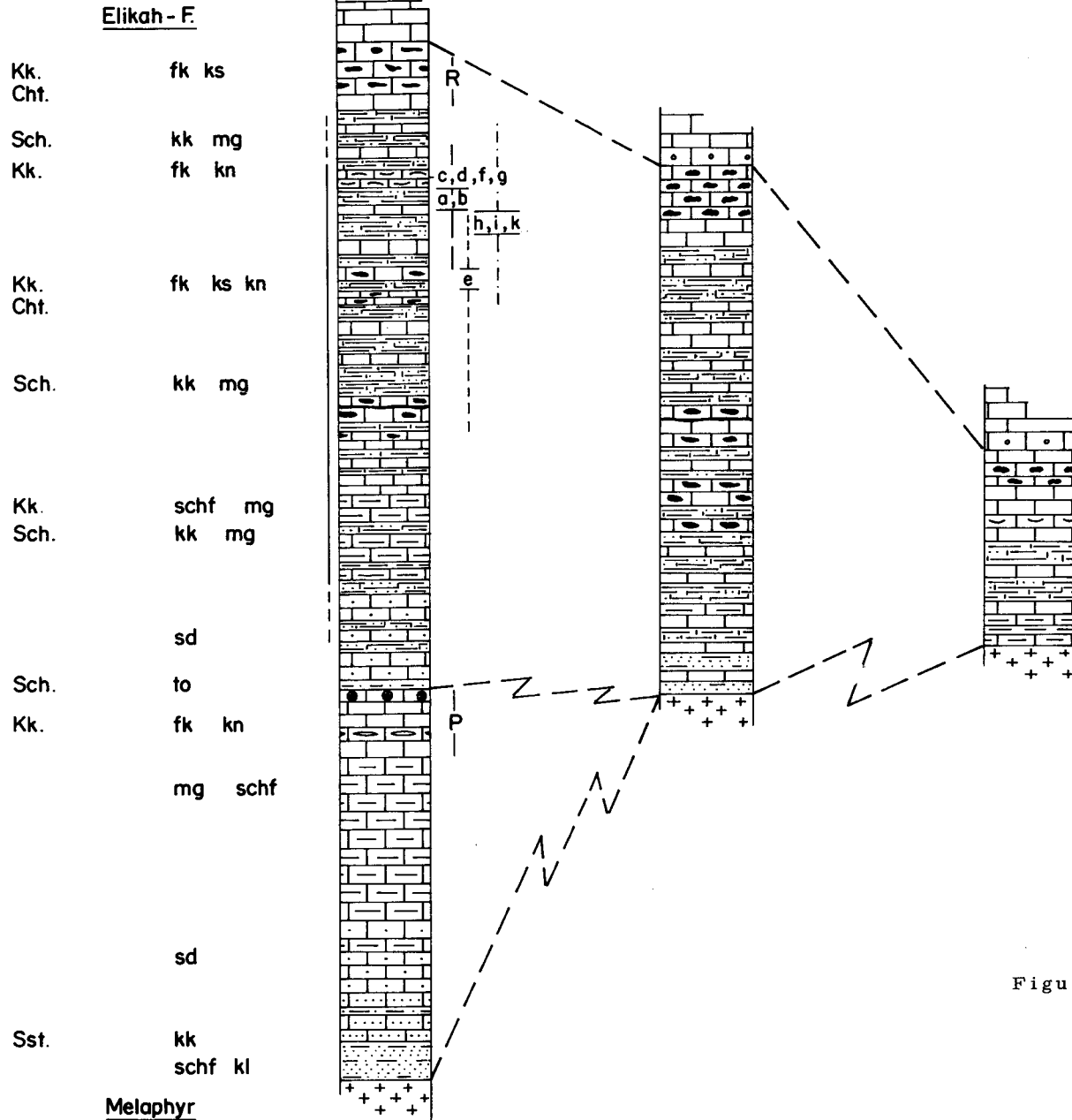
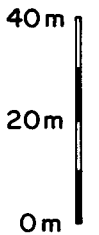
Brachiopodenfauna

- a *Costiferina cf. arata* (WAAGEN)
- b *Costiferina cf. indica* (WAAG.)
- c *Leptodus nobilis* (WAAG.)
- d *Leptodus richthofeni* (KAYSER)
- e *Marginifera spinoso-costata* (ABICH)
- f *Oldhamina* sp.
- g *Poikilosakos aff. petaloïdes* WATSON
- h *Squamularia elegantula* (WAAG.)
- i *Squamularia indica* (WAAG.)
- k *Squamularia waageni* (LOCZY)

— Vertikale Verbreitung der indo-armenischen Brachiopodenfauna.

Fusuliniden

- P — Fauna mit *Pseudodoliolina* sp.
- R — Fauna mit *Reichelina* sp.



Figur 11: Lithologie und Fauna der Nesen-Formation.
Lithology and fossils of the Nesen formation.

Aenderung von Fazies und Mächtigkeit:

Die Nesen-Formation zeigt im untersuchten Gebiet keinerlei nennenswerte Fazieswechsel. Grossen Schwankungen ist aber die Mächtigkeit der Formation unterworfen (siehe Figur 11), stehen doch im untersten, rechten Seitental des Elikah-Tales den 230 m des Typusgebietes noch knappe 120 m und NE Siahbishé gar nur etwa 45 m gegenüber. Diese Mächtigkeitsabnahme gegen W ist einerseits durch das Auskeilen der unteren Nesen-Formation erklärbar, andererseits wird aber auch die obere Nesen-Formation dünner und ist im W nur noch durch ihre obersten Teile vertreten. So folgen beispielsweise in der NE-Ecke des Melaphyrplateaus östlich Siahbishé unter vermutlich triadischen Kalken etwa 8 m schwarze, gegen unten an Cherts reiche Kalke, die von 10 - 12 m grau-schwarzen, squamularienführenden Kalken unterlagert werden. Das Liegende dieser Kalkstufe bilden schwarze, mergelige Schiefer, z. T. mit Kalkbänken, und schwarze Mergelkalke - eine fossilreiche Serie, die direkt über die Melaphyre transgrediert. Diese knapp 45 m entsprechen nur den obersten Teilen des Typusprofils, etwa den Gliedern 7 - 9. Die untere Partie der oberen und die ganze untere Nesen-Formation mit *Pseudoliolina* sp. us w. fehlt wie auch im Gebiet nördlich des unteren Elikah-Tales vollkommen, was wohl primär stratigraphisch bedingt ist. Während der Ablagerung der unteren Nesen-Formation verlief also die Küste in NW-SE Richtung, vermutlich in der Gegend des heutigen Passübergangs zwischen Elikah- und Nur-Tal. In der oberen Nesen-Formation drang das Meer etwas weiter gegen SW vor, seine Südbegrenzung dürfte etwa im Raume des Kandeivan-Passes gelegen haben. Das Verbreitungsgebiet des Mittel/Oberperms liegt hauptsächlich östlich der Pass-Strasse. Westlich davon finden sich an der Basis der markanten Triasgipfel zwischen Chalus- und Chahar Bagh-Tal noch schlecht aufgeschlossene Reste der Formation, welche gegen Westen dann der intensiver werdenden Tektonik zum Opfer fällt und östlich des Chahar Bagh-Tales von den sekundären, die Kandeivan-Verwerfung begleitenden Brüchen abgeschnitten wird.

Alter und Fossilinhalt:

Die Nesen-Formation ist mit ihrer reichen Brachiopoden-, Foraminiferen- und Korallenfauna das wohl fossilreichste Glied des umfangreichen paläozoischen Schichtstosses. Das gesammelte Material stammt von folgenden Lokalitäten:

1. NE Siahbishé
2. Lauf des Elikah-Baches
3. Unterstes rechtes Seitental des Elikah-Tales, Aufschlüsse auf 2700 m
4. Talkessel im N des obersten Nur-Tales

Der grösste Teil der Fossilien fand sich in der oberen Nesen-Formation, während der untere Formationsteil nur zwei *Problematica* und (aus den obersten Schichten) *Fusuliniden* und einige Korallen lieferte. Wie ich erst zu spät an einem Handstück feststellte, enthalten aber die sandigen Kalke an seiner Basis kleine *Brachiopoden* und *Schalenbruchstücke*; die Gesteine sind unzweifelhaft marin und würden eine genaue paläontologische Untersuchung vielleicht lohnen.

Makrofauna:

Aus den obersten, fusulinidenführenden Kalkbänken (3) der unteren Nesen-Formation bestimmte Prof. Dr. FLÜGEL

Ipsiphyllum elegans (HUANG)

Hayasakaia sp.

Cystomichelinia sp.

Ipsiphyllum elegans (HUANG), welche auch in der Ruteh-Formation vorkommt (FLÜGEL, 1964), und *Hayasakaia* sp. sind Formen der oberen *Parafusulina*-Zone (*Chihsia* Kalk), und die untere Nesen-Formation, altersmässig an die Ruteh-Formation anschliessend, gehört somit noch ins Mittelperm - eine Einstufung, welche durch das Studium der Mikrofauna bestätigt wird. In der oberen Nesen-Formation zeichnen sich die Schichten 4-8 durch ihre sehr reiche indo-armenische *Brachiopodenfauna* aus, von welcher ich folgende Arten bestimmte:

Costiferina cf. *arata* (WAAGEN)

Costiferina cf. *indica* (WAAG.)

Costiferina cf. *spiralis* (WAAG.)

Marginifera cf. *helica* (ABICH)

Marginifera spinoso-costata (ABICH)

Marginifera spinoso-costata ciliata ARTHABER

Tyloplecta sp.

Tyloplecta nankingensis (FRECH)

Leptodus nobilis (WAAG.)

Leptodus richthofeni KAYSER

Leptodus cf. *tenuis* (WAAG.)

Oldhamina sp.
 Poikilosakos aff. petaloides WATSON
 Athyris sp.
 Composita armeniaca (ARTH.)
 Composita aff. protea multilobata (ARTH.)
 Enteletes sp.
 Enteletes kayseri WAAG.
 Enteletes aff. waageni GEMMELLARO
 Orthothenetina cf. armeniaca (ARTH.)
 Orthothenetina eusarcos (ABICH)
 Orthothenetina cf. circularis (FLIEGEL)
 Orthothenetina sp.
 Streptorhynchus cf. lenticulare WAAG.
 Streptorhynchus sp.
 Schizophoria indica (WAAG.)
 Squamularis indica (WAAG.)
 Squamularia cf. elegantula (WAAG.)
 Squamularia waageni (LOCZY)
 Naticopsis sp.

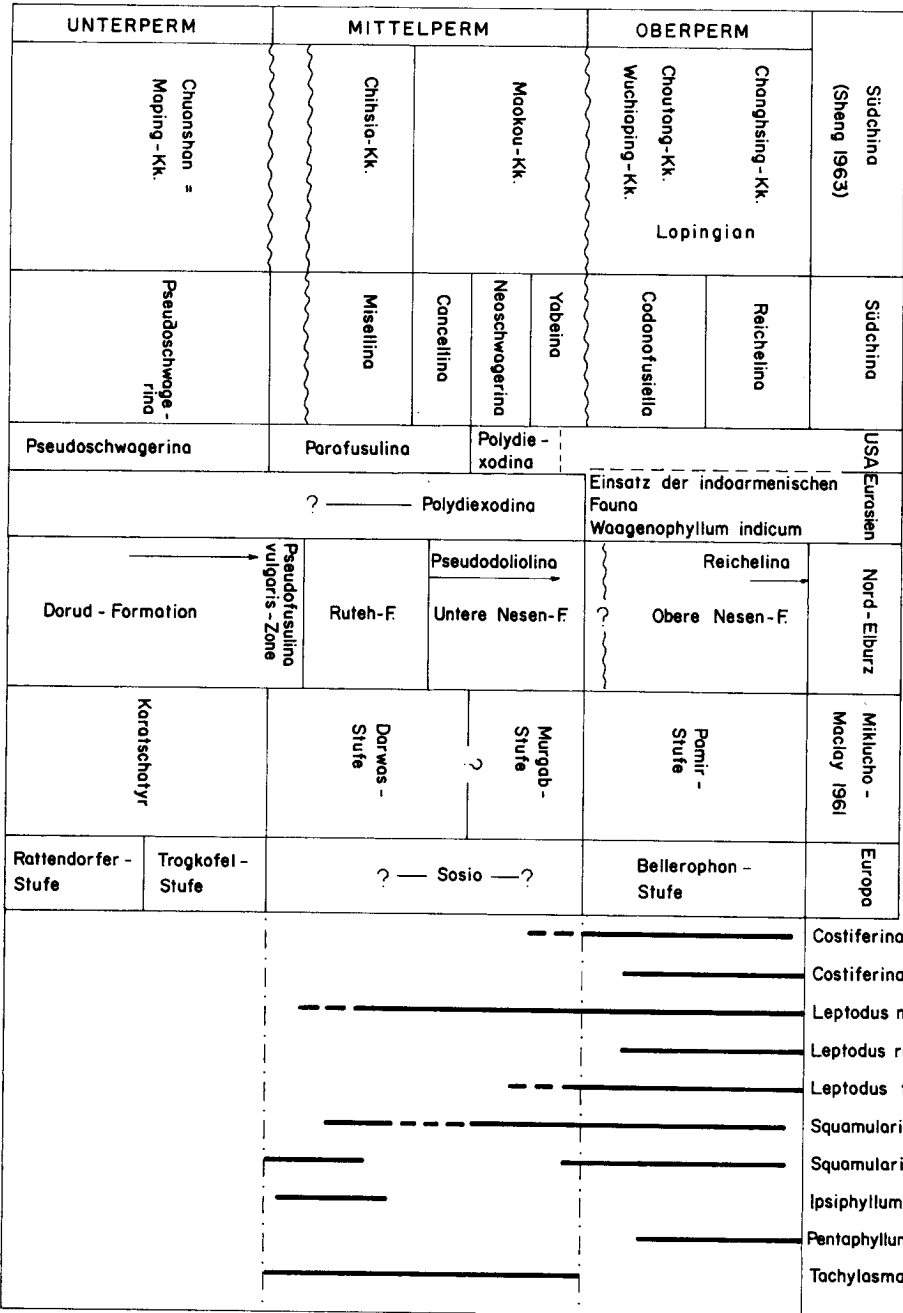
Dazu kommen folgende, von Prof. Dr. FLÜGEL bestimmten Korallen:

Pentaphyllum leptoconicum (ABICH)
 Pentaphyllum subcylindricum (SCHINDEWOLF)
 Tachylasma beyrichi (ROTHPLETZ)

Diese typisch oberpermische Fauna charakterisiert die marinen Ablagerungen des hohen Perms in der sich bildenden Thetys. In der Figur 12 wurde versucht, die wichtigsten Vorkommen dieser Zeit miteinander zu korrelieren, wobei vor allem die Korrelationstabellen von BALOGH (1964) benutzt wurden. In dieselbe Figur wurde die vertikale Verbreitung einiger wichtiger Vertreter der Nesen-Fauna eingezeichnet, wobei sich die einzelnen Verbreitungsstriche nur auf die weiteren Vorkommen, nicht aber auf die Nesen-Formation beziehen.

Die Nesen-Formation lässt sich vor allem mit den höheren Djulfa-Schichten vergleichen, dann auch mit den ostasiatischen Vorkommen des Lopingian (China), des Productus-Kalkes und - in geringerem Masse - mit den Basleo- und Amarassi-Schichten Timors. Interessant wären wohl auch Vergleiche mit den Profilen des Kaukasus, des Pamir usw., doch leider steht die entsprechende

Figur 12: Korrelation einiger Permfolgen (nach BALOGH 1964, KAHLER u.o.) mit ungefährer zeitlicher Verbreitung einiger Vertreter der Nesen - Fauna.



Literatur nicht zur Verfügung. Ueber verschiedene kleinasiatische Fundpunkte lässt sich die indo-armenische Fauna schliesslich auch nach Europa verfolgen, wo sie in der Bellerophonstufe SE-Europas schön entwickelt ist. Berühmt sind dort die Faunen des Bükk-Gebirges in Ungarn (BALOGH, 1964), oder auch die Schascharschichten Westsloweniens (RAMOVŠ, 1958) und Westserbiens. Diese faunistischen Beziehungen illustriert die Figur 13, in der die aus der Literatur bekannte Verbreitung einiger in der Nesen-Formation zu findender Brachiopoden zusammengestellt ist. Von den 23 Arten dieser Tabelle kommen 13 im Lopingian vor, und zwar 8 im Choutang Kalk (unt. Lopingian) und 2 im Changhsing Kalk (ob. Lopingian), während 3 Spezies im ganzen Lopingian verbreitet sind. 10 Arten wurden aus dem Productus-Kalk beschrieben, wobei mit 8 Arten der grösste Anteil auf den mittleren Productus-Kalk fällt. Mit Djulfa sind 11, mit den Basleo- und Amarassischichten Timors 4 Arten gemeinsam. Eine wichtige, dank ihrer sehr beschränkten Lebensdauer für die Datierung brauchbare Gruppe stellen die Oldhaminiden dar, die in der Nesen-Formation mit fünf Vertretern auftreten (GLAUS, 1964). Neben *Leptodus nobilis* (WAAG.), *L. richthofeni* KAYSER, *L. cf. tenuis* (WAAG.) und *Oldhamina* sp., alles Formen des hohen und höchsten Perms und nur ausnahmsweise schon im mittleren Perm zu finden, ist vor allem eine kleine Schale interessant, deren primitiver Bau an *Poikilosakos petaloides* WATSON aus den Cisco Beds (Oberkarbon) Nordamerikas und an *P. variable* WANNER & SIEVERTS von Timor erinnert. Das persische Exemplar unterscheidet sich aber in verschiedenen Merkmalen von diesen beiden Spezies und gehört wahrscheinlich zu einer neuen Art, was erst auf Grund eines umfangreicheren Materials zu entscheiden wäre.

Grosse, semireticulate Productiden bilden ein auffälliges Element der Nesen-Fauna, das die restlichen Fossilien zahlenmässig deutlich dominiert. Diese Brachiopoden gehören zu den Gruppen um *Productus indicus* WAAG. und *P. nankingensis* FRECH, Genotypen der neuen Gattungen *Costiferina* MUIR-WOOD & COOPER und *Tyloplecta* MUIR-WOOD & COOPER. Wie schon verschiedentlich festgestellt wurde (FRECH, CHAO, KOSSMAT und DIENER, REED, HERITSCH u. a.), besitzen die zwei Gattungen mit ihren Spezies untereinander viel Aehnlichkeit. Aus dem vorliegenden, über 50 Schalen zählenden Material konnte bisher erst ein Teil einigermaßen bestimmt werden. Unter den restlichen Exemplaren befinden sich mit grösster Wahrscheinlichkeit weitere Spezies, deren Identifikation aber noch nicht gelungen ist.

S	Bs	D	Pr. Kk.			Timor			C	M	Lop.		
			1	2	3	B	A				1	2	
		■											Composita armeniaca (ARTH.)
	■	■											Composita aff. protea multilobata (ARTH.)
					■								Costiferina cf. arata (WAAGEN)
				■	■								Costiferina cf. indica (WAAG)
		■				■							Costiferina cf. spiralis (WAAG.)
				■							■		Enteletes kayseri WAAG.
■													Enteletes aff. waageni GEMM.
■	■			■	■			■			■		Leptodus nobilis (WAAG.)
		■									■		Leptodus richthofeni KAYSER
				■							■		Leptodus cf. tenuis (WAAG.)
	■	■											Marginifera cf. helica (ABICH)
	■	■											Marginifera spinoso-costata (ABICH)
		■									■		Marginifera spinoso-costata ciliata ARTH.
		■											Orthothetina cf. armeniaca (ARTH.)
		■									■		Orthothetina eusarcos (ABICH)
											■		Orthothetina cf. circularis (FLIEGEL)
											■		Oldhamina sp.
				■								■	Streptorhynchus cf. lenticulare WAAG.
	■	■	■	■				■			■		Schizophoria indica (WAAG.)
				■							■		Squamularia elegantula (WAAG.)
		■		■			■				■		Squamularia indica (WAAG.)
		■					■		■		■		Squamularia waageni (LOCZY)
								?			■		Tyloplecta nankingensis (FRECH)

Figur 13: Weitere Vorkommen der wichtigsten Brachiopoden der Nesen-Formation.

S = Sosio
 Bs = Bellerophonstufe i. allg.
 D = Djulfa
 Lop. 1 = Unt. Lopingian (Choutang)
 Lop. 2 = Ob. " (Changhsing)

Pr. Kk. 1 = Unt. Prod. Kalk
 2 = Mittl. " "
 3 = Ob. " "

B = Basleo
 A = Amarassi
 C = Chihsiakalk
 M = Maokoukalk

Grosse Mengen von Productiden der Gattung *Marginifera* WAAG. charakterisieren die Schichten 4-7 der oberen Nesen-Formation, was an Djulfa erinnert, wo die Fauna der höheren Schichten ebenfalls *Marginifera* WAAG. als kennzeichnendes Element enthält (ARAKELJAN, bei FLÜGEL, 1964). Wiederum nach Djulfa weist uns *Pentaphyllum leptoconicum* (ABICH), eine Koralle, die dort sogar noch einige Meter in die Trias hinein reicht (Mitteilung Prof. Dr. FLÜGEL). Es besteht kein Zweifel, dass die obere Nesen-Formation oberpermischen Alters ist. Dabei kann ihr unterer Teil (Profilnummern 4-7) mit dem mittleren Productus Kalk, den Basleoschichten, dem unteren Lopingian Chinas (Choutang Kalk), den oberen Djulfaschichten und mit den unteren Schascharschichten SE-Europas verglichen werden. Allen diesen Vorkommen ist die indo-armenische Brachiopodenfauna gemeinsam. Auch die Schichtgruppe 8 unserer Formation zeigt noch dieselbe Fauna, doch wird letztere gegen oben ärmer und die höheren, über den Kalken mit Oldhaminiden gelegenen Sedimente dürften altersmässig den Uebergang in den Bereich des oberen Productus-Kalkes (Chideru) und des oberen Lopingian (Changhsing) dokumentieren. Dieses höchste Perm, also oberes Lopingian, Chideru, höchste Djulfaschichten und obere Schascharschichten, ist im Elburz durch die Chertkalke (9) vertreten, die praktisch keine Makrofossilien mehr enthalten, wohl aber Foraminiferen, welche eine genaue Datierung erlauben.

RAMOVŠ gelang es 1958 die Oberpermschichten des Schaschar-Gebietes in drei Serien mit insgesamt zwölf Faunenzone zu gliedern. Die unterste Serie beginnt mit einer Zone, die neben *Marginiferen Palaeofusulina nana* LICHAREW als wichtige Leitart enthält. Darüber folgen fünf weitere Zonen mit reicher indo-armenischer und kaukasischer Fauna, aus der die *Tyloplecten* besonders zu erwähnen sind. Die unterste Serie wird durch die Zone des *Waagenophyllum indicum* (WAAGEN und WENTZEL) abgeschlossen. Die mittlere Serie ist fossilärmer, während die oberste Kalk-Dolomitserie praktisch fossilfrei ist. Eine derartige Unterteilung konnte in der oberen Nesen-Formation nicht durchgeführt werden. Immerhin scheint sich aber auch hier eine gewisse faunistische Gliederung abzuzeichnen:

Die untersten Schieferkalke (4) sind eher fossilarm. Die hangenden Kalke (5) enthalten *Compositen* usw. und sehr viele *Marginiferen*. Dieselbe Fauna zeichnet die Schichten 6 aus, dazu treten nun sehr häufige *Tyloplecten* und *Costiferinen*. In der Wechsellagerung (8) verarmt diese Fauna

langsam; etwa 20 m über ihrer Basis liegt der ungefähr 2 m mächtige Horizont mit den Oldhaminiden, die neben anderen Fossilien vor allem von Squamularien begleitet werden. Der obere Teil der Wechsellagerung ist praktisch fossilfrei, dafür enthalten die Kalke nun *Reichelina* sp., die hauptsächlich in den untersten Bänken der Kalke 9 auftritt. Diese Fossilverteilung ist in der Figur 11 angedeutet. Es wäre eine dankbare Aufgabe, diese Gliederung durch weiteres, schichtweises Aufsammeln zu verfeinern. Dabei wäre wahrscheinlich auch die Zone mit *Palaeofusulina nana* LICHA-REW und vielleicht die Zone des *Waagenophyllum indicum* (WAAGEN und WENTZEL) aufzufinden.

Mikrofauna:

In den höchsten Kalkbänken (3) der unteren Nesen-Formation treten Fusulinidenkalke auf, die zusammen mit Material aus der obersten Nesen-Formation und aus der Dorud-Formation an Dr. KAHLER in Klagenfurt zur Bestimmung gesandt wurden. Leider fehlen diese Bestimmungen noch und die folgenden Angaben stützen sich auf briefliche Mitteilungen von Dr. KAHLER.

Die Foraminiferenfauna der unteren Nesen-Formation enthält als auffälligstes Element prachttvolle *Pseudodoliolinen*, die zusammen mit *Chusenella* sp. die ersten bekannten Vertreter der Neoschwageriniden aus diesem Raum darstellen. Ohne artliche Bestimmungen ist eine genaue Datierung unmöglich, doch dürfte die Fauna oberes Mittelperm (obere Parafusulina-Zone, Maokou Kalk) belegen (siehe Figur 12).

Aus der, die Fusuliniden begleitenden Kleinforaminiferenfauna konnten folgende Genera bestimmt werden:

Climacammina ? sp.

Geinitzina sp.

Globivalvulina sp.

Pachyphloia sp.

Auch die obere Nesen-Formation führt Fusuliniden, die - allerdings in höchst geringer Zahl und oft schlecht erhalten (Rekristallisation) - im Hangenden der Oldhaminiden-Schichten in den obersten 30 m der Formation vorkommen. Es handelt sich um Spezies der Genera *Reichelina* und *Staffella*. Die kleinen, charakteristischen Reichelinen ähneln *R. changhsingensis* SHENG & CHANG aus dem oberen Changhsing-Kalk (Oberes Lopingian, Palaeofusulina-Zone); nach Dr. KAHLER gehören sie vermutlich aber zu einer kauka-

sischen Art. Neben *Reichelina* sp. treten grössere, stark umkristallisierte Schalen auf - nach Dr. KAHLER vermutlich echte Staffellen, also eine sehr hohe Form.

Viel zahlreicher als die Fusuliniden sind die Kleinforaminiferen, die folgenden Genera angehören:

Astacolus? sp.

Climacammina? sp.

Eocristellaria? sp.

Geinitzina sp. (u.a. *G.ovata* LANGE)

Globivalvulina sp.

Glomospira sp.

Pachyphloia sp.

Permodiscus sp. (u.a. *P.padangensis* LANGE)

Weitaus am häufigsten ist *Pachyphloia* sp., deren zahlreiche, stark untereinander differierenden Schnittbilder von früheren Autoren zu acht verschiedenen Genera gestellt wurden, von denen aber nach der neusten Literatur eine ganze Reihe mit *Pachyphloia* synonym ist.

Diese typisch jungpaläozoische Foraminiferengemeinschaft (*Globivalvulina* und *Eocristellaria* sind rein permisch) enthält noch verschiedene, nicht weiter bestimmbare *Nodosariden*.

Regionale Verbreitung:

Wie aus dem Kärtchen der Figur 10 ersichtlich ist, beschränkt sich das Verbreitungsgebiet des marinen Oberperms auf den Nordelburz. Entsprechende Bildungen wurden weder von LORENZ (1964), ASSERETO (1962) noch von STOCKLIN (1959) gefunden und der ganze zentrale und südliche Elburz dürfte demnach zu dieser Zeit Festlandgebiet gewesen sein. Leider wird das Paläozoikum nördlich des Kandeivan-Passes tektonisch abgeschnitten und das stratigraphische Auskeilen der Nesen-Formation ist nicht direkt im Feld zu beobachten. Ihr rapides Ausdünnen von NE gegen SW zeigt aber, dass die einstige Küstenlinie nicht allzu weit südlich der heutigen Wasserscheide gelegen haben muss.

Bei einer Fahrt über die neue, ins Heraz-Tal gebaute Strasse Pulur - Amol fand ich 29 km südlich Amol im Liegenden der Trias 15 - 20 m graue bis grünlich-gelbliche Mergelkalke und dichtere, grau-schwarze Kalke mit dunklen

Schieferlagen. Einige Squamularien, Marginiferen und unbestimmbare Bruchstücke grosser Productiden zeigten bald, dass es sich um einen Aufschluss von Nesen-Formation handelte, die hier mit ihrem obersten Teil auf gut gebankten, dunklen Kalken, die wohl der Ruteh-Formation entsprechen, liegt, während die Vulkanite (Melaphyr usw.) fehlen. Einen weiteren Hinweis über die Fortsetzung des Oberperm-Meeres gibt FRECH (in FRECH und ARTHABER, 1900, p. 307), der aus der Gegend südlich von Gorgan "isolierte Vorkommen von Aequivalenten der Djulfa Kalke (untere Neodyas)" beschrieb. Seine paläontologischen und lithologischen Angaben sind leider zu dürftig und die Identifikation dieser Vorkommen mit unserer Nesen-Formation ist wohl sehr wahrscheinlich, aber vorläufig noch durch keinerlei sichere Beweise gestützt.

Beinahe so lückenhaft wie im NE des Landes sind die Fundpunkte von Oberperm in NW-Persien. Das bestbekannte Profil steht in der Araxes-Schlucht bei Djulfa, an der persisch-russischen Grenze an. ABICH (1878), später FRECH und ARTHABER (1900) sammelten dort ein reiches Fossilmaterial und machten mit ihren Beschreibungen die schöne Fauna dieser Schichten bekannt. Die permische Abfolge von Djulfa wurde darnach verschiedentlich neu untersucht, zuletzt von ARAKELJAN (1952), dessen Gliederung der Serie bei PAFFENGOLZ (1963) und FLÜGEL (1964) wiedergegeben ist. Mit der Nesen-Formation sind davon am ehesten die Glieder 4 und 5 zu vergleichen, wobei sich vor allem altersmässig und im Fossilinhalt Uebereinstimmung zeigt, während die Lithologie der Gesteine zwischen den zwei Oertlichkeiten etwas variiert. Gegen SE scheinen sich die Djulfaschichten fortzusetzen, fand doch RIEBEN (1935) zwischen Täbris und der persischen Grenze verschiedene Aufschlüsse von Oberperm, aus denen er eine Fauna sammelte, die unter anderem *Oldhamina cf. decipiens* WAAG., *Marginifera spinosocostata* (ABICH), *Squamularia indica* (WAAG.) und *Squamularia waageni* (LOCZY) enthält. Zwischen diesen Aufschlüssen und dem Oberperm nördlich des Kandeivan-Passes sind bis jetzt noch keine Verbindungsglieder bekannt und es wäre interessant, nördlich und westlich der Alam Kuh-Kuppel nach solchen zu suchen, um so die grosse Lücke einigermaßen überbrücken zu können.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass sich die oberpermische Meeresüberflutung in Nordpersien auf einen schmalen, im nördlichsten Teil des Landes durch die Punkte Djulfa - Nur-Tal + Amol - S Gorgan markierten Streifen beschränkte und mindestens im Gebiet des heutigen Zentralebburz gegen S durch

ein ausgedehntes Festland begrenzt wurde. Zwei Wasserwege verbanden den nordpersischen Raum mit den grossen Oberperm-Meeren SE-Asiens: der nördliche führte durch die Nanshan-Geosynklinale und wurde nach HERITSCH (1939) von der südostasiatischen Fusulinidenfauna auf ihrem Weg nach Westen benützt. Weiter im Süden lag die Wasserstrasse der Himalaya-Geosynklinale, durch die nach demselben Autor die aberrante Brachiopodenfauna eingewandert wäre, und in ihrer Begleitung vermutlich die ganze indo-armenische Fauna.

2.11 ELIKAH-FORMATION:

(Trias)

Wie schon für das Oberperm, wurde auch für die Trias ein Typusprofil aus meinem Gebiet gewählt. Das Profil ist im unteren Elikah-Tal dem Fusspfad entlang aufgeschlossen und die Formation wurde nach der, einige km talaufwärts gelegenen Ortschaft Elikah Elikah-Formation genannt.

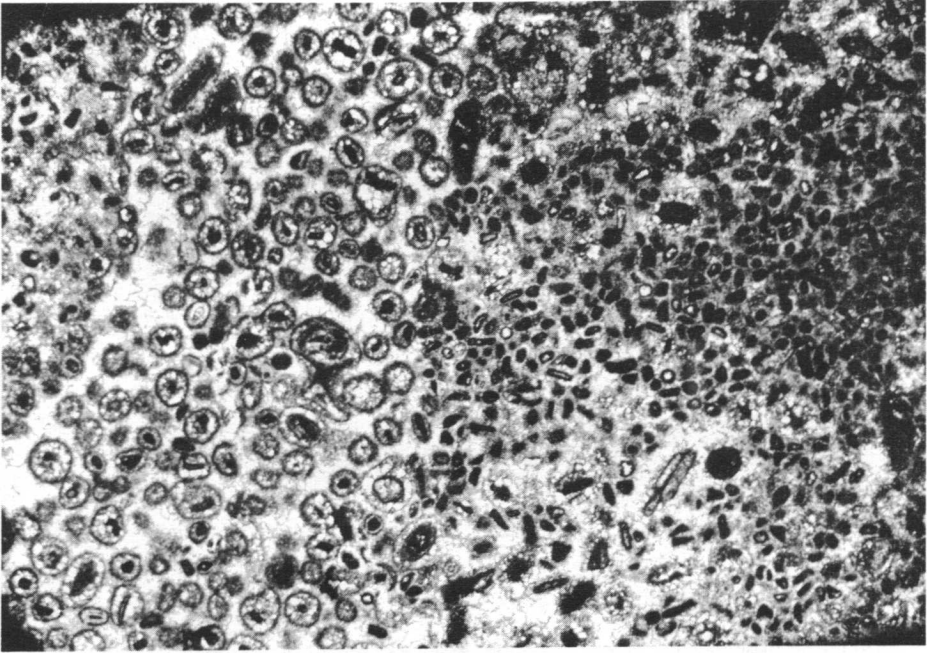
Lithologie; untere und obere Grenze:

Die Elikah-Formation zerfällt in zwei sich in ihrer Lithologie voneinander unterscheidende Teile. Die untere Partie besteht hauptsächlich aus plattigen bis schiefrigen, oft leicht mergeligen Kalken mit Wurmsspuren und schichtweisen, lumachellenartigen Ansammlungen von kleinen Zweischalern. Kompakte, massige Kalke treten stark zurück. Auf diese eher weiche, zurückwitternde Serie legen sich gut gebankte, helle Dolomite, die den sehr unformen, lokal über 200 m erreichenden oberen Formationsteil aufbauen. Diese Abfolge lässt sich z. B. gut im unteren Elikah-Tal beobachten, wo unter der Shemshak-Formation (Lias) und von dieser lokal durch rote, Fe-Mn-haltige Bolustone getrennt, stratigraphisch von oben nach unten folgendes Profil ansteht:

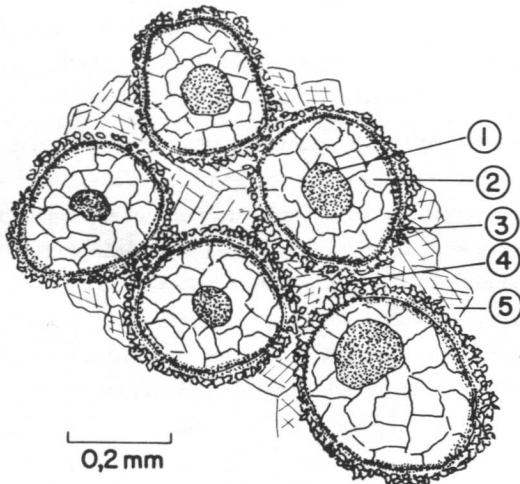
- 11) 200 m gutgebankte, ockergelbe Dolomite, feinkörnig, im Bruch gelblich-grau. Die manchmal leicht kalkigen Gesteine sind eher dickbankig (Bankung über 50 cm), werden gegen die Basis zu dann allerdings dünnbankiger und stärker kalkig.
- 10) 10 m dünnplattige, feinkörnige Kalke, gelb, seltener rot.
- 9) 1 m roter, massiger Kalk, voll von kleinen, hämatitisierten Gastropoden.

- 8) 10 m dünnplattige bis schiefrige, grünliche Mergelkalke mit Wurmspuren und Zweischalern. Im unteren Teil einige Bänke von gelben, feinkörnigen Kalken (wie 10).
- 7) 2 m gelblich-grauer, feinkörniger Kalk. Das Gestein ist voll von ungefähr schichtparallelen, diskoidalen Körpern, deren Durchmesser zwischen 2 mm und 3 cm liegt und deren Achsialschnitte zigarrenförmigen Stäbchen gleichen.
- 6) 15 m calcaires vermiculés (wie 8). Oben einige Meter Wechsellagerung von dünnplattigen, dichten Kalken und gelben, feinkörnigen Kalken.
- 5) 15 m dickbankige, dunkelgraue Kalke.
- 4) 4 m feinkörniger, basischer Sill.
- 3) 3 m feinkörnige, gelb-grau gefleckte, dolomitische Kalke mit einer Lamellibranchiaten-Fauna.
- 2) 15 m grünlich-graue calcaires vermiculés (wie 8, 6).
- 1) 20 m grob gebankte, feinkörnige, teilweise oolithische Kalke, mittelgrau, konkordant auf dunkelgrauen bis schwarzen Chertkalken der Nesen-Formation liegend.

Die Trias setzt mit einer Folge von grauen, eher grob gebankten Kalken ein. Die anscheinend fossilere Kalke sind weitgehend rekristallisiert und enthalten - feinverteilt oder in grösseren, komponentenartigen Flächen - nur noch spärliche Reste der ursprünglichen, mikritischen Kalkmasse. Verbreitet tritt Dolomit in Klüften oder in mehr oder weniger idiomorphen Rhomboedern auf, was ein augenfälliges Unterscheidungsmerkmal gegenüber den Kalken der oberen Nesen-Formation bildet, die praktisch keinen Dolomit, wohl aber sehr viel Quarz führen. Organische Reste fehlen fast vollkommen. Neben diesen sekundär sparitischen Kalken sind oolithische Kalke zu erwähnen, die für diese untersten Schichten der Elikah-Formation recht typisch sind. Makroskopisch gleichen die Gesteine einem feinkörnigen Kalk; die oolithische Struktur ist nicht sichtbar, was durch die Kleinheit der Ooide und die starke Rekrystallisation des Gesteins bedingt ist. Erst im Schliff werden die einzelnen Ooide, deren Durchmesser im Mittel zwischen 0,2 und 0,5 mm liegt, sichtbar (Figur 14). Sie sind rekristallisiert und besitzen im allgemeinen einen dreischichtigen Aufbau: um einen Kern, der meist von einem feinstkörnigen Pellet, ausnahmsweise auch von einem organischen Rest gebildet ist, legt sich ein breiter Mantel von groben, teilweise idiomorphen Dolomitmikrokrnern, die schliesslich von einem äusseren, dünnen Saum sehr feinkörnigen Kalzites umgeben sind. Um die einzelnen Ooide findet sich sehr oft eine Anwachszone, gebildet aus feinkörnigem Kalzit, der wohl eine syngenetische oder frühdiagenetische Umkrustung der Körner und somit eine beginnende



Figur 14: Schliffbild eines oolithischen Kalkes aus der untersten Elikah-Formation. 10 mal vergrößert.
Oolitic limestone of the lowest Elikah formation in thin slide.



- 1 Mikritische Pellets
Micritic pellets
- 2 Grober Dolomit
Coarse dolomite
- 3 Mikritischer Kalksaum
Micritic border of calcite
- 4 Feinkörniger Kalzit (primäre Umkrustung der Ooide)
Fine-grained, calcitic coating of oolites
- 5 Porenfüllung von grobem, klarem Kalzit
Coarse, clear calcite cementing initial pore-space

Figur 15: Oolithischer Kalk aus der untersten Elikah-Formation.
Oolitic limestone from the lowest Elikah formation.

Zementation darstellt. Zwischen den dergestalt mehr oder weniger umkrusteten Körnern liegt in inselartigen, durch teilweises Verschmelzen verschiedener Anwachszonen gebildeten Flächen ein Mosaikwerk von grobkörnigem, klarem Kalzit, der während der Diagenese als Füllung des ursprünglichen Porenraumes abgesetzt wurde (Figur 15). In Begleitung der eigentlichen, konzentrisch struierten Ooide kommen sehr häufig kleine, 0,25 mm kaum übersteigende Körperchen vor, die aus dunkel erscheinendem, mikrokristallinem Kalk bestehen und eine rundliche bis gerundet ovale Form besitzen. Diese Pellets, deren Entstehung umstritten, zum grossen Teil aber wahrscheinlich anorganischer Natur ist, bilden häufig den Kern der Ooide. In unserem Fall könnte es sich um echte faecal pellets handeln. Daneben kommen sie scharenweise in grösseren, gut abgrenzbaren Flächen vor, in denen Ooide fehlen. Es handelt sich möglicherweise um aufgearbeitete Fragmente, die in noch weichem Zustand in den Oolithsand eingelagert wurden. Organischer Detritus fehlt fast vollkommen. Diese untertriadischen Oolithkalke unterscheiden sich deutlich von vergleichbaren, jungpaläozoischen Gesteinen. Letztere führen stets sehr viel organisches Trümmermaterial; zudem sind die Ooide von verschiedenster, 1 mm oft übersteigender Grösse.

Knapp 40 m über der Basis der Formation stehen im Typusprofil einige Bänke von gelb-grau gefleckten, fossilführenden, dolomitischen Kalken an. Das stark rekristallisierte Gestein besteht aus mosaikartig struierten, zumeist idiomorphen Körnchen, deren mittlere Korngrösse zwischen 0,01 und 0,08 mm liegt und 0,1 mm kaum übertrifft. Im Zentrum der einzelnen Karbonat-Rhomboeder ist häufig ein rundlicher, pigmentierter Kern erkennbar, der kalziumreich ist (Färbung mit Alaun-Haematoxylin), während die äussere klare, durch kristallographische Flächen begrenzte Schale dolomitischer ist.

Eigentliche Leitgesteine der unteren Elikah-Formation stellen die grau-grünlichen, seltener auch gelben oder rötlichen calcaires vermiculés dar, die mengenmässig gegenüber dem restlichen Gesteinsmaterial deutlich überwiegen. Es sind eher weiche, dünnplattige bis schiefrige Kalke, deren Schichtflächen oft mit Steinkernen von Lamellibranchiern, Brachiopoden und Gastropoden geradezu bedeckt erscheinen. Viele Niveaus sind von charakteristischen, meist geradlinigen Ausfüllungen von Frassgängen erfüllt, die auf angewitterten Flächen als hieroglyphenartige, sich z. T. kreuzende und verzweigende Zeichnungen heraustreten.



Figur 16: Edgwise conglomerate aus der unteren Elikah-Formation.
Edgwise conglomerate of the lower Elikah formation.

Eigenartige Sedimente sind die "Diskenkalke", welche den Horizont 7 des Typusprofils bilden. Der Kalk ist von rundlichen bis ovalen, münzenartigen Gebilden erfüllt, die senkrecht zur Schichtfläche geschnitten als Stäbchen erscheinen (Figur 16). Die feinstkörnigen, pigmentierten Körper, die grösste Durchmesser von über 3 cm erreichen können, sind als Bruchstücke von dünnen, in halb verhärtetem Zustand zerbrochenen Kalkschichten zu deuten. Eine beginnende Rundung und die gute Vertikalsortierung der Komponenten zeigt, dass letztere nicht in situ zementiert, sondern transportiert und wieder abgelagert wurden, so dass das resultierende Gestein als echte, klastische Brekzie bezeichnet werden muss. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um edgewise conglomerates, die in ähnlicher Ausbildung auch in der grönländischen Trias zu finden sind (mündl. Mitteilung Prof. TRÜMPY). Wird laminiertes oder dünnschichtiger, noch unverfestigter Kalkschlamm über die Meeresoberfläche emporgehoben, bilden sich polygonale Trockenrisse. Im Gegensatz aber zu tonig-siltigen Sedimenten, bei denen sich bei Trockenlegung mehr oder weniger aufgerollte Tonscherben ausbilden, die bei erneuter Benetzung zerfallen oder sich zu kugelförmigen Gebilden umwandeln können, verfestigen sich Trockenscherben aus Kalkschlamm an der Luft innerhalb von wenigen Tagen und können später verschwemmt und wieder sedimentiert werden. Solche Bildungen sind in grosser Zahl aus cambro-ordovizischen Kalken Nordamerikas bekannt und beschrieben. Die Bezeichnung "edgewise conglomerate" wird daneben allgemein auch für intraformationelle Brekzien und Konglomerate verwendet. Nur 10 m über diesen Brekzien stehen intensiv rot gefärbte Kalke an, die eine Unzahl kleiner, mit einer hämatitischen Kruste überzogenen Gastropoden enthalten, was dem Gestein einen oolithischen Aspekt verleiht. Der Kalk ist mikritisch, teilweise rekristallisiert und führt neben Gastropoden viel organischen Detritus und feinkörnige, gerundete Komponenten, möglicherweise wiederum Schichtbruchstücke von der oben beschriebenen Art.

Dünnplattige, gelbe und rote, feinkörnige Kalke schliessen die untere Elikah-Formation ab. Sie sind frei von organischem Detritus und zeigen eine gleichkörnige Struktur kleiner, mehr oder weniger idiomorpher Kalzitkörnchen. Gegen oben gehen die Kalke in dünnplattige, kalkige Dolomite und diese in die dickbankigen Dolomite der oberen Elikah-Formation über.

In der Trias lässt sich gegenüber dem Jungpaläozoikum kein Wechsel in den Ablagerungsbedingungen feststellen. Immer noch herrschen im nordpersischen Raum ausgesprochene Plattformbedingungen vor, unter denen flachmeerische

und - vor allem in der unteren Elikah-Formation - auch küstennahe Sedimente abgesetzt werden. Gegen das Ende der Triaszeit wurde das Gebiet, vermutlich im Gefolge von epirogenetischen Bewegungen, von einer allgemeinen Regression erfasst und tiefgründig erodiert. Die Elikah-Formation ruht mit konkordantem Kontakt auf den Chertkalken der obersten Nesen-Formation. Die Grenze, in der Mitte einer aus Chertkalken und untertriadischen Kalken gebildeten Wand gelegen, ist aus der Ferne schwer zu lokalisieren. Anzeichen für eine transgressive Lagerung der Trias fehlen; nirgends konnten die rötlichen, teilweise residualen Bildungen, die im Elburz vielerorts die Basis der Elikah-Formation markieren, gefunden werden. Die Frage, ob auch in meinem Gebiet ein Sedimentationsunterbruch Mesozoikum und Paläozoikum trennt, muss vorläufig unbeantwortet bleiben. Sandsteine und Schiefer der Shemshak-Formation (Rhät/Lias) überlagern transgressiv die Elikah-Formation. Sie greifen tief in das ausgeprägte, präliasische Relief; lokal können so erhebliche Diskordanzen entstehen, die aber nur durch Erosion und nicht durch Faltung bedingt sind (Diskonformität). Ausgezeichnet ist dieser Kontakt am Strässchen nach Elikah, auf der Südseite des kleinen Passübergangs zu studieren. Die dunklen Schiefer und Sandsteine des Lias liegen hier konkordant auf den gelben Dolomitplatten der Elikah-Formation, welche dann in geringer Entfernung (maximal ca. 100 m) vom eigentlichen Kontakt fensterartig nochmals in einzelnen, von Shemshak-Formation umgebenen Inseln sichtbar ist. Auch auf der Nordflanke des Elikah-Tales und des Nur-Tales sind dieselben Erscheinungen sehr schön ausgebildet. Lokal, vor allem im unteren Elikah-Tal, sind an der Basis des Lias rote, lateritische Residualbildungen erhalten. Es handelt sich um Fe-Mn-haltige Tone, die seitlich in eigentliche Bohnerze übergehen; die Mächtigkeit des Horizontes ist schwer abzuschätzen, übersteigt aber kaum 10 - 15 m. Etwas spezielle Kontaktverhältnisse sind aus der Region nördlich des Passes zwischen dem obersten Nur-Tal und dem Elikah-Talsystem zu erwähnen. In dieser Gegend wird die Elikah-Formation von Vulkaniten überlagert (Agglomerate, Tuffe), die einem präliasischen oder unterliasischen Vulkanismus dokumentieren (siehe p. 117 f.).

Aenderung von Fazies und Mächtigkeit:

Innerhalb der Elikah-Formation sind in meinem Gebiet keinerlei Fazieswechsel zu beobachten. Stets zerfällt die Abfolge in einen variierten, weichen und in einen dolomitischen, oberen Teil. Die Mächtigkeit des letzteren ist infolge der kräftigen präliasischen Erosion sehr variabel. Die Dolomite sind nördlich des

Nur- und des Elikah-Tales meist über 200 m mächtig. In der Gegend der Kande-
 devan-Passstrasse, südlich Siahbishé, greift die Shemshak-Formation bedeu-
 tend tiefer hinunter und von den Dolomiten sind nur noch spärliche Reste er-
 halten. Nur wenige Kilometer NW Siahbishé bauen sie dann allerdings in gros-
 ser Mächtigkeit wiederum zwei markante Berggipfel auf. In der unteren Eli-
 kah-Formation ist eine starke Zunahme der Mächtigkeit gegen E festzustel-
 len, eine Tendenz, die wir schon aus der Nesen-Formation kennen. Die Serie,
 im Typusprofil knappe 100 m messend, erreicht so nördlich des oberen Nur-
 Tales etwa 200 m.

Die Formation, östlich der Strasse als kontinuierliches, gipfelbildendes Band
 nach Osten verfolgbar, ist an der Strasse, in der Umgebung von Siahbishé
 schlecht entwickelt, stark gestört und z. T. an Störungen vollkommen abge-
 schnitten. Gegen NW ist sie wieder vollständiger erhalten und zieht über den
 markanten, das Chalus-Tal zwischen Siahbishé und Valiabad dominierenden
 Gipfel (Figur 33) in westlicher Richtung, wo sie schliesslich unmittelbar west-
 lich des Chahar Bagh Tales von der Kande-Verwerfung gegen die eo-
 zänen Tuffe abgeschnitten wird.

Alter:

Ihrer Stellung zwischen datiertem Oberperm und Rhät/Lias-Sedimenten nach
 sind die Ablagerungen der Elikah-Formation sicher triadisch. Ausgehend von
 Aufschlüssen südlich Teheran (Shah Abdul Azim), beim Imamzadeh Hashim
 (S Pultur) und westlich Firuzkuh kam schon STAHL (1911) zum selben Schluss,
 während TIETZE's (1877) Idee, dass die "grünen Schichten des Albus" und
 "gewisse, meist hellfarbige Kalke und Dolomite" triadische, sich seitlich ver-
 tretende Schichten seien, einigermaßen überholt ist. Paläontologisch unter-
 mauert wurde STAHL's Annahme dann durch die Lamellibranchiaten-Fauna
 von Shah Abdul Azim, die NIEDERMAYER (KRUMBECK, 1922) und später
 RIVIÈRE (1934) ausbeuteten. Die Fossilien weisen den Fundschichten, die in
 die untere Elikah-Formation gehören, ein untertriadisches, wahrscheinlich
 skythisches Alter zu (RIVIÈRE, p. 27). Auch im Untersuchungsgebiet dürfte die
 untere Elikah-Formation den unteren Teil der Trias vertreten. Sie führt, be-
 sonders in ihren oberen Teilen, eine kleine Fauna. In den fossilführenden, do-
 lomitischen Kalken (3) treten folgende Formen auf:

Claraia sp.

Lingula tenuissima BRONN

Pseudomonotis sp.

Im untersten, rechten Seitental des Elikah-Tales fand ich in den grünlich-grauen calcaires vermiculés wiederum Lamellibranchien:

Homomya sp.

Pleuromya sp.

Posidonia? sp.

Die *Posidonia*? sp. ist nur als Bruchstück erhalten und die Bestimmung unsicher. Es könnte sich auch um eine *Pseudomonotis* der Gruppe *aurita* HAUER handeln, die ebenfalls eine sehr stark ausgeprägte, konzentrische Skulptur und eine praktisch fehlende Radialverzierung besitzt.

Neben diesen Makrofossilien sind aus den mikritischen Partien der basalen Elikah-Kalke (1) weiter nicht bestimmbar, an Spirillinen erinnernde Formen zu erwähnen. Sie sind auch von LORENZ (1964, p. 17) beschrieben und abgebildet. Aus denselben Schichten kommen in oolithischen Kalken ferner Bruchstücke von *Nodosariden* vor. Neben einer Reihe von Makrofossilien gibt DELLENBACH (1964) eine Liste von Foraminiferen, die aus der Elikah-Formation stammen sollen. Erstaunlich ist dabei das Auftreten von typisch jungpaläozoischen Genera, wie *Plectogyra* sp., *Tetraxis* sp. und einer, allerdings fraglichen *Pachyphloia* sp.

Leider zeichnen sich die Dolomite des oberen Formationsteiles durch völliges Fehlen von Spuren tierischen Lebens aus. Ueber ihr Alter lassen sich so keine Angaben machen.

Regionale Verbreitung:

Die charakteristische Fazies der calcaires vermiculés hat in Nordpersien eine sehr weite Verbreitung. Die einzelnen Vorkommen sind z. B. bei RIVIÈRE (1934) zusammengestellt. Aus dem Ostelburz beschreibt STÖCKLIN (1959) wiederum dieselbe Fazies.

In seiner Arbeit bildet DELLENBACH (1964) das Triasprofil von Shah Abdul Azim (Bibi Shahbanou) ab, wo die Formation die aussergewöhnliche Mächtigkeit von über 800 m erreichen soll. Der obere Teil der Serie (650 m) besteht weitgehend aus Dolomiten, was den Verhältnissen im Nordelburz entspricht. Darunter liegen oolithische Kalke und calcaires vermiculés, die alle mehr oder weniger dolomitisiert sind. Es lässt sich in der unteren Elikah-Formation ein nördlicher von einem südlichen Bereich trennen, die sich durch geringe Faziesdifferenzen voneinander unterscheiden, welche bereits RIVIÈRE (p. 26) auffielen.

Während wir im Süden (Karaj-Tal, Shah Abdul Azim, Imamzadeh Hashim usw.) vorwiegend gelbe, plattige, meist stark dolomitisierte Kalke mit Frassspuren und kleinen Zweischalern finden, trifft man im Norden (Elikah- und Nur-Tal) auf eher schiefrige und weiche Kalke, die wohl dieselben organischen Reste führen, meist aber grünlich-grau gefärbt und leicht mergelig sind.

Von Interesse ist die aussergewöhnliche, detritische Trias, die DELLENBACH von Siahsang (NE Teheran) beschreibt. Die Bedeutung dieses Aufschlusses und sein Verhältnis zu den südlicheren und nördlicheren Vorkommen von normaler Elikah-Formation bleibt vorläufig ungeklärt.

Schöne Aufschlüsse in mächtiger Elikah-Formation können knappe 30 km S Amol entlang der Strasse nach Pulur studiert werden. Plattige bis schiefrig-mergelige, sehr oft rote Wurmkalke enthalten hier eine recht mächtige Zone, die alle paar Meter Bänke von roten, teilweise gradierten Gastropodenkalken mit Linsen von aufgearbeiteten Kalken (Aequivalente des Gastropodenkalkes 9 des Typusprofils) führt. Daneben kommen auch Kalkbrekzien (edgewise conglomerate) von der oben beschriebenen Art (p. 84) vor. Die Basis der Serie wird von etwa 40 m mittelgrauen, eher dünnbankigen und teilweise oolithischen Kalken gebildet.

Verfolgen wir die Elikah-Fazies gegen Westen, stossen wir auf die irano-armenischen Grenzgebiete, von wo schon ABICH (1859), später auch RIEBEN (1935) und BONNET (1947) "hieroglyphische Plattenkalke" erwähnen. Die Trias Armeniens, eine totale Mächtigkeit von 1500 m erreichend (BONNET), gliedert sich nach BONNET und ARAKELJAN (bei PAFFENGOLZ, 1963) in drei Teile: über dem unteren, das Werfenian vertretenden Teil, folgt die mittlere Partie (Muschelkalk) und schliesslich eine Serie von fossilleeren, dolomitischen Kalken und Dolomiten, deren Alter nicht feststeht. In den unteren zwei Teilen sind feinplattige bis dünnbankige, graue, grünliche und rote bis rosa gefärbte Kalke mit Frassgängen und - besonders im mittleren Teil - schichtflächenweisen Anhäufungen von Gastropoden- und Lamellibranchiern-Steinkernen vorherrschend. Diese bunte, variable Serie gleicht sehr der unteren Elikah-Formation Nordirans, und auch ihr Hangendes scheint der oberen Elikah-Formation zu entsprechen.

Schon NOETLING (1905) unterschied mit Nachdruck den westasiatischen Faziesraum mit einer etwas an die Alpen erinnernden Trias, der durch die Vorkommen von Baalia Maaden, Ismid, Djulfa und Ravnav (Bokhara) gegeben war, von dem indo-chinesischen Bereich mit seiner ganz anderen Fauna. Im Gegen-

satz zum armenisch-nordpersisch-afghanischen Faziesraum mit seiner "alpinotypen" Trias findet sich im südlichen Zentraliran die Trias von Naiband (DOUGLAS, 1929), die einem ganz anderen Ablagerungsraum entstammt und enge Beziehungen zu Timor zeigt, also der indo-chinesischen Provinz angehört. Wie GANSSEER (1955) bemerkte, sind heute die beiden Faziesräume sekundär örtlich eng zusammengedrückt.

2.12 SHEMSHAK-FORMATION:

(Rhät/Lias)

Die monotonen rhäto-liasischen Sedimente, allgemein Shemshak-Formation genannt, bilden im Landschaftsbild des Elburz ein charakteristisches und auffälliges Element. Gut aufgeschlossene, grau-schwärzliche, oft etwas badland-artige Landschaften mit weiten Tälern und rundlichen Bergformen, die von einem Fiederwerk kleiner und kleinster, meist trockener Runsen überzogen sind, lassen die Shemshak-Formation schon auf weite Distanz eindeutig erkennen.

Lithologie; untere und obere Grenze:

Als weitaus wichtigste, grosse Teile des Lias aufbauende Gesteine sind vor allem die lithischen Sandsteine zu nennen, welche makroskopisch den Eindruck von typischen Wacken oder Grauwacken vermitteln. Diese Bezeichnung ist aber ungerechtfertigt, da es sich bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt, dass eine Matrix praktisch völlig fehlt, so dass man in Anwendung der weiter oben ausgeführten Nomenklatur (siehe p. 16) vor allem von lithischen Sandsteinen sprechen muss. Die Zahl der betrachteten Dünnschliffe ist allerdings nicht sehr gross und es ist sehr wohl möglich, dass grössere Teile der Formation aus lithischen, über 10 % tonige Matrix enthaltenden Wacken bestehen. Es handelt sich um variable, fein- bis grobkörnige Sedimente von grauer, teilweise olivgrün getönter Farbe, deren braun-rote Verwitterungsrinde oft einen unbedeutenden Eisengehalt andeutet. Die mikroskopische Untersuchung einiger, nördlich Dalir gesammelter Handstücke zeigt einen grossen Anteil von schlecht sortiertem Komponentenmaterial, das den restlichen Detritus besonders in den gröberen Bänken mengenmässig übertrifft:

a. Grobkörnige Varietät: Dichte Packung von meist länglichen, oftmals verbogenen und zerdrückten Komponenten, die deutlich eingeregelt sind. Tonige und tonig-siltige, serizitische Schiefer, die möglicherweise z. T. aus

der Kahar-Formation stammen, wiegen vor. Sehr häufig sind auch Komponenten von Chert und feinkörnigen Quarziten, wobei besonders letztere teilweise unscharf begrenzt sind, was die Abgrenzung gegenüber dem mineralischen Detritus erschwert. Bei diesem fällt der Quarz durch seine schlechte Sortierung (Durchmesser zwischen 0,2 und 0,8 mm) und die absolut fehlende Rundung auf. Die verbogenen Biotitschuppen sind komplett ausgebleicht und von feinen Erzausscheidungen erfüllt; seltener finden sich pseudomorphe Umwandlungen in Chlorit. Feldspat tritt stark zurück. Das Gestein besitzt nur wenig oder gar keine Matrix. Auch ein Zement kann fehlen; falls er vorhanden ist, besteht er weitgehend aus Kalzit, dessen undulöse Auslöschung auf späte, mechanische Beanspruchung deutet. Wohl als Zersetzungsprodukt von Biotit tritt auch Chlorit zementierend auf.

Auf dem Zählisch wurde folgende prozentuale Zusammensetzung ermittelt:

Feinkörnige Komponenten	35 - 45 %	Feldspat	2 - 5 %
Chert, Quarzit	3 - 12	Chlorit	0 - 10
Quarz	25	Kalzit	0 - 12
Biotit	10 - 15		

b. Feinkörnige Varietät: Mit dem gröberen Typ durch kontinuierliche Uebergänge verbunden, im allgemeinen aber feinkörniger und besser sortiert. Während Gesteinskomponenten gegenüber dem Mineraldetritus etwas zurücktreten, sind Feldspat und vor allem Chlorit (eingeschwemmt und authigen) etwas häufiger. Mehr Matrix, kalzitischer Zement spärlich.

Die Sandsteine der Shemshak-Formation sind ihrer Zusammensetzung nach als unsaubere und unreife, lithische Arenite, die bankweise in lithische Wacken übergehen mögen, zu bezeichnen. Gesteine mit granitischer Zusammensetzung (Arkosen) wurden nicht gefunden. Unter Verfeinerung des Kornes gehen die grobklastischen Sandsteine in sandige Schiefer, diese wiederum in siltigtonige Schiefer über. Vor allem letztere können pflanzliche Reste enthalten. Karbonatische Einschaltungen mit mariner Fauna fehlen im untersuchten Gebiet, ebenso eigentliche Kohlenlagen. Grössere Kohlenflöze existieren allerdings unmittelbar östlich des kartierten Raumes in der Umgebung von Elikah. Die dortigen Vorkommen wurden bergmännisch ausgebeutet, doch führte die schlechte Qualität der Kohle (siehe LORENZ, 1964) zur fast gänzlichen Stilllegung des Abbaues, wovon vor allem die Bewohner von Elikah betroffen wurden.

In der Shemshak-Formation dokumentiert sich eine der stärksten erosiven Phasen der geologischen Geschichte des Elburz. Zur Abtragung dürften neben kristallinen und vulkanischen Gesteinen auch epimetamorphe Sedimente gelangt sein. Die Ablagerung des teilweise sehr rapid erodierten Materials geschah wohl auf riesigen Schwemmebenen und z. T. auch in flachen, küstennahen Becken. Der Transportweg, besonders des gröberen Detritus, war sehr kurz. Bei der riesigen Ausdehnung der Shemshak-Formation, deren typische Sedimente sich fast in ganz Iran finden, kann man sich allerdings Art und Ort der Erosion

und der Wiederablagerung des Materials fast gar nicht vorstellen. Kohlenlagen bezeugen repetierte Emersionen, ohne dass es aber zu einer regelmässigen zyklischen Sedimentation kam.

Wie schon dargelegt wurde, liegt der Lias transgressiv und diskonform auf der präliasisch erodierten Elikah-Formation. Ueber die Obergrenze der Shemshak-Formation lässt sich nichts aussagen, ist doch ihre normalstratigraphische Bedeckung innerhalb meines Gebietes nirgends erhalten.

Aenderung von Fazies und Mächtigkeit:

Die Shemshak-Formation wird im untersuchten Raum von keinerlei Fazieswechsel betroffen.

Ein westlichstes Vorkommen liegt nördlich Dalir, wo die Sandsteine und Schiefer maximal etwa 300 - 500 m erreichen mögen. Ihre tektonische Stellung - eingeklemt zwischen metamorphem Präkambrium (Avidar) und der Kahar-Formation - lässt aber diese Angabe bedeutungslos werden. Ein weit mächtigerer Streifen liasischer Gesteine bildet auf grosse Distanz die Südgrenze meines Gebietes. Es ist die breite Liasmulde, die im Streichen aus dem unteren Heraz-Tal dem ganzen Nur-Tal entlang über Nesen, Elikah und Alamol bis ins obere Chahar Bagh-Tal, wo sie schliesslich von der Kandeivan-Verwerfung abgeschnitten wird, verfolgt werden kann. Die Formation erreicht hier bedeutende Mächtigkeiten, die allerdings an der Kandeivan-Strasse und westlich davon nur schwer abzuschätzen sind, da die inkompetenten Schichten verfaltet und an internen Störungen vermutlich mehrfach repetiert sind.

Alter:

Die limnisch-fluviatilen und flachmeerischen Ablagerungen der Shemshak-Formation besitzen ein liasisches Alter. Die schon früher gehegte Vermutung, dass der unterste Formationsteil noch ins Rhät gehört, wurde durch die phytopaläontologischen Untersuchungen von LORENZ (1964) und vor allem von KILPPER (1964) bestätigt. Es ist hingegen noch unsicher, ob und wie weit die obersten Horizonte vielleicht noch den untersten Dogger vertreten. Aus meinem Terrain sind an fossilen Resten einzig einige Pflanzenreste zu erwähnen, die nördlich Dalir aus dem Schutt gesammelt wurden. Diese Abdrücke beseitigten die letzten Zweifel über das Alter der sandig-tonigen Schiefer, die dort in ganz ungewohnter Position zwischen Kahar-Formation und metamorphem Präkambrium stecken. Mit Hilfe der Arbeiten von HARRIS (1926, 1931)

und KILPPER (1964) konnten anhand der morphologischen Merkmale folgende Formen bestimmt werden:

Podozamites cf. distans (PRESL)

Cladophlebis nebbensis (BRONGNIART)

Cladophlebis sp.

Coniopteris cf. hymenophylloides (BRONGNIART)

In der Umgebung des Passes zwischen Nur-Tal und Elikah-Talsystem fanden sich in Sandsteinen der Formation zudem noch Stammstücke von

Equisetites sp.

Regionale Verbreitung:

Das Verbreitungsgebiet der Shemshak-Formation ist äusserst gross. Ihre klastischen, stellenweise karbonatischen Einschaltungen oder Kohlenflöze enthaltenden Ablagerungen, finden sich in ganz Nordpersien, von Azerbaijan bis an die Ostgrenze des Landes. Aber auch aus Zentraliran sind ähnliche Bildungen von vielen Punkten bekannt (GANSSER, 1955; STÖCKLIN, 1959) und nach FURON (1941) soll sich die Fazies über Persien hinaus noch weit gegen NE und E fortsetzen.

2.13 KANDEVAN-SCHUPPENZONE:

Unmittelbar nördlich der Wasserscheide setzt einen knappen Kilometer östlich der Passstrasse eine Schuppenzone ein, die gegen E rasch an Mächtigkeit gewinnt und im S von Nesen die mächtige, mesozoisch-tertiäre Kulumbasta-Gruppe aufbaut. Ostwärts setzt sie sich dann vermutlich in die das Lar-Tal vom mittleren Nur-Tal trennenden Ketten fort. Diese Kandeivan-Schuppenzone stellt also den westlichsten Ausläufer eines neuen tektonischen Elementes dar, das sich gegen Osten zwischen die paläozoisch-mesozoische Zentralkette und die zentrale Tertiärzone schiebt und z. T. wohl auch mit letzterer verschmilzt. Die schlechten Aufschlussverhältnisse, zusammen mit der komplizierten Tektonik, verunmöglichten eine befriedigende Identifikation der verschiedenen Gesteine. Neben undifferenzierbarem Jungpaläozoikum finden sich verbreitet hellgraue, organogen-spätige bis dichte, feinkörnige Kalke, die einen Rudisten-Rest (*Sauvagesia* sp.; Cenoman-Santon) und Bruchstücke von dickschaligen

Muscheln lieferten. Diese Gesteine, wie auch dichte, hellgraue bis rötlich-gelbe Kalke sind am ehesten der Kreide, teilweise möglicherweise auch dem Malm zuzuordnen. Am Nordrand der Zone stehen in einem Aufschluss schiefrige, sich griffelartig absondernde Mergelkalke von dunkler, grünlich-grauer bis rötlicher Farbe an, die stark an die Kalke des Doggers (Delichai-Formation) erinnern. Sie werden diskordant von grauen bis rötlichen, kalkigen Konglomeraten (Eozän ?) überlagert.

Die Kandeavan-Schuppenzone wird im S von der Kandeavan-Verwerfung abgeschnitten; im Norden und Westen grenzt sie mit tektonischem Kontakt an die Shemshak-Formation der paläozoisch-mesozoischen Zentralkette.

Grössere, isoliert im Lias steckende Kalkmassen (Jura, Kreide ?), die im Alamol-Tal beidseitig des Baches die NW-SE streichende Kandeavan-Verwerfung begleiten, stellen wohl westlichste Reste der Kandeavan-Schuppenzone dar. Etwas weiter talauswärts steht eine markante, nordfallende Kalkkrippe an. Auf der rechten Talseite taucht sie in einer spitzen Antiform etwa 30 m über dem Bach in den Hang, während sie am Gegenhang unter Schuttbedeckung verschwindet. Das Alter der dunkelgrauen, tektonisierten und rekrystallisierten Kalke ist unbestimmt. Möglicherweise handelt es sich um permische Gesteine, die eine enge Antiklinale bilden, von der nur der Kern erhalten ist, während die umhüllenden Schiefer und Sandsteine des Lias scheinbar monoklinal gegen Norden fallen und - jedenfalls in der Umgebung des Aufschlusses - keine antiklinale Umbiegung zeigen.

2.14 KARAJ-FORMATION:

(Eozän)

Durchquert man den Elburz, z. B. von Karaj gegen Norden, fallen einem bald die monotonen, grünlichen Gesteine auf, die, bankig bis schiefrig, in weitgelegten Falten die kahlen und teilweise wilden Berge aufbauen. Die Sedimente - Ablagerungen eines verbreiteten eozänen Vulkanismus -, die mehrere 1000 m erreichen können, wurden speziell von DEDUAL (Diss. im Druck) untersucht und Karaj-Formation benannt. Er unterscheidet vier Unterabteilungen, von denen in meinem Gebiet nur die zwei untersten aufgefunden werden konnten.

2.14.1 Untere Schiefer Serie

Lithologie; untere und obere Grenze:

Eine Wechsellagerung von Kalken, Tuffen bis Tuffiten, sandig-kalkigen Schiefern mit Pflanzenresten und tuffogenen Sandsteinen baut im Untersuchungsgebiet die stratigraphisch tiefste Einheit der Karaj-Formation auf. Ein gut aufgeschlossenes und umfangreiches Profil bietet das untere Anderas-Tal, wo sich die Serie grob in drei Einheiten gliedern lässt. Dieses Tal besitzt ein einziges grösseres östliches Seitental, das zusammen mit dem Haupttal südlich des Zusammenflusses der beiden Bäche einen scharfen, einige 100 Meter langen Grat modelliert. Unser Profil beginnt am Südende dieses Rückens, auf 2500 m, und durchschneidet gegen N stratigraphisch immer tiefere Schichten:

- III 200 m Wechsellagerung von groben Tuffen, tuffogenen Sandsteinen bis Tuffiten, Kalken und dunklen bis grünlichen, pflanzenresteführenden Schiefern. Zusammengefasst zeigt sich folgende Abfolge:
- 12) 20 m ausgebleichte, dünschiefrige, mergelige Kalkschiefer und schwarze, mergelige Schieferkalke.
 - 11) 5 m tuffitische Schiefer, z. T. kalkig. Gegen oben tuffogen.
 - 10) 5 m Wechsellagerung von grünen Tuffen mit kalkigen, tuffogenen Sandsteinen.
 - 9) 25 m schwarze, feinkörnige, bankweise schwach sandige Kalke und dünschiefrige Schieferkalke.
 - 8) 10 m Wechsellagerung von tuffogenen Sandsteinen und grünen Tuffen, gegen oben mit Lagen mergeliger Kalke.
 - 7) 30 m schwach tuffitische, sandige Schiefer, wechsellagernd mit dunklen Kalken bis Sandkalken. Gegen oben dunkle Schiefer mit verkohlten Pflanzenresten, übergehend in dunkle, schiefrige Kalke mit Sandsteinlagen.
 - 6) 10 m grüne Tuffe und tuffogene Sandsteine.
 - 5) 15 m dunkle Kalke bis Sandkalke mit einzelnen Tufflagen und wenig tuffogenen Sandsteinen.
 - 4) 10 m rythmische Wechsellagerung von groben, gegen oben feiner werdenden Sandsteinen, die in grüne Tuffe übergehen.
 - 3) 10 m dunkle Kalke mit dünnen Tufflagen.
 - 2) 15 m grüne Tuffe mit Einschaltungen von tuffogenen Sandsteinen.
 - 1) 45 m graue bis schwarze, dünnbankige Kalke, sehr hell anwitternd. Gegen unten zunehmend mit Tufflagen, Uebergang in Einheit II.
- II 200-400 m wohlgebankte bis dickbankige, dunkelgrüne, grobkörnige Tuffe. Häufig dünne, gebänderte Kiesellagen und Einschaltungen von dunklen, grün-schwarzen, kieseligen Kalken. Uebergang in Einheit I.

I 100-150 m dunkle, hell anwitternde Kalke mit Tufflagen. Diese unterste Einheit bildet eine Antiklinale, die mit ihrem unvollständigen Nordschenkel an die Kandeivan-Verwerfung stösst.

Die Gesteine der Unteren Schiefer Serie zerfallen in mehrere, durch Uebergänge miteinander verbundene Gruppen:

- a.) Feinkörnige, dünnbankige Kalke von heller Anwitterung, im Bruch bräunlich oder grau-schwarz. Teilweise eigentliche Schieferkalke mit griffliger Absonderung. Die Kalke sind von braunem, z.T. lagenweise angereichertem Pigment durchsetzt. Das vulkanische Material ist sehr feinkörnig und erreicht kaum 10 %; organische Reste fehlen. Die Kalke entsprechen bei LORENZ (1964, p. 37) am ehesten dem Typusgestein 6, eventuell auch 7.
- b.) Feinkörnige, tuffogene, kieselige Kalke, im Bruch hell grau. Die Gesteine führen etwa 40 - 60 % feinkörniges, pyroklastisches Material und viel feinstkörnigen Quarz (Chalzedon, z.T. vielleicht Entglasungsprodukt).
- c.) Tuffogene, grobkörnige Sandsteine, im Bruch grau-grünlich. 60 - 70 % vulkanisches Material (Kristallklastite, seltener Gesteinskomponenten, mittlerer Korndurchmesser 0,2 - 0,5 mm), das von grobkristallinem Kalzit zementiert wird. Auf dem Zähl Tisch wurde folgende Zusammensetzung ermittelt:
- | | | | |
|------------|-----------|--------------------------|---------|
| Plagioklas | 40 - 50 % | Biotit | 2 - 3 % |
| Kalzit | 30 - 35 | Chalzedon, Zersetzungs- | |
| Quarz | 4 - 7 | und Entglasungsprodukte, | |
| Glaukonit | 2 - 3 | Komponenten | 6 - 20 |
- d.) Grobkörnige Kristalltuffe, dunkelgrün. Mit zunehmendem Karbonatgehalt in tuffogene Arenite übergehend.

Das typischste, für die Serie charakteristische Gestein bilden die dünnbankigen bis schiefrigen Kalke mit ihrer hellen Anwitterung, während sich die Tuffe nicht von Tuffen der höheren Einheit unterscheiden.

Die Untere Schiefer Serie wird im untersuchten Gebiet basal stets tektonisch begrenzt und die normalstratigraphische Grenze zum liegenden Eozän ist nicht bekannt. Gegen oben folgt die Mittlere Tuff Serie; die Kontakte sind aber oft gestört und es konnte keine genau definierbare stratigraphische Grenze gefunden werden. Der Wechsel von der stark kalkigen unteren Serie zu den rein pyroklastischen hangenden Gesteinen ergibt aber eine für die Feldarbeit brauchbare Kartierungsgrenze.

Aenderung von Fazies und Mächtigkeit:

Die Untere Schiefer Serie erreicht im Profil des Anderas-Tales eine Mächtigkeit von 600 - 700 m, während die übrigen Vorkommen bedeutend schwächtiger

sind. Die wahre Mächtigkeit ist wegen des Fehlens eines ungestörten Profils unbekannt. Fazieswechsel wurden keine beobachtet.

Alter:

Für die Untere Schiefer Serie wird ein unterezänes Alter angenommen (DEDUAL, Diss. im Druck). Diese Datierung kann für mein Gebiet übernommen werden, ist aber durch keinerlei Fossilfunde gestützt.

Regionale Verbreitung:

Ausser an der Nordseite des Taleghan-Tales ist die untere Schiefer Serie der Karaj-Formation im Karaj-Tal verbreitet, von wo sie LORENZ (1964) und vor allem DEDUAL beschreiben. GANSSEER und HUBER (1962) unterteilen die "Green series" (Karaj-Formation) ebenfalls in einen oberen, vulkanisch-pyroklastischen und einen unteren, gemischt pyroklastisch-sedimentären Komplex. Der letztere, von ihnen "dark shale formation" genannt, ist hauptsächlich im obersten Sehezar-Tal, unmittelbar südlich der Kandevan-Verwerfung, in einer grossen Antiklinale ausgebildet und dürfte der Unteren Schiefer Serie der östlichen Gebiete entsprechen.

2.14.2 Mittlere Tuff Serie

Lithologie; untere und obere Grenze:

Ueber der unteren Schiefer Serie folgen im Untersuchungsgebiet grobe Tuffe, Agglomerate und porphyrische Andesite, die die Hauptmasse der Karaj-Formation ausmachen und in der von DEDUAL und LORENZ ausgearbeiteten Gliederung der Formation wohl am ehesten in der Mittleren Tuff Serie beheimatet sind.

Grosse Verbreitung haben dunkelgrüne, fein- bis grobkörnige Tuffe. Sie sind stets gut gebankt und zeigen lokal eine schalige, konzentrische Absonderung. Es handelt sich bei allen untersuchten Mustern um Kristalltuffe, die teilweise glasführend sind und meist einen kleinen Karbonatgehalt aufweisen. Bei zunehmendem sedimentärem Anteil gehen die Gesteine in tuffogene Arenite über. Schon makroskopisch sind häufig grüne, fetzige Einschlüsse auffällig, die ursprünglich wohl Glasreste darstellten, heute allerdings gänzlich devitrifiziert

und mehr oder weniger in Tonmineralien umgewandelt sind. Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt sich, dass viele Tuffe neben Kristallklastiten, Glas und sedimentärem Material feinste Gesteinskomponenten führen und so als Agglomerate zu bezeichnen sind. Im Gegensatz zu diesen feinkörnigen Agglomeraten sind etwas gröbere Varietäten schon im Feld als relativ immer noch feinkörnige Agglomerate zu erkennen.

Schweisstoffe, devitrifizierte Glastuffe oder Hyaloklastite wurden nicht gefunden. Auch die verschiedenen, von LORENZ (1964, p. 37 f.) beschriebenen Ty-pusgesteine (Silexite usw.) konnten nicht wiedererkannt werden.

Dunkle, düstere Farben und oftmals sehr bizarre Verwitterungsformen kennzeichnen die groben Agglomerate, die als teilweise sehr mächtige Pakete in die Tuffe eingeschaltet sind. Die Grundmasse der Agglomerate besteht aus feinen, dunkelgrünen bis schwärzlichen Aschentuffen, welche örtlich gröber werden und in feinagglomeratische Tuffe übergehen können. In dieser zurückwitternden, weichen Matrix stecken - meist recht dicht gepackt - Komponenten von roten und grünen, basaltischen Andesiten mit porphyrischer Struktur. Sehr oft handelt es sich um eigentliche, rundliche bis oval eiförmige Bomben, die im Durchschnitt etwa faust- bis kopfgross sind. Einschlagsspuren oder Veränderungen der Struktur vom Zentrum zum Rand innerhalb einer einzelnen Bombe sind kaum zu beobachten. Neben diesen gerundeten Komponenten kommen häufig eckige Blöcke vor. Ihre Grösse ist sehr variabel; nicht selten treten grössere Massen auf, die seitlich immer weniger Tuffumhüllung führen und schliesslich in massige Andesite übergehen können. Solche Uebergänge erschweren die Kartierung beträchtlich, da im Feld oft Zweifel entstehen, ob man es mit stark zerrütteten und zerfallenden Andesiten oder mit sehr groben Agglomeraten zu tun hat.

Die mächtigen, mit Tuffen und Agglomeraten alternierenden Andesitergüsse werden im petrographischen Teil dieser Arbeit beschrieben.

Es existieren in der Karaj-Formation des Untersuchungsgebietes verschiedene, diapirartig angehäufte Gipsvorkommen, auf die hier kurz eingegangen sein soll. Die genaue Herkunft dieser Evaporite, die heute völlig isoliert und aus dem Schichtverband ausgepresst vorliegen, ist noch nicht genau geklärt. Sie scheinen aber an gewisse tektonische Linien oder an stratigraphische Zonen gebunden zu sein. Auffällig sind z. B. die Vorkommen entlang der Kandeavan-Verwerfung. Neben dem umfangreichen Gips am Südfuss des Mastchals (Pkt. 3546 m) und mehreren Gipslinsen westlich und hauptsächlich SE Anguran ist der grosse, von der Strasse aus sichtbare Gips ENE des Kandeavan-Passes zu nennen. Alle diese Vorkommen liegen in unmittelbarer Nähe der grossen Bruchzone, die das Paläozoikum gegen das Eozän grenzen lässt und die offensichtlich das Em-

pordringen der durch die tektonischen Bewegungen aus unbekanntem Horizonten mobilisierten Evaporite begünstigte.

Eine weitere, mehrteilige Gipslinse steht im mittleren Baru-Tal auf 2200 m an. Wohl verläuft auch hier einige 100 m im Norden die Kandeavan-Verwerfung, doch scheint das Vorkommen primär an die oberen, kalkigen Horizonte der Unteren Schiefer Serie gebunden zu sein, deren SE-NW streichende Antiklinale hier abtaucht und an die Verwerfung stösst. Auch GANSSER und HUBER (1962) beschreiben aus den Uebergangsschichten zwischen Unterer Schiefer Serie und Mittlerer Tuff Serie Evaporite, und es ist denkbar, dass die Gipse längs der Kandeavan-Verwerfung ebenfalls aus dieser Zone stammen. Gipshaltig sind nach LORENZ (1964) auch die Kandeavan-Kalke (jüngste Einheit der Karaj-Formation), in denen südlich des Passes einige kleine Gipslinnen zu finden sind. Schliesslich wird auch die obere rote Formation (Miozän) teilweise von Gips begleitet, der entweder primär dieser Formation zugehörig ist oder vielleicht auch wieder aus tieferen Eozän-Schichten auswanderte.

Die Mittlere Tuff Serie liegt mit einer nicht genau definierbaren Grenze konkordant auf der Unteren Tuff Serie. Im Hangenden wird sie diskordant von roten Sandsteinen und Konglomeraten des Miozäns überlagert.

Aenderung von Fazies und Mächtigkeit:

Die Ausbildung der Mittleren Tuff Serie bleibt sich im ganzen Untersuchungsgebiet gleich. Die Serie misst mehrere 100 Meter; ihre genaue Mächtigkeit ist aber unbekannt.

Alter:

Die Karaj-Formation besitzt ein eozänes Alter und ihre Mittlere Tuff Serie ist am ehesten ins Mitteleozän einzustufen. In meinem Gebiet fehlt aber eine paläontologische Belegung dieser Datierung.

Regionale Verbreitung:

Die stark pyroklastische Mittlere Tuff Serie ist im Elburz weit verbreitet. Innerhalb der Serie fällt gegenüber dem Gebiet des Karaj-Tales im oberen Taleghan-Tal eine starke Zunahme der vulkanischen Tätigkeit auf. Diese manifestiert sich in den grossen Andesitergüssen und den verbreiteten Agglomeraten, die weiter östlich fehlen. Eigenartigerweise konnte aber in der Karaj-Formation im ganzen Gebiet kein einziger durchschlagender Gang beobachtet werden, welche im unteren Karaj-Tal beispielsweise sehr häufig sind. Auch fehlen die massigen, hellgrünen Tuffe, die nördlich Teheran und in der Umgebung von Karaj weite Verbreitung besitzen und als Bausteine ausgebeutet werden.

2.15 ROTE FORMATION:

(Oligo-Miozän)

Die tertiäre Schichtreihe wird im zentralen und westlichen Elburz durch rote Konglomerate abgeschlossen, die sich im Oligo-Miozän diskordant über die älteren Gesteine ablageren. Von der klastischen Serie existiert bisher noch kein Typusprofil und sie trägt so auch keinen Formationsnamen.

Lithologie; untere Grenze:

Die rote Formation enthält neben klastischen Sedimenten verschiedenster Korngrösse mancherorts hellgraue bis rötliche Kalke, die scheinbar an der Basis der Serie liegen. So kann beispielsweise nördlich des kleinen Passes, der von Azadbar ins Anderas-Tal führt, unmittelbar im Süden der Wasserscheide folgende zyklische Abfolge beobachtet werden: Tuffe der Mittleren Tuff Serie, unten durch Schutt verdeckt. Darunter folgen (überkippte Lagerung):

- 8) 2 m dickbankige, hell grau-gelbliche, schwach sandige Miliolidenkalke. Uebergang in
- 7) 1,5 m rötliche, dann rote, z. T. etwas oolithische und schwach verschieferte Kalke, sandig. Scharfe Grenze zu
- 6) 1 m helle Kalke (wie 8). Uebergang in
- 5) 2,5 m rötliche, dann rote Kalke mit Lamellibranchiern. Gegen unten grobsandig, stellenweise brekziös mit Komponenten der hellen Kalke (8, 6). Scharfe Grenze zu
- 4) 1,5 m hellgraue Kalke (wie 8, 6). Die Kalke grenzen unten mit einer 10 cm mächtigen, ausgebleichten und verschieferten Zone scharf an
- 3) 0,5 m rote, dann graue Kalke, die oben Eruptivgesteins-Komponenten führen und gegen unten feinkrekziös werden. Uebergang in
- 2) 0,5 m grau-rötliche, feinsandige Kalke. Scharfe Grenze zu
- 1) x m rote Konglomerate mit Andesitkomponenten in kalkig-sandiger Grundmasse. Gegen unten feiner werdend und Uebergang in die Hauptmasse der Konglomerate und Sandsteine.

Das Profil ist offensichtlich unvollständig und gestört und kann die Frage nach der genauen Lage der Kalke innerhalb der roten Formation nicht klären. Immerhin zeigen sich einzelne gut entwickelte Sedimentationszyklen, die von den grobsandigen roten Kalken zu sandigen, hellgrauen Miliolidenkalken führen und jeweils einzelnen, kleinen Transgressionen entsprechen. Die Schichten der oberen Profilhälfte (4 - 8) liegen normal, während die unteren Horizonte (3 - 1) eine Verkehrtserie bilden. Dies geht aus den verschiedenen Sedimentationszyklen hervor, die ab Schichtglied 5 normal gegen oben jünger werden (Uebergang von roten zu grauen Kalken), während der Zyklus 3 bis 1 genau das umgekehrte Bild zeigt und so überkippt gelagert sein muss.

Die hellgrauen Kalke führen in einer feinkristallinen-pigmentierten Kalzitmasse zahlreiche Foraminiferen (Milioliden, Rotaliden usw.), dazu - meist in Form feinsten Komponenten - vulkanischen Detritus (zersetzte Feldspäte, devitrifizierte Glasreste, Quarz, Chlorit). Ein Handstück aus der Bank 4 zeigt eine ausgeprägte, feinoolithische Struktur, wobei der Kern der Ooidkörner meist durch ein detritisches Mineralkorn oder eine Mikrokomponente gebildet wird. Die Mikrofauna ist in diesem Muster sehr spärlich.

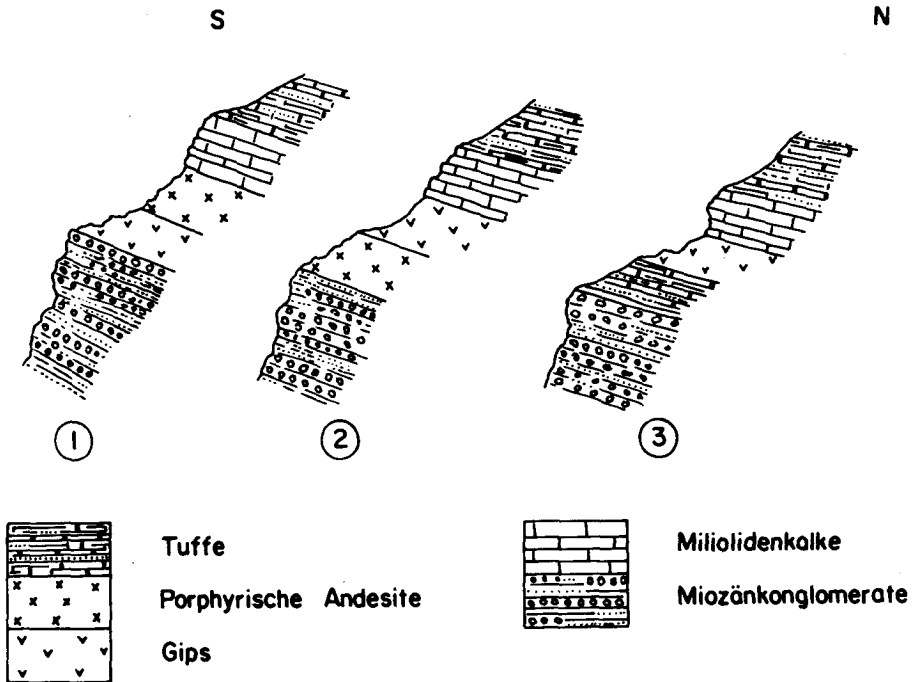
Die roten Kalke sind feinkörnig, nur sehr schwach rekristallisiert; organische Reste treten stark zurück, dafür erreicht der detritische Anteil 30 - 40 %. Neben andesitischen Komponenten kommen hauptsächlich Feldspäte verschiedenster Grösse vor, meist zerbrochen und schlecht gerundet. Auffällig sind gerundete Intraklaste von aufgearbeiteten Kalken, die stets ein dünnes Limonithäutchen umgibt. Möglicherweise handelt es sich allerdings nicht um echte Intraklaste, sondern um eingeschwemmte, eventuell anderswo explosiv geförderte Kalkfragmente.

Nördlich Garab und vor allem nördlich und südlich Askan bilden die Kalke, zusammen mit Sandsteinschiefern und feinen Konglomeraten, eindeutig die Basis der roten Formation, die bei Askan eine grosse Synklinale aufbaut, welche sich gegen E rasch verschmälert und NNE Garab aufteilt. Es handelt sich wieder um hell- bis mittelgraue Miliolidenkalke und rötliche bis rote, mehr oder weniger sandige Kalke, die örtlich Lamellibranchier und Gastropoden führen. In dieser Synklinale lässt sich folgende, grobe Gliederung der roten Formation erkennen:

- I Gelbliche bis rote Sandsteinschiefer mit Konglomeratlagen und hellen bis rötlichen Miliolidenkalke bilden die Basis der Serie. Verschiedentlich wurden Andesite angetroffen, die scheinbar schon innerhalb dieser Schichten liegen.
- II Darüber folgt eine mächtige Wechsellagerung von roten, mergeligen Schiefern und Sandsteinschiefern mit einzelnen Konglomeratbänken.
- III Grobe, teilweise verschieferte Konglomerate bauen schliesslich den Kern der Synklinale auf.

Im obersten Anderas-Tal wurden einige Handstücke von feinkörnigen Sandsteinen gesammelt, Uebergangsglieder zwischen den Sandsteinschiefern und den groben Konglomeraten. Im Dünnschliff zeigt sich, dass das Gestein weitgehend aus andesitischem Komponentenmaterial, zersetzten Feldspäten von variabler Grösse und einigen wenigen Augitkörnchen aufgebaut ist. Es handelt sich um lithische, vulkanische Sandsteine, die nur in isolierten Zwickeln etwas kalzitischen Zement (10 %) enthalten.

Abgesehen von einigen Kalkgeröllen besteht das Komponentenmaterial der Konglomerate fast ausschliesslich aus gerundeten Andesiten, die von einer grob- bis feinsandigen Matrix zementiert werden. Die Schüttung ist sehr schlecht sortiert, grobe Lagen, die seitlich oft nach wenigen Metern auskeilen, wechseln mit feineren Horizonten. Eine zweite Konglomeratvarietät, die hauptsächlich im Oligo-Miozänzug Azadbar-Garab verbreitet ist, führt vornehmlich grüne Tuffkomponenten und praktisch keine Andesite. Die Schüttung erfolgte hier vermutlich von Süden, wo in der Karaj-Formation Andesitergüsse fehlen. Im Gegensatz dazu bezogen der nördlichere Trog N Azadbar-Baru den Detritus weitgehend aus dem andesitreichen Nordgebiet und Tuffkomponenten treten stark zurück. In der Oligo-Miozän-Synklinale von Askan vermischen sich die zwei Typen.



Figur 17: Drei Detailprofile durch den Nordrand des Oligo-Miozänzuges in der Umgebung von Garab.
 Three detailed sections through northern limit of the Oligo-Miocene in the vicinity of Garab.

- 1 NW Garab
- 2 N Garab
- 3 NE Garab

Trotzdem intraformationelle Gips Horizonte zu fehlen scheinen, bilden Gipse doch teilweise einen auffallenden Begleiter der roten Formation. So wird das Konglomerat Azadbar-Garab an seiner Nordgrenze westlich Azadbar bis zum Pass ins Taleghan-Tal von einem Gipsband begleitet. Gipse, zusammen mit Miliolidenkalken, treten am Nordrand desselben Zuges wiederum NE Garab und dann - praktisch ununterbrochen - westlich Garab bis Darapi und weiter gegen W auf. Wie aus der Figur 17 ersichtlich ist, dringt der Gips diapirisch in die Schichten ein, und seine Stellung innerhalb des Profils wechselt dementsprechend. Diapirische Anhäufungen, wie z. B. die Gipsmasse bei Gach-é-Sar, fehlen aber weitgehend.

Das Oligo-Miozän liegt winkeldiskordant auf der liegenden Mittleren Tuff Serie der Karaj-Formation. Seiner Ablagerung ging eine starke Hebung- und z. T. auch Faltungsphase vor. Während des Oligo-Miozäns entwickelte sich von Westen her ein Meeresarm ins Talehangebiet, der schliesslich in einzelne Arme ausfingerte, die gegen E dann bald ausspitzten. In diese sehr seichten, zeitweise vielleicht abgeschlossenen Becken wurde das in der Umgebung erodierte, kaum transportierte Material abgelagert.

Aenderung von Fazies und Mächtigkeit:

Innerhalb meines Gebietes konnten im Oligo-Miozän keine nennenswerten Fazieswechsel beobachtet werden. Gegen W sind aber mit zunehmender Meerestiefe solche zu erwarten (Zunahme der sandig-mergeligen Lagen, eventuell vermehrt Kalke). Die variable Mächtigkeit der Formation ist einerseits durch die tektonische Beanspruchung, andererseits durch die allgemeine Mächtigkeitszunahme gegen W bedingt. So misst der Oligo-Miozänzug Gach-é-Sar-Garab bei Gach-é-Sar ± 0 m, bei Azadbar ungefähr 100 m und bei Garab zwischen 200 und 300 m. In der Synklinale von Askan sind mindestens 500 m rote Formation erhalten, während die tektonisch sehr beanspruchte Oligo-Miozänsynklinale des obersten Anderas-Tales eine Mächtigkeit von maximal etwa 100 m aufweist.

Alter:

Nach GANSSER (1955) stellen die roten Konglomerate des Taleghan-Tales eine randliche Fazies der Upper Red Formation dar, die in ungleich grösserer Mächtigkeit vor allem in zentraleren Teilen Irans verbreitet ist. Diese Formation wurde als unteres bis oberes Miozän datiert und allgemein wird auch die

rote Formation des Elburz ins Miozän gestellt. Die Tatsache, dass innerhalb der basalen Schichten der roten Formation aber noch Andesitergüsse vorzukommen scheinen, deutet darauf hin, dass die Formation eher mit der Lower Red Formation des zentraliranischen Beckens zu korrelieren ist. Die grauen, sandigen Sedimente, die im mittleren Taleghan-Tal grosse, flache Tröge füllen, könnten dann möglicherweise eher ein Aequivalent der Upper Red Formation darstellen. Leider ist es unmöglich, die benthonischen Foraminiferen, die in grosser Zahl in den Kalken vorkommen, im Dünnschliff zu bestimmen. Neben zahlreichen Milioliden finden sich Rotaliden, daneben verschiedene andere, z. T. uniseriale Formen. Brauchbare, der genauen Datierung und Korrelation dienliche Resultate ergäbe vielleicht die Untersuchung von Schlammproben aus den sandig-mergeligen Schiefen der Formation. In den basalen Kalken des Oligo-Miozäns wurden verschiedentlich auch Makrofossilien (Lamellibranchier und Gastropoden) beobachtet, von denen aber nur ein einziges Muster (*Pecten* sp.) bestimmt werden konnte.

Regionale Verbreitung:

Die rote Formation ist in den grossen Synklinalen des Taleghan-Tales verbreitet; einige kleine Aufschlüsse existieren auch in der Umgebung des unteren Karaj-Tales. Im Ostelburz und vor allem auf der Nordabdachung des Gebirges fehlt das Oligo-Miozän. Ihre weitere Verbreitung in Persien ist bei GANSSER (1955, Taf. 2) zusammengestellt.

2.16 ZUSAMMENFASSUNG:

In der regionalen Aufwölbung des Alam Kuh liegen mächtige, präkambrisch-metamorphe Serien bloss, deren Lithologie (Kalkschiefer, metamorphe Tuffe, Hornfelse, Marmore usw.) auf eugeosynklinale Ablagerungsbedingungen deutet. Im Präkambrium existierte also in dieser Region ein eugeosynklinaler Trog, dessen Sedimentinhalt schliesslich gefaltet und metamorph wurde. Ueber diesen ältesten Gesteinen, die im Elburz sonst nirgends zu studieren sind, folgt ein umfangreicher, zugleich aber auch sehr lückenhafter Schichtstoss, dessen einzelne, vom jüngeren Präkambrium bis in die Trias reichende Glieder in vollkommener Konkordanz aufeinander liegen. Flachmeerische, miogeosynklinale Ablagerungsbedingungen herrschten während dieser ganzen Zeitspanne

und relativ unbedeutende epiorogenetische Bewegungen genügten, um die un-
tiefen Plattformgebiete über den Meeresspiegel herauszuheben, oder um um-
gekehrt dem Meer erneut Zugang zu verschaffen.

Der erste Sedimentationszyklus reichte vom jüngeren Präkambrium bis ins
untere/mittlere Kambrium und brachte fast ausschliesslich bunte, fein- bis
grobdeitritische Ablagerungen (Kahar-Formation, Barut-, Zaigun- und Lalun-
Formation) von bedeutender Mächtigkeit. Einzig in der karbonatischen Soltanieh-
Formation mit dem Chapoghlu-Member wurde diese monotone Abfolge kurzfri-
stig unterbrochen. Auf eine kurze Emersion (oberes Kambrium) folgte im unte-
ren Ordovizium nochmals eine episodische Ueberflutung (Lashkerak-Forma-
tion), doch dann setzte eine erneute Heraushebung das Gebiet endgültig trocken.

Die unterkarbonische Transgression leitete den zweiten, jungpaläozoischen und
mesozoischen Sedimentationszyklus ein, der aber auch nicht vollständig ist, da
das Oberkarbon, möglicherweise auch Teile des Perms, fehlen. Auf das kalkige
und fossilreiche Unterkarbon (Mobarak-Formation) folgt ein stark sandiges
Unterperm mit Fusuliniden (Dorud-Formation), rein kalkiges Mittelperm (Ruteh-
Formation) und schliesslich Sandsteine, Schiefer und Kalke des obersten Perm
(Nesen-Formation), das eine sehr schöne Fauna führt. Innerhalb dieser Perm-
folge liegt zwischen Ruteh- und Nesen-Formation eine durch vulkanische Er-
güsse markierte Schichtlücke. Möglicherweise war auch zwischen Dorud- und
Ruteh-Formation die Sedimentation kurz unterbrochen. Nach Ablagerung der
schlecht datierten Trias (Elikah-Formation) beendete eine Hebung, die von kräf-
tiger Erosion gefolgt wurde, den zweiten Sedimentationszyklus. Die monotone,
sandig-schiefrige Shemshak-Formation (Rhät/Lias) transgrediert so auf ein aus-
geprägtes Relief und kann lokal bis auf das Kambrium herabgreifen (was aber in
meinem Gebiet nicht zu beobachten ist). Von der mesozoisch-tertiären Schicht-
reihe ist im zentralen Nordelburz einzig die pyroklastisch-vulkanische Karaj-
Formation (Eozän) erhalten, und zwar nur in der zentralen Tertiärzone südlich
der Kandeivan-Verwerfung. Die paläozoisch-mesozoische Zentralkette war im
Alttertiär bereits als faziestrennendes Element ausgebildet, auf ihrer Nordab-
dachung fehlt das Eozän. In einzelnen Becken transgredieren über die Karaj-
Formation die klastischen Bildungen der Roten Formation von vermutlich mio-
zänem Alter, mit denen die Schichtreihe des Untersuchungsgebietes abgeschlos-
sen wird. Wie die stark diskordante Lagerung der Roten Formation zeigt, wur-
de der Elburz schon vor ihrer Absetzung von Hebungs- und Faltungsvorgängen
betroffen. Die Hauptfaltungs- und Hebungsphasen sind aber postmiozän (plio-
pleistozän).

3 PETROGRAPHIE

Im folgenden Kapitel werden die verschiedenen magmatischen Gesteine, die im Untersuchungsgebiet in Form von Gängen, Ergüssen, Agglomeraten und Tuffen auftreten, besprochen. So weit als möglich wurde versucht, auf Grund des Mineralbestands und der Struktur eine Gruppeneinteilung durchzuführen. Dies erwies sich teilweise als recht schwierig, da besonders die paläozoischen und mesozoischen Gänge durch die starke Zersetzung oft bis fast zur Unkenntlichkeit verändert sind. Die Gesteinsbeschreibungen stützen sich auf Dünnschliffuntersuchungen; die Bestimmung des genauen optischen Charakters, besonders der Feldspäte, geschah - sofern messbare Kristalle überhaupt vorhanden waren - mit Hilfe des Universal-Drehtisches.

3.1 QUARZPORPHYR-KOMPONENTEN DES LALUN-KONGLOMERATES:

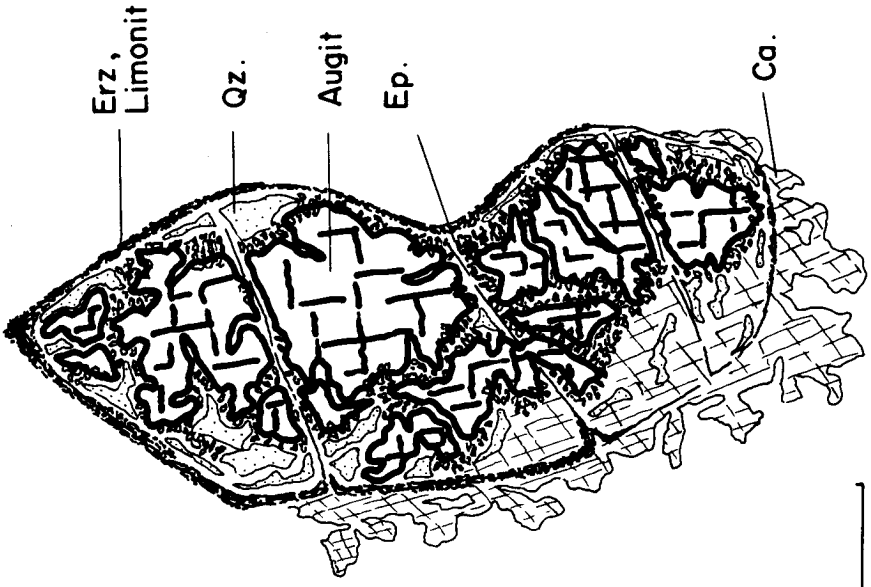
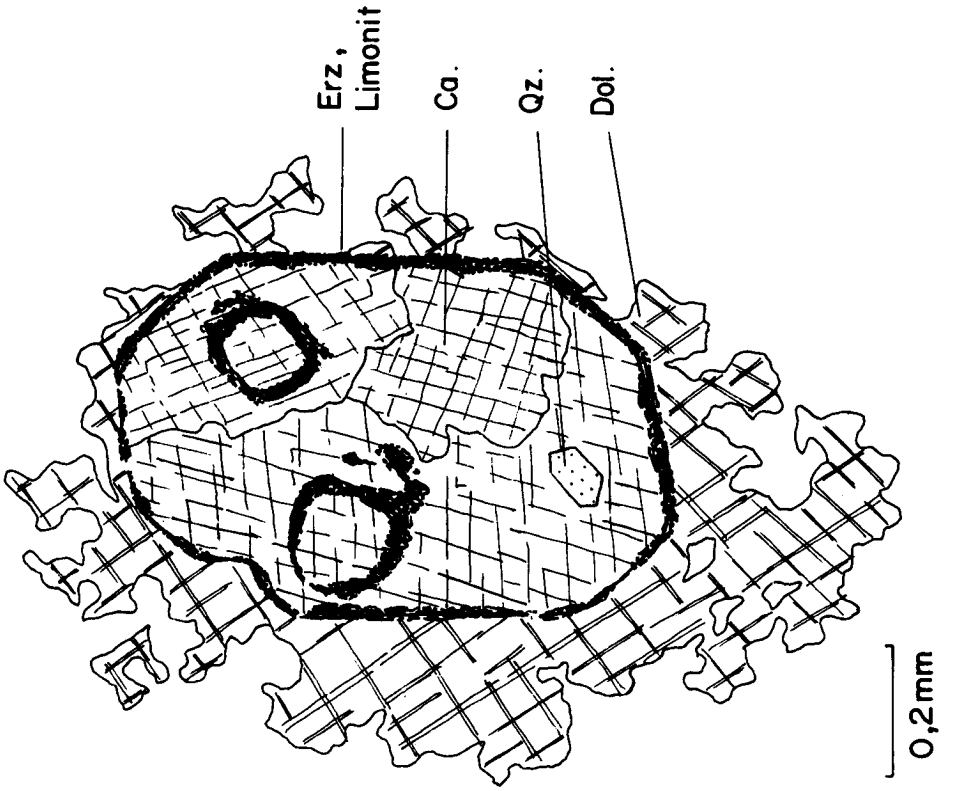
Die Lalun-Formation enthält in ihrem mittleren Teil Lagen von Konglomeraten, deren Komponentenmaterial sich besonders im östlichen Untersuchungsgebiet bis zu 60 - 80 % aus roten Quarzporphyren (Rhyoliten) aufgebaut, gegen W allerdings dann von bunten, dichten Quarziten und Silexiten dominiert wird. Die Gerölle sind allgemein gut gerundet, mit zwischen 5 und 50 cm schwankenden Durchmesser aber eher schlecht sortiert. Den roten, präkambrischen Quarzporphyren vergleichbare Gesteine sind heute im Elburz unbekannt.

HGT: Quarz	NGT: Kalzit	Akzessorisch: Augit
Orthoklas	Dolomit	Biotit
	Hämatit	Muskovit
	Kaolinit	Apatit

Struktur: Mikrofelsitisch bis feinkörnig-porphyrisch. Einsprenglinge: Quarz.

Textur: Massig

Die grossen, idiomorphen Einsprenglinge von Quarz sind meist mehr oder weniger resorbiert, wobei anstelle einer scharfen Kornbegrenzung oft ein randliches Uebergehen in die Grundmasse (Reaktionssaum) zu beobachten ist. Die sehr stark von Hämatit pigmentierte Grundmasse besteht aus einem feinkörnigen bis mikrofelsitischen Gewebe von Orthoklas und Quarz und dürfte durch gänzliche Devitrifikation einer ursprünglichen Glasgrundmasse entstanden sein. Häufig sind sphärolithische Partien, deren einzelne, im Durchmesser 0,1 mm nicht übersteigende Sphärolithe sich aus Quarz (Chalzedon?) aufbauen. Das Gestein zeigt eine kräftige, autometamorphe bis hydrothermale Beeinflussung, die am augenfälligsten in den zahllosen Pseudomorphosen zum Ausdruck kommt. Diese lassen sich in drei Gruppen gliedern:



Figur 18: Quarzporphyr des Lalun-Konglomerates. Pseudomorphose nach Augit.
 Quartz-porphry of the Lalun conglomerate (pebble). Pseudomorphs after augite.

a.) Idiomorph-prismatische bis xenomorphe Individuen, die praktisch vollkommen von Kaolinit erfüllt sind. Eine schwache Blaufärbung mit Alaun-Hämatoxylin zeigt einen geringen Gehalt von Kalzit an, der aber selbst mit stärkster Vergrößerung nicht unmittelbar sichtbar wird. Es dürfte sich um Pseudomorphosen nach Feldspat (Orthoklas) handeln. Oft läuft um die Pseudomorphosen ein feiner Anwachsrand von frischem Feldspat, der sich vor der Erstarrung der Grundmasse bildete. Die Kaolinitisierung der Feldspäte ist somit autometamorph und geschah in einer relativ frühen Phase der Kristallisation. Kaolinit bildet auch kleine, unregelmässig in die Grundmasse eingelagerte Inseln.

b.) Teilweise bis ganz idiomorphe Pseudomorphosen nach Augit (eventuell auch Olivin?). Die Füllung besteht im einfachsten Fall aus einem Kalziteinkristall oder auch aus mehreren Kalzitkörnern (z. T. zusammen mit Dolomit), wobei ein ausgeprägter Saum von Erz und Limonit die Korngrenze des ursprünglichen Einsprenglings nachzeichnet. Sehr oft senden diese Pseudomorphosen eigenartige, dendritische Wucherungen von Dolomit in die umgebende Grundmasse (siehe Figur 18). Es ist nicht zu entscheiden, ob diese Dolomitausstülpungen in eine schon vorhandene Grundmasse hineinwuchsen und diese verdrängten, oder ob sie schon vor der kompletten Erstarrung des Gesteins entstanden sind. Sehr selten enthalten die Pseudomorphosen reliktilischen Augit (farblos mit sehr kleinem Achsenwinkel, vermutlich Pigeonit), der von einem Kranz feinsten Epidotkörnchen umgeben ist (Figur 18). Gegen aussen findet sich wiederum Kalzit mit etwas Quarz, ein Erz-Limonitsaum und wenig dolomitische Wucherungen.

c.) Zusammengesetzte Pseudomorphosen: Kaolinit mit Kalzit- oder Dolomitinseln, dann auch idiomorphe Feldspäte mit grossen Kalzit-, Dolomit- und Kaolinitflecken; beide Varietäten oft mit Quarz.

Der genaue Zeitpunkt der Augitverdrängung lässt sich nicht festlegen, doch handelt es sich wohl um die Folge von autometamorphen Vorgängen, zusammen vielleicht mit pneumatolytisch-hydrothermalen Beeinflussung.

3.2 PALÄOZOISCH-MESOZOISCHE GÄNGE:

Vom Präkambrium bis in den Lias treten in sämtlichen Formationen durchschlagende, viel seltener konkordante Gänge auf, die wohl örtlich besonders zahlreich sein können, ohne dass aber ihr Vorkommen an bestimmte Formationen gebunden wäre. Ihre Mächtigkeit schwankt, von einer Ausnahme abgesehen, zwischen 50 cm und einigen Metern. Kontakterscheinungen am Nebengestein fehlen. Viele der Ganggesteine können als Diabas bezeichnet werden, wobei unter dem Begriff folgendes verstanden wird: Mehr oder weniger stark zersetztes Gang- oder Ergussgestein von gabbroider Zusammensetzung, Struktur im allgemeinen ophitisch bis intersertal. Zur Beschreibung der Struktur werden die von NIGGLI (1934) zusammengestellten und definierten Begriffe verwendet. Oft liegt ein sperriges Gefüge von Plagioklasleisten vor: die Gesteins-

struktur ist ophitisch, falls die Zwickel primär durch kristalline Gemengteile gefüllt sind, intersertal, falls interstiziales Glas (eventuell devitrifiziert in Entglasungsprodukten vorliegend) auftritt und die Struktur somit hemikristallin ist. Im Englischen existieren noch weitere Strukturbezeichnungen (subophitisch, hyaloophitisch usw.), die im Deutschen aber weniger gebräuchlich sind. Nur ausnahmsweise können die besonders von VUAGNAT (1946) beschriebenen Strukturvarianten (divergierend, arboreszierend usw.) angedeutet sein. Häufiger tritt der eine oder andere Gemengteil (Feldspat, Hornblende usw.) in grösseren, porphyrischen Einsprenglingen auf. In vielen Fällen ist das sperrige Gefüge der Plagioklase nur sehr undeutlich entwickelt, die Struktur ist eher xenomorph-körnig als ophitisch.

3.2.1 Quarzporphyr:

HGT: Quarz	NGT: Biotit	Akzessorisch: Titanit
Plagioklas	Hornblende	Apatit
Orthoklas		Zirkon

Struktur: Hemikristallin-porphyrisch

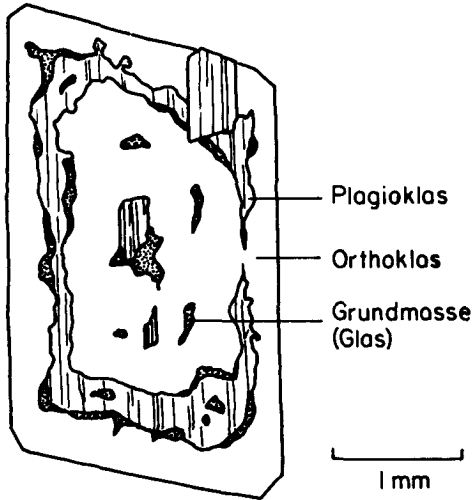
Textur: Massig

Quarzeinsprenglinge eher stark resorbiert mit Reaktionssaum. Als weitere idiomorphe Einsprenglinge kommen Plagioklas (Oligoklas, Anorthit-Gehalt 10 - 15 %, häufig zonar mit etwa 40 % Anorthit im Kern) und Orthoklas (Achsenwinkel um 40°) vor. Verbreitet sind Verwachsungen der Feldspäte zu beobachten, wobei besonders der Orthoklas verzwilligte Plagioklasindividuen ummanteln kann oder oft auch zonare, ringförmige Einschlüsse von Plagioklas und Glas enthält (siehe Figur 19). Es scheint sich um echte Verwachsungen und nicht um Entmischungen zu handeln. Ebenfalls idiomorph treten weiter Biotit, grüne Hornblende, Titanit und Apatit auf, die nicht selten von Feldspat oder Quarz umschlossen werden. Die verschiedenen Mineralien zeigen folgende Ausscheidungsfolge:

- 1) Apatit, Titanit und Zirkon
- 2) Biotit und Hornblende
- 3) Quarz, Plagioklas und Orthoklas

Die grüne Grundmasse ist komplett glasig und enthält zahlreiche axiolithische Variolen.

Vorkommen: Die grünen Quarzporphyre stehen in mehreren Gängen im Sattel SE des Lashkeraks und wieder auf der Westseite desselben Gipfels an. Sie durchschlagen sandige Schiefer und Sandsteine der oberen Lashkerak-Formation und sind so ohne Zweifel postordovizisch, sicher auch post-unterkarbonisch, da sie etwas weiter westlich Mobarak-Kalke durchbrechen. Es handelt sich zweifellos um die Gesteine von denen bereits GANSSER und HUBER



Figur 19: Quarzporphyr-Gang. Verwachsung von Orthoklas und Plagioklas.
Quartz porphyry dyke. Intergrowth of orthoclase and plagioclase.

(1962, p. 605) ein etwas weiter westlich gesammeltes Handstück beschrieben. Der Gang überrascht durch seine ausserordentliche Frische sowohl der Feldspäte als auch der Grundmasse.

3.2.2 Andesitischer Chlorit-Diabas:

HGT: Plagioklas
Chlorit

NGT: Kalzit
Epidot
Erz

Akzessorisch: Quarz

Struktur: Ophitisch-gleichkörnig

Textur: Massig

Ophitisches Netz von oft schlecht begrenzten, im Mittel 0,15 - 0,3 mm langen Plagioklasleisten (Andesin, $2V_X \pm 90^\circ$, 35% Anorthit), die nur schwach bestäubt sind. Spickelfüllung von Chlorit, hell grünlich ohne Pleochroismus, Interferenz dunkel grün-bräunlich, z.T. anomal tintenblau (Pennin?). Die Chloritflecken werden besonders randlich von feinen Epidotkörnchen begleitet. In unregelmässigen interstizialen Flächen tritt Kalzit auf, der mit dem Chlorit verwachsen ist und auch den Plagioklas randlich ankorrodieren kann. Das Gestein ist reich an Erz, das in kleinen Körnern regelmässig über den Schliff verteilt vorkommt. Die Chloritspickel scheinen oft einen idiomorphen-prismatischen Umriss zu zeigen und es ist denkbar, dass sich das Mineral z.T. aus Augit bildete. Daneben mag auch interstiziales Glas in Chlorit übergegangen sein. Einige grosse Pseudomorphosen von Kalzit und Chlorit mit

Erzsaum stellen wohl porphyrische Erstausscheidungen von Augit oder Olivin dar, die im Verlauf der Kristallisation rasch unstabil und durch Kalzit und Chlorit ersetzt wurden.

Vorkommen: Durchschlagender Gang in der Barut-Zaigun-Formation nördlich des Alanesars (3400 m).

3.2.3 Zersetzter Diabas (?):

HGT: Serizit
Plagioklas

NGT: Kalzit
Chlorit

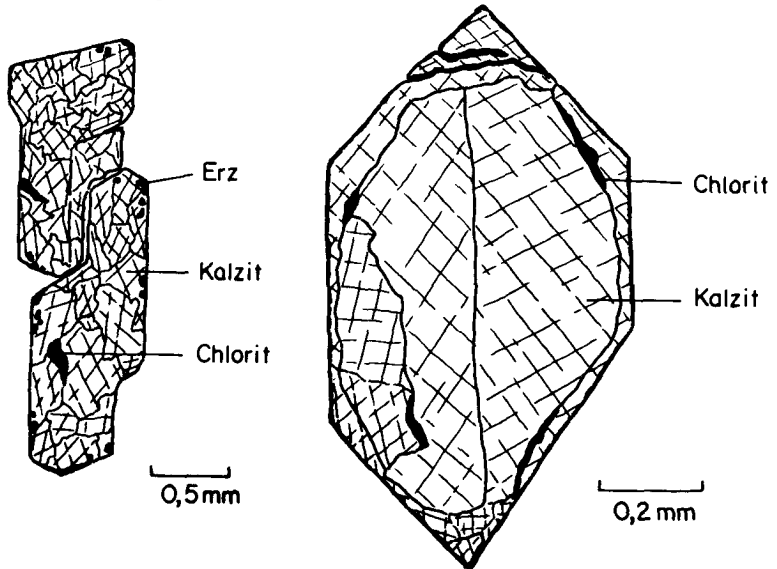
Akzessorisch: Erz

Struktur: Ophitisch-arboreszierend; hemikristallin(?) -porphyrisch

Textur: Massig

Sehr stark serizitisierte Grundmasse, in der man trübe und isotrope Glasreste zu erkennen meint. Stellenweise ist eine ophitisch-arboreszierende Struktur von feinen, skelettartigen Plagioklasleisten erhalten, deren optischer Charakter sich nicht bestimmen lässt. Die häufigen, rundlichen Mandeln sind von sphärolithischem Chlorit und Kalzit erfüllt. Das Gestein führt zahlreiche Pseudomorphosen von porphyrischen Einsprenglingen, die praktisch in allen Fällen durch Kalzit und etwas Chlorit ersetzt sind und einen dünnen Erzsaum zeigen können. Prismatisch-bipyramidale Formen stellen wohl Olivinkristalle dar, während stumpf begrenzte Prismen eher als ursprüngliche Augit- oder Feldspateinsprenglinge zu deuten sind (siehe Figur 20).

Vorkommen: Durchschlagender Gang im Lias an der Strasse nach Elikah auf 2700 m.



Figur 20: Zersetzter Diabas (?). Pseudomorphosen nach Olivin und Feldspat (?). Decomposed diabase (?). Pseudomorphs after olivine and feldspar (?).

Ein ähnlicher Gang, ebenfalls mit fraglichen Glasresten und Pseudomorphen nach Olivin und porphyrischem Feldspat, steht westlich Anguran in verschuppter Lashkerak-Formation nahe der Kandevan-Verwerfung an. Das dichte, grünliche Gestein führt sehr grosse Mandeln (Durchmesser bis 1 cm), die sich aus Serizit, der aussen von Chlorit- und Kalzitschalen umgeben ist, aufbauen. Das Plagioklas-Gefüge ist aber gröber als im beschriebenen Beispiel (der Gang allerdings auch mächtiger) und rein ophitisch. Weitere Gänge, die sich wiederum durch ausserordentlich starke Serizitisierung auszeichnen, z.T. allerdings biotitführend sind, stehen ebenfalls an der Strasse nach Elikah, südlich des Päs schens an der Trias/Lias-Grenze an.

3.2.4 Augit-Chlorit-Diabas:

HGT: Plagioklas	NGT: Quarz	Akzessorisch: Zirkon
Augit		Epidot
Chlorit		Erz

Struktur: Ophitisch-grobkörnig

Textur: Massig

Sehr grobes und lockeres, ophitisches Plagioklasnetz mit Zwickelfüllung von xenomorphem Augit und Chlorit. Die allgemein gut idiomorphen, bis über 2 mm langen Plagioklasleisten (zonar, Kern 60 - 70 %, Rand 45 - 50 % Anorthit) sind stark bestäubt und zersetzt. Es scheint sich hauptsächlich um Serizitisierung zu handeln, daneben ist häufig Chloritisierung zu beobachten, die sich entlang von Spaltrissen entwickelt und auch unregelmässige, in den Plagioklas eingelagerte Chloritflecken bildet. Der hell grünlich-bräunliche, gewöhnliche Augit ist im allgemeinen frisch, zeigt aber hie und da eine flächenhafte, olivgrüne Trübung, die durch beginnende Chloritisierung bedingt sein dürfte. Das Mineral ist xenomorph und umgreift oft teilweise die Plagioklasleisten. Neben Augit tritt auch ein hell gelb-grüner, nicht pleochroitischer Chlorit als Füllung der Zwickel auf. Die Begrenzung der polygonalen Chloritflächen, die randlich oft feine Epidotkörnchen eingestreut enthalten, ist gegenüber dem Feldspat und dem Augit meist scharf und es stellt sich die Frage, ob das feinschuppige Mineral primär auskristallisierte oder sekundär aus glasigen Zwickeln entstanden ist. Eine Umwandlung aus Augit ist nur für einen langfaserigen, schwach pleochroitischen Chlorit (Serpentin?) wahrscheinlich, der teilweise in frischen Augit übergeht. Das Gestein führt relativ viel Quarz und grosse, skelettartige Magnetitkörner. Es stammt aus der mittleren Partie eines 40 - 50 m mächtigen Lagerganges und ist angesichts der ausgesprochenen Grobkörnigkeit als doleritischer Diabas zu bezeichnen. Randnahe Zonen desselben Ganges sind aber bedeutend feinkörniger.

Vorkommen: Lagergang an der Basis der Ruteh-Formation östlich Harijan.

Den gleichen Mineralbestand besitzt ein dünner Lagergang, der innerhalb der oberen Mobarak-Formation auf der linken Talseite des oberen Valiabader-Tales ansteht. Der sehr frische Diabas ist aber viel feinkörniger und zeigt

ein perfektes ophitisches Netz von zonaren Plagioklasleisten (Anorthit-Gehalt 55 - 65 %) mit einigen seltenen Einstreuungen von grossen, porphyrischen Plagioklaseinsprenglingen. Die Zwickelfüllung besteht wieder aus körnigem Augit und gelb-grünem Chlorit (Delessit?). Das erzreiche Gestein führt keinen Quarz, zeigt aber stellenweise eine beginnende Serizitisierung.

3.2.5 Porphyrischer Hornblende-Augit-Lamprophyr:

HGT: Augit	Akzessorisch: Erz
Hornblende	Apatit
Plagioklas	
Serizit	

Struktur: Panidimorph(?)-porphyrisch. Einsprenglinge: Augit, Hornblende
 Textur: Massig

Wirres, ophitisches Netz von langstengligen, braunen Hornblenden (basaltische Hornblende), die allgemein frisch und stark pleochroitisch sind. Die einzelnen Kristalle können Längen von bis 1 mm erreichen. Als weitere, ebenfalls idiomorphe Einsprenglinge finden sich grosse, gewöhnliche Augite, die verschiedene Zersetzungsgrade zeigen. Neben relativ frischen Augiten sind komplett chloritisierte und vererzte Exemplare häufig. Seltener trifft man auf serizitisierte Augite, die z. T. noch reliktsiche Körnchen des ursprünglichen Minerals enthalten. Der Augit ist gegenüber der Hornblende idiomorph und schied sich zuerst aus. Die stark serizitisierte Grundmasse dürfte hauptsächlich aus Plagioklas bestanden haben, der überall in kleineren und grösseren, von der serizitischen Masse unregelmässig begrenzten Flecken zu sehen ist. Diese Plagioklasrelikte lassen hie und da noch eine deutliche Leistenform erkennen und es ist anzunehmen, dass das Mineral mindestens teilweise idiomorph ausgebildet war. Die zonaren, oft etwas serizitisierten Feldspatrelkte werden von zahllosen und absolut unregelmässigen Hornblendestengeln durchwachsen. Das Gestein führt einige rundliche Mandeln, die aus Serizit, welcher teilweise einen Kern von Opal umschliesst, bestehen.

Vorkommen: Oberstes Valiabad-Tal auf 2900 m, durchschlagender Gang in der mittleren Mobarak-Formation. Der beschriebene Gang, makroskopisch ein feinkörniges und dunkles Gestein, besitzt einen für die Lamprophyre typischen Mineralbestand und eine charakteristische Struktur, die durch eine starke Tendenz aller Gemengteile zu idiomorpher Ausbildung gekennzeichnet ist. Er gehört wohl zur Gruppe der Spessartite, lässt sich aber nicht genauer bestimmen, da die Serizitisierung zu weit fortgeschritten und der Chemismus der Feldspäte unbekannt ist.

In dieselbe Gruppe gehört ein Gang, der südlich Chahar-Bagh auf der linken Bachseite (auf 1220 m) durch die Kahar-Formation schlägt. Das Gestein unterscheidet sich vom beschriebenen Beispiel nur unwesentlich, liegt aber in komplett zersetzter Form vor, was den primären Mineralbestand und in geringe-

rem Masse auch die Struktur vollkommen maskiert. Die Hornblenden, die wieder ein wirres Netz bilden, sind ganz vererzt, schwarz und opak. Dasselbe gilt für die grossen Augiteinsprenglinge, die nur noch ihrer Form nach erkennbar sind. Die mandelstruierte Grundmasse besteht vorwiegend aus Serizit mit eingestreuten Chloritschuppen (Pennin); Feldspat ist selbst in Relikten nicht erhalten.

Ein den Lias durchschlagender Gang (Strasse nach Elikah auf 2700 m) nimmt in Bezug auf seine Zersetzung eine Mittelstellung zwischen den beiden beschriebenen Typen ein. Es handelt sich wieder um ein lamprophyrisches Gestein, dessen braune, kurzprismatische Hornblende eine beginnende Vererzung aufweist. Grosse, idiomorph-prismatische Einsprenglinge, die im Normalfall durch Kalzit ersetzt sind, seltener chloritisiert und vererzt erscheinen, stellen wohl Augiteinsprenglinge dar. Die Grundmasse ist recht stark von Serizit und sphärolithischem Chlorit durchsetzt, doch sind verbreitet noch von Hornblende durchwachsene Feldspäte sichtbar, entweder in xenomorphen Inseln oder seltener in angedeutet idiomorphen Leisten. Es handelt sich um zonaren, basischen Andesin (Anorthit-Gehalt 47 - 55 %).

3.2.6 Porphyrischer-Biotit-Lamprophyr:

HGT: Biotit	NGT: Apatit	Akzessorisch: Chlorit
Plagioklas	Erz	
Serizit		

Struktur: Holokristallin-porphyrisch. Einsprenglinge: Biotit
 Textur: Massig

Grosse Einsprenglinge von stark pleochroitischem Biotit, der besonders in Schnitten nach dem Basispinakoid oftmals Resorptionsbuchten zeigt. Die Biotitblättchen besitzen meist einen etwas stärker gefärbten, limonitischen Rand, sind aber sonst sehr frisch. Das Mineral liegt in zwei Generationen vor und bildet sowohl grosse, bis 2 mm lange Einsprenglinge als auch viel kleinere, der Grundmasse zugehörige Blättchen. Letztere ist sehr stark zersetzt und besteht aus einer unregelmässigen, fleckigen Durchwachsung von Serizit und Feldspat, in die nur hier und da etwas Chlorit eingelagert ist. Der zonare, unverzwillingte Plagioklas (?) scheint vollkommen xenomorph, zeigt aber eine gewisse Tendenz zur Bildung von radialstrahligen Aggregaten mit wandernder Auslöschung. Sein optischer Charakter kann nicht festgestellt werden und es besteht die Möglichkeit, dass auch Orthoklas in der Grundmasse vorkommt. Als häufige Nebengemengteile treten feine Stengelchen von Apatit und idiomorphe bis skelettartige Erzkörner auf.

Vorkommen: Gang in der untersten Lashkerak-Formation, NNW von Anguran, wenig oberhalb der Kandeivan-Verwerfung.

3.2.7 Diorit:

HGT: Hornblende
Plagioklas
Serizit

NGT: Apatit
Quarz
Augit
Chlorit

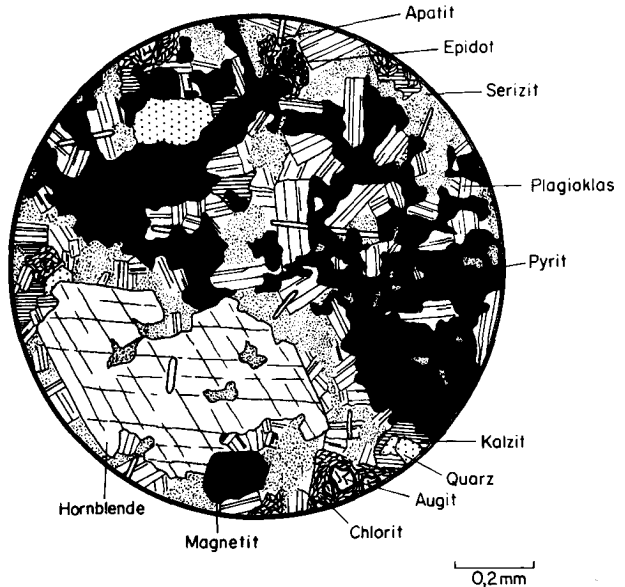
Akzessorisch: Epidot
Kalzit
Erz

Struktur: Holokristallin, hypidiomorph-porphyrisch
Textur: Massig

Grössere und kleinere Einsprenglinge von grünen, pleochroitischen Hornblenden (vermutlich zwei Generationen von Erstausscheidungen), die oft stark resorbiert und einschlussreich sind. Nur selten ist eine beginnende Chloritisation angedeutet. Lokal angehäuft tritt Augit auf, der in Chlorit und Epidot umgewandelt und in reliktsche Körner zerlegt ist, so dass die Einsprenglinge nur noch dem Umriss nach erkannt werden können. Das farblose Mineral besitzt einen mittleren Achsenwinkel und ist am ehesten als Diopsid zu bestimmen. Die hypidiomorph-körnige, unregelmässig serizitisierte Grundmasse enthält xenomorphen bis leistenförmigen Plagioklas, der ausgeprägte Zonarität und oft eine im Kern beginnende Saussuritisierung zeigt. Grösste Verbreitung besitzt ein offensichtlich früh ausgeschiedenes, prismatisches bis langstengeliges Mineral von hoher Licht- und niedriger Doppelbrechung. Gute Prismenbegrenzung und allgemein fehlende Spaltbarkeit deuten auf Apatit, doch möglicherweise ist auch Zoisit vorhanden. Feinkörniger Epidot findet sich vor allem in die häufigen Chloritflecken (Pennin?) eingestreut, kann sich aber örtlich auch in grösseren Flecken zusammenballen. Als Letztausscheidung füllen Quarz und Kalzit interstizialartige Räume zwischen dem mehr idiomorphen Plagioklas. Auch Pyrit bildet eine extrem xenomorphe Zwickelfüllung, während der häufigere Magnetit skelettartig bis idiomorph ausgebildet ist (siehe Figur 21).

Vorkommen: Konkordanter Gang an der Oberkante des Soltanieh-Dolomites.
Weg Dalir-Narian auf 3100 m.

Figur 21:
Diorit Lagergang südlich Dalir (3.2.7).
Diorite sill south of Dalir.



Zu derselben Gruppe gehören Gesteine, die an den untersten Hängen des Avidars anstehen und von denen NW Dalir unmittelbar nördlich des Lias und des Permo/Karbon-Zuges ein Handstück geschlagen wurde. Dieser Diorit führt wiederum Hornblende-Einsprenglinge zweier Generationen, die in einem hypidiomorph-körnigen Gewebe von grobem, eine beginnende Saussuritisation zeigenden Plagioklas (Andesin, Anorthit-Gehalt ca. 35 %) sitzen. Das Gestein, das frischer ist als das oben beschriebene Beispiel, enthält viel Chlorit, der in zwickelartigen Flächen auftritt, daneben auch aus Hornblende hervorgeht und Pseudomorphosen nach Augit bildet. Mit dem Chlorit sind kleine Epidotkörnchen vergesellschaftet, die stellenweise merkwürdig fluidal angeordnet sind. Akzessorisch kommt wieder Apatit vor.

Als dritter Vertreter der Gruppe ist ein Gang aus der Lashkerak-Formation NW Anguran zu nennen, der Einsprenglinge von diopsidischem Augit (Erstausscheidung), Hornblende und seltener Biotit enthält. Die Grundmasse sowie gewisse idiomorphe Einsprenglinge (Feldspat ?) ist vollkommen serizitisiert und kalzitisiert und nur hier und da sind kleine Feldspatrelikte zu finden. Als Nebengemengteil treten vor allem Kalzit und Quarz auf.

3.2.8 Olivin-Augit-Basalt:

HGT: Augit	NGT: Plagioklas	Akzessorisch: Erz
Olivin	Antigorit (?)	Kalzit
	Unbestimmbare	Quarz
	Entglasungsprodukte	

Struktur: Vitrophyrisch bis mikrofelsitisch-porphyrisch

Einsprenglinge: Augit, Olivin, Plagioklas

Textur: Massig

Ungefähr 40 % Augit in Form idiomorpher Einsprenglinge oder mehr oder weniger isometrischer Aggregate aus mehreren Einzelkörnern; Durchmesser der Kristalle oder Kornaggregate zwischen 0,5 und 1 mm liegend. Der lilabräunliche Titanaugit ($2V_Z$ um 50°) zeigt eine durch die starke Achsendispersion bedingte wandernde Auslöschung, wobei besonders Schnitte senkrecht zur Achsenebene durch die bläulichen und rötlich-bräunlichen Auslöschungsfarben auffallen. Das Mineral ist deutlich pleochroitisch und wechselt zwischen lilabraunen und gelblich-braunen Farbtönen. Häufig ist ein zonarer Aufbau zu beobachten, bei dem eine titanreiche, stark gefärbte Aussenzonen einen lichten Kern umgibt. Nur sehr selten kann innerhalb des sehr frischen Augits eine minimale, fleckenartige Chloritisation beobachtet werden. Als Erstausscheidung tritt Olivin (ca. 20 %) meist in idiomorphen, manchmal etwas korrodierten Kristallen auf. Seltener sind \ddagger isometrische Aggregate, die sich aus mehreren Körnern zusammensetzen. Das Mineral kann von Augit umschlossen oder in seltenen Fällen auch mit letzteren verwachsen sein. Charakteristisch sind die zahllosen, dünnen Maschen von Serpentin und Erz, die den sonst unzersetzten

Olivin durchkreuzen. Als weitere, recht seltene Einsprenglinge sind komplett serizitisierte und eher schlecht begrenzte Feldspatleisten zu erwähnen. Das Gestein besitzt eine glasige Grundmasse, die selten farblos und klar, meistens aber stark getrübt ist. Die Trübung wird durch unzählige feinste Mikrolithe verursacht, die oft besenförmige Wische oder radialstrahlige, sich teilweise durchkreuzende Aggregate bilden, daneben auch in feinen, unorientierten Nadeln auftreten. Die Grundmassezwickel sind vor allem randlich in Entglasung begriffen und gehen in ein nieder licht- und doppelbrechendes Mineral (Plagioklas ?) über. Lange Stengel von Antigorit (?) durchwachsen sowohl glasige wie entglaste Grundmasse und dringen stellenweise auch in den Augit ein.

Vorkommen: Das Handstück stammt aus einem der tiefschwarzen Blockschutt-Felder, die nördlich des Passes zwischen Elikah- und Nur-Tal in der Shemshak-Formation vorkommen. Es handelt sich bei diesen eigenartigen, schon auf der Luftfoto deutlich sichtbaren Flächen möglicherweise um hangparallele Gänge, die in Verschneidung mit der Topographie stellenweise zutage treten und in situ zu einem groben Blockschutt verwittern. Die Felder zeigen eine unregelmässige, zackige Obergrenze, während die Untergrenze eher gerundet, teilweise etwas zungenförmig verschmälert erscheint.

Eine andere, nicht genau umgrenzbare Masse vulkanischer Gesteine steckt zur rechten Seite des Elikah-Baches auf 2350 m ebenfalls in der Shemshak-Formation. Das feinkörnige Gestein besteht hauptsächlich aus Augit, der rundlich-isometrisch bis kurzprismatisch-idiomorph ausgebildet und im Mittel 0,05 - 0,2 mm gross ist. Zonarer Aufbau mit wandernder Auslöschung und Sanduhr-Struktur deuten auf Titanaugit, der allerdings nur ganz schwach bräunlich getönt ist. Idiomorphe Olivineinsprenglinge sind nur noch als häufige, maschenstruierte Serpentinpseudomorphosen erhalten. Die Grundmasse ist glasig, partienweise aber in feinschuppigen Chlorit devitrifiziert. Sie enthält recht selten etwas frischen Plagioklas und lokal in nicht entglasten Flecken wieder die feinen, nadelförmigen Mikrolithe. Hie und da sind grössere, praktisch einschlussfreie Fetzen eines grünen Glases anzutreffen, das schon makroskopisch als kleine, grüne Schmitzen auffällt. Es ist nicht zu entscheiden, ob es sich bei dem Vorkommen um glasreiche Ganggesteine oder vielleicht um Kristalltuffe handelt. Struktur und Mineralbestand erinnern an das oben beschriebene Beispiel (vulkanischer Blockschutt), mit dem das Gestein genetisch möglicherweise verknüpft ist.

3.3 PYROKLASTIKA ZWISCHEN ELIKAH- UND SHEMSHAK-FORMATION:

Nördlich des Passes zwischen Elikah- und Nur-Tal sind an der Basis der Shemshak-Formation mindestens 30 m gutgebankte, grüne Tuffe und Agglomerate aufgeschlossen, deren laterale Verbreitung (vor allem gegen E) leider nicht nachgeprüft werden konnte. Es sind kalzit- und chalzedonreiche Glas-tuffe, agglomeratische Tuffe und Agglomerate, die bankweise miteinander wechsellagern und ineinander übergehen.

3.3.1 Palagonittuffe:

Als Palagonit bezeichnen WILLIAMS, TURNER und GILBERT (1954) basisches Glas, das bei der Eruption im Kontakt mit dem Meerwasser hydratisiert und in gelb-grünes bis oranges Glas übergeht, welches besonders in wasserreichem Zustand eine niederigere Lichtbrechung als Kanadabalsam (1.54) besitzt.

Die Tuffe erscheinen makroskopisch grün-weiss gesprenkelt und recht stark verwittert. Mikroskopisch zeigt sich eine sehr intensive und regellose Vermengung von Kalzit, Chalzedon und verschiedenen grossen und geformten Fetzen von gelb-grünem, stark vesicularem Glas. Häufig schwimmen auch kleine, isolierte Glasbläschen im kalzitischen Zement. Kristalle (Olivin, Augit, Feldspat) wurden während der Eruption sofort instabil und sind - durch Kalzit, Chalzedon und Chlorit ersetzt - nur noch ihrem äusseren Umriss nach zu erkennen. Die Tuffe entstanden bei submarinen Eruptionen, die viel instabile Kieselsäure freisetzen. Diese schied sich als Chalzedon aus und zementierte gemeinsam mit Kalzit das sehr lockere und poröse Glas, welches stark chloritisiert und von Mikrolithen durchsetzt ist.

3.3.2 Agglomeratische Tuffe:

Regellose und sehr variable Mischung von Kalzit, Chalzedon, kristallfreien und kristallführenden (Augit, Olivin) Glasfetzen. Dazu treten häufig Fragmente von älteren, in bereits erstarrtem Zustand mitgerissenen, kristallführenden Glastuffen und eckige Komponenten von feinkörnigen (triadischen?) Kalken auf. Die Korngrösse ist schwankend; Tuff- und Kalkkomponenten von bis 30 - 40 cm sind nicht selten.

3.3.3 Agglomerate:

Zwischen den reinen Glastuffen und den agglomeratischen Tuffen sind Bänke von Glastuffen eingeschaltet, die faust- bis kopfgrosse Komponenten von gerundeten, kristallführenden, älteren Glastuffen umschliessen. Diese Tuffkomponenten besitzen eine extrem poröse Matrix von schwarz-grünlichem Glas, dessen unzählige Mandeln fast durchwegs Chalzedon, selten Chlorit und Kalzit auszimetieren. Als Einsprenglinge sind kleine, idiomorphe Augite (titanreich, mit wandernder Auslöschung und Sanduhr-Struktur) und idiomorphe Chloritpseudomorphosen nach Olivin eingestreut. Sehr lokal ist eine Sammelkristallisation zu beobachten, bei der langstenglige Augite zu einem intersertalen Gefüge zusammentreten. Die Agglomeratmatrix besteht aus Glastuffen und agglomeratischen Tuffen.

Es ist auffällig, dass sowohl diese Glastuffe des Komponentenmaterials aus der Liasbasis wie auch die unter 3.2.8 beschriebenen Vulkanite, die im gleichen Raum nahe der Basis der Shemshak-Formation auftreten, praktisch denselben Mineralbestand und ähnliche Struktur haben. Ob die beiden vulkanischen Aktivitäten aber wirklich einen engeren Zusammenhang besitzen, wäre erst anhand genauer feldgeologischer und chemischer Untersuchungen zu entscheiden.

3.4 MITTELPERMISCHER VULKANISMUS:

Ein ausgeprägter Vulkanismus dokumentiert sich in meinem Gebiet zwischen der Ruteh- und der Nesen-Formation, die überall durch schwarz-rote und grüne, mandelstruierte Gesteine getrennt werden, die im Feld als Melaphyre bestimmt wurden. Dieser Melaphyrhorizont, der sehr verbreitet Tuff- und Agglomeratlagen enthält und so wohl unter terrestrischen Bedingungen entstand (siehe unten), erreicht in der Umgebung der Chalus-Strasse und weiter westlich Mächtigkeiten von 100 - 200 m. Gegen E dünnt er - vermutlich mit zunehmender Entfernung vom Eruptionszentrum - rapid auf 15 - 20 m aus. Auch weiter im Osten, zwischen Pulus und Firuzkuh (Gebiete von ALLENBACH und STEIGER, mündliche Mitteilung), wird das Perm (bei fehlender Nesen-Formation) stellenweise von Melaphyren abgeschlossen.

Nördlich Siahbishé umschliessen die Vulkanite hoch über und östlich der Strasse grosse Schollen von hellen Gesteinen (vermutlich Ruteh-Kalke), doch leider

sind die Aufschlüsse in den steilen Wänden praktisch unzugänglich. Die vertikale Abfolge der Tuff- und Agglomeratlagen sowie der Diabasergüsse variiert je nach Lokalität, da die verschiedenen Lagen seitlich ausdünnen, auskeilen und durch andere, neue Lagen ersetzt werden.

3.4.1 Diabasergüsse:

HGT: Plagioklas
Chlorit
Serizit

NGT: Kalzit

Akzessorisch: Zeolithe
Erz

Struktur: Hemikristallin, trachitisch bis hyalopilitisch-mandelstruiert
Textur: Massig

In einer braun-schwärzlichen, vererzten Glasgrundmasse schwimmen nadelige bis fein leistenförmige Plagioklaskristalle, deren Länge 0,3 mm kaum überschreitet. Die Feldspäte zeigen vielerorts schöne fluidale Anordnungen mit Wirbelzonen. Grundmasse wie Feldspäte sind stark serizitisiert. Die zahlreichen kleineren und grösseren Mandeln sind teils durch sphärolithischen Chlorit, teils durch Kalzit mit sehr dekorativen Chloritgirlanden gefüllt. S-förmige Hohlräume deuten wiederum auf Fliessbewegungen. Das Gestein ist stark vererzt.

Vorkommen: Das Handstück stammt aus dem Melaphyrplateau östlich Harijan und nördlich des Elikah-Tales und wurde an der Obergrenze der Vulkanizone auf 2750 m geschlagen.

Ein weiteres, an der gleichen Lokalität etwas tiefer gesammeltes Muster besitzt wieder eine trachitische bis hyalopilitische Struktur, führt aber grosse Plagioklaseinsprenglinge einer ersten Generation und fast keine Mandeln. Die Einsprenglinge erreichen Längen von bis 2 mm; sie sind recht frisch, manchmal randlich etwas korrodiert oder serizitisiert. Es handelt sich um intermediären Labradorit mit einem zwischen 55 und 63 % schwankenden Anorthit-Gehalt. Die Grundmassen-Feldspäte bilden ein trachitisch-fluidales Gefüge, das aber stellenweise Anklänge an eine intersertal-divergierende Anordnung zeigt. Chlorit und Serizit gehen etwa zu gleichen Teilen aus der stark zersetzten Grundmasse hervor. Als Nebengemengteil tritt Erz, akzessorisch Quarz auf. Das Gestein stammt wahrscheinlich aus der basalen Partie eines Flows und zeigt entsprechend seiner Lage und der langsameren Abkühlung sehr wenig Mandeln und eine gröbere, porphyrische Struktur.

3.4.2 Tuffite:

In die massigen Ergüsse sind immer wieder Lagen von Tuffen, Tuffiten, feinen und groben Agglomeraten, die recht mächtig werden können (10 - 30 m), eingeschaltet. Besonders die feineren Tuffite sind stark verschiefert; die grünlichen, chloritisierten Glaskomponenten werden durch Kalzit, häufiger durch rote, hämatitreiche Tonsubstanz, zementiert. Nicht selten sind grobe Lagen mit gerundeten Diabas- und Kalkgeröllen. Ein Dünnschliff durch einen typischen, rot-grün gesprenkelten Tuffitschiefer zeigt eine gute Gradierung der Komponenten. Diese bestehen vor allem aus vollkommen ungerundeten, serizitisierten, karbonatisierten und chloritisierten Glasfetzen, die meist ausgeprägt vesicular struiert sind. Dazu finden sich Kalkgeröll mit Mikrofossilien (vermutlich Ruteh-Kalke). Sämtliche Komponenten werden von einer roten Hämatitkruste umgeben. Grobkristalliner, klarer Kalzit zementiert die untere, grobe Partie des Tuffites, wird gegen oben aber immer mehr durch Hämatit ersetzt, der in den obersten, feineren Niveaus praktisch als alleiniger Zement auftritt.

Es ist anzunehmen, dass die Glas- und Lapillituffe terrestrisch abgelagert und unter einem subtropisch-humiden (?) Klima lateritisch umkrustet wurden. Die kalzitische Verfestigung (viele Lagen sind auch rein tonig-hämatitisch zementiert) geschah wohl später durch limnische Infiltration oder ascendierende und zirkulierende Lösungen. Ein Transport der Tuffe in ein aquatisches Milieu, in dem anschliessend Kalzit ausgeschieden worden wäre, ist sehr unwahrscheinlich. Erstens sind die Glasfragmente gänzlich ungerundet und zweitens wäre nach einem derartigen Transport die Zunahme des Hämatittons gegen oben kaum noch so deutlich sichtbar. Die Oxydation und Umkrustung der Fragmente könnte natürlich auch im Wasser geschehen sein, was aber eine wenig plausible Möglichkeit ist. Die Gradierung des Tuffes ist durch die variable Sinkgeschwindigkeit verschieden grosser und schwerer Partikel bedingt und kann sowohl bei äolischer wie bei aquatischer Ablagerung auftreten.

3.5 VULKANISMUS DER KARAJ-FORMATION:

3.5.1 Ergüsse:

Die Karaj-Formation wird in meinem Gebiet durch die grosse Häufigkeit von andesitischen Ergüssen, welche im E und SE in den Gebieten von LORENZ und DEDUAL fehlen, charakterisiert. Der östlichste, noch schwächste Vertreter setzt westlich des Kandeivan-Passes ein und ist bei LORENZ (1964, p. 75) beschrieben. Westlich Azadbar vermehren sich die Flows und erreichen (z. B. in

dem Andesit, der die Nordbegrenzung des oberen Azadbar-Tales bildet und dann in nordwestlicher Richtung südlich des Baru-Tales weiterzieht) maximale Mächtigkeiten von mehreren 100 Metern, verdünnen sich seitlich aber teilweise rasch und keilen wieder aus. Die Gesteine besitzen alle mehr oder weniger denselben Mineralbestand, wobei als Hauptgemengteile Plagioklas und gewöhnlicher Augit, seltener Erz, Olivin und Chlorit genannt sein können. Wie zu erwarten ist, wechselt die Struktur je nach Lage des Handstückes innerhalb eines Ergusses und es lassen sich folgende Hauptstrukturtypen auseinanderhalten:

- A Hemikristallin-hyalopilitisch, z. T. fluidal.
- B Grob pilotaxitisch, teilweise mit Glasresten.
- C Hemikristallin körnig bis pilotaxitisch.

Alle drei Gruppen führen durchwegs porphyrische Einsprenglinge und besonders zwischen den Gruppen B und C sind Uebergänge zu beobachten. Soweit als möglich wurde auf dem Universal-Drehtisch die Zusammensetzung der Plagioklase ermittelt: alle Messergebnisse ergaben für die Andesite einen zwischen 50 und 60 % liegenden Anorthit-Gehalt. Anhand dieses Resultates lassen sich die Gesteine aber noch nicht mit Sicherheit klassifizieren, da nur die porphyrischen Erstausscheidungen gemessen wurden und die mikrolithischen Feldspäte der Grundmasse vermutlich deutlich saurer sind, so dass die Basizität des gesamten Feldspatbestandes vielleicht etwa zwischen 40 und 50 % Anorthit liegt.

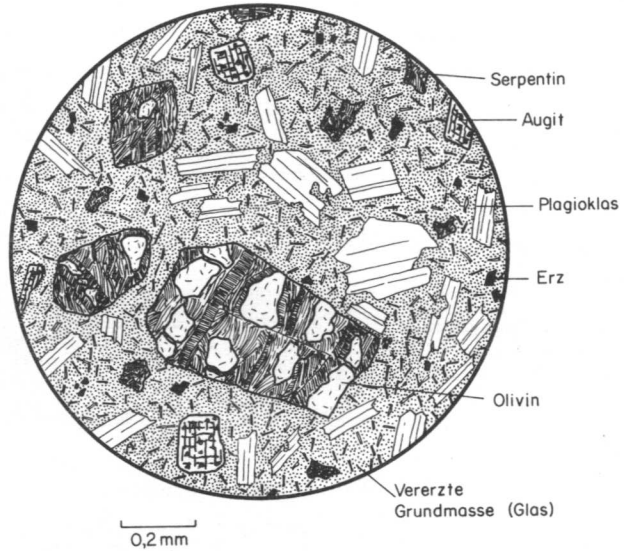
3.5.1.1 Basaltischer Andesit:

HGT: Plagioklas	NGT: Serpentin
Augit	Erz
Olivin	Chlorit

Struktur: Hyalopilitisch-porphyrisch. Einsprenglinge: Plagioklas, Augit, Olivin.
 Textur: Massig

Grosse Einsprenglinge von sehr frischem, zonarem Labradorit (Anorthit-Gehalt 52 - 54%), der oft Resorptionserscheinungen und zerfaserte Prismenbegrenzung zeigt. Gewöhnlicher, grünlicher Augit, der idiomorph bis resorbiert-xenomorph auftritt und sehr einschlussreich (Erz, Chlorit, unbestimmbare Einschlüsse) ist. Der porphyrische Olivin ist zum grössten Teil durch maschenstruierte Serpentinpseudomorphosen ersetzt (siehe Figur 22), findet sich aber hie und da noch in relikthischen Körnern im Zentrum der Maschen. Glasige, sehr stark vererzte Grundmasse mit feinen Plagioklasnadeln.

Vorkommen: Kleiner, in situ verwitterter Flow auf dem Grat SE Anguran (2500 m).



Figur 22: Basaltischer Andesit aus der Karaj-Formation.
Basaltic andesite of the Karaj formation.

Mehrere andere, an verschiedenen Stellen gesammelte Handstücke gehören zur selben Gruppe, führen allerdings im allgemeinen nicht frischen, sondern im Gegenteil ungewöhnlich stark serizitisierte Feldspäte. NW Azadbar ist der östlichste Zipfel des sehr grossen, oben erwähnten Ergusses angeschnitten, der hier eine zerbrochene Randfazies von Brockenlava zeigt, bei der rote, basaltische Andesite als eckige Blöcke in einer eruptiven Grundmasse stecken. Die Andesite fallen im Feld durch die grossen Plagioklaseinsprenglinge auf, deren zonarer Aufbau besonders auf angewitterten Flächen gut sichtbar ist. Mikroskopisch zeigt sich eine hyalopilitische, stark hämatitisierte Grundmasse mit Mandelstruktur. Olivin und Augit sind komplett pseudomorph durch Kalzit, Chlorit, Quarz und Serizit ersetzt. Wir befinden uns offenbar an der randnahen Partie des Lavastroms, der unter Brockenbildung und starker Entgasung erstarrte.

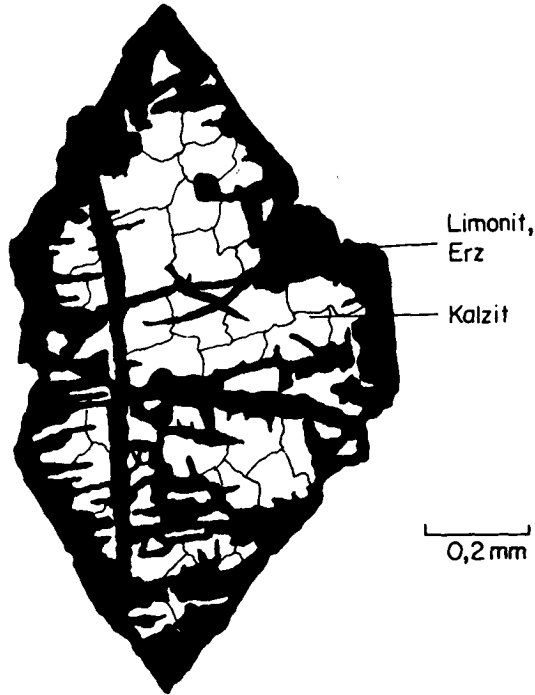
3.5.1.2 Basaltischer Andesit:

HGT: Plagioklas	NGT: Chlorit (?)	Akzessorisch: Kalzit
Augit	Limonit und Erz	Apatit

Struktur: Pilotaxitisch-porphyrisch. Einsprenglinge: Plagioklas, Augit.
Textur: Massig

Chemisch-mineralogisch keine wesentlichen Unterschiede zu obigem Beispiel (3.5.1.1). Einschlussreiche, gerichtet serizitisierte Labradoriteinsprenglinge (Anorthit-Gehalt 50 - 55 %), dazu porphyrischer Augit und Pseudomorphosen von Kalzit und einem eigenartigen, grasgrünen Chlorit (?) nach Olivin, der teilweise auch nur durch Kalzit und Limonit ersetzt ist (Figur 23). Die Grundmasse zeigt ein pilotaxitisches bis ophitisches Gefüge von serizitisierten, leistenförmig idiomorphen Feldspäten mit chloritischer (?) Zwickelfüllung.

Vorkommen: Ostende des kleinen Ergusses ENE Askan am Saumpfad Garab-Anguran (3100 m).



Figur 23: Basaltischer Andesit aus der Karaj-Formation; Pseudomorphose nach Olivin.
Basaltic andesite of the Karaj formation; pseudomorph after olivine.

Die pilotaxitisch-porphyrisch struierten Andesite sind sehr häufig und enthalten teilweise noch eine zweite Generation von feinen, der Grundmasse zugehörigen Augitkörnchen. Die Korngrösse der Grundmasse variiert; neben feinen Gefügen trifft man Typen mit einer relativ grobkörnigen, glasreichen, beinahe intersertalen Struktur.

3.5.1.3 Augitarmer Andesit:

HGT: Plagioklas Chlorit	NGT: Erz	Akzessorisch: Augit Kalzit Apatit Zeolithe	Chalzedon
----------------------------	----------	---	-----------

Struktur: Hemikristallin-porphyrisch, körnig bis pilotaxitisch.

Einsprenglinge: Plagioklas

Textur: Massig

Die grossen, resorbierten und geflammten Plagioklaseinsprenglinge sind sehr stark serizitisiert und stets von einem frischen Anwachssaum umgeben. Dieser Anwachssaum kann bei den Plagioklaseinsprenglingen fast sämtlicher Andesittypen immer wieder beobachtet werden und zeigt, dass die Serizitisierung (bei geflammten Feldspäten auch die Resorption und Durchlöcherung) in einem recht frühen Kristallisationsstadium, vor vollständiger Erstarrung der Grundmasse geschah. Besonders stark war die Resorption im vorliegenden Muster, umschliessen doch die Anwachsränder oft nur noch einen ganz abgeschmolzenen, elliptisch rundlichen Kern. Eine Bestimmung der Zusammensetzung dieser Plagioklase ist unmöglich. Die Grundmasse besteht aus einem feinkörnigen bis undeutlich pilotaxitischen Gefüge serizitisierter Plagioklase, enthält viel gelbgrünen Chlorit und klares bis trübes, von Mikrolithen erfülltes Glas in Form rundlicher oder unregelmässiger Flecken sowie sehr wenig körnigen Augit. Chalzedon, Kalzit und Chlorit treten, z. T. mit idiomorphem Apatit vergesellschaftet, als Mandelfüllung (und Pseudomorphosen ?) auf.

Diese feinkörnigen, glasreichen Andesite, die Augit vor allem als Körnchen in der Grundmasse und nur wenig in Einsprenglingen führen, wurden einzig im Erguss nördlich Garab und Darapi gefunden, und zwar in den höheren (nördlicheren) Partien des Ergusses. Sie erscheinen makroskopisch als dichte, grünliche bis rötliche Gesteine, in denen die Plagioklaseinsprenglinge nur schlecht sichtbar sind, was bei deren starker Zersetzung nicht erstaunt. Ein vergleichbares Gestein beschreibt LORENZ (1964, p. 77) als "porphyrischer Diabasgang im Oberen Roten Konglomerat des Azadbartales".

3.5.1.4 Dazit:

HGT: Plagioklas Orthoklas Quarz	NGT: Biotit Hornblende Chlorit Serizit Kaolinit	Akzessorisch: Erz Apatit Zirkon
---------------------------------------	---	---------------------------------------

Struktur: Mikrofelsitisch-porphyrisch.

Einsprenglinge: Plagioklas, Quarz, Biotit, Hornblende.

Textur: Massig

Grosse Einsprenglinge von stark serizitisiertem Andesin (Anorthit-Gehalt ca. 35%), der oft Resorptionserscheinungen, Einschlüsse und zonaren Bau zeigt. Häufig enthalten serizitisierte Exemplare zonare Kaolinitringe, welche ur-

spränglich wohl aus Orthoklas bestanden. Die Feldspatverwachsung war also dem in Figur 19 gezeichneten Fall genau invers. Mehr oder weniger idiomorphe Kaolinitflecken sind vermutlich als Pseudomorphosen nach Orthoklaseinsprenglingen zu deuten. Quarz tritt nur selten als Erstausscheidung auf. Die dunklen Einsprenglinge (Biotit, Hornblende) sind komplett vererzt und teilweise auch serizitisiert. Ein mikrofelsitisches Gefüge von Quarz und Orthoklas (und Plagioklas ?), das viel Chlorit und in unregelmässigen Inseln Serizit und Kaolinit enthält, stellt die ehemals höchst wahrscheinlich glasige, jetzt aber gänzlich devitrivierte Grundmasse des Gesteins dar.

Vorkommen: Kleiner Stock auf 2500 m westlich Anguran. Der Eruptivkörper steckt am Nordostende des grossen Gipses (Punkt 3546 m) unmittelbar an der Kandeivan-Verwerfung, aber unzweifelhaft noch innerhalb der Karaj-Formation. Chemisch-petrographisch lässt er sich nicht mit den viel basischeren Andesitergüssen vergleichen und steht so, jedenfalls in meinem Gebiet, völlig isoliert da.

3.5.2 Tuffe:

Die glasführenden Kristalltuffe und agglomeratischen Tuffe der Karaj-Formation sind schon im stratigraphischen Teil dieser Arbeit beschrieben worden. In einigen Kristalltuffen der mittleren Tuffserie und in tuffogenen Areniten der unteren Schieferserie wurde auf dem Universal-Drehtisch die Basizität der grossen Plagioklasphenokristalle gemessen, die im allgemeinen sehr frisch sind. Es zeigte sich, dass die Feldspäte verschiedene Zusammensetzungen besitzen und sich in zwei Gruppen einteilen lassen:

- A 34 - 43 % Anorthit
 B 47 - 57 % "

Dies stimmt nur teilweise mit den Daten von LORENZ (1964, p. 82) überein, der für die Plagioklase seiner Tuffe einen zwischen 30 und 40 % liegenden Anorthit-Gehalt angab. Man könnte sich aber vorstellen, dass die Tuffe des oberen Taleghan-Tales, des Anderas-Gebietes (von wo die untersuchten Muster stammen) und der Umgebung von Anguran vermischtes Material aus zwei verschiedenen, sich in der Basizität der Schmelze unterscheidenden Eruptionszentren enthalten. Ein hypothetisches östliches Zentrum förderte mehr dazitische Magmen, die vorwiegend eruptiv ausbrachen und zur Ablagerung der grossen Tuffserien führten. Hierher mag vielleicht auch noch der Dazitstock von Anguran gehören. Gegen W manifestiert sich in den westlich Azadbar immer zahlreicher und mächtiger werdenden Andesitergüssen die Nähe einer anderen, etwas basischeren Aktivität, der die Plagioklase der Gruppe B zuzuordnen wären.

Aehnlich wie im oberen Taleghan-Tal gegen Westen ist - wenn auch nicht so ausgeprägt - im unteren Karaj-Tal in südlicher Richtung eine Verstärkung des Vulkanismus zu bemerken, der sich hauptsächlich in zahlreichen Gängen und Agglomeratlagen, weniger in Ergüssen äussert. Die dortigen Tuffe führen (nach DEDUAL) Plagioklaskristalle, deren Anorthit-Gehalt von 25 bis 65 % reicht.

3.6 ZUSAMMENFASSUNG:

Es konnten im untersuchten Gebiet mindestens vier magmatische Aktivitäten festgestellt werden:

- 1) Tertiärer Vulkanismus der Karaj-Formation.
- 2) Posttriadischer bis unterliasischer Vulkanismus an der Basis der Shemshak-Formation.
- 3) Mittelpermischer Vulkanismus zwischen Ruteh- und Nesen-Formation.
- 4) Paläozoisch-mesozoische Gänge von unbestimmten, z. T. sicher postliasischem Alter.

Es ist anzunehmen, dass die vielen, vom Präkambrium bis in den Lias auftretenden Gänge zu verschiedenen Zeiten eindringen; eine Datierung oder Unterteilung verschiedener Gruppen ist aber sehr schwierig. Neben Diabasen treten viele Lamprophyre und seltener Diorite auf, doch scheinen die von MEYER (Diss. im Druck) untersuchten, spilitischen Diabase zu fehlen. Aus dem Gebiet des oberen Sehezar Rud beschrieben GANSSER und HUBER ebenfalls lamprophyrische und spilitische Gänge, die in sehr alte (kambrische oder präkambrische ?) Sedimente eindringen und wohl ein präkarbonisches Alter besitzen. Spilitische Diabasgänge fanden die beiden Autoren ebenfalls in den dunklen Schiefen (Untere Schiefer Serie ?) der unteren Karaj-Formation südlich des Sehezar-Tales. GANSSER (mündl. Mitteilung) und LORENZ (1964) stellten fest, dass vielerorts Gänge in den prä-Lalun-Sedimenten gehäuft auftreten und dann innerhalb der Lalun-Sandsteine in schichtparallele Gänge umbiegen. Es scheint so eine grosse Gruppe von Gängen zu geben, die sicher ein präkarbonisches, z. T. vielleicht auch prä-Lalun-Alter besitzen und die auch in meinem Gebiet auffallen. Auch die unterordovizischen Gesteine der Lashkerak-Formation enthalten besonders NW Anguran sehr viele Gänge, die möglicherweise derselben Gruppe angehören. Bedeutend jünger müssen die, das Jungpaläozoikum,

die Trias und den Lias durchbrechenden Gänge sein. Sie könnten sowohl mit den mittelpermischen wie auch mit den prä-liasischen Vulkaniten verknüpft sein, doch ist es vorderhand unmöglich, verschiedene Ganggemeinschaften petrographisch und altersmässig gegeneinander abzugrenzen.

Die vulkanischen und subvulkanischen Gesteine zeigen sehr oft eine mehr oder minder weit gehende Zersetzung, die als Serizitisierung (selten Chloritisierung) von Grundmasse und Feldspäten, dann auch in den zahllosen Pseudomorphosen in Erscheinung tritt. Es handelt sich wohl immer um autometamorphe, pneumatolytisch bis hydrothermale Vorgänge, welche den Ersatz instabil gewordener Erstausscheidungen und - meist wahrscheinlich zu einem etwas späteren Zeitpunkt - eine Serizitisierung des Gesteins bewirkten. Diese Serizitisierung, die als weit verbreitete Erscheinung in fast allen untersuchten Gesteinen sichtbar ist, deutet auf eine gewisse Kalizufuhr, während die normale, unter Saussuritisierung vor sich gehende Zersetzung basischer Plagioklase nur selten beobachtet werden kann.

3.7 VERERZUNG, QUELLEN:

In der Kahar-Formation und wiederum in der oligo-miozänen roten Formation wurde stellenweise eine geringe Vererzung festgestellt. So zeigte man mir eine Stelle südlich von Illit, an der die grünen Serizitschiefer der Kahar-Formation kleine Linsen und Lagen von reinem, blätterigem Hämatit enthalten. Das Erz ist mit einem durchschlagenden, feinkörnigen Diabasgang verbunden, der vermutlich als Erzträger diente. Nach Angaben der einheimischen Bevölkerung sind in der Umgebung von Dalit und Illit an mehreren Stellen solche Vererzungen aufzufinden. Am anderen Ende der stratigraphischen Kolonne, in der oligo-miozänen roten Formation, traf ich auf der linken Seite des oberen Anderas-Tales schwarze, karbonatfreie Schiefer, die vollkommen von grünem, feinkristallinem Malachit durchsetzt sind. Es handelt sich offenbar um eine feinstkörnige Kupfervererzung, eventuell von sedimentärer Natur. Die dünnplattigen Schiefer fanden sich nur im Schutt der schlecht aufgeschlossenen Sandstein-, Konglomerat- und Kalkzone. Eine dritte Vererzung liegt südwestlich Askan auf der linken Talseite. Es sind lagige Linsen eines grauen, weichen Erzes, die in Sandsteinen des Südschenkels der Synklinale von Askan (oligo-miozäne rote Formation) stecken. Das Erz enthält vermutlich haupt-

sächlich Eisen (Mangan ?) und dürfte wieder sedimentärer Entstehung sein. Aehnliche Lager sollen auch weiter im Westen bei Narian vorkommen.

Erwähnt seien schliesslich eine Thermal- und eine Mineralquelle. Erstere liegt im nördlichen Seitental des Dalir-Tales gegen den Avidar, eine knappe halbe Wegstunde nördlich Dalir. Die altbekannte Quelle fördert ein Wasser, dessen Temperatur zwischen 40 und 50°C liegen mag und das, in einem kleinen Bassin gefasst, der Bevölkerung von Dalir schon etliche Badevergnügen verschafft hat. Die Thermalquelle scheint der Verwerfungszone, die Dolomite der Kahar-Formation mit Liasschiefern in Kontakt bringt, zu entspringen.

Eine zweite, mineralische Quelle tritt im Dehdar-Tal aus den zerrütteten Kalken, die die Basis des Nordschenkels der Synklinale von Askan bilden, aus. Es sind stark schwefelhaltige Wasser, die schon auf grössere Distanz durch ihren unangenehmen Geruch auffallen.

4 TEKTONIK

Das folgende Kapitel zerfällt in zwei Hauptabschnitte: zuerst wird der im grossen sehr einfache tektonische Baustil des untersuchten Raumes dargestellt und anschliessend dient eine kurze geologische Beschreibung einiger Routen dazu, die wichtigsten stratigraphischen und tektonischen Einheiten zu lokalisieren und ihren Verlauf im Gelände zu erläutern.

4.1 TEKTONISCHER BAU:

Mein Terrain lässt sich in zwei Grosseinheiten gliedern, die an einer grossen Verwerfung (Kandevan-Verwerfung) aneinander grenzen und die sich im Baumaterial, vor allem aber im tektonischen Stil unterscheiden. Es sind dies die tertiäre Zentralzone im Süden und die nördlich daran anschliessende paläozoisch-mesozoische Zentralkette.

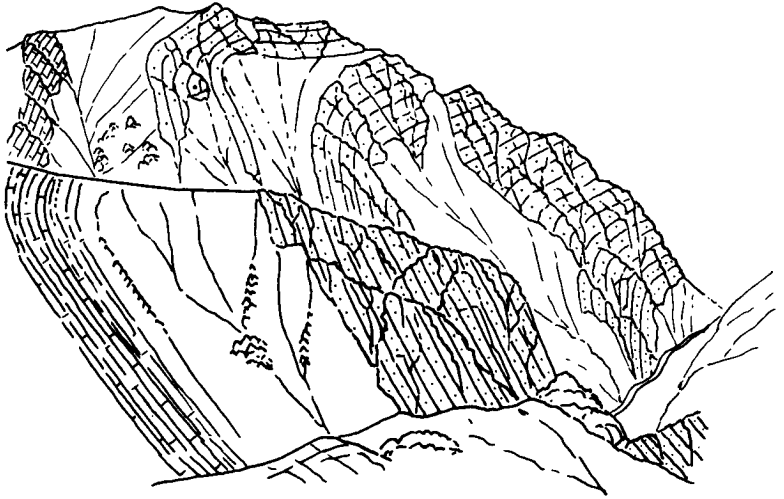
4.1.1 Tertiäre Zentralzone:

Die pyroklastischen und vulkanischen Gesteine der tertiären Zentralzone fallen allgemein mit wechselnder Neigung gegen Norden ein. Sie bilden aber von S nach N nicht eine fortlaufende, monoklinale Serie, sondern sind in enge, südvergente Falten gelegt. Diese werden mindestens z. T. von schichtparallelen, in den uniformen Serien aber kaum lokalisierbaren Aufschiebungsflächen durchzogen, an denen die verschiedenen Schenkel gegeneinander bewegt wurden, so dass eine dachziegelartige Abfolge südvergenter Schubpakete resultiert. Nur ausnahmsweise sind im Feld grossradige Faltenstrukturen mit wohl entwickelten Umbiegungen festzustellen. Das beste Beispiel einer solchen Struktur liegt im nordöstlichen Teil der Tertiärzone, wo die Untere Schiefer Serie eine grosse, parallel zur Kandeivan-Verwerfung streichende Antiklinale aufbaut. Das umfangreiche Gewölbe, dessen Südschenkel zuerst steil steht und dann gegen S überkippt, ist unsymmetrisch, da sein Nordschenkel von der Verwerfung abgeschnitten wird. Einen sehr guten Einblick in die Struktur, die aus dem oberen Alamol-Tal bis an den Zusammenfluss von Baru und Anderas verfolgt werden kann und dann beidseitig abtaucht, gibt das untere Anderas-Tal (Figur 24).

Eine weitere Antiklinale wird im Westen durch einen schmalen Streifen von Unterer Schiefer Serie markiert, der E-W streicht, das Dehdar-Tal quert, nach SE abbiegt und schliesslich nördlich Askan verschwindet. Unmittelbar südlich daran folgt ein dünner, synklinaler Miozänzug - letzter Ausläufer eines im Westen viel mächtigeren Beckens. Der Streifen keilt am Dehdar-Tal aus, dürfte aber ursprünglich nördlich Garab mit der Synklinale von Askan zusammengehangen haben. Diese Synklinale ist vor allem in der Umgebung von Askan sehr gut entwickelt, verschmälert sich aber gegen E rapid. Auf der rechten Seite des kleinen Garab-Tales drehen die steil nordfallenden Miozän-schichten plötzlich ab; grosse Platten der basalen Miozänkalke fallen zuerst nach Osten, schliesslich wieder nach Norden ein und umhüllen so den von W her abtauchenden, antiklinalen Andesiterguss. Die Miozänsynklinale teilt sich hier im Raume des mittleren Garab-Tales und sendet einen schmalen Blinddarm ins obere Garab-Tal, über den sie vermutlich mit dem oben erwähnten, von W her im Dehdar-Tal auskeilenden Miozänstreifen zusammenhing. Die Hauptmasse der Synklinale zieht stark verfaltete weiter gegen SE und vereinigt sich nördlich des Asalak-Passes sehr wahrscheinlich mit dem Konglomeratzug Azadbar-Garab.

SE

NW



Figur 24: Antiklinale der Unteren Schiefer Serie im unteren Anderas-Tal. Der Südschenkel besteht aussen aus tuffitischen, sandigen und kalkigen Gesteinen, während gegen N im Kern grüne, grobe Tuffe vorherrschen.
Anticline of lower shale member consisting of tuffitic, sandy and limey rocks changing into coarse, green tuffs which build up the core of the structure.

Eine vierte und letzte, durch oligo/miozäne Sedimente angedeutete Synklinallzone setzt nördlich Azadbar ein und kann über das oberste Anderas-Tal bis in die rechte Flanke des mittleren Baru-Tales verfolgt werden, wo die roten Konglomerate und Kalke mit den südlich anschliessenden Andesiten verschuppen und auskeilen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass innerhalb der tertiären Zentralzone die Intensität der Verschuppung gegen SE zunimmt. Im Profil des Dehdar-Tales und auch noch nördlich Garab lassen sich verschiedene antiklinale und synklinale Elemente feststellen. Gegen SE verschmelzen einige Synklinallzüge, während die dazwischen liegenden Antiklinalen abtauchen; die ganze Zone engt sich stark ein und weist um Azadbar einen komplizierten, nur durch Detailuntersuchungen genauer klärbaren Bau auf. Die Umgebung von Azadbar stellt einen Knotenpunkt dar, in dem - bedingt auch durch ein allgemeines Ein-tauchen der Achsen - die verschiedenen Elemente zusammenlaufen und interferieren.

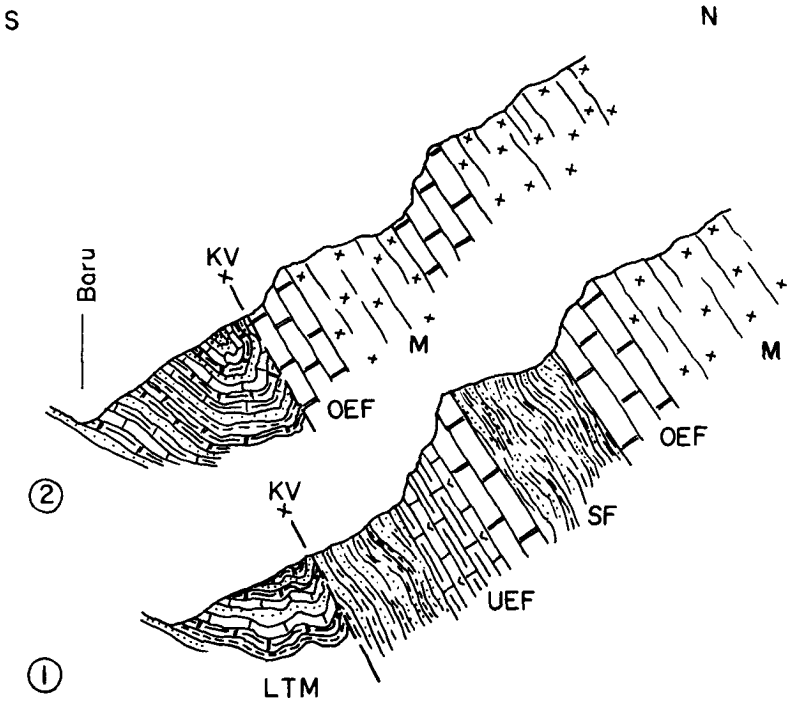
4.1.2 Kandeivan - Verwerfung:

Die nördliche, tektonische Begrenzung der tertiären Zentralzone quert einige Kilometer nördlich des Nordportals des Kandeivan-Tunnels die Chalus-Strasse, von wo sie gegen WNW über das obere Alamol-Tal zum Zusammenfluss von Anderas und Baru weiterzieht. In einem grossen Bogen erreicht sie in mehr nördlicher Richtung Anguran, um dann nach einem scharfen Knick zuerst gegen WNW und schliesslich vom Punkt 3546 m an in nordwestlicher Richtung hart südlich des Hauptkamms (Mastchal-Sialis-Alanesar-Lashkerak-Gemaura) weiterzulaufen. Die Hauptverwerfung fällt mit $30 - 60^{\circ}$ gegen Norden und scheint gegen W allmählich steiler einzufallen (nach GANSSER und HUBER $70 - 90^{\circ}$ SW des Alam Kuh). Sie wird von einer Schar sekundärer Brüche begleitet, die hauptsächlich innerhalb der triadischen und paläozoischen Schichten der Zentralkette zu beobachten sind. Diese Bruchsysteme müssen älter sein als die jüngsten Bewegungen längs der Kandeivan-Verwerfung, da sie stets von letzterer abgeschnitten werden. Merkwürdigerweise stehen diesen steilen Störungen südlich der Kandeivan-Verwerfung in den Tuffen der Karaj-Formation nichts Aehnliches gegenüber. In den monotonen und eher plastischen Schichten sind allerdings Verwerfungen nur schwer sichtbar und können auch auf kurze Distanz wieder kompensiert werden, doch überall scheinen die Tuffe ungestört südwärts zu fallen und zeigen höchstens in unmittelbarer Umgebung der Hauptverwerfung eine gewisse Verfaltung. Dies deutet darauf hin, dass die Bruchtektonik der Zentralkette älterer Anlage ist und während der tertiären Faltungsphasen nur noch reaktiviert wurde. Die Kandeivan-Verwerfung gibt so vielleicht auch den ungefähren Verlauf der - tektonisch bedingten - nördlichen Küstenlinie des Eozänmeeres an.

Die Sprunghöhen entlang der Kandeivan-Verwerfung sind sehr beträchtlich, lässt sie doch im Osten Lias an Eozän, im Westen gar karbonische und kambrische Sedimente an die eozänen Tuffe grenzen. Dies entspricht beispielsweise in der Gegend von Anguran einer Versetzung eines Sedimentstapels von mehreren 1000 m, die nur unter Mitwirkung kräftiger Vertikalbewegungen zustande gekommen sein kann. SE Anguran weisen grosse Pakete von Mobarak- und Lalun-Formation, die längs der Kandeivan-Verwerfung gänzlich aus der allgemeinen Streichrichtung abgedreht sind und quer zu letzterer stehen, darauf hin, dass neben vertikalen auch horizontale Verschiebungen zur heutigen Anordnung der Gesteine führten (siehe p. 149). Einen weiteren, auf starke horizontale Bewegung deutenden Hinweis kann man in einem kleinen Profil westlich Anguran

sehen. Auf 2600 m stehen hier, wenig östlich des grossen, im Punkt 3546 m gipfelnden Gipses, hangaufwärts von S nach N folgende Gesteine an:

- 1) Dazite der Karaj-Formation (siehe p. 97).
- 2) Wenige Meter grüne Tuffe der Karaj-Formation. Ohne sichtbaren Kontakt folgen
- 3) ca. 10 m schwarze, leicht kohlige Mergelschiefer, welche kaum zur Karaj-Formation gehören, aber stark an Schiefer der liasischen Shemshak-Formation erinnern.
- 4) 1 - 2 m dünnbankige, hellgraue, marmorisierte Kalke. Grob rekrystallisiert mit eingeregelteten, länglichen Kalzitkörnern (Kristallisationsschieferung). Das Alter der Kalke ist unbekannt; sehr wahrscheinlich handelt es sich aber um stark tektonisierte Mobarak-Kalke, die weiter westlich in grosser Mächtigkeit direkt an die Kandeivan-Verwerfung stossen.



Figur 25: Zwei Profile durch die Kandeivan-Verwerfung am linken Hang des untersten Baru-Tales. Two sections through the Kandeivan thrust fault; left side of lower Baru valley.

- | | | |
|-----|--|------------------------------|
| 1 | ungefähr am Zusammenfluss von Baru und Anderas | |
| 2 | ca. 300 m westlich von Profil 1 | |
| LTM | Lower tuff member | UEF Untere Elikah-Formation |
| KV | Kandeivan-Verwerfung | OEF Obere Elikah-Formation |
| SF | Shemshak-Formation | M Mittlerpermische Melaphyre |

Weiter hangaufwärts folgt eine stark zerbrochene und verschuppte Serie von Lashkerak-Formation (rote Siltschiefer, Dolomite, Spatkalke, Quarzite), wobei die Kalke (4) je nach Lage des Profils an rote Siltschiefer oder an Dolomite grenzen.

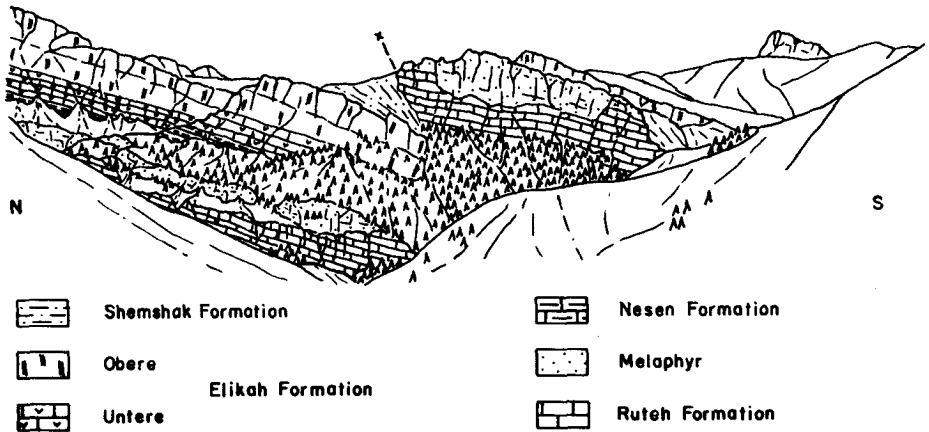
Die Kandeivan-Verwerfung verläuft zwischen Profiliglied 2) und 3). Die dunklen Schiefer (3) stellen sehr wahrscheinlich Lias dar und können nur durch horizontale Verschiebungen längs der Kandeivan-Verwerfung aus dem Liaszug weiter im Osten (Chahar Bagh-Tal) losgerissen und in die heutige Lage mitgeschleppt worden sein. Die Verwerfung ist allgemein sehr scharf und schneidet sämtliche Strukturen ab; die jüngsten Bewegungsphasen sind wohl plio-pleistozänen bis subrezentem Alters. Anzeichen ganz junger, rezenter Bewegungen wurden nicht gefunden.

In der Figur 25 sind zwei schematische Profile durch den linken Hang des unteren Baru-Tales gezeichnet. Die knapp 300 m voneinander entfernten Profile zeigen, wie hier nördlich der Hauptverwerfung Lias, obere und untere Trias und mittelpermische Melaphyre (die Nesen-Formation fehlt) miteinander verschuppt sind, wobei die einzelnen Pakete seitlich jeweils rasch auskeilen. Gegen Westen schneidet die Störung sukzessiv ältere Gesteine an und erreicht SE Anguran die Lalun-Formation. Westlich Anguran setzt sie stark zerbrochene Lashkerak-Formation und östlich vom Punkt 3546 m an gegen W Mobarak-Formation gegen Tuffe der Karaj-Formation.

4.1.3 Paläozoisch-mesozoische Zentralkette:

Ein von der tertiären Zentralzone und dem Südelburz überhaupt ganz verschiedener tektonischer Baustil ist der Zentralkette eigen. Nur in den weichen und inkompetenten Sedimenten der Shemshak-Formation ist vor allem westlich der Kandeivan-Strasse eine gegen die Kandeivan-Verwerfung zu stärker werdende Faltung ausgebildet. In der Umgebung von Elikah fallen aber die Liasschichten gleichmässig gegen Süden und scheinen nicht verfaltet zu sein. Störungen und tektonische Repetitionen sind allerdings sicher vorhanden, können aber in der uniformen und stratigraphisch ungegliederten Serie nicht lokalisiert werden. Gegen Norden bilden dann die tieferen, von der Trias bis ins Präkambrium reichenden Einheiten eine flach südfallende, monoklinale Serie, die stark zerbrochen aber kaum gefaltet ist. Diese Tafel gleicht im grossen einem schwach

gegen S konvexen Bogen: im Westen fallen die Schichten gegen SSW, im zentralen Gebiet gegen S und im Osten schliesslich gegen SSE ein. Dieses einfache tektonische Bild wird einzig durch eine grosse Zahl von Brüchen etwas kompliziert, von denen der Hauptteil NW-SE bis W-E streicht, also etwa parallel zur Kandeivan-Verwerfung. Besonders bei den grossen, auf erhebliche Distanzen verfolgbaren Störungen im Raum von Valiabad erscheint regelmässig der nördliche Block gegenüber dem südlichen heraufgesetzt. Diese Erscheinung, die auch im westlichen Untersuchungsgebiet stellenweise angedeutet ist, ergibt das Bild einer gegen N ansteigenden Treppe.

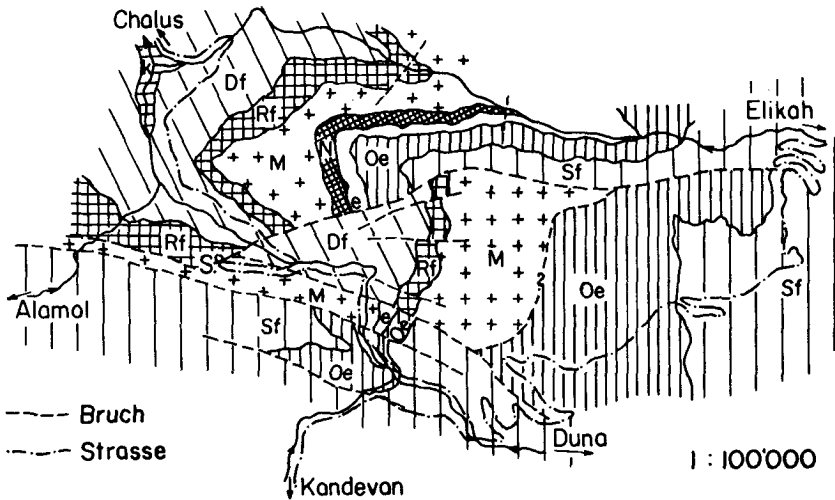


Figur 26: Der Horst östlich Siabishé vom linken unteren Alamol-Tal gesehen. In der Bildmitte verläuft der steile Nordbruch, während die südliche Begrenzung vom Hang im Vordergrund verborgen ist. Im Hintergrund rechts die imposante, über 4000 m hohe Kulumbasta-Gruppe (Jura-Kreide), die in Fortsetzung der Kandeivan-Schuppenzone südlich Nesen die Wasserscheide bildet.

The block fault structure east of Siabishé seen from lower left Alamol valley. In the centre of the picture the steep northern fault; the southern limiting fault is hidden by the foreground. In the background to the south the high Kulumbasta group (over 4000 m) built up mainly by Jurrasic and Cretaceous rocks.

Eine Ausnahme von der Regel stellt der Horst dar, der dem nordwärts Reisenden wenige Kilometer nördlich des Kandeivan-Tunnels einen ersten, eindrucklichen Einblick in die Geologie der Zentralkette bietet. Die Struktur besteht aus einem umfangreichen, vom Unterperm (Dorud-Formation) bis in den Lias rei-

chenden Paket, das östlich Siahbishé zwischen zwei Störungszonen emporgehoben ist (siehe Figur 26). Die südliche Begrenzung bilden zwei Brüche, die in dem Schlüchtchen des Chalus-Flusses (unterhalb der Einmündung des Duna-Tales) zu beiden Seiten der Strasse gut aufgeschlossen sind, gegen W aber bald unter Quartärbedeckung und gegen E im Lias verschwinden. Im Norden begrenzt den Horst ein senkrecht stehender Bruch, der ungefähr von der Strasse nach Elikah an am linken Hang des Elikah-Tales gegen W läuft, dann etwas gegen S abschwengt und über einen kleinen Sattel ins Chalus-Tal absteigt, wo er sich etwa bei Siahbishé mit den südlichen Brüchen vereinigt, was aber durch Quartärbedeckung verborgen ist. Der gehobene Block, der also einem Dreieck ähnlich sieht, ist in sich selber an mehreren, unbedeutenden Brüchen, die wieder



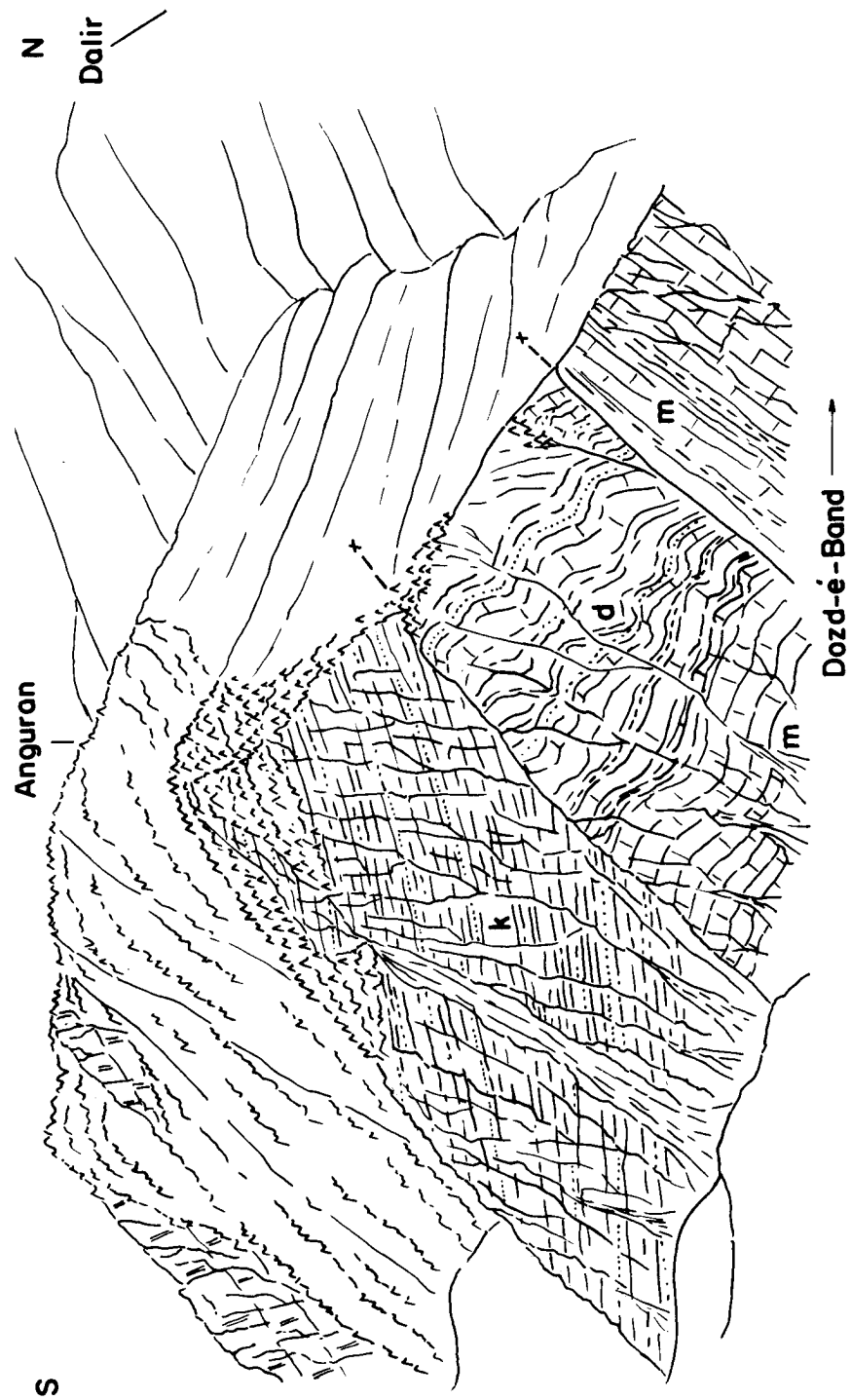
Figur 27: Tektonisches Kärtchen des Horstes östlich Siahbishé.
 Tectonical map of the block fault structure east of Siahbishé.

- | | |
|--|---------------|
| Sf = Shemshak-Formation | S = Siahbishé |
| Oe = Obere Elikah-Formation | |
| e = Untere Elikah-Formation | |
| N = Nesen-Formation | |
| M = Melaphyre | |
| Rf = Ruteh-Formation | |
| Df = Dorud-Formation | |
| k = Obere Mobarak-Formation (Schiefer) | |

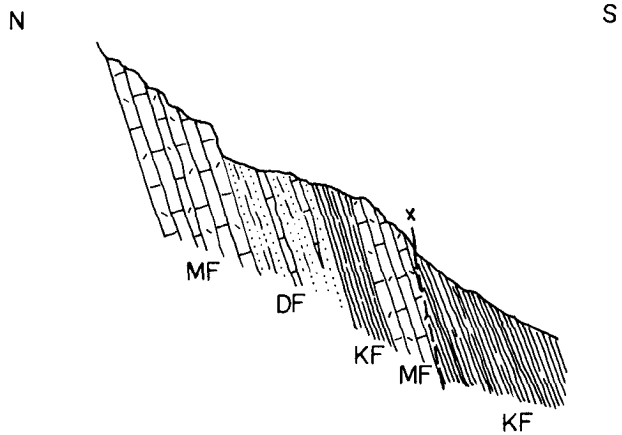
WNW-ESE streichen, zerbrochen. Auf der linken Seite des mittleren Elikah-Tales führt der hangparallele und steilstehende Nordbruch zu einer Verdopplung der Serie: über Lias, Trias (Nesen-Formation?) und Melaphyre kommt man beim Abstieg ins Elikah-Tal nördlich der Störung wieder in Lias und schliesslich am Talgrund in die Trias. Wie erwähnt, spitzt der Horst bei Siahbishé aus und vom unteren Alamol-Tal gegen W liegt über mehrere Kilometer die Shemshak-Formation mit tektonischem Kontakt direkt auf den Melaphyren.

Sehr schön ist das System der Treppenbrüche um Valiabad entwickelt. Eine erste Störung setzt westlich Kamerbun ein (mit dem Auftauchen der Trias; im Lias ist sie nicht sichtbar und wird wohl auch bald kompensiert). Der Bruch, dessen nördlicher Flügel 150 - 200 m heraufgesetzt ist, zieht NE Harijan (siehe auch p. 59) und N Valiabad durch und überquert schliesslich - immer noch in nordwestlicher Richtung - die enge Chalus-Schlucht, von wo er in dem unwegsamen Gelände nicht weiter verfolgt werden konnte. Parallel dazu verläuft etwas nördlicher eine Schar von mindestens drei weiteren Brüchen, jeder wiederum mit gehobenem Nordteil, die aus der Kette nördlich Nesen gegen Westen bis über Valiabad hinaus durchziehen.

Etwas aus dem Rahmen des bisher gezeichneten Bildes fällt die sehr bedeutende Störung von Dozd-é-Band (siehe Profil 2, Tafel II). Hier ist an einer etwa 40° südwärts fallenden Fläche das Präkambrium (Kahar-Formation) mit seiner ganzen paläo-mesozoischen Bedeckung auf eine nördlichere Zone von Jungpaläozoikum (östlich Dozd-é-Band wird die Ruteh-Formation, dann die Dorud-Formation und im Tal endlich die Mobarak-Formation abgeschnitten) aufgeschoben. Die Aufschiebung, die halbwegs zwischen Hezarcham und Dozd-é-Band von einer zweiten parallelen, steilstehenden und unbedeutenden Störung begleitet wird, ist schon bei RIVIÈRE (1934, p. 122) in einer groben Skizze festgehalten, in der er vor allem auch die zwei kleinen Verfaltungen der Mobarak-Kalke hart nördlich der Aufschiebung darzustellen versuchte. Als einzige Störung in meinem Gebiet zeigt die Aufschiebung von Dozd-é-Band mit ihrer deutlichen Nordvergenz Anzeichen eines Schubes aus Süden. Sie läuft auf dem rechten Hang des untersten Dalir-Tales gegen W, wechselt unterhalb Palatkuh auf die linke Tal-seite (siehe Figur 29) und verliert sich dann nach einem knappen Kilometer im linken, stark bewaldeten Hang des unteren Dalir-Tales. Ihre Fortsetzung gegen NNW (vermutlich ins nördliche Paralleltal des Dalir-Tales) ist unbekannt und auch aus der Luftfoto nicht ersichtlich.



Figur 28: Aufschiebung von Dozd-é-Band, längs der Kahar-Formation (k) gegen Norden auf Mobarak-Formation (m) und Dorud-Formation (d) aufgeschoben. Im Hintergrund Steilstufe der Soltanieh-Dolomite.
 Thrust-fault of Dozd-é-Band. Along the southdipping thrust-plane Kahar formation (k) has been overthrust on Mobarak (m) and Dorud formation (d). In the back-ground cliffs of Soltanieh dolomite.



Figur 29: Aufschiebung von Dozd-é-Band westlich Palatkuh (Profil am Weg nach Dalir). Nördlich der Störung stecken noch Schubspäne von wahrscheinlicher Dorud-Formation in den Mobarakkalken. Thrust fault of Dozd-é-Band at the path to Dalir west of Palatkuh. North of the fault are remains of probable Dorud formation within the Mobarak limestones.

KF Kahar-Formation
 MF Mobarak-Formation
 DF Dorud-Formation

Recht eigenartige tektonische Verhältnisse, die sich am besten anhand des Profils des Ab-é-Garm-Tales von Dalir gegen N (Richtung Avidar) darstellen lassen, herrschen auf der linken Seite des oberen Dalir-Tales (siehe Profil 3, Tafel II). Bei Dalir selbst stehen bunte, südfallende Quarzite und Serizitschiefer der Kahar-Formation an. Unmittelbar nördlich des Dorfes folgt mit tektonischem, E-W streichendem Kontakt eine Zone von Dolomiten, die in Richtung Illit bald auskeilen, gegen W aber stark anschwellen und während 2-3 km verfolgt werden können. Die Gesteine wurden auf der Karte als karbonatische Einlagerungen der Kahar-Formation ausgeschieden, doch besteht auch die Möglichkeit, dass es sich um einen Span von Soltanieh-Dolomiten handelt. Nordwärts an die Dolomite anschliessend sind erneut südfallende, stellenweise Dolomitboudins und -lagen führende Kaharschiefer aufgeschlossen, die eine knappe halbe Wegstunde nördlich Dalir bei der Thermalquelle Ab-é-Garm an südfallende Schiefer und Sandsteine der Shemshak-Formation grenzen. Gegen die steil nordfallende Kontaktfläche, die nur auf der linken Bachseite nördlich der Quelle aufgeschlossen ist, erscheinen sowohl die Gesteine der Kahar-Formation als

auch der Shemshak-Formation stark tektonisiert, verfaltet und zerbrochen. Die Liaszone keilt gegen Westen nach 3 - 4 km aus, ist hier nördlich Dalir aber mindestens 400 m mächtig.

Als eher kompliziert und vom untersuchten Gebiet (d. h. von Süden her) nicht ganz verständlich erwies sich ihre Nordbegrenzung, die im Prinzip aus einem weissen, weithin auffallenden, stellenweise verdoppelten Kalkzug besteht. Im linken, oberen Hang des westlichen Paralleltales zum Ab-é-Garm-Tal kann von S nach N die Zone beispielsweise in folgendem Profil studiert werden:

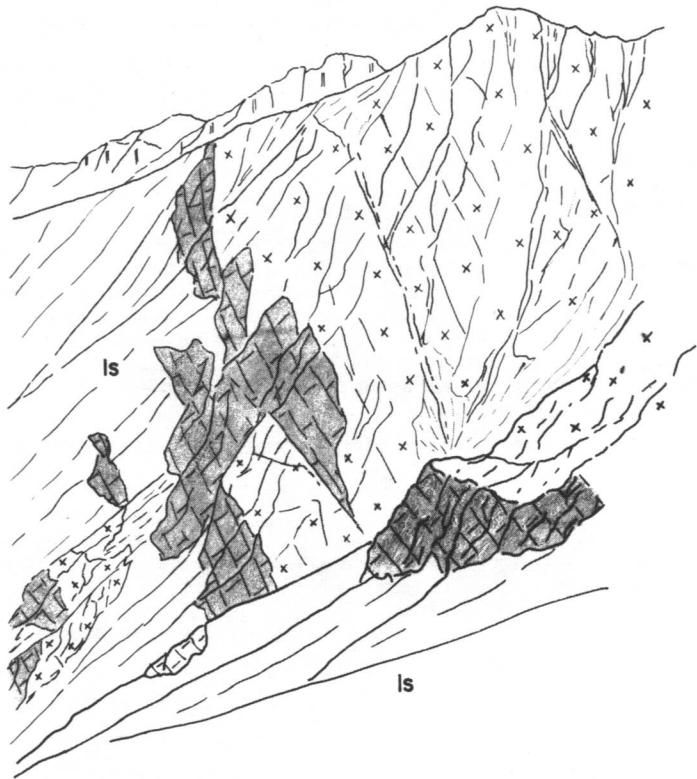
- 1) Mit ca 50° nordfallende, grünliche Liassandsteine. Scharfer Kontakt zu
- 2) 10 - 20 m zerbrochene und tektonisierte Kalke, dicht bis feinspätig, im Bruch dunkelgrau oder grau-rötlich. Die Gesteine führen unbestimmbare Fossilreste (Echinodermenreste, Brachiopoden usw.). Häufig sind auch hellgraue Varietäten; daneben kommen flaserige, mehr oder weniger spätige, z. T. marmorisierte Kalke vor, die teilweise sehr an ordovizische Spatkalke der Lashkerak-Formation NW Anguran erinnern. Für die Hauptmasse der Kalke ist aber ein permisches bis karbonisches Alter wahrscheinlich (siehe unten).
- 3) 5 - 15 m grüne Diorite (siehe p. 114), deren genaue Zugehörigkeit unbekannt ist.
- 4) 10 - 20 m Kalke wie 2).
- 5) Diabase (?) und dunkelgrüne, vulkanische Gesteine (Agglomerate ?, Tuffe ?), die vermutlich schon zum Komplex eruptiver und metamorpher Gesteine des Avidars gehören.

Die Kalkzone zieht westwärts ins Tal hinunter und stark zerbrochen wieder den Gegenhang hinauf (siehe Figur 30), um dann in nordwestlicher Richtung mindestens bis zum SW-Grat des Garmsar weiterzulaufen. Bei GANSSER und HUBER (1962) ist dieser Grat von dem westlich davon gelegenen Tal Tang-é-Gali aus gesehen in einer Zeichnung abgebildet (Fig. 27, p. 614), doch fehlt der Kalkzug, der genau in diesem Sektor in das Tang-é-Gali-Tal hinunterziehen sollte. Die beiden Autoren geben aber eine bedeutende Störungszone an, die den Störungen weiter östlich entspricht, während der vermutlich nur noch schwächliche Kalkzug unter dem Schutt verborgen ist oder vielleicht auf der Höhe des Grates abgeschnitten wird.

An den Hängen nördlich des Uebergangs zwischen Dalir und dem Natir-Tal (Natir ist die oberste Ortschaft des nördlichen Paralleltales des Dalir-Tales) stösst man wieder auf die Kalkzone, welche hier - tektonisch verdoppelt - von S nach N folgenden Aufbau zeigt:

S

N



Figur 30:

Rechter Hang des westlichen Paralleltales des Ab-é-Garm-Tales. Lias (ls), tektonisch überlagert von permo-karbonen (?) Kalken, die transgressiv (?) auf den Vulkaniten und metamorphen Gesteinen des Avidars liegen und teilweise mit letzteren verschuppt sind. Hintergrund talbegrenzender Grat zum Lashkerak mit Dolomitboudins (Soltanieh-Dolomit ?).

Right slope of the valley to the west of Ab-é-Garm valley. Steep thrust between Liassic (ls) and Permo-carboniferous (?) limestones. The latter are in transgressive (?) and more or less disturbed contact with volcanic and metamorphic rocks of Avidar. In the background northern ridge of Lashkerak with (Soltanieh ?) dolomites.

- 1) Schiefer und Sandsteine der Shemshak-Formation. Scharfe Grenze zu einer von E her ausdünnenden und gegen das Ab-é-Garm-Tal gänzlich auskeilende Zone von
- 2) mittel- bis hellgrauen, tektonisierten und kalzitgeäderten Kalken.
- 3) 50 - 70 m grünlich-rötliche, basische Gesteine und verschieferte grünlich-schwärzliche Vulkanite. Letztere bestehen aus einer intensiven und regellosen Mischung von stark zersetzten Kristallen (Plagioklas, selten Augit), Chloritfetzen und vor allem von verschiedenen grossen Fragmenten von hyalopilitischen Ergussgesteinen, deren Glasmasse teilweise völlig hämatitisiert ist (Hämatitpilitite ?) und die praktisch ausschliesslich † serizitisierte Plagioklasleisten führt. Es handelt sich um glasreiche, agglomeratische Tuffe bis Agglomerate, die auch im weiter westlich gelegenen Profil (5) auftreten, über deren Alter und Stellung sich aber nichts aussagen lässt.
- 4) 5 - 15 m graue, tektonisierte Kalke, z. T. spätig. Daneben auch rötliche, spätige Kalke, die grobkörnig rekristallisiert sind, stellenweise noch organische Reste enthalten (Bryozoen, Echinodermentrümmern). Charakteristisch ist ein geringer Gehalt von vulkanischem Detritus, vor allem kleinen Komponenten von stark vererzten, hyalopilitischen Ergussgesteinen, daneben Chloritfetzen und isolierten Quarz- und Feldspatkörnern. Schon in den Kalken des westlichen Profils wurden limonitische, feinste Quarz- und Feldspatkörnchen enthaltende Chloritfasern festgestellt. Die schwach sandigen Kalke gehen gegen N in eigenartige, verschieferte, grün-weiße Gesteine über, deren petrographische Zusammensetzung im Feld zu Rätselraten Anlass gab. Wie ein Dünnschliff zeigt, handelt es sich wieder um rekristallisierte, intraklastische Kalke, die erstaunlich viel organische Material führen (vor allem Echinodermenfragmente, seltener Bryozoenreste und Kalkalgen). In Form isolierter Komponenten und länglicher Fasern tritt sehr viel vulkanisches Material auf, und zwar hauptsächlich chloritisierte, vesiculare Glasfetzen, dann seltener wieder vererzte, glasige Ergussgesteinskomponenten. Dieser wohl tuffogene Detritus bildet 20 - 30 % des Gesteins, für dessen grüne Farbe er verantwortlich ist.

Entstehung und Natur der Kalke mit ihrem tuffitischen Anteil lassen sich auf dreierlei Weise deuten:

1. Es handelt sich um echte tuffitische Kalke, deren vulkanischer Anteil, vermischt mit Karbonat, auf primärer Lagerstätte liegt.
2. Die Vermengung tuffitischen und karbonatischen Materials ist rein tektonisch bedingt.
3. Die Kalke transgredieren über ältere Tuffe und Agglomerate; das tuffitische Material ist aufgearbeitet und liegt auf sekundärer Lagerstätte.

Die zweite Möglichkeit ist höchst unwahrscheinlich und kann ausser Betracht gelassen werden. Während die nördlichsten, grün-weißen Kalke eventuell noch durch tektonische Vorgänge entstanden sein könnten, ist dies für die südlicheren, nur noch vereinzelt Komponenten führenden Kalke unmöglich.

Viel plausibler ist eine direkte Sedimentierung von Glasfetzen und Tuffkomponenten in die sich gleichzeitig ablagernden Kalke. Zwei Gründe sprechen aber gegen diese Annahme:

- a. Die Kalke besitzen sehr wahrscheinlich ein permo-karbones Alter. Aus dem ganzen Untersuchungsgebiet konnten aber für diese Epochen keinerlei sichere Anzeichen einer eruptiven vulkanischen Aktivität gefunden werden. Immerhin kann die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden, dass mit dem Eindringen der vielen Gänge vielleicht stellenweise eine eruptive Tätigkeit verbunden war, die heute nur noch in den fraglichen Kalken nördlich Dalir dokumentiert ist. Schliesslich könnte das tuffogene Material auch von der bedeutenden vulkanischen Phase des Mittelperm (im Hangenden der Ruteh-Formation) abstammen.
- b. Besonders die Ergussgesteinskomponenten sind eher gerundet und scheinen als Detritus eingeschwemmt worden zu sein.

Als wahrscheinlichste Erklärung muss deshalb angenommen werden, dass die Kalke über ältere Tuffe und Agglomerate transgredieren und dass besonders die untersten, grün-weissen Niveaus eigentliche, tektonisierte Basisbildungen der Transgression darstellen.

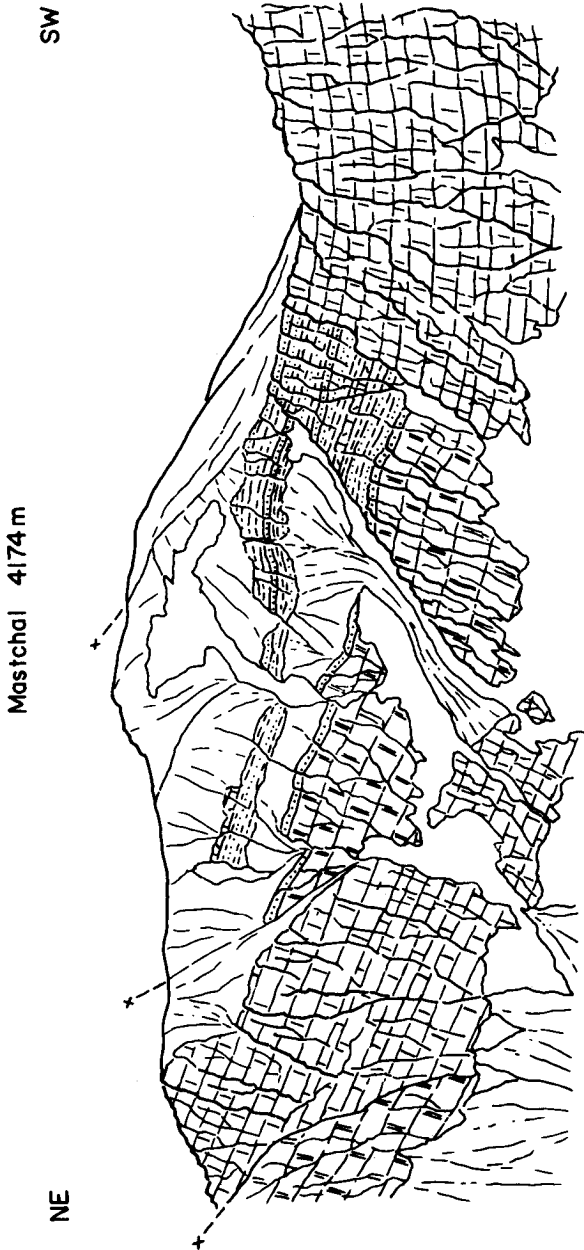
Auf den Luftfotos sieht man, wie sich aus dem nördlich Dalir eher schwächtigen Kalkzug gegen E bei Bijenou und Feshkur (Natir-Tal) mächtige, steil süd-fallende Kalkplatten entwickeln, die scheinbar wieder auf dunkleren, vulkanischen (?) Gesteinen liegen. Andererseits stehen auch an der Mündung des Natir-Tales ins Chalus-Haupttal bei Makarud südfallende Mobarak-Kalke an, die gegen W sehr wohl bis in den fraglichen Kalkzug durchziehen könnten. Auf die Mobarak-Kalke sind südlich Makarud Soltanieh-Dolomite und Lalun-Formation (beide auffallend geringmächtig), die die normalstratigraphische Unterlage des Jungpaläozoikums von Dozd-é-Band (siehe p. 136) bilden, aufgeschoben. Lias fehlt vollkommen - die Liasmulde von Dalir muss also irgendwo im Natir-Tal abgeschnitten werden. Auf Grund dieser unsicheren Verbindungen gegen E und auch nach der Lithologie der Gesteine kann vorläufig für den Kalkzug von Dalir ein permo-karbones Alter als wahrscheinlich angenommen werden, wobei die Frage offen bleibt, ob in den unteren Partien vielleicht noch ordovizische Kalke vorhanden sind. Diese Deutungsversuche - permo-karbone Kalke, die, gegen W in überkippter Lagerung, auf ältere Vulkanite transgredieren - lassen aber die Frage auftauchen, wo denn das ganze Kambrium und Präkambrium (Lalun-bis Kahar-Formation) stecken. Denkbar wäre, dass das primär vielleicht schon sehr schwächige (worauf die Verhältnisse nördlich Dozd-é-Band deuten) Alt-paläozoikum und Präkambrium durch die karbone Transgression vollkommen aberodiert wurde. Die Vulkanite könnten aber sehr gut auch jünger als das Mit-telkambrium sein und - vielleicht wiederum im Gefolge der Gangaktivität -

irgendwann vor dem unteren Karbon abgelagert worden sein. Eine genauere Klärung des ganzen Problemkreises kann aber nur die Untersuchung des Natir-Tales und der nördlich angrenzenden Gebiete bringen.

Eine geringe Verfaltung wurde in der Kahar-Formation des oberen Dalir-Tales festgestellt. Im Profil des ersten südlichen Seitentales westlich Dalir tauchen die Kahar-Schiefer südfallend unter die Soltanieh-Dolomite. Gegen N biegen sie antiklinal um, fallen eine Strecke weit hangparallel gegen N und biegen dann kurz vor dem Haupttal, wo wieder normales Südfallen herrscht, synklinal um. Die E-W streichenden Achsen der zwei Strukturen können gegen E nicht weit verfolgt werden. Im selben Querschnitt kippt das Fallen halbwegs zwischen Haupttal und Liasmulde an einer Störung erneut gegen N um. Im obersten Dalir-Tal erscheinen die Kahar-Schiefer gegen den talbegrenzenden Nordgrat des Lashkeraks bedeutend stärker verfaltet und tektonisiert, bilden aber im grossen ein Antiklinorium, dessen Achse gegen E wohl in die oben erwähnte Antiklinale westlich Dalir hineinläuft.

Reine Bruchtektonik finden wir wiederum im Hauptkamm zwischen Lashkerak und dem Anguran-Tal, wobei ein Grossteil der Störungen SE-NW streicht. Eine zweite, ebenfalls verbreitete Verwerfungsrichtung liegt diagonal dazu und verläuft SW-NE. Besonders stark beansprucht und in einzelne Blöcke zerlegt ist der Grat zwischen Lashkerak und Alanesar. Vor allem die zwei grossen, steil SW-NE streichenden Störungen in dem unbenannten Berg östlich des Lashkerak sind schon aus grösserer Distanz, beispielsweise von den Höhen nördlich Dalir aus, sehr schön sichtbar. Stark gestört ist wieder das Gebiet Sialis-Mastchal. So läuft z. B. an zwei Störungen hochgehoben ein Streifen Lashkerak-Formation quer durch den Mastchal, was vom Punkt 3950 m aus gesehen werden kann. Von vielen Brüchen zerschnitten und recht kompliziert erscheint auch das Gebirge nördlich Anguran, das über den Punkt 3950 m in den Mastchal-Ostgrat übergeht und das Dalir- vom Anguran-Tal trennt. Vor allem gegen die Kandeivan-Verwerfung zu entwickelt sich westlich von Anguran eine eigentliche Verschuppung von Lalun- und Lashkerak-Formation.

Von Osten herkommend untersuchte und kartierte RIVIÈRE (1934) den Zentralalburz ungefähr bis an die Linie Teheran - Gach-é-Sar - Chalusfluss. Als erster gibt er eine tektonische Interpretation der Zentralkette im Chalus-Durchbruch und unterscheidet zwischen Kandeivan-Pass und Makarud im Norden drei Gross-Schuppen. Die südlichste Schuppe A soll Lias (nördlich des Passes), Trias und Jungpaläozoikum umfassen und mit ihren "vieux grès rouge" südlich Valiabad



Figur 32 Nordwestflanke des Mastchal. Mobarak-Kalke, mit Störungen an Lashkerak-Formation (Dolomite, Schiefer und Sandsteine) grenzend (Bildmitte und NE-Grat). North-west slope of Mastchal. Mobarak limestones in tectonical contact with Lashkerak formation (dolomites, shales and sandstones).

auf jungpaläozoischen Kalken der zweiten Einheit B aufrufen. Diese besitzt nach dem Autor einen sehr mächtigen "Roten Sandstein", dessen Fazies sich durch das feine Korn der roten und grünen, z. T. schwach metamorphen Schiefer (wohl Kahar-Formation; die Soltanieh-Dolomite erwähnt er mit keinem Wort) auszeichnet. Wenig unterhalb Hezarcham überschiebt die Schuppe B schliesslich die nördlichste Einheit C, die vor allem bei Makarud einen wechselvollen, sich vom isoklinalen Südfallen der zwei südlicheren Schuppen unterscheidenden Aufbau besitzen soll. Diese Tektonik, die RIVIÈRE noch durch ein Profil (Tafel A, I) illustriert, entspricht nur zum Teil der bedeutend einfacheren Wirklichkeit, in der nur die Aufschiebung bei Hezarcham vorhanden ist, die südlich anschliessenden Schichten bis zum Kandevan-Pass aber eine zusammenhängende, in sich selber etwas zerbrochene Abfolge bilden. RIVIÈRE erlag offenbar einem stratigraphischen Irrtum, indem er die roten Melaphyre und wohl auch die Dorud-Sandsteine bei Siahbishé als "vieux grès rouge" ansah und so glaubte, eine Trennung der Serie in zwei Schuppen durchführen zu müssen. Ganz unklar bleibt sein tektonisches Fenster von "Alamol" (als Alamol bezeichnet er die Ortschaft Siahbishé oder vielleicht Rudbargarm, während Alamol eine knappe Stunde im Seitental südwestlich Siahbishé liegt), an dem innerhalb der Schuppe A Jungpaläozoikum der Schuppe B sichtbar sein soll.

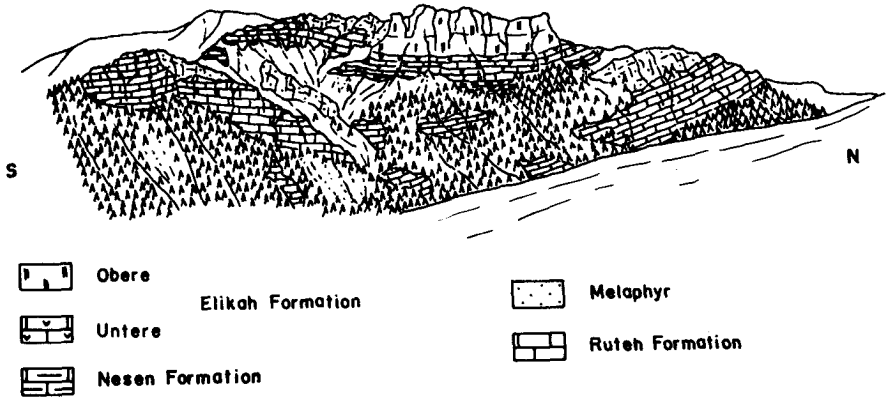
Unbegreiflich, vielleicht aber noch durch das tektonische Bild von RIVIÈRE beeinflusst, erscheint die Aussage von METZ (1961), der nach einer kurzen Durchquerung meines Gebietes auf der Passstrasse von einer "überaus starken und bisher keineswegs erfassten Tektonik, die das stratigraphische Arbeiten erschwere", sprach.

Abschliessend sei noch kurz auf den grossen Gegensatz verwiesen, der zwischen der Tektonik meines Abschnittes und der östlicherer Teile der Zentralkette besteht. Hierzu eignet sich hauptsächlich der von STÖCKLIN (1960) untersuchte und beschriebene Querschnitt Behshar - Damghan. Der erste bedeutende Unterschied liegt in der Schubrichtung. Im Osten deuten die meisten Anzeichen auf eine generelle Nordbewegung, bei der die Intensität der Zusammenpressung gegen S stark zunimmt. Auch im zentralen Gebirgsabschnitt manifestiert sich eine Zunahme der Faltung gegen S, doch bilden hier südvergente Strukturen die Regel, Nordvergenz eine recht seltene Ausnahme. Ein weiterer auffallender Unterschied zeigt sich im tektonischen Bau der zwei Sektoren: während die paläozoische Zentralkette im E plastisch verfault ist und sich so tektonisch von den südlicheren und nördlicheren, mesozoisch-tertiären Gebieten nicht unterscheidet,

verhielt sie sich in meinem Gebiet viel eher als starrer Block, der bei den alpinen Faltungsphasen an steilen, zum grossen Teil wohl schon früher angelegten Bewegungsflächen in sich zerbrach, hie und da eine Tendenz zu Aufschiebungen, fast nirgends aber eine plastische Verfallung zeigt. Westlich des Alam Kuh beschrieben GANSSER und HUBER (1962) sehr alte Sedimente, die zwei grosse, weitrådige Gewölbe bilden. Auch das Jungpaläozoikum dieser Region zeigt weite Ondulationen und Grossfalten, die wiederum mehr oder weniger stark zerbrochen sind. Die ganze zentrale Kette setzt sich dann unter Einbezug grosser Massen jurassischer und kretazischer Gesteine gegen W fort und bildet im Querschnitt Rasht - Kazwin den letzten Rest des Elburz, dessen südlichere Elemente (südliche paläozoisch-mesozoische Zone usw.) dort nicht mehr vorhanden sind.

4.2 LOKALE GEOLOGIE:

Ein gut zugängliches und sehr schönes, wenn auch nicht ganz vollständiges Profil durch die Schichtreihe der paläozoisch-mesozoischen Zentralkette bietet die Chalus-Strasse, die auch einen Einblick in die Tektonik der Region gewährt (siehe Profil 2, Tafel II). Vom Kandeivan-Tunnel gegen Norden werden zuerst Tuffe der tertiären Zentralzone, nördlich der Kandeivan-Verwerfung dann die breite Liaszone und unterhalb der Mündung des Duna-Tales schliesslich eine schwächliche Trias durchfahren. Nach einem kurzen Engpass (Melaphyre und Dorud-Formation des Horstes, siehe p. 134) öffnet sich bei Siahbishé das Tal. Starke Quartärbedeckung maskiert weitgehend die Interferenz der verschiedenen, von Osten her zusammenlaufenden Brüche. Die Strasse quert von Siahbishé auf der rechten Talseite die gesamte Dorud-Formation und schneidet kurz vor Valiabad die obere Mobarak-Formation (Schiefer) an. Wenig unterhalb von Siahbishé öffnet sich von Westen her das Alamol-Tal, das in die Shemshak-Formation und in seinem oberen Teil in Tuffe und Agglomerate der tertiären Zentralzone eingetieft ist. Auf der linken Seite des unteren Tales verlaufen die oben erwähnten Brüche schräg hangaufwärts und bringen die Shemshak-Formation in tektonischen Kontakt mit zerbrochenen Melaphyren und Ruteh-Formation. Das Chalus-Tal wird zwischen Harijan und Valiabad vom Massiv der Pusht-é-Sera (Obere Elikah-Formation bis Melaphyre) dominiert, an



Figur 33: Blick von Harijan auf die linke Seite des Chalus-Tales. Im Zentrum das Triasmassiv der Pusht-é-Sera, südlich davon zerbrochene Ruteh-Formation und Melaphyre, gegen das Alamol-Tal abgeschnitten und an Shemshak-Formation (Hintergrund) grenzend.

View from Harijan on the left side of the Chalus valley. In the centre Triassic of the Pusht-é-Sera. To the left (south) strongly fractured Ruteh formation and melaphyres which towards the Alamol valley are cut off and are bordered by Shemshak formation.

dessen Basis ein grosser, sich bis an den Chalus-Fluss ausbreitender Bergsturz liegt. Als normale Unterlage der Pusht-é-Sera tauchen gegen N in einem treppenartigen Abstieg immer ältere Schichten auf; zuerst als Wandstufe die Ruteh-Formation, dann Dorud-Formation, in ihrem mittleren Teil mit einem 40 - 50 m mächtigen Diabassill, der auf der rechten Talseite das Plateau von Harijan an der Basis der Ruteh-Formation bildet und so anscheinend nicht ganz schichtparallel liegt. Unter der flacheren Stufe des Unterperms folgen die Mobarak-Kalke, und anschliessend die kambrischen bis präkambrischen Serien der Lalun-Sandsteine, Soltanieh-Dolomite und der Kahar-Schiefer, die vom Chalus-Fluss in einer tiefeingeschnittenen, beidseitig besonders in ihrem oberen Teil durch eindruckliche Felswände begrenzten Schlucht gequert werden. Die Strasse durchfährt von Valiabad gegen N die gut aufgeschlossenen Mobarak-Kalke, tritt in die Lalun-Formation ein und überwindet bei der kleinen Chaikhané (1480 m) die Steilstufe der Chalus-Schlucht in einigen weiten Schlingen, um dann bis Dozd-é-Band der Talsohle zu folgen. Gegen Osten liegt das Tal von Hezarcham im Präkambrium und Altpaläozoikum und erreicht im Steilabfall des Punktes 4070 m die Mobarak-Formation. Die jüngeren Schichtglieder bis zur

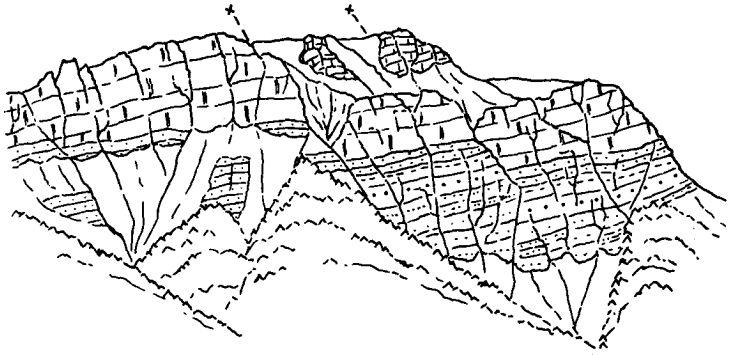
Shemshak-Formation lassen sich zwischen Valiabad- und Elikah-Tal als isoklinale Serie gegen E verfolgen und bauen dann die das Nur-Tal im Norden begrenzende Kette auf, an deren Nordflanke gegen die in die Dasht-é-Nazir entwässernden Täler die weitaus besten und vollständigsten Profile von Jungpaläozoikum zu finden sind.

Kurz vor Dozd-é-Band passiert die Chalus-Strasse die Aufschiebung, längs derer die Kahar-Formation auf das Jungpaläozoikum von Dozd-é-Band aufgeschoben ist. Verlässt man bei dieser pittoresken, von Reza Shah erbauten, heutzutage allerdings recht heruntergekommenen Chaikhané das Haupttal, so bleibt man im westlichen, stark verschotterten Seitental bis über Palatkuh hinaus im Jungpaläozoikum (hauptsächlich Mobarak-Kalke). Palatkuh ist Gabelungspunkt der Täler. Ein südlicher Ast führt an die Kandevan-Verwerfung am Zusammenfluss von Anderas und Baru und durchquert sämtliche Formationen von den Kahar-Schiefen bis in den Lias, erwies sich aber leider als unbehagbar. Bei Chahar Bagh zweigt das Tal von Anguran ab, auf dessen stark bewaldeten und wilden Südseite sich eine grossartige Abfolge aus der Kahar-Formation bis in die Ruteh-Formation studieren lässt. Im oberen Talteil liegt an der Basis der Mobarak-Kalke noch gegen E auskeilende Lashkerak-Formation. Die ganze Serie stösst SE Anguran an die Kandevan-Verwerfung, wobei sowohl Lalun-Sandsteine wie auch Mobarak-Kalke gegen SE abgedreht werden und an der Verwerfung in tektonischen Paketen SE-NW streichen. Dies deutet auf horizontale Verschiebungen längs der Kandevan-Verwerfung, bei denen anscheinend der nördliche, paläozoische Flügel relativ gegen SE bewegt wurde.

Bei Gijan ist vom Weg nach Anguran das Ostende des Berges nördlich Anguran sichtbar (Ostgrat von Punkt 3950 m). Auffällig sind wiederum steilstehende, E-W streichende Brüche (siehe Figur 34), die die Serie von Lalun- bis Mobarak-Formation zerbrechen. Vom Anguran-Weg abzweigend führt von Gijan ein Weg über den Pass nördlich der Siedlung hinüber ins Dalir-Tal. Der Weg wird etwas weiter westlich von einem Bruch begleitet, der die ungefähr hangparallel fallenden Soltanieh-Dolomite und Chapoghlu-Schiefer abschneidet und sich vom Anguran-Tal (Südseite) über Gijan und den Pass ins Dalir-Tal verfolgen lässt. Die Störung zieht dann - teils in der Soltanieh-, teils in der Kahar-Formation - weiter, bis sie sich südwestlich Dalir endgültig verliert.

SE

NW



Figur 34: Oestlicher Abbruch des Ostgrates von Punkt 3950 m, von Gijan aus gesehen. Zerbrochene Abfolge von Lalun-Formation, Lashkerak-Dolomiten (die obere, weiche Lashkerak-Formation ist nicht aufgeschlossen) und Mobarak-Kalken.
Eastern slope of point 3950 m seen from Gijan. Faulted sequence of Lalun formation, Lashkerak dolomites (the upper Lashkerak formation ist not exposed) and Mobarak limestones.

4.3 ZUSAMMENFASSUNG:

Die hier dargelegten Untersuchungen im nördlichen Zentralseilburz bestätigten die schon verschiedentlich gemachte Feststellung (GANSSER 1955, STÖCKLIN 1959, GANSSER und HUBER 1962), dass im gesamten Zentralseilburz eine vollkommene Konkordanz der vom jungen Präkambrium bis ungefähr an die Basis des Eozäns reichenden Sedimentpakete zu beobachten ist. Weder die kaledonischen noch die herzynischen Faltungsphasen lassen sich feststellen. Die Tatsache allerdings, dass besonders die paläozoische Schichtreihe durch grosse Schichtlücken charakterisiert ist, deutet auf epiorogenetische Vertikalbewegungen hin, die wohl als regionale Auswirkungen der beiden paläozoischen Hauptorogenesen aufzufassen sind. Interessanterweise fehlen selbst in den stark beanspruchten Gebieten Zentralirans Anzeichen einer herzynischen Verfaltung (GANSSER 1955).

Erst schlecht bekannt und wohl sehr schwierig zu datieren sind die alten, teilweise präkambrisch metamorphen Gesteine der Alam Kuh-Region. Dieser wahr-

scheinlich schon sehr früh konsolidierte Kern bildete zusammen mit der weiteren Umgebung besonders im Altpaläozoikum zeitweise ein Hebungsgebiet, das, verglichen mit südlicheren Gebieten, durch teilweise geringmächtige Sedimentstöße auffällt. Im Jungpaläozoikum war diese Tendenz dann aber vollkommen verschwunden. Tektonisch machte sich der Alam Kuh-Kern kaum bemerkbar. Dies erstaunt nicht, da man annehmen muss, dass die Zentralkette als Ganzes schon in der Oberkreide und vor allem im Eozän gehoben war und während der spätalpinen Faltungsphasen praktisch nicht mehr plastisch verfalltet wurde. Natürlich brechen von W und E her die Strukturen gegen die Alam Kuh-Gruppe mit ihrem alten, eigenen tektonischen Bau ab, doch ein eigentliches Ausweichen der Strukturen, wie dies in den Gebieten von DEDUAL und MEYER (Diss. im Druck) rund um die Aufwölbung des Kuh-é-Kahar beobachtet werden kann, lässt sich beim Alam Kuh nicht feststellen.

Die paläozoisch-mesozoische Zentralkette bildet das eigentliche Rückgrat des Elburz, das sich fast ununterbrochen von Westen (S Rasht) bis Osten (N Damghan) verfolgen lässt. Seine erste Individualisierung machte sich in der Oberkreide und vor allem im Eozän bemerkbar und dürfte durch epiorogenetische Bewegungen verursacht worden sein. Im Gefolge starker Hebung bildete sich ein ausgeprägtes Bruchsystem (z. T. mögen auch Bewegungsflächen älterer Anlage reaktiviert worden sein), von dem möglicherweise hauptsächlich die Zone der Kandevan-Verwerfung als Nordbegrenzung des südlich anschliessenden Eozänmeeres von Bedeutung war. Eine erste starke Faltungsphase, die ins späte Eozän oder untere Oligozän zu stellen ist, brachte eine Verfalltung und Konsolidierung besonders der älteren Tertiärzonen und der südlichen paläozoisch-mesozoischen Zone. Ein weiterer, wohl stärkster Paroxysmus führte zu intensiven Faltungen und Aufschiebungen, von denen sowohl die älteren Gesteine wie auch die diskordant auf letzteren ruhenden oligo-miozänen Sedimente ergriffen wurden (Mio-Pliozän). Innerhalb des zentralen Abschnittes der Zentralkette zeigen sich die Auswirkungen dieser alpinen Phasen in einer geringen Verfalltung der posttriadischen Gesteine, kaum aber in den paläozoischen Serien, in denen vermutlich die älteren Bruchsysteme wieder zu spielen begannen. Die eigentliche Hebung und morphologische Gestaltung des Elburz ist jungen, vermutlich plio-peistozänen Datums. Darauf deuten die steilgestellten und gestörten Schuttablagerungen aus dieser Zeit, die hauptsächlich in der Umgebung von Teheran am Südfuss des Gebirges liegen. Auch die grossen Gipfelhöhen, vor allem in der Alam Kuh-Gruppe, weisen auf junge, möglicherweise heute noch

andauernde Hebungen. Während dieser morphogenetischen Phase dürften längs der grossen Verwerfungslinien kräftige Bewegungen stattgefunden haben und die heutige Gestalt beispielsweise der Kandevan-Verwerfung oder auch der grossen, die südliche paläozoisch-mesozoische Zone begrenzenden Störung legte sich im Plio-Pleistozän fest.

Wie schon GANSSER und HUBER (1962) hervorhoben, fällt die Diskrepanz im Streichen der pre-Pleistozänen Strukturen und der durch die abschliessenden Hebungsvorgänge entstandenen morphologischen Ketten des Elburz auf. So streichen die südliche Tertiärzone und die südliche paläozoisch-mesozoische Zone westlich der Kandevan-Strasse NE-SW und laufen zwischen Karaj und Kazwin in die Ebene aus. Die Zentralkette andererseits zeigt, zumindestens im untersuchten Sektor, mehr ein dem allgemeinen Gebirgsverlauf angepasstes, nordwestliches Streichen, so dass die zentrale Tertiärzone gegen W immer breiter wird.

5 MORPHOLOGIE

5.1 GLAZIALE ERSCHEINUNGEN:

Eingehend befasste sich BOBEK während seiner verschiedenen Aufenthalte im Zentralelburz mit morphologischen und speziell mit glazialologischen Problemen (1934, 1937, 1953, 1957). Er kam dabei zu folgenden, hier kurz zusammengefassten Resultaten: Während der Eiszeit bestand nur auf der Nordseite des Hauptkammes eine Vergletscherung, und zwar speiste eine Reihe von Karen mehrere nordwärts fliessende Talgletscher. Die Schneegrenze lag auf etwa 3100 - 3200 m. Die Südseite des Gebirges, auf der Vergletscherungsspuren fehlen, war eisfrei. Das eiszeitliche Klima und vor allem die Niederschlagsverteilung lässt sich demnach mit den heutigen Verhältnissen vergleichen. Bei allgemein tieferen Temperaturmitteln fiel die Hauptmasse der Niederschläge nördlich der Wasserscheide, die Südseite war - besonders im Sommer - viel trockener, die Niederschläge wurden laufend aufgezehrt und es kam nicht zu einer Eisbildung. Heute lässt sich die Schneegrenze auf etwa 4000 m ansetzen.

Die Vergletscherung beschränkt sich auf den Alam-Kuh, der gegen Norden einen Talgletscher und einige kleine Kargletscher sowie einen kleinen, südöstlich gerichteten Gletscher aussendet. Ein kleines Eisfeld findet sich ausserdem noch an der Westflanke des Lashkeraks. Sehr schöne glaziale Formen, die eine ehemals stärkere, eiszeitliche Vergletscherung bezeugen, sind in grosser Zahl auf der Südseite des Dalir-Tales in 3200 - 3700 m Höhe am Fuss des Hauptkammes (Lashkerak-Mastchal-Punkt 3950 m) erhalten. Morphologisch zerfällt die Nordflanke dieses Grates in eine Anzahl von Karen, die wir nun von Westen her kurz beschreiben wollen.

Ein erstes Kar liegt am Ostfuss des Lashkeraks, besitzt aber eine wenig charakteristische Form und ist besonders von W (Lashkerak) her kräftig verschüttet. Ein schönes Doppelkar folgt gegen E zwischen dem unbenannten Gipfel östlich des Lashkeraks und dem Alanesar. Der ungefähr dreieckige Kessel wird in der Mitte durch einen Grat von anstehendem Gestein (Barut-Zaigun-Formation) in zwei, sich gegen NW verengende und vereinigende Kare geteilt. Besonders im westlichen Kar deuten die grossen, sich bis auf den Karboden ausbreitenden Schutthalden auf die starke, postglaziale Erosion. In beiden Karen sind auf etwa 3600 m Höhe zungenförmige Blockgletscher erhalten, die südwärts in den verschütteten Hang hineinlaufen, seitlich und vorne aber einen Steilabfall von mehreren Metern aufweisen. Es ist nicht ausgeschlossen, dass sich unter der Blockbedeckung noch Toteismassen verbergen. Dahin weisen die auf den Luftfotos schön sichtbaren Fliessstrukturen, die allerdings auch fossil sein mögen oder durch ein Fliessen des Schuttes selbst entstanden sein könnten. Die schwach gegen das Haupttal abfallenden, grossen Karböden sind von ungegliedertem Moränenmaterial überdeckt, das besonders im östlichen Kar von zahlreichen, zur Hauptsache wohl von Schmelzwasser eingetieften Wasserläufen durchzogen wird. Zwischen Alanesar und Sialis liegt ein weiterer grosser, durch vier Kare gebildeter Kessel. Das erste Kar am Fuss des Alanesar ist stark verschüttet, ohne Blockgletscher, und geht gegen aussen in eine weite, schuttbedeckte Fläche über, die als subrezente Sanderfläche gedeutet werden kann. Dem zweiten, sehr kleinen Kar, das einen winzigen Blockgletscher enthält, sind wieder recht mächtige, ungelagerte und verschwemmte Moränenmassen vorgelagert, deren Oberkante z. T. beträchtlich über dem Niveau des eigentlichen Karkessels mit dem Blockgletscher liegt, was auch bei verschiedenen der Nachbarkare beobachtet werden kann.

Prachtvoll sind das dritte und vierte, östlichste Kar, wo neben grossen Blockgletschern wohlerhaltene Seiten- und Endmoränen aufgeschüttet sind. Das dritte Kar zeigt eher undeutliche Seitenmoränen, die etwas bergwärts der Zunge des Blockgletschers einsetzen und nach 200 - 300 m durch drei halbkreisförmige, vom Bach durchbrochene Endmoränen abgeschlossen werden, hinter denen sich ein kleiner See aufgestaut hat. Auch das vierte Kar besitzt Seitenmoränen, die aber etwas älter sind und bis zum heutigen, erosiven Rand des Karbodens verfolgt werden können. Dazwischen liegt eine zungenförmige, wellige Moränenmasse, wohl Grundmoräne. Zwischen dieser und der westlichen Seitenmoräne zeigen nahe der Zunge des Blockgletschers drei Endmoränen, von denen die innerste die grösste, die äusserste die am stärksten abgetragene ist, wieder späte Rückzugsstadien des Gletschers an.

Eindeutig erhaltene, eiszeitliche Moränen sind im Nordelburz und auch nördlich des Hauptkammes im oberen Dalir-Tal selten und es fragt sich, ob die ausnehmend gut konservierten Seiten- und Endmoränen westlich des Sialis nicht spätere, posteiszeitliche Gletscherstände abbilden und deshalb noch nicht der Erosion und Umlagerung anheim gefallen sind. BOBEK (1934, p. 361) erwähnt aus einem "steilen Nebental" (des Dalir-Tales ?) eine dreifache Folge von Rückzugsmoränen, womit er möglicherweise die oben beschriebenen Formen meint. Die Böden dieser vier Kare sind viel weniger ausgedehnt als jene des Doppelkars westlich des Alanesars. Gegen N gehen sie nach kurzer Distanz mit einem Erosionsrand in steilere, sich trichterförmig um die Hauptentwässerungsachse legende Hänge über, welche dann in die Steilstufe der Soltanieh-Dolomite abbrechen. Es fällt auf, dass die zwischen den Karen und dem Haupttal gelegenen Talläufe (wie übrigens auch das Haupttal selbst) keinerlei Anzeichen einer glazialen Ueberarbeitung aufweisen. Es ist deshalb naheliegend anzunehmen, dass die Gletscher westlich des Sialis auch während ihrer eiszeitlichen Höchststände nur bis an den Rand der Soltanieh-Steilstufe reichten und dort abbrachen, während sich jene westlich des Alanesars und am Lashkerak-Westfuss möglicherweise gegen NE vereinigten und bis ins alleroberste Dalir-Tal gelangten. Es scheint auch fraglich, ob bei Illit wirklich eine Endmoräne liegt (BOBEK, 1957, p. 243), oder ob die Talverbauung nicht viel eher aus Bergsturzmateriale besteht, das für den Aufstau des Tales und so für die Alluvialebene von Dalir verantwortlich ist.

Ein grösserer, rezent stark verschütteter Karkessel liegt unter der Nordwestflanke des Mastchals. Blockgletscher oder eindeutig identifizierbare Moränen-

bildung fehlen. Einen sehr schönen und relativ langen Blockgletscher besitzt hingegen das kleine Kar nordöstlich des Mastchals, das ohne weitere Karfläche in das sich gegen NW absenkende Tal übergeht. Zwei eher kleine, morphologisch aber aufschlussreiche Kare stellen gegen E die letzten Zeugen der einstigen Vergletscherung dar. Das erste wird vom NW- und NE-Grat des Zarin Kuh (Gipfel direkt nördlich des Gipses Punkt 3546 m) umfasst und besteht aus einem flachen, halbelliptischen, nordwestlich orientierten Boden. Ein Blockgletscher fehlt, doch scheint im hintersten Karteil ein kleines Eisfeld zu liegen. Der weite Karboden bricht über eine steile, gegen SE konvexe Böschung ab, zu deren Füßen eine geneigte, sich gegen NW verengende und schliesslich ausspitzende Schuttfläche liegt, die wohl als Sanderfläche bezeichnet werden darf. Nordöstlich an den Punkt 3950 m legt sich ein letztes, ungefähr birnenförmiges Kleinkar, das sich gegen aussen vollständig schliesst. Der Karboden besitzt eine unregelmässige, wellige Topographie von kleinen, gerundeten Hügeln und einem dazwischen gelagerten Netz von Eintiefungen. Diese auffälligen Oberflächenformen dürften durch vollständiges Abschmelzen einer schuttbedeckten Toteismasse entstanden sein - ein wahrscheinlich nicht allzu lang zurückliegender Vorgang, bei dem schliesslich nur der in situ versackte Schutt zurückblieb.

Weiter gegen E sind bei allgemein abnehmenden und unter 4000 m liegenden Gipfelhöhen auch an nordexponierten Gunstlagen keine sicheren Spuren einer Vergletscherung zu finden.

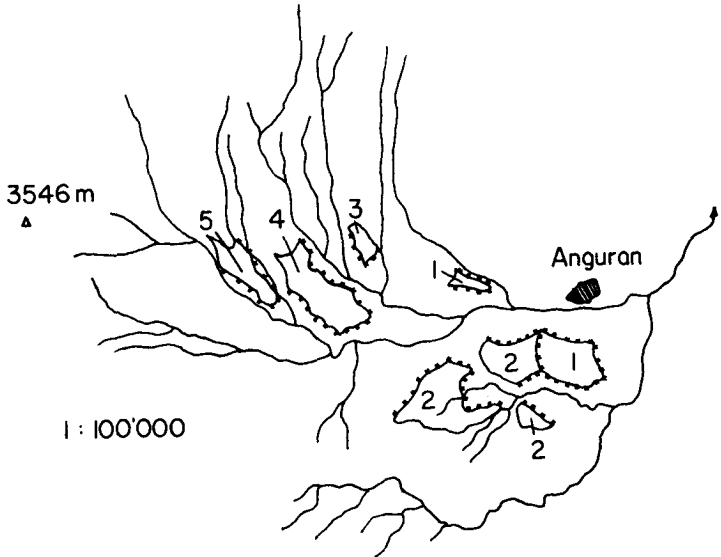
Nur ausnahmsweise tritt an Nordhängen des Hauptkammes nahe 4000 m Solifluktion auf, so beispielsweise an der NW-Flanke des Mastchals. Diese Erscheinung beschränkt sich naturgemäss auf Hänge, die durch bedeutende und langandauernde Schneebedeckung tiefgründig durchfeuchtet werden.

5.2 ALTE EROSIONSSYSTEME:

Nach BOBEK (1957, p. 242) bilden die Karböden in rund 3600 m Höhe Bestandteil einer alten (pliozänen) erosiven Oberfläche, die sich gegen E und S bis auf 2500 - 3000 m absenkt.

Jüngere Erosionssysteme sind in Terrassen mittlerer Höhenlage erhalten, die im Talkessel westlich Anguran die weitaus grösste Verbreitung besitzen. Es

handelt sich um Verebnungsflächen, die aus den Tuffen der Karaj-Formation herausgerodiert wurden und die nur eine geringe Schuttschicht bedeckt. Es lassen sich südlich Anguran zwei Niveaus unterscheiden, von denen das erste auf etwa 2100 m, das zweite auf ungefähr 2220 m liegt. Die weiter westlich talaufwärts gelegenen Terrassen zeigen Höhen zwischen 2350 und 2550 m und vertreten vielleicht die beiden, bei Anguran erkannten Niveaus (siehe Fig. 35). Weitere, heute in Terrassen markierte Reste alter Talsysteme fanden sich bei Askan und auf der linken Seite des unteren Duna-Tales, wo in der Shemshak-Formation mehrere Erosionsterrassen anstehen.



Figur 35: Uebersichtskärtchen der Terrassen bei Anguran.
Terraces near Anguran.

1	2100 m	3	2350 m	5	2550 m
2	2220 m	4	2430 - 2450 m		

Das untere Anguran-Tal und vor allem der Tallauf zwischen Palatkuh und Dozd-é-Band enthält mächtige Talverschüttungen, die heute als verfestigte Schotter vorliegen. Aus diesen Talschottern, die nach BOBEK (1957, p. 243) der pleistozänen Kaltzeit zuzuordnen sind, wurden später grosse Terrassen ausgeschnitten, die bergwärts mit einer sich gleichmässig verstärkenden Neigung in die Steilhänge übergehen. Die Schotter und die mit ihnen verknüpften Terrassen

bilden dann mit ihrer grossen Verbreitung im Chalus-Tal zwischen Makarud und Marzanabad eine Dominante im geologischen und landschaftlichen Bild.

Kleine Terrassen säumen den Flusslauf bei Gijan und auch den wenig unterhalb dem Zusammenfluss von Anderas und Baru von E her ins Chahar Bagh-Tal einmündenden Fluss. Die mit Gehängeschutt überdeckten Flächen sind von der heutigen Talsohle nur durch kleine Niveauunterschiede (20 - 30 m) getrennt und dürften Reste von subrezentem Talböden darstellen.

5.3 QUARTÄRBEDECKUNG:

Im Untersuchungsgebiet fällt das im Vergleich zur Südseite des Gebirges viel verbreitetere Auftreten von Gehängeschutt auf. Diese verstärkte Schuttbedeckung lässt sich durch die häufigeren Niederschläge und die damit verbundene Erosion und Abtransport des verwitterten Materials erklären. Als recht grosse, geneigte Platte von vielleicht etwa 20 m Mächtigkeit tritt im hintersten Dehdar-Tal auf 2850 m fossiler, verfestigter Gehängeschutt auf, der hauptsächlich Komponenten von Mobarak-Kalken führt. Auch BOBEK erwähnt diese recht seltenen Gehängeschuttbrekzien als Spuren pleistozänen Schuttfließens (1957, p. 244).

Grössere Bergstürze sind nicht häufig anzutreffen. Der grösste Bergsturz im untersuchten Gebiet brach unter dem Gipfel der Push-é-Sera aus und liegt nun als breit ausfächernde Masse zur linken Seite des Chalus-Flusses, gegenüber Harijan und Valiabad. Auch zwischen Harijan und der östlich davon gelegenen Steilstufe der Ruteh-Formation ist viel Bergsturzmateriale angehäuft (vornehmlich Ruteh-Kalke), das sich südwärts bis fast an den Elikah-Bach erstreckt. Ein dritter Bergsturz derselben Region stammt vom Nordrand des Plateaus von Harijan (Diabassill) und verschüttete oberhalb Valiabad das ganze Tal. Umfangreiche Bergsturzmassen bedecken den Hang nördlich Anguran. Lieferant dieses wohl jungen Sturzes sind die weiter oben anstehenden Lashkerak-Dolomite und Lalun-Sandsteine. Ein anderer, zungenförmiger Bergsturz findet sich auf der gegenüberliegenden Talseite und reicht vom gratbildenden Andesitzug bis in die Talsohle. Auch hier handelt es sich um junge Schuttmassen, innerhalb derer sich auf der Luftfoto deutliche Fließstrukturen erkennen lassen und die demnach noch nicht ganz zum Stillstand gekommen zu sein scheinen.

Recht oft wurden auch durch unscheinbare Stürze Talseen aufgestaut, die rasch verlandeten und heute Alluvialböden bilden. Als schönstes Beispiel eines solchen Bodens kann das Dalir-Tal zwischen Illit und Dalir genannt werden (siehe auch p. 154). Weitere, grosse und kleinere Alluvialböden entstanden bei Anguran, im unteren Anderas, östlich Valiabad und nördlich des unteren Elikah-Tales.

Sackungen und Rutschungen fehlen im allgemeinen, was beim Vorherrschen sandiger und kalkiger Sedimente nicht erstaunt. Zwei kleine Sackungen mit Anrissrand wurden in der Shemshak-Formation des untersten Duna-Tales und nördlich Dalir beobachtet. Eine grössere, versackte und verrutschte Masse von Lias, die sich vermutlich noch in Bewegung befindet, füllt den kleinen Talkessel westlich der Push-é-Sera.

LITERATURVERZEICHNIS

A. Allgemeines, Arbeiten über Iran:

- ABICH, H. (1859): Vergleichende Grundzüge der Geologie des Kaukasus wie der armenischen und nordpersischen Gebirge. *Mém. Acad. Imp. Sc. Math. et Phys. Saint Pétersbourg*, ser. 5, 7.
- ASSERETO, R. und FANTINI-SESTINI, N. (1962): Nuovi Dati sul Paleozoico dell'Alta Valle del Djadje Rud (Elburz Centrale, Iran). *Acad. Naz. dei Lincei, Rend. Sc. Fis. Mat. e Nat.*, ser. VIII, 32/3.
- ASSERETO, R. und GAETANI, M. (1964): Nuovi Dati sul Devonico della Cate-na dell'Imam Zadéh Hashim (Elburz Centrale, Iran). *Riv. Ital. Paleont.*, 70/4.
- ASSERETO, R. und IPPOLITI, I. (1964a): Osservazioni preliminari sul Cretaceo della bassa Valle del Lar (Elburz Centrale, Iran). *Riv. Ital. Paleont.*, 70/3.
- BAIER, E. (1938): Ein Beitrag zum Thema Zwischengebirge. *Zentralbl. f. Min. usw.*, Abt. B. 11.
- BAILEY, E. B., JONES, R. C. B. und ASFIA, S. (1948): Notes on the Geology of the Elburz Mountains North-east of Teheran, Iran. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 104.
- BOBEK, H. (1934): Reise in Nordwest-Persien. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde*, 1/2.
- (1937): Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran. *Zeitschr. f. Gletscherkunde*, 25.
- (1953): Zur eiszeitlichen Vergletscherung des Alburzgebirges, Nordiran. *Carinthia* (2), 142/2.
- (1957): Die Takht-é-Sulaimangruppe im mittleren Alburzgebirge, Nordiran. *Festschr. z. Hundertjahrfeier d. Geogr. Ges. in Wien*.
- BONNET, P. (1920): Sur les Mouvements des mers à la limite du Permien et du Trias dans les Géosynclinaux de l'Eurasie. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 170.
- (1920a): Sur la limite Permo-triasique dans le Géosynclinal Arménien-himalayen. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 170.
- (1923): Sur l'existence de Calcaires à Fusulines Ouraliens en Transcaucasie méridionale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 176.
- (1947): Description géologique de la Transcaucasie méridionale (Chaines de l'Araxe moyen). *Mém. Soc. Géol. France*, n. s. 53.
- CLAPP, F. G. (1940): Geology of Eastern Iran. *Bull. Geol. Soc. America*, 51/1.
- DELLENBACH, J. (1964): Contribution à l'étude géologique de la région située à l'est de Téhéran (Iran). *Diss. Strassbourg*.
- ERK, A. S. (1942): Etude géologique de la région entre Gemlik et Bursa (Turquie). *Diss. Ankara*.
- ERNI, A. (1931): Découverte du Bathonien fossilifère dans l'Elbourz. *Eclogae geol. Helv.*, 24.

- FLÜGEL, H. (1964): Die Entwicklung des vorderasiatischen Paläozoikums. Geotektonische Forschungen, 18.
- FLÜGEL, H. und RUTTNER, A. (1962): Vorbericht über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum von Ozbak Kuh (NE-Iran). Verh. geol. Bundesanst., 1962.
- FURON, R. (1937): Découverte des calcaires Ouralo-permiens dans la vallée du Hablé Roud (Elbourz méridional, Perse). C. R. Soc. Géol. France, 7.
- (1941): Géologie du plateau Iranien. Mém. Mus. Hist. Nat., n. s. 7/2.
- FURRER, M. A. und SODER, P. A. (1955): The Oligo-miocene marine formation in the Qum Region (Central Iran). Proc. 4th World Petrol. Congr., sect. 1/A/5.
- GANSSEER, A. (1955): New Aspects of the Geology in Central Iran. Proc. 4th World Petrol. Congr., sect. 1/A/5.
- GANSSEER, A. und HUBER, H. (1962): Geological observations in the Central Elburz, Iran. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., 42/2.
- GEOLOGICAL STAFF OF THE IRANIAN OIL COMPANY (1959): Geological map of Iran 1:2'500'000 with explanatory notes. Published by the National Iranian Oil Company, Teheran.
- GLAUS, M. (1964): Trias und Oberperm im zentralen Elburs (Persien). Eclogae geol. Helv., 57/2.
- GREGORY, J. W. (1929): The structure of Asia. London.
- GRUNDLACH, K. (1935): Die östliche Fortsetzung des Kaukasus. Geol. Rundsch., 26.
- HERITSCH, F. (1938): Die stratigraphische Stellung des Trogkofelkalkes. N. Jahrb. f. Min. usw., Abt. B Beilage Bd. 79.
- (1939): Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa. Geol. Rundsch., 30.
- HUCKRIEDE, R., KUERSTEN, M. und VENZLAFF, H. (1962): Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). Geol. Jahrb., Beiheft 51.
- KALMAN, B. (1964): Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. Jahrb. d. Ung. Geol. Anst., 48/2.
- KRUMMBECK, L. (1922): Stratigraphische Ergebnisse von Niedermeyers Reise durch Persien. Zentralbl. f. Min. usw., Abt. B.
- LORENZ, C. (1964): Die Geologie des oberen Karadj-Tales (Zentral-Elburz), Iran. Diss. Zürich.
- METZ, K. (1961): Beiträge zur Kenntnis der Entwicklung des persischen Paläozoikums. Bull. Uppsala Geol. Inst., 40.
- MOELLER, V. v. (1880): Ueber einige Foraminiferen führende Gesteine Persien's. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., 30.
- NOETLING, F. (1905): Die asiatische Trias. in FRECH: Lethaea geognostica. II Mesozoikum Bd. 1 Trias. Stuttgart.
- PAFFENGOLZ, K. (1963): Geologischer Abriss des Kaukasus. Fortschr. d. Sowj. Geol., 5/6.

- PEGUY, CH.-P. (1959): Les glaciers de l'Elbourz. Bull. Ass. Géogr. Franc., 284/85.
- PLANHOL, M. X. de (1959): Du piémont téhéranais à la Caspienne. Observations sur la géographie humaine de l'Iran septentrional. Bull. Ass. Géogr. Franc., 284/85.
- RIEBEN, H. (1934): Contribution à la géologie de l'Azerbeïjan Persan. Bull. Soc. neuchâteloise Sc. nat., 59.
- RITTMANN, A. (1960): Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart.
- RIVIÈRE, A. (1934): Contribution à l'étude géologique de l'Elbourz (Perse). Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., 7.
- (1936): Contribution à l'étude géologique de l'Anti-Elbourz. Bull. Soc. Géol. France, ser. 5 vol. 6.
- SCHROEDER, J. W. (1944): Essai sur la structure de l'Iran. Eclogae geol. Helv., 37.
- (1945): Sur l'âge des couches vertes de l'Elbourz (Iran). C. R. Soc. Phys. et Hist. Nat., Genève, 62/1.
- SCHUCHERT, CH. (1935): Correlations of the more important marine Permian sequences. Bull. Geol. Soc. America, 46/1.
- STAHL, A. F. (1898): Zur Geologie von Persien. Geognostische Beschreibung von Nord- und Zentralpersien. Petermann's Mitt., Ergänzungsbd. 26, 122.
- (1911): Persien. Handbuch der regionalen Geologie, 5, Abt. 6. Heidelberg.
- STÖCKLIN, J. (1959): Ein Querschnitt durch den Ost-Elburz. Eclogae geol. Helv., 52/2.
- (1961): Lagunäre Formationen und Salzdome in Ostiran. Eclogae geol. Helv., 54/1.
- STÖCKLIN, J., RUTTNER, A. und NABAVI, M. (1964): New Data on the lower Paleozoic and Precambrian of North Iran. Geol. Surv. of Iran, Rep. 1.
- STÖCKLIN, J., NABAVI, M. und SAMINI, M. (1965): Geology and Mineral Resources of the Soltanieh Mountains (Northwest Iran). Geol. Surv. of Iran, Rep. 2.
- TIETZE, E. (1877): Bemerkungen über die Tektonik des Alburzgebirges. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., 27.
- (1878): Der Vulkan Demavend in Persien. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., 28.
- VATAN, A. und AYANIAN, P. (1962): Observations sédimentologiques sur les couches vertes de l'Elbourz (Iran). C. R. som. Soc. Géol. France. fasc. 10.
- VIQUESNEL, A. (1850): Notes sur les collections et les voyages de M. HOMMAIRE DE HELL en Perse (mort à Isfahan en 1848). Bull. Soc. Géol. France, ser. 2, 7.
- WANNER, J. (1931): Das Alter der permischen Basalo-Schichten von Timor. Zentralbl. f. Min. usw., Abt. B.

- VUAGNAT, M. (1946): Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., 26.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J. und GILBERT, CH. M. (1954): Petrography. An Introduction to the study of Rocks in thin sections. San Francisco.

B. Paläontologisches:

- ABICH, H. (1878): Eine Bergkalkfauna aus der Araxesenge bei Djulfa in Armenien. Geol. Forschung in den Kaukasischen Ländern, I. Wien.
- BRANSON, C. C. (1948): Bibliographic Index of Permian Invertebrates. Geol. Soc. of America, Mem. 26.
- BROILI, F. (1916): Die permischen Brachiopoden von Timor. Paläont. v. Timor, 7. Lief.
- CHAO, Y. T. (1927): Productids of China. Palaeont. Sinica, ser. B vol. 5, fasc. 2, 3.
- (1929): Carboniferous and Permian Spiriferids of China. Palaeont. Sinica, ser. B vol. 11, fasc. 1.
- DAVIDSON, T. (1858-63): British fossil Brachiopoda. vol. 2 pt. 4, 5, Permian and Carboniferous species. London.
- (1880): British fossil Brachiopoda. vol. 4 pt. 3, Supplement to the Permian and Carboniferous species. London.
- DIENER, C. (1911): Anthracolithic Fossils of the Shan States. Palaeont. Indica, n. s. vol. 3/4.
- (1915): The Anthracolithic Fauna of Kashmir, Kanaur and Spiti. Palaeont. Indica, n. s. vol. 5/2.
- DIETRICH, W. O. (1937): Ordoviz in Nordwest-Iran. Zbl. f. Min. usw., Abt. B, 10.
- DOUGLAS, J. A. (1936): A Permo-carboniferous Fauna from south-west Persia (Iran). Palaeont. Indica, n. s. vol. 22/6.
- DUNBAR, C. O. und CONDRA, G. E. (1932): Brachiopods of the Pennsylvanian System in Nebraska. Nebraska Geol. Surv. Bull., 5.
- ENDERLE, J. (1900): Ueber eine anthracolithische Fauna von Balia Maaden in Kleinasien. Beitr. z. Paläont. u. Geol. Oesterr.-Ung. u. d. Orients, 13/2.
- FLIEGEL, G. (1901): Ueber obercarbonische Faunen aus Ost- und Südasien. Palaeontographica, 48.
- FREDERICKS, G. (1915): Sur les Productus du Carbonifère supérieur et de l'Artinskien. Mém. d. Com. Géol., n. s. 103.
- (1916): On some upper Palaeozoic Brachiopods of Eurasia. Mém. d. Com. Géol., n. s. 156.
- (1925): Upper Paleozoicum of the Us suriland. 2. Permian Brachiopoda of Cape Kalouzin. Mat. for the Geol. of the Russ. Far East, 40.

- FRECH, F. und ARTHABER, G. v. (1900): Ueber das Paläozoikum in Hocharmenien und Persien. Beitr. z. Paläont. u. Geol. Oesterr.-Ung. u. d. Orients, 12.
- FRECH, F. (1900): Isolierte Vorkommen von Aequivalenten der Djulfa-Kalke (Untere Neodyas) im nordöstlichen Persien (Oestlicher Alburs). Beitr. z. Paläont. u. Geol. Oesterr.-Ung. u. d. Orients, 12, p. 307-308.
- (1911): Untere Neodyas von Tshantien. In von RICHTHOFEN: China, p. 135f.
- GEMMELLARO, G. G. (1899): La Fauna dei Calcari con Fusulina della Valle del Fiume Sosio. II. Brachiopoda.
- GRABAU, A. W. (1931): The Permian of Mongolia. New York.
- GROEBER, P. (1909): Carbon and Carbonfossilien des nördlichen und zentralen Tian-Shan. München.
- HAMLET, B. (1928): Permische Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden von Timor. Jaarboek van het Mijnwezen, 56/2.
- HARRIS, T. M. (1926): The Rhaetic Flora of Scoresby Sound, East Greenland. Medd. on Gronland, 48.
- (1931): The fossil Flora of Scoresby Sound, East Greenland. Medd. on Gronland, 85/2.
- HERITSCH, F. (1934): Die oberpermische Fauna von Zazar und Vrzednec in den Savefalten. Bull. Serv. Géol. Royaume de Yougoslavie, 3.
- HAYASAKA, I. (1922): Paleozoic Brachiopoda from Japan, Korea and China. 1. Middle and southern China. Sc. Rep. Tohoku Imp. Univ., ser. II, 6/1.
- (1922a): Some Permian Brachiopods from the Kitakami Mountains. Jap. Journ. of Geol. and Geogr., 1.
- HUANG, T. K. (1932): Late Permian Brachiopoda of southwestern China. Palaeont. Sinica, ser. B vol. 9, fasc. 1, 2.
- (1932a): The Permian Formations of southern China. Mem. Geol. Surv. China, ser. A vol. 10.
- KAHLER, F. (1939): Verbreitung und Lebensdauer der Fusuliniden-Gattungen Pseudoschwagerina und Paraschwagerina und deren Bedeutung für die Grenze Karbon/Perm. Senckenbergiana, 21, 3/4.
- KAYSER, E. (1883): Obercarbonische Fauna von Loping. In von RICHTHOFEN: China, 4, p. 160-208.
- KEIDEL, H. (1906): Geologische Untersuchungen im südlichen Tian-Shan nebst Beschreibung einer obercarbonischen Brachiopodenfauna aus dem Kuktuk-Tal. N. Jahrb. f. Min. usw., Beilage Bd. 22.
- KILPPER, K. (1964): Ueber eine Rhaet/Lias-Flora aus dem nördlichen Abfall des Alburs-Gebirges in Nordiran. Teil 1. Palaeontographica, 114/B.
- KOSSMAT, F. und DIENER, C. (1910): Die Bellerophon-Kalke von Oberkrain und ihre Fauna. Jahrb. geol. Reichsanst., 60.
- KOZLOWSKI, R. (1914): Les Brachiopodes du Carbonifère supérieur de Bolivie. Ann. de Paléont., 9/1.
- LANGE, E. (1925): Eine mittelpermische Fauna von Guguk Bulat. Beitr. z. Geol. u. Paläont. v. Sumatra, 5.

- LEE, G.W. (1909): A carboniferous Fauna Nowaja Semlja. *Transact. Roy. Soc. Edinburgh*, 47/1.
- LEE, J.S., CHEN, S. und CHU, S. (1930): The Huanglung Limestone and its Fauna. *Mem. of the Nat. Research Inst. of Geol.*, 9.
- LICHAREW, B. (1913): Die Fauna der permischen Ablagerungen aus der Umgebung der Stadt Kirillow. *Mém. d. Com. Géol.*, n. s. 85.
- (1932): Fauna of the Permian Deposits of Northern Caucasus. *Transac. Union. Geol. and Prospec. Service USSR*, 215.
- MUIR-WOOD, H. (1928): The British Carboniferous Producti. *Mem. Geol. Surv. Great Britain*, 3/1.
- (1948): Malayan lower Carboniferous Fossils. *British Museum (Natural History)*.
- MUIR-WOOD, H. und COOPER, G.A. (1960): Morphology, Classification and Life Habits of the Productoidea (Brachiopoda). *Geol. Soc. of America, Mem.* 81.
- MEYER, O.E. (1922): Brachiopoden des Perms und Untercarbons der Resident-schaft Djambi (Sumatra). *Beitr. z. Geol. u. Paläont. v. Sumatra*, 2.
- NOETLING, F. (1905): Untersuchungen über die Familie Lytoniidae WAAG. emend. NOETLING. *Palaeontographica*, 51.
- OZAWA, Y. (1925): Paleontological and stratigraphical Studies on the Permo-carboniferous Limestone of Nagato. Pt. 2 Paleontology. *Journ. of the College of Sc. Imp. Univ. of Tokyo*, 45/6.
- (1927): Stratigraphical Studies of the Fusulina Limestone of Akasaka, Province Mino. *Journ. of the Fac. of Sc. Imp. Univ. of Tokyo*, sect. 2, 2/3.
- OZAKI, K. (1939): On some lower Carboniferous Brachiopods from Central Hunan, China. *Journ. of the Shanghai Sc. Inst.*, sect. 2, 2.
- PIVETEAU, J. (1953): *Traité de Paléontologie. t. III. Paris.*
- RAMOVŠ, A. (1958): Die Entwicklung des Oberperms im Bergland von Skofja Loka und Polhov Gradec. *Diss. Ljubljana.*
- REED, F.R.C. (1906): The lower Paleozoic Fossils of the Northern Shan States, Burma. *Palaeont. Indica*, n. s. vol. 2/3.
- (1912): Ordovician and Silurian Fossils from the Central Himalayas. *Palaeont. Indica*, ser. 15 vol. 7/2.
- (1917): Ordovician and Silurian Fossils from Yunnan. *Palaeont. Indica*, n. s. vol. 6/3.
- (1925): Upper Carboniferous Fossils from Chitral and the Pamirs. *Palaeont. Indica*, n. s. vol. 6/4.
- (1930): Upper Carboniferous Fossils from Tibet. *Palaeont. Indica*, n. s. vol. 16.
- (1931): New Fossils from the Productus Limestone of the Salt Range, with Notes on other Species. *Palaeont. Indica*, n. s. vol. 17.
- (1931a): Upper Carboniferous Fossils from Afghanistan. *Palaeont. Indica*, n. s. vol. 19.

- REED, F. R. C. (1936): The lower Paleozoic Faunas of the southern Shan States. *Palaeont. Indica*, n. s. vol. 21/3.
- REGNELL, G. (1951): Cystoid faunas of Belgium. *Mém. Inst. Royal. Sc. Nat. Belgique*, 120.
- REICHEL, M. (1945): Sur quelques Foraminifères nouveaux du Permien méditerranéen. *Eclogae geol. Helv.*, 38.
- ROTHPLETZ, A. (1892): Die Perm-, Trias- und Jura-Formation auf Timor und Rotti im indischen Archipel. *Palaeontographica*, 39.
- SHELLWIEN, E. (1892): Die Fauna des karnischen Fusulinenkalkes. *Palaeontographica*, 39.
- (1900): Die Fauna der Trogkofelschichten in den karnischen Alpen und den Karawanken. *Abh. geol. Reichsanst.*, 16.
- (1900a): Beiträge zur Systematik der Strophomeniden des oberen Palaeozoicum. *N. Jahrb. f. Min. usw.*, 1.
- SCHRETER, Z. (1963): Die Brachiopoden aus dem oberen Perm des Bükk-Gebirges in Nordungarn. *Geologica Hungarica, ser. Palaeont.*, fasc. 28.
- SCHUCHERT, CH. und LE VENE, CL. M. (1929): Brachiopoda. *Foss. Catalog.*, 42.
- SHENG, J. (1955): Some Fusulinids from Changhsing Limestone. *Acta Palaeont. Sinica*, 3/4.
- SHENG, J. und CHANG, L. H. (1958): Fusulinids from the Type-locality of the Changhsing Limestone. *Acta Palaeont. Sinica*, 6/2.
- STEHLI, F. G. (1956): Notes on Oldhaminid Brachiopods. *Journ. of Paleont.*, 30.
- STOYANOW, A. A. (1915): On some Permian Brachiopods of Armenia. *Mém. d. Com. Géol.*, n. s. 111.
- THOMAS, G. A. (1957): Oldhaminid Brachiopods in the Permian of Northern Australia. *Journ. of the Paleont. Soc. of India*, 2.
- THOMAS, I. (1910): The British Carboniferous Orthothetina. *Mem. Geol. Surv. Great Britain*, 1/2.
- (1914): The British Carboniferous Producti. *Mem. Geol. Surv. Great-Britain*, 1/4.
- WAAGEN, W. (1882-1885): Productus Limestone Fossils. Pt. 4 Brachiopoda. *Palaeont. Indica, ser. 13 vol. 1*.
- (1887): Système silurien du centre de la Bohême. Part. 1 vol. VII Classe des Echinodermes, Ordre des Cystidées.
- WANNER, J. und SIEVERTS, H. (1935): Zur Kenntnis der permischen Brachiopoden von Timor. *N. Jahrb. f. Min. usw.*, Beilage Bd. 74, B.
- WELLER, S. (1914): The Mississippian Brachiopoda of the Mississippi Valley Basin. *Illinois Geol. Surv.*, Monograph 1.
- WILLIAMS, A. (1953): The Morphology and Classification of the Oldhaminid Brachiopods. *Journ. of the Washington Acad. of Sc.*, 43.
- TSCHERNYSCHEW, TH. (1902): Die oberkarbonischen Brachiopoden des Ural und des Timan. *Mém. d. Com. Géol.*, 16/2.
- (1914): Die Fauna der oberpaläozoischen Ablagerungen der Darvas. *Mém. d. Com. Géol.*, n. s. 104.

LEBENS LAUF

Ich, Martin Richard Glaus von Guggisberg (BE), wurde am 23. Oktober 1938 in Bern geboren. Dort verlebte ich meine Kindheit und absolvierte die vier Klassen der Primarschule. Mit elf Jahren trat ich ins LEH Glarisegg (TG) ein, dessen Mittelschullehrgang ich ordnungsgemäss durchlief und 1956 mit dem Maturitätszeugnis (Typus C) abschloss. Nach einem Engländeraufenthalt und der Rekrutenschule immatrikulierte ich mich im Herbst 1957 an der Eidgenössischen Technischen Hochschule zum Studium der Naturwissenschaften. Neben den allgemeinen, im Studienplan vorgeschriebenen Vorlesungen besuchte ich Vorlesungen der Herren Professoren BURRI, DAL VESCO, GANSSER, GRÜNENFELDER, LAVES, LEUPOLD, SUTER, TRÜMPY und WEIBEL. Nach erfolgreich abgelegtem 1. und 2. Vordiplom diplomierte ich im Frühjahr 1962 unter der Aufsicht von Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY als Ingenieur-Geologe. Bei Herrn Prof. Dr. A. GANSSER, unter dessen Anleitung die vorliegende Arbeit entstanden ist, war ich vom Frühjahr 1964 bis Ende September 1965 Halb- und zeitweise Vollassistent.



* V O R L A G E - G R O S S - E T H *

:

Vorlage > A3

:



* V O R L A G E - G R O S S - E T H *

:



* V O R L A G E - G R O S S - E T H *

:

Vorlage > A3

:



* V O R L A G E - G R O S S - E T H *

: