
BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe A/Band 30

Resa H. M. Tehrani

Geologische und petrographische Untersuchungen am
Ostrand des Akapol-Batholithen im Zentral-Alborz/Iran
mit besonderer Berücksichtigung
der radioaktiven Minerale



Berlin 1980

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe A: Geologie und Paläontologie · Reihe B: Geophysik · Reihe C: Kartographie

D 188

Herausgegeben von geowissenschaftlichen Instituten
der Freien und der Technischen Universität Berlin
und der Technischen Fachhochschule Berlin

Schriftleitung:
Dr. G. Pöhlmann (TFH), Dr. J. Pöhlmann (FU)
Dr. H. Seyfried (TU)

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich

ISBN 3-49600 215-8

© 1980 by DIETRICH REIMER VERLAG IN BERLIN

Berliner geowiss. Abh.	(A)	30	71 S.	28 Abb., 16 Tab., 6 Taf., 1 Karte	Berlin 1980
------------------------	-----	----	-------	-----------------------------------	-------------

Resa H. M. Tehrani

Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand
des Akapol-Batholithen im Zentral-Alborz/Iran
mit besonderer Berücksichtigung der radioaktiven Minerale



1980

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin

GEOLOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN AM
OSTRAND DES AKAPOL-BATHOLITHEN IM ZENTRAL-ALBORZ / IRAN
MIT BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER RADIOAKTIVEN MINERALE⁺

von

SEYD RESA HADJ MOHSSEN TEHRANI⁺⁺

ZUSAMMENFASSUNG

Der Akapol-Batholith des zentralen Alborz-Gebirges zeichnet sich an der östlichen Seite mit seinen gangförmigen Differentiationsprodukten durch eine Reihe von radioaktiven Anomalien (bis 9000 cps) im Mejel-Tal aus.

Dieses Gebiet wurde geologisch kartiert sowie petrographisch, radiometrisch und geochemisch untersucht. Das Massiv ist von seinem Gesteinsrahmen im Mejel-Tal durch eine konkordante kontaktmetamorphe Marmorzone scharf abgegrenzt.

Darauf folgende, konkordante, paläozoische, quarzitisches Sandstein-/Marmor-Wechselfolgen, die von einer schwachen Regionalmetamorphose überprägt sind, werden infolge der flachgründigen Unterlagerung des Akapol-Batholithen im Guret-Tal von einer Kontaktmetamorphose erfaßt und sind dort in Falksilikatfels und Andalusit-Hornfelschiefer umgewandelt.

Über den obengenannten sandigen, kalkigen bis tonigen Gesteinen lagern konkordant jungpaläozoische, organogene Kalkgesteine.

Petrologisch wird der Akapol-Batholith im Mejel-Tal in folgende drei Intrusionsphasen aufgeteilt:

- die Intrusion des Batholith-Körpers, bestehend aus Monzodiorit und Monzonit,
- die Intrusion der Randzone, bestehend aus Syenit und Alkalifeldspatsyenit,
- die Intrusion der Gänge. Hier sind folgende Abfolgen vertreten: Ägirinalkaligranit, Granitaplit, Alkalifeldspatplit, Alkalifeldspatquarzsyenit, Monzonitporphyr und Lamprophyr.

⁺ Dissertation an der Freien Universität Berlin

⁺⁺ Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Resa H. M. Tehrani, Institut für Angewandte Geologie,
Freie Universität Berlin, Wichernstraße 16, D-1000 Berlin 33

Geologisch, petrographisch und petrochemisch wurden die magmatischen Zusammenhänge zwischen den drei Intrusionsphasen untersucht. Dabei stellte sich heraus, daß alle drei Intrusionen als Differentiationsfolge alkalischer Magmen aufzufassen sind, die vom Körper zum Rand des Batholithen und weiter in den Gängen sich durch Kristallisations-Differentiation von basisch-intermediären Gliedern zu sauren Differentiaten entwickeln. Die SEE-Verteilung in den magmatischen Gesteinen und in ihren gesteinsbildenden Mineralien unterstützt die Aussage über die obengenannte magmatische Spezialisierung.

Die Verteilung von Uran und Thorium spiegelt sich ebenfalls in dieser Differentiationsabfolge wider. Der Th-Gehalt nimmt vom Körper des Batholithen (9 ppm) zu der Randzone hin (42 ppm) zu. Bei zunehmender Differentiation in den Ganggesteinen erreichen Uran und Thorium ihre höchste Konzentration.

Als Hauptträger der Radioaktivität im Mejel-Tal treten die Ägirinalkaligranite mit durchschnittlich 211 ppm U und 2452 ppm Th in Erscheinung.

Neben den submikroskopischen Akzessorien mit ihrem hohen Anteil an U und Th in den gesteinsbildenden Mineralien wurden als Träger des Urans Uranpyrochlor mit einem Gehalt von durchschnittlich 15,67 UO₂ Gew.-% und des Thoriums Thorit mit einem Gehalt von 44,31 ThO₂ Gew.-% in den Ägirinalkaligranitgängen identifiziert.

Aufgrund der Flußsediment-Untersuchungen wurde festgestellt, daß die akzessorischen Mineralien wie Zirkon, Monazit, Apatit etc. keine nennenswerten Gehalte an U und Th aufweisen.

Die Untersuchungen in den magmatischen Gesteinen, ihren Verwitterungsprodukten und in Oberflächengewässern deuten auf eine schwache bzw. beginnende Verwitterung der radioaktiven Minerale im Mejel-Tal hin.

Volumenmäßig spielen die in Gängen auftretenden, sauren Differentiate keine größere Rolle. Deshalb muß das Vorkommen von Lagerstätten des Urans oder des Thoriums als sehr unwahrscheinlich angesehen werden.

SUMMARY

In the central Alborz mountains the eastern portion of the Akapol batholith with its dikes is characterized in the Mejel valley by a series of radioactive anomalies (to 9000 cps).

This area was geologically mapped and petrographic, radiometric and geochemical investigations were carried out.

The massive is sharply delineated from the overlying rocks by a concordant contact metamorphic zone of marble. Immediately above, the alternating layers of quartzitic sandstone and marble have undergone a weak regional metamorphism; in the Guret valley, however, they have been subject to contact metamorphism due to the flatlying basement of the Akapol batholith and have been metamorphosed into calc-silicate and andalusite-hornschiefer rocks.

Above the sandy, calcic to slaty rocks are concordant, young paleozoic, organic limestones.

In the Mejel valley the Akapol batholith is divided petrologically into the following three intrusion phases:

- the intrusion of the batholith consisting of monzonite and monzodiorite,
- the intrusion of the peripheral zone consisting of syenite and alkalifeldspar-syenite,
- the intrusion of the dikes. The following succession are represented: aegirine-alkali granite, granite aplite, alkali-feldspar aplite, alkali-feldspar quartz syenite, monzonite porphyry and lamprophyre.

The magmatic relationships between the three intrusion phases were investigated geologically, petrographically and petrochemically. It was found that all three intrusion phases could be interpreted as having been differentiated from an alkali magma. Going from the batholith to the peripheral zone and further to the dikes, crystallization proceeds from a basic-intermediate magma to an acid one. The SEE distribution in the magmatic rocks and their rockforming minerals support the evidence of the above

mentioned magmatic differentiation.

The distribution of uranium and thorium are likewise reflected in this differentiation series. The amount of thorium increases from the main body of the batholith (9 ppm) to the peripheral are as (42 ppm). With increasing differentiation uranium and thorium reach their highest concentration in the dikes.

In the Mejel valley the aegirine-alkali granites appear to be the main bearer of the radioactivity with an average of 211 ppm U and 2452 ppm Th.

In addition to the submicroscopic accessory minerals with their high percentage of U and Th, uranpyrochlore with an average of 15,67 wt % UO_2 and thorite with an average of 44,31 wt % ThO_2 were identified as the main sources of uranium and thorium in the aegirine-alkali granite dikes.

On the base of investigations of fluvial sediments it was determined that accessory minerals such as zircon, monazite, apatite etc. exhibited no significant amounts of uranium and thorium.

Investigations of the magmatic rocks, their weathering products, and the surface waters point to a weak or to a beginning weathering of the radioactive minerals in the Mejel valley.

Since the volume of the dikes is small, the occurrence of an uranium or thorium deposit must be considered highly unlikely.

RESUME

Le batholite d'Akapol de la partie centrale de la chaîne d'Alborz est caractérisé au niveau de sa bordure orientale avec ses produits de différenciation filoniens au niveau de la vallée de Mejel par une série d'anomalies radioactives (allant jusqu'à 9000 cps).

Une carte géologique a été relevée de cette zone; de même furent effectués des examens pétrographiques, radiométriques et géochimiques.

Dans la vallée de Mejel le massif est nettement séparé des roches encaissantes par un niveau concordant de marbres affectés par un métamorphisme de contact.

La série suivante, composée d'une suite alternante de grès quartzitiques et de marbres concordants, paléozoïques, intéressée par un faible métamorphisme régional, est transformée dans la vallée de Guret en raison du niveau élevé du batholite d'Akapol, formant le substratum, par un métamorphisme de contact en cipolins ("Kalksilikatfels") et en cornéennes à andalousite.

Enfin, sur ces roches gréseuses, calcaires et argileuses reposent de manière concordante des calcaires organogènes d'âge paléozoïque tardif.

Du point de vue pétrologique le batholite d'Akapol se divise dans la vallée de Mejel en trois phases intrusives suivantes:

- l'intrusion du batholite (massif principal), composé de monzodiorite et de monzonite,
- l'intrusion de la zone périphérique, composée de syénite et de syénite à feldspath alcalin,
- l'intrusion des filons, représentés par les suites suivantes: granite alcalin à aegirin, aplite à composition granitique, aplite à feldspath alcalin, syénite à quartz et feldspath alcalin, porphyre monzonitique et lamprophyre.

Les relations entre les trois phases intrusives furent examinées de manière géologique, pétrographique et pétrochimique. Il en résulte que toutes les trois intrusions représentent une suite de différenciation de magmas alcalins, se développant du centre vers la périphérie du batholite, allant jusqu'aux filons, par différenciation de cristallisation à partir de stades basiques-intermédiaires jusqu'aux produits acides. La répartition des terres rares dans les roches intrusives et dans leurs minéraux cardinaux soutient cette théorie de spécialisation magmatique.

La distribution de l'uranium et du thorium se reflète également dans cette suite de différenciation. La teneur en Th augmente de la masse principale du batholite (9 ppm) vers la périphérie (42 ppm). Avec

l'accroissement de la différenciation au sein des roches filoniennes l'uranium et le thorium atteignent leur plus forte concentration.

La plus forte radioactivité dans la vallée de Mejel est liée aux granites alcalins à aegirin avec en moyenne 211 ppm U et 2452 ppm Th. A côté des minéraux accessoires submicroscopiques avec leurs teneurs élevées en U et Th dans les minéraux cardinaux, ont été identifiés dans les filons de granites alcalins à aegirin pour l'uranium le pyrochlore uranifère avec une teneur moyenne de 15,67 UO₂ % en poids et pour le thorium la thorite avec une teneur de 44,31 ThO₂ % en poids.

Les analyses des sédiments fluviatiles ont montré que les minéraux accessoires comme le zircon, la monazite, l'apatite etc. ne présentent pas de teneurs notables en U et Th.

Les examens concernant les roches magmatiques, leurs produits d'altération et les cours d'eau superficiels démontrent une faible altération (début) des minéraux radioactifs dans la vallée de Mejel. Les produits de différenciation acides filoniens ne jouent pas un grand rôle du point de vue de leur volume. C'est ainsi que la présence de gisements d'uranium et thorium est très invraisemblable.

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde an den Instituten für Allgemeine und Angewandte Geologie der FU Berlin angefertigt.

Für die gute Betreuung der Geländearbeit, für die zahlreichen anregenden und klärenden Diskussionen und für die ständige Hilfsbereitschaft bin ich Herrn Prof. Dr. Dr. W. Gocht zu großem Dank verpflichtet.

Herrn Prof. Dr. F. K. List danke ich für die Förderung der Arbeit durch seine wertvollen Anregungen.

Für die personelle und apparative Unterstützung bei den Geländeuntersuchungen möchte ich mich bei der Atomic Energy Organization of Iran (Uranium Exploration and Exploitation Division) bedanken, besonders bei Herrn Dr. F. Sameh für seine Hilfe bei der Geländeeinführung.

Für die tatkräftige Unterstützung bei der Durchführung der Neutronenaktivierungs-Analysen sowie für wertvolle Hinweise bei der Interpretation der geochemischen Daten bin ich Herrn Dr. P. Möller und Herrn Dr. P. Dulski (HMI) zu herzlichem Dank verpflichtet.

Danken möchte ich auch Herrn Prof. Dr. A. Willgallis und Frau Siegmann (Institut für Mineralogie, FUB) für die Durchführung der Mikrosonde-Analysen.

Herrn Prof. Dr. G. Ernst verdanke ich die Möglichkeit der Makrofossilbestimmung.

Für die vielen anregenden Diskussionen, die zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen, danke ich sehr meinen Kollegen Dr. M. Biste, Dipl.-Geol. B. Kaschian, Dr. B. Meißner, Dipl.-Geol. H. Michel, Dr. E. Pluhar, Dipl.-Geol. M. Salachourian und Dipl.-Geol. W. Schütz.

Abschließend gilt mein Dank Frau R. Timm für die Anfertigung der Karten und Frau A. Meißner für die Mühe bei den Schreibearbeiten.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. EINLEITUNG	7
1.1 Regionalgeologischer Überblick	7
1.2 Erforschungsgeschichte	8
1.3 Problemstellung und Untersuchungsziele	8
1.4 Luftbilder- und Kartenmaterial	9
1.5 Photogeologische Vorarbeiten und Kartenherstellung	9
2. STRATIGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN	10
2.1 Paläozoisch quarzitisches Sandstein-/Marmor-Wechselfolge	10
2.2 Jungpaläozoische Kalkgesteine	12
2.3 Quartäre Bildungen	12
3. MAGMATISCHE GESTEINE	12
3.1 Modalanalysen	12
3.2 Intrusionsfolge des Akapol-Batholithen	15
3.2.1 Der Batholith-Körper und seine Gliederung	15
3.2.1.1 Monzodiorit	15
3.2.1.2 Monzonit	17
3.2.2 Die Randzone und ihre Gliederung	18
3.2.2.1 Syenit	19
3.2.2.2 Alkalifeldspatsyenit	20
3.2.3 Die Ganggesteine und ihre Gliederung	23
3.2.3.1 Ägirinalkaligranit	23
3.2.3.2 Granitaplit	25
3.2.3.3 Alkalifeldspataplit	26
3.2.3.4 Alkalifeldspatquarzsyenit	26
3.2.3.5 Monzonitporphyre	28
3.2.3.6 Lamprophyre	29
3.2.4 Zusammenfassende Darstellung der magmatischen Differentiationsabfolge	30
4. KONTAKTMETAMORPHE BILDUNGEN	31
4.1 Kontaktmetamorphe Gesteine bei der Guret-Mine	31
4.2 Kontaktmetamorphe Marmore	32
5. TEKTONIK DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES	33
5.1 Allgemeiner Überblick	33
5.2 Faltenbau	34
5.3 Bruchtektonik	35
6. GELÄNDEUNTERSUCHUNGEN AN RADIOAKTIVEN ANOMALIEN	39
6.1 Radiometrische Messungen	39
6.2 Probenahme	40
7. GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN	43
7.1 Arbeitsmethoden der Probenaufbereitung und Probenanalyse	43
7.1.1 Flußsedimentuntersuchungen	43
7.1.2 Autoradiographie	44
7.1.3 Probenaufbereitung	44

7.2	Auswertung der Analysedaten	47
7.2.1	Mikrosonde-Analyse	47
7.2.1.1	Elementverteilung in Einzelkristallen	47
7.2.1.2	U-Th-Gehalte der Thorite und U-Pyrochlore	48
7.2.2	Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA)	50
7.2.2.1	Verteilung der Spurenelemente in den Flußsedimenten	50
7.2.2.2	Gehalte von U und Th in den anderen Probenmaterialien	50
7.2.3	Neutronenaktivierungs-Analyse (NAA)	53
7.2.4	Elementverteilung im Akapol-Batholithen	53
7.2.5	Elementverteilung in Ganggesteinen	58
7.2.6	Verteilung von Uran und Thorium in radioaktiven Ganggesteinen	60
7.2.7	Verteilung der Lanthaniden im Mejel-Tal	63
8.	SCHLUSSFOLGERUNGEN	67
9.	LITERATURVERZEICHNIS	69

ANHANG

Analysedaten der Gesteinsproben und Mineralkonzentrate

Tabellen 13 - 16

Tafeln 1 - 6

Geologische Karte

1. EINLEITUNG

1.1 Regionalgeologischer Überblick

Das Alborzgebirge mit seinem nach N geöffneten Bogen streicht E-W im N des Iran und trennt damit morphologisch das Kaspische Becken von dem Zentraliranischen Hochland. Es verbindet sich im W mit den nordanatolischen Kettengebirgen und im E mit dem Pamir.

Das Untersuchungsgebiet liegt etwa 15 km westlich von Marzanabad und ist durch die Straße Karadj - Chalus zu erreichen (Abb. 1). Diese Straße durchzieht wie ein Querprofil das Alborz-Orogen, sodaß der geologische Bau des Gebirges dem Auge aufgeschlossen wird. Von Marzanabad aus kann man auf einer asphaltierten Straße den Hauptort der Klardasht-Region, Hassankif, erreichen und von hier aus führt eine nichtasphaltierte Straße bis zum Dorf Mejel.

Das Klima kann als subtropisch bezeichnet werden - wobei die Niederschläge zunehmen, je weiter man sich nach N dem Kaspischen Meer nähert. Auch die Vegetation wird natürlich durch dieses Klima beeinflusst. Durch die ganzjährigen Niederschläge sind im Gegensatz zu den anderen Regionen Persiens am Kaspischen Meer dicht bewaldete Gebiete - überwiegend Laubwald - entstanden, und es ist der Anbau von Reis und Tee in Plantagen möglich.

Landschaftlich und morphologisch besitzt das Arbeitsgebiet Hochgebirgscharakter. Westlich und südwestlich dieses Gebietes erhebt sich der Nafta-Chal, der Siahkaman, der Takhte-Solaiman, die alle höher als 4000 m sind. Höchster Gipfel in dieser Region ist der Alamkuh mit einer Höhe von 4840 m, der zweithöchste Berg des Iran nach dem Damavandvulkan mit 5670 m.

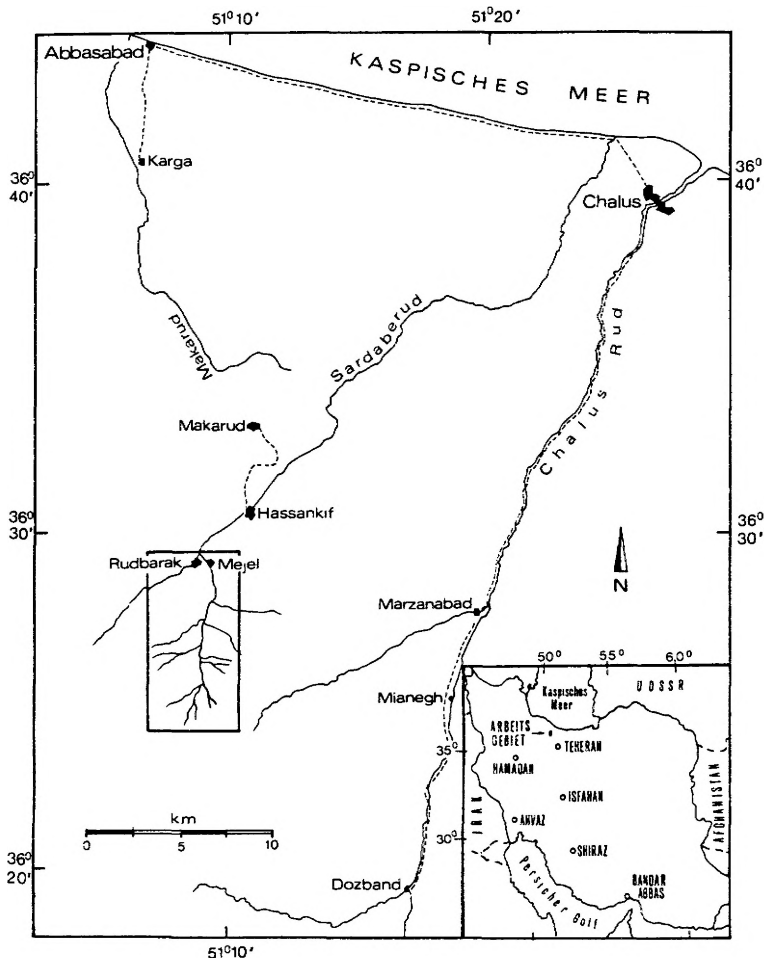


Abb. 1:
Lage des Arbeitsgebietes

Nach GANSSER & HUBER (1962) sind in der Alamkuh-Region, neben der granitischen Alamkuh-Intrusion und dem quarzmonozitischen Akapol-Batholith, die ältesten metamorphen Gesteine der gesamten Alborz-Kette aufgeschlossen.

Sie unterteilen die metamorphen Serien in folgende Einheiten:

1. Barir-Formation: mittel- bis feinkörnige Quarzite, weiße und graue Marmore und feinkörnige Biotit-Hornfels-Schiefer
2. Massige, weiße oder bläuliche Marmore mit gelb-grauen Verwitterungserscheinungen
3. Metamorphe Tuffe und basische Hornfelse
4. Kalkschiefer und Kalksilikatschiefer

Eine typische Sedimentation für das Alborz beginnt mit den nichtmetamorphen kambro-ordovizischen Sedimenten, die auf den o.g. Serien liegen und miogeosynklinale Fazies aufweisen.

Nach den beiden Autoren sind die rezenten Bergformen durch plio-pleistozäne morphogenetische Hebungen gebildet worden. "Sie entsprechen aber den südwärts sich verstärkenden alpinen tektonischen Komplikationen in keiner Weise".

Der Alamkuh-Akapol-Batholith nimmt eine Fläche von ca. 150 qkm im Zentral-Alborz ein. Seine E/W-Ausstreckung beträgt ca. 20 km und die N/S-Breite liegt bei etwa 10 km.

In der Arbeit von GANSSER & HUBER (1962) ist über das Alter des Alamkuh-Akapol-Batholiths keine genaue Aussage gemacht worden, doch wird ein paläozoisches Alter für die beiden Intrusionen vermutet.

In einer neuen Publikation des GEOLOGICAL SURVEY OF IRAN über einen Teil der Alborz-Kette nordwestlich von Teheran - Quazvin and Rasht Quadrangles Map, ANNELLS et al. (1975) - wird der Akapol-Batholith als tertiäre Intrusion des Alborz eingestuft und mit der alpinen Gebirgsbildung in Zusammenhang gebracht.

1.2 Erforschungsgeschichte

Die geologische Erforschung des Zentral-Alborz begann mit den Veröffentlichungen von STAHL (1897, 1911). Eine umfassende Arbeit von RIVIERE (1934) brachte eine Fülle von stratigraphischen Erkenntnissen, begleitet von einer Karte im Maßstab 1 : 300.000 über das zentrale Alborzgebirge.

BOBEK (1937, 1953, 1957) befaßte sich vorwiegend mit photogrammetrischen Methoden der morphologischen und glazialen Erscheinungen im Zentral-Alborz. Seine topographische Karte im Maßstab 1 : 100.000 von der Takhte-Solaiman-Gruppe und der Umgebung brachte neben geologischen Ergebnissen interessante morphologische Daten.

Eine petrographische und stratigraphische Arbeit über die Alamkuh-Region wurde - wie schon erwähnt - von GANSSER & HUBER (1962) veröffentlicht, die neben den Beschreibungen von Alamkuh und Akapol Intrusionen auch die ältesten metamorphen Serien des Alborz berücksichtigte.

Außerdem sollen hier die zahlreichen Dissertationsarbeiten der Hochschule Zürich genannt werden, die viele neue Ergebnisse und Daten zur Aufklärung der Geologie, Stratigraphie und Tektonik des Alborz-orogen beigetragen haben: DELLENBACH (1964), LORENZ (1964), GLAUS (1965), ALLENBACH (1966), STEIGER (1966), DEDUAL (1967), MEYER (1967).

Zu den obengenannten Forschungsarbeiten gehört auch die Dissertation von CARTIER, die 1971 veröffentlicht wurde. Er befaßte sich mit der Geologie des unteren Chalus-Tales. Das Mejel-Tal, das sich im SW seines Arbeitsgebietes befindet, wurde von ihm nur am Rande erfaßt.

Auf die Beschreibung und Zitierung der anderen zahlreichen Publikationen des Alborz-Gebirges wird hier verzichtet; aber auf diejenigen, die zum Vergleich herangezogen werden, wird in den jeweiligen Stellen des Textes kurz eingegangen.

1.3 Problemstellung und Untersuchungsziele

Durch die ständige technische Entwicklung und dem damit verbundenen wachsenden Bedarf an Energie wurde die Suche und Erkundung von nutzbaren natürlichen Vorkommen der Kernbrennstoffe in den letzten 40 Jahren fast

auf der ganzen Welt mit einem enormen Einsatz betrieben. So wurde auch im Iran in den letzten Jahren eine systematische Prospektion der Elemente Uran und Thorium durch die ATOMIC ENERGY ORGANIZATION OF IRAN (AEOI) begonnen. Die aeroradiometrischen Messungen dieser Organisation stießen auf interessante Anomalien im Mejel-Tal. Hier treten intermediäre bis saure Intrusionsgänge auf, die in die Kontaktaureole des monzonitischen Akapol-Batholithen intrudiert wurden.

Während die sedimentären Uranlagerstätten immer mehr an wirtschaftlicher Bedeutung gewinnen, erschien zumindest eine wissenschaftliche Studie über diese magmatische Anomalie sinnvoll, denn die Bedeutung der hochradioaktiven magmatischen Gesteine bleibt in ihrer Funktion als Quelle des Urans und Thoriums für sekundäre Umbildungen und sedimentäre Lagerstätten erhalten.

Die mangelhaften geologisch-petrographischen Informationen des Arbeitsgebietes ergaben die Notwendigkeit, zuerst eine geologische Kartierung vorzunehmen (s. geologische Karte im Anhang).

Die vorliegende Arbeit soll zur Klärung des folgenden Problemkreises einen Beitrag leisten:

- Petrogenese der östlichen Seite des Akapol-Batholithen und seiner Differentiationsabfolge im Mejel-Tal.
- Lokalisierung und Intensität der radioaktiven Anomalien im Mejel-Tal.
- Lokalisierung und Identifizierung der Trägerminerale von radioaktiven Elementen in den Gesteinen und in den Flußsedimenten.
- Das geochemische Verhalten von Uran und Thorium in Beziehung zur magmatischen Entwicklung des Akapol-Batholithen.
- Das geochemische Verhalten von Uran und Thorium in Beziehung zu sekundären Umbildungen und Verwitterungsvorgängen, insbesondere in den Flußsedimenten.

1.4 Luftbilder- und Kartenmaterial

Zur Auswertung und Anfertigung einer geologischen Karte wurden die Aufnahmen der "Geographischen Organisation des Iran" benutzt. Bei dem Luftbildmaterial handelt es sich um Kontaktabzüge auf normalem Photopapier im Format 23 x 23 cm. Die ausgewerteten Luftbilder stammen aus der Serie T - 11, DF 9372 (22. Sept. 1955), Bild Nr. 15629, 15628 - 15607, 15608, 15609. Der Maßstab schwankt zwischen 1 : 50.000 und 1 : 60.000. Die Kammerkonstante beträgt 154,34 mm. Die Längsüberdeckung der Luftbilder liegt im Durchschnitt bei 60 %. Die seitliche Überlappung wurde mit maximal 30 % festgestellt.

Da für eine detaillierte Geländearbeit ein kleiner Maßstab notwendig war, wurden die o. g. Luftbilder vergrößert. Die vergrößerten Aufnahmen im Maßstab 1 : 30.000 wurden mit einer Deckfolie bedeckt und als Basis Karte zur Durchführung der Geländekartierung benutzt. Dies hat sich während der Geländearbeit durch die höhere Informationsdichte als nützlich erwiesen.

Zur Durchführung der Kartierung standen außerdem die folgenden Karten zur Verfügung:

- 1.) Geological Map of Alam Kuh Region (North Iran) 1 : 100.000 (by A. GANSSER & H. HUBER)
- 2.) Topographische Rohkarte des Gebietes Mejel-Tal und Umgebung 1 : 50.000

1.5 Photogeologische Vorarbeiten und Kartenherstellung

Die Vorarbeit begann mit der Interpretation der Luftbilder unter dem Spiegelstereoskop. Die Vorinterpretation wurde dann durch die Geländekontrolle korrigiert und das Untersuchungsgebiet schließlich durch systematische Probeentnahme und tektonische Messungen vollständig kartiert. Dank der topographischen Rohkarte (1 : 50.000) des zu bearbeitenden Gebietes konnte die Radialschlitztriangulation ausgespart werden. Die zur Einpassung der Luftbilder am Stereokartiergerät 3. Ordnung - dem ZEISS-Stereotop - erforderlichen vier Paßpunkte pro Stereomodell wurden von der topographischen Rohkarte mit dem Maßstab 1 : 50.000 entnommen.

Da die Darstellung der geologisch-tektonischen Ergebnisse auf einer Karte im Maßstab 1 : 20.000 erfolgen sollte, wurde die topographische Rohkarte vom Maßstab 1 : 50.000 auf den Maßstab 1 : 20.000 reproduziert.

2. STRATIGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

2.1 Paläozoisch quarzitische Sandstein-/Marmor-Wechselfolgen

Die ältesten Schichtfolgen des Zentral-Alborz sind:

Lower Hezarchal Formation Prä- und Infrakambrium = Äquivalent Soltanieh Formation

Upper Hezarchal Formation Kambro-Ordovizium

Lashkarak Formation Unter-Oberordovizium

Im Alam-Kuh-Gebiet gehören die nächstjüngeren Ablagerungen dem Devon, Karbon und Perm an.

CARTIER (1971) gibt das Fehlen von Silur im Nord-Alborz nach Ablagerungen der ordovizischen Lashkarak Formation als eine Schichtlücke an, die erst mit einer marinen Transgression im Oberdevon und örtlich erst im unteren Karbon endet.

GANSSER & HUBER (1962) beschreiben aus dem unteren Sardaberud-Tal eine Gesteinsfolge, die vom Liegenden zum Hangenden aus grün und rot gebänderten Schiefern, grauen kalkigen Quarziten und dunkelgrauen kalkigen Tonschiefern besteht. Die obengenannten Autoren stellen aufgrund von Fossilfunden (Fenestilliden, Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Trilobiten) die grauen bis weinroten Tonschiefer ins mittlere und obere Devon.

Diese Serie wird an der Basis gegen weiße Marmore abgeschnitten, während das Hangende mit sandigen Tonschiefern, quarzitischen Schiefern, grauen Kalken und rötlich bis grau gebänderten Quarziten von dickbankigen dunkel bis schwarzen Kalken der Perm-Ablagerungen überlagert wird.

CARTIER (1971) beschreibt das obengenannte Hangende, das aus quarzitischen Schiefern und rötlich bis grau gebänderten Quarziten aufgebaut ist, als eine stark reduzierte Serie, möglicherweise als ein Äquivalent der unterpermischen Dorud-Formation, die dann von schwarzen, dickbankigen Kalken der mittelpermischen Ruteh-Formation überlagert wird.

Das aus mehreren Aufschlüssen gesammelte Fossilmaterial wurde nach der Präparation dankenswerterweise von Prof. Dr. Peter Carls (Technische Universität Braunschweig) wie folgt bestimmt:

? *Mesoplica*

Davidsoniacea gen. et sp. indet.

Productidina gen. et sp. indet.

Orthothetidae gen. et sp. indet.

Productacea gen. et sp. indet.

Spiriferidae

? *Brachythyrina* sp.

Diese obengenannten Fossilien weisen z. T. devon-permisches Alter und z. T. karbon-permisches Alter auf.

Für eine genauere Altersbestimmung dieser Serie wurde außerdem als Pilotversuch an 10 verschiedenen Proben aus karbonatischen Lagen eine Conodontenbestimmung vorbereitet. Die Präparation der Proben wurde nach LINDSTRÖM (1964) vorgenommen.

Die Gesteinsproben wurden zerkleinert und in bestimmten Siebgefäßen länger als einen Tag in einer verdünnten Essigsäurelösung (Verhältnis Essigsäure zu Wasser 1 : 8) aufgelöst. Der Restbestand wurde mit dem Binokular untersucht. Es wurden einige Conodontenreste gefunden, die leider unbestimmbar waren.

Die im Arbeitsgebiet auskartierte paläozoisch-quarzitische Sandstein-/Marmor-Wechselfolge wurde nach lithologischen Gesichtspunkten untersucht, da im Gelände kein spezielles Leitfossil für Devon, Karbon oder Perm gefunden werden konnte, obwohl GANSSER & HUBER diese Gesteine als Devon-Karbon und CARTIER (1971) als Devon auskartierten. Die Wechselfolge liegt an der Basis konkordant auf kontaktmetamorphen Marmoren, während das Hangende von mächtigen, dickbankigen dunkelgrauen bis schwarzen jungpaläozoischen Kalken überlagert wird. Beide Grenzen sind im Gelände scharf und sehr gut zu verfolgen. Ein vollständiges gut aufgeschlossenes E-W Profil dieser Serie befindet sich am Kamm nördlich des Guret-Tals. Die Schichten streichen N-S und fallen mit ca. 40° nach E. Stratigraphisch von oben nach unten steht folgende Serie an:

11. 120 m dickbankige, im Bruch hellgraue, feinkörnige Fossilarmore

10. 180 m massige, gelblich bis weiße quarzitische Sandsteine mit dunkelbrauner bis schwarzer Verwitterungsfarbe

9. 38 m dunkelgrauer, dichter quarzitischer Sandstein mit brauner Anwitterungsfarbe
8. 190 m dunkelgraue, feinkörnige Marmore mit ca. 3 m mächtigen Horizonten aus Crinoidenmarmoren
7. 21 m harter, dunkelgrau-grüner, feinkörniger quarzitischer Sandstein mit brauner Anwitterungsfarbe
6. 75 m dunkelgraue sandige Fossilkalk-Brekzie mit dünnbankigen Einschaltungen von dunkelgrauen quarzitischen Sandsteinen
5. 50 m rosa-hellbraune quarzitisches Feinsandsteine; im Liegenden dieser Schichten ein 8 m mächtiger, dunkelgrauer quarzitischer Sandstein, im Hangenden ein 6 m dicker, dunkelgrauer, sandiger, fossilreicher Tonschiefer
4. 137 m harter, dunkelgrau-grüner, feinkörniger, quarzitischer Sandstein; dazwischen Einschaltungen von dünnbankigen, rosa-braunen quarzitischen Sandsteinen und sandigen Crinoiden-Marmoren
3. 75 m dickbankige, hellgraue Marmore in Abwechselung mit 3 m dicken Schichten aus dunkelgrauem, sandigem, fossilreichem Tonschiefer und hellgrauen quarzitischen Sandsteinen
2. 91 m dunkelgrauer, sandiger, fossilreicher Tonschiefer und im mittleren Teil eine 10 m dicke Schicht aus hellgrauem quarzitischem Sandstein
1. 128 m dunkelgraue, feinkörnige, unreine Marmore. Die Schichten sind dickbankig, und im frischen Bruch zeigte das Gestein rekristallisierte Fossilquerschnitte und Pyrit- und Hämatitvererzung.

Unter dem Mikroskop bestehen die sandigen Schichtglieder z. T. aus einem Quarzmosaik mit granoblastischem Korngefüge und teilweise liegen Bruchstücke von leicht korrodierten Quarzen (Quarzkorngrößen zwischen 0,05 und 0,2 mm) in karbonatischer, manchmal auch toniger Matrix. Die Quarze zeigen leicht unlösliche Auslöschung. Untergeordnet treten Kalifeldspat- und Plagioklas-Bruchstücke auf (Mengenanteil bis ca. 10 %). Akzessorisch treten auch Chlorit, Serzit, Epidot und Zirkon auf. Erz, besonders Hämatit, ist häufig.

Die Dünnschliffe der karbonatischen Schichtglieder zeigen u.d.M. eine Spannweite von sandigen Marmoren (Quarzmengenanteil bis ca. 15 %) bis zu reinen Calcitmarmoren. Das Korngefüge hat eine teils heteroblastische, teils porphyroblastische Struktur. Die Korngrößen der Calcitkristalle liegen etwa zwischen den Werten von 0,1 und 2 mm. Die Kristallgrenzen der Calcitkörner reichen von geraden Begrenzungsflächen bis zu angularen Kristallgrenzen.

Die Calcit-Zwillingslamellen kommen als eine oder mehrere Lamellenscharen vor und sind z. T. durch tektonische Beanspruchung verbogen.

Es wurden Crinoiden bis zu einem Durchmesser von 1,7 mm gefunden.

Häufigste akzessorische Minerale sind Hellglimmer (Muskowit), Feldspäte und opake Minerale. Seltener wurde Granat (Grossular) und Epidot beobachtet.

Die Tonschiefer sind feingeschichtet im mm-Bereich. U.d.M. bestehen sie aus einem kaum auflösbaren Gemenge von Feldspat, Serzit, kohlenstoffreicher Substanz, Quarz und Chloritgewebe. Die Mikroschichtung kommt durch die kohlige Substanz im Dünnschliff sehr gut zum Ausdruck. Vereinzelt sind größere karbonatische Fossilreste (Schwämme ?) parallel zu der Schichtung eingeregelt. Opake Minerale und Karbonate kommen akzessorisch vor.

Die paläozoische, quarzitisches Sandstein/Marmor-Serie ist von einer schwachen Regionalmetamorphose überprägt. Trotz gezielter petrographischer Suche nach den fazieskritischen metamorphen Mineralen in relativ homogener Wechselfolge von quarzitischen Sandsteinen und Marmoren konnte keine konkrete Aussage über den Metamorphosegrad dieser Gesteine gemacht werden.

Es konnten außerdem in dem Tonschiefer des bearbeiteten Gebietes - außer einer Stelle, die im Abschnitt 4 besprochen wird - keine typischen Anhaltspunkte der Kontaktmetamorphose gefunden werden, sodaß nicht von Kontaktmetamorphose gesprochen werden kann, obwohl diese Serie im Kontakthof des Akapol-Batholithen steht. Außerdem konnte bei der mikroskopischen Untersuchung der hangenden Marmorschichten festgestellt werden, daß die Calcitkristalle dieser Schichten in Form und Größe der Körner in einen höheren Metamorphosegrad einzustufen sind als die liegenden Marmorschichten, die näher in Kontakt zum Batholith stehen.

2.2 Jungpaläozoische Kalkgesteine

Als jüngste paläozoische Sedimentation treten die Kalkgesteine im Arbeitsgebiet auf. Sie konzentrieren sich auf den Norden und Nordosten des Mejel-Tales und bilden die Bergkämme am Ende der Schahre Samin- und Kalkatehno-Täler. Die Kartierung war hier durch dichte Bewaldung besonders schwierig. Die Kalke liegen mit einer scharfen Grenze konkordant auf der paläozoischen quarzitischen Sandstein/Marmor-Wechselfolge. Es sind im frischen Bruch dunkelgraue bis schwarze, dickbankige, organogene Kalkgesteine (Taf. 1/2). Diese Kalke wurden von GANSSER & HUBER (1962) als permokarbonische und von CARTIER (1971) als permische Kalke angesprochen.

CARTIER (1971) stellte diese Kalke trotz Brachiopodenfunden von *Taeniothaerus cf. permixus* als unterpermische Kalke in Frage.

Diese Kalke zeigen eine lithologische Ähnlichkeit mit den Kalkablagerungen der Ruteh-Formation (Mittelperm), die von ASSERETO (1963) aus dem Ruteh-Tal beschrieben wurde.

Da im Untersuchungsraum keine bestimmbareren Fossilien in den Kalken gefunden werden konnten und von oben genannten Autoren widersprüchliche Aussagen über die Kalkgesteine des Mejel-Tales vorlagen, wurden diese Kalke als jungpaläozoische Kalkgesteine auskartiert.

2.3 Quartäre Bildungen

Ober die quartären und eiszeitlichen Bildungen in der Alam-Kuh-Region und seiner Umgebung wird in den Arbeiten von BOBEK (1934, 1953, 1957) ausführlich berichtet.

Fluß-Schotter sind im Mejel und seinen Nebenflüssen mit unterschiedlicher Breite ausgebildet.

Hangschutt ist vor allem mit seinen Sturz- und Schwemmkegeln am Fuße der Steilhänge, besonders oberhalb der Baumgrenze, im Arbeitsgebiet zu beobachten.

Geringmächtige Bodenbildungen formen ein weiches Relief und sind in der Tiefe der Täler, aber besonders am Beginn des Mejel-Tales und im hinteren Talkessel verbreitet.

Da der Akapol-Batholith und seine Ganggefölgenschaft als potentieller Träger der gesuchten radioaktiven Minerale angesehen wurde, war das Verwitterungsmaterial auch ein Gegenstand der petrographischen und geochemischen Untersuchungen (7.1.1).

3. MAGMATISCHE GESTEINE

3.1 Modalanalysen

Im Anschluß an die geologische Kartierung und mit vorläufigen petrographischen Kenntnissen wurden für eine repräsentative Modalanalyse in drei Querprofilen (ca. E-W) im Bereich des Batholithes frische Gesteinsproben entnommen (siehe Probepfan Abb. 12). Der Abstand der Beprobung lag bei 100 m, wenn makroskopisch keine Heterogenität (Korngröße, Mineralbestand, Farbe) festzustellen war. Bei auftretender Heterogenität wurde in kürzeren Abständen, teilweise bis zu 5 m beprobt.

Nach der mikroskopischen Untersuchung erwies sich das südlichste Detailprofil (Proben D₁ bis D₁₅) als nicht geeignet für eine Modalanalyse (tektonische Aktivitäten und Umwandlungen).

Die Integrationsmethode und die Fehlerberechnung einer Modalanalyse ist weitgehend aus der Literatur bekannt. Die hier durchgeführte Modalanalyse erfolgte in Anlehnung an die Arbeiten von CHAYES (1956) und VAN DER PLAS & TOBI (1965).

Die Dünnschliffe wurden mit Hilfe eines SWIFT-Pointcounters integriert (Tab. 1 - 4).

Die nomenklatorische Klassifikation der Plutonite (Abb. 2) erfolgte in Anlehnung an STRECKEISEN (1974).

Probe	Qrz.	K. Fsp.		Plg.		Prx.		Hbl.		Biot.		Apat.	Tita.	Erz	Andere Spuren- minerale
	Vol.-%	Vol.-%	abs. Fehler	Vol.-%	abs. Fehler	Vol.-%	Vol.-%	abs. Fehler	Vol.-%	abs. Fehler	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%
D 40	0,55	14,37	1,5 %	34,36	2,1 %	3,75	21,38	1,7 %	17,25	1,6 %	3,47	1,66	2,96	0,18	
D 45	0,20	10,12	1,3 %	22,72	1,8 %	5,16	49,63	2,3 %	8,72	1,2 %	3,66	1,54	1,80	0,51	
46 a	0,56	8,04	1,2 %	26,32	1,9 %	4,39	44,17	2,2 %	8,69	1,2 %	4,06	1,30	1,87	0,56	
53 a	0,85	17,79	1,6 %	36,44	2,1 %	3,01	17,61	1,6 %	15,50	1,5 %	3,73	2,15	2,38	0,49	
73	1,22	10,72	1,3 %	24,55	1,9 %	5,69	40,21	2,3 %	10,42	1,3 %	3,15	1,27	2,08	0,66	
136	0,35	10,80	1,2 %	42,90	2,1 %	4,98	19,26	1,6 %	12,52	1,3 %	4,23	1,36	3,17	0,39	

Tab. 1: Modalbestand der Monzodiorite

Probe	Qrz.	K. Fsp.		Plg.		Prx.		Hbl.		Biot.		Apat.	Tita.	Chl.	Erz	Andere Spuren- minerale
	Vol.-%	Vol.-%	abs. F.-%	Vol.-%	abs. F.-%	Vol.-%	Vol.-%	abs. F.-%	Vol.-%	abs. F.-%	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%	
D 41	0,77	36,64	2,1%	28,29	1,9%	5,65	1	%	3,60	16,47	1,6%	1,59	4,60	1,00	1,23	0,09
D 42	0,76	10,19	1,3%	18,43	1,6%	0,21	46,71	2,1%	12,28	1,3%	4,22	4,77	-	1,83	0,55	
D 43	0,17	32,70	2,3%	47,03	2,4%	2,16	6,39	1,1%	5,92	1,1%	1,88	2,96	-	0,22	0,51	
D 60	0,84	33,01	2,2%	45,09	2,4%	2,25	6,77	1,1%	5,58	1,1%	1,97	3,21	-	0,67	0,56	
D 61	1,01	35,54	2,1%	27,57	1,9%	6,58	1,1%	3,89	16,26	1,6%	1,89	4,54	0,88	1,57	0,23	

Tab. 2: Modalbestand der Monzonite

Probe	Qrz.	K. Fsp.		Plg.		Prx.		Hbl.	Biot.	Apat.	Tita.	Erz	Andere Spuren- minerale
	Vol.-%	Vol.-%	abs. Fehler	Vol.-%	abs. Fehler	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%
D 34	1,32	76,90	1,8 %	16,50	1,5 %	1,41	-	1,28	-	1,06	1,24	0,25	
D 35	1,31	69,21	1,9 %	26,66	1,7 %	0,65	0,12	0,41	0,45	0,41	0,53	0,20	
D 39	0,98	53,59	2,1 %	27,15	1,9 %	3,45	-	10,63	0,44	1,12	2,33	0,26	
D 53	1,31	78,26	1,8 %	15,09	1,6 %	-	0,95	1,27	0,40	1,09	1,22	0,36	
D 57	1,39	76,02	1,8 %	16,46	1,5 %	-	1,04	1,39	0,69	1,25	1,34	0,39	
D 58	1,18	67,54	2 %	26,89	1,9 %	0,89	0,46	0,84	0,50	1,55	0,72	0,38	
D 65	1,44	62,68	2 %	29,77	1,8 %	0,98	1,19	1,27	0,53	0,61	0,70	0,78	

Tab. 3: Modalbestand der Syenite

Probe	Qrz.	K. Fsp.	Plg.		Prx.	Biot.	Tita.	Erz	andere Spuren- minerale	
	Vol.-%	Vol.-%	abs. Fehler	abs. Fehler	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%	
D 28	2,15	87,48	1,2 %	2,42	4,86	0,12	1,00	0,88	0,94	
D 29	0,49	94,30	1 %	2,44	1,67	-	0,40	0,45	0,22	
D 30	0,37	90,26	1,1 %	2,50	2,80	0,03	2,28	1,42	0,29	
D 31	0,16	92,82	1,1 %	2,61	1,18	1,22	0,84	0,84	0,29	
D 32	1,66	89,65	1 %	3,51	2,11	-	0,13	1,52	1,39	
D 33	1,36	81,56	1,7 %	7,64	1,2 %	7,04	-	2,02	0,15	0,20
D 36a	0,84	89,72	1,3 %	8,03	1,1 %	0,50	0,21	0,25	0,29	0,12
D 36b	0,39	87,95	1,3 %	8,16	1,1 %	0,94	0,19	0,39	1,56	0,39
D 37	0,39	90,54	1,1 %	3,90	2,53	-	1,44	0,89	0,27	
D 38	1,06	93,26	1,1 %	2,66	1,55	0,09	0,24	0,82	0,29	
D 49	1,96	86,97	1,2 %	2,46	4,95	0,39	1,08	0,82	1,01	
D 50	0,56	90,21	1,2 %	2,84	1,56	1,88	1,24	1,00	0,68	
D 51	0,71	93,53	1,1 %	2,54	1,78	-	0,49	0,53	0,40	
D 52	0,30	90,94	1,1 %	2,05	2,29	0,19	2,24	1,39	0,27	
D 54	0,25	92,01	1,1 %	2,60	1,38	1,47	0,92	0,88	0,46	
D 55	1,47	89,31	1 %	3,73	2,23	-	0,21	1,55	1,45	
D 56	0,07	93,19	1 %	1,29	0,51	-	0,74	2,55	1,61	

Tab. 4: Modalbestand der Alkalifeldspatsyenite

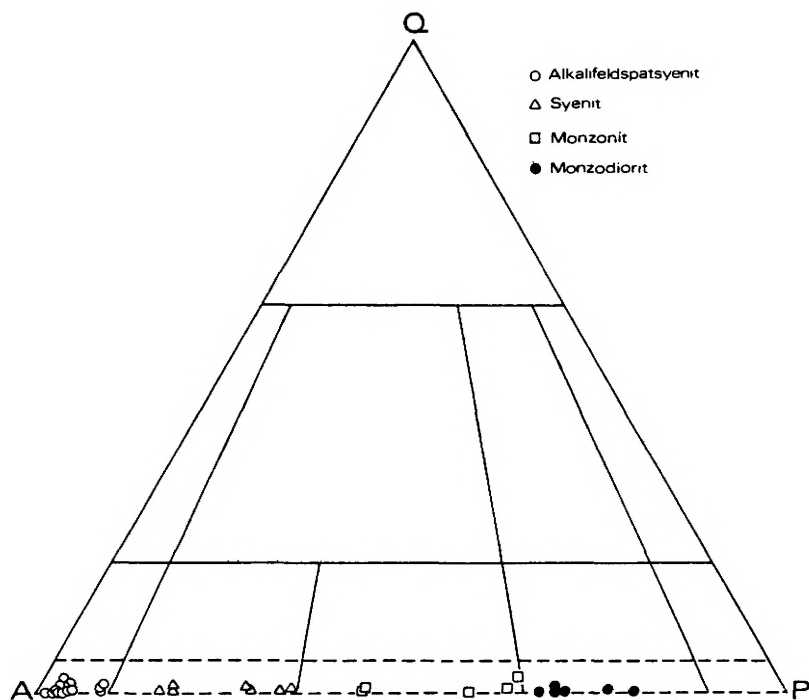


Abb. 2: Modalbestand der Plutonite im STRECKEISEN-Dreieckdiagramm

3.2 Intrusionsfolge des Akapol-Batholithes

Der Akapol-Batholith wurde von GANSSER & HUBER (1962) neben der z. T. larvikitischen Randzone ausschließlich als ein quarzmonzonitischer Intrusionskörper klassifiziert.

ANNELLS et al. (1975) zählen diesen Intrusionskörper zu den intermediären granodioritischen Plutonen, die in der Alborz-Kette verbreitet sind und ein eozänes bis spät-oligozänes Alter aufweisen.

Nach eigenen Untersuchungsergebnissen - soweit es das Gebiet an der östlichen Seite dieses Batholithen betrifft - kann man diesen Pluton in drei Intrusionen aufteilen:

- die Intrusion des Batholith-Körpers
- die Intrusion der Randzone
- die Intrusion der Gänge

Diese Abfolge wird in den weiteren Kapiteln ausführlich behandelt.

3.2.1 Der Batholith-Körper und seine Gliederung

Die zu dem Batholith-Körper gehörenden Gesteine treten ausschließlich im SW des Arbeitsgebietes auf. Morphologisch bilden sie am Ende des Mejel-Tales den höchsten Grat des Untersuchungsgebietes von ca. 3500 m Höhe (Taf. 1/1). Die Gesteine sind durch ihre petrographischen und tektonischen Merkmale im Gelände sehr gut zu erkennen.

Nach den makroskopischen und mikroskopischen Untersuchungen kommen im Intrusionskörper zwei verschiedene Gesteinseinheiten vor. Es sind Monzodiorite und Monzonite. Sie sind im Gelände gut voneinander zu unterscheiden, aber in ihrem Auftreten zeigen sie keine regelmäßige und geschlossene Zonenfolge, sodaß es praktisch unmöglich war, im Gelände eine genaue Abgrenzung vorzunehmen.

3.2.1.1 Monzodiorite

Monzodiorite charakterisieren sich im Gelände durch ihre dunkelgrün-schwarze Farbe. Das Gestein ist mittel- bis grobkörnig. Zwischen den Hornblenden und den Biotiten, die die dunkle Farbe des Gesteines verursachen, kommen hellgraue Feldspäte vor.

Häufig zeigen diese Gesteine isolierte Kristallisationsformen, wie ovale bis kugelige Schollen, mit Durchmessern von einem Dezimeter bis mehreren Metern zwischen den Monzoniten. Das Gestein ist brüchig, sodaß es durch Hammerschlag auseinanderfällt.

Physikalische Verwitterungen als Kernsprünge sind häufig zu beobachten.

Die Monzodiorite sind besonders am kesselförmigen westlichen Ende des Mejel-Tales durchsetzt von vielen kleinen leukokratischen bis lamprophyrischen Gängen.

Eine Modalanalyse aus sechs integrierten Dünnschliffen erbrachte folgende Mittelwerte (in Vol.-%):

Kali-feldspat	Plagio-klas	Quarz	Pyroxen	Hornblende	Biotit	Apatit	Titanit	Erz	andere Spurenminerale	Summe
11,97	31,21	0,62	4,49	32,04	12,18	3,71	1,54	2,37	0,46	100,59

Als Vertreter der Pyroxen-Familie kommt im Monzodiorit die Diopsid-Reihe vor. Ihr gesamter Anteil am Gesteinsvolumen hat einen Mittelwert von ca. 4,49 Vol.-%. Pyroxene erreichen eine Größe von ca. 2 mm. Der Habitus wechselt von kurzprismatisch bis breitstengelig. Die Längsspaltbarkeit (// zu C) ist oft zu beobachten. Auf den Basisschnitten ist die Spaltbarkeit nach {110} gut zu erkennen. Zwillingsbildungen nach {100} sind wenig vorhanden. Die Kristallflächen sind im Hellfeld farblos bis schwach blaßgrün gefärbt. Pleochroismus konnte nicht beobachtet werden.

Überträgt man den optischen Achsenwinkel (Mittelwert $2 V_z = 60^\circ$) auf das Diagramm von HESS (1949), so ergibt sich das Zwischenglied der Diopsid-Reihe Ferrosalinit mit einem Anteil von 70 Mol.-% Ca, Fe und 30 Mol.-% Ca, Mg. Die Auslöschungsschiefe mit einem Mittelwert von $ZAC = 43^\circ$ paßt auch in dieses Schema. Die Diopsid-Kristalle sind z. T. reich an Apatit- und Erz-Einschlüssen. In Rissen und an Kanten wurden ab und zu Umwandlungen in Hornblende und Biotit beobachtet.

Grüne Hornblende ist der wichtigste Bestandteil an Mafiten in diesem Gestein, denn sie macht durchschnittlich 32 Vol.-% des gesamten Gesteines aus. Schon makroskopisch beobachtet man die langgestreckten, säuligen, dunkelgrünen Kristalle, die eine Größe bis 7 mm erreichen. Die grüne Hornblende wurde hier durch eine Reihe von optischen Kriterien nach TRÜGER (1969) als Hastingsit identifiziert. Die Längsspaltbarkeit ist nicht so oft entwickelt, aber die typische Amphibol-Spaltbarkeit ist mit dem Winkel vom Mittelwert 57° (Schnitt senkrecht zu C) gut zu erkennen. Die Zwillingsverwachsung nach (100) ist häufig zu beobachten.

Im Hellbild ist Hastingsit grün gefärbt, der Pleochroismus ist kräftig und je nach der Schnittlage hellgelblichgrün, grünlich bis olivgrün oder hellbräunlichgrün bis braungrün.

Die Auslöschungsschiefe beträgt im Mittelwert $Z\Delta C = 16^{\circ}$ und der optische Achsenwinkel zeigt einen Mittelwert von $2 Vx = 65^{\circ}$.

Zur Altersreihenfolge von Hastingsit und Diopsid konnte durch zwei wichtige Kriterien festgestellt werden, daß die Kristallisation des Hastingsit zusammen oder auch anschließend an die des Diopsid stattgefunden hat. Erstens wird Diopsid homoachsial von Hornblende ummantelt und zweitens gibt es deutliche Einschlüsse von Diopsid in Hastingsit. Andere Einschlüsse wie Apatit, Zirkon und Erze in Hastingsit sind häufig zu beobachten.

Biotit ist mit einem Mittelwert von 12 Vol.-% in den Monzodioriten vertreten.

Die Biotitschuppen sind tafelig und an ihrer Randbegrenzung xenomorph und unregelmäßig buchtig. Sie erreichen eine Größe von ca. 4 mm. Hexagonale Umrissformen konnten nicht beobachtet werden.

Die Schnittflächen quer zu (001) zeigen gute parallele Spaltbarkeit, und auf diesen Flächen kann man die für Glimmer typische "birds-eye structure" erkennen.

Im Hellbild zeigen Biotite je nach Schnittlage hellgrünbraunen bis kräftigrotbraunen Pleochroismus. Die rotbraune Farbe läßt Rückschlüsse auf hohen Titangehalt in diesem Mineral zu. An Einschlüssen sind hauptsächlich Apatit, wenig Titanit, wenig Erz und auch ganz wenig Zirkon (ohne pleochroitischen Hof) zu beobachten.

Als Hauptbestandteile der leukokraten Minerale in Monzodioriten kann Plagioklas mit einem mittleren Anteil von ca. 31 Vol.-% angesprochen werden.

Die zum großen Teil dünn- bis dicktafeligen idiomorphen Kristalle erreichen eine Länge von ca. 3,5 mm. Meistens sind sie an Enden und Flanken buchtig. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader und dem Albit-Gesetz wurden am häufigsten beobachtet. Der von innen nach außen abnehmende An-Gehalt in Plagioklaskristallen und der sich dadurch dokumentierte Zonarbau wurde oftmals beobachtet. Die Bestimmung des Anorthitgehaltes ergab im allgemeinen einen Mittelwert vom Kern zum Rand von 55 - 30 % An.

Als Saussuritierungsprodukte treten hauptsächlich Klinzoisit und Serizit auf, vereinzelt kommen auch Epidot, nadeliger Zoisit und Calcit vor. Die Umwandlung hat meist im anorthitreichen Kern stattgefunden, wobei die albitreichen Randpartien einen frischen Eindruck machen.

In einigen Plagioklaskristallen wurde eine Fülle von grünen Hornblenden, Apatiten, Erzen, Hämatiten, Biotiten beobachtet (Taf. 2/4).

Kalifeldspat ist mit einem mittleren Wert von ca. 12 Vol.-% beteiligt an der Zusammensetzung der Monzodiorite.

Die Kristalle sind hauptsächlich xenomorph und am Rande buchtig. Die Durchschnittslänge beträgt 1 mm, doch erreichen manche Kristalle eine Länge von 2,5 mm.

Selten wurden Karlsbader Zwillinge beobachtet. Das Mineral macht im ganzen einen frischen Eindruck, nur selten erkennt man Serizit als Umwandlungsprodukt. Das Verhältnis von Kalifeldspat zu Plagioklas liegt bei ca. 1 : 2,6.

Der Quarzanteil der Monzodiorite ist sehr gering, nur etwa 0,62 Vol.-%, und er beschränkt sich auf Zwickelfüllungen.

Wichtigstes akzessorisches Mineral der Monzodioritgruppe ist der Apatit, denn im Durchschnitt ist er mit 3,7 Vol.-% am gesamten Mineralbestand dieses Gesteins beteiligt.

Der idiomorphe Habitus des Apatites ist ziemlich mannigfaltig; von säuligen bis schlanksäuligen, von kurz prismatischen bis nadeligen Aggregaten sind alle Formen vertreten. Die Kristallgröße ist genauso vielseitig.

tig; von ganz winzigen Größen bis zu den selteneren, ca. 1,2 mm langen Säulen. Die Durchschnittslänge liegt bei etwa 0,5 mm.

Die Kristallschnitte senkrecht zu C zeigen öfter annähernd hexagonale Umriße und bleiben bei gekreuzten Nicols dunkel.

Oft sind Gas und Flüssigkeitseinschlüsse parallel [0001] zu beobachten. In der gleichen Richtung sind auch Querrisse ausgebildet.

Ein weiterer Vertreter der Akzessorien ist der Titanit. Er ist im Durchschnitt mit ca. 1,5 Vol.-% an diesem Gestein beteiligt.

Die Titanitkristalle sind z. T. xenomorph oder linsenförmig mit rechteckigem Umriß. Die typischen "Briefcouvert"-Formen beobachtet man aber selten. Die Korngrößen sind unterschiedlich ausgebildet, denn 0,1 mm bis 0,5 mm große Kristalle sind vorhanden. Die Kristalle sind schwach bräunlichgelb gefärbt und zeigen einen schwachen Pleochroismus.

Zirkon tritt in Monzodioriten neben anderen akzessorischen Mikrokristallen, die nicht identifiziert werden konnten, mit einem Anteil von ca. 0,5 Vol.-% auf. Die Korngrößen liegen immer unter 0,1 mm und die Körner sind oft rundlich oder tropfenförmig.

"Pleochroitische Höfe" in der Umgebung von Zirkonen oder metamikten Zirkonen konnten nicht beobachtet werden. Es konnte auch keine kräftige Färbung oder anormale schwache Doppelbrechung, die auf einen hohen Gehalt an radioaktiven Elementen in den Zirkonen hinweisen (SANSONI, 1966), festgestellt werden.

Die Opaken Minerale sind mit einem Anteil von ca. 2,3 Vol.-% am gesamten Gestein beteiligt. Die Kristalle sind hauptsächlich xenomorph und können bis ca. 1 mm groß werden. Unter den Erzen sind Hämatite mit ihrer bräunlichroten Farbe und der sehr hohen Lichtbrechung ganz gut zu erkennen.

3.2.1.2 Monzonite

Im Gelände zeichnen sich Monzonite durch die graue bis hellgraue Farbe ihrer Feldspäte, die von grünschwarzen Mafiten durchsetzt sind, ab.

Das Gestein ist im allgemeinen mittel- bis grobkörnig, aber ab und zu trifft man auch feinkörnige Vorkommen. Beim Hammeranschlag sind die Monzonite härter als die Monzodiorite. Abgesehen von lokalen Oberflächenverwitterungen unterscheiden sich die Monzonite in den verschiedenen Geländebereichen nicht viel voneinander.

Obwohl die Monzodiorite und Monzonite inhomogen, also nicht zonenweise im Intrusionskörper verteilt sind, ließ sich eine Zunahme von Monzonitgesteinen vom Zentrum zur Randzone im Gelände feststellen.

Eine Modalanalyse für Monzonite aus fünf integrierten Dünnschliffen erbrachte folgende Mittelwerte (in Vol.-%):

Kali-feldspat	Plagio-klas	Quarz	Pyroxen	Hornblende	Biotit	Apatit	Titanit	Chlorit	Erz	andere Spurenminerale	Summe
29,61	33,28	0,71	3,37	13,47	11,30	2,31	4,01	0,94	1,10	0,38	100,48

Die im Monzodiorit als Ferrosalit diagnostizierten Pyroxene treten auch in den Monzoniten auf, aber ihr Anteil am gesamten Gesteinsvolumen ist niedriger (Mittelwert 3,37 Vol.-% gegenüber 4,49 Vol.-%).

Die Durchschnittslänge der Kristalle liegt bei ca. 1,5 mm. Die Kristalle sind am Rande in Hornblende und Biotit umgewandelt oder ganz von ihnen verdrängt worden.

Der Hastingsitanteil in den Monzoniten verringert sich auf einen Mittelwert von 13,47 Vol.-% des gesamten Gesteinsvolumen. Damit ist der Anteil an Hornblende in diesem Gestein im Vergleich zum Monzodiorit auf über die Hälfte zurückgegangen.

Die Kristalle sind z. T. breitsäulig und idiomorph und erreichen eine Länge von ca. 4 mm.

Im Hellbild zeigen die Kristallflächen manchmal hellbraune Flecken, die dann bei gekreuzten Nicols eine disperse Auslöschung verursachen. Diese ist auf den Titangehalt des Minerals zurückzuführen.

Als Umsetzungsprodukte sind nur blaßbraune bis grüne Biotite zu beobachten, die an Spaltrisse und Ränder gebunden sind. Häufig sind Einwachsungen von Apatit, Titanit und Erz.

Bei allen beobachteten Hornblenden in den Monzoniten zeigen sich keine nennenswerten optischen Abweichun-

gen gegenüber den Hornblenden in den Monzodioriten.

Die Biotite in den Monzoniten zeigen eine Tendenz zur Zunahme von grüner Farbe und zur Abnahme von rotbrauner Farbe. Ihr gesamter Volumenanteil im Gestein liegt bei ca. 11 Vol.-%, und von der Größe her sind sie ähnlich wie Biotite in Monzodioriten. Neben tafeligen Kristallen beobachtet man xenomorphe Individuen, die an Flanken und Enden oft angenagt bzw. ausgefranst sind. Umwandlungsprodukte konnten aber nicht festgestellt werden.

Der Gesamtanteil an Plagioklas hat zwar im Vergleich zu den Monzodioriten in den Monzoniten zugenommen (Mittelwert ca. 33 Vol.-%), aber im Verhältnis zu Kalifeldspat ist wohl der Plagioklas-Anteil viel geringer als im Monzodioritgestein. Die Durchschnittslänge der Kristalle liegt bei 1,5 - 2 mm; nur wenige erreichen eine Länge von mehr als 2,5 mm.

Die idiomorphen Zwillingskristalle nach dem Karlsbader Gesetz sind gegenüber dem Plagioklas in Monzodioriten weniger zu beobachten, aber die Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz ist bei fast allen Kristallen deutlich ausgeprägt. Der Anorthitgehalt vom Kern zum Rand schwankt hier zwischen 50 und 30 An. Eine selektive Umsetzung (wahrscheinlich Klinozoisit) von einer Schar von Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz setzt sich offenbar durch.

Kalifeldspat ist mit einem Mittelwert von ca. 29,6 Vol.-% beteiligt am gesamten Mineralbestand dieses Gesteins und somit beträgt sein Verhältnis zu Plagioklas 0,8 : 1. Resultat ist also, daß keiner von den beiden Vertretern der Feldspatfamilie in den Monzoniten eine Vormachtstellung einnehmen konnte. Die längsten Kalifeldspäte messen ca. 2,3 mm, die Kristalle sind zum größten Teil xenomorph und an Kanten buchtig. Zwillingsbildung ist nicht verbreitet, denn nur wenige Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz konnten beobachtet werden.

Perthitische Verwachsungen konnten nicht festgestellt werden.

Feinschuppige Serizite können als wichtigstes Umsetzungsprodukt in Kalifeldspäten genannt werden.

Mit nur ca. 0,7 Vol.-% Anteil am gesamten Gesteinsvolumen spielt der Quarz eine sehr geringe Rolle in den Monzoniten.

Apatit ist mit einem Mittelwert von ca. 2,3 Vol.-% in diesem Gestein vertreten. Und damit hat er gegenüber den Apatiten in der Monzodioritgruppe mehr als ein Volumenprozent seines Anteils verloren.

Die Formen der Apatit-Kristalle sind auch hier vielgestaltig, aber die kurzprismatischen Gebilde sind vorherrschend. Die Kristalle erreichen eine Größe bis etwa 0,5 mm, doch die kleineren sind häufiger.

Als ein frühes Ausscheidungsmineral kommen Apatite als idiomorphe Einschlüsse in fast allen Mineralen des Monzonites vor. So gibt es hier auch xenomorphe Gebilde von Erzen mit Apatit-Einschlüssen. Die Erze sind selbst meistens von einem Titanitsaum ummantelt (Taf. 2/5). Deshalb kann gesagt werden, daß der Kristallisationsbeginn bei Apatit, Erz und Titanit fast gleichzeitig oder kurzfristig nacheinander liegt. Und so ist ein grobes Kristallisationsdifferenzierungsschema in folgender Reihenfolge abgelaufen:

Apatit ---- Erz ---- Titanit

Titanit tritt als wichtigstes akzessorisches Mineral in den Monzoniten auf, denn er ist mit einem anteiligen Mittelwert von ca. 4 Vol.-% vertreten. Idiomorphe Kristalle mit typischen rautenförmigen Querschnitten sind dabei häufig, die größten Kristalle erreichen eine Länge von ca. 0,6 mm.

Deutlich ausgeprägt ist die Spaltbarkeit nach {110}.

Die schwach bräunliche Farbe im Hellbild verrät seinen hohen Gehalt an Fe³⁺.

Restliche akzessorische Minerale - darunter Zirkon - nehmen mit einem Gehalt von etwa 0,4 Vol.-% teil. Die Körner sind sehr klein, bei allen gemessenen Kristallen liegen sie unterhalb von 0,1 mm.

Bei den integrierten Dünnschliffen liegt der Opak-Anteil bei etwa 1 Vol.-%. Erzkörner sind meistens xenomorph und können hier auch eine Größe von ca. 1 mm erreichen.

3.2.2 Die Randzone und ihre Gliederung

Schon GANSSER & HUBER (1962) beobachteten am Rande des Batholithen, besonders nördlich von Akapol bzw. westlich vom Mejel-Tal, leukokrate perthitische Alkalifeldspatgesteine, die sie als Larvikite bezeichnet haben.

Die Randzone breitet sich hauptsächlich an der westlichen Seite des Mejel-Tales mit einer höchsten Breite von ca. 1,6 km aus und wird nach S immer schmaler.

Zwischen ihr und den benachbarten kontaktmetamorphen Marmoren gibt es immer eine scharfe Grenze, was zum Batholith-Körper hin nicht der Fall ist, denn im Untersuchungsgebiet konnte ein kontinuierlicher Übergang zwischen den Gesteinen der Randzone und denen des Intrusionskörpers beobachtet werden. Ein großer Teil der Randzone ist bewaldet, daher wurden meistens die Nebenflüsse des Mejel-Tales als Querprofile durch die Randzone benutzt.

Die Randzone besteht nach makroskopischen und mikroskopischen Untersuchungen hauptsächlich aus Alkalifeldspatsyeniten und einigen Syeniten.

Die Gesteine sind auch hier nicht regelmäßig oder zonenweise anzutreffen, aber im großen und ganzen gibt es eine Alkalifeldspatsyenit-Anreicherung in die Richtung des Plutonrandes.

3.2.2.1 Syenite

Makroskopisch sind die Syenite im Gelände nicht leicht von den Alkalifeldspatsyeniten zu unterscheiden. Die hellgrauen, groß- bis mittelkörnigen Feldspäte werden von einer begrenzten Zahl von Mafiten durchsetzt, wobei die Kalifeldspäte oft rötliche Farbe zeigen.

Im allgemeinen sind die Syenite im Mejel-Tal gegen die physikalische Verwitterung (Kernsprengung) beständiger als die Alkalifeldspatsyenite.

Eine Modalanalyse für die Syenite aus sieben integrierten Dünnschliffen erbrachte folgende Mittelwerte (in Vol.-%):

Kali-feldspat u. Perthit	Plagio-klas	Quarz	Pyroxen	Hornblende	Biotit	Apatit	Titanit	Erz	andere Spurenminerale	Summe
69,17	22,64	1,27	1,47	0,94	2,44	0,50	1,01	1,15	0,37	100,96

Konsequenterweise ist der Anteil an Mafiten in den Syeniten niedriger als in den Monzoniten.

Der Pyroxenanteil (Ferrosalinit) schrumpft auf 1,49 Vol.-% zusammen. Die schlank säulenförmigen Kristalle treten hier häufiger auf als breit stengelige Aggregate und erreichen dann eine Länge von ca. 1,7 mm. In dem Dünnschliff D 39 konnte bei einem Pyroxenkristall eine Kristallisations-Wachstumspause zwischen Kristallkörper und Rand festgestellt werden, wobei an der Grenze zwischen Körper und Rand eine Reihe von Erz-Ausscheidungen diesen Vorgang verdeutlichen (Taf. 2/6). In dem Körper des Kristalls konnten sehr dünne Entmischungslamellen von Ilmeniten, parallel zu C orientiert, beobachtet werden, die auf Ausscheidung des Titangehaltes zurückzuführen sind (Taf. 2/7). Außerdem sind bei einigen Individuen die von Titanogit her bekannte Achsendispersion mit dem dadurch bedingten fleckigen und schaligen Auslöschern zu beobachten. Diese Art von Auslöschung kann hier nur dadurch erklärt werden, daß um den Ferrosalinitkern ein ägrinaugitischer Saum gewachsen ist und durch die Farbdifferenz zwischen Kern und Rand diese Strukturen verursacht werden, die zwar hier in den Syeniten noch nicht klar zu erkennen sind, aber in den Alkalifeldspatsyeniten weiter entwickelt auftreten (vgl. Kap. 2.3.2.2).

Die als Hastingsit identifizierte grüne Hornblende tritt auch in den Syeniten auf, aber ihr Durchschnittsgehalt hat enorm abgenommen, denn er beträgt nur noch weniger als 1 Vol.-% des gesamten Gesteinsvolumens. Die Kristalle sind meistens am Rande korrodiert, in Biotit umgewandelt und im allgemeinen xenomorph. Sie erreichen eine Größe von ca. 2 mm (optische Kennzeichen s. Kap. 3.2.1.1).

Neben 0,3 - 0,4 mm großen, z. T. idiomorphen Biotit-Tafeln treten auch große, am Rand buchtige Biotitkristalle auf. Von der Farbe her ähneln diese Biotite denjenigen in den Monzodioritgesteinen.

Parallel zu den Spaltrissen, im Schnitt quer zu (001), zeichnen sich rotorange Farbflecken ab, die die Höhe des Gehaltes an Titan verraten. Der Biotitanteil am gesamten Volumen verringert sich auf einen Mittelwert von 2,4 Vol.-%. Als zweiter Hauptgemengeteil in Syeniten kommen die Plagioklase mit einem mittleren Anteil von ca. 22,6 Vol.-% vor. Die dicktafeligen Kristalle überwiegen die anderen Formen und sie können eine Länge von 3,5 mm erreichen.

Die Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz ist nicht mehr so ausgeprägt wie in den vorherigen Ge-

steinsserien.

Der Anorthitgehalt liegt vom Kern zum Rand bei einem Mittelwert zwischen 45 - 25 % An.

Die meisten Plagioklaskristalle sind an Enden und Flanken von der Obermacht des Kalifeldspates verdrängt und dabei buchtig resorbiert und korrodiert. Bei einigen Individuen konnte die Alkalivormacht sehr gut festgestellt werden, weil der Plagioklas mit seinem anorthitreichen Kern über einen anorthitarmen Rand verfügt und schließlich vom perthitischen Alkalifeldspat verdrängt wird.

Als Hauptbestandteil der Syenite können die Alkalifeldspäte mit einem Mittelwert von ca. 69,1 Vol.-% angesprochen werden, somit liegt ihr Verhältnis zu Plagioklas 3 : 1. Die Kristalle erreichen eine Länge von ca. 2,8 mm. Meistens sind sie xenomorph und an den Rändern miteinander verzahnt, doch können idiomorphe Zwillingkristalle nach dem Karlsbader-Gesetz ab und zu beobachtet werden.

Mikroperthitbildung ist in den Kalifeldspäten eine häufige Entmischungerscheinung. Dabei sind vorherrschend Flecken- und Aderperthit. Der Fleckenperthit ist in Orthoklasen manchmal so groß, daß man die für den Plagioklas so charakteristische Zwillinglamellierung in den Albitflecken sehr gut erkennen kann.

Quarz tritt ausschließlich xenomorph in den Zwickeln auf. Sein Anteil liegt bei ca. 1,2 Vol.-%.

Der Apatitanteil in den Syeniten beschränkt sich nur noch auf ca. 0,5 Vol.-%. Die beobachteten Korngrößen schwanken zwischen kleiner als 0,1 mm bis zu 0,5 mm (andere Eigenschaften von den Apatiten s. 3.2.1.1).

Ein weiterer Vertreter der Akzessorien ist der Titanit, der mit ca. 1 Vol.-% an dem gesamten Gesteinsvolumen teilnimmt. Die größten Kristalle erreichen hier eine Länge von ca. 1 mm. Bei idiomorphen Kristallen beobachtet man manchmal einfache Zwillingbildung nach (100).

Einschlüsse von Apatit und Erz sind häufig.

Erz beteiligt sich auch mit einem Mittelwert von ca. 1 Vol.-% am Gesteinsaufbau. Die Minerale sind in zwei Generationen vertreten. Einmal als große, xenomorphe Kristalle bis zu 1 mm und andererseits als sehr kleine, idiomorphe, kubisch bis tetragonale Kristalle von ca. 0,05 mm. Die großen Kristalle zeigen häufig kleine Apatiteinschlüsse.

3.2.2.2 Alkalifeldspatsyenit

Die Alkalifeldspatsyenite sind im Gelände durch ihren Mineralbestand und ihre Ausbildung sehr gut anzusprechen. Im frischen Bruch ist das Gestein mittel- bis grobkörnig.

Die hellgraue bis graue Farbe (selten auch ganz hellrote Farbe) des Gesteins wird durch den beherrschenden Anteil an Kalifeldspat verursacht.

Besonders am mittleren Ende des Ekil-Tales beobachtet man bei dieser Gesteinsgruppe die von Granitintrusionen her bekannten Formen der "Wollsackverwitterung", die durch angelegte D, Q und S Kluftsysteme entstanden sind. Die ausgebildeten Formen zeigen entweder kegelähnliche (Taf. 1/3) oder kugel- bis kissenähnliche Formen (Taf. 1/4).

Außerdem sind typische Merkmale für diese Gesteine die bekannten Kernsprünge und schaligen Absprengungen (Taf. 2/2). Diese sind so weit fortgeschritten, daß große Flächen des Tales bedeckt sind mit Kalifeldspatkörnern und zwar so, daß die Geländebegehung an den steilen Hängen erschwert wurde.

Eine Modalanalyse für Alkalifeldspatsyenite aus 17 integrierten Dünnschliffen erbrachte folgende Mittelwerte in Vol.-%:

Kali-feldspat u. Perthit	Plagioklas	Quarz	Pyroxen	Biotit	Titanit	Erz	andere Spurenminerale	Summe
90,21	3,61	0,83	2,34	0,57	0,93	1,03	0,60	100,12

Der Durchschnittsgehalt an Pyroxenen beträgt in diesem Gestein nur noch 2,3 Vol.-%.

Die zur Diopsid-Reihe gehörenden Pyroxene mit ihrem ägirinaugitischen Rand erreichen eine Größe von ca. 2 mm, aber das Häufigkeitsmaximum liegt bei den idiomorphen Kristallen bei etwa 0,7 mm.

In Schnitten angenähert // (010) ist die Längsspaltbarkeit ausgesprochen gut zu erkennen. Seltener sind die Basisschnitte, die dann die typische Pyroxenspaltbarkeit mit einem Winkel nahe 90° zeigen.

Die Kristalle sind am Rande schwach pleochroitisch. Die Farbe wechselt je nach Schnittlage und Exposition der C-Achse zu den Nicols zwischen schwach grasgrün und gelblichgrün. Im Hellbild sind die Pyroxene im Kern farblos oder blaßgrün und zeigen keinen Pleochroismus. Bei gekreuzten Nicols zeigen die Kristalle häufig Zonarstruktur, die durch den Farbunterschied zwischen dem diopsidischen Kern und dem ägirin- bis ägirinaugitischen Rand leicht kenntlich gemacht wird (Taf. 3/1).

Der Umsetzungsprozeß ist hier bei den Pyroxenen z. T. recht weit entwickelt, sodaß die Kristallformen nur noch wie eine Ruine übriggeblieben sind. Selbst die Pyroxene sind dann hauptsächlich von Erz ausgefüllt. Bei einigen Schliffen zeigt sich der Uralitisierungsprozeß eindeutig, wobei die Pyroxene am Rande oder längs der Spaltbarkeit in Hornblendeaggregate mit farblosen bis blaßgrünen Farbtönen umgewandelt sind; wahrscheinlich handelt es sich um eine Grammatitvarietät.

In den Alkalifeldspatsyenit-Gesteinsproben, die vom Rande des Batholithen entnommen worden sind, beobachtet man, daß die Pyroxene nur noch durch die stark grasgrünen Varietäten vertreten sind.

Die Kristalle sind zum erheblichen Teil idiomorph und erreichen eine Durchschnittsgröße von ca. 1,3 mm. Die Kristallkanten sind meistens von Erzen umgeben.

Die typische Pyroxen-Spaltbarkeit nach {110} ist bei einigen Kristallen ausgeprägt.

Pleochroismus ist sehr deutlich und wechselt von grasgrün über grünlichgelb zu gelblichgrün.

Die Auslöschungsschiefe liegt bei einem Mittelwert von etwa $X \wedge C = 0^\circ$, wodurch - neben anderen optischen Kriterien - dieses Mineral als Ägirin angesprochen werden kann.

Wenn man nun die Pyroxen-Entwicklung in der Alkalifeldspatsyenit-Serie vom Körper zum Rand betrachtet, stellt man fest, daß die zu der Diopsid-Reihe gehörenden Pyroxene am Anfang mit einem ägirinaugitischen Saum in den Gesteinen auftreten und der Ägirinanteil in den Pyroxenen zum Rand weiter ansteigt, bis ganz am Rand nur noch Ägirin in den Alkalifeldspatsyeniten vorkommt. Daraus kann man schließen, daß vom Kern zum Rand eine Na-Anreicherung stattgefunden hat (siehe auch geochemische Daten).

Die Pyroxen-Mineralen enthalten häufig Einschlüsse von Erz und Titaniten. Akmit wurde nicht beobachtet. Bis auf einige kleine Individuen konnten in allen beobachteten Alkalifeldspatsyeniten keine Hornblende-minerale gefunden werden.

Wenn man das Auftreten von Hornblenden vom Körper des Akapol-Batholithen zum Rand betrachtet, stellt man fest, daß eine starke Abnahme dieser Mineralgruppe stattgefunden hat, wobei eine Kristallisation der Hornblende am Rande des Batholithen in den Alkalifeldspatsyeniten praktisch vollkommen ausblieb. Dies kann in zwei Ursachen begründet sein:

Entweder liegt es am Mangel des H_2O -Partialdruckes des Magmas in dieser Differentiationsphase, oder die Hornblendemineralien können vom Ägirin verdrängt worden sein (nach Tröger 1969).

Der Mittelwert am Biotitanteil im Alkalifeldspatsyenit liegt bei etwa 0,57 Vol.-%, wobei in einigen Dünn-schliffen überhaupt kein Biotit gefunden werden konnte.

Sekundäre Umwandlungen von Biotit in Chlorit konnten bei einigen Individuen festgestellt werden.

Der Plagioklasanteil in diesem Gestein vermindert sich auf einen mittleren Anteil von ca. 3,6 Vol.-%. Die Durchschnittslänge der Kristalleisten liegt bei ca. 0,5 mm, die hauptsächlich als Zwickelfüllungen an den Grenzen der größeren Kalifeldspatkristalle erscheinen. Nur selten erreichen sie eine Länge von ca. 2,5 mm. Feine polysynthetische Verzwillingungen nach dem Albit-Gesetz sind bei größeren Kristallen zu beobachten. Die Bestimmung des Anorthitgehaltes ergab Mittelwerte um 15 - 30 % An. Hier konnten auch antiperthitische Individuen als Flecken festgestellt werden.

Ofter zeigen die Plagioklas-Leisten, besonders die im Kalifeldspat eingeschlossenen, eine undulöse Auslöschung. Die Ursache kann in der fast gleichzeitigen Kristallisation der Kalifeldspäte liegen, die mit ihrem übermächtigen Anteil in diesem Gestein den Plagioklas verdrängt und somit beim Plagioklas eine Wachstumsstörung auslösen.

Bis auf hin und wieder auftretende Serizitisierung ist das Mineral frei von Umwandlungsprodukten.

Kalifeldspat tritt mit seinem vorherrschenden Anteil von 90 Vol.-% in den Alkalifeldspatsyeniten auf, wodurch sich ein Verhältnis zum Plagioklas von 24,9 : 1 ergibt. Zum großen Teil weisen die nebeneinanderliegenden Kristalle eine der eckigen Pflasterstruktur ähnliche Form auf. Die Kristallgröße variiert in den verschiedenen Gesteinsproben sehr stark, einzelne Kristalle erreichen sogar eine Länge von 8 mm, aber die

Häufigkeitsmaxima dürften bei 2 - 5 mm liegen.

Zwillingsbildung nach dem Karlsbader-Gesetz ist stark verbreitet. Diese sind in der Regel gut idiomorph. Fast alle Kalifeldspäte zeigen eine enorme Mikroperthitbildung, oft orientiert nach der Richtung der besten Spaltbarkeit, also nach // (001) und // (010). Die häufigsten Perthitformen sind hier Ader- und Filmperthite, seltener Faden- und Fleckenperthite. Eine Abschätzung des Albitanteiles in den Kalifeldspäten ist sehr schwer, aber nach DEER, HOWIE und ZUSSMANN (1966) kann der Albitanteil in mikro- und kryptoperthitischer Form in syenitischen Gesteinen 20 - 50 % des Gehaltes an Orthoklasen ausmachen. Aus den geochemischen Analyseergebnissen liegt der Mittelwert von Na_2O in diesen Alkalifeldspatsyeniten bei 7,1 % und der des K_2O bei 5 %. Da auch die Alkalifeldspäte fast 90 Vol.-% des gesamten Gesteines ausmachen und die Plagioklase und Na-reichen Mafite hier eine sehr geringe Rolle spielen, kann angenommen werden, daß der Albitanteil in den Kalifeldspäten bei 50 % oder noch über 50 % liegt.

Bei einigen idiomorphen, nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingten Kalifeldspatkristallen, wurden in der Dunkelfeldstellung (+ Pol.) ovale, einheitliche Kerne festgestellt, wobei um den Kern ein albitreicher Kalifeldspat als Saum weiter gewachsen ist (Taf. 3/2). In dem Saum setzen sich die Verwachsungsflächen (Karlsbader-Gesetz) des Kerns weiter fort. Die Perthite sind im Kern und im Saum gleich orientiert, aber sie erscheinen im Saum etwas kleiner.

In den Kalifeldspatkristallen sind manchmal ältere Einschlüsse enthalten, die bei der Kristallisation der Feldspäte angelagert und umwachsen wurden.

Abgesehen von typischen grauen Trübungen, bedingt durch "Chagrín", erscheinen in Kalifeldspäten zwar ab und zu kleine Serizitschuppen, doch im allgemeinen sind die Kristalle frei von Neubildungen und machen einen frischen Eindruck.

Der Quarzanteil liegt bei einem Mittelwert von ca. 0,8 Vol.-%. Sein Vorkommen ist stets auf kleine Körner zwischen den großen, übermächtigen Kalifeldspäten beschränkt.

Das Auftreten von Apatit in den Alkalifeldspatsyeniten ist so weit zurückgegangen, daß er mit den anderen Akzessorien - außer Titanit - nur noch einen mittleren Anteil von ca. 0,6 Vol.-% des gesamten Gesteinsvolumen ausmacht. Daraus kann gefolgert werden, daß bei dem Differentiationsablauf vom monzodioritischen Kern über die Monzonite und Syenite zum alkalifeldspat-syenitischen Rand eine deutliche Abnahme von Apatiten zu verzeichnen ist.

Die Apatitkristalle erreichen hier selten eine Länge über 0,3 mm, also ist eine Kornverkleinerung im Sinne der großen Kristalle vom Körper zum Rand des Batholithen auch hier zu bemerken.

Obwohl der Titanit nur unter einem Volumenprozent im Alkalifeldspatsyenit beteiligt ist, stellt er das wichtigste akzessorische Mineral dar. Mit seinen idiomorphen Kristallen und seiner höheren Lichtbrechung hebt sich der Titanit deutlich vom Kalifeldspat-Hintergrund ab.

Der größte Kristall wurde hier mit einer Länge von 3,4 mm und einer Breite von 1 mm gemessen. Im allgemeinen ist also eine Kornvergrößerung vom Kern des Batholithen zum Rand bei den Titanitkristallen zu verzeichnen.

Bis auf einige Proben in der randlicheren Zone des Batholithen wirken die Minerale recht frisch. In den obengenannten Proben haben Titanitkristalle ihre rhombenförmigen Umrisse erhalten, aber im Inneren haben sie sich wahrscheinlich in ein Gemisch von Rutilkörnern und Leukoxen umgewandelt.

Das Zirkonvorkommen beschränkt sich auf kleinste Korngrößen unter 0,1 mm.

Opake Minerale sind in den Alkalifeldspatsyeniten auch mit ca. 1 Volumenprozent vertreten. Die xenomorphen Kristalle können bis ca. 1 mm groß werden. Häufig handelt es sich um rötliche Hämatite, die wahrscheinlich sekundär entstanden sind (Taf. 3/3). Annähernd zeigen sie im Hellbild, meist an den Rändern, eine zonare Färbung.

In allen untersuchten Dünnschliffen der batholithbildenden Gesteine, also Monzodiorite bis Alkalifeldspatsyenite, konnten keine optischen Anzeichen für einen hohen Gehalt an radioaktiven Elementen festgestellt werden, auch nicht in den akzessorischen Mineralen wie Apatit, Titanit und Zirkon. Denn es konnten in den obengenannten Mineralen keine "Pleochroitischen Höfe" oder eine überhöhte Farbtintensivität oder Isotropisierung der Minerale und schließlich auch keine metamikten Minerale gefunden werden. Die geochemischen Analyseergebnisse und Mikrosondenuntersuchungen bestätigen diese petrographischen Befunden (vgl. Kap. 7).

3.2.3 Die Ganggesteine und ihre Gliederung

Die Ganggefölgfchaft des Akapol-Batholithen ist im Mejel-Tal mannigfaltig. Die sauer bis intermediären Gänge, die durch ihre unterschiedlich hohe Radioaktivität (ca. 700 - 9000 cps) eine besondere Stellung in dieser Arbeit einnehmen, werden neben den Monzonitporphyren und den Lamprophyrgängen in den folgenden Abschnitten behandelt. Es muß darauf aufmerksam gemacht werden, daß diese Gänge wegen ihrer Wichtigkeit nicht maßstabgerecht auf der geologischen Karte verzeichnet sind.

3.2.3.1 Ägirinalkaligranit

Diese Gänge konnten nur im Siebe-Tschalak-Tal und auf dem Grat zwischen dem Siebe-Tschalak- und dem Turek-Tal beobachtet werden. Sie sind meistens von Schutt bedeckt und nur in geringen Flächen aufgeschlossen, die dann durch ihre hohe Radioaktivität auf sich aufmerksam machten. Die Gänge sind entweder rund bis linsenförmig (Durchmesser ca. bis 4 m) oder Kluftausfüllungen mit einer Breite von 20 - 40 cm und einer Länge von 3 - 6 m. Diese streichen hauptsächlich NE/SW. Die Gesteine zeigen im Gelände meist eine sich wiederholende Abfolge von unterschiedlich zusammengesetzten Lagen oder Bändern, die parallel zum Salband angeordnet sind. Diese Lagen haben unterschiedliche Breiten von 2 bis 15 mm und bestehen entweder aus feinkörnigem Gemisch von Pyroxen, Feldspat und Quarz oder grobkörnigem Feldspat und Quarz.

Zwischen diesen Bänderungen beobachtet man schalenförmig aufgebaute Drusen, die eine pegmatitähnliche Struktur aufweisen. Sie bestehen aus einem feinkörnigen Kern, gefüllt hauptsächlich mit Ägirin, Feldspat und Quarz, darauf eine dünne Schale (ca. 3 - 4 mm) aus Feldspat und Quarz und weiter zum Rand eine ca. 1 cm breite Schale aus grobkörnigem Pyroxen mit Feldspat als Zwischenfüllung und weiterhin eine ca. 3 cm breite Schale aus grobkörnigem Feldspat und Quarzkristallen, die porphyrisch in einer feinkörnigen Grundmasse auftreten. Die porphyrischen Kristalle können bis zu 1 cm Durchmesser groß werden (Taf. 2/3). Nach dieser Zone folgen die obenbeschriebenen Bänderungen.

Unter dem Mikroskop sind diese Gesteine durch Serialstruktur gekennzeichnet. Alle Übergänge von feinkörniger Grundmasse (ca. 0,05 große Kristalle) bis zu 1 cm großen Einsprenglingen sind in diesem Gestein vorhanden. Die Lagen mit den sich unterschiedlich abwechselnden Mineral-Ansammlungen konnten auch im Dünnschliff belegt werden.

Ägirin vertritt die Mafite in diesem Gestein. Sein Durchschnittsanteil am Gesteinsvolumen dürfte bei ungefähr 20 Vol.-% liegen.

Ägirin tritt dabei in unterschiedlichen Größen auf. In der Grundmasse prismatisch (feinsäulig bis nadelig) mit einer Mittelwertgröße von ca. 0,7 mm, daneben xenomorphe Grobkristalle mit einer Mittelwertgröße, die bei ca. 4 mm liegt.

Die Längsspaltbarkeit (// zu C) ist kaum zu beobachten. Auf einigen Basisschichten konnte die typische Pyroxen-Spaltbarkeit nach {110} mit einem Winkel von ca. $90,5^{\circ}$ festgestellt werden.

Die Kristalle zeigen z.T. deutlichen Pleochroismus. Die Farben wechseln je nach Schnittlage und Exposition der C-Achse zu den Nicols zwischen gras- bis hellgrün und grünlichgelb bis gelblichgrün.

Wichtigste Parameter zur Diagnose von Ägirin innerhalb der Ägirinaugit-Reihe war die Auslöschungsschiefe, die um etwa $\chi \wedge C = 0^{\circ}$ lag.

Einwachsungen von Erz, Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz sind in den Kristallen zu beobachten.

Der gesamte Anteil der Kalifeldspäte dürfte bei ca. 38 Vol.-% liegen.

Mikrokline, die bei (+ Nicols) die typische Mikroklin-Gitterung aufweisen, bilden bis zu ca. 10 mm große Einsprenglinge im Ägirinalkaligranit. Diese, am Rand korrodierten poikilitischen Kristalle sind von Orthoklasen, Plagioklasen und Quarzen durchwachsen. Mikrokline zeigen außerdem Perthitbildung. Dabei konnten die Flecken- und Aderperthite am häufigsten beobachtet werden. Die Zunahme von Mikroklin in solchen Ganggesteinen kann nach HARKER (1954), MACKENZIE und SMITH (1961) u. a. auf Kosten von Orthoklas stattgefunden haben.

In einigen Dünnschliffen ist die Umwandlung von Kalifeldspat in Serizit weit fortgeschritten. Diese Neubildung verursacht auch hier eine starke Trübung der Kristalle.

Durchweg von geringerer Korngröße als die Kalifeldspäte sind die Plagioklase. Selten erreichen die Leisten

eine Länge von ca. 1,2 mm. Die Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz beschränkt sich auch nur auf einige Lamellen in den Kristallen. In den Bänderungen liegen die Plagioklase ab und zu dicht als dünne Leisten mit einer fludial geregelten Textur zwischen anderen größeren Kristallen.

Ihr gesamter Anteil im Gestein ist im Vergleich zu Kalifeldspat und Quarz viel geringer. Er dürfte bei ungefähr 7 - 9 Vol.-% liegen.

Die Kristalle sind im allgemeinen frei von Umwandlungsprodukten und machen einen frischen Eindruck.

Quarz nimmt neben Alkalifeldspat den höchsten Anteil (etwa 25 Vol.-%) in diesem Gestein ein. Die xenomorphen Kristalle treten mit unterschiedlichen Größen verteilt in der Grundmasse und den Lagen auf. Die makroskopisch beobachteten großen Quarzeinsprenglinge zeigen unter dem Mikroskop eine Ansammlung von kleineren Quarzkristallen (Mittelwert ca. 1 mm) mit einer Pflasterstruktur. Quarz führt nicht selten Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse, die perlschnurartig angeordnet sind.

Unter den Nebengemengteilen fallen Apatit und Zirkon zurück, dagegen kommen Titanite reichlich vor. Sie erreichen eine Größe von ca. 0,5 mm. Neben meist xenomorphen Kristallen sind auch linsenförmige mit etwa rechteckigen Umrissen vorhanden.

Nach den mikroskopischen Untersuchungen und dem Einsatz der Mikrosonde tritt hier das seltene Mineral Rhodonit in der postmagmatischen Phase auf.

Diese triklinen Kristalle zeigen z. T. einen dicksäuligen Habitus mit ca. 0,5 mm Erstreckung, ansonsten kommen körnige, am Rande xenomorphe Formen vor. Besonders bei den säuligen Individuen ist die Querspalbarkeit gut ausgebildet.

Im Hellbild hebt sich der Rhodonit neben Ägirin durch sein hohes Relief von seiner Umgebung ab (Taf. 3/4). Teilweise ist er sehr schwach gelblichbraun gefärbt und zum anderen Teil hat er besonders am Rand der Kristalle eine rosa Farbe. Diese zeigen einen ausgeprägten Pleochroismus. Die Farben wechseln je nach Schnittlage und Exposition der Achsen zu den Nicols zwischen hell- bis kräftigrosa und blaßbräunlich bis gelblichbraun.

Bei gekreuzten Nicols zeigen die rosa Minerale eine kräftige graublaue Farbe an, sonst sind sie grau gefärbt. Einige Kristalle zeigen durch Verwitterungsprodukte eine vollkommen schmutzigbraune Farbe und erweisen sich dann im Dunkelbild als fast isotropisiert.

Nach TRÜGER (1969) wird Rhodonit unter magmatischen Bedingungen in der Natur nicht gebildet. Aber unter pneumatolytischen bis hydrothermalen Bedingungen tritt der Rhodonit als Verdrängungsmineral von Kalkstein auf. Dies kann vielleicht das Vorkommen von diesem Mineral in den spätdifferenzierten Ganggesteinen, die alle in leichtmetamorphe Kalkgesteine eingedrungen sind, erklären. Weiteres über Rhodonit siehe im Abschnitt Mikrosonde-Untersuchung.

Die wichtigsten Nebengemengteile dieser Gänge sind die radioaktiven Thorite und Uran-Pyrochlore, die nach den autoradiographischen und mikroskopischen Untersuchungen und dem Mikrosonde-Einsatz diagnostiziert worden sind. Die Thorite bilden in begrenzter Zahl kurze tetragonale Säulen, die sich schon makroskopisch bis 3 mm lang messen lassen. Im Dünnschliff zeigen sie aber eine Durchschnittskorngröße weit unter 0,4 mm. Bei beiden Mineralen am häufigsten vertreten sind aber idiomorphe Würfel oder angenähert runde Körner und gerade dies macht die Unterscheidung der beiden Kristalle voneinander fast unmöglich, da die anderen optischen Eigenschaften sehr ähnlich sind.

Makroskopisch zeigen die beiden Minerale eine rötlich braune Farbe.

Mikroskopisch zeigen sie im Hellbild eine blaßgrünlich-hellbraune-gelbliche Farbe (Taf. 3/5), die meist am Kristallrand sehr dunkel erscheint. Die Kristalle haben ein hohes Relief und im Dunkelbild sind sie vollkommen isotrop. Dies kann bei Thoriten auf den hohen Gehalt an Thorium zurückgeführt werden.

Die größeren Thoritkristalle treten oft im metamikten Zustand auf (Taf. 3/6). Die Kristalle zeigen ein niedrigeres Relief und eine schmutzig braune Farbe. Die Zerstörung des Gitters bei diesen Kristallen ist öfter soweit fortgeschritten, daß nur noch die äußeren idiomorphen Kristallränder erhalten geblieben sind und das metamiktisierte weiche Material schon beim Schleifen des Dünnschliffes verschwunden ist. Weiteres darüber siehe Abschnitt Autoradiographie und Mikrosonde-Untersuchung.

Die nach RAMDOHR (1975) genannte "radioaktive Sprengung", die bedingt durch Isotropisierung und verknüpft mit Volumenvergrößerung um radioaktive Minerale gebildet wird, konnte nicht beobachtet werden. Außerdem

zeigten keine von beiden Mineralen die bekannten "Strahlungshöfe" in ihrer Umgebung. Daraus kann gefolgert werden, daß die Alkaligranitporphyre ein relativ geringes Alter haben.

Als weiteres wichtiges akzessorisches Mineral tritt hier Fluorit auf. Sein Vorkommen beschränkte sich im Gelände meist auf den Rand der Gänge, also in Kontakt mit den Nebengesteinen. Die Kristalle sind im Dünnschliff durch ihre negativen Reliefs, ihr isotropes Verhalten und ihre violetten Farben sehr gut zu erkennen.

Die Fluoritkristalle zeigen eine xenomorphe Umrandung. Im Inneren sind sie durch eine zellenförmige Struktur charakterisiert, die aber in sich wegen ihrer vollkommenen Spaltbarkeit nach {111} einen festen Verband aus angenähert würfelförmigen bis runden Körnern vortäuscht. Dieser Vorgang kommt durch die kräftigere violette Farbe an den Spalttrissen, die jede Zelle des Verbandes umsäumt, besser zum Ausdruck (Taf. 3/7). Die violette Farbe wird höchstwahrscheinlich durch Strahlung von diadoch eingebauten radioaktiven Elementen im Gitter des Fluorites verursacht. Nach BERMAN (1957) ist diese Färbung meist in wechselnder Intensität zonar verteilt, was auch hier beobachtet wurde.

Eine besondere kontaktmetasomatische Reaktionsfreudigkeit zeigen diese Gänge an ihren Rändern mit den kontaktmetamorphen Marmoren. Durch Zufuhr von alkalilikatreicher Restlösung (hier auch reich an SiF_4) und der Reaktion mit CaCO_3 haben sich in einem schmalen Streifen Epidot, Diopsid, Myrmekit, Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Fluorit und Erz gebildet (Taf. 3/8). Die petrographische Einordnung dieser Ganggesteine ist nicht einfach. Sie zeigen durch unterschiedliche Struktur, Farbe, Korngröße und Mineralbestand in einer abwechselnden Lagentextur ein heterogenes Bild. Für eine klare Definition braucht man aber alle oben genannten Gesichtspunkte und das ist praktisch unmöglich; z. B. kann man den porphyrischen Strukturbezug nicht benutzen, weil erstens das Auftreten von Porphyren nur auf bestimmte Zonen beschränkt ist (Taf. 2/3) und zweitens die deutlich serialen Korngrößen-Unterschiede im gesamten Gestein es nicht zulassen.

Gegen eine pegmatitische Klassifizierung sprechen die zu feinkörnigen Grundmassen, die in bestimmten Lagen vorkommen. Also erschien es vernünftiger, die Klassifizierung dieses Gesteins nach dem Mineralbestand vorzunehmen und Korngrößen-Ausbildung und Struktur zu vernachlässigen.

Da der Hauptmineralbestand des Gesteins aus Kalifeldspat, Quarz, Ägirin und Plagioklas besteht, soll dieses Gestein - bei allem Vorbehalt - als Gangform einer alkalireichen, sauren Restschmelze betrachtet und als "Ägirinalkaligranit" bezeichnet werden.

Abschließend kann über dieses Gestein gesagt werden, daß das Auftreten von großen, perthitischen Mikroklinkristallen, radioaktivem Uran, Thoriummineralen, Rhodoniten und schließlich Fluoritkristallen, die mit ihren kräftigen violetten Farben eine relativ hohe Bildungstemperatur aufweisen, dafür sprechen kann, daß diese Gänge eine pegmatitisch-pneumalytische Phase repräsentieren.

3.2.3.2 Granitaplit

Insgesamt konnten drei granitaplitische Gänge im Gelände beobachtet werden. Einer befindet sich am Ende eines kleinen Flusses südlich vom Saman-Tal in kontaktmetamorphen Marmorgesteinen, nahe zum Rand des Batholithen. Dieser Gang hat eine Breite von ca. 3 m und mit einer Länge von ca. 10 m streicht er SE/NW. Die beiden anderen Gänge treten an der östlichen Seite des Mejel-Tales an der Straße der Guret-Bleimine zutage. Sie sind überwiegend von Schutt bedeckt und haben eine Mächtigkeit von 1,30 m bzw. 3,80 m.

Im Anstehenden ist eine dunkelbraune Verwitterungsfarbe die Regel, die tief in das Gestein eingreift. Die an frischen Bruchflächen einheitlich weißen Gesteine zeigen eine dichte, fast nicht auflösbare Struktur.

Unter dem Mikroskop beobachtet man bei diesen Gesteinen das Vorherrschen einer schwach ungleichkörnigen Struktur, bestehend aus Kalifeldspat, Quarz und Plagioklas (Taf. 4/1). Die Durchschnittsgröße der Körner beträgt ca. 0,3 mm. Mafite fehlen völlig. Der Plagioklas mit meist feiner Lamellierung nach dem Albitgesetz ist mit einem mittleren Anteil von ca. 20 Vol.-% in diesem Gestein beteiligt.

Der Kalifeldspat dominiert, denn sein Anteil liegt im Durchschnitt bei ca. 56 Vol.-%. Abgesehen von Chagrin mit seiner grauen Trübung und gelegentlichen Serizitisierungserscheinungen sind Kalifeldspat und auch Plagioklas frei von Sekundärbildungen. Mikroklin fehlt völlig.

Zweiter Hauptbestandteil der Granitaplite ist der Quarz mit einem mittleren Anteil von ca. 22 Vol.-%. Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse aber besonders Rutilnadelchen, die sich kreuz und quer in den Quarzkristallen verteilen, sind nicht selten zu beobachten.

Als einziges akzessorisches Mineral neben Erz tritt hier der Zirkon auf. Die Korngröße beschränkt sich auf unterhalb von 0,05 mm. Diese Mikrokristalle sind meist tropfenförmig gerundet. Die Kristalle haben im Hellbild eine zartgrüne Farbe. Optische Anzeichen für einen hohen Gehalt an radioaktiven Elementen konnten nicht beobachtet werden.

Auffallend ist der relativ geringe Anteil an opaken Mineralen, der hier immer unter einem Volumenprozent liegt. Obwohl diese Gänge im Gelände bei den radiometrischen Messungen eine relative höhere radioaktive Intensität (ca. 700 cps) aufweisen als ihre Umgebung (ca. 150 cps), konnten nach autoradiographischen und mikroskopischen Untersuchungen keine Thorium- oder Uranminerale erkannt werden.

Da das Gestein mit seiner hololeukokraten Farbe ausschließlich aus feinkörnigem Kalifeldspat, Quarz und saurem Plagioklas besteht, von seinem hellen Mineralbestand einer granitischen Zusammensetzung entspricht und außerdem keine leichtflüchtigen Bestandteile in dem Gestein gefunden wurden, sollen diese Gänge als "Granitaplit" bezeichnet werden.

3.2.3.3 Alkalifeldspatplit

Diese Gänge konzentrieren sich auch hauptsächlich im Siebe Tschalak- und Turek-Tal und ihrer Umgebung. Es konnten außerdem zwei Gänge, einer nördlich vom nördlichsten Ausläufer des Paridjingo-Tales und einer im Sielaro-Tal beobachtet werden. Die Gänge weisen im allgemeinen unterschiedliche Breiten von 1 - 10 m und Längen von einigen Metern bis hunderte von Metern auf und ihre Streichrichtung ist ebenfalls nicht einheitlich. Diese Gesteine zeigen auch im Anstehenden eine dunkelbraune Verwitterungsfarbe. An frischen Bruchflächen haben sie eine hellgraue Farbe mit einer dichten, kaum auflösbaren Struktur. Ab und zu beobachtet man schon makroskopisch in dieser dichten Grundmasse Feldspat-Einsprenglinge, die bis zu 6 mm lang und 3 mm breit sind.

Unter dem Mikroskop bestehen die Dünnschliffflächen hauptsächlich aus Kalifeldspatplatten in dichtem Verband. Die Kristallgröße ist in den verschiedenen Gängen unterschiedlich, aber im allgemeinen lassen sich zwei Größenklassen unterscheiden. Eine erste mit Durchschnittsgrößen von ca. 0,05 mm und eine zweite - die überwiegende - mit ca. 0,7 mm. Die obengenannten Einsprenglinge sind auch ausschließlich Kalifeldspäte. Im Gegensatz zu dem richtungslos körnigen Gefüge der Granitaplite zeigen die Alkalifeldspataplite annähernde Fließgefüge und mit den großen porphyrischen Einsprenglingen gegenüber der Grundmasse eine hiatale Struktur.

Fast alle Kristalle zeigen Perthitbildung. Dabei sind die Fleckenperthite vorherrschend. Der Kalifeldspatanteil liegt in diesem Gestein im Durchschnitt bei ca. 87 Vol.-%.

Zweiter Hauptbestandteil dieser Aplite ist der Plagioklas mit einem mittleren Anteil von ca. 8 Vol.-%. Die Plagioklasleisten haben die gleiche Länge wie die Kalifeldspäte.

Als sekundäre Umwandlung ist, abgesehen vom deutlich ausgeprägten Chagrin, fortgeschrittene Serizitisierung der Feldspäte zu beobachten.

Quarz spielt eine sehr geringe Rolle. Sein Anteil liegt bei etwa 2 Vol.-% und beschränkt sich auf Zwickelfüllungen. Titanit und Zirkon treten vereinzelt auf.

Apatit tritt nicht nur in größeren Körnern (bis 0,2 mm), sondern auch zahlreicher als die anderen Akzessorien auf.

Sporadisch sind hier auch die radioaktiven Minerale Thorit und U-Pyrochlore zu beobachten, die nur in Form von idiomorphen Würfeln auftreten. Ihre Korngröße beschränkt sich immer auf unterhalb von 0,1 mm.

Der Anteil an opaken Mineralen ist in diesem Gestein höher als in den Granitapliten. Besonders in den Rissen und Spalten des Gesteins ist es zu sekundären Kristallisationen von Hämatit gekommen.

3.2.3.4 Alkalifeldspatquarzsyenit

Im Gelände tritt das Gestein in Form von Linsen und langgestreckten Gängen in kontaktmetamorphen Marmoren

und in der paläozoischen Wechselfolge auf.

Diese Gänge sind unter den vier, petrographisch unterschiedlichen, radioaktiven Gängen am häufigsten vertreten. Sie haben unterschiedliche Größen; ihre Länge variiert zwischen einigen Metern bis zu mehreren hundert Metern und ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 1 m bis 20 m. Sie streichen im allgemeinen in NE/SW-Richtung, einige aber auch in E/W-Richtung.

Im frischen Bruch ist das Gestein meist fein- bis mittelkörnig. Die vorherrschenden Farben der Gesteine bei den verschiedenen Gängen wechseln zwischen grau und rot,

Unter dem Mikroskop zeichnet sich diese Gesteinsgruppe durch ihre Serialstruktur aus. Die Grundmasse besteht zum überwiegenden Teil aus Kalifeldspat und weniger Plagioklas und Quarz, manchmal auch etwas Ägirin. Die Kornausbildung der Grundmasse ist in den verschiedenen Gängen relativ unterschiedlich, selbst in einem Dünnschliff gibt es unterschiedliche Korngrößen in der Gesteinsmatrix. Im allgemeinen erreichen die Körner hier eine Größe zwischen 0,1 bis 0,5 mm. Die am Rande des Salbandes entnommenen Proben zeigen die feinkörnigste Grundmasse.

Als einzige Vertreter der Mafiten kommen in dieser Gesteinsreihe Ägirine vor. Ihre optischen Eigenschaften entsprechen denen der am Rande des Akapol-Batholithen auftretenden Ägirine in den Alkalifeldspatsyeniten.

Ihr Anteil am gesamten Gesteinsvolumen ist in den verschiedenen Gängen dieser Serie nicht immer gleich. Er schwankt im allgemeinen zwischen 5 - 15 Vol.-%.

Die Kristalle sind z. T. recht idiomorph, bei schmalstengeligen Individuen sind die Endbegrenzungen xenomorph. Diese erreichen eine Größe von ca. 1,7 mm und sind somit die größten Ägirinkristalle innerhalb dieser Gesteinsserie. Bei einigen Individuen konnte die Umwandlung längs der Spaltbarkeit von Ägirin in bläulichgrüne Natronhornblende festgestellt werden.

In einigen Dünnschliffen beobachtet man eine totale Zersetzung der Ägirine in Eisenerze, wobei die idiomorphe Gestalt der Ägirine erhalten geblieben ist (Taf. 4/2).

In einem zu dieser Gesteinsgruppe gehörenden Gang am Anfang des Siebe-Tschalaks, an der nördlichen Seite des Tales, konnte eine Abfolge oder Bänderstruktur festgestellt werden.

Diese Struktur wird besonders unter dem Mikroskop durch abwechselnde Lagen aus Ägirin und leukokraten Mineralen zum Ausdruck gebracht. Diese Abfolge kann durch Differentiation der intrudierten Schmelze im Gang stattgefunden haben.

Abgesehen von der Teilnahme der Plagioklase an der Grundmasse kommen sie als Einsprenglinge in diesem Gestein vor. Aber ihr Anteil ist auch hier gegenüber den Kalifeldspat-Einsprenglingen in der Minderzahl. Die Einsprenglinge werden selten größer als 1,5 mm. Sie sind meist dicktafelige Kristalle, die an den Enden und Flanken durch Resorption gerundet sind. Charakteristische Zwillingsbildung ist die feine Lamellierung nach dem Albitgesetz.

Eine Anorthitbestimmung ergab hier auch einen Mittelwert von ca. 10 - 30 % An.

Im allgemeinen machen die Plagioklasminerale - abgesehen von seltener auftretenden Trübungen - einen frischen Eindruck und sind frei von Umsetzungsprodukten.

Neben der Grundmasse treten auch Kalifeldspat-Einsprenglinge mit einer Vormachtstellung in diesem Gestein auf. Der Gesamtanteil an Kalifeldspat dürfte bei 60 - 70 Vol.-% liegen. Die Einsprenglinge zeigen in verschiedenen Gängen und selbst in den Dünnschliffen unterschiedliche Größenklassen. Ihre Größen variieren zwischen durchschnittlich 1 - 3,3 mm.

Mikroclin-Einsprenglinge sind hier auch neben Orthoklasen mit ihrer charakteristischen "Mikroclin-Gitterung" vertreten. Beide Minerale zeigen Perthitbildung, wobei die Flecken- und Aderperthitformen vorherrschen.

Die Zwillingsbildung nach dem Karlsbader-Gesetz ist nicht soweit verbreitet wie in den Alkalifeldspatsyeniten des Plutonrandes.

Die perthitischen Orthoklas-Einsprenglinge zeigen manchmal an ihren Rändern eine Anwachsung aus Albit, die sich schon im Hellbild gegenüber dem trüben Körper des Kristalls deutlich abhebt.

Öfter beobachtet man Plagioklas-Einschlüsse in großen Kalifeldspatkristallen.

Außer der typischen grauen Trübung sind die Kalifeldspäte weitgehend frei von Sekundärbildungen.

Gegenüber den Alkalifeldspatsyeniten der Randzone hat im Alkalifeldspatquarzsyenit der Quarzanteil zugenommen; er dürfte bei ungefähr 6 - 8 Vol.-% liegen. Die Kristallgrößen bleiben immer unter 0,5 mm. Der Apatit- und Titanitanteil ist in allen untersuchten Dünnschliffen der verschiedenen Gänge dieser Gruppe auffallend gering.

Die als wichtige Nebengemengteile diagnostizierten Thorite und Uran-Pyrochlore der Xgirinalkaligranite kommen auch in diesen Gesteinen vor. Ihr Anteil am gesamten Gesteinsvolumen ist aber niedriger als in den Xgirinalkaligraniten. Nur idiomorphe Würfel oder angenähert runde Körner konnten hier beobachtet werden. Sie erreichen eine Korngröße von ca. 0,1 mm.

Bei allen untersuchten Thoriten und Uran-Pyrochloren konnten keine radioaktiven Sprengungen oder Strahlungshöfe erkannt werden, sodaß wiederum auf ein relativ geringes Alter für dieses Gestein geschlossen werden kann.

Die Klassifikation dieser Ganggesteine ist relativ einfacher als die der Xgirinalkaligranite; denn hinsichtlich Farbe, Korngröße und Mineralbestand sind sie alle fast gleich. Trotz der vorhandenen Einsprenglinge wurde auf den porphyrischen Begriff wegen der eindeutigen serialen Korngrößenausbildung verzichtet. Mit einem hohen Gehalt an Kalifeldspat und einem relativ höheren Gehalt an Quarz gegenüber den Alkalifeldspatsyeniten der Randzone können somit diese Gänge als ein mit Thorium und Uran angereichertes Spätdifferenziat angesehen und als "Alkalifeldspatquarzsyenit" bezeichnet werden.

3.2.3.5 Monzonitporphyre

Das Vorkommen von Monzonitporphyren beschränkt sich nur auf den westlichen Teil des Untersuchungsgebietes am Ende des nördlichen Ausläufers des Ekil-Tales.

Monzonitporphyre treten dort in Form von NE/SW parallel verlaufenden Gängen auf, die im allgemeinen eine Mächtigkeit von 0,5 bis 7 m haben (Taf. 1/5). Ihre Streichrichtung kann von der Randzone zum Batholithkörper weiter verfolgt werden.

Die auf der geologischen Karte verzeichneten Gänge sind nicht maßstabsgerecht.

Morphologisch hebt sich das Gestein ausgezeichnet von seiner Umgebung ab. Die Gänge zeichnen sich gegenüber den stark eingerumpften Alkalifeldspatsyeniten durch ihren festen, hochragenden, plattig bis säuligen Rücken ab. Die Kluftflächen, die die winkligen und scharfen Kanten und Platten im Rücken verursachen, sind besonders in Streichrichtung zu erkennen (Taf. 1/6).

Das Gestein ist sehr feinkörnig und sehr hart. Im frischen Anschlag zeigt es eine graue bis hellgrüngraue Farbe. Feldspat-Einsprenglinge bis zu 7 mm konnten gemessen werden.

Das schon makroskopisch gewonnene Bild über die Monzonitporphyre wurde bei mikroskopischen Untersuchungen bestätigt. Unter dem Mikroskop sind diese Gesteine durch eine ausgeprägte Hiatalstruktur gekennzeichnet. Bei den verschiedenen Proben lassen sich im allgemeinen zwei nach der Körnigkeit verschiedene Grundmassen unterscheiden. Eine mit im Durchschnitt ca. 0,5 mm großen Körnern, zweitens mit ca. 0,2 mm großen Körnern. In der dichten, völlig trüben Grundmasse überwiegt Plagioklas neben Kalifeldspat, weniger Hornblende und ganz wenig Quarz.

Als Vertreter der Hornblendenspalte kommen auch im Monzonitporphyr Hastingsite vor. Ihr Anteil am gesamten Gesteinsvolumen ist in den verschiedenen Dünnschliffen recht unterschiedlich, insgesamt liegt aber ein Mittelwert von ca. 10 Vol.-% vor.

Die Kristalle sind z. T. idiomorph, die langstengeligen Varietäten sind vorherrschend. Sie treten in zwei verschiedenen Größen in dem Gestein auf, einmal als ca. 0,1 bis 0,3 mm lange Kristalle in der Grundmasse, zum anderen als durchschnittlich 2,5 mm große Einsprenglinge. Pleochroismus ist deutlich von hellgelblichgrün bis zartgrün; also ist die grüne Farbe hier nicht so kräftig wie bei den Hastingsiten in den Monzoniten und Monzodioriten.

Einfache Zwillinge und typische Hornblendenspalbarkeit im Winkel von 124° (Schnitt \perp zu C) ist häufig zu beobachten (andere optische Daten vgl. Kap. 3.2.1.1).

Die Umsetzungsprodukte sind Calcit, Chlorit, Erz und braune Biotite.

Bis zu 2 mm große rotbraune Biotite als Einsprenglinge kommen in den Monzonitporphyren vor. Ihr Gesamtanteil liegt etwa bei 6 Vol.-%. Pseudohexagonale Basisschnitte konnten beobachtet werden. Der Biotit ist

reich an Apatit-Einschlüssen.

Chlorit ist das Hauptumwandlungsprodukt der Biotite und erreicht im Mittel 1,8 Vol.-%.

Die Plagioklas-Einsprenglinge kommen im Monzonitporphyr vielfältig und fast immer idiomorph vor, als dicktafelige bis dünntafelige, lange Leisten oder in Form von massigen Plagioklasquadern. Da der Saussuritiserungsprozeß bei den Plagioklasen bereits weit fortgeschritten ist, konnte durch die sehr starke Trübung keine genaue Anorthitbestimmung durchgeführt werden. Die sogenannten "gefüllten Feldspäte" wurden sehr häufig beobachtet. Die Umsetzungsprodukte sind Gemische mit wechselnden Anteilen von Epidot, Klinzoisit, langnadeligen Zoisiten und Serizit (Taf. 4/3).

Der Anteil an Kalifeldspat-Einsprenglingen ist viel geringer als der der Plagioklase. Sie sind ebenfalls idiomorph und z. T. nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt. Sie erreichen die gleiche Länge wie Plagioklas-Einsprenglinge. Im Hellbild sind die Kristalle sehr stark getrübt. Als Neubildungsprodukte sind hier Serizite vorherrschend.

Der Quarzanteil liegt bei ungefähr 1,5 Vol.-% und sein Auftreten beschränkt sich nur auf Zwickelfüllungen.

Apatit hebt sich schon im Hellbild wegen seiner höheren Lichtbrechung ($n = 1,64$) und seinen frischen Kristallen deutlich vom trüben Feldspat-Hintergrund ab. Die kurzprismatischen Kristalle überwiegen und sind oft an den Rändern buchtig.

Die Durchschnittsgröße der Apatit-Kristalle liegt bei ca. 0,2 mm. Öfter beobachtet man im Zentrum der Kristalle winzige Einschlüsse, die nicht identifiziert werden konnten. Es handelt sich wahrscheinlich um Gas- und Flüssigkeits-Einschlüsse.

Im allgemeinen erreichen die Titanitkristalle eine Größe von nur ca. 0,2 mm. Sie sind idiomorph und öfter beobachtet man die typischen "Briefcouvertformen". Der Titanitanteil beschränkt sich auf weniger als 1 Vol.-%.

Der Anteil an opaken Mineralen ist in Monzonitporphyren höher als in den anderen Gesteinsserien des Akapol-Batholithen (ca. 3,3 Vol.-%).

Die überwiegend idiomorphen, viereckigen oder oktaedrischen Kristalle treten in zwei Generationen auf. Einmal als kleine, durchschnittlich 0,02 - 0,05 mm große Körner (wahrscheinlich Magnetit), gestreut in der Grundmasse und andererseits als größere, häufiger auch xenomorphe Kristalle (Durchschnittsgröße ca. 0,2 mm).

Die Monzonitporphyre sind in ihrem stofflichen Mineralbestand nicht wesentlich von den Monzoniten zu unterscheiden. Lediglich der Gehalt an Mafiten hat etwas abgenommen.

Abschließend kann über die Monzonitporphyre gesagt werden: Die grobkörnigen Plagioklas- und Kalifeldspat-Einsprenglinge neben der feinkörnigen Grundmasse können Hinweise auf die Abkühlungsgeschwindigkeit des Magmas geben. So dürfen die Einsprenglinge eine ältere Kristallisationsgeneration mit langsamer Abkühlung und die feinkörnige Grundmasse einen raschen Aufstieg des Magmas mit schneller Abkühlung anzeigen.

Da diese Porphyre-Gänge die gleichen Richtungsmaxima wie die Klüfte im Intrusionsbereich aufweisen (15° - 40°) und sowohl in der Randzone als auch den Körper des Batholithen durchdringen, kann man annehmen, daß sie erst in einer späteren Phase oder sogar erst nach Abschluß der Hauptintrusion entstanden sind. Die Gelände-Beobachtungen sowie die mikroskopischen und geochemischen Untersuchungen stärken die Annahme, daß Monzonitporphyre dem gleichen Magmaherd des Batholithen angehören und als eine Spätintrusion dieses Plutons angesprochen werden können.

3.2.3.6 Lamprophyre

Der Akapol-Batholith ist reich an lamprophyrischen Differentiationsprodukten und bei der Vielzahl dieser Gänge ließ sich im Rahmen dieser Arbeit nur eine allgemeine Beschreibung durchführen.

Im Untersuchungsgebiet fielen diese Gänge durch ihre sehr dunkle Farbe und den scharfen Kontakt zum Nebengestein auf (Taf. 2/1).

Die Gangmächtigkeit schwankt zwischen 1 Dezimeter bis zu 2 m. Die Streichrichtung ist hauptsächlich NE/SW, aber einige streichen auch in E/W-Richtung. Ihre Länge ist recht unterschiedlich; sie variiert zwischen einigen Metern bis zu einigen hundert Metern. Oft keilen sie nach einigen Metern aus, um in geringerer

Entfernung fortzusetzen, meist in derselben Streichrichtung, manchmal auch seitlich versetzt.

Außer einer groben Blockwerkzerlegung sind diese Gesteine gegen chemische Verwitterung resistent. Im frischen Anschlag ist das Gestein klingend hart und zeigt im allgemeinen eine feinkörnige dunkelgrau-grüne Farbe.

Unter dem Mikroskop konnten im großen und ganzen zwei unterschiedliche mineralogische Zusammensetzungen dieser Gänge klassifiziert werden:

a) Plagioklas-Hornblende-Lamprophyr

Die Grundmasse besteht in der Hauptsache aus Plagioklas und Hornblende, die an den Rändern der Gänge sehr feinkörnig und in der Mitte eine Korngröße von durchschnittlich 0,5 mm erreichen. Fluidaltextur ist besonders durch die tafeligen Plagioklase sehr gut zu erkennen.

Hornblende tritt außer in langnadeliger Form in der Gesteinsmatrix als eine begrenzte Zahl idiomorpher säuliger Einsprenglinge auf, die eine Länge von ca. 1,5 mm erreichen. Es handelt sich bei beiden Generationen um Kaersutit. Pleochroismus ist intensiv. Die Farben wechseln je nach Schnittlage und Exposition der C-Achse zu den Nicols zwischen hellgelblichbraun bis rötlichbraun und grünlichbraun bis dunkelgrünlichbraun. Der Durchschnittsanteil von Kaersutit am Gesteinsvolumen dürfte bei ca. 23 Vol.-% liegen.

Die Kristallkanten sind besonders am Salband in braunen Biotit umgewandelt.

Der braune Biotit, nicht immer als Umwandlungsprodukt vertreten, ist etwa mit 10 Vol.-% am Gesteinsvolumen beteiligt.

Der hohe Titananteil der Schmelze zeigt sich auch durch das Auftreten von Titanit. Die Kristalle sind xenomorph und erreichen ebenfalls eine Länge von 1,5 mm. Hauptbestandteil dieses Gesteines mit einem Durchschnittsanteil von ca. 52 Vol.-% ist der Plagioklas. Die tafeligen idiomorphen Einsprenglinge erreichen eine Länge von ca. 3 mm. Serizitbildung ist bei beiden Generationen stark vertreten.

Kalifeldspat mit einem Anteil von ca. 3 Vol.-% beschränkt sich nur auf Zwickelfüllungen.

Apatit tritt ebenfalls in zwei Generationen auf. Einmal in Form von ca. 0,3 mm langen kurzsäuligen Kristallen und zum anderen mit einer großen Zahl winziger, nadeliger Kristalle.

Dicht gestreut ist der Magnetit im gesamten Dünnschliff, Seine Kristalle bedingen gemeinsam mit dem Hämatit, der Hornblende und den Biotiten die dunkle Farbe des Gesteines.

Als sekundäre Bildungen treten hauptsächlich Epidot und Chlorit auf. Diese Ganggesteine können nach ihrem mineralogischen Modalbestand nach TRÜGER (1935) als Spessartit bezeichnet werden.

b) Plagioklas-Pyroxen-Lamprophyr

Die Untersuchung mit dem Mikroskop ergibt eine unterschiedlich stoffliche und textuelle Ausbildung dieses Gesteins zu den Plagioklas-Hornblende-Lamprophyren.

Der prozentuale Anteil von Mafiten ist niedriger. Braune Hornblende fehlt völlig. Dafür tritt Diopsid mit einem Anteil von ca. 6 Vol.-% ein. Häufig kommen Kumulationen kleiner Diopside in Nestern vor, die dann mosaikartig ineinander greifen.

Brauner Biotit ist ebenfalls mit einem Durchschnitt von ca. 10 Vol.-% an diesem Gestein beteiligt.

Der Plagioklas ist auch hier mit einem Anteil von ca. 50 Vol.-% als Hauptbestandteil vertreten. Daneben ist der Kalifeldspat mit einem Durchschnittsanteil von ca. 25 Vol.-% angereichert.

Als Einsprenglinge treten ausschließlich Plagioklase und Kalifeldspäte, meistens nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, auf. Die Feldspäte zeigen sich in einem fortgeschrittenen Zersetzungsstadium.

Als sekundäre Bildungen konnten in diesem Gestein ebenfalls Epidot/Klinozoisit, Serizit und Chlorit beobachtet werden.

Apatit tritt auch hier in zwei Generationen und recht häufig auf.

Die im frischen Zustand dunkelgraue Farbe erhält das Gestein in der Hauptsache durch seinen hohen Gehalt an Erzen, besonders an Magnetit.

3.2.4 Zusammenfassende Darstellung der magmatischen Differentiationsabfolge

Wie im allgemeinen aus der Literatur bekannt, nimmt man für Pluton-Intrusionen einen Schalenbau an, der als Ergebnis seiner magmatischen Entwicklung während der magmatischen Differentiation und Kristallisation im früh- bis postmagmatischen Stadium angesehen wird. Dieser Aufbau zeigt sich in der östlichen Seite des

Akapol-Batholithen sowohl petrographisch als auch petrochemisch. Der mittlere Modalbestand der den Körper und den Rand des Batholithen ausmachenden Gesteine ist in Tab. 5 wiedergegeben.

Die Abnahme oder Zunahme von dem charakteristischen Hauptmineralbestand und den Akzessorien spiegelt die Differentiationsabfolge in diesem Pluton wider.

Die Abnahme von Hornblende, Biotit, Plagioklas, Apatit und Titanit neben der Zunahme von Kalifeldspat im Körper des Batholithen zum Rand hin - die Pyroxene entwickeln sich in gleicher Richtung von einer diopsidischen zu einer ägirinischen Zusammensetzung - ist ein signifikanter Beweis für diese magmatische Spezialisierung. Im Anschluß an die Intrusion des Batholithen sind die Ganggesteine zu erwähnen, die als Differentiate dem gleichen Magmaherd wie die Hauptgesteine zugerechnet werden können, aber räumlich selbstständige geologische Körper bilden (Intrusionsgänge). Die quantitative modale Gesteinsansprache wird zwar bei diesen Gängen durch die Heterogenität der Mineralkorngrößen, der Struktur und des Mineralbestandes erschwert, aber halbquantitative Modal-Analysen und der geologisch tektonische Zusammenhang dieser Gänge, ergänzt von der petrochemischen Verwandtschaft (7.2.5 und 7.2.7) dieser hochdifferenzierten Gänge, zeigen ihre Zusammengehörigkeit zu dem Akapol-Batholith. Sie können eindeutig als Spätdifferentiate angesprochen werden.

		Pyroxen	Hornblende	Biotit	Plagioklas	Kalifeldspat	Apatit	Titanit
Batholith- körper	Monzodiorit	4,49	32,04	12,18	31,21	11,97	3,71	1,54
	Monzonit	3,37	13,40	11,30	33,28	29,61	2,31	4,01
Batholith- rand	Syenit	1,47	0,94	2,44	22,64	69,17	0,50	1,01
	Alkalifeld- spatsyenit	2,34	0,00	0,57	3,61	90,21	ca. 0,20	0,93

Tab. 5: Mittelwerte von Modalbeständen der Plutonite des Akapol-Batholithen in Vol.-%.

4. KONTAKTMETAMORPHE BILDUNGEN

4.1 Kontaktmetamorphe Gesteine von Guret

Die kontaktmetamorphe Umwandlung im Zuge der Intrusion des Akapol-Batholithen konnte im Mejel-Tal einerseits an Marmoren festgestellt werden, die den Pluton wie einen Gürtel umschließen und andererseits südlich des Guret-Tals unterhalb der Bleimine von Guret.

Hier treten die Gesteine durch den Bau der Straße, die zur Guret-Mine führt, wie ein angeschnittenes Querprofil mit einer Mächtigkeit von ca. 100 m zutage. Ansonsten sind sie von einer dicken Schuttschicht bedeckt. Die hier in der kontaktmetamorphen Mineralfazies aufgeschlossenen Gesteine entsprechen z. T. von der makroskopisch erkennbaren Gesteinsausbildung her ihrem Paläosom, der bereits beschriebenen paläozoischen Wechselfolge, wobei das Gestein hier härter und dichter erscheint. Makroskopisch als auch mikroskopisch konnten zwei Variationen unterschieden werden, die ineinander übergehen:

a) Kalksilikatfelse

Im Gelände sind sie durch ihre zartgrüne Farbtonung und ihre Härte leicht von Marmoren zu unterscheiden. Die durchschnittliche kontaktmetamorphe Mineralparagenese u.d.M. besteht aus Calcit-Granat-Wollastonit-Epidot-Diopsid und Quarz, wobei der Mineralbestand der einzelnen obengenannten Minerale - besonders Quarz und Calcit - in den verschiedenen Proben sehr unterschiedlich ist, sodaß man die calcitreichen Gesteine auch als Silikatmarmore bezeichnen kann. Das Gestein zeigt ein heteroblastisches Gefüge, wobei die Calcite und Granate die größeren Körner bilden.

Granat tritt mit xenomorphen Großkristallen (oft auch skelettförmig) bis hin zu Kleinstkörnern auf. Anisotropie ist manchmal schwach. Spaltbarkeit ist schlecht ausgebildet. Eigenfarbe ist ein helles Braun. Die Lichtbrechung liegt deutlich höher als die des Diopsides. Es handelt sich um Granat aus der Grandit-Reihe (Grossular/Andradit). Besonders in calcitreicheren Partien ist Wollastonit mit tafeligen bis subparallelen Kristallen (Taf. 4/4) vertreten. Die Blasten erreichen eine Größe von ca. 2 mm und sind im Hellbild farblos. Ihre Interferenzfarbe ist grau bis gelb mit einer deutlichen Dispersion der Auslöschung. Häufig wurden Zwillinge nach (100) beobachtet.

Nach TRÜGER (1969) tritt Wollastonit - begleitet von der schon bei etwas niedriger Temperatur stabilen Gruppe Diopsid, Fassait und Grossular in einer Matrix von Calcit oder Quarz - im Bereich der Kontaktmetamorphose hauptsächlich in der Pyroxen-Hornfelsfacies der Silikatmarmore und Kalksilikatfelse auf.

Epidot tritt mit xenomorphen poikiloblastischen Körnern auf, die eine Korngröße von ca. 1 mm erreichen. Die im Hellbild zartgrünen Kristalle enthalten meist kleine Calciteinschlüsse.

Diopsid (im Sinne von "Diopsid-Gruppe") tritt in körnigen Aggregaten (Korngröße bis ca. 0,4 mm) auf. Er ist im Hellbild farblos. Die Spaltbarkeit ist deutlich ausgeprägt. Im Schnitt senkrecht zu C beobachtet man häufig zwei Spaltrichtungen, die sich fast unter rechtem Winkel kreuzen.

Akzessorisch tritt Erz und Titanit auf.

b) Andalusit-Hornfelsschiefer

Zwischen den Kalksilikatfelsen tritt Andalusit-Hornfelsschiefer mit einem geringmächtigen Horizont (4 m) auf.

Das Gestein ist makroskopisch durch seine dunkelgraue Farbe, einen hohen Verwitterungsgrad und seine geringe Härte gekennzeichnet.

U.d.M. ist das Gestein mikrokristallin. Die ein wenig wellige und unregelmäßige Schieferung wird durch den hohen Kohlenstoffanteil, der auf Schieferungsflächen mobilisiert wurde, gut markiert. Außerdem bilden Quarz und etwas weniger Serizit die feinkörnige Gesteinsmatrix.

Andalusit tritt porphyroblastisch in diesem Gestein auf. Die langgestreckten Kristalle, die eine Länge bis 3 mm erreichen können, sind an ihren Säulen-Enden nicht idiomorph entwickelt. In Schlifffdicke sind die Kristalle farblos. In Säulen-Querschnitten beobachtet man häufig Chiastolithe, die durch kohlige Trübung ein diagonales Kreuz verursachen (Taf. 4/5). Die Kristalle sind an ihren Rändern meistens in Serizit umgewandelt.

Die porphyroblastischen Andalusite treten nach TRÜGER (1969) vorwiegend in der Zone der Knotenschiefer auf. Für dieses Gestein kommen die sandigen Tonschiefer als Edukt in Frage.

4.2 Kontaktmetamorphe Marmore

Mit Ausnahme des südlichen Teiles des Untersuchungsgebietes kommt Marmor konkordant als Kontakt zwischen Intrusionskörper und der paläozoischen Wechselfolge überall im Arbeitsgebiet vor. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 100 bis zu 500 m. Er zeigt im allgemeinen eine weißgelbe bis hellgraue Farbe. Eine Bänderung in Abständen von weniger als ein bis mehrere Meter ist immer die Regel. Auffallend ist, daß die Bänderung parallel zur Schichtung verläuft. Das Gestein ist immer grobspätig, aber im Kontakt zum Pluton ist es grobkörniger und heller.

U.d.M. zeigt das Gestein ein heteroblastisches Korngefüge. Die Calcitkristalle erreichen eine Größe von ca. 3 mm. Die Körner grenzen angular aneinander. Sie weisen manchmal Druckzwillingslamellierung auf, wobei die Lamellen leicht gebogen sind. Die untersuchten Gesteinsproben erwiesen sich als sehr rein, nur im Kontakt zur Intrusion wurden akzessorische Beimengungen von Diopsid, Grossular, Quarz, Anorthit und etwas Erz beobachtet.

Zwischen oder in den Calcitkristallen konnte kaum kohlige Substanz beobachtet werden. Die Ursache dürfte darin liegen, daß der C-Anteil der Kalkgesteine durch die hohe Temperatur der Intrusion mobilisiert und auf ehemaligen Schichtflächen abgeschieden wurde. Somit kann die Parallelität der Schichtung und die dunkle Bänderung in den Marmoren erklärt werden.

Als Schlußbetrachtung kann gesagt werden, daß das Vorkommen kontaktmetamorpher Bildungen in der Aureole

des Alam-Kuh-Akapol-Batholithen sicherlich weiter verbreitet ist als in bisherigen Geländeuntersuchungen angenommen wurde.

GANSSER & HUBER (1962) sprechen zwar von kontaktmetamorphen Kalkschiefern und Kalksilikatfelsen (südlich von Klizeram), aber eine direkte Beziehung mit den Intrusionen wurde nicht erwähnt.

Die Ursache kann einerseits an dem Fehlen der detaillierten petrographischen Untersuchungen in diesem Gebiet liegen, und andererseits sind die im Kontakt befindlichen Gesteinskomplexe z. T. nicht besonders empfindlich für Temperaturerhöhungen.

Das Vorkommen von kontaktmetamorphen Marmoren, die besonders am Rande des Batholithen durch große re-kristallisierte Calcite und Bleichung ihrer Farbe charakterisiert sind, und die kontaktmetamorphen Gesteine mit ihrer typischen kontaktmetamorphen Mineralparagenese unterhalb der Guret-Bleimine sind Beispiele der kontaktmetamorphen Bildung in der Kontaktzone des Akapol-Batholithen.

Da für letztere als Edukt die paläozoische Wechselfolge in Frage kommt und diese nicht überall im Mejel-Tal der kontaktmetamorphen Umwandlung unterlegen sind - obwohl diese Serie überall in der Kontaktaureole des Plutons liegt - muß geschlossen werden, daß der Akapol-Batholith im Bereich der Bleimine flachgründig der paläozoischen Wechselfolge unterlagert ist.

Die Guret-Bleimine verstärkt ebenfalls diese Aussage. Die Vererzung, die hauptsächlich aus Bleiglanz besteht - untergeordnet tritt Zinkblende auf -, ist gebunden an die bekannten NE/SW-Störungen.

5. TEKTONIK DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

5.1 Allgemeiner Überblick

Wenn man die alpinen Gebirge über Südosteuropa nach Kleinasien weiterverfolgt, ergibt sich der Zusammenhang von Dinariden - Helleniden - Tauriden - Iraniden.

"Das Elborz-Gebirge könnte zusammen mit Kopet-Dagh als Nordstamm der gesamten Iraniden betrachtet werden" (PILGER, 1971). Das Alborz-Orogen wurde aber von STÜCKLIN (1965 und 1968) wegen den fehlenden Geosynklinalgesteine und der geringen tektonischen Mobilität als eigene tektonische Einheit definiert, die strukturell und stratigraphisch stark mit dem Zentral-Iran verbunden ist. Eine tektonische Untergliederung des Alborz-Orogenes wurde von RIVIERE (1934), STÜCKLIN (1960, 1968) und BREDDIN (1970) durchgeführt und zwar querschlägig und streichend in eine tief eingefaltete zentrale Zone und den beidseitigen gegen N und gegen S gerichteten Schuppenzonen.

Der zentrale Alborz von N nach S wurde von GANSSER & HUBER (1962) in sieben tektonisch-stratigraphische Einheiten im Querschnitt Chalus - Karaj wie folgt gegliedert:

- 1.) Kaspische Zone
- 2.) Nördliche mesozoische Zone
Nördliche Überschiebung
- 3.) Paläozoisch-mesozoische Zentralzone
Zentrale Hauptüberschiebung
- 4.) Tertiäre Zentralzone
- 5.) Südliche paläozoisch-mesozoische Zone
Südliche Hauptüberschiebung
- 6.) Südliche tertiäre Zone
- 7.) Südliche Frontaldepression

Das vom Verfasser untersuchte Gebiet befindet sich in der paläozoischen Zentralzone (Zone 3) der obengenannten Großgliederung.

5.2 Faltenbau

Zur Beschreibung der tektonischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet wurden die im Gelände gemessenen Gefügedaten nach einer statistischen Erfassung und Auswertung auf dem Schmidtschen Netz dargestellt.

Da das Arbeitsgebiet keine große Fläche einnimmt, konnten auch nicht übermäßig viele tektonische Bauelemente festgestellt werden. Hinzu kommt, daß es zum größten Teil aus magmatischen Gesteinen besteht und eine üppige Vegetation und zahlreiche Gehängeschutt-Fächer die Messungen erschwerten.

Vom Faltenbau des Gebietes sind ausschließlich die sedimentären Ablagerungen betroffen. In der paläozoischen Wechselfolge tritt eine Falte auf, die die Form eines waagerechten "S" zeigt. Sie besteht aus einem Sattel und einer Mulde; der Sattel ist sehr gut im Gelände zu erkennen (Taf. 1/7).

Bei diesem W-vergente Sattel wurden 37 Punkte an beiden Seiten der Faltenchenkel gemessen, wobei die Polpunkte eine abtauchende Achse mit 166° streichen und 30° SSE aufweisen (Abb. 3). Die Schenkel des Sattels sind so durch Klüfte unterbrochen, daß sie im Luftbild eine Kofferfalte vortäuschen (s. geologische Karte im Anhang).

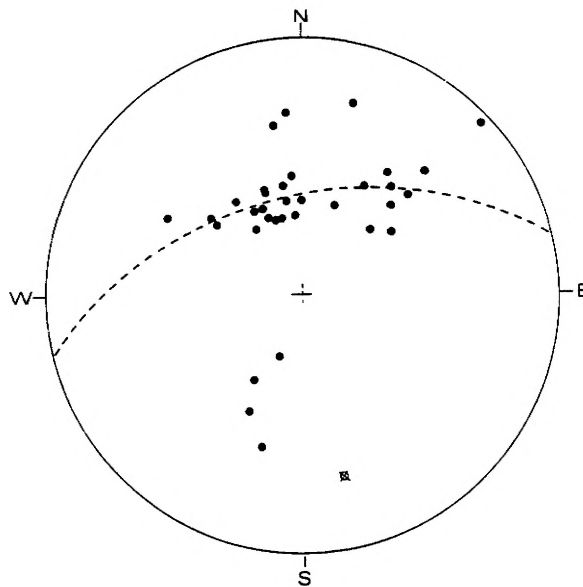


Abb. 3: Flächenpol-Diagramm in paläozoischer Wechselfolge im Sattel südlich von Guret.

Die westliche liegende Mulde dieser Falte ist größtenteils von Schutt bedeckt und nur im Mejel-Tal ist sie an ihrer westlichen Flanke aufgeschlossen, wo dann einige Messungen durchgeführt werden konnten. Geländebeobachtungen ergaben hier den Eindruck, daß die Achse dieser Mulde die gleiche Richtung aufweist wie das Streichen des Mejel-Tales, das fast N/S verläuft und als größte Störung des Gebietes zu bezeichnen ist.

Die nach N fallende Tendenz der Achsen-Ebenen im Mejel-Tal tritt auch in dem von ALLENBACH (1966) bearbeiteten Damavand-Gebiet und seiner Umgebung auf. Südlich vom Sattel treten kleine Fältelungen im Dezimeter-Bereich auf, die im ganzen eine gleiche Richtung und gleiches Abtauchen aufweisen wie die S-Falte. Da außer den Kalken und den paläozoischen Wechselfolgen alle im Arbeitsgebiet vorkommenden Gesteine Intrusionsprodukte sind, können nur im Bereich der Kalke genaue Schichtmessungen durchgeführt werden.

Diese Messungen konnten zusammen mit Messungen in paläozoischen Wechselfolgen die wichtige Frage klären, ob und wie der Beanspruchungsplan der Kalk-/paläozoischen Wechselfolge mit dem des benachbarten jüngeren Plutons zu korrelieren ist.

Und so wurden die im Gelände gewonnenen 62 Meßwerte von Schichtflächen der Sedimentserien im SCHMIDT'schen

Netz (unter Lagenkugel) dargestellt und die maximale Besetzungsdichte der Schichtflächenpole rekonstruiert (Abb. 4), wobei das Maximum ein Schichtstreichen von 101° und ein Einfallen von 35° NNE der Sedimentserien aufweisen.

Sowohl die paläozoische Wechselfolge als auch die Kalk-Serien zeigen im allgemeinen im SE-Teil des Arbeitsgebietes ein N/S-Streichen, ändern ihre Richtung allmählich nach N bis sie im NW-Teil des Gebietes nach EW streichen.

Aus der Geländebeobachtung kann gesagt werden, daß diese Schichten die westliche Flanke einer großen Synklinale bilden, die durch die Intrusion des Batholithen verursacht wurde.

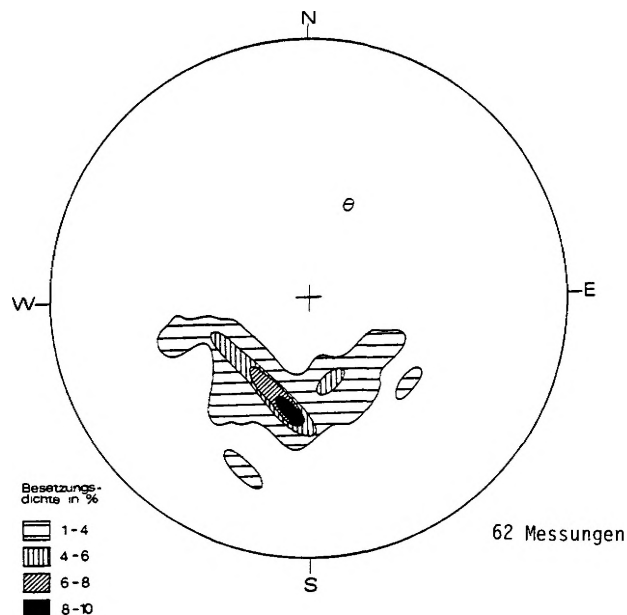


Abb. 4: Felder gleicher Besetzungsdichte der Schichtflächen-Pole in Sedimentserien.

5.3 Bruchtektonik

Es wurde versucht, anhand der Luftbilder die bruchtektonischen Elemente auszuwerten, um diese mit jenen im Gelände gemessenen tektonischen Daten zu korrelieren.

Die Anzahl, Länge und Streichrichtung der Photolineationen im Luftbild können u. a. ein Kriterium für Aussagen über die tektonische und tektogenetische Fragestellung eines Gebietes sein.

Die Photolineation wird als ein Oberbegriff verwendet und kann in Klüfte, Lineamente und Störungen untergliedert werden, wobei Photolineationen ohne sichtbaren Versatz von kleiner als 1,5 km als Klüfte und von größer als 1,5 km als Lineament bezeichnet werden (SCHMIDT-THOME 1953, LATTMANN 1958). Als Störung aber werden nur diejenigen tektonischen Flächen ausgeschieden, die entweder eine deutlich sichtbare Versetzung im Nebengestein bewirkten oder sich durch tiefgreifende Zerrüttung des Anstehenden (erkennbar an der starken Einkerbung durch die Erosion) auszeichnen (LIST 1968). Die Vorinterpretation der Photolineationen wurde mit Hilfe eines Spiegelstereoskopes durchgeführt, wobei teilweise im Gelände Abweichungen festgestellt und korrigiert werden konnten.

Die bruchtektonischen Parameter wurden nach der am Stereotop erfolgten Übertragung aus der geologisch-tektonischen Karte entnommen.

Die Länge und die Streichrichtung der Klüfte wurden mit einem Winkellinear gemessen und in einer Tabelle

mit einer Spannweite von 10° eingetragen, wobei die Grenzpunkte bei $180^{\circ}/1^{\circ}$, $10^{\circ}/11^{\circ}$ usw. liegen. Im bearbeiteten Gebiet befinden sich fünf verschiedene Gesteinsfamilien, wobei für jede Familie (außer den kontaktmetamorphen Marmoren) eine eigene Richtungsverteilung der Klüfte dargestellt worden ist. Die Darstellung der Richtungsverteilung der Klüfte erfolgte als Kluftrose auf einem Polar-Koordinaten-Netz mit 360° -Einteilung, wobei die addierte absolute Länge in mm mit dem prozentualen Anteil pro Azimut ermittelt wurde.

So zeigen die Kalke ein ausgeprägtes Maximum bei 35° und ein etwas schwächeres bei 25° und 45° (Abb. 5).

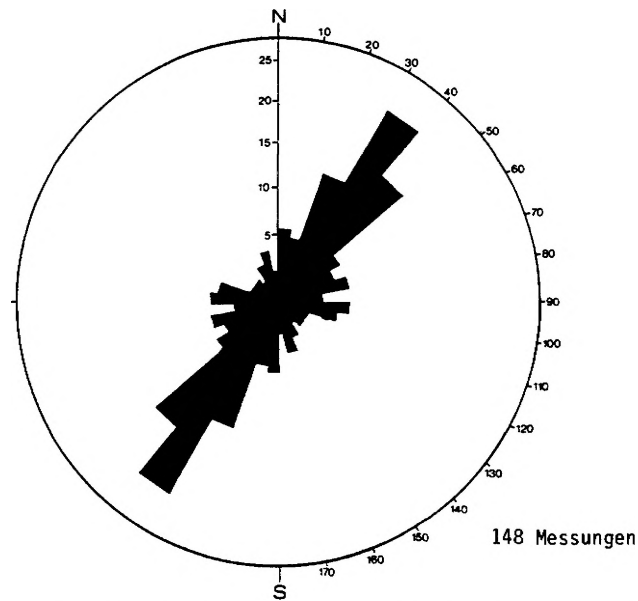


Abb. 5: Kluftrose der gesamten Richtungsverteilung der Klüfte und Störungen der jungpaläozoischen Kalkgesteine.

Eine gute Übereinstimmung mit den Kalken zeigt die paläozoische Wechselfolge, da sie auch ein ausgeprägtes Maximum bei 35° und schwächere bei 45° und 65° aufweisen; wobei die 65° streichenden Klüfte mit Intrusionsgesteinen in Verbindung gebracht werden können (Abb. 6).

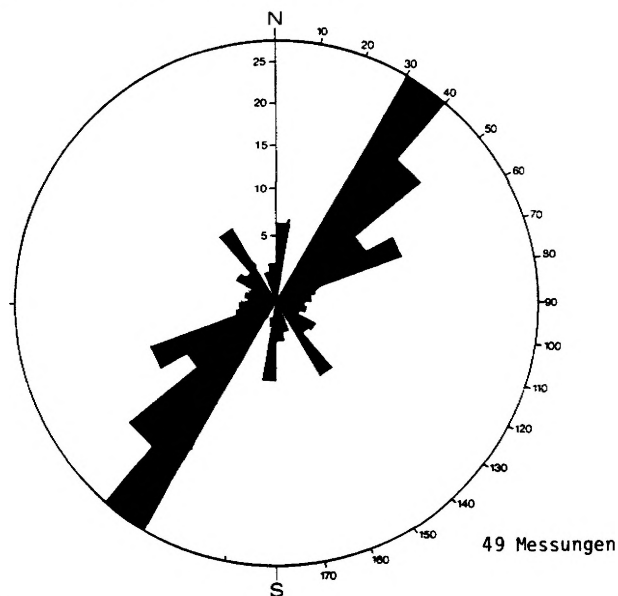


Abb. 6: Kluftrose der gesamten Richtungsverteilung der Klüfte und Störungen der paläozoischen quarzitischen Sandstein-/Marmor-Wechselfolge.

Die Intrusivgesteine zeigen aber keine übereinstimmende Hauptrichtung.
Im Syenit- und Alkalifeldspatsyenit-Bereich liegen die Haupt-Maxima bei 25° und 45° , die schwächeren bei 35° und 115° (Abb. 7).

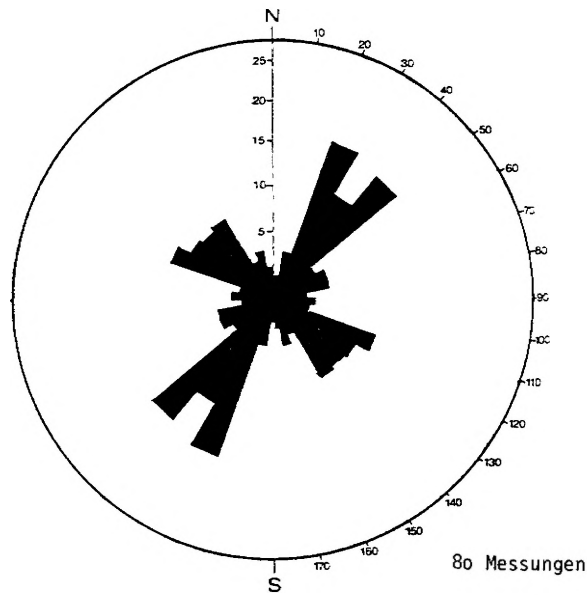


Abb. 7: Kluftrose der gesamten Richtungsverteilung der Klüfte und Störungen der syenitischen Randzone.

Gegenüber den Syeniten zeigen die Monzonite eine größere Streuung der Klüfte, was ihre gute Klüftigkeit belegt. Hier liegt die Hauptrichtung bei 55° , 65° und 145° . Eine schwächere Richtung kann bei 75° und 155° beobachtet werden (Abb. 8).

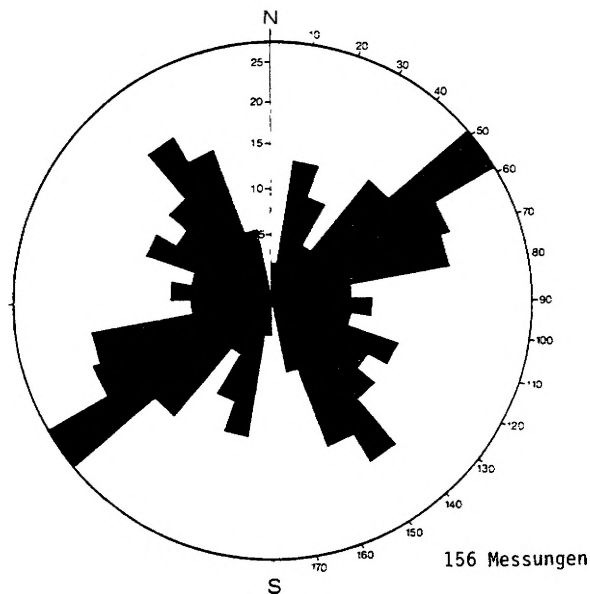


Abb. 8: Kluftrose der gesamten Richtungsverteilung der Klüfte und Störungen des monzonitischen Körpers.

Eine gute Übereinstimmung zeigen die Gänge mit den Klüften der Plutonite. Ihr ausgeprägtes Maximum liegt bei 55° und 65° , was mit den Klüften in Monzoniten und Monzodioriten gut übereinstimmt. Außerdem zeigen die Gänge noch zwei Hauptrichtungen bei 5° und 45° (Abb. 9).

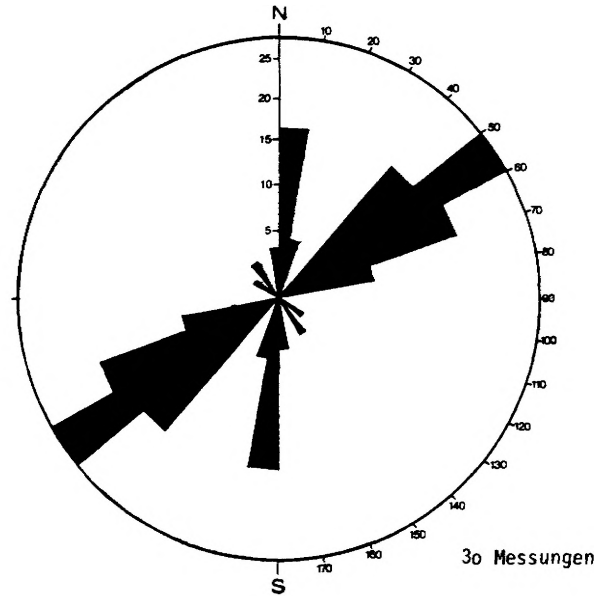


Abb. 9: Kluftröse der gesamten Richtungsverteilung der Gänge.

Die im Luftbild gemessenen Kluftrichtungen wurden im Gelände verfolgt und kontrolliert. Die im Gelände erkannten Gänge weisen eine etwa identische Streichrichtung wie jene im Luftbild auf. Vorherrschend konnten im Gelände die NE/SW und N/S-Richtungen beobachtet werden.

Außerdem wurde die Richtungsverteilung der gesamten Photolineationen des Arbeitsgebietes als eine Kluftröse dargestellt (Abb. 10). Hier sind die ausgeprägten Maxima bei 35° , 45° und 25° .

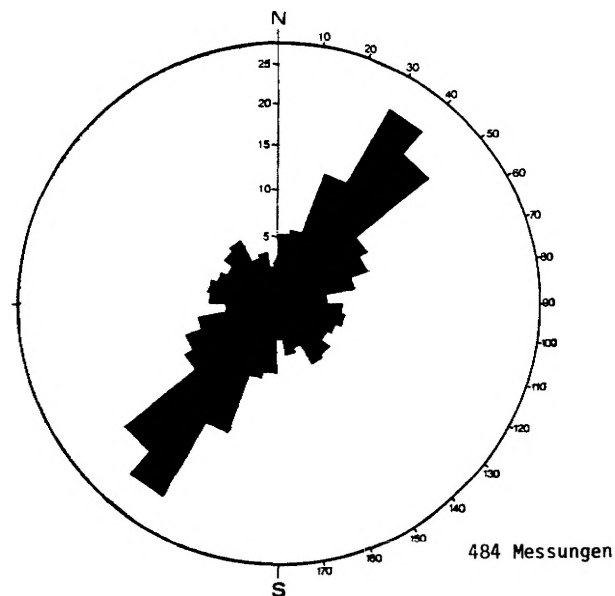


Abb. 10: Kluftröse der gesamten Richtungsverteilung der Photolineationen im Arbeitsgebiet.

Anschließend wird versucht, ein Altersschema zwischen dem Akapol-Batholithen und seiner Differentiate und anderen Gesteinseinheiten im Mejel-Tal zu entwickeln.

Die Aussagekriterien sind dafür die photogeologische Kluff-Auswertung, die Geländemessung und auch die Petrographie.

Die drei grundsätzlichen Tektophasen, die zu diskutieren wären, sind:

1. Präintrusive Beanspruchung
2. Synintrusive Beanspruchung
3. Postintrusive Beanspruchung

Als präintrusiv könnten die Generalrichtungen 30° - 40° und die Zweitmaxima 40° - 50° der Kalke und der paläozoischen Wechselfolge angesprochen werden, da diese Hauptrichtung einerseits in den Monzoniten und in den Ganggesteinen fast fehlen und andererseits auch als allgemeine Hauptrichtung in den paläozoisch-mesozoischen Serien der Zentralkette angesehen worden sind (z. B. CARTIER, 1971). Mit Sicherheit als synintrusiv können die Kluffrichtungen von 50° - 60° in Monzodioriten und Monzoniten und der Gänge angesehen werden. Hier zeigt sich, daß die intrusiven Spätdifferentiate das im Pluton frühzeitig angelegte Kluffsystem als Bereiche optimaler Wegsamkeit für ihren Aufstieg benutzt haben.

Da die Richtungsmaxima (15° - 40° und 115° und 145°) in Syeniten und Monzoniten im Intrusionsbereich selbst angelegt sind, spricht dies für eine syn- bis postintrusive Bildung.

6. GELÄNDEUNTERSUCHUNGEN AN RADIOAKTIVEN ANOMALIEN

6.1 Radiometrische Messungen

In einem Projekt zur Prospektion der radioaktiven Elemente durch die Atom-Energie-Organisation von Iran wurden im Herbst 1975 per Hubschrauber Anzeichen von radioaktiven Anomalien im Mejel-Tal gefunden. Die radiometrische Prospektion (durch den Einsatz von Scintillometern und Emanometrie) erfolgte später zu Fuß. Dabei wurden besonders radioaktive Anomalien im Ekildareh, Siebe Tschalak und Turek von Geologen systematisch untersucht und lokalisiert (unveröffentlichter Bericht der AEOI).

So war die Lage der radioaktiven Anomalien in den obengenannten drei Nebenflüssen bekannt. Die Zielsetzung dieser vorliegenden Arbeit war also:

1. Weitere Vorkommen an radioaktiver Vererzung im Mejel-Tal zu lokalisieren.
2. Für petrographische und geochemische Untersuchungen repräsentative Proben mit besonders hohen Strahlungsträgern zu entnehmen.

Daher wurde schon vor Beginn der Geländekartierung ein Meßgerät (Scintillometer SAPHYMO-SRAT S.P.P. 2 NF) in Einsatz gebracht. Das Zählrohr wurde ca. 0,50 m über den Boden gehalten und im Zählbereich immer die niedrigste Stufe unter 150 cps eingeschaltet. Auch war die akustische Schnarre stets auf den niedrigsten Schwellwert eingestellt. Dadurch wurde auf jede Strahlungsintensität, die größer als der Background war, aufmerksam gemacht, und durch erneute Einstellung der Meßstufe des Scintillometers die Stelle mit der höchsten Strahlungsintensität gemessen, lokalisiert und auf die Luftbilder übertragen.

Die Messung erfolgte entlang der Flüsse und an allen Stellen, die geländegängig waren. Eine systematische Messung nach angelegten Meßtraversen konnte aus folgenden Gründen nicht durchgeführt werden:

- Dichte Bewaldung
- Starke Morphologie, z. B. Steilhänge etc.
- Zeitraubende Meßtechnik
- Hoher Aufwand an Personal

Nach dieser qualitativen Messung konnten neben den bereits bekannten Anomalien neue Strahlungsquellen gefunden und ein erster Überblick über die Häufigkeit und Verteilung der radioaktiven Anomalien im Mejel-Tal gemacht werden. Für die einzelnen geologischen Bereiche ergaben sich folgende Meßwerte:

- Die radioaktiven Ganggesteine	700 - 9000 cps
- die Randzone des Batholithen	300 - 500 cps
- der Batholith-Körper	100 - 200 cps
- die kontaktmetamorphen Marmore	200 - 300 cps
- die paläozoische Wechselfolge	100 - 150 cps
- die jungpaläozoischen Kalke	≤ 100 cps

Aus den Meßwerten wurde ein Isoradplan hergestellt (Abb. 11).

Der dargestellte Meßbereich zeigt, daß die radioaktiven Anomalien mit der höchsten Intensität im Bereich von Siebe Tschalak und Turek liegen, wo die meisten sauren bis intermediären Gänge vorkommen. Die zweithöchste Radioaktivität befindet sich am Rande des Batholithen.

Die durch Konstruktion der Isolinien entstandenen Anomaliefächen zeigen hauptsächlich linsen- bis schlauchförmige Gebilde, die zum größten Teil in etwa E/W-Richtung streichen. Dieses entspricht nicht der wirklichen Streichrichtung (überwiegend NE/SW) der radioaktiven Gänge. Die Ursache kann darin liegen, daß erstens keine systematischen Messungen in Form von Traversen mit bestimmten Abständen gemacht worden sind, und zweitens von jedem Vererzungskörper nur eine Messung, und zwar die mit der höchsten Intensität (totale cps) auf die Karte übertragen worden ist.

Diese einfache und qualitative Messung konnte aber schon bei der Geländekartierung die Tatsache vermitteln, daß die Radioaktivität im Batholith vom Kern zum Rand hin zunimmt, was auch später bei den geochemischen Untersuchungen (7.2.4) bestätigt worden ist.

6.2 Probenahme

Die Probenahme erfolgte gemäß den angestrebten Untersuchungszielen als "Zufallsprobenahme" (SCHROLL 1975). Es wurden nur frische Proben (soweit makroskopisch erkennbar) aus dem Anstehenden geschlagen. Bei der Geländekartierung wurden Proben entnommen, sobald makroskopische Gesteinsunterschiede (Farbe, Mineralbestand etc.) beobachtet oder eine hohe radioaktive Intensität der Gesteine bemerkt wurde. Die Proben wurden mit einfachen Zahlen von 1 bis 159 gekennzeichnet.

Im Anschluß an die Kartierung wurden von magmatischen und kontaktmetamorphen Gesteinen mit genauer Messung der Probenpunktabstände profilartig 66 Proben entnommen, die mit dem Buchstaben D (= Detailprobe) gekennzeichnet wurden.

Von den Ganggesteinen wurden quer zum Streichen des Ganges (je nach der Breite des Ganges im m- oder cm-Bereich in gleichen Abständen) insgesamt 60 Proben entnommen. Diese wurden mit Pg (=Petrographie des Ganges) gekennzeichnet.

Die genaue Lage der Proben ist im Probenahmeplan (Abb. 12) dargestellt.

Die Flußsedimentproben wurden mit dem Buchstaben F versehen. Die Proben wurden teils in Zeitungspapier, teils in PVC-Tüten verpackt und in Holzkisten nach Deutschland transportiert.

Isoradplan

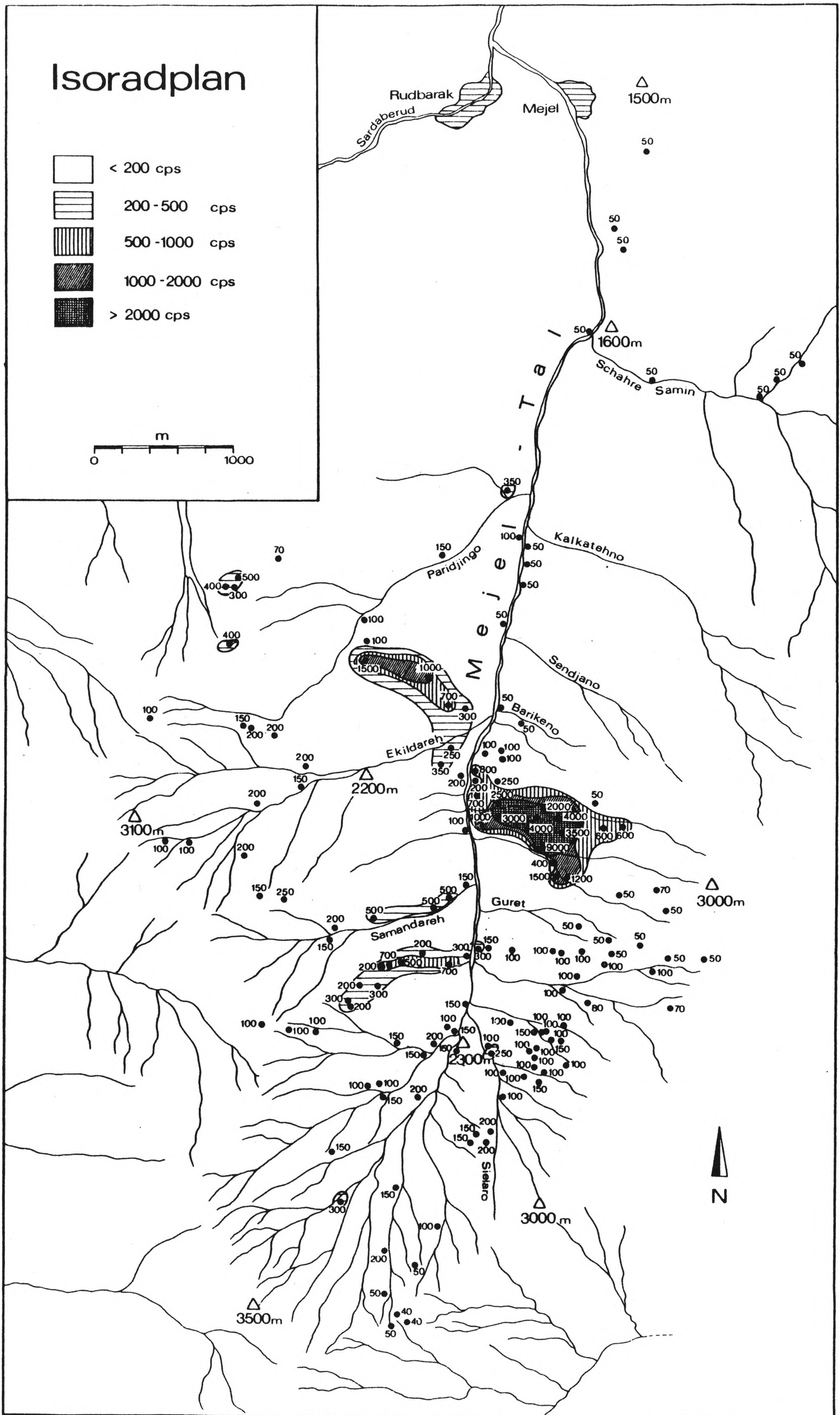
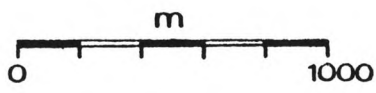
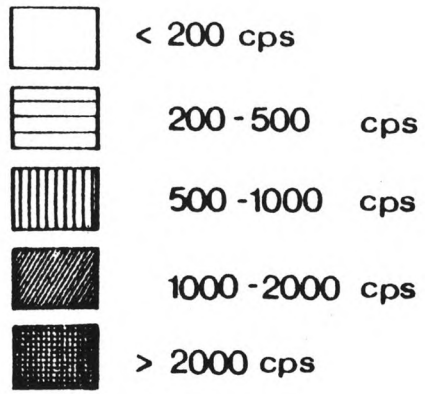


Abb. 11: Isoradplan für das Mejel-Tal.

7. GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

7.1 Arbeitsmethoden der Probenaufbereitung und Probenanalysierung

7.1.1 Flußsedimentuntersuchungen

Da der Schwerpunkt dieser Arbeit bei der Suche und Identifizierung der Strahlungsträger lag, mußten auch die Verwitterungsprodukte im Mejel-Tal aus zwei Gründen untersucht werden:

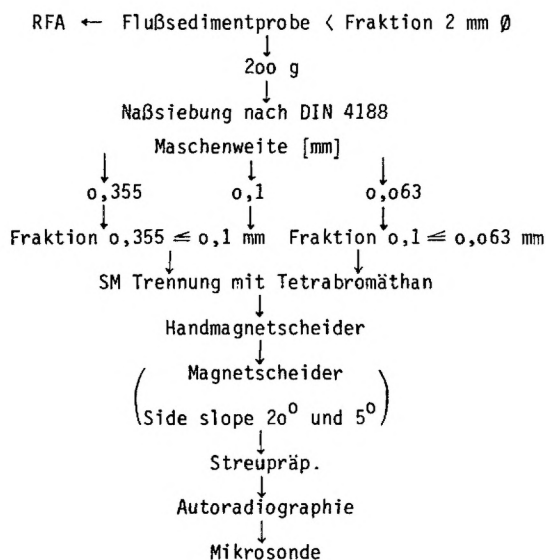
1. Eventuelle Identifizierung des hohen Gehaltes an Uran und Thorium in den akzessorischen Mineralen (z. B. Zirkon, Monazit etc.).
2. Identifizierung der selbständigen Uran- und Thorium-Mineralen (z. B. Uraninit, Thorit etc.) in Flußsedimenten.

Es wurden 96 Flußsedimente vom Mejel-Fluß und seinen Nebenflüssen (direkt vom Flußbett aus ca. 15 cm tiefen Löchern etwa 2 kg Material) entnommen (Abb. 13).

Die Proben wurden im Gelände bis auf 2 mm abgesiebt und getrocknet.

Da die weitere Bearbeitung der 96 Proben im Labor sehr zeitraubend und aufwendig ist, wurden zunächst 20 repräsentative Stichproben ausgewählt; besonders von den Stellen, wo die meisten Verwitterungsprodukte der radioaktiven Gesteine vermutet wurden (z. B. vor der Einmündung des Tureks und der Siebe Tschalak in den Mejel und vor der Einmündung des Mejel in den Sardabe Rud).

Die Probenaufbereitung wurde nach folgendem Schema durchgeführt:



Die Naßsiebung erfolgte bei einer Siebdauer von 15 Min. nach MÜLLER (1964) mit Hilfe einer Labormaschine, Typ EML (Fa. Haver & Boecker). Da die SM entsprechend ihrer natürlichen Korngrößen im Primärgestein in den Fraktionen 0,2 - 0,063 angereichert sind, wurden drei Siebe mit der Maschenweite 0,355, 0,1 und 0,063 mm angewendet.

Die SM-Trennung wurde mit Scheidetrichter nach SQUIBB (Drehhahn) mit einem Volumen von 1000 cm³ durchgeführt (Arbeitsgang siehe MICHEL 1972).

Da bei der Separation mit Magnetscheider aus der Kornfraktion (0,355 ≤ 1 mm und 0,1 ≤ 0,063 mm) einer Probe jeweils 5 weitere magnetische Fraktionen, insgesamt also 10 entstehen, wurde hier auch eine Reduzierung der 20 Proben vorgenommen und damit die Proben F₁, F₈₂, F₈₈, F₉₀, F₉₄, F₉₆ mit Hilfe eines FRANTZ-ISODYNAMIC MAGNETIC SEPARATOR getrennt. Die Trennung der 6 Proben erfolgte bei verschiedenen Stromstärken und verschiedenen Seitenneigungen (0,4, 0,8 und 0,2 Amp. bei 20° und 1,2 Amp. bei 5°) in 60 mag-

netischen Fraktionen. Unter einem Binokular wurden per Hand die SM ausgelesen.

Da mit dieser Methode die eigentlichen Uran- und Thorium-Mineralen nicht festgestellt werden konnten, wurden aus den 60 magnetischen Fraktionen (jede Probe wurde halbiert) Streupräparate für autoradiographische Untersuchungen hergestellt.

Da die Zielsetzung der Flußsedimentuntersuchung die Identifizierung der strahlungstragenden Mineralien war und diese bei weiteren Untersuchungen - Autoradiographie (7.1.2), Mikrosonde (7.2.1) und RFA (7.2.2) - keine Ergebnisse erbracht haben, wird hier auf eine sedimentpetrographische Beschreibung der gewonnenen Mineralgruppen verzichtet.

7.1.2 Autoradiographie

Um die radioaktiven Minerale bzw. Elemente in den Gesteins- und Flußsedimentproben lokalisieren zu können, wurden folgende Proben für eine autoradiographische Untersuchung ausgewählt:

20 Gesteinsproben (mit höchster Strahlungsintensität) von den radioaktiven Ganggesteinen.

10 Gesteinsproben (mit höchster Strahlungsintensität) von den Alkalifeldspatsyeniten der Randzone.

60 magnetische Kornfraktionen der 6 Flußsedimentproben (Abschnitt 7.1.1).

Aus den Gesteinshandstücken wurden Großanschliffe (ca. 10 x 6 cm) hergestellt, während aus den Flußsedimentproben Streupräparate ohne Abdeckung gewonnen werden konnten.

Radiographiert wurde nach der von ROSS (1952) beschriebenen Abziehfilmmethode. Dabei kam der strahlungsempfindliche Film "Fine Grain Autoradiographic Stripping Plate 10" von Kodak zur Anwendung.

Da die Belichtungszeit von der Aktivität, der Energie und dem Verteilungszustand des Radionuklids sowie von der Empfindlichkeit des Films abhängt (LISER 1969), mußte eine günstige Bestrahlungszeit gefunden werden. 30 Tage Belichtungszeit erwiesen sich als optimal. Die Suche nach Strahlungsträgern in Alkalifeldspatsyeniten der Randzone und in Flußsediment-Proben war mit dieser Methode negativ.

Nur die Ganggesteine und zwar die Ägirinalkaligranite und Alkalifeldspatquarzsyenite zeigten interessante Strahlungsflecken auf den entwickelten Filmplatten:

- Quadratisch bis rechteckige Gebilde (Taf. 4/6), die eindeutige Hinweise auf Kristallsysteme eines radioaktiven Minerals geben.
- Gitter oder diffus verteilte Strukturen, die die Konzentration der Radionuklide in Rissen und Spalten des Gesteins verdeutlichen.

Nach der Übertragung der Strahlungsflecken bzw. -punkte auf die Anschliffe wurden diese unter dem Binokular untersucht. Hierbei konnten zwei verschiedene Mineralarten als Strahlungsträger erkannt werden:

1. Dunkel-rotbraune quadratisch bis tetragonale Kristallflächen (bis ca. 3 mm groß).
2. Weiß bis hellgelbes Pulver, das in den Klüften und Rissen des Primärgesteins vorkommt.

Die lokalisierten Minerale wurden aus den Gesteinen herauspräpariert und aus diesen gesonderte Anschliffe für die Mikrosonde-Analyse angefertigt (Abschn. 7.2).

7.1.3 Probenaufbereitung

Zur Mikrosonde-Analyse wurden die präparierten radioaktiven Minerale aus den Großanschliffen (7.1.2) und 300 repräsentative Einzelkörner, die aus den 60 magnetischen Fraktionen der Flußsedimentproben ausgewählt wurden, auf Mikrosonde-Objektträger (gepreßte Polystyrol-Tabletten) mit dem Einbettungsmittel Plastimet eingebettet. Das Feinschleifen und Polieren erfolgte mit dem Poliergerät (MINIMET 69 - 1000, BUEHLER Ltd.). Mit der Verwendung von Diamant-Polierpaste METADI (BUEHLER Ltd.) konnte die notwendige Oberflächenrauigkeit von 0,25 µm für die Mikrosonde-Analyse erreicht werden.

Zusätzlich wurde ein Anschliffpräparat aus den Gesteinsproben (3) zur Mikrosonde-Analyse angefertigt.

Um die während des Meßvorganges störend wirkenden Aufladungen der Anschliff-Oberfläche durch den Elektronenstrahl zu vermeiden, wurden die Proben im Vakuum mit einer Kohlenstoffschicht (ca. 200 Å Schichtdicke) bedampft.

Gesteins- probenplan im Mejel-Tal / IRAN

○ 59. D47
 I Pg17-Pg21
 Probennahmepunkte

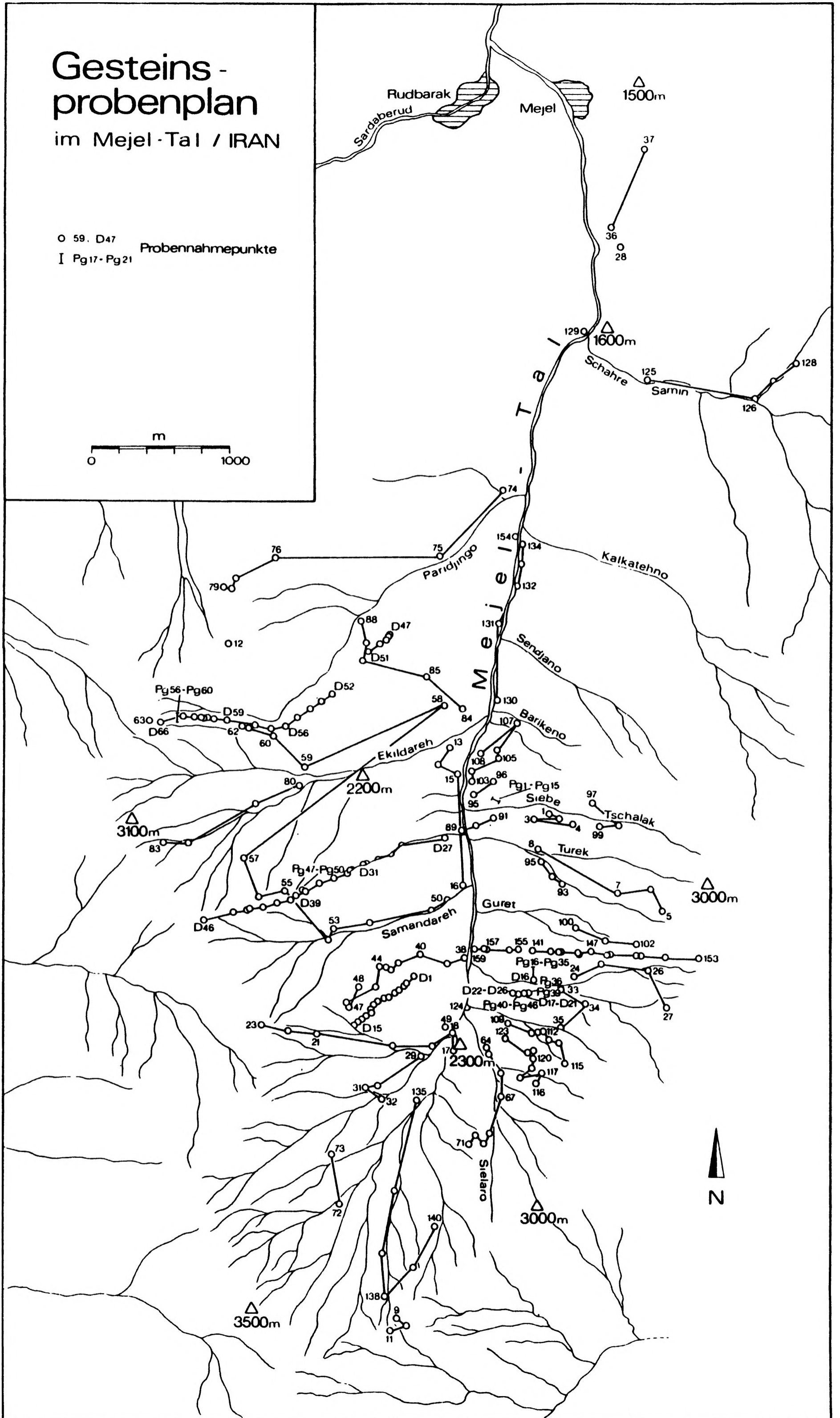
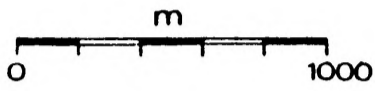


Abb. 12: Gesteinsprobenplan des Mejel-Tales.

Sediment - probenplan im Mejel -Tal / IRAN

▼ F64 Probennahmepunkte

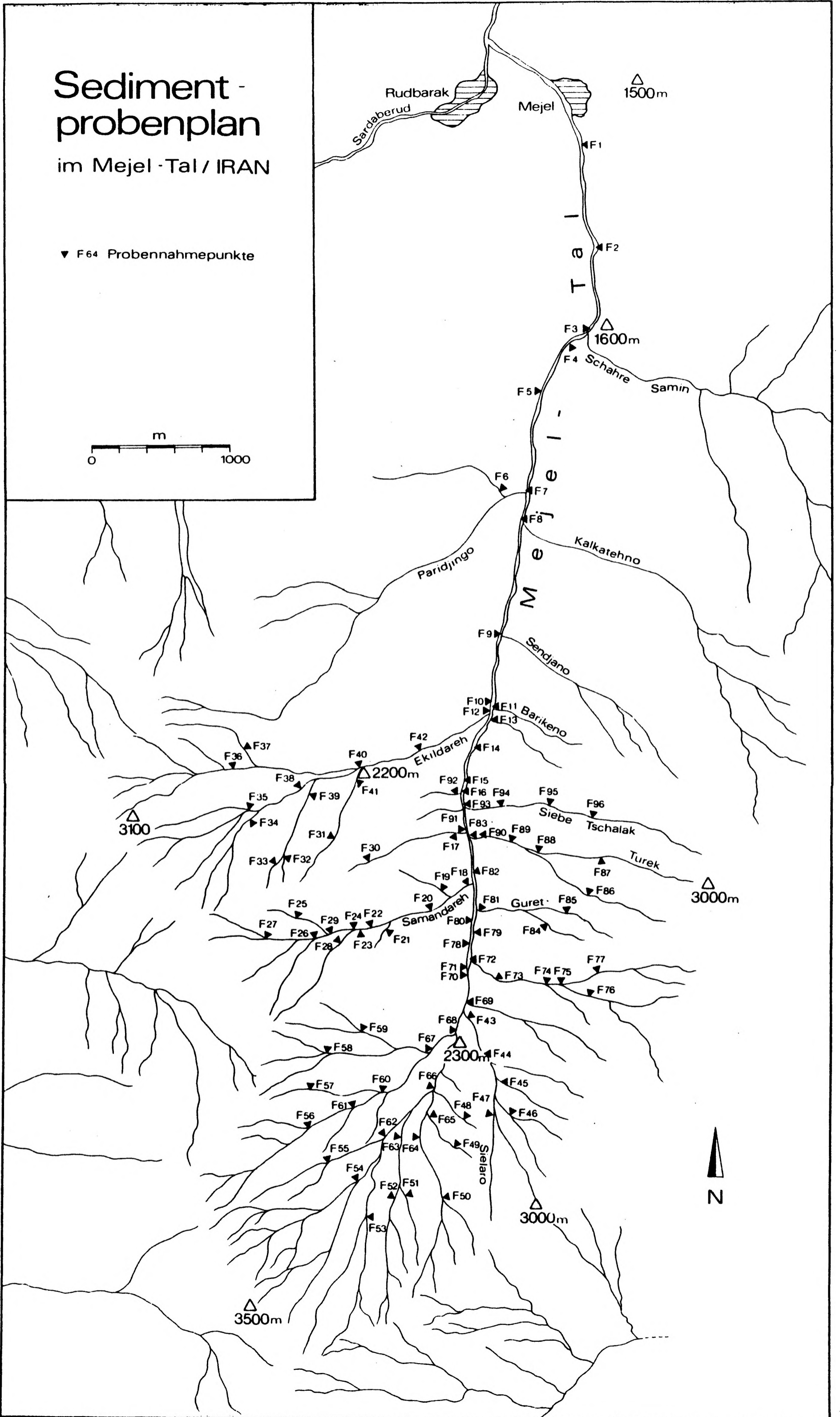
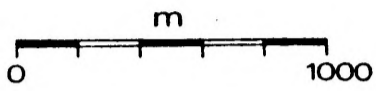


Abb. 13: Sedimentprobenplan des Mejel-Tales.

Zur Röntgenfluoreszenz-Analyse wurde ein einfaches Präparationsverfahren benutzt: 2 g (Probenpulver < 4 μ) wurde mit 2 ml Plexigum Lsg. bis zur Trocknung in einer Achatschale gemahlen. Das getrocknete Pulver wurde in einem Aluminiumring zu Tabletten gepreßt (2 t Preßdruck).

Für die Neutronenaktivierungs-Analyse wurden die Gesteinsproben mit einem Backenbrecher zerkleinert, geviertelt und anschließend mit einer Schwingscheibenmühle (Mahlgefäß aus Co-Mo-Stahllegierung) analysenfein gemahlen. Anschließend wurden etwa 100 - 160 mg Gesteinspulver (< 30 μ) in hochreinen Quarzampullen (Suprasil) gewogen und dann abgeschmolzen. Hier muß auf die zur Aktivitätsmessung notwendige gleiche Geometrie der Proben geachtet werden. Daher wurden alle Quarzampullen etwa 1 cm hoch mit Probenpulver gefüllt. Um äußere Kontaminationen zu verhindern, wurden die Quarzampullen mit Azeton-Alkohol und bidestilliertem Wasser abgespült.

7.2 Auswertung der Analysendaten

7.2.1 Mikrosonde-Analyse

Die Elektronenstrahl-Röntgenmikro-Analyse (Electron-Microprobe-Analysis) wurde mit Hilfe der Mikrosonde (ARL-EMX) von Herrn Prof. Willgallis und Frau Siegmann, Mineralogisches Institut der FU Berlin, durchgeführt.

Die Messungen erfolgten als "Punktmessung" mit fokussiertem Strahldurchmesser. Die Anregungsspannung betrug 20 kV und der Probenstrom 30 nA.

Für die Bestimmung von U wurde das ADP-, für Th das PET- und für Si das TAP-Spektrometer eingesetzt.

7.2.1.1 Elementverteilung in Einzelkristallen

Für die 300 Einzelkörner aus den Flußsedimentproben stellte sich heraus, daß nicht ein einziges Korn einen mit der Mikrosonde nachweisbaren Gehalt an U oder Th aufweist. Daraus kann geschlossen werden, daß die akzessorischen Minerale wie Zirkon, Monazit, Apatit etc. im Mejel-Tal nicht die potentiellen Träger von U und Th sind. Diese Aussage wird ebenfalls von den petrographischen und autoradiographischen Untersuchungen unterstützt.

Die Punktmessungen in den einzelnen idiomorphen Thoritkristallen zeigen folgende Elementverteilung an (Tab. 6):

Probe	Hauptelemente	Nebenelemente	Spurenelemente
1a-P1	Th, Si, O	--	Fe, Nd, Ce, Ca
1a-P2	Th, Fe, Si, O	Ca	Mn, Nd, Ce, La, S
3-P1	Th, Ca, Si, O	K	Zn, Mn, Fe, Al, Na
3-P2	Th, Si, O	Fe, Ca	Ce, Al, Ca, Cl

Tab.6: Elementverteilung in Thoriten

In den idiomorphen U-Pyrochloren aus Probe 8 sind die Elemente durchschnittlich wie folgt verteilt:

Hauptelemente: Ca, Ti, Fe, Nb, Ta, U, O, Na
Nebenelemente: Mn
Spurenelemente: Th

Hier wurde ein Zirkon-Einschluß mit folgender Elementverteilung gemessen:

Hauptelemente: Zr, Si, O
Nebenelemente: Hf
Spurenelemente: Th, Fe

Punktmessungen in Rhodonitkristallen aus Probe 3 ergaben folgende durchschnittliche Elementverteilungen:

Hauptelemente	Nebenelemente	Spurenelemente
1. Mn, Ca, Si, O	Fe, Zr	K, Ce, La, Ta, Hf, Cl, Ti, S
2. Mn, Ca, Fe, Si, O	Zr, K	La, Ce, Hf, Ta, Cl, Ti

Mit Hilfe des Scanningbildes der rückgestreuten Elektronen (BSE) und der Scanningbilder von einzelnen Elementen kann die Anreicherung und Verteilung eines Elementes in einem Messpunkt anschaulich gemacht werden. Die Taf. 5 und 6 zeigen solche Bilder. Die hellen Punkte deuten den Anreicherungsort des jeweiligen Elementes an. Dabei ist in Taf. 5/2 festzustellen, daß das Th, das hier in einer keulenförmigen Anhäufung auftritt und von Si umgeben ist, viel weniger durch sekundäre Veränderungen (z. B. Verwitterungslösungen) beeinflußt ist als andere Stellen.

Die Untersuchung der sekundär entstandenen weißen Pulver (7.1.2) mit der Mikrosonde scheiterte an der Instabilität der Substanz und den Komplikationen mit der Anschliffherstellung. Hier konnte nur nachgewiesen werden, daß in dem Pulver Uran enthalten ist. Somit ist es wahrscheinlich, daß die ehemaligen U-Elemente durch Zerstörung ihres Kristallgitters (3.2.3.1) oder durch Verwitterungsaflösungen (sek. Auslaugung) ihren Gitterplatz verlassen und sich in den Rissen des Primärgesteins abgesetzt haben. Ähnliche Beobachtungen an Hand von Radiographien machten auch BOWIE (1951) und ROUBALT & COPPENS (1958).

7.2.1.2 U-, Th-Gehalte der Thorite und U-Pyrochlore

Zur Bestimmung der U- und Th-Gehalte der Thorite und U-Pyrochlore wurden Standards von 100 % UO_2 und ThO_2 des Mineralogischen Institutes der FU Berlin verwendet.

Außerdem wurde auch als Vergleich der Si-Gehalt dieser Minerale unter Verwendung eines Hornblende-Standards mit 40 % SiO_2 bestimmt.

Eine Reihe von Punktmessungen in Thoriten und U-Pyrochloren hat gezeigt, daß die U- und Th-Gehalte in diesen Mineralen sehr unterschiedlich sind. Die Gehalte schwanken nicht nur von Kristall zu Kristall, sondern auch in einem Kristall selbst gibt es heterogene Konzentrationen von U oder Th.

Der Grund hierfür könnte erstens in dem zonaren Aufbau des Kristalls oder zweitens an der sekundären Abfuhr (Verwitterungsauslaugungen) von U und Th liegen. Für diese zweite Vorstellung sprechen viele Punktmessungen, die keine Werte an U und Th aufweisen.

In der Tab. 7 und 8 sind die Meßpunkte mit hohen U- und Th-Werten aus Thoriten und U-Pyrochloren zusammengestellt. In den Thoriten liegt der Th-Gehalt im Mittelwert bei 44,31 Gew.-% ThO_2 . Der U-Gehalt liegt durchschnittlich bei 2,60 Gew.-% UO_2 .

Interessant ist das Verhalten von Th und U in den Thoriten. Im allgemeinen konnten dort relativ hohe U-Gehalte festgestellt werden, wo hohe Th-Gehalte gemessen wurden (Tab. 7). Der SiO_2 -Gehalt ist ebenfalls in einem Thoritkristall sehr unterschiedlich verteilt und verhält sich zu dem Th alternierend, das bedeutet, daß die hohen Si-Gehalte in dem gleichen Meßpunkt den niedrigen Th-Gehalten entsprechen und umgekehrt. In Thoriten liegt der SiO_2 -Anteil im Durchschnitt bei 47,87 Gew.-% und liegt damit höher als der Gehalt des Thoriums. Die Ursache kann an der Verwitterungsresistenz des Si gegenüber dem Th liegen.

Der U-Gehalt der U-Pyrochlore ist ebenfalls sehr variabel. Er liegt im Mittelwert bei etwa 15,67 Gew.-%. Der höchste U-Gehalt wurde in den U-Pyrochloren der Probe 8 gemessen (ca. 30,44 Gew.-% UO_2). Bei der Neutronenaktivierungs-Analyse (7.2.3) wurde in der Probe 8 ebenfalls der höchste Urangelgehalt gemessen (560 ppm).

Der Th-Gehalt wurde in der Probe 1a mit 1820 ppm bestimmt, wobei die Thorite dieser Probe mit ihrem höchsten Gehalt von 76,16 Gew.-% ThO_2 gemessen wurden.

Somit kann gesagt werden, daß der Hauptträger des Urans die U-Pyrochlore und der des Thoriums die Thorite sind.

Nach den radiometrischen-, petrographischen-, autoradiographischen- und geochemischen Untersuchungen und dem Einsatz der Mikrosonde ist es offensichtlich, daß die Hauptträgergesteine von U und Th die ägirinalkaligranitischen Ganggesteine sind.

	Meßpunkte	ThO ₂ Gew.-%	UO ₂ Gew.-%	SiO ₂ Gew.-%
Probe 1a II:	P1	22,87	0,26	--
	P2	50,79	3,42	--
	B Kreis 1-P2	59,07	5,87	35,43
	B Kreis 1-P3	18,84	1,63	74,98
	B Kreis 1-P4	75,85	4,04	19,32
	B Kreis 4-P2	16,22	0,17	67,05
	B Kreis 4-P6	46,32	2,89	54,72
	B Kreis 5-P1	72,93	7,28	23,74
	C Kreis 1-P3	22,66	1,33	72,79
	C Kreis 1-P5	23,79	0,81	81,31
C Kreis 2-P3	19,47	2,49	75,96	
Probe 1a I:	A Kreis 1-P1	71,41	5,79	20,90
	A Kreis 1-P3	33,50	0,95	55,06
	B Kreis 1-P2	25,11	0,67	32,56
	B Kreis 1-P3	72,57	5,94	20,34
	B Kreis 1-P5	10,28	0,00	97,18
	B Kreis 1-P6	18,57	0,32	77,62
	C Kreis 1-P2	76,16	3,81	20,48
	C Kreis 1-P3	51,57	3,80	39,58
Probe 1b:	P4	76,83	2,05	21,55
Probe 2:	P1	65,72	1,28	19,01
	Mittelwert:	44,31	2,60	47,87

Tab. 7: Gehalte von ThO₂, UO₂ und SiO₂ in Thoriten.

	Meßpunkte	UO ₂ Gew.-%	ThO ₂ Gew.-%	SiO ₂ Gew.-%
Probe 1b:	P1	9,51	0,16	0,62
	P2	8,96	0,03	0,62
	P3	4,95	0,05	0,48
	P4	10,82	0,19	0,57
Probe 8:	P1	29,38	0,40	1,25
	P2	30,44	0,29	1,57
	Mittelwert:	15,67	0,18	0,85

Tab. 8: Gehalte von UO₂, ThO₂ und SiO₂ in U-Pyrochloren.

7.2.2 Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA)

Wie in den vorhergegangenen Kapiteln beschrieben wurde, konnten keine Gehalte an U und Th in den Schwermineralien der Flußsedimente festgestellt werden. Da aber nicht ausgeschlossen werden konnte, daß eventuell Schluffmaterial oder Leichtmineralien dieser obengenannten Proben U- oder Th-haltig sind, wurden 20 nichtgesiebte Flußproben aus den Stellen, wo eine Anreicherung an U und Th vermutet werden konnte, ausgewählt und mit der RFA auf U und Th qualitativ getestet. Die Messungen wurden am Mineralogischen Institut der FU Berlin mit einem Philips-Röntgenspektrometer PW 1212 durchgeführt. Als Anregungsquelle diente eine Ag-Röhre (80 kV/20 mA). Herrn Dr. G. Schneider gilt mein besonderer Dank für die Unterstützung bei der Durchführung der Messungen. Bei den qualitativen Übersichts-Analysen stellte sich an diesen Proben heraus, daß nicht an einer einzigen Probe mit dem zur Verfügung stehenden Röntgenspektrometer Gehalte an U oder Th nachgewiesen werden konnten.

Die anschließend an die eigenen Untersuchungen mitgeteilten Ergebnisse der AEOI über geochemische Untersuchungen im Mejel-Tal unterstützen diese Aussage voll und ganz. Im Auftrag von AEOI wurde im Mejel-Tal von Studsvik-Analytica AB, Schweden, eine Reihe geochemischer Untersuchungen mit verschiedenen Probematerialien durchgeführt. Da diese Untersuchungen die Aussagen der vorliegenden Arbeit bestärken und erweitern, werden in den Abschnitten 7.2.2.1 und 7.2.2.2 kurz ihre Ergebnisse beschrieben.

Die einzelnen Proben bestanden sowohl aus organischem Material und Wasser, als auch aus Flußsedimenten, anstehendem Gestein, Boden und Schwermineralsedimenten. Die Elemente U, Th, Zn, Cu, Pb, Mo, V, Ti, Nb, Zr, As, Fe, Mn, Co, Ni, Cr und W wurden mit einem 28-channel parallel wave length dispersive computerized X-ray spectrometer (Philips PW 1600) analysiert. Die Nachweisgrenze für die meisten Spurenelemente liegt bei diesem Gerät je nach Art der Probe an der unteren ppm-Stufe, z.B. für U und Th bei 2 ppm. Die Bestimmung der Gehalte an Be, Sn und Ag wurde mit Emission Spectroscopy durchgeführt.

7.2.2.1 Verteilung der Spurenelemente in den Flußsedimenten

Insgesamt wurden 186 Flußsedimentproben von AEOI im Mejel-Tal entnommen (Abb. 14). Die Dichte der Probenahme beträgt ca. 19 Proben per qkm.

Das wichtigste Ergebnis von den geochemischen Flußsediment-Analysen im Mejel-Tal ist die beachtliche Konzentration von Pb, Zn und im geringeren Maße Ag im Guret-Fluß, 600 m unterhalb der Blei-Mine (Abb. 15). Hier ergab die Probe 109 Anomalien von 5000 ppm Pb, 1500 ppm Zn und 32 ppm Ag. U und Th stehen mit dieser Anomalie in keinem Zusammenhang.

Die Metall-Assoziation entspricht den analytischen Resultaten der Gesteinsproben von der Blei-Mine. Von besonderem Interesse ist der Hinweis auf eine ähnliche Metallvereinigung (Pb-Zn-Ag) im oberen südlichen Verlauf des Turek-Flusses; ähnlich wie im Guret-Fluß (Abb. 16). Diese Anomalie tritt aber mit einer relativ schwächeren Metall-Anhäufung auf und ist ein Hinweis auf eine unbekannte, höher gelegene Pb-Zn-Ag-Vererzung.

Die geochemischen Untersuchungen der AEOI ergaben außerdem, daß - obwohl keine starken U- und Th-Anomalien in den Flußsedimenten des Mejel-Tales beobachtet werden konnten - im westlichen Teil des Gebietes (Saman und Ekildareh) relativ erhöhte U- und Th-Gehalte (>15 ppm) im Gegensatz zu dem östlichen Teil (<10 ppm) auftreten. An dieser regionalen Variation konnte beobachtet werden, daß die schwach erhöhten U- und Th-Gehalte in den Flußsedimentproben des westlichen Teiles im Zusammenhang stehen mit der syenitischen Randzone des Akapol-Batholithen.

Diese Beobachtung deckt sich mit den eigenen radiometrischen und geochemischen Untersuchungen (6.1 und 7.2.4).

7.2.2.2 Gehalte von U und Th in den anderen Probematerialien

Die Untersuchungen von Pflanzen und Wurzeln des Mejel-Tales haben gezeigt, daß keine U- und Th-Anreicherungen in diesen Materialien vorhanden sind.

Die Resultate der geochemischen Analysen der 164 Bodenproben ergaben <10 ppm U und Th entlang der östlichen Seite des Mejel-Tales und <15 ppm an der westlichen Seite - etwa entsprechend den Werten der Fluß-

sedimentproben.

37 Wasserproben-Analysen aus den verschiedenen Flüssen und Quellen beweisen, daß der U-Gehalt des Wassers im Mejel-Tal generell niedrig ist (<2 ppb).

Aus den oben beschriebenen Ergebnissen der Untersuchungen der AEOI und der eigenen Untersuchungen an Gesteinsproben und Flußsedimentproben kann abschließend gesagt werden, daß die Verwitterungsprozesse der primär magmatischen radioaktiven Anomalien im Mejel-Tal nicht so stark sind, daß Strahlungsträger in Verwitterungsprodukten und Oberflächenwässern vorhanden sind, sondern lediglich die Ausscheidungen der sekundären Uranmineralien in Spalten und Klüften des Primärgesteins deuten auf eine schwache bzw. beginnende Verwitterung der radioaktiven Elemente im Intrusionsgestein des Mejel-Tales hin.

BARTHEL & MEHNERT (1970) geben drei Möglichkeiten für die Migrationsweite der aufgelösten Anteile an Uran und Thorium an: "Die Elemente können

1. ihren ursprünglichen Gitterplatz verlassen, aber innerhalb der primären Mineralgrenzen verbleiben;
2. können sie das Primärmineral völlig verlassen und an den benachbarten Korngrenzen wieder ausgefällt werden;
3. können sie schließlich so weiträumig migrieren, daß sie nicht mehr im Bereich der geochemischen Probenahme angetroffen werden".

Nach den Ergebnissen der verschiedenen Untersuchungsarten dieser vorliegenden Arbeit treffen die ersten zwei Möglichkeiten für das Mejel-Tal zu; die analysierten Gehalte an U und Th (7.2.3) entsprechen der Primärkonzentration des jeweiligen Gesteins.

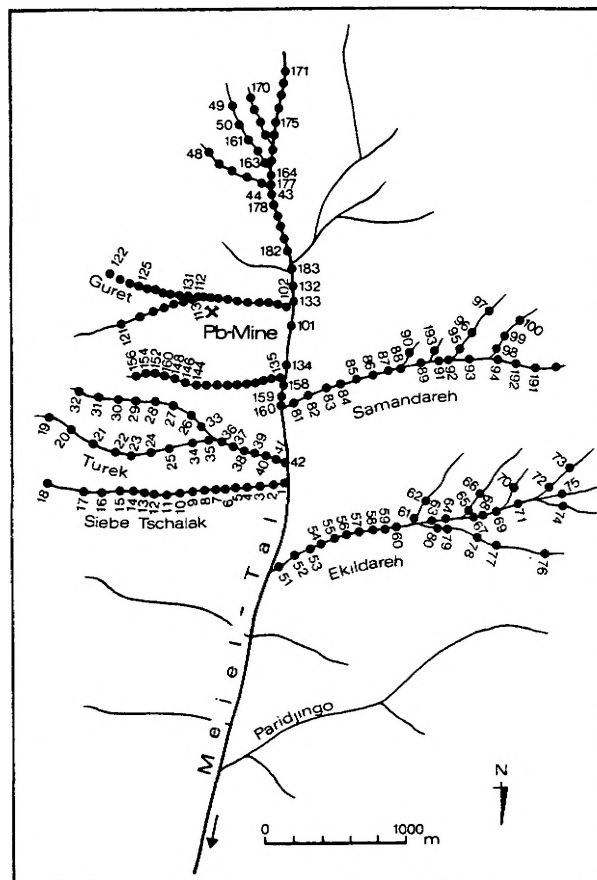


Abb. 14: Sedimentprobenplan nach AEOI im Mejel-Tal.

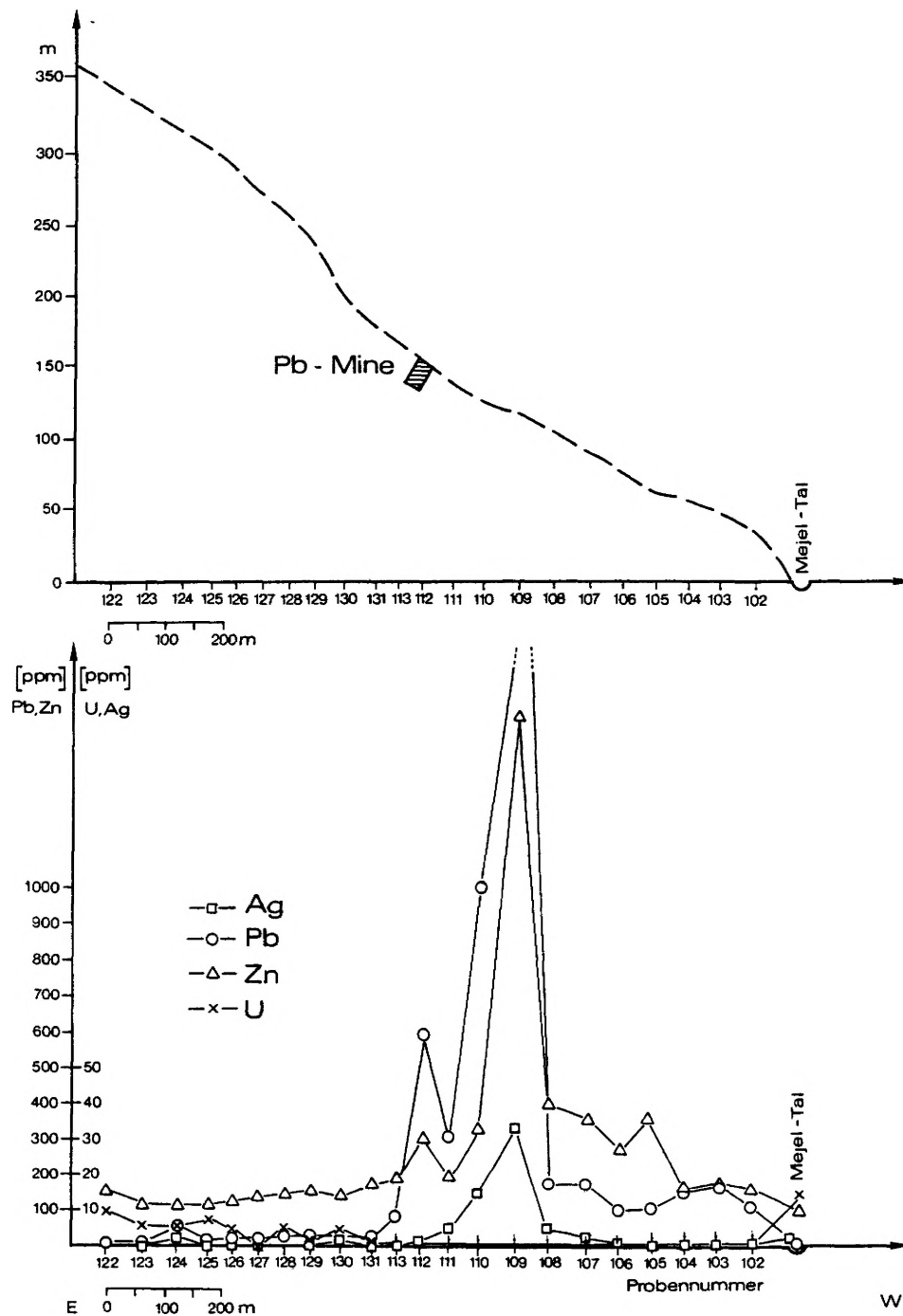


Abb. 15: Verteilung von Pb, Zn, U und Ag im Guret-Tal nach AE01.

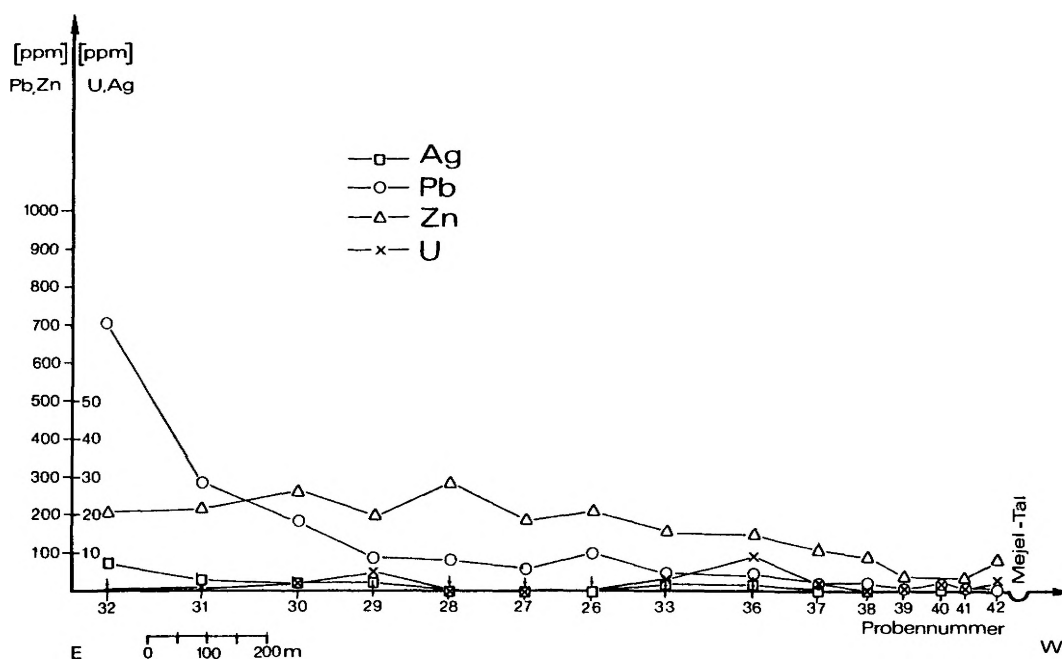


Abb. 16: Verteilung von Pb, Zn, U und Ag im Turek-Tal nach AEOI.

7.2.3 Neutronenaktivierungs-Analyse (NAA)

Zur Bestimmung der Hauptelemente Fe, Ca, Na und K sowie den Spurenelementen Ba, Rb, U, Th, Co, Hf, Ta und SEE wurden die Proben im Forschungsreaktor BER II des Hahn-Weitner-Instituts 48 Stunden lang bei einer thermischen Neutronenflußdichte von $4 \times 10^{12} \text{ cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ bestrahlt. Nach fünf Tagen Abklingzeit erfolgten die ersten Messungen der Nuklide bis Halbwertszeiten von ca. 400 Stunden, nach vier Wochen wurden die langlebigen Nuklide gemessen.

Über einen automatischen Probenwechsler wurden die Proben vor einen koaxialen Ge (Li)-Detektor gebracht, der für Photonen der Energie 1332,5 KeV eine Halbwertsbreite von 2,1 KeV und eine relative γ -Ausbeute von 18 % besaß.

Die Impulshöhen-Analyse wurde mit einem Vielkanal-Analysator der Firma Canberra durchgeführt. Nach Ende der aktiven Meßzeit (zwischen 1000 und 7200 sec) wurden die Spektren auf Magnetband geschrieben und an einem Siemens 4004-Rechner nach dem hausinternen Programmsystem SPECI quantitativ ausgewertet.

Als Standardproben wurden für die U-Bestimmungen ein syenitischer Gesteinsstandard (SY 2) vom CCRNP und für die anderen Elemente ein quarzmonzonitischer Gesteinsstandard (GSP - 1) vom USGS verwendet. Die ermittelten Elementgehalte der analysierten Proben sind in den Tab. 13 bis 16 im Anhang dokumentiert.

7.2.4 Elementverteilung im Akapol-Batholith

Obwohl für das geochemische Verhalten eines magmatischen Komplexes möglichst viele Analysendaten von Haupt- und Spurenelementen aus zahlreichen Proben notwendig sind, um eine präzise Aussage über die magmatische Entwicklung eines Massives zu machen, wird hier versucht, anhand einiger Analysendaten die Elementverteilung der petrographisch gut untersuchten einzelnen Gesteinstypen vom östlichen Teil des Akapol-Batholithen (Mejel-Tal) zu charakterisieren.

Wenn man bedenkt, daß diese Daten die ersten geochemischen Daten überhaupt in diesem Gebiet sind und die Probenahme aus einem relativ engen Raum stammt, kann diese Untersuchung die petrographischen Untersuchungen stützen und ergänzen.

Für diese Untersuchung wurden einige repräsentative Proben aus dem petrographischen Profil zwischen Ekiidareh und Samandareh ausgesucht.

So wie die petrographische Gliederung der Plutonite (Abb. 2) dargestellt wurde, zeichnen sich auch hier diese Gesteinsgruppen in der Dreiecksdarstellung $K_2O - Na_2O - CaO$ (Abb. 17) deutlich ab.

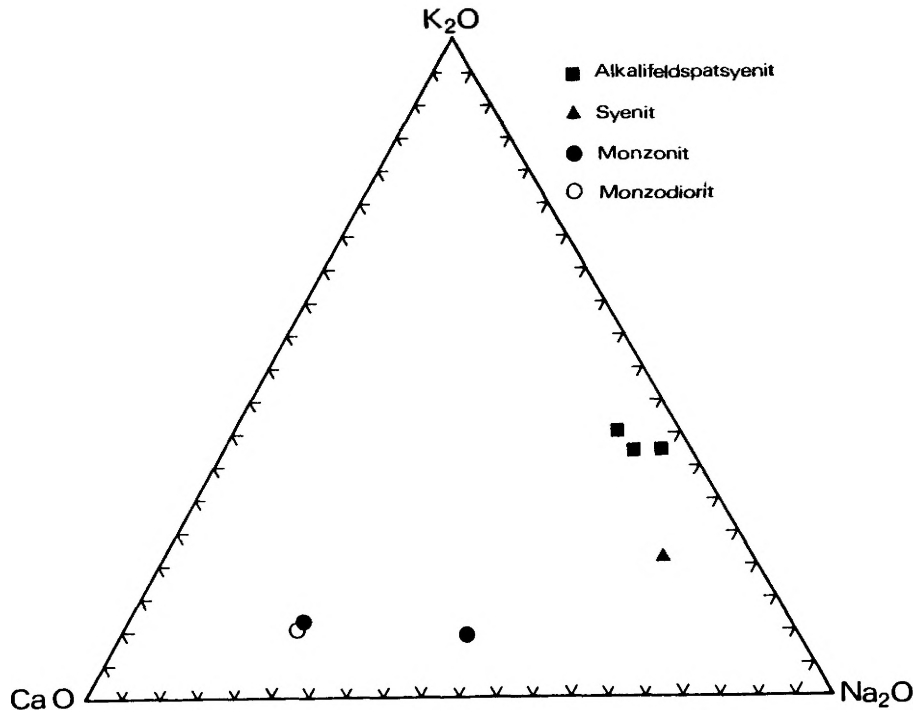


Abb. 17: K_2O-Na_2O-CaO -Dreieckdiagramm der Plutonite.

Der magmatische Differentiationsablauf der einzelnen Gesteinsgruppen zeigt sich auch im $K_2O - Rb$ - Diagramm (Abb. 18). Hier ist die Zunahme der K_2O - und Rb-Werte vom Monzonit über Syenit zum Alkalifeldspatsyenit (als höchstdifferenziertes Entwicklungsfeld) eindeutig.

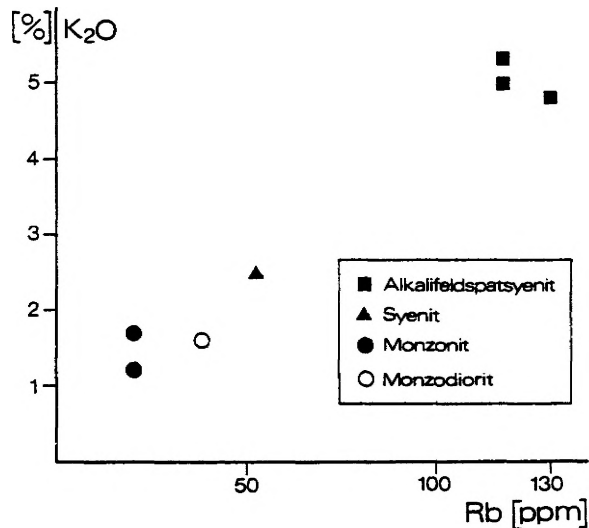


Abb. 18: K_2O-Rb -Diagramm der Plutonite.

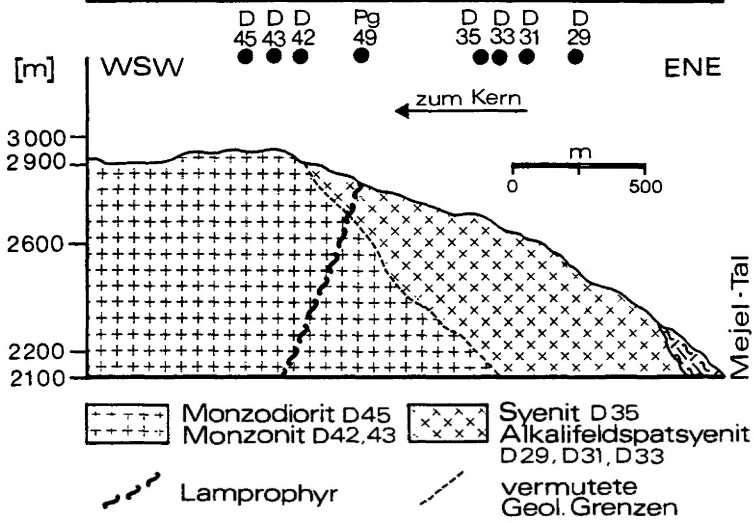
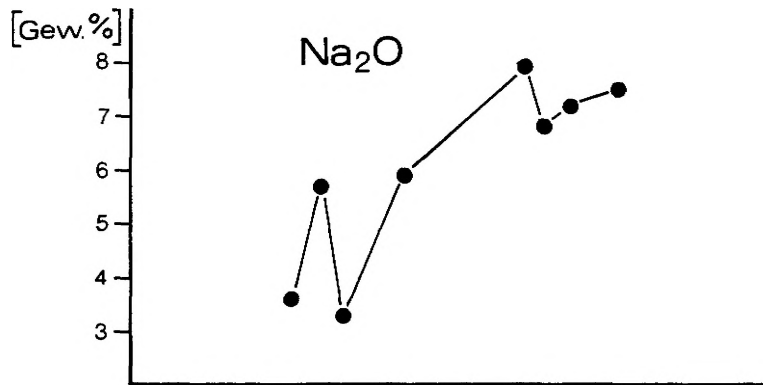
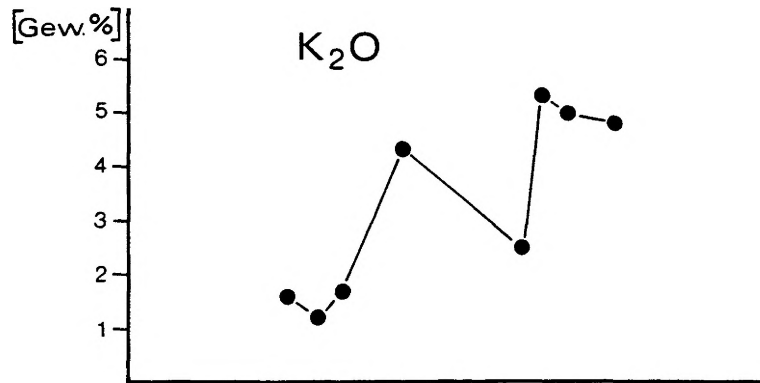


Abb. 19a: Geologie und geochemisches Profil AA' zwischen Ekildareh und Samandareh.

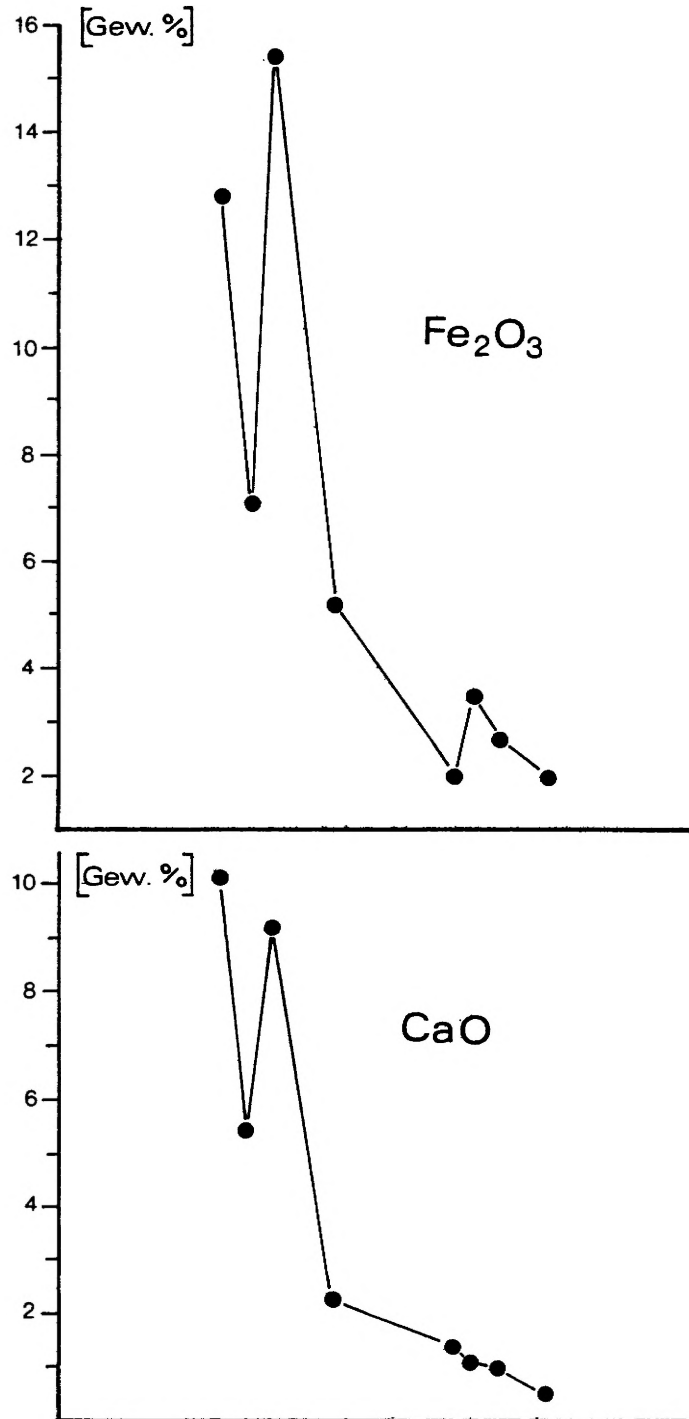


Abb. 19b: Geochemisches Profil AA', Fortsetzung.

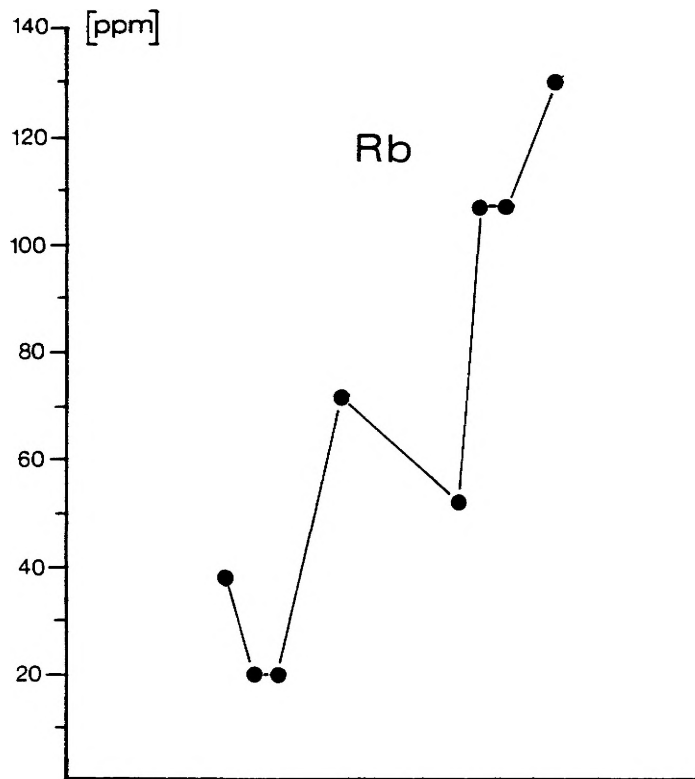
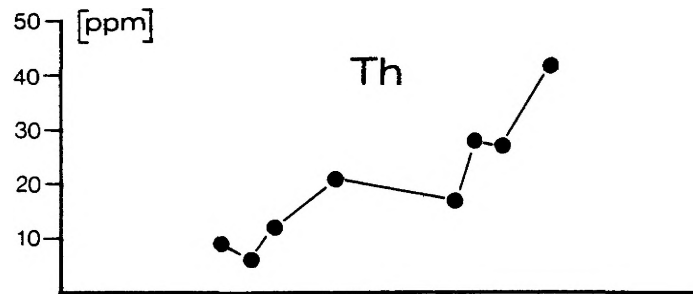
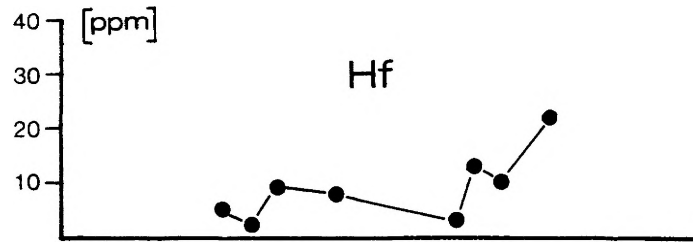


Abb. 19c: Geochemisches Profil AA', Fortsetzung.

Um die Elementverteilung im Batholithen räumlich zu betrachten, wird der Versuch unternommen, in einem eindimensionalen Profil AA' zwischen Ekil und Samandareh (Abb. 19a, 19b, 19c) das vektorielle Verhalten der ausgewählten Elemente mit der petrographischen Ansprache der Gesteine zu vergleichen. In Abb. 19a sind Na₂O und K₂O der geologisch-petrographischen Beobachtung gegenübergestellt.

Die beiden Elementoxide zeigen insgesamt eine deutliche Zunahme vom Körper des Batholithen zu den Randpartien an. K₂O zeigt bei Probe Pg 49 einen anomalen hohen Wert. Die Probe stammt aus einem Lamprophyrgang. Gegensätzlich zu den obenerwähnten Elementoxiden verhalten sich CaO und Fe₂O₃ (Abb. 19b); hier ist eine deutliche Abnahme vom Körper zum Rand zu verzeichnen. Die hohen Dispersionswerte der Elemente Rb, Th und Hf vom Körper zum Rand (Abb. 19c) zeigen ebenfalls die magmatische Spezialisierung dieses Plutons.

Da die Urangelhalte in diesem Massiv unterhalb der Nachweisgrenze (<10 ppm) der zur Verfügung stehenden Analysenmethodik (NAA) sind, kann über die Uranverteilung keine Aussage gemacht werden.

Abschließend ist zu sagen, daß die Anreicherung der Alkali-, Rb- und Th-Gehalte und die Verarmung der CaO- und Fe₂O₃-Gehalte als Ergänzung der petrographischen Untersuchung eine Differentiation in diesem Pluton repräsentieren, die in situ fortschreitend vom Körper zum Rand erfolgte.

7.2.5 Elementverteilung in den Ganggesteinen

Wie in den petrographischen Untersuchungen beschrieben, konnten im Mejel-Tal sechs verschiedene Gangtypen unterschieden werden. Um diese Gänge nach ihrem Elementchemismus zu gliedern, benötigt man eine hohe Anzahl von geochemischen Daten, insbesondere für die Gänge, die lagenförmig aufgebaut sind, wie z. B. die Ägirinalkaligranite. Dies konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht verwirklicht werden; aber die wenigen Analysendaten, insbesondere für U und Th, aus diesen Gängen ergeben ein recht ähnliches Bild wie die vorausgegangenen Untersuchungen an diesen Ganggesteinen.

In der Tab. 9 sind die Mittelwerte einiger Elemente wiedergegeben.

Im allgemeinen zeigen diese Gesteine einen höheren Gehalt an Rb, U, Th, Hf, Ta und einen niedrigeren CaO-Wert als die Haupttypen des Akapol-Batholithen (Vergl. Tab. 13 im Anhang). Dieser Vergleich verdeutlicht die weitere magmatische Spezialisierung dieser Gänge gegenüber den Batholithgesteinen.

In Abb. 20 sind die Mittelwerte von Th, U, Rb, Hf und Ta graphisch gegenübergestellt. Hier beobachtet man als Charakteristikum für diese Gänge, daß die obengenannten Elemente systematisch von Ägirinalkaligranit über Alkalifeldspatquarzsyenit, Granitaplit, Alkalifeldspataplit, Lamprophyr und Monzonitporphy abnehmen. Diese Ganggesteine zeigen ebenfalls höhere Alkaligehalte und zwar liegt - wie in den Haupttypen des Akapol-Batholithen - der Na₂O-Gehalt höher als der K₂O-Gehalt (Tab. 13 im Anhang).

	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	Fe ₂ O ₃	Ba	Rb	U	Th	CO	Hf	Ta
1.) Ägirinalkaligranit (Mittelwert aus 4 Proben)	5,4	3,3	<1,1	3,8	<700	541	211	2452	17	127	94
2.) Alkalifeldspatquarzsyenit (Mittelwert aus 3 Proben)	7,7	4,1	<1,0	3,2	1433	253	68,3	196,6	19	41,3	35,3
3.) Granitaplit	5,7	3,8	<1,0	2,2	340	156	12	76	44	32	25
4.) Alkalifeldspataplit (Mittelwert aus 2 Proben)	8,1	3,0	<1,0	3,1	740	141	31	45	13,5	22	23
5.) Lamprophyr	5,9	4,3	2,3	5,2	1710	72	<10	21	41	8	9
6.) Monzonitporphyr	5,3	4,0	1,1	2,8	1045	101	<10	19	26,5	4,5	4,5

Tab. 9: Mittelwerte von einigen Elementoxiden (in Gew.-%) und Spurenelementen (in ppm) der Ganggesteine. Analysenmethode NAA. [≅] Nachweisgrenze

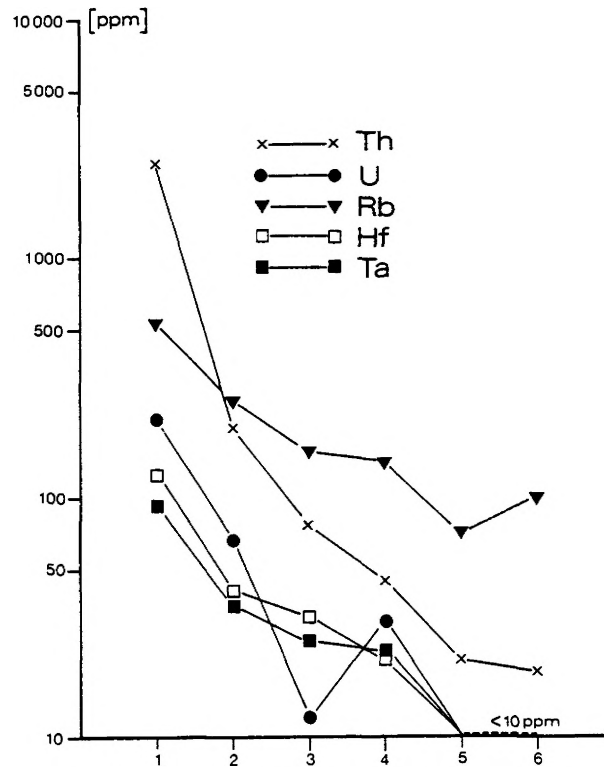


Abb. 20: Verteilung von Th, U, Rb, Hf und Ta in Ganggesteinen. 1) Ägirinalkaligranit, 2) Alkalifeldspat-quarzsyenit, 3) Granitaplit, 4) Alkalifeldspataplit, 5) Lamprophyr, 6) Monzonitporphyr.

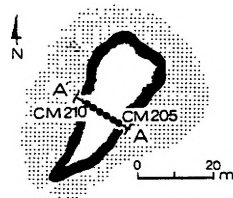
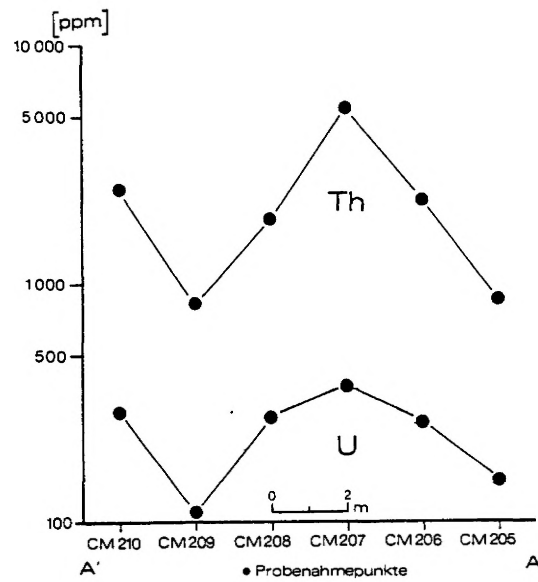


Abb. 21: Verteilung von U und Th im Querprofil AA' aus einem Ägirinalkaligranitgang in der südlichen Seite des Siebe Tschalaks, 600 m östliche vom Mejel-Tal. Signaturen vgl. geologische Karte im Anhang.

	Probe	U [ppm]	Th [ppm]
Profil AA' :	CM 2o5	15o	85o
	CM 2o6	26o	2225
	CM 2o7	37o	5445
	CM 2o8	275	186o
	CM 2o9	11o	825
	CM 21o	29o	25oo

Tab. 10: Gehalte von Uran und Thorium aus einem Ägirinalkaligranitgang im Siebe Tschalak. Analysenmethode RFA.

	Probe	U [ppm]	Th [ppm]
Profil AA' :	CM 195	25	9o
	CM 196	25	95
	CM 197	5o	1o5
	CM 198	75	3oo
	CM 199	1oo	32o
	CM 2oo	25	95
Profil BB' :	CS 145	5o	15o
	CS 146	1o5	21o
	CS 147	75	35o
	CS 148	9o	445
Profil CC' :	CS 141	175	995
	CS 142	15o	78o
	CS 143	5o	65
	CS 144	125	325
Profil DD' :	CS 15o	9o	8o
	CS 151	75	14o
	CS 152	9o	495
	CS 153	2o5	35o

Tab. 11: Gehalte von Uran und Thorium aus einem Alkalifeldspatquarzsyenitgang im Siebe Tschalak. Analysenmethode RFA.

7.2.6 Verteilung von Uran und Thorium in radioaktiven Ganggesteinen

Wie aus dem vorigen Abschnitt (7.2.5) hervorgeht, stimmt das Verhalten von den Uran- und Thorium-Gehalten mit den petrographischen, radiometrischen und Mikrosonde-Untersuchungen überein:

- Höchste Radioaktivität wurde in den Ägirinalkaligraniten gemessen (9000 cps).
- Selbständige Th-Mineralen (Thorite) und uranhaltige Pyrochlore wurden in Ägirinalkaligraniten und Alkalifeldspatquarzsyeniten gefunden.
- Höchste Thorium- und Urangelhalte zeigen ebenfalls die obengenannten Gänge.

Um die Verteilung von U und Th in den obengenannten Gängen räumlich zu betrachten, werden ihre Gehalte in Querprofilen verglichen. Die Analysendaten (Tab. 1o und 11) stammen aus einem unveröffentlichten Bericht

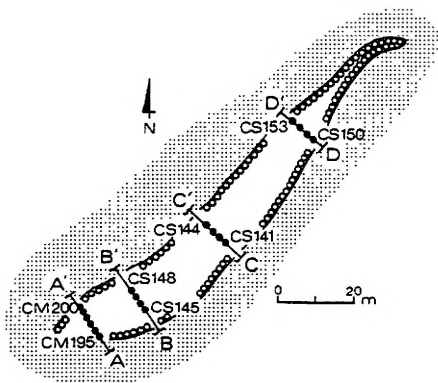
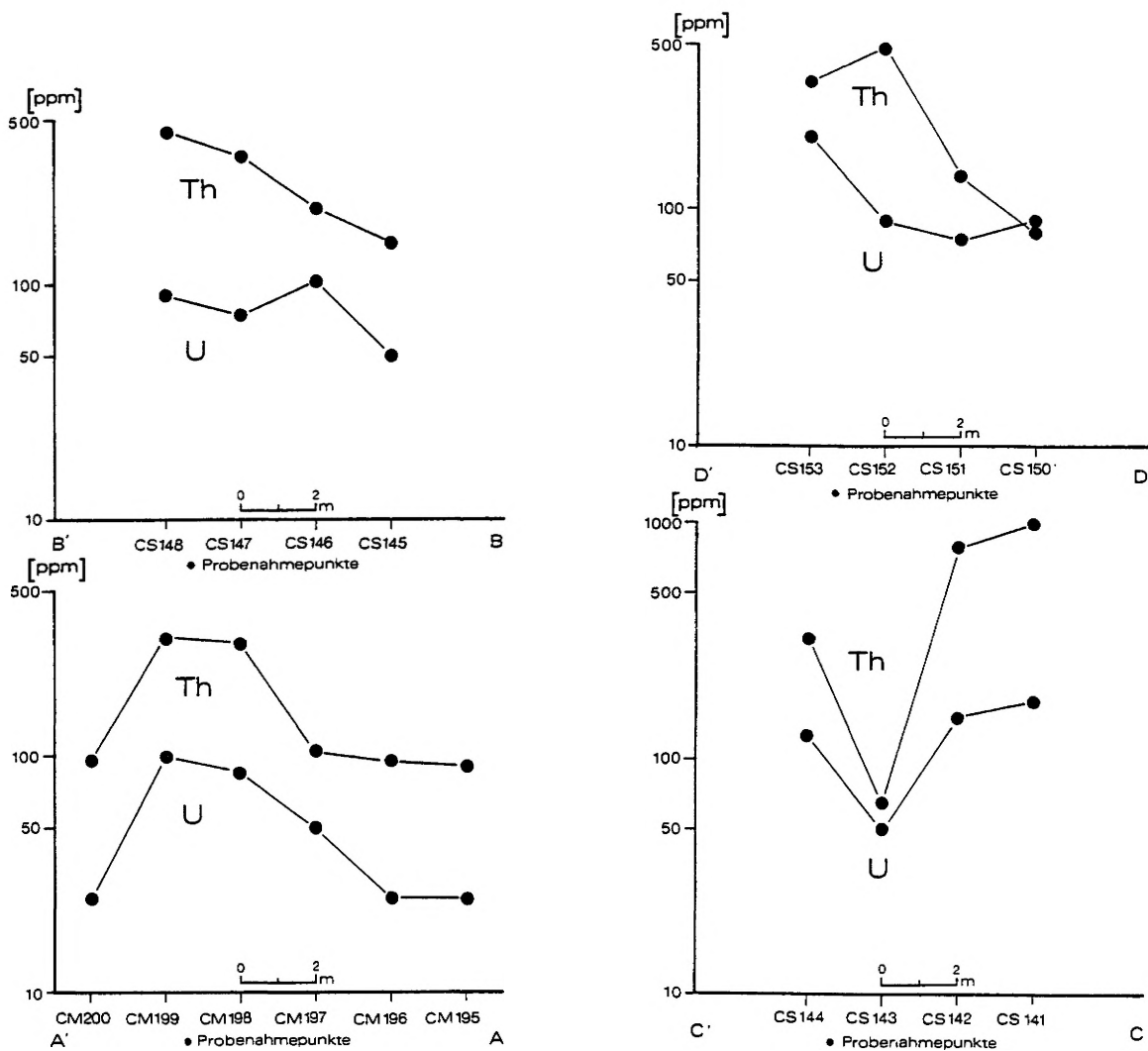


Abb. 22: Verteilung von U und Th in vier Querprofilen aus einem Alkalifeldspatquarzsyenitgang in der nördlichen Seite des Siebe Tschalaks, 200 m östlich vom Mejel-Tal. Signaturen vgl. geologische Karte im Anhang.

der AEOI (7.2.2).

Abb. 21 zeigt die Verteilung von U und Th im Querprofil AA' aus dem Ägirinalkaligranitgang im Siebe Tschalak-Tal.

Außer daß in dieser Anomalie wieder höhere U- und Th-Gehalte verzeichnet sind, zeigen die beiden Elemente eine deutliche Korrelation miteinander, wobei die höchste Anreicherung in der Mitte des Ganges bei der Probe CM 207 und die Verarmung der beiden Elemente bei der Probe CM 209 an der westlichen Seite des Ganges liegt.

Bedingt durch eine größere Anzahl von Analysendaten ergibt sich die Möglichkeit, vier Profile aus einem Alkalifeldspatquarzsyenitgang in Siebe Tschalak miteinander zu vergleichen (Abb. 22). Eine deutliche Übereinstimmung ist bei den Profilen AA' und CC' zu verzeichnen.

Profil BB' zeigt im allgemeinen eine Anreicherung beider Elemente auf der westlichen Seite des Ganges. Bei der Probe CS 147 verhalten sich beide Elemente alternierend. In Profil DD' sind U und Th nicht miteinander korrelierbar. Also kann allgemein gesagt werden, daß die Entwicklung der U- und Th-Gehalte in den radioaktiven Gängen gleichsinnig in Richtung auf eine Anreicherung oder Verarmung dieser Elemente geht, aber mit kleinen Abweichungen.

Der Grund hierfür kann an der Intrusion der Gänge in jeweiligen Störungen und an den Kristallisationsbedingungen der betreffenden Minerale und ihrer Möglichkeit des U- oder Th-Einbaues liegen.

Aufgrund der Neutronenaktivierungs-Analyse ergaben sich in den Proben der Ägirinalkaligranite und Alkalifeldspatquarzsyenite hohe Gehalte an U und Th (Tab. 13 im Anhang). Obwohl als potentieller Träger dieser Elemente Thorite und U-Pyrochlore angesprochen wurden (7.2.1.2), muß jedoch angenommen werden, daß weitere Träger von Uran und Thorium sich in der Gesamtmasse des Gesteins befinden und eine wichtige Rolle bei der U- und Th-Bilanz spielen. Ähnliche Beobachtungen machten auch BARANOV et al. (1961, 1962), SMORTSCHKOV et al. (1963) und WILLGALLIS (1970). Da außerdem die akzessorischen Minerale wie Zirkon, Monazit, Apatit etc. keine hohen Gehalte an U und Th gezeigt haben (7.2.1.1), wurden einige Mineralkonzentrate aus den radioaktiven Gängen mit der NAA untersucht (Tab. 12).

Mineralkonzentrat	Probe	Petr.	U (ppm)	Th (ppm)
Fluorit	1b	Ägirinalkali-granit	117	621
Ägirin	2	"-	91	2700
Feldspat u. Quarz	2	"-	43	580
Ägirin u. Erz	4	"-	70	656
Ägirin u. Erz	96	Alkalifeldspat-quarzsyenit	55	79,6

Tab. 12: Gehalte von U und Th in Mineralkonzentraten

Wie aus der Tab. 12 hervorgeht, zeigen die Fluorite einen hohen Gehalt an Uran und die Ägirine einen hohen Gehalt an Thorium. Außerdem ist zu verzeichnen, daß die leukokraten Minerale Feldspat und Quarz in der Probe 2 ungewöhnlich hohe U- und Th-Gehalte besitzen.

In Fluorit kann Uran auf den Gitterplätzen des Ca eingebaut werden. GOLDSCHMIDT (1954) gibt sogar eine mögliche Mischkristallbeziehung zwischen CaF_2 und UF_4 an. HEINRICH (1958) erwähnt ebenfalls den Austausch von Ca gegen U in radioaktiven Fluoriten, DYBEK (1962) zieht daraus den Schluß, daß die Urangehalte in Fluoriten nicht immer auf Einschlüsse von feinstem Pecherz zurückzuführen sind. Aber in den Ca-haltigen gesteinsbildenden Mineralien wie Feldspat oder Pyroxen ist kein wesentlicher Austausch von U^4 gegen Ca^2 zu erwarten (RANKAMA & SAHAMA, 1950). ADAMS, OSMOND et al. (1959) geben den Gehalt an U in den magmatischen Gesteinen für Pyroxen mit 0,01 - 40 ppm, Plagioklas 0,2 - 5 ppm, K-Feldspat 0,2 - 3 ppm und für Quarz 0,1 - 5 ppm an. Somit kann nicht ausgeschlossen werden, daß in solchen hauptgesteinsbildenden Mineralien sehr kleine Akzessorien mit hohem Anteil an U und Th vorhanden sind, die mit den zur Verfügung stehenden Methoden nicht lokalisiert und identifiziert werden können, die aber - neben den potenziellen Trägern des

Uran und Thorium, den Thoriten und U-Pyroxenen - in den radioaktiven Ganggesteinen eine Rolle bei der Mineralisation von Uran und Thorium des Mejel-Tales spielen müssen.

7.2.7 Verteilung der Lanthaniden im Mejel-Tal

Die Elemente Lanthan bis Lutetium, die zu den Lanthaniden gehören, gewinnen in der Geochemie, besonders in den letzten Jahren, durch ihr chemisch ähnliches Verhalten in den Mineralien und Gesteinen, zunehmend an Bedeutung.

Die Literatur befaßt sich vorwiegend mit den Untersuchungen über die relative und absolute Veränderung der Gehalte an Seltenen Erden Elemente (SEE) in den Mineralien und Gesteinen der verschiedenen geologischen Prozesse (z.B. BALASHOV 1963, HASKIN et al. 1966, HASKIN & FREY 1966, HERRMANN 1968, BUMA et al. 1971, TANAKA 1975, EMMERMANN et al. 1975, PAREKH et al. 1977).

Die Interpretation der geochemischen Resultate der SEE in verschiedenen Gesteinstypen ermöglicht eine Ergänzung petrographischer Befunde. "Voraussetzung hierfür ist die Durchführung der Untersuchungen an Gesteinen mit weitgehend bekannter modaler Zusammensetzung aus einem regional einheitlichen geologischen Verband" (HERRMANN & WEDEPOHL 1966).

Deswegen wurde auch in dieser Arbeit der Versuch unternommen, die relative Veränderung der SEE-Gehalte in denselben Gesteinen und einigen Mineralkonzentraten des Mejel-Tales, die schon in den vergangenen Abschnitten petrographisch und geochemisch untersucht wurden, zu beobachten. Die Bestimmung der SEE wurde ebenfalls mit NAA durchgeführt (7.2.3). Die Analysendaten sind in den Tab. 15 u. 16 im Anhang verzeichnet.

Die Verteilung der SEE (La - Lu) in der Probe wurde im allgemeinen mit der entsprechenden Verteilung dieser Elemente in den Chondriten verglichen (z. B. HASKIN et al. 1965). Somit wurden die einzelnen Element-Verhältnisse zwischen La - Lu (ppm) in der Probe und La - Lu (ppm) in den Chondriten gebildet und auf einer logarithmischen Ordinate gegen die Ionenradien der SEE auf der Abzisse aufgetragen (WHITTAKER & MUNTUS 1970). Diese graphische Darstellung hat zwei, für genetische Überlegungen wichtige Vorteile. Erstens wird die relative Verteilung zwischen den leichten SEE (La-Sm) und den schweren SEE (Eu-Lu) und zweitens der Anreicherungsfaktor der einzelnen Elemente in der Probe gegenüber den Chondriten anschaulich gemacht (CORYELL et al. 1963; CHASE et al. 1963; HERRMANN 1968)

Die Lanthanidenverteilung in den untersuchten Proben des Mejel-Tales ist sehr aufschlußreich. In der Abb. 23 ist die relative Verteilung dieser Elemente in den verschiedenen Nebengesteinen des Akapol-Batholithen gegenübergestellt. Hier beobachtet man im allgemeinen eine relative Anreicherung der leichten SEE gegenüber der schweren SEE, wobei die Abnahme der Gehalte an schweren SEE - bei Marmor bleiben die Gehalte von Eu-Yb relativ konstant - allmählich fortschreitet.

Ein ähnliches Verhalten zeigen ebenfalls die Monzodiorite und Monzonite des Akapol-Batholithen (Abb. 24) und die basischen Gangdifferentiate des Batholithen, die Monzonitporphyre und Lamprophyre (Abb. 25). Die zweite Gruppe bilden die Syenite und Alkalifeldspatsyenite. Hier verzeichnet sich eine Verarmung des Tb mit gleichzeitiger Anreicherung von Yb (Abb. 26) und damit insgesamt eine Anreicherung der schweren SEE gegenüber der Monzonitgruppe.

Als dritte Gruppe charakterisieren sich intermediäre bis saure Ganggesteine (Abb. 27). Obwohl diese petrographisch unterschiedlich sind, zeigt ihre SEE-Verteilung mit einigen Ausnahmen ein relativ einheitliches Bild:

- a) Die absoluten Gehalte der leichten Lanthaniden gegenüber den anderen Gesteinen haben nicht abgenommen, z. T. sogar noch zugenommen.
- b) Sie zeigen eine negative Anomalie bei Eu.
- c) Die schweren SEE, besonders Yb, zeigen die höchste Anreicherung gegenüber den anderen Gesteinen.

Aus der Überlegung heraus, welches Mineral die negative Eu-Anomalie verursacht haben könnte, wurde aus einigen Mineralkonzentraten dieser Ganggesteine, die schon auf U und Th untersucht wurden, auch ihre SEE-Gehalte bestimmt (Tab. 16 im Anhang). Hier ergibt sich ein einheitliches Bild, indem alle gesteinsbildenden Minerale (Feldspat, Quarz, Aegirin) neben Fluorit in ihrer SEE-Verteilung ein gleiches Verhalten

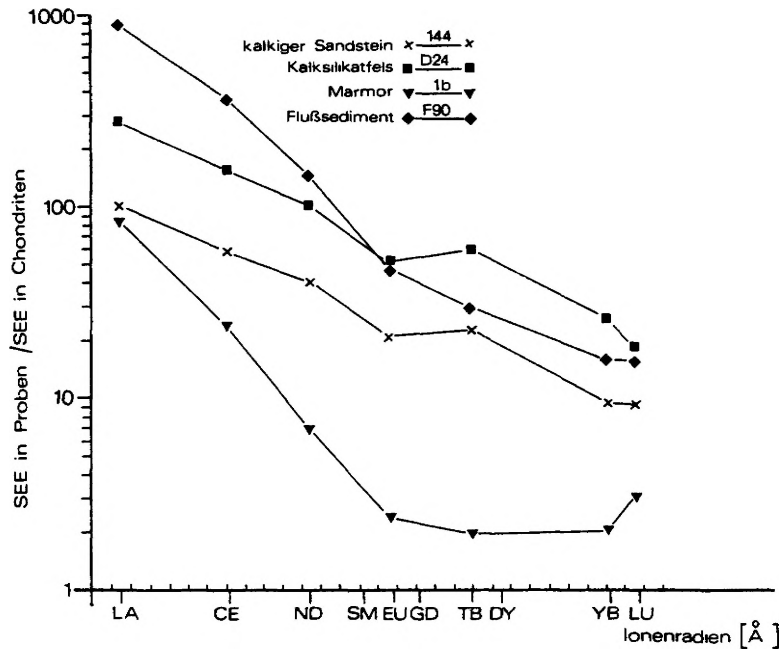


Abb. 23: Verteilung der SEE in den Nebengesteinen des Akapol-Batholithen.

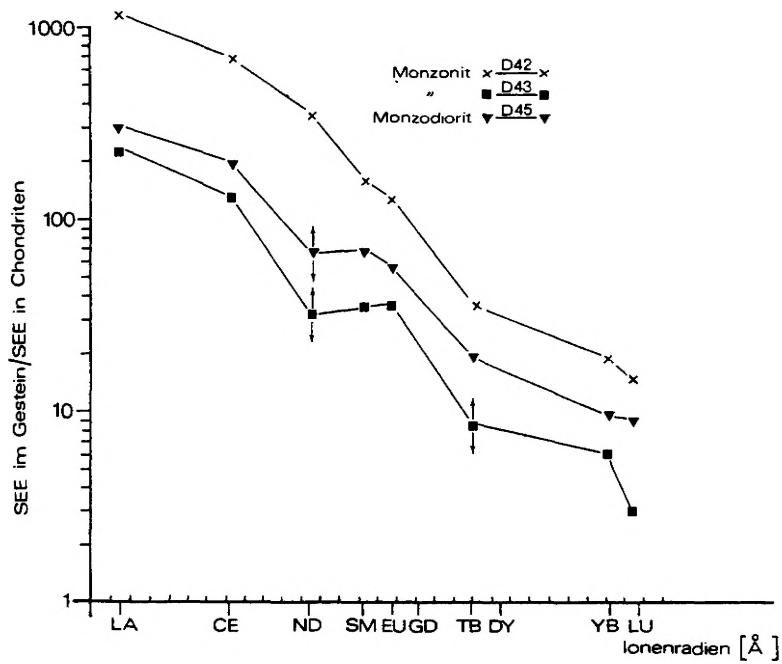


Abb. 24: Verteilung der SEE in den Monzoniten und Monzodioriten.

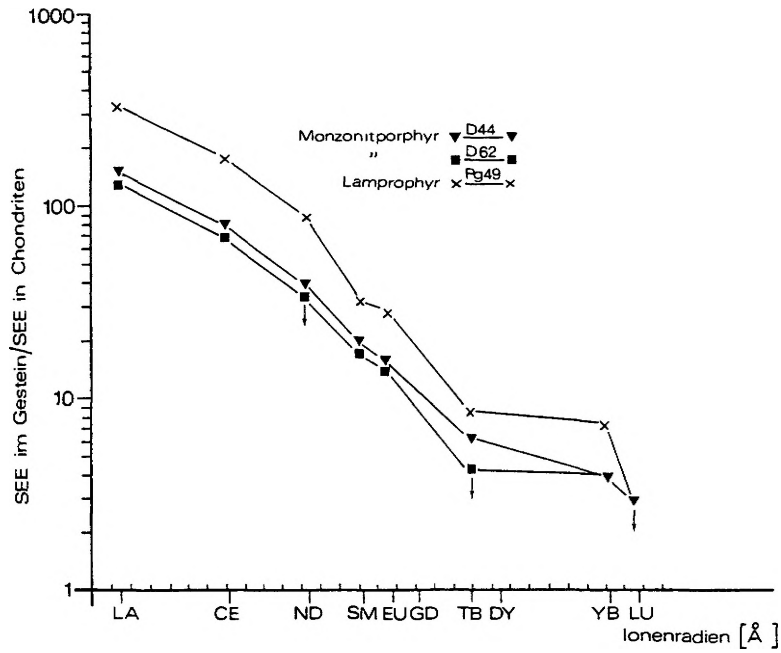


Abb. 25: Verteilung der SEE in den Monzonitporphyren und Lamprophyren.

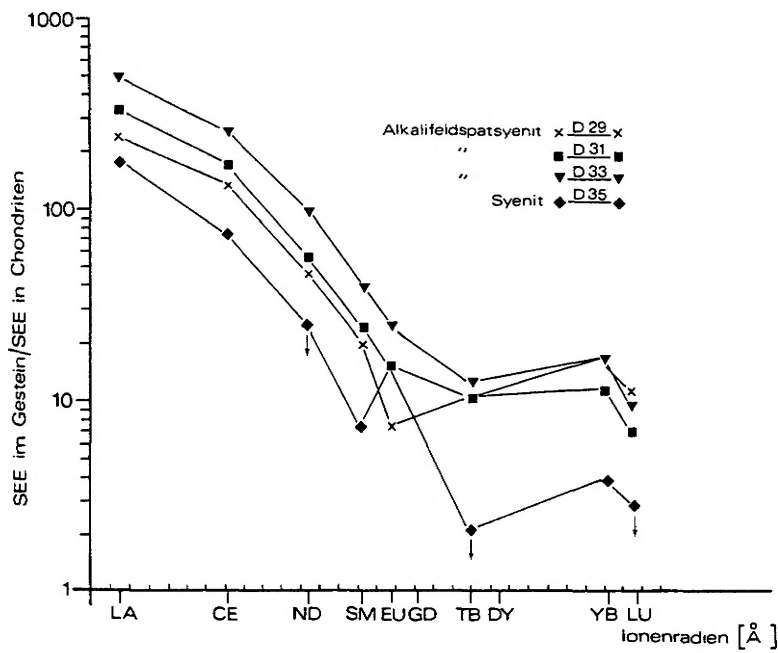


Abb. 26: Verteilung der SEE in den Alkalifeldspatsyeniten und Syeniten.

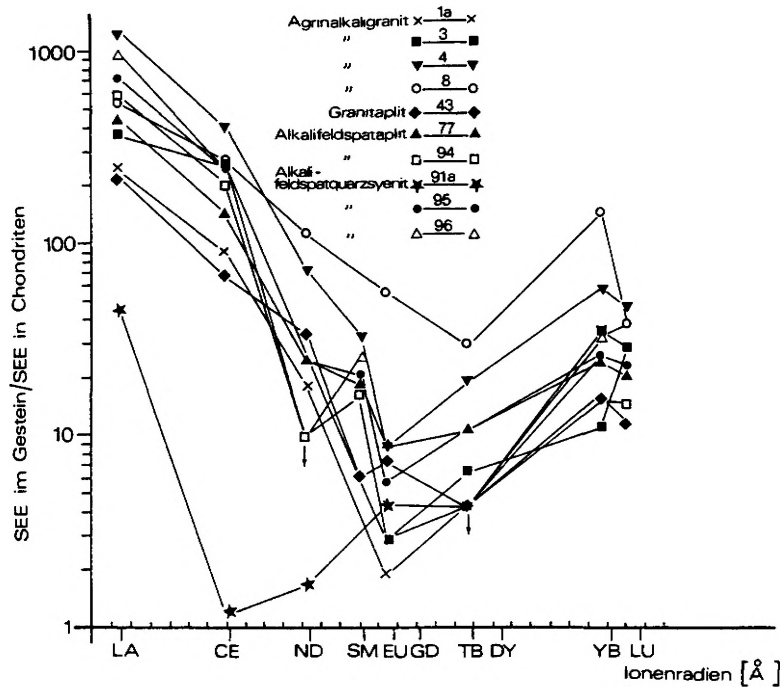


Abb. 27: Verteilung der SEE in den radioaktiven Ganggesteinen.

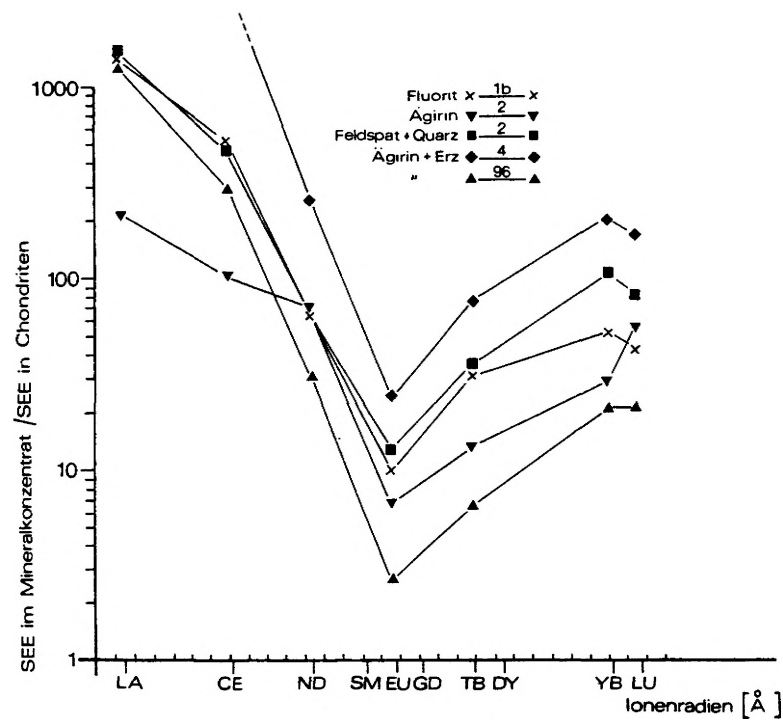


Abb. 28: Verteilung der SEE in den Mineralkonzentrat der radioaktiven Ganggesteine.

zeigen wie das entsprechender Gesteine, nämlich eine negative Anomalie bei Eu und eine Anreicherung der restlichen schweren SEE (Abb. 28).

So kann also zusammenfassend gesagt werden, daß die magmatischen Gesteine im Mejel-Tal in ihrer relativen Verteilung der SEE (immer im Verhältnis zu Chondriten) drei Gruppen bilden. Alle Gruppen zeigen eine hohe Anreicherung an leichten SEE, wobei in der ersten Gruppe - den monzonitischen Gesteinen - eine regelmäßige Abnahme der Konzentration von La zu Lu erfolgt, in der zweiten Gruppe - den alkalisyenitischen Gesteinen - die schweren SEE eine leichte Anreicherung verzeichnen und bei der dritten Gruppe - den radioaktiven Ganggesteinen - eine weitere Anreicherung der schweren SEE mit einer gleichzeitigen deutlichen Abnahme von Eu zu verzeichnen ist.

Die Interpretation der Lanthanidenverteilung in den intermediären bis sauren plutonischen Gesteinen in der Literatur wird hier kurz zusammenfassend beschrieben.

Im allgemeinen geht man davon aus, daß in granitischen Gesteinen die leichten SEE (La-Sm) gegenüber den schweren SEE (Gd-Lu) relativ angereichert sind. Häufig wird auch eine negative Anomalie des Eu in verschiedenen Graniten angegeben, wobei HASKIN et al. (1968) solche negative Eu-Anomalie in Graniten auf die Zunahme des SiO_2 -Gehaltes bezieht, während BOWDEN & WHITLEY (1974) den hohen Alkaligehalt des Gesteins ($K + \text{Na}/\text{Al} \geq 1$) in mögliche Beziehung zu der negativen Eu-Anomalie setzten. EMMERMANN et al. (1975) vergleicht zwei verschieden alte Granite mit ziemlich ähnlichem Hauptelementchemismus miteinander. Diese haben eine deutlich unterschiedliche SEE-Verteilung, wobei der eine Granit eine relative Abnahme des La bis Lu und der andere eine deutlich negative Eu-Anomalie aufzeigt, und der Autor beweist anhand von mehreren anderen Beispielen, daß nur die jüngeren Granite (oberes Karbon) im Schwarzwald eine negative Eu-Anomalie zeigen, während die älteren Granite in diesem Gebiet eine allmähliche Abnahme von La zu Lu zeigen.

Wie aus den vorhergegangenen Abschnitten hervorgeht, wird die magmatische Entwicklung im Mejel-Tal in drei Phasen unterschieden. Die relative Verteilung der Lanthaniden fügt sich auch in dieses Schema ein. Der hohe Gehalt der leichten SEE in allen drei Gruppen zeigt die Verwandtschaft untereinander. Der leichte Anstieg der schweren SEE in der zweiten Gruppe - Alkalifeldspatsyenite - und der weitere Anstieg dieser Elemente in der dritten Gruppe - spätmagmatische Restdiffereniate - verdeutlicht die Fraktionierung der schweren SEE in dem Kristallisations-Differenzierungsablauf dieses Batholithen.

Die negative Eu-Anomalie bei der dritten Gruppe kann wie folgt erklärt werden:

Eigentlich müßte es bei der ersten und zweiten Gruppe Gesteine bzw. Minerale geben, die eine stärker positive Anomalie des Eu aufweisen. Dies ist aber nicht der Fall. Wenn man nun davon ausgeht, daß die Monzodiorite und Monzonite das Primärgestein dieses Batholithen ausmachen und praktisch der gesamte Körper des Batholithen mit einer Fläche von ca. 150 qkm aus diesem Gestein besteht, der hauptgesteinsbildende Minerale Pyroxen (Diopsid), Hornblende (Hastingsit), Biotit und besonders Plagioklas (über 30 Vol.-%) sind - z. B. TOWELL et al. (1965) fanden in den Plagioklasen des San Marcos Gabbros hohe positive Eu-Anomalien - kann angenommen werden, daß die oben genannten Minerale - also Pyroxen, Hornblende, Biotit, die auch relativ hohe Eu-Gehalte enthalten können - zusammen mit Plagioklas, von der Masse des Batholithkörpers aus gesehen gegenüber den kleinvolumigen spätdifferenzierten Gängen, das Eu in der Hauptkristallisation des Magmas verbraucht haben, sodaß für die dritte Differenzierungsphase eine Erschöpfung des Eu in der Restschmelze stattgefunden hat.

8. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Wie mehrfach in der vorliegenden Arbeit erwähnt, zeigt sich an den petrographischen (Kap. 3), tektonischen (Kap. 5) und geochemischen (Kap. 7) Untersuchungen, daß der Akapol-Batholith an seiner östlichen Seite im Mejel-Tal eine eindeutige Differenzierungsabfolge aufweist, die vom Körper des Batholithen zu den Randpartien hin (früh- bis hauptmagmatisches Bildungsstadium) und weiter zu den gangförmigen Intrusionen (spätmagmatisches Stadium) in den Nebengesteinen des Batholithen übergeht. Diese Stadien sind genetisch miteinander verwandt und stammen aus einem alkalibetonen Magma-Herd.

Aufgrund der Verteilung der SEE können auch die Monzonitporphyre und Lamprophyre zu diesem Magma gehören (Abschnitt 7.2.7).

Wie im allgemeinen aus der Literatur bekannt ist, entspricht die Verteilung von Uran und Thorium in den magmatischen Gesteinen den Gesetzen der magmatischen Differentiation. D. h. im Laufe der Kristallisations-differentiation vom früh- bis zum postmagmatischen Stadium können U und Th durch ihre besonderen chemischen Eigenschaften eine relative Anreicherung erfahren, wobei der überwiegende Teil der Autoren die höchste Anreicherung von U und Th in den jüngsten und sauersten Abfolgen angibt. Dabei bleibt oft das Verhältnis Th/U annähernd konstant (u. a. ROGERS & ADAMS, 1969). Es gibt auch Beispiele, in denen das Th/U-Verhältnis durch eine gegenläufige Abnahme und Zunahme dieser Elemente sich extrem ändern kann (z. B. BARTHEL & MEHNERT 1970, LABHART & RYBACH 1974).

Die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit haben gezeigt, daß besonders die Agirinalkaligranit- und Alkalifeldspatquarzszenitgänge, die eine pegmatitische bis pneumatolithische Phase repräsentieren und mit ihrem höheren Quarzgehalt und mobilen Elementen gegenüber den Haupttypen des Akapol-Batholithen eine jüngere Differentiationsabfolge darstellen, die Hauptträger der radioaktiven Elemente Uran und Thorium sind. Die nächste Phase, die durch hydrothermale Pb-Zn-Vererzung am Guret repräsentiert wird, zeigt eine Erschöpfung von U und Th (7.2.2.1).

Für das Auftreten der radioaktiven Elemente im Gestein werden in der Literatur verschiedene Möglichkeiten angegeben (z. B. NEUERBURG 1956; BARANOV et al. 1962 und BARTHEL & MEHNERT 1970).

Bezogen auf die oben genannten Autoren können im allgemeinen folgende Erscheinungsarten für U und/oder Th genannt werden:

1. Als selbständige Mineralien, z. B. Uraninit, Thorianit, Thorit, Uranothorit etc.
2. Als diadoche Beimengung in den Akzessorien wie Xenotim, Orthit, Monazit, Zirkon, Pyrochlor, Fluorit etc.
3. Als submikroskopische, selbständige oder nicht selbständige Mineral-Einschlüsse in den gesteinsbildenden Mineralien.
4. Als sekundäre Bildungen und Umwandlungsprodukte in verschiedenen Formen.

Mit unterschiedlichen Methoden untersuchte Gesteine des Mejel-Tales haben gezeigt, daß alle oben genannten vier Erscheinungsformen eine Rolle beim Gesamthaushalt des Urans und Thoriums in diesen Gesteinen spielen, wobei der potentielle Träger des Urans U-Pyrochlor mit einem UO_2 -Gehalt von durchschnittlich 15,65 Gew.-% und des Thoriums der Thorit mit einem Mittelwert von ca. 44,31 Gew.-% ThO_2 ist.

Wichtig ist außerdem, daß die submikroskopischen, hochradioaktiven, akzessorischen Einschlüsse in den gesteinsbildenden Mineralien, wie Feldspäte und Pyroxene, in der Masse gesehen einen großen Einfluß auf die geochemische Bilanz von U und Th im gesamten Gestein der radioaktiven Gänge ausüben (vgl. Abschnitt 7.2.6).

9. LITERATURVERZEICHNIS

- ADAMS, J. A. S., OSMOND, J. K. & ROGERS, J. J. W. (1959): The geochemistry of thorium and uranium. - In: Physics and chemistry of the earth. - Vol. 3, 298 - 348 (Pergamon Press), Oxford.
- ALLENBACH, P. (1966): Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral-Elburz), Iran. - Diss. ETH Zürich, 145 S., Zürich.
- ANNELLS, R. N., ARTHURTON, R. S., BAZLEY, R. A. & DAVIES, R. G. (1975): Explanatory text of the Qazvin and Rasht Quadrangles Map. - GSI, Report E 3, E 4, 94 S., (Ministry of Information and Tourism Press), Tehran.
- ASSERETO, R. (1963): The Paleozoic Formations in Central Elburz (Iran). (Preliminary note). - Riv. Ital. Paleont. e Strat., 69, 503 - 543, Mailand.
- BALASHOV, Yu. A. (1963): Regularities in the distribution of the rare earths in the earth's crust. - Geochemistry (USSR), English Transl., 107 - 124, Washington.
- BARANOV, V. J. & DU LIEH-TSIEN (1961): Geochemistry of U and Th in the granites of the Kyzyltau massif (Central Kazakhstan). - Geochemistry, 12, 1180 - 1191, Washington.
- BARANOV, V. J. & TUNG LIEH-TSIEN (1961): Relation between the concentration of U in zirkon, monazite and sphene of the degree of alteration of these minerals. - Geochemistry, 12, 1148 - 1150, Washington.
- BARANOV, V. J.; LE TIEN TU & KOROBKOV, V. J. (1962): Geochemistry of U and Th in the granitic rocks of the Kyzyltau massif (Central Kazakhstan). - Geochemistry, 5, 469 - 483, Washington.
- BARTHEL, F. & MEHNERT, K. R. (1970): Die Verteilung von Uran und Thorium im Malsburger Granit (als Beispiel einer granitischen Differentiationsserie). - N. Jb. Miner. Abh., 114, 18 - 47, Stuttgart.
- BERMAN, R. (1957): Some physical properties of naturally irradiated fluorite. - Amer. Miner., 42, p. 191, Menasha.
- BOBEK, H. (1937): Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran. - Zeitschr. f. Gletscherkunde, 25, Innsbruck.
- BOBEK, H. (1953): Zur eiszeitlichen Vergletscherung des Alborz-Gebirges, Nordiran. - Carinthia (2), 142/2, Klagenfurt.
- BOBEK, H. (1957): Die Takht-i-Suleiman Gruppe im mittleren Alborzgebirge, Nord-Iran. - Festschrift zur Hundertjahrfeier d. geogr. Gesellsch. Wien., Wien.
- BOWDEN, P. & WHITLEY, J. E. (1974): Rare earth patterns in peralkaline and associated granites. - Lithos, 7, 15 - 21, Oslo.
- BOWIE, S. H. U. (1951): Autoradiographic techniques in geological research. - Geol. Surv. Great Britain Bull., 3, 58 - 70, London.
- BREDDIN, H. (1970): Der Elburz im Iran, ein Schuppengebirge. - Geol. Mitt., 10, 61 - 100, Aachen.
- BUMA, G., FREY, F. A. & WONES, D. R. (1971): New England granites: Trace element evidence regarding their origin and differentiation. - Contrib. Mineral. Petrol., 31, 300 - 320, Berlin.
- CARTIER, E. G. (1971): Die Geologie des unteren Chalus Tals Zentral-Alborz/Iran. - Diss. Uni. Zürich, 133 S., Zürich.
- CHASE, J. W., WINCHESTER, J. W. & CORYELL, Ch. D. (1963): Lanthanum, europium, and dysprosium distributions in igneous rocks and minerals. - Geophys. Res., 68, 567 - 575.
- CHAYES, F. (1956): Petrographic Modal Analysis. - 113 S., (Wiley), New York.
- CORYELL, Ch. D., CHASE, J. W. & WINCHESTER, J. W. (1963): A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare-earth abundance patterns. - Geophys. Res., 68, 559 - 566.
- DEDUAL, E. (1967): Zur Geologie des mittleren und unteren Karadj-Tales, Zentral-Elburz (Iran). - Diss. ETH Zürich, 123 S., Zürich.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1969): An Introduction to the Rock Forming Minerals. - 528 S., (Longmans), London.
- DELLENBACH, J. (1964): Contribution à l'étude géologique de la région située à l'est de Teheran (Iran). - Diss. Strasbourg, 132 S., Strasbourg.
- DYBEK, J. (1962): Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Urans. - Clasth. H. z. Geoch. u. Lagerstättenk. d. min. Rohst., 1, 163 S. (Gebrüder Borntraeger), Berlin.
- EMMERMANN, R., DAIEVA, L. & SCHNEIDER, J. (1975): Petrologic Significance of Rare Earth Distribution in Granites. - Contrib. Mineral. Petrol., 52, 267 - 283, Berlin.
- GANSSEER, A. & HUBER, H. (1962): Geological Observations in the Central Elburz, Iran. - Schw. Min. u. Petr. Mitt., Vol. 42/2, 583 - 630.
- GLAUS, M. (1965): Die Geologie des Gebietes nördlich des Kandeivan-Passes (Zentral-Elburz), Iran. - Diss. ETH Zürich, 142 S., Zürich.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1954): Geochemistry. - 730 S., (Oxford Univ. Press), London.

- HARKER, R. I. (1954): The Occurrence of Orthoclase and Microcline in the Granitic Gneisses of the Carrn Chuinneag-Inch-bae Complex, E. Ross-shire. - *Geol. Mag.*, 91, 129 - 237, Hertford.
- HASKIN, L. A., FREY, F. A., SCHMITT, R. A. & SMITH, R. H. (1966): Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distribution. - *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 7, 167 - 321, (Pergamon), Oxford and New York.
- HASKIN, L. A. & FREY, F. A. (1966): Dispersed and not-so-rare earths. - *Science*, 152, 299 - 314, Washington.
- HASKIN, L. A., HASKIN, M. A., FREY, F. A. & WILDEMAN, T. R. (1968): Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. - In: AHRENS, L. H. (Ed.): *Origin and distribution of the elements*. - Intern. Ser. Monographs Earth Sci, 30, 889 - 912, London.
- HEINRICH, E. W. (1958): *Mineralogy and geology of radioaktiv raw materials*. - 654 S., (Mc Graw-Hill), New York.
- HERRMANN, A. G. & WEDEPOHL, K. H. (1966): Die Verteilung des Yttriums und der Lanthaniden in einem Olivin-Alkalibasalt mit Peridotit-Einschlüssen. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 13, 366 - 373, Berlin.
- HERRMANN, A. G. (1968): Die Verteilung der Lanthaniden in basaltischen Gesteinen. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 17, 275 - 314, Berlin
- HESS, H. H. (1949): Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. - *Amer. Miner.*, 34, 621 - 667, Menasha.
- LABHART, T. P. & RYBACH, L. (1974): Granite und Uranvererzungen in den Schweizer Alpen. - *Geol. Rdsch.*, 63, 135 - 147, Berlin.
- LATTMAN, L. H. (1958): Technique of mapping geologic fracture traces and lineaments on aerial photographs. - *Photogramm. Eng.*, 24, 568 - 576, Menasha.
- LINDSTRÖM, M. (1964): *Conodonts*. - 196 S., (Elsevier), Amsterdam/London/New York.
- LIESER, H. (1969): *Einführung in die Kernchemie*. - 717 S., (Chemie GmbH.), Weinheim.
- LIST, F. K. (1968): Zur Technik der photogeologischen Auswertung im kalkalpinen Bereich (Heiterwand-Gebiet, östliche Lechtaler Alpen, Tirol). - *Geol. Rdsch.*, 58, 196 - 219, Berlin.
- LORENZ, C. (1964): Die Geologie des oberen Karadj-Tales (Zentral-Elburz), Iran. - *Diss. Univ. Zürich*, 113 S. Zürich.
- MACKENZIE, W. S. & SMITH, J. V. (1961): Experimental and geological evidence for the stability of alkali feldspars. - *Cursillos y Conf. Inst. Lucas Mallada*, VIII, 53 - 69, Madrid.
- MEYER, S. (1967): Die Geologie des Gebietes Velian-Kechire (Zentral-Elburz), Iran. - *Diss. Univ. Zürich*, 127 S., Zürich.
- MICHEL, H. (1972): Lagerstättenkundliche Untersuchungen an radioaktiven Verwitterungsprodukten im Gebiet von Aladağoba (Ezine/W-Anatolien). - *Unveröffentl. Diplomarb.*, FU Berlin, 103 S., Berlin.
- MÖLLER, G. (1964): *Methoden der Sedimentuntersuchung*. - *Sediment-Petrologie Teil I*. - 303 S., (Schweizerbart), Stuttgart.
- NEUERBURG, G. J. (1956): Uranium in igneous rocks of the United States. - *I. Intern. Conf. Peaceful Uses Atomic Energy*, 6, 231 - 239, Geneva.
- PAREKH, P. P., MÖLLER, P., DULSKI, P. & BAUSCH, W. M. (1977): Distribution of trace elements between carbonate and non-carbonate phases of limestone. - *Earth Planet Sci. Lett.*, 34, 39 - 50, (Elsevier), Amsterdam.
- PILGER, A. (1971): Die zeitlich-tektonische Entwicklung der iranischen Gebirge. - *Clausth. Geol. Abh.*, 8, 27 S., (E. Pilger), Clausthal-Zellerfeld.
- RAMDOHR, P. (1975): *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. - 4. Aufl., 1277 S., (Akademie-Verlag), Berlin.
- RANKAMA, K. & SAHAMA, Th., G. (1950): *Geochemistry*. - (Univ. of Chicago Press), 912 S., Chicago.
- RIVIERE, A. (1934): Contribution à l'étude géologique de l'Elbourz (Perse). - *Rév. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 7, 1 - 190, (Société géogr. phys.), Paris.
- ROGERS, J. J. W. & ADAMS, J. A. S. (1969): Thorium (90), Uranium (92). - In: WEDEPOHL, K. H. (Ed.): *Handbook of geochemistry*. - Vol. II/5, (Springer), Berlin/Heidelberg/New York.
- ROSS, V. (1952): Autoradiographic study of marine shales. - *Econ. Geol.*, 47, 783 - 793.
- ROUBAULT, M. & COPPENS, R. (1958): Migration of uranium in crystalline rocks and the possible relation of this phenomenon to the genesis of certain deposits. - *II. Intern. Conf. Peaceful Uses Atomic Energy*, 2, 335 - 337, Geneva.
- SANSONI, G. (1966): Vergleichende Untersuchungen über die Urangelhalte von Zirkonen unter besonderer Berücksichtigung ihrer Morphologie. - *Chem. Erde*, 25, 1 - 95, Jena.
- SCHMIDT-THOME, P. (1953): Klufftektonische Beobachtungen in den Bayerischen Alpen. - *Geol. Bavar.*, 17, 5 - 16, München.

- SCHROLL (1975): Analytische Geochemie. Band 1: Methodik. - 292 S., (Enke), Stuttgart.
- SMORTSCHKOV, I. J., ZEJTLIN, S. G. & BOGATYREWA, N. N. (1963): Ober Auftrittsformen des Urans in Granitoiden der Kuraminskaja-Zone (Russisch-Mittelasien). - Trudy Inst. Geol. Rudn. Mestoroshd. Petrogr. Miner. i Geochim. Akad. Nauk, 99, 60 - 67, USSR.
- STAHL, A. F. (1897): Zur Geologie von Persien, Geognostische Beschreibung des Nördlichen und Zentralpersiens. - Petermanns Mitt., Erg.-Heft, 122, 1 - 72, Gotha.
- STAHL, A. F. (1911): Persien. - In: Handbuch der Regionalen Geologie, 5, 6. Abt., 1 - 46, Heidelberg.
- STEIGER, R. (1966): Die Geologie der West-Firuzkuh-Area (Zentral-Elburz/Iran). - Diss. ETH Zürich, 145 S., Zürich.
- STÜCKLIN, J. (1960): Ein Querschnitt durch den Ost-Elburz. - Eclog. geol. Helv., 52, 681 - 694, Basel.
- STÜCKLIN, J. (1965): A review of the structural history and tectonics of Iran. - Geol. Surv. of Iran, 22 S., Tehran.
- STÜCKLIN, J. (1968): Structural history and tectonics of Iran: a review. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 52, 1229 - 1258, Washington.
- STRECKEISEN, A. (1974): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. - Geol. Rdsch., 63, 773 - 786, Stuttgart.
- TANAKA, T. (1975): Geological Significance of Rare Earth Elements in Japanese Geosynclinal Basalts. - Contrib. Mineral. Petrol., 52, 233 - 246, Berlin.
- TOWELL, D. G., WINCHESTER, J. W. & SPIRN, R. V. (1965): Rare-Earth Distributions in Some Rocks and Associated Minerals of the Batholith of Southern California. - J. Geophys. Res., 70, 3485 - 3497, Richmond.
- TRÜGER, W. E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. - 360 S., (Verlag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft e. V.), Berlin.
- TRÜGER, W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2. - 2. Auf., 822 S., (Schweizerbart), Stuttgart.
- VAN DER PLAS, L. & TOBI, A. (1965): A chart for judging the reliability of point counting results. - Am. J. Sci., 63, 87 - 90, New Haven.
- WHITTAKER, J. W. & MUNTUS, R. (1970): Ionic radii for use in geochemistry. - Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 945 - 965, London.
- WILLGALLIS, A. (1970): Zur Mikrosondenanalyse der U-Th-Minerale im Malsburger Granit. - N. Jb. Miner. Abh., 114, 48 - 60, Stuttgart.

ANHANG

Analysedaten der Gesteinsproben und Mineralkonzentrate: Tabellen 13 - 16

Alle vorhandenen Elemente wurden mit instrumenteller Neutronenaktivierungs-Analyse bestimmt.

Element-Oxide in Gew.-%, andere Elemente in ppm.

< $\hat{=}$ unterhalb der Nachweisgrenze;

1) Peak verbreitet, Interferenz ----> Wert vermutlich zu groß;

2) $\hat{=}$ Fehler \geq 20 %;

* $\hat{=}$ U-Spaltprodukt-Korrektur durchgeführt.

Probe	Petrographische Bestimmung	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	F ₂ O ₃	Ba	Rb	U	Th	Co	Hf	Ta
D 29	Alkalifeldspat-syenit	7,5	4,8	0,5	2,0	240	130		42	18	22	14
D 31	"	7,2	5,0	<1,0	2,7	565	107	<10	27	34	10	15
D 33	"	6,8	5,3	1,1	3,5	1490	107	<10	28	16	13	14
D 35	Syenit	7,9	2,5	1,4	2,0	955	52	<10	17	25	3	5
D 42	Monzonit	3,3	1,7	9,2	15,4	2030	<20	<10	12	41	9	18
D 43	"	5,7	1,2	5,4	7,1	1500	<20	<10	6	31	2	5
D 45	Monzodiorit	3,6	1,6	10,1	12,8	1100	38	<10	9	58	5	6
1a	Agirinalkali-granit	5,2	3,5	<1,0	4,7	<500	600	149	1820	32	190	44
3	"	6,2	<3,0	<1,5	4,9	<1500	660	86	6380	4	84	21
4	"	3,0	5,8	<1,0	3,0	<300	880	49	411	20	84	48
8	"	7,4	<1,0	<1,0	2,9	<500	25	560	1200	12	150	263
43	Granitaplit	5,7	3,8	<1,0	2,2	340	156	12	76	44	32	25
77	Alkalifeldspat-aplit	8,3	3,4	<1,0	2,6	650	137	25	68	12	31	25
94	"	8,0	2,6	<1,0	3,7	830	145	37	22	15	13	21
91a	Alkalifeldspat-quarzsyenit	8,6	3,0	<1,0	0,9	2100	112	99	228	22	32	40
95	"	7,1	5,2	<1,0	2,7	590	224	25	131	20	36	25
96	"	7,6	4,3	<1,0	6,1	1610	423	81	231	15	56	41
D 44	Monzonitporphyr	5,5	4,4	1,1	2,8	970	103	<10	19	25	5	5
D 62	"	5,1	3,6	1,2	2,9	1120	99	<10	19	28	4	4
Pg 49	Lamprophyr	5,9	4,3	2,3	5,2	1710	72	<10	21	41	8	9
144	kalkiger Sandstein	0,44	0,33	6,0	0,9		<10	<3	3,6	60,3	3	5,1
1b	Marmor	0,02	0,11	41	0,13		51	1,5	6,9	0,2	0,36	0,17
D 24	Kalksilikatfels	0,35	0,88	24	4,42		23	<2	8,4	34,8	3,8	3,3
F 90	Flußsediment	1,38	0,56	8,0	37,6		<40	<5	28,9	128	9,3	3,7

TABELLE 13

Probe	Mineral-konzentrat	Petrogr. Bestimmung	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	Fe ₂ O ₃	Rb	U	Th	Co	Hf	Ta	Sc	Cs	Cr
1b	Fluorit	Agirinal-kaligranit	1,45	0,69	32	3,3	125	117	621	0,6	90	70	0,48	0,75	4,4
2	Agirin	"	10,5	<0,8	6	25,7	<20	91	2700	1,4	164	24	0,29	<0,8	<13
2	Feldspat u. Quarz	"	5,5	6,9	<2	0,85	1390	43	580	<0,3	164	99	0,03	4,4	<4
4	Agirin u. Erz	"	6,7	1,6	<3	11,4	230	70	656	0,7	177	105	0,17	1,3	11
96	Agirin u. Erz	Alkalifeldspatquarzsyenit	7,3	3,3	<2	7,64	300	55	79,6	1,5	54	24	0,39	2,6	5,8

TABELLE 14

Probe	Petrographische Bestimmung	La	Ce*	Nd*	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	ΣLa-Lu
D 29	Alkalifeldspat-syenit	78	119	28	3,7	0,5	0,5	3,4	0,4	233,5
D 31	"	110	152	34	4,5	1,1	0,5	2,4	0,2	304,7
D 33	"	162	225	60	7,3	1,8	0,6	3,4	0,3	460,4
D 35	Syenit	60	65	<15	1,3	1,1	<0,1	0,8	<0,1	143,4
D 42	Monzonit	372	608	210	28,9	8,8	1,7	3,8	<0,5	1233,7
D 43	"	75	114	19	6,3	2,5	0,4 ²⁾	1,2	<0,1	218,5
D 45	Monzodiorit	100	171	40 ²⁾	12,4	3,9	0,9	1,9	0,3	330,4
1a	Agirinalkali-granit	81	78	11 ²⁾		0,1	<0,2	7,2	1,0 ²⁾	178,5
3	"	121	225 ¹⁾			0,2	<0,3	2,2 ²⁾	<1,0	349,7
4	"	394	351	44	6,1	0,6	0,9	12,0	1,6	810,2
8	"	180	240	68		3,9	1,4	29,0	1,3	523,6
43	Granitaplit	75	60	<20	1,1	0,5	<0,2	3,3	0,4	160,5
77	Alkalifeldspat-aplit	146	128	<15	3,4	0,6	0,5	4,9	0,7	299,1
94	"	197	184	6	3,0 ¹⁾	0,2	<0,2	3,1	0,5	394,0
91a	Alkalifeldspat-quarzsyenit	16	1	<1		0,3	0,2	5,1		23,6
95	"	241	121	<15	3,7	0,4	0,5	5,3	0,8	387,7
96	"	323	215	6	4,8 ¹⁾	0,2	<0,2	6,6	1,3	557,1
D 44	Monzonitporphyr	51	72	24	3,6	1,1	0,3 ²⁾	0,8	0,1 ²⁾	152,9
D 62	"	44	62	<20	3,1	1,0	<0,2	0,8	0,1 ²⁾	131,2
Pg 49	Lamprophyr	110	156	53	5,9	2,0	0,4	1,5	0,1	328,9
144	kalkiger Sandstein	31	48	23		1,35	1,0	1,8	0,3	106,4
1b	Marmor	26,1	20	<4		0,16	0,09	0,4	0,1	50,8
D 24	Kalksilikatfels	83	125	57		3,31	2,6	4,9	0,6	276,4
F 90	Flußsediment	258	290	80		3,06	1,3	3,0	0,5	635,8

TABELLE 15

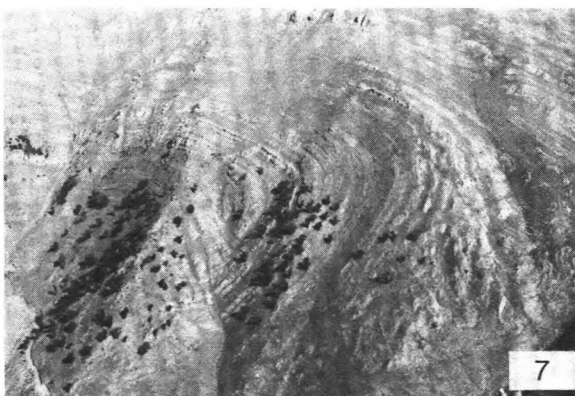
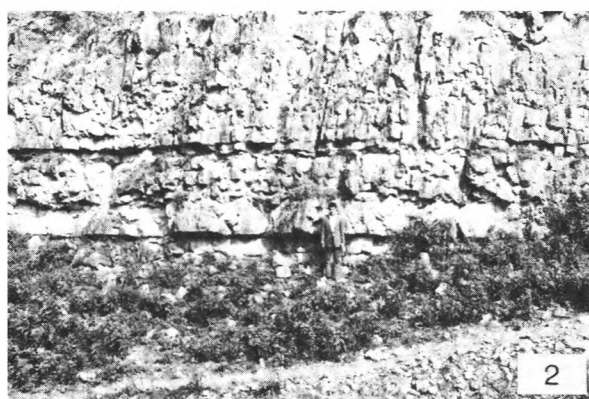
Probe	Mineralkonzentrat	Petrogr. Bestimmung	La	Ce*	Nd*	Eu	Tb	Yb	Lu	ΣLa-Lu
1b	Fluorit	Agirinalkali-granit	452	372	37	0,66	1,4	10	1,4	874,4
2	Agirin	"	65	84	<40	0,45	<0,6	5,6	1,3	196,9
2	Feldspat u. Quarz	"	436	414	36	0,86	1,6	20	2,6	911
4	Agirin u. Erz	"	1810	1450	142	1,61	3,4	38	5,3	3450,3
96	Agirin u. Erz	Alkalifeldspatquarzsyenit	416	236	18	0,18	<0,3	4,1	0,7	675,2

TABELLE 16

Erläuterungen zu Tafel 1:

- Fig. 1: Blick auf die östliche Seite des Akapol-Batholith-Körpers (3.500 m). Rechte Seite des Bildes syenitische Randzone.
- Fig. 2: Dickbankige, dunkelgraue, jungpaläozoische Kalkgesteine aus dem Schahre Samin-Tal. Die Schichten streichen NW/SE und fallen nach NNE ein.
- Fig. 3: Kegelhähnliche "Wollsackverwitterung" des Alkalifeldspatsyenites. Blickrichtung NNE.
- Fig. 4: Kugel- bis kissenähnliche Verwitterung im Alkalifeldspatsyenit. Blickrichtung NW.
- Fig. 5: NE/SW parallel verlaufende Monzonitporphyrgänge am Ende des nördlichen Ausläufers des Ekil-Tales. Blickrichtung SW.
- Fig. 6: Monzonitporphyrgang. Die Klufflächen sind parallel zur Streichrichtung. Blickrichtung SSW.
- Fig. 7: W-vergenter Sattel am Guret. Blickrichtung SE.

Tafel 1



Erläuterungen zu Tafel 2:

Fig. 1: Lamprophyrgang mit scharfem Kontakt zum Nebengestein. Blickrichtung SW.

Fig. 2: Physikalische Verwitterung (Kernsprengung) im Alkalifeldspatsyenit. Blickrichtung NW.

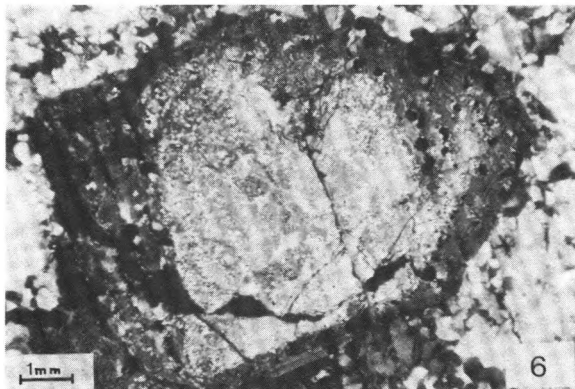
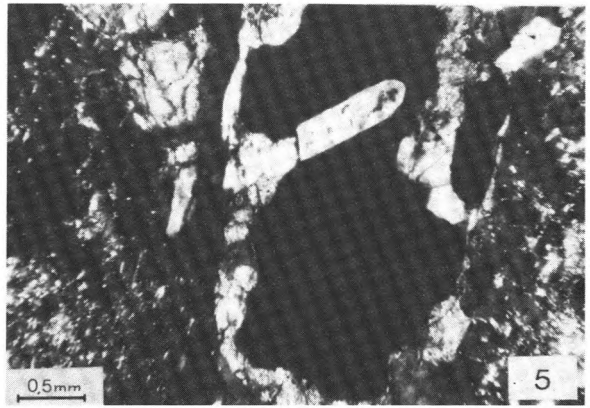
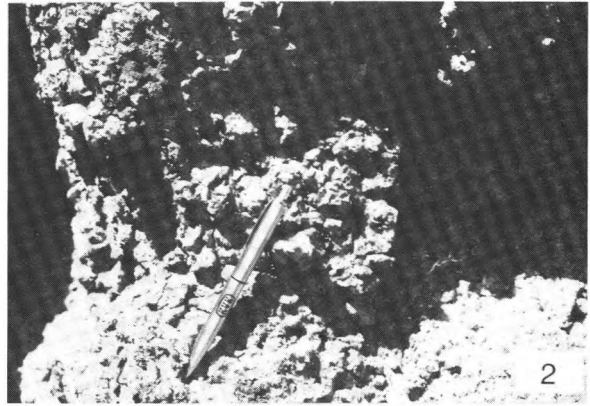
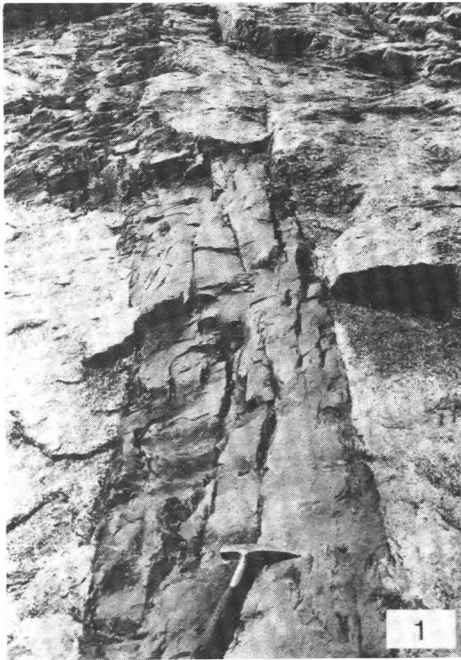
Fig. 3: Porphyrische Feldspat- und Quarzkristalle in schalenförmig aufgebautem Ägirinalkaligranit.

Fig. 4: Monzodiorit, Einschlüsse von grüner Hornblende, Apatit, Biotit, Hämatit und Erz in Plagioklas.
Nic+

Fig. 5: Monzonit, xenomorphes Gebilde von Erz mit Apatiteinschlüssen und Titanitsaum. Nic+

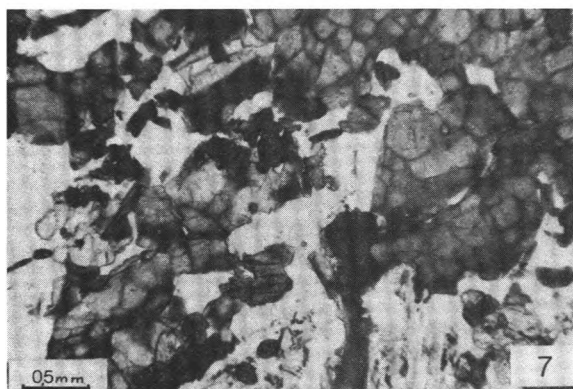
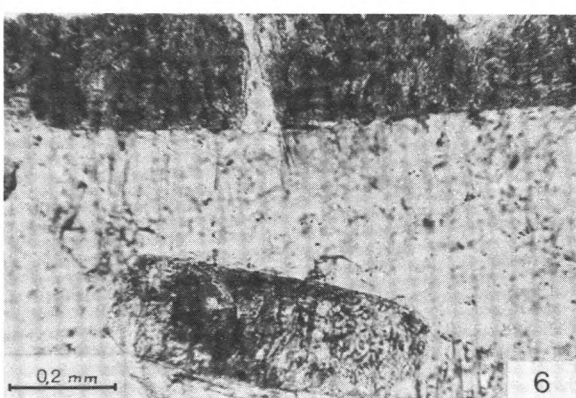
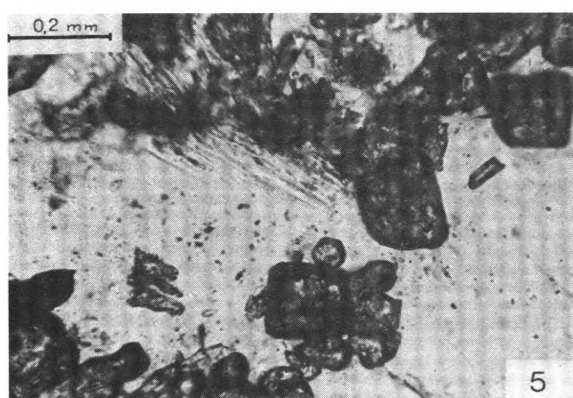
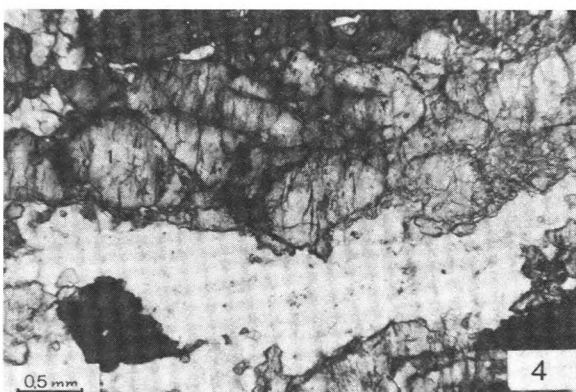
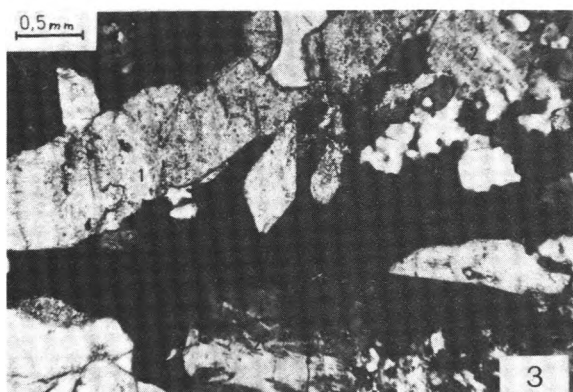
Fig. 6: Syenit, idiomorpher Pyroxen (Ferrosalit) mit einer Kristallisations-Wachstumspause am Kristallrand. Erzausscheidungen verdeutlichen diesen Vorgang. Nic+

Fig. 7: Syenit, orientierte Entmischungslamellen von Ilmeniten in Pyroxen. Nic+



Erläuterungen zu Tafel 3:

- Fig. 1: Alkalifeldspatsyenit, Pyroxen mit diopsidischem Kern und ägirinaugitischem Rand. Nic+
- Fig. 2: Alkalifeldspatsyenit, verzwilligter Kalifeldspatperthit mit albitreicherem Saum. Nic+
- Fig. 3: Alkalifeldspatsyenit, Hämatit (schwarz) zwischen Titanit (1) und Kalifeldspatperthit (2). Nic+
- Fig. 4: Ägirinalkaligranit, dicksäulige Rhodonite (1) neben Ägirin (2). Nic //
- Fig. 5: Ägirinalkaligranit, idiomorphe Würfel oder angenähert runde Körner von Thorit und Uranpyrochlor. Nic //
- Fig. 6: Ägirinalkaligranit, metamikte Thoritkristalle. Nic //
- Fig. 7: Ägirinalkaligranit, Fluoritkristalle mit zellenförmiger Struktur. Nic //
- Fig. 8: Kontaktmetasomatische Neubildung von Diopsid (1), Myrmekit (2), Calcit (3), Fluorit (schwarz) und Plagioklas (4) am Rand eines Ägirinalkaligranitganges. Nic+



Erläuterungen zu Tafel 4:

Fig. 1: Granitaplit, bestehend aus Kalifeldspat, Quarz und Plagioklas. Nic+

Fig. 2: Alkalifeldspatquarzsyenit, totale Zersetzung der idiomorphen Ägirine zu Eisenerz. Nic+

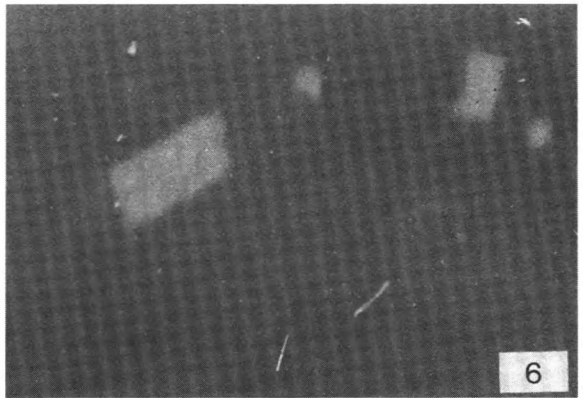
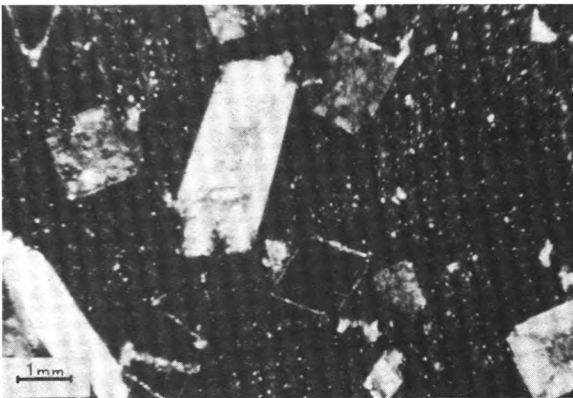
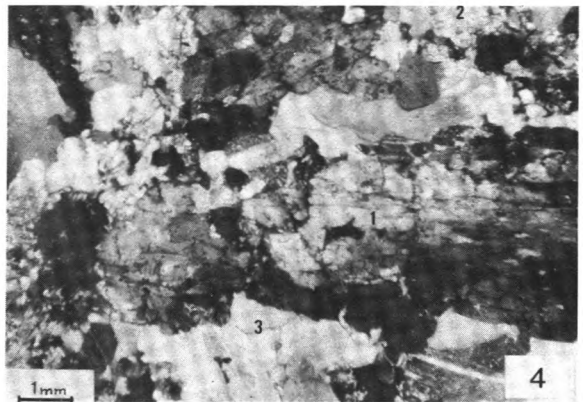
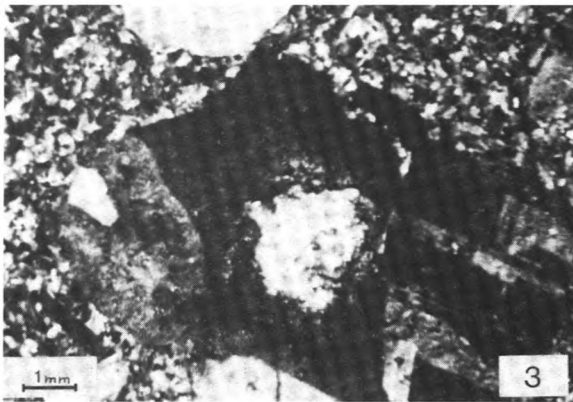
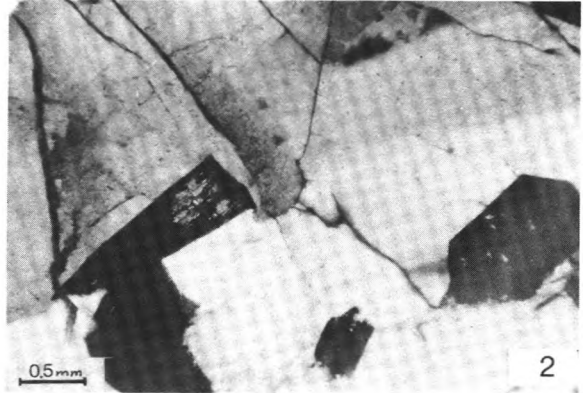
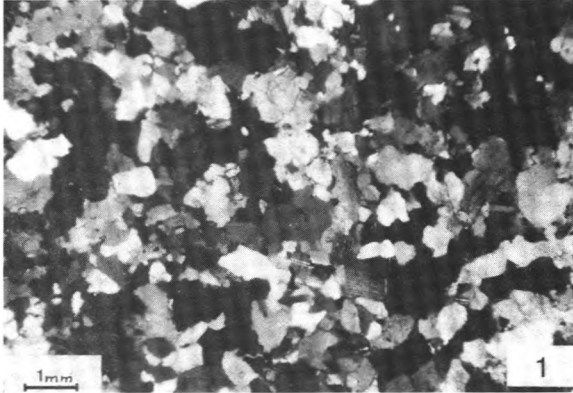
Fig. 3: Monzonitporphyr, "gefüllter Feldspat" mit Saussuritkomponente. Nic+

Fig. 4: Kalksilikatfels, tafeliger Wollastonit (1) neben Granat (schwarz), Diopsid (2) und Calcit (3).
Nic+

Fig. 5: Andalusit ("Chiastolith") - Porphyroblasten in Andalusit-Hornfelsschiefer. Nic+

Fig. 6: Autoradiographie von einer Ägirinalkaligranitplatte. Quadratisch bis rechteckige Gebilde deuten auf Kristallsysteme des radioaktiven Minerals. Vergr. ca. 8 x.

Tafel 4



Erläuterungen zu Tafel 5:

Fig. 1 - 5: BSE und Röntgen-Scanningbilder. Aggregate von einem Thoritkristall aus dem Ägirinalkali-granit.

Fig. 1: BSE

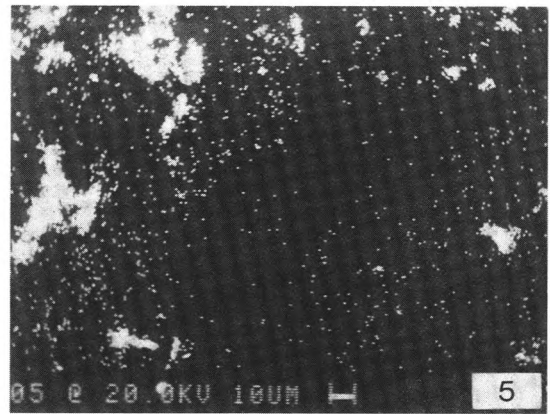
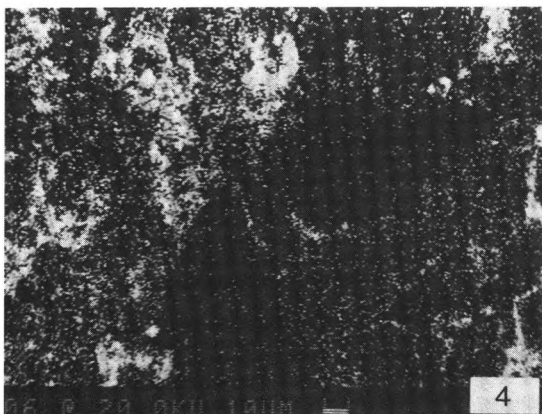
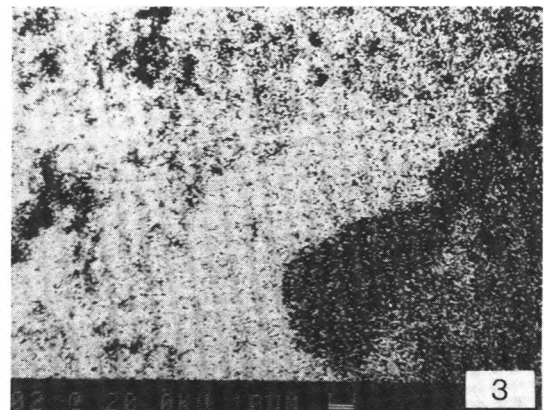
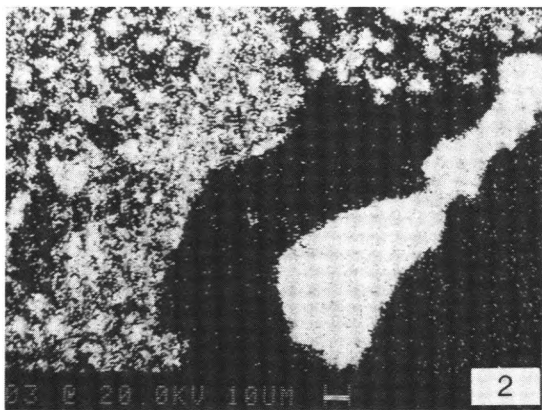
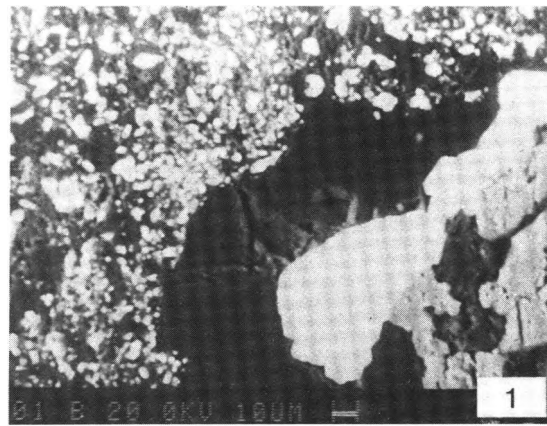
Fig. 2: $\text{Th}_{\text{M}\alpha\text{IV}}$

Fig. 3: $\text{Si}_{\text{K}\alpha\text{II}}$

Fig. 4: $\text{Fe}_{\text{K}\alpha\text{I}}$

Fig. 5: $\text{Ca}_{\text{K}\alpha\text{I}}$

Tafel 5



Erläuterungen zu Tafel 6:

Fig. 1 - 5: BSE und Röntgen-Scanningbilder. Aggregate von einem U-Pyrochlorkristall aus dem Ägirinalkaligranit.

Fig. 1: BSE

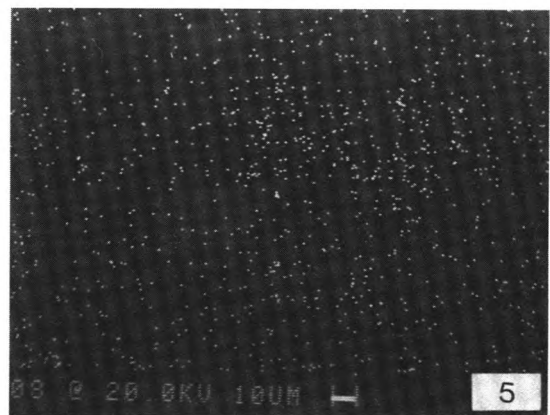
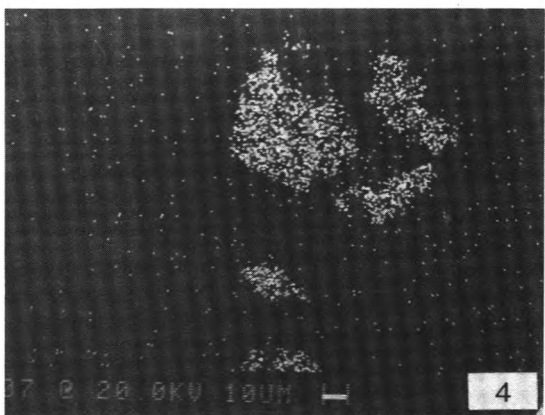
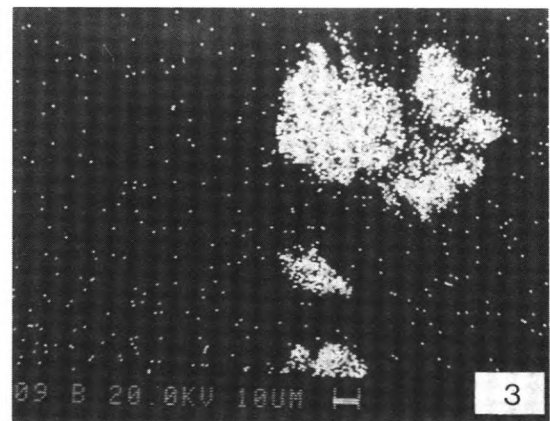
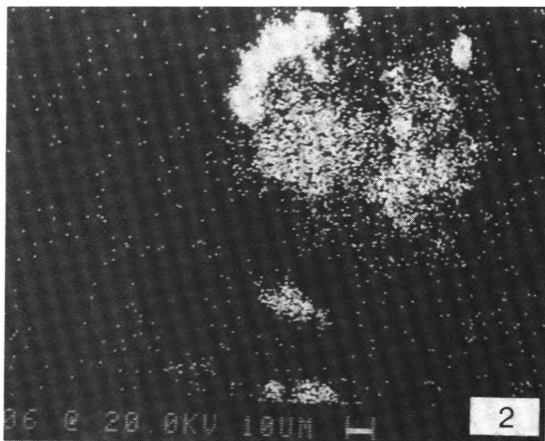
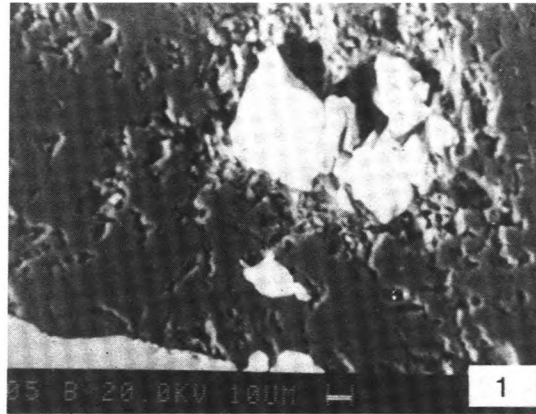
Fig. 2: $\text{Ca}_{\text{K}\alpha\text{I}}$

Fig. 3: $\text{Ti}_{\text{K}\alpha\text{Lif}}$

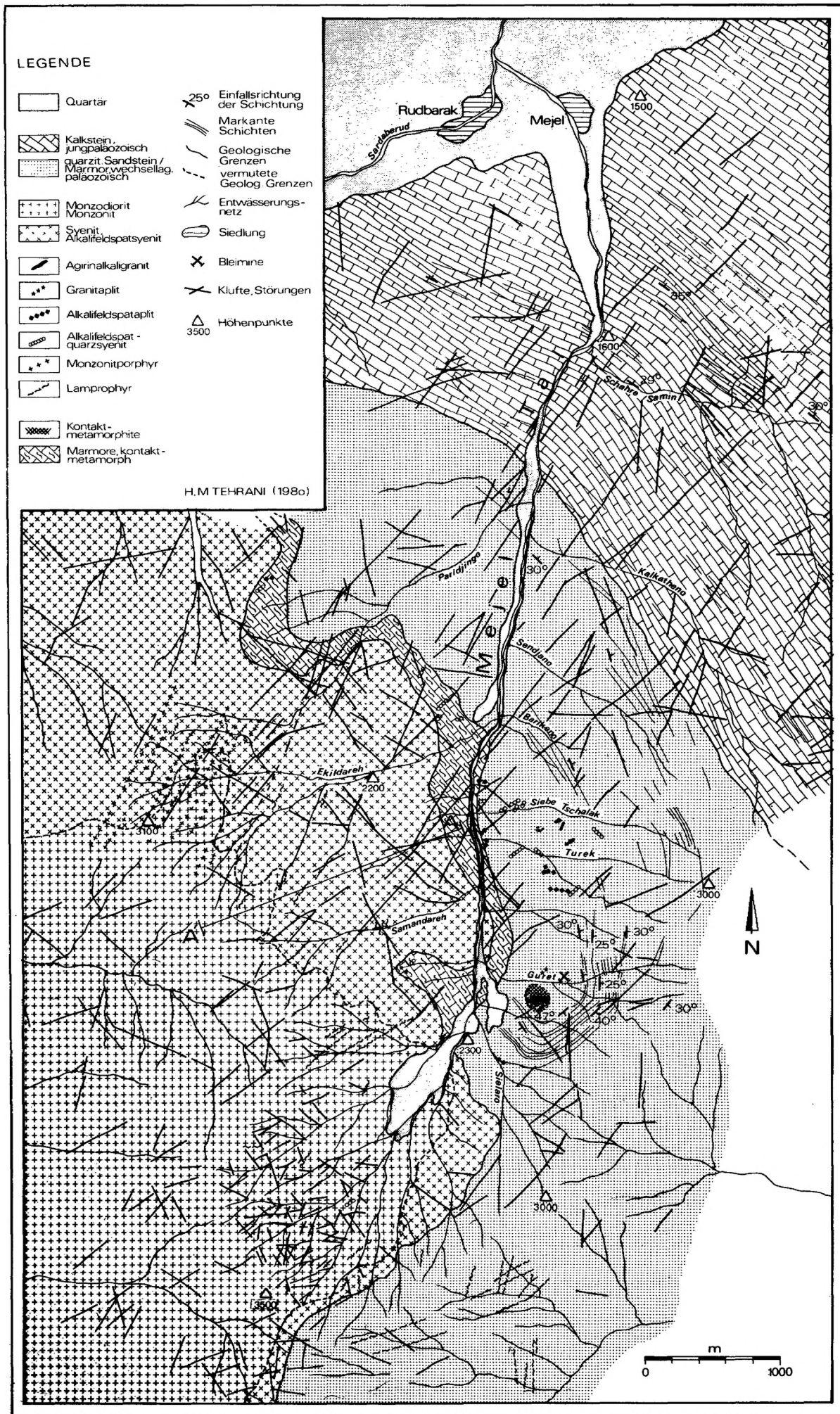
Fig. 4: $\text{U}_{\text{M}\alpha\text{ADP}}$

Fig. 5: $\text{Th}_{\text{M}\alpha\text{PET}}$

Tafel 6



Geologie des Mejel - Tales Zentral-Alborz / Iran



BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Freie Universität Berlin — Technische Universität Berlin — Technische Fachhochschule Berlin

Bisher sind erschienen:

Reihe B

Heft 1: Joachim Steinbeck, Modellseismische Untersuchungen von Rayleighwellen unter besonderer Berücksichtigung einer Deckschicht von variabler Mächtigkeit. 128 S., 58 Abb., 1965. DM 25,—

Heft 2: Peter Giese, Versuche einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeit-Kurven sowie eine geologische Deutung. 218 S., 83 Abb., 1965. DM 40,—

Heft 3: Joachim Meyer, Zur Modulation der erdmagnetischen Aktivität. 72 S., 26 Abb., 1973. DM 18,—

Heft 4: Kurt Bram, Zum Aufbau der Kruste und des oberen Mantels im Bereich des westlichen Grabens des ostafrikanischen Grabensystems und im östlichen Zaire-Becken. Ergebnisse einer Untersuchung der Raumwellen von Nah-Erdbeben. 65 S., 32 Abb., 1975. DM 25,—

Heft 5: Detlef Damaske, Der Weltzeitgang der erdmagnetischen Aktivität als magnetosphärischer Modulationseffekt. 75 S., 33 Abb., 1976. DM 20,—

Heft 6: Michael Leppin, Modellversuche zur erdmagnetischen und magnetotellurischen Tiefensondierung mit Hilfe eines elektrolytischen Troges. 68 S., 39 Abb., 1977. DM 19,—

Heft 7: Hussein El-Ali, Geothermische Modelle für ein Profil zwischen Südadria und Tyrrhenis. 51 S., 20 Abb., 1978. DM 18,—

Hefte 1–6: Vormalig „Geophysikalische Abhandlungen“ des Instituts für Geophysikalische Wissenschaften der FU Berlin

VERLAG VON DIETRICH REIMER IN BERLIN

Berlin 45, Unter den Eichen 57

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Freie Universität Berlin – Technische Universität Berlin – Technische Fachhochschule Berlin

Bisher sind erschienen:

Reihe A

- Band 15/René Prissang und Wolfdietrich Skala (eds.):** Beiträge zur Geomathematik. 126 S., 1979. DM 28,—.
- Band 16/Dieter Plöthner:** Hydrogeologie des Buntsandsteins im östlichen Rhön-Vorland (Sulz-Tal, N-Bayern) – Geologie, Hydrochemie, Wasserhaushalt, Aquifer-Kennziffern. 139 S., 50 Abb., 27 Tab., 8 Taf., 1979. DM 30,—.
- Band 17/Bernd Meißner:** Untersuchungen zur Bruchtektonik in der Zentralägäis. 122 S., 44 Abb., 3 Taf., 7 Kart., 1979.
Ursula Ripke: Karte der Zentral- und Südägäis – Bruchtektonik –. 21 S., 7 Tab., 8 Taf., 1979. DM 35,—.
- Band 18/Michael Biste:** Die Anwendung geochemischer Indikatoren auf die Zinn-Höflichkeit herzynischer Granite in Süd-Sardinien. 107 S., 49 Abb., 35 Tab., 2 Taf., 1979. DM 24,—.
- Band 19/Ulrich Dornsiepen & Volker Haak (eds.):** Internationales Alfred-Wegener-Symposium – Kurzfassungen der Beiträge. 263 S., 1980. DM 32,—.
- Band 20/Joachim Pohlmann (ed.):** Festschrift MAX RICHTER – zum 80. Geburtstag –. 235 S., 1980. DM 40,—.
- Band 21/Rüdiger Glaeser:** Geochemische und sedimentpetrographische Untersuchungen zur Gliederung paläozoischer und mesozoischer Sedimente aus der zentralen Sahara. 96 S., 1980. DM 26,—.
- Band 22/Pedro Fernando Ramirez Castro:** Qualitative und quantitative petrographische Untersuchungen der Kohlen aus den flözführenden Schichten der Antioquia-Formation/Kolumbien. 110 S., 1980. DM 35,—.
- Band 23/Siegfried Schulz:** Verteilung und Genese von Fluorit im Hauptdolomit Norddeutschlands. 85 S., 71 Abb., 26 Tab., 1 Taf., 1980. DM 24,—.
- Band 24 / Wolfgang Herrmann-Degen:** Eine Hexactinelliden-Fauna aus dem »Chalk« (Maastricht?, Paläozän) Südwest-Ägyptens. 29 S., 3 Abb., 1 Tab., 10 Taf., 1980.
Eberhard Klitzsch: Konzeption des geplanten Berliner Sonderforschungsbereiches »Geowissenschaftliche Probleme arider Gebiete«. 8 S., 1980. DM 24,—.
- Band 25/Peter Winter:** Die Bedeutung einheimischer Braunkohlevorräte für die Energiebedarfsdeckung ausgewählter Entwicklungsländer (Indien und Thailand). 104 S., 22 Abb., 30 Tab., 1980. DM 24,—.
- Band 26/Werner Schwarzhans:** Die tertiäre Teleosteer-Fauna Neuseelands, rekonstruiert anhand von Otolithen. 211 S., 637 Abb., 4 Tab., 6 Taf., 1980. DM 35,—.
- Band 27/Michael Buchelt:** Petrographische und geochemische Untersuchungen an drei Graniten im Nationalpark Bayerischer Wald. 70 S., 18 Abb., 12 Tab., 10 Taf. 1980.
Jan-Jürgen Göttner: Der Einfluß unterschiedlicher Umweltfaktoren auf Größenwachstum und Schalenbau bei Ostracoden. 47 S., 8 Abb., 6 Tab., 5 Taf., 1980.
Nigem el-Din Yusuf: Zur Geologie des Großen Walsertals bei Buchboden. 16 S., 6 Abb., 1 Karte, 1980. DM 38,—.
- Band 28/Peter Dulski:** Spurenanalyse als Hilfsmittel bei der geochemischen Untersuchung der Genese bolivianischer Sn-Lagerstätten. 79 S., 30 Abb., 37 Tab., 1980. DM 24,—.
- Band 29/Behruz Kaschanian:** Korngrößenverteilung und Schwermineralführung in den Flußsanden der Ziller (Tirol/Österreich). 58 S., 11 Abb., 8 Tab., 3 Taf., 1 Karte, 1980. DM 29,—.
- Band 30/Resa H. M. Tehrani:** Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Akapol-Batholithen im Zentral-Alborz/Iran. 71 S., 28 Abb., 16 Tab., 6 Taf., 1 Karte, 1980. DM 32,—.

VERLAG VON DIETRICH REIMER IN BERLIN

Berlin 45, Unter den Eichen 57