

BEITRÄGE ZUR FRAGE DER GENESE WESTANATOLISCHER “ANDESITE” UND “BASALTE”*

Batı Anadolu “Andesit” ve “Basalt” Jenezi Sorununa Katkılar

Mehmet Yılmaz Savaşçın

Geologisches Institut der Universität Ege, Izmir-Türkei
(Ege Üniversitesi - Jeoloji Kürsüsü, Bornova-Izmir)

ZUSAMMENFASSUNG. — Es wurden drei Haupttypen von Effusiva herausgestellt und ihre relative Altersbeziehung im Untersuchungsgelände geklärt.

Typus Alpha, bisher als “Andesit” bezeichnet ist Quarzlätit, Er bildet Staukuppen ähnliche Stockvulkane. Der Gehalt an Biotit ist merklich, grosse Einsprenglinge die Riegel.

Typus Beta, bisher als “Basalt” bezeichnet, ist ebenfalls Quarzlatit. Er Bildet Decken. Biotite und andere Minerale mit leichtflüchtigen Gemengteilen fehlen. Die Plagioklasse sind insgesamt basischer, der Zonarbau aber normal. Auffällig ist hier auch die grosse Anzahl distink verschiedener Pyroxene.

Typus Gama bildet ebenfalls Decken. Der Anteil an Glas ist sehr hoch, alle Minerale sind im Verhältnis zum Gesamtchemismus des Gesteins wieden basisch. Früher wurden diese Gesteine als “Porphyrite” bezeichnet. Die korrekte Bezeichnung wäre Hyalorhyolith.

Die drei Hauptphasen Werden durch Tuff-Phasen getrennt, die in ihrem Mineralbestand folgenden Eruptionsphase entsprechen.

Im Rahmen der benachbarten Vulkanite gesehen, kann man zwei distinkt Verschiedene Magmen - Entwicklung erkennen. Eine, die vom “Basaltfeld” in das Rhyolithfeld führt und die der Entwicklung eines anatektisch zumindes beeinflussten Magmas am besten entspricht. Die zweite geht, in Richtung des Phonolitfeldes und repräsentiert wohl die mehr oder weniger normale Entwicklung eines alkali-olivin-basaltischen primären Magmas.

(*) Diese Arbeit wurde vom November 1969 bis Juli 1972, im Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Tübingen, unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. W. Weiskirchner als Dissertations thema angefertigt. Die mündliche Prüfung fand am 23.8.1972 statt.

Bu çalışma Kasım 1969 - Haziran 1972 tarihleri arasında Tübingen Üniversitesi Mineraloji-Petrografi Enstitüsü'nde, Prof. Dr. W. Weiskirchner'in yönetiminde tamamlanmıştır. Sözlü sınav 23.8.1972 tarihinde verilmiştir.

ÖZ. - Üç esas olarak ayırdedilen efusiflerin nisbi yaş bağıntıları inceleme sahasındaki verilere göre açıklanmıştır. Şimdiye dek "Andesit" olarak adlandırılan Alfa tipi volkaniklerin inceleme sahasındaki mineral parajenezleri bunların Quarzlatit olduklarını gösterir. Sıkışma kubbelerine (Staukuppen) benzer şekilde oluşurlar. Biyotitce zengin büyük kıristaller yaygındır.

Bu güne kadar "Basalt" diye tanımlanan Beta-tipi dediğimiz kayaçlar da bir evvelki Alfa-tipin eş kimyasında olup esasen Quarzlatitdirler. Yayılmaları örtü şeklindedir. Biyotit veya uçuşkan elemanlı başka bir minerale raslanmaz. Alfa-tipinden daha bazik yapıda olan plajjoklaslar normal zonlu yapıları ile de bir farklılık gösterirler.

Gama-tipi olarak adlandırdığımız üçüncü tür ise, örtü şeklinde oluşmuş akışkan camsı eruptiflerdir. "Porphyrit" olarak tanınan bu volkaniklere hiyaloriyalit demek daha doğru olacaktır.

Çevredeki öteki volkanikler de gözönünde tutulduğunda, anatektik ve primer alkali-olivinbasaltik gelişmeleri belirleyen iki ayrı dönüşüm ortaya çıkar.

EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Weite Gebiete der Türkei werden von nachkratezischen Effusiva verschiedener Zusammensetzung und verschiedenen, z.T. noch nicht genau bekannten Alters bedeckt. Während in Westanatolien der Vulkanismus selten bis in das Quarter hinein anhielt, setzte er sich in der Mittelund Osttürkei bis in historische Zeiten fort. Die zahlreichen Thermalquellen (über 500), von denen einige im Osten noch im Solfataren-Stadium sind, und die hochthermalen in der Westtürkei, die in den E-W gerichteten Graben eingelagert sind (Erentöz und Ternek, 1968), sind die Ausklänge dieses Vulkanismus. Die Bewohner der westanatolischen Küste benützten die vulkanische Gesteine auch, wie bereits die Hetiter früher im Mittelanatolien, für ihre Städtebau. Einige Beispiele dafür sind: Berga- ma, Assos, Erythrae, Kadifekale, Larisa, Temnos, wobei die zwei letzten sich innerhalb des Untersuchungsgebietes befinden.

Die meist auf neogenen Süßwassersedimenten gelagerten "andesitischen" Effusiva der Ägäis waren um die Jahrhundertwende zum ersten Mal Ziel der Untersuchungen vieler Forscher. Als eine der ältesten Arbeiten kann man, die von Hamilton und Strickland (1848) nennen; in ihr wurde versucht, die vulkanischen Gesteine lithologisch und zeitlich zu klassifizieren. Das jüngste Vulkangebiet, Kula im westlichen Kleinasien, mit frischen Lavadecken und gut erhaltenen Kratern, war auch für Washington (1894:1900) interessant. Der Name Kulait wurde von ihm für

einen hornblendehaltigen, ziemlich basischen "Basalt" eingeführt. Auch die "Augitandesite" von Izmir sowie "Dacite" aus Pergampon sind von ihm untersucht worden (1897). Milch (1903) beschreibt die Ergussgesteine nördlich von Ankara und unterschied "Dacite", "Andesite", "Tuffe", und "Basalte".

Im Rahmen seiner Dissertation über die Eruptiva NW-Kleasiens kam André (1905) zu interessanten Ergebnissen; in fast allen Eruptiva bei Ayvahn sind Tridimitblattchen, sowie in den "Doleriten" von Apolliana bei Soma rote, 1 mm grosse Olivine von ihm beschrieben worden. In unmittelbarer Nähe unseres eigenen Arbeitsgebietes, zwischen den Flüssen Bakirgay und Gediz "Kaikos und Hermos" fand er "Pyroxenandesite", die ihrem äusseren Aussehen nach den "Basalten" ähneln (Develit (?) bei Aliaga). Daneben fand er auch echte "Basalte", die bei Gävrevler an der Qandarh-Bucht augitreicher, bei Saricalar unweit Soma und bei Kizzi-assari (?) als Necks, aber auch säulenförmig abgesondert vorkamen. Während die "Basalte" aus Kizzi-assari als olivinfrei bis olivinarm beschrieben werden, sind die "Pyroxenandesite" aus Dumanhdag bei Foga olivinführend. Ausserdem werden "porphyritische Gesteine mit Hypersthen" nördlich von Izmir und "Suldenite"* , "Basalte", "Hornblendandesite" sowie olivinhaltige "Dacite" von Karadag bei Bergama beschrieben.

Frech (1914) berichtet über verschiedene "Andesitarten" und seltene "Basalte" der ägäischen Provinz, sowie über "Trachyte" aus Afyonkarahisar und berühmte Opalvorkommen aus Simav.

Philippson (1918) erwähnt ebenfalls "andesitische Gesteine" sowie "Dacite, Rhyolite und verschiedene Tuffe" neben selteneren Typen wie "Porphyriten und Suldeniten" in der Nähe des Untersuchungsgeländes. Nach ihm ist es immer nur für enge Bereiche möglich, eine zeitliche Reihenfolge der verschiedenen Gesteinstypen aufzustellen, über grössere Bereiche ist es nur möglich, petrographische Provinzen zu unterscheiden.

Lahn (1945:1957) findet im Raum der Ägäis häufig die Reihenfolge "Rhyolith-Trachyt-Andesit-Basalt" jeweils mit korrespondierenden Tuffen und Agglomeraten. Er fand jedoch zusätzlich, dass die "Basalte" sowohl ältere als auch jüngste Necks der gleichen Serie bilden können.

(*) "Suldenit" = ein Granogabro-Porphyr.

Auch glasige Effusiva werden von ihm im Hangenden beobachtet. Einen generellen Überblick und eine Zusammenfassung über die vulkanischen Produkte bieten die Arbeiten von Grützner (1908), Westerveld (1952), Ketin (1961).

Als kennzeichnend für zentral-und westannatolische Verhältnisse beschreibt Nebert (1960) für die Gegenden nördlich und westlich Tavganh, zunächst explosive und effusive Tätigkeiten, gefolgt von postvulkanischen SiO_2 - und Bor-Förderungen. Die rhyodacitischen Kerne der sialischen Magmen, welche in Antiklinalbereiche beim Gördes eingedrungen sind (Nebert, 1961), wurden dabei petrographisch kaum behandelt.

Akartuna (1962) unterteilt die neogenen Vulkanite aus der Umgebung Izmir in: a) saure "Rhyolithe, Rhyodacite, Andesite", b) "Basalte mit Augit und Olivin", c) "Tuffe und Agglomerata" ohne jedoch auf ihre Petrographie näher einzugehen. Gjelsvik (1962) deutet den tertiären Vulkanismus der Biga-Halbinsel als sialische Subsequenz. Nach seinen Beobachtungen handelt es sich nicht um eine einfache Differentiation, sondern um eine rhythmische Wiederholung von "Andesiten" und "Daciten", welche mit dem "Basalt" - Extrusionen am Ende kratonischer Verhältnisse andeuten soll. Die juvenil-simischen Differentiale von Yamanlar —nördlich von Izmir— sind liegende "Dacite", welche später durch goldhaltige hydrothermale SiC-Vreiche Gänge durchschnitten werden (Dora, 1964). Zum Schluss folgen "Andesite" und jüngste "Andesitgänge".

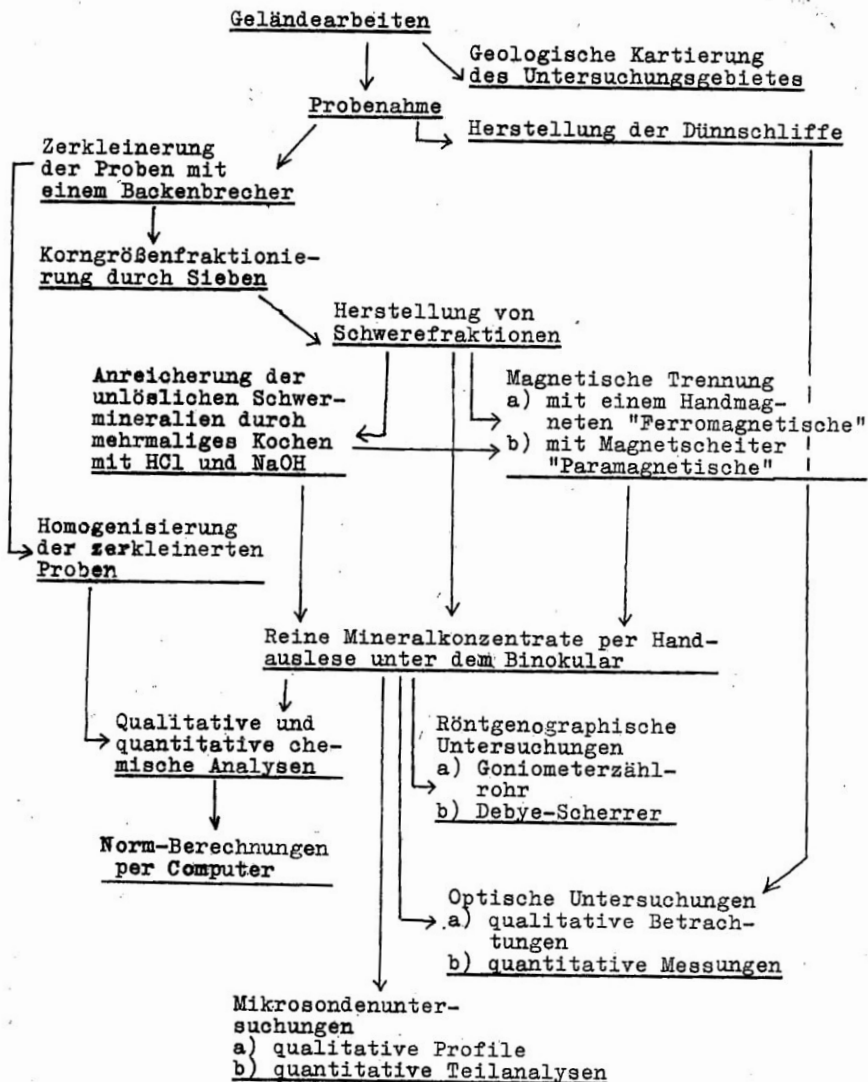
Wie man aus bisher gesagten ersieht, sind die Vulkanite Westanatoliens bis vor einigen Jahren entweder im Rahmen geologischer Arbeiten nur erwähnt, oder aber im Laufe lagerstättenkundlicher Arbeiten nur flüchtig petrographisch untersucht worden. Ziel der vorliegenden Untersuchung sollte es sein, zur petrologischen Interpretation der vulkanischen Erscheinungen in Westanatolien beizutragen. Als erstes taucht hier die Frage nach den wahren Gesteinstypen und ihren genetischen Zusammenhänge auf. Danach kann man Aussagen über die Altersabfolge und die Förderwege der auftretenden Vulkanite erhoffen. Eine klassifikation aller auftretenden Effusiva sowie allgemeingültige genetische Interpretationen dürften allerdings noch mehrere solcher Arbeiten in verschiedenen Gebieten benötigen.

Die durch die jüngste Tektonik hervorgerufene Mosaikstruktur erschwert die Erkundung einer durchgehenden Reihenfolge selbst auf kürzeste Entfernung, um so mehr, als geologische Spezialkartierungen fehlen.

UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Der Gang der Untersuchungen ist auf der nächsten Seite schematisch dargestellt. Ausführliche Beschreibungen dazu sind teilweise im Text sowie bei Krause (1969) zu finden.

Schematische Darstellung der Untersuchungsmethoden



GEOLOGIE

GEOLOGISCHER BAU WESTANATOLIENS

Von Brinkmann (1966; 1968; 1971; 1971a) wird Westanatolien in folgende Einheiten eingeteilt (Abb. 1):

Im Norden sind die Pontiden und im Süden die Tauriden, die normalen alpinotypen Orogene, deren Hauptfaltungszeiten im Westen etwa im Eozän-Oligozän für die einen, Ende Miozän für die anderen liegen. Das Menderes Massiv grenzt im Süden an die Tauriden. Es handelt sich hier um einen präkambrischen Gneiskern, der von einem 5-10 km mächtigen Kristallin alt-paleozoischen bis liassischen Alters umgeben ist. Der ganze Komplex ist metamorphisiert, wobei der Grad der Metamorphose nach aussen hin abnimmt. Dieser alte Schild ist heute eine ohne merkbare Faltung und Orogenese flach aufgewölbte Kuppel, die, wahrscheinlich dank der dicken Sialschicht, fast frei von jungvulkanischen Erscheinungen geblieben ist. Das gilt zumindest für den mittleren Kern. Die im Norden angrenzende Izmir - Ankara Zone war eine Eugeosynklinale mit größeren Wassertiefen und steilen Rändern; ihre Füllung besteht aus jurasischen und Kreideradiolariten, basischen Vulkaniten und Flysch. Sie wird auch wegen der an ihrer Füllung beteiligten mesozoischen Ophiolithe Mof genannt. Die Faltung fand vor dem Untereozän statt. Dieser Geosynklinaltrog sowie einige andere Tieftröge Anatoliens mit Ultrabasiten, deuten auf eine Ausdehnung der Kruste und das Emporsteigen von Mantelmaterial.

Wichtig für die vorstehende Arbeit ist die nordanatolische Schwelle, nördlich des eben beschriebenen Mof-Trogs. Der aus Phylliten, Grünschiefer und Marmoren bestehende kristalline Untergrund ist älter als Ordovizium. Sie wurde im Unter-Karbon hochgehoben. Dabei kam es zu Granitintrusionen. Die Schwelle sank dann wieder, vor allem im Süden, ab. Während Teile bis heute als Gebirge erhalten geblieben sind, sanken andere Teile im Jung-mesozoikum wieder bis zur angrenzenden Geosynklinale ab. Die bis heute flachgebliebene Schwelle war vom oberen Karbon an bis zur unteren Trias eine Scheide zwischen dem kontinentalen Norden und dem marinen Süden. Brinkmann verbindet diese von ihm herausgestellte Einheit im Osten mit dem Transkaukasischen, im Westen mit dem Serbo-inazedonischen Massiv, auf welchen jungtertiä-

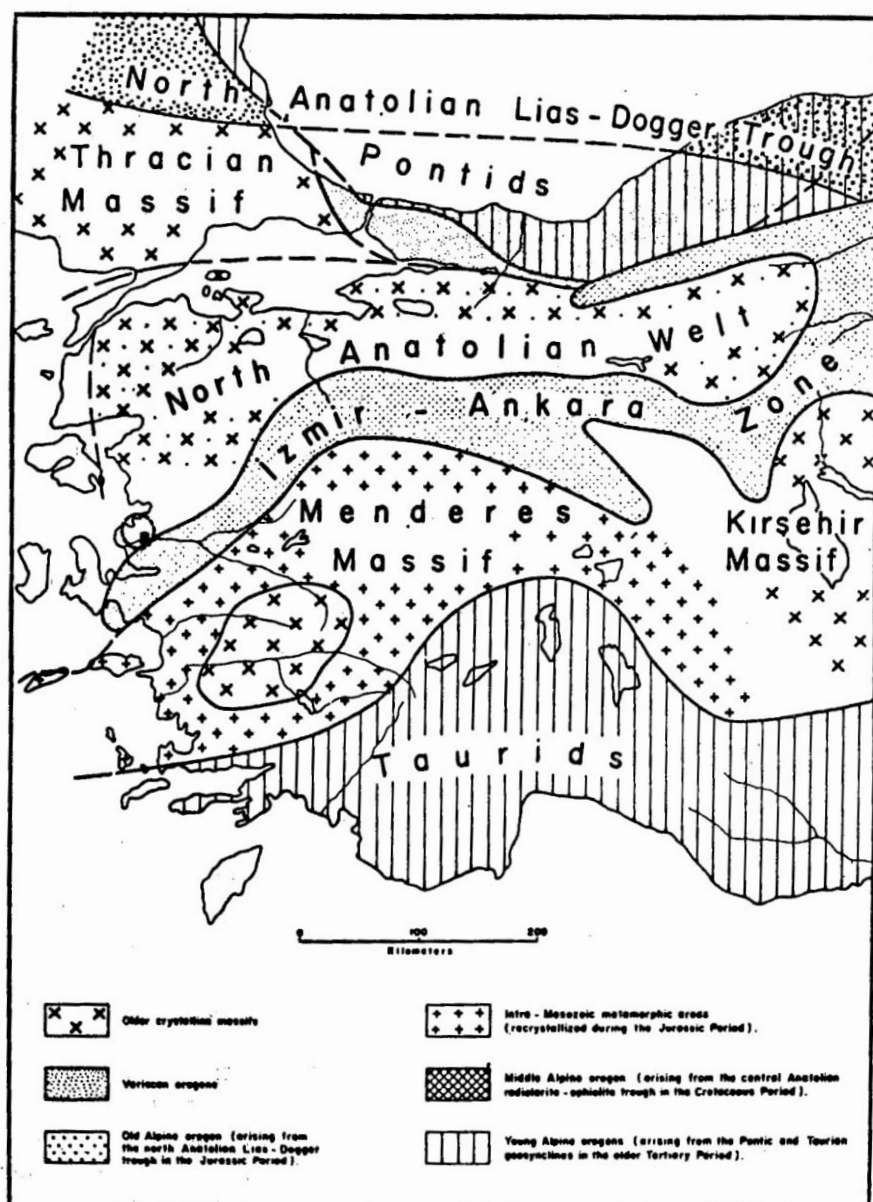


Abb. 1 — Geologische Gliederung Westanatoliens (Brinkmann, 1971).
Untersuchungsgebiet.

re Vulkangebiete weit verbreitet sind. Eine allgemeingültige, lückenhafte Schichtfolge für die Südflanke der Schwelle ist folgendermassen aufgebaut (Brinkmann, 1971 a):

500 m	Andesite und Tuffe	Unter-Pliozän
100 m	Süsswassermergel, Kalke, Sandstein, Konglomerate	Ober-Miozän
500 m	Helle, dickbankige Kalke	Ober-Jura
300 m	Dunkle, feinkristalline gebankte allg. Fusulinenkalke mit Sandstein	Mittel-Perm
1000 m	Grauwacken, Schiefer mit Radiolarit und Diabaseinsch altungen	Ober-Karbon
	Phylite	Präkambrium?

Zu demselben Ergebnis kommen auch andere Autoren aus den benachbarten Gebieten der Vardar-Zone (Besenecker, 1968) oder auch aus den unserem Arbeitsgebiet naheliegenden Gegenden.

Die Tektonik ist sehr vielgestaltig. Obwohl sehr oft von jung-tertiären Faltungen oder gefaltetem Neogen die Rede ist (Phlippson, 1918); (Yalçınlar, 1957), ist das tektonische Gemastbild der Schwelle das eines Bruchfaltengebirges mit NNE bis EW streichenden Deckgebirge. NNE-SSW bis NE-SW streichende Tektonik tritt hier bereits seit der Trias auf (Brinkmann, 1971a). Dieselbe Streichrichtung gilt auch etwa für den Izmir - Ankara Tieftrog (Abb. 1) und das ostägäische Faltengebirge (Phlippson, 1918). Auch enorme Mengen vorwiegend jungtertiärer vulkanischer Massen liegen parallel zu den genannten Streichrichtungen (Lahn, 1957); (Nebert, 1960); (Kalafatçioğlu, 1961); (Ronner, 1962); (Dora, 1964). In dieser Zeit setzt sich die Bruchtektonik, den früheren Richtungen folgend, begleitet von vulkanischen Aktivitäten fort. In ihrem Verlauf wurden neogene Schichten steil auf gerichtet, lokal gefaltet und auch in verschiedene Höhen gebracht. Im Spättertiär tritt dann eine zusätzliche Streichrichtung NW-SE senkrecht zur bereits vorhandenen auf (Phlippson, 1918). Schliesslich tritt als jüngste tektonische Einheit (Jung-Pliozän bis Alt-Quartär) der Einbruch der Ägäis auf und prägt mit seinem E-W gerichteten Graben die heutige Landschaft (Brinkmann, 1971).

GEOLOGIE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

Eine in sich geschlossene Einheit bildend, bedecken die jungen Vulkanite zwischen Menemen und Manisa, nördlich des Flusses Gediz, der entlang dem nach ihm benannten Gediz-Graben fließt, eine Fläche von 20 bis 25 km². Die anderen morphologischen Grenzen dieses Vulkankomplexes sind: im Westen die Çandarlı-Bucht, im Nordwesten der Fluss Bakırçay, im Osten die Akhisar-Ebene und im Südosten der Kumçay, ein nach NESW gerichteter Arm des Gediz Flusses. Auf Grund der erwähnten späteren tektonischen Dislokationen liegen Sedimente und darauf lagernde Vulkanite in sehr unterschiedlichen Höhen; zum Teil sind sie stark gekippt. Einerseits wird es dadurch sehr erschwert eine vulkanische Abfolge durchgehend zu untersuchen, andererseits aber wird es so ermöglicht, die liegenden Deckgebirge zu beobachten. Es liegen hier unmittelbar auf mesozoischen Kalken neogene Konglomerate und darüber weit verbreitete limnische Ablagerungen obermiozänen Alters (Philippson, 1918); (Yalçınlar, 1957). Die gleichen Autoren verweisen auch auf die diskordante Lagerung der neogenen Sedimentation. Im Laufe dieser Entwicklungen (Süßwasserkalke, Braunkohle usw.) treten dann etwa ab dem Unter-Pliozän effusive und eruptive Massen auf, die in der Türkei im Tertiär wohl kaum fehlen (Brinkmann, 1971). Sie förderten zum Schluss, bis zum Ende des Neogens, SiO₂-reiche sowie wertvolle borhaltige Lösungen zutage. Die letzten Zeugen dieses Vulkanismus sind die an spätektonischen Ereignisse (EW-Grabenbildungen) gebundenen Thermalquellen (Pınar, 1948). Auch alle anderen tektonischen Elemente sind hier vertreten. Eine allgemeingültige Altersstellung kann noch nicht gegeben werden. Die Anfangs- und Endzeiten analoger vulkanischer Phasen sind offensichtlich gebietsweise unterschiedlich. Radiometrische Altersbestimmungen fehlen. Trotzdem gilt fast überaü Jung-Miozän bis Pliozän als Hauptaktivitätszeit. Philippson (1918), der selbst innerhalb von Süßwasserneogenen Diskordanzen angibt, beschreibt aus einer naheliegenden Gegend steüthende dunkle Tuffe mit Gängen und Lagern von Pyroxenandesiten, sowie darüber ungestört flachliegende, helle Bimssteintuffe mit "Hornblendeandesiten" oder "Basalte".

Die frühtertiären Vulkane werden aus dem Untersuchungsgebiet i.w.S. nicht beschrieben. Folgende Ergebnisse aber sind von Interesse; Chaput (1936) fand in der Gegend von Manisa Vulkanite, deren Liegen-

des und Hangendes neogene Süßwasserablagerungen sind. Nach Nebert (1960) liegt die Hauptaktivitätszeit für das Gebiet Tavşanlı am Ende des Miozäns nach den Braunkohleablagerungen; die postvulkanischen Tätigkeiten aber liegen bereits im Pliozän. Auch Dora (1964) kommt unmittelbar südwestlich des Untersuchungsgebietes (bei Yamanlar) zu den selben Ergebnissen. Gjelsvik (1962) fand auf der Biga-Halbinsel zwei verschiedene Epochen von "andesitisch-dacitischen" Eruptionen, die durch eine Erosionsphase voneinander getrennt sind. Während die unteren Massen alt und kaolinitisiert sind, erscheinen die oberen als frische "Andesite und Agglomerate".

Doruk (1969) untersuchte die Mikrofauna gerade in der für uns in Frage kommenden Gegend. An Gesteinen fand sie Mergel, Sande, Konglomerate, Kiesel- und Süßwasserkalke; ab dem unteren bis mittleren Panonien treten die ersten Tuffe, dann die jüngeren "andesitischen Vulkanite" auf.

Über die zeitliche Dauer der vulkanischen Aktivitäten können noch keine genaueren Angaben gemacht werden. Lahn (1957) und Zaruvebeli (1970) geben für das Auftreten der jüngsten Eruptiva EW-Richtungen an.

Das eigentliche Untersuchungsgebiet, etwa die südlichste Ecke des erwähnten Vulkankomplexes, liegt einige Kilometer östlich von Menemen, nördlich Izmir, an der Nordseite des Gedizflusses. Gerade dort kommen sehr verschiedene Vulkanite nebeneinander vor. Es beschränkt sich im wesentlichen auf das Kartenblatt 1:2500 (K 18 d₂). Im Auftrag des M.T.A. Institut/Ankara wurde dieses Blatt geologisch kartiert; danach wurden für die petrographischen Untersuchungen gezielt Proben entnommen. Es würde zu weit führen und wäre wenig nützlich im Rahmen der vorliegenden Arbeit, das ganze Kärtiergebiet zu beschreiben; Deshalb beschränken wir uns zweckmässigerweise auf ein Teilgebiet, welches einige Dörfer umfasst (siehe Abb. 1 sowie Geologische Karte Anhang 1).

BESCHREIBUNG DER LAGERUNG DER EINZELNEN GESTEINSEINHEITEN

Die verallgemeinerte Gesteinsfolge ist in Abb. 2 dargestellt. Die einzelnen Gesteinseinheiten seien von unten nach oben wie folgt beschrieben:

SEDIMENTE

Im Liegenden der vulkanischen Gesteine findet man jungtertiäre Sedimente; es sind stark gestörte Quarzsande, Mergel und Kalke. Sie wurden freundlicherweise von Frl. Doruk mikropaläontologisch untersucht. Dabei fand sie in Kalken *Ilyocypris gibba*, einen Begleiter des Leitfossils für das Unter-Panonien.



Abb. 2 — Idealprofil des Untersuchungsgebietes.

Im Süden liegen diese Sedimente zehn bis zwanzig Meter über N.N. (Kepir Tepe). Acht bis zehn Kilometer nördlich, beim Dorf Bozalan, trifft man dieselben Schichten in einer Höhe von vierhundert Metern an. Dies zeigt die Intensität und Bedeutung der andauernden Tektonik, welche auch die darüberliegenden jüngeren vulkanischen Gesteine erfasst. Sehr steile Schichten mit 40-60° Einfallen liegen manchmal neben flachen, ungestörten oder gar gekippten Schichten. Jung angelegte, tektonische Täler, die während und nach der vulkanischen Haupt-Phase entstanden sind, enthalten auf beiden Hängen verschiedene Gesteinstypen mit unterschiedlichen Fallrichtungen. Dadurch wird das Erkennen der Abfolge der Eruptiva erschwert. Hinzu kommt noch die Überdeckung des Anstehenden an tieferen Lagen der Täler durch schnell erodierte Produkte, wie z.B. Schuttkegel (siehe Profile Anhang 2).

Es sind wieder dieselben tektonischen Richtungen wie in der ganzen Ägäis; NE-SW bis NNE-SSW als älteste, senkrecht dazu NW-SE bzw. NWW-SEE und E-W Grabenbildung als jüngste Einheit. Fast alle Täler verlaufen nach den ersten beiden Richtungen, wobei die Täler der älteren Richtung tiefer geschnitten sind.

PHÄNOANDESITISCHE GESTEINE, TYPUS ALPHA.

Östlich vom Dorf Yeni Süleymanh erstrecken sich einige NE - SW angeordnete Hügel von geringeren Höhen, etwa 200 bis 250 m über N.N.. Es sind von Süden nach Nordosten: Yaratepe, Sologankaya, Musallaağazi, Kuzukoncası, Suluktepe, Samankaya, Sekiktepe, Devetepe. Es handelt sich um durch die Verwitterung und Abtragung zum Teil herauspräparierte, neckartige Stockvulkane bzw. deren Förderungscentren. Mit anderen Worten, entlang einer tektonischen Linie konzentrieren sich hier Vulkan-Schlote. Südlich, ausserhalb unseres Kartierungsgebietes, erstreckt sich diese Hügelkette in der gleichen Richtung weiter, bis zum Golf von Izmir. Es handelt sich dort aber weitgehend um die "dadtischen" Staukuppen der Yamanlar Kette, die keinen Zusammenhang mit Süswassersedimenten erkennen lassen. Diese Hügel bilden natürlich keine weiträumigen Decken. Die den Gipfel büdenden Schichten sind dicke Platten, deren Ausbreitungsfläche max. 0.8 bis 1.2 km² betragen.

Alle diese Gesteine haben porphyrische Textur, in der die grösseren Einsprenglinge bis 1 cm und teilweise noch grösser sind; sie machen die Hälfte des Gesamtgesteins aus. Sie verwittern wie Tiefengesteine in Form richtungsloser Blöcke, zum Teil mit einem Durchmesser von einigen Metern. Ähnliche Verhältnisse sind auch bei den grösseren "Andesitstöcken" aus anderen Gegenden wie Bergama oder Kadifekale/Izmir zu berichten. Mikroskopisch oder mit blossem Auge kann kein Fluidalgefüge erkannt werden.

Die tieferen Hänge dieser Phäno-subvulkanischen Hügel sind von Schuttkegeln überdeckt, die durch die Verwitterung und das Herunterfallen des gleichen Gesteins entstehen, und im eigenen Mehl, wohl auch gelegentlich zusammen mit vadosen Restlösungen, verkittet sind. Es ist aber schwierig zu sagen, ob diese sogenannten "Agglomerate", wie man sie in der Türkei ganz allgemein nennt, überall Schuttkegel einer sekundären Sedimentation sind. An manchen Stellen könnte es sich um primäre Blockströme handeln. Vielleicht kann man sagen, dass die Blockströme eher aus einheitlichen, eckigen und grösseren Gesteinsstücken, ohne grossen Anteil an feinkörnigem Material, bestehen, während die echten Schuttkegel mehr gerundete Stücke, bisweilen verschiedener Gesteine von ungleicher Grösse und hohem Gehalt an feinkörnigem Material aufweisen. Auch müssten die Blockströme Tuff und die Schuttkegel

zermahlene Komponenten in grösseren Mengen als Bindemittel bzw. Grundmasse enthalten. Jedenfalls sind diese Kriterien nicht immer ausreichend für eine deutliche Unterscheidung, und beide Arten können lokalbedingt nicht immer eindeutig auseinandergehalten werden, da ihre Bildung ohne weiteres nebeneinander einhergehen könnte. Die den beschriebenen Stockvulkanen entsprechenden Tuffe wurden nirgends gefunden. Es scheint fast ausgeschlossen, dass diese Tuffe einer Erosion anheimfielen. Beim Profil Nr. II (siehe Anhang 2) ist zu erkennen, dass alle Tuffe jünger sind als diese phänoandesitischen Gesteine. Auch darf man nicht unbedingt erwarten dürfen. Im Profil Nr. I (siehe Anhang 2) eines grossen Vulkankomplexes abspielt. Zeitmarken wird man hier nicht unbedingt erwarten dürfen. Im Profil Nr. I (siehe Anhang 2) von Eski Süleymanlı sieht man einen Flussgeröllhorizont inmitten der liegenden Sedimente. Diese 0.05 bis 0.20 m grossen Gerolle bestehen aus nichts anderem als ähnlichen vulkanischen Gesteinen wie die, welche hier behandelt werden. Sie stammen aus früheren Zyklen des gleichen Vulkanismus, der sehrwahrscheinlich weiter nördlich aktiv war. Diese obenerwähnten phänoandesitischen Gesteine sind auch ausserhalb des Kartierungsgebietes in ganz Westanatolien sehr weit verbreitet. Auf Grund ihrer typischen andesitischen Textur unter dem Mikroskop werden sie vorerst als Typus Alpha bzw. wie bisher als "Phänoandesit" bezeichnet.

PHÄNOBASALTISCHE GESTEINE, TYPUS BETA

Die nordwestlichen Hänge der vorher erwähnten Hügelkette sind deutlich steiler eingeschnitten. Diese Hänge stellen den SE- Hang des NE-SW gerichteten postvulkanischen Tales von Süleymanlı Bach (Süleymanlı Deresi) dar. Der Gesteinstyp auf dem NW-Hang dieses Tales zeigt ein völlig anderes Bild. Es handelt sich hier um weit verbreitete Deckenformen mit vertikal säuligen Absonderungen, also eine typische Basaltdecke. Dementsprechend werden solche Decken als Typus Beta bzw. wie bisher als "Phäno-basalt" bezeichnet. Auch diese Decken hegen heute zum Teil stark gestört, so dass es sehr schwierig ist, verschiedene zusammengehörige Deckeneinheiten zu erkennen.

Wegen der plattigen Absonderung senkrecht zu den Säulen bilden die Verwitterungsreste solcher Decken gerundete Brocken von 20-40 cm Durchmesser. Das frische Gestein ist schwarz glänzend. An frischen

Handstücken kann man relativ kleine Einsprenglinge mit bloßem Auge kaum mehr deutlich erkennen. Unter dem Mikroskop ist die Fließstruktur auffällig.

Um die Abfolge der Eruptiva zu untersuchen, bieten die Talprofile einige Anhaltspunkte. Der linke NW-Hang des Profils Nr. II (siehe Anhang 2), oder das Schnittbild von Devetepe (Profil Nr. III, siehe Anhang 2) sprechen eindeutig dafür, dass der Typus Alpha älter ist; dann folgten Tuffe und Typus Beta Gesteine. Besonders bei Devetepe wird ersichtlich, dass die phänoandesitischen Gesteine vom Typus Alpha des Hügels später vom NW her mit Tuff und darauffolgenden phänobasaltischen Gesteinen des Typus Beta zum Teil überdeckt worden sind.

Für die liegenden Gesteine vom Typus Alpha beim Profil Nr. H gibt es mehrere Erklärungsmöglichkeiten. Wahrscheinlich war der Hügel Dökük Tepe schon ursprünglich ein subvulkanischer Schlot bzw. Stockvulkan, der dann von späteren Spaltenergüssen vom Typus Beta überdeckt wurde. Eine Intrusion zeitlich nach der Bildung des Typus Beta ist möglich, scheint jedoch angesichts fehlender Kontakterscheinungen unwahrscheinlich.

TUFFE

Ein schönes Profil für den Typus Beta und die folgenden vulkanischen Erscheinungen ist im Tal zwischen dem Dorf Görece und dem östlich davon befindlichen Hügel Alakarpşı aufgeschlossen (siehe Profil IV). Die liegende Tuffserie —Görece Tuff Profil (GTP) genannt— hat eine Mächtigkeit von etwa 10-20 Metern. Diese Tuffe überdecken eine weite Fläche mit kleineren Verwerfungen, flach nach Süden einfallend.

RHYOUTISCHE PECHSTEINE, TYPUS GAMA

Nach der darüberfolgenden Typus Beta Decke sowie der dünnen Tuffserie darüber, tritt wieder ein neuer Gesteinstyp auf, welcher auch, wie die vorherigen Alpha und Beta nicht nur lokal, sondern auch weit verbreitet in vielen Vulkangebieten Westanatoliens vorkommt.

Das Gestein ist gewöhnlich braun-violett, mit einem Stich ins Rötliche und zeigt verschiedene helle und dunkle Varietäten. Eine ausgesprochene Fluidaltextur sowohl im Makro- als auch im Mikrobereich, ein

sehr hoher Anteil an glasiger feinkristalliner Matrix mit eingelagerten Einsprenglingen, sowie ein eckig spröder Bruch, sind die charakteristischen Merkmale.

Mehrere Hänge und Hügel im Arbeitsgebiet bestehen aus diesem Gestein. Kleine Biegungen, Fältelungen und Staufaltungen, gebildet aus einigen cm dicken Fliessspalten des genannten Gesteins, sind als primäre Entstehung während des Fliessvorganges zu deuten (siehe Photo 1). Die eingelagerten, länglich ovalen Gasblasen sprechen für eine durch Gasreichtum dünnflüssig gewordene, erstarrte Lava.

Betrachtet man die geologische Karte im Anhang, so sieht man im Norden zwei Hügelketten. Beginnend am ionischen Festungshügel von Görece (Görece Kalesi 550 m ü. N.N.) sind Çerkeçam, Çiçekliçam und die darauffolgenden nördlicheren Hügel (621 mü. N.N.) wieder NE-SW angeordnet. Die zweite Hügelkette streicht senkrecht dazu und ist deutlicher ausgeprägt. Sie widerspiegelt die NW-SE Richtung der jüngeren tektonischen Einheit. Es sind die folgenden Hügel: Domuzkaya 698 m, Çiçekliçam, Burçak Tepe 390 m, Taş Tepe. Diese Kette zeigt sehr wahrscheinlich die Richtung dieser jüngeren Spalteneruptionen. Das bestätigen auch die Neigungsrichtungen der dünnen Fluidalplatten, soweit postvulkanische Tektonik sie nicht erfasste.

Es wurden aber nicht nur Ströme zutage gefördert, sondern auch eckige, feste Blöcke des gleichen Gesteins. Die Festung Görece ist auf so einem Blockstromhügel erbaut. Das eher wie melaphyrischer Pechstein denn Porphyrit aussehende glasige Eruptivgestein überdeckt Teile der früheren Tuffe und Phänobasalte. An manchen Stellen gehen diese spröden, glasigen Gesteine allmählich in eine mehr porphyritische Textur mit grossen Feldspateinsprenglingen über (Alakarpsı bei Profil IV Anhang 2 oder Bucaktepe). Dann sind sie von phänoandesitischen Gesteinen des Typus Alpha schwer zu unterscheiden. Diese Einheit wird vorerst Typus Gama genannt, wobei bei den Bezeichnungen Alpha, Beta, Gama keine für ganz Westanatolien gültige Klassifizierung unterstellt werden soll. Erwähnenswert ist noch, dass die liegenden Tuffe (GTP) bisweilen faustgrosse Einschlüsse vom Typus Gama Gestein enthalten, welches im selben Profil im Hangenden vorkommt (Profil IV). Demgegenüber enthalten die oberhalb des Typus Beta liegenden Tuffe nur Gerölleinschlüsse von kalkig sandigen Sedimenten und dem Typus Alpha ähnlichen Ge-

steinen.

Höher gelegene Berge im Nordwesten des Kartenblattes bestehen aus noch jüngeren Schlackenlaven und Pechsteinen. Sie haben immer nur lokalen Charakter. Häufig sind auch junge hydrothermale Erscheinungen.

PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

TYPUS ALPHA

Die bisher als "Andesit" bezeichneten Gesteine sehen hinsichtlich ihrer Farbe und dem Anteil an Einsprenglingen sehr verschieden aus. Überwiegend sind sie grau, manchmal bräunlich bis weinrot, als Folge der Oxydation der eisenhaltigen Minerale. Auf der rechten Seite der Strasse des Dorfes Süleymanlı nach Telekler stehen die randlichen Ausläufer des Schlothügels Kuzugoncası als sehr frische Gesteine an. Hier wurde die Probe (KSA) entnommen, deren Entnahmestelle in der anhängenden geologischen Karte gekennzeichnet ist. Sie wurde als Prototyp besonders intensiv untersucht.

Idiomorphe weisse Plagioklas-, sowie schwarzglänzende Biotit-einsprenglinge, jeweils bis zu 1 cm Grösse, sind in einer grauen Grundmasse eingebettet. Die chemische Analyse des Gesteins und die daraus errechneten Daten sind in den Tabellen 1, 2 und 7 zusammengestellt. Der sialische Charakter sowie eine mittel-kalkalische Sippe kommen dabei deutlich heraus. Die Niggli-Werte entsprechen dem normal quarzdioritisch bis dioritischen Magmentyp (siehe Tab. 2). Die nach verschiedenen Normen im Streckeisen-Doppeldreieck (Abb. 14) gefundenen Namen sind in der Tabelle 7 angegeben. Das Nomenklaturproblem wird zusammen mit anderen Proben später behandelt. Nach der approximativen Schnellmethode von Rittmann handelt es sich um einen Rhyodacit bis Dacit. Unter dem Mikroskop wurde auf dem Integrationstisch folgender modaler Mineralbestand gefunden:

Plagioklas An ₄₅₋₅₀	34.2
Pyroxene	13.3
Biotit	3.5
Magnetit (Einsprenglinge)	2.0
Grundmasse	47.0

Die kryptokristalline Grundmasse besteht schätzungsweise zu 40-50% aus Plagioklas An_{30-40} . Die leistenförmigen Kristalle sind maximal 60-80 μ gross. Daneben erkennt man noch 30-35% rekristallisiertes Glas, überwiegend monokline Pyroxene, sowie 6-8% Magnetit. Um diese Werte zu vergleichen wurde die Niggli-Katanorm unter Berücksichtigung der vorhandenen Mineralien errechnet. Sie ist in Tabelle 7 dargestellt. Röntgenographisch wurde in der Grundmasse Cristobalit sowie Quarz nachgewiesen, der unter dem Mikroskop an einigen Stellen in Form kleiner korrodierter Körner erkennbar ist. Alkalifeldspat wurde durch Anfärben wahrscheinlich gemacht. Etwas Hämatit, Biotit und andere akzessorische Mineralien (siehe weiter unten) sind auch in der Grundmasse nur sehr sporadisch vertreten. Fluidaltextur ist nicht erkennbar. Sehr feine Risse und Spalten im Gestein sind von Ablagerungen SiO_2 -reicher Lösungen erfüllt. Der Unterschied zwischen dem modalen Mineralbestand und der Niggli-Katanorm kann vielleicht dadurch erklärt werden.

Beschreibung der einzelnen Mineralien

Rhombischer Pyroxen. — Etwa 35% der Pyroxene sind idiomorphe, dickprismatische Orthopyroxene von dunkelbrauner Farbe. Die Korngrösse schwankt von etwas kleiner als 60 μ bis zu über 1200 μ , mit einem Häufigkeitsmaximum zwischen 200 bis 600 μ . In den Fraktionen unter 120 μ beträgt der Anteil an rhombischen Pyroxenen nur noch etwa 5-7%. Zwillinge sind selten. Zonarbau ist nicht erkennbar. Dies deutet auf eine ausgeglichene Kationenverteilung, die auch bei der Aufnahme eines Mikrosondenprofils bestätigt wurde. Eine auffällige Erscheinung ist, dass fast alle rhombischen Pyroxene sehr viele kleine Apatite, einige opake Magnetitkörner sowie kleine Einschlüsse von Glas enthalten (siehe Photo 2); sie sind parallel den Wachstumsformen angeordnet.

2V α ist relativ klein (45-55°). Das kann nach Tröger (1969, S. 382) durch einen erhöhten Sauerstoffpartialdruck bedingt sein.

Pleochroismus:

$n\alpha$ — bräunlich

$n\beta$ — hellgelblich-bräunlich

$n\gamma$ — grün-gelblich

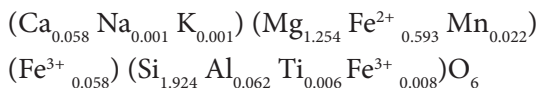
$n\alpha$ 1.6945

$n\beta$	1.7049	± 0.0010
$n\gamma$	<u>1.7080</u>	
$n\gamma - n\alpha$	0.0135	

Daraus ergibt sich die chemische Formel:

Chemische Analyse:

SiO ₂	51.80	CaO	1.40
Al ₂ O ₃	1.45	Na ₂ O	0.04
TiO ₂	0.25	K ₂ O	0.06
Fe ₂ O ₃	2.17	H ₂ O ⁺	0.24
FeO	19.10	H ₂ O ⁻	0.11
MnO	0.71	Co ₂	0.02
MgO	22.66	P ₂ O ₅	0.311
			<hr/>
			100.321



Alle diese Angaben entsprechen einem bronzitischen Hypersthen (siehe Abb. 10). Die d-Werte sind in der Tabelle 3 zusammengestellt.

Klinopyroxen. — Die restlichen 65% der Pyroxene sind von 30 bis 1200 μ , Korngrösse variierende, dunkelgrüne, idiomorphe, prismatische Körner. Das Korngröszenmaximum liegt zwischen 400-630 μ . Der Anteil in der Grundmasse ist nicht bedeutend. Charakteristisch sind wieder Einschlüsse von kleinen Apatit-Säulen in grossen Mengen, die parallel (001) oder parallel den Wachstumsformen angeordnet sind (siehe Photo 3). Ausserdem sind noch einige Magnetite, Glastropfen und als Verwitterungsprodukt Karbonatkörner eingeschlossen.

Der Pleochroismus ist schwach :

- $n\alpha$ — gelblich-hellbräunlich grün
- $n\beta$ — hellgrün
- $n\gamma$ — bräunlich hellgrün

Auslöschungsschiefe:

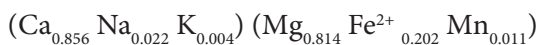
40-42 $n\gamma : c$ $2V\gamma = 45-50^\circ$

Zwillingsbildungen nach (100) und (122) sind beide zum Teil polysynthetisch. Auch Verwachsungen zum Teil mit rhombischem Pyroxen sind häufig.

Chemische Analyse:

SiO ₂	51.56	CaO	21.30
Al ₂ O ₃	1.87	Na ₂ O	0.34
TiO ₂	0.36	K ₂ O	0.08
Fe ₂ O ₃	2.26	H ₂ O ⁺	0.27
FeO	6.49	H ₂ O ⁻	0.06
MnO	0.36	CO ₂	0.
MgO	14.56	P ₂ O ₅	<u>0.27</u>
			99.78

Die daraus errechnete chemische Formel entspricht:



Es handelt sich um salischen Augit, nahe an der Diopsid - Grenze (siehe Abb. 10).

Der deutlich tholeiitische Charakter des Gesteins wird durch Si_{1.924} : Al_{0.062} und Si_{1.930} : Al_{0.070} in beiden Pyroxenen ersichtlich (vergl. Träger 1969, S. 377). Die Bestimmung der Lichtbrechung brachte stark variierende Werte. Es wurde jeweils ein Kristallkorn zersplittert und alle drei Brechungsquotienten an den Splittern desselben Kornes mit der Immersionsmethode bestimmt. Folgende Werte wurden an verschiedenen Körnern mehrmals gefunden:

n_α 1.6775 1.6815 1.6830 1.6830 1.6830 1.6915n_β 1.6870 1.6905 1.6935 1.6900 1.6930 1.7010n_γ 1.7150 1.7141 1.7220 1.7171 1.7215 1.7230

Es gilt ± 0.0010 für alle Werte.

Die Kristalle mit den höchsten Lichtbrechungswerten (Spalte 6) waren frei von Apatiteinschlüssen.

Die Spaltbarkeit der Pyroxene ermöglicht leicht eine sehr genaue Bestimmung von n_{β} . Dabei gab es manchmal kleinere Abweichungen zwischen verschiedenen Splintern des gleichen Kristalls. Um eine Übersicht über die Verteilung der Lichtbrechungsweite zu bekommen, wurde bei rund 90 verschiedenen homogenen Kristallen jeweils nur n_{β} gemessen. Die Ergebnisse sind in Abb. 3 so dargestellt, dass mit 1.6900 beginnend, alle gefundenen Werte so zusammengefasst wurden, dass die oben erwähnte Genauigkeit erreicht wurde. Deutlich inhomogene Kristalle wurden nicht berücksichtigt.

Im Verlauf der soeben beschriebenen Untersuchungen wurden Ent-

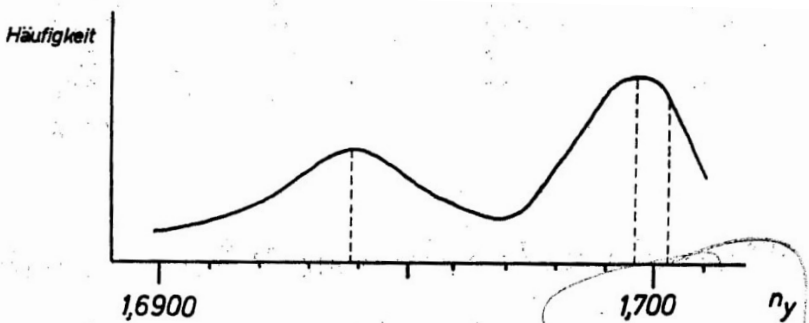


Abb. 3 — Häufigkeitskurve der gemessenen n_{β} -Werte der Klinopyroxene aus der Probe KSA - Typus Alpha.

mischungen // (100) gefunden und mit der Mikrosonde untersucht. Die Homogenität der Verteilung von Ca, Mg und Fe ist nicht so deutlich wie bei den Orthopyroxenen, aber noch immer beachtlich. Nur entlang der Spaltrisse im Bereich von etwa 4-6 μ Dicke sind starke Mg und Ca Abnahmen zu beobachten. Dementsprechend dürfte es sich dabei um Verwitterungskarbonate in Form von Ca: Mg Mischkristallen handeln. Manche Kristalle zeigen bevorzugt in den mittleren Partien von 8-12 μ Dicke Entmischungslamellen// (100). Diese werden bei der Mikrosondenuntersuchung als Ca-arme Komponente erkannt. Besonders schön ist dies in der Abb. 4 und dem dazugehörigen Photo zu erkennen. Das Kristallkom ist leider etwa in der Mitte abgebrochen (gestrichelte Linie in der Zeichnung).

Der unreine, innere Kern und der klare Rand sind gut zu erkennen.

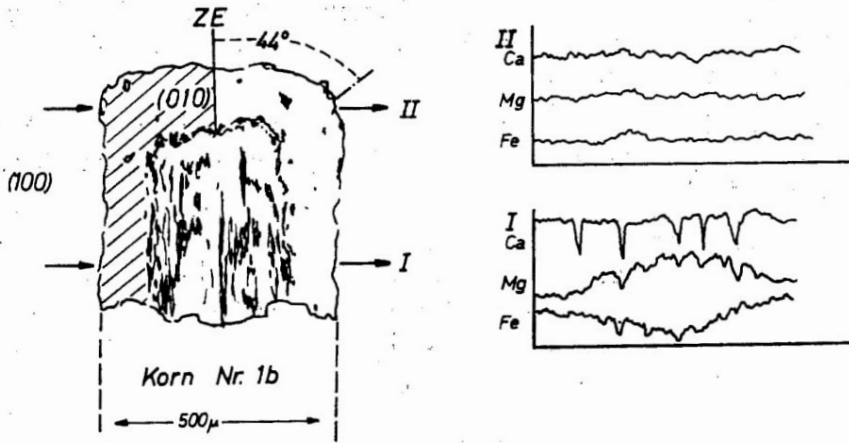


Abb. 4 — Mikrosondenprofil eines Klinopyroxens der Probe KSA - Typus Alpha.

I und II sind die beiden mit der Mikrosonde aufgenommenen Profile. Der entmischte Fe-arme bzw. Mg-reiche Kern und der homogene Aussenrand könnten durchaus dem entsprechen, was schon bei der Verteilung der Lichtbrechung festgestellt wurde. Der grösste Teil der Klinopyroxene ist aber homogen und nur gelegentlich von dünnen Entmischungslamellen durchzogen. Mit anderen Worten, sie entsprechen meistens der homogenen äusseren Zone des obigen Beispiels.

Abgesehen von der Entmischung gibt es also zwei verschiedene Wachstumsphasen: Die detritischen, Mg-reicheren alten Körner mit deutlichen Entmischungserscheinungen und die später homogenisierten oder aber neugewachsenen Zonen bzw. Kristalle, die als Fe-reichere Mäntel den alten Kern umhüllen können. Daher fallen vielleicht auch die chemisch und optisch bestimmten Schwerpunkte im Pyroxendreieck nicht ganz zusammen (siehe Abb. 10).

Bei den Splittern eines Kristalls wurden verschiedene Entmischungskomponenten beobachtet: Orthopyroxen, Klinopyroxen, Pigeonit.

Titanomagnetit. — In den Fraktionen 60-200 μ , waren Titanomagnetite angereichert. Sie sind etwas oxidiert. Gewöhnlich sind sie xenomorph. Eine chemische Analyse ergab: 7.1% TiO_2 und 1.56% MgO .

Es handelt sich also um Titanomagnetite. Entmischungerscheinungen wurden nicht beobachtet. Die d -Werte sind in der Tabelle 4 angegeben.

Plagioklas. — Er tritt in Form idiomorpher, dickprismatischer Einsprenglinge, praktisch nur ab 400 μ , bis zu einigen mm Korngrösse auf.

$2V\gamma$ 75-85°

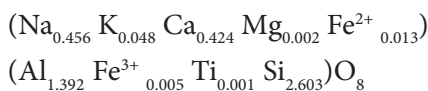
$n\alpha$	1.553	
$n\beta$	1.555	± 0.001
$n\gamma$	<u>1.558</u>	
$n\gamma - n\alpha$	0.005	

Fast alle Kristalle sind verzwillingt. Bevorzugte Zwillingsgesetze sind Albit und Albit + Karlsbader. Seltener treten auch Karlsbad, noch seltener Periklinzwillinge auf. Karbonatkörner, etwas Apatit und Magnetit sind als kleine Einschlüsse zu finden.

Chemische Analyse:

SiO ₂	57.48	MgO	0.05
Al ₂ O ₃	26.06	CaO	8.82
TiO ₂	0.006	Na ₂ O	5.24
Fe ₂ O ₃	0.17	K ₂ O	0.88
FeO	0.36	H ₂ O ⁺	0.42
MnO	0.015	H ₂ O ⁻	0.71
		P ₂ O ₅	<u>0.038</u>
			100.249

Daraus ergibt sich die chemische Formel



Es entspricht

Ab — 48.8

An — 45.1 Mol %

Or — 5.1

Auch die maximale Auslöschungsschiefe, $n\alpha : c = 32^\circ$ führt zu demselben Ergebnis:

Andesin mit An : 45-50.

Spalten und Risse sind bisweilen von SiO_2 -reichen Lösungen verheilt worden und mit Chalzedon erfüllt. Viele dieser Risse gehen durch die Kristallfläche bis in das Nebengestein hinein.

Charakteristisch für die Plagioklase der Stockvulkane mit Gesteinen vom Typus Alpha ist der ausgeprägte Zonarbau mit Verunreinigungs-zonen. Diese bestehen aus verschiedenen, kleinen Mineralkörnern, die parallel den Wachstumsformen angeordnet sind. Sie können während des Wachstums gelegentlich einige Male wiederholt werden, oder aber auch den ganzen inneren Kern des Kristalls beherrschen. In der Regel aber befinden sie sich nahe dem Kristallrand, treten also erst gegen Ende des Wachstums als sehr ausgeprägte Zonen auf, nicht selten von einigen dünneren Vorläufern im inneren Teil angekündigt (siehe Photo 5 und Abb. 5). Mit der stärksten Vergrößerung unter dem Mikroskop sind kleine Glastropfen von einigen μ , Dicke und mit dunklen Kernen als häufigste

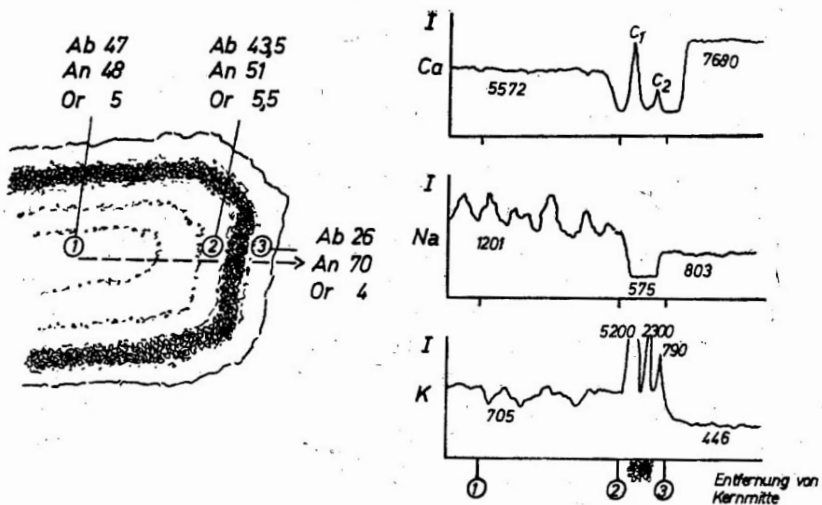


Abb. 5 — Ergebnisse der Mikrosondenmessung an einem Plagioklas der Probe KSA - Typus Alpha. 1, 2 und 3 sind die Stellen der quantitativen Messungen. Der Pfeil zeigt die Lage des gemessenen Profils der Ca, Na und K, welches rechts dargestellt ist. C_1 und C_2 sind Karbonateinschlüsse.

Komponente dieser Zonen zu erkennen. Daneben erkennt man etwas karbonatisierte, tonige oder opake Körner der gleichen Grössenordnung. Der äussere Rand des Kristalls ist dann immer klar und durchsichtig.

Der Zonarbau und die geschilderten Aggregate wurden mit der Mikroskopsonde untersucht. Die Ergebnisse sind in Abb. 5 dargestellt.

Es handelt sich um einen sehr unregelmässigen Zonarbau. Von der Kernmitte nach aussen hin nimmt der An-Gehalt zuerst langsam zu (Punkt 1 und 2 der Abb. 5). In der breiten, unreinen Zone sinkt der Ca-Gehalt ab, wobei aber einige kalzitische (?) Körner auffallen (C_1 und C_2). In der äusseren, frischen Zone steigt dann der An-Gehalt stark an (Punkt 3). Na und K verlaufen umgekehrt. Beide zeigen im inneren Kern eine sehr unregelmässige Verteilung. In der unreinen Zone durchfährt man K-reiche Stellen, wohl Glastropfen. Sie enthalten etwa das 7 bis 8-fache an K_2O wie der Kristall. Dies würde etwa Or - 35 bis 45 entsprechen. Am äusseren Rand sinkt dann der Gehalt an Ab und Or ab.

Ähnliche Plagioklase wurden von Doe et al. (1969) in den "Contaminationsbasalten" gefunden. Im Laufe der Aufstiegsprozesse eines stockartigen Vulkans sollte der Zonarbau den langsamen, die unreinen Zonen den schnellen Abkühlungsgeschwindigkeiten entsprechen.

Der normale Zonarbau wird als Folge des Kristallisations-Differenzierungs Vorganges betrachtet und bedingt eine An-Abnahme nach aussen hin. Demgegenüber entsprechen die unreinen Zonen den Zeiten der Reaktion des Magmas mit Sedimenten. Dabei tritt eine schnellere Abkühlung und dementsprechend auch ein schnelleres Wachstum auf. Durch diese Reaktionen wurden erhebliche Mengen Kalke und Sedimente resorbiert. Daraus resultierte ein alkali-armes Magma, welches für die Ca-Zunahme nach aussen hin verantwortlich ist. Da der durch Differentiation bedingte Zonarbau und die Reaktion mit resorbierten Gesteinen Hand in Hand auftreten, bzw. während des Wachstums abwechselnd vorkommen, zeigen die Kristalle sehr oft wechselnde Kationenverteilungen. Solche Plagioklase erfordern dementsprechende Magmen, die relativ langsam unter Resorption von Sedimenten aufsteigen.

Biotit. — Die idiomorphen Kristalle sind in den 200-800 μ , Korngrössenfraktionen angereichert; sie sind frisch, bisweilen mit Sanidin, Magnetit und Hämatit verwachsen.

2Va 8-10°

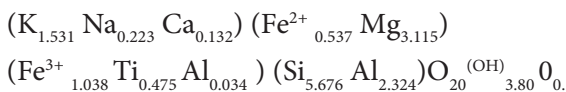
n α	1.601	
n β	1.653	± 0.001
n γ	1.654	

Dunkelrötlich-brauner Pleochroismus und seltene sagenitische Verwachsungen weisen auf einen hohen Ti-Gehalt hin. In der Analyse deuten ein OH-Unterschuss, hoher Fe³⁺-Gehalt und im Röntgendiagramm niedrige d_{0.60}-Werte (siehe Tab. 5) auf eine beachtliche Oxybiotitumwandlung hin.

Chemische Analyse:

SiO ₂	38.77	CaO	0.84
Al ₂ O ₃	13.69	Na ₂ O	0.80
TiO ₂	4.27	K ₂ O	8.20
Fe ₂ O ₃	9.50	H ₂ O ⁺	3.90
FeO	4.41	H ₂ O ⁻	0.17
MnO	0.082	CO ₂	0.44
MgO	14.27	P ₂ O ₅	0.136

Chemische Formel: -



Mg/Fe = 3.115/1.575 = 66.5/33.4 entspricht einem Meroxen, wobei die Lichtbrechung durch den hohen Ti-Gehalt und die Oxybiotitumwandlung etwas in die Richtung Lepidomelan erhöht ist.

Der Biotit ist ein charakteristisches Mineral für die Typus Alpha - Vulkanite des Untersuchungsgebietes. Die stärker verwitterten Nachbarhügel enthalten noch mehr Biotite. Ihr mattroter Saum aus Fe³⁺-Oxydhydraten bedingt die rötliche Farbe der phänoandesitischen Gesteine. Demgegenüber enthalten die phänobasaltischen vom Typus Beta nur in ihren untersten Tuffen Biotite.

Das Auftreten der Biotite in diesen Vulkanstöcken und deren Oxydation bzw. Umwandlung zu Oxybiotit spricht für einen Abkühlungsprozess,

ohne Abtrennung der leichtflüchtigen Gemengteile, ohne Abschreckung, sowie bei nicht konstant bleibenden T. und p. Bedingungen. Das wurde auch bei der vorher beschriebenen Plagioklasbildung bereits angedeutet.

Akzessorische Minerale. — Zirkon: Die prismatischen Kristalle sind bis 100 μ gross, immer idiomorph, durchsichtig, farblos oder rosa gefärbt. Genauso wie die Pyroxene enthalten sie oft Einschlüsse von Apatit.

Apatit: Es sind kurzprismatische, idiomorphe Säulen in der Grösseordnung von 40-80 μ , farblos oder hellgrau durchsichtig.

$$n_0 - 1.636$$

$$n_e - 1.633$$

Nach den Lichtbrechungswerten handelt es sich um einen F-Apatit. Manche Kristalle sind anormal schwach zweiachsig.

Hornblende: Es sind maximal 400-500 μ , grosse, glänzend braune Kristalle.

Starker Pleochroismus.	$2V\alpha = 50-55^\circ$
n_α 1.6863	hellgelb grün
n_β 1.7010 \pm 0.0010	hellgrünlich braun
n_γ 1.7050	dunkelrötlich braun
$n_\gamma : c = 18-21^\circ$	

Es handelt sich um einen Barkevikit.

Ihnenit: Einige korrodierte, rundliche Körner sind schwarz glänzend und nicht grösser als 60 bis 80 μ .

TUFFPROFIL (GTP) VON GÖRECE

Das etwa 10-15 m mächtige, liegende Tuffprofil von Görece (siehe Profil IV und die geologische Karte am Ende dieser Arbeit) überdeckt ein Areal von einigen km^2 des Untersuchungsgebietes. Dem äusseren Aussehen nach sind manche Tuffschichten, wie in einigen anderen Gebieten Westanatoliens auch, beim ersten Blick etwas schwierig von Süsswasserkalken zu unterscheiden. Meistens aber verraten die z.T. faustgrossen Schlackeneinschlüsse oder glitzernden Kristalleinsprenglinge, sei es Biotit, Sanidin oder

Hornblende, die vulkanische Herkunft. Unglücklicherweise wird aber auch in der Türkei manchmal in der Fachsprache "Kalktuff" als Ausdruck für Süßwasserkalke verwendet. Es scheint indes Übergänge zwischen "Kalktuffen" und echten Tuffen zu geben.

Das Profil von Görece ist aus mehreren unterschiedlich dicken Schichten aufgebaut. Sie sind sowohl in ihrem Aussehen unterschiedlich, als auch bezüglich ihrer Komponenten qualitativ verschieden zusammengesetzt.

Die fünf wichtigsten Schichten (GTP 1 bis 5 von unten nach oben) wurden petrographisch untersucht. Auf Grund ihrer Bedeutung wurde die unterste Schicht gesondert besprochen (GTP 1), während die restlichen vier (GTP 2 bis 5) zusammen behandelt werden.

Alle fünf Schichten bestehen im Wesentlichen aus drei Komponenten:

1. Einzelne Minerale.
2. Komponenten vulkanischer Herkunft, nämlich: leichte Kumulate dioritischer Zusammensetzung, entgaste poröse Schlacken, mikrokristalline Lavafetzen mit hohem Glasanteil und zum Teil porphyrisch, Bruchstücke vorangegangener Phasen sowie Lapilli.
3. Matrix.

Bevor mit der Beschreibung dieser einzelnen Schichten und Gruppen begonnen wird, soll hier schon erwähnt werden, dass in keiner der fünf unterschiedenen Schichten der Tuffserie Sedimentgesteinseinschlüsse gefunden wurden,

Tuffbank (GTP 1)

Die liegende und mächtigste Tuffschicht ist ein sehr sprödes, schwachverfestigtes Gestein, ohne auffällige Schlackeneinschlüsse von hellgrauer bis weisser Farbe. Neben stark verwitterten und dadurch von der Matrix schwer unterscheidbaren, bisweilen einige cm grossen bimsartigen Einsprenglingen, sind vereinzelt Biotite und Feldspäte mit blossem Auge zu erkennen. Unter dem Binokular wurden 84% Grundmasse sowie 16% Einsprenglingskristalle (Biotit, Sanidin, Plagioklas usw.) gezählt. GTP 1 ist die mineralreichste der fünf untersuchten Schichten (siehe Abb. 6).

	GTP 1	GTP 2	GTP 3	GTP 4	GTP 5
weiße verwitterte Flächen		3-5	13-15	30-35	25-30
poröse entgaste Schlacken	<0,5	25-30	15-25	8-10	4-5
porphyrische glasige Lavafetzen	1-2	10-12	15-20	10-16	30-35
feinkörniges Material (Asche, Glas, Ton Mikrokristalle)	65-70	20-25	2-14	2-14	14-16
Glastropfen	++	++++	0,5-1%	4-5%	0,5%
Wollastonit	+++	+++	0,5%	3-4%	1-2%
Biotit	3-5%	1-2%	0,5-1%	0,5%	+?
Amphibol	++++	++++ (Klein)	2-3% (groß)	0,5%	++
Plagioklas	4-5%	12* bis 600µ	sehr >10-14% Plag Sandin	>10-12%	>5-7%
Sanidin	12-16%	6-8%	groß	klein	
Pyroxen	+++	1-2% Ortho > Klino	4-5% Ortho > Klino	1-2% Klino > Ortho	1-2%
Zirkon	++				
Apatit	+++++	+++	+	+	+
Ilmenit	1-3%	++	+++	++	+
Magnetit		++	+++	++	+

Abb. 6 — Modaler Bestand der fünf untersuchten Tuffschichten.

Beschreibung der einzelnen Minerale

Sanidin. — Nach der Schwerentrennung wurde die Schwerefraktion 2.50-2.60 der Korngrößen 0.400 bis 1.200 mm unter dem

Beschreibung der einzelnen Minerale

Sanidin. — Nach der Schwerentrennung wurde die Schwerefraktion 2.50-2.60 der Korngrößen 0.400 bis 1.200 mm unter dem Polarisations-

binokular mit Hilfe einer Flüssigkeit mit $n = 1.530$ von den noch vorhandenen Plagioklasen durch Auslesen getrennt. Dickprismatische oder Rhombenförmige, klar durchsichtige, idiomorphe Kristalle herrschen vor. Sie sind sehr frisch. Ihr Korngrößenbereich geht von kleiner 60 μ bis über 2000 μ , Das Häufigkeitsmaximum liegt bei 800-1200 μ .

Optische Daten		Triklinität nach Goldsmith
$2V\alpha = 8$ bis 12°		u. Laves
AE // 010		
$n\alpha =$	1.519	$= (d_{131} - d_{\bar{1}31}) \cdot 12,5$
$n\beta =$	1.525 \pm 0.001	$= (2.9882 - 2.9785) \cdot 12,5$
$n\gamma =$	<u>1.526</u>	$= 0.12$
$n\gamma - n\alpha$	0.007	Das bedeutet 12% Trinklinität

Chemische Analyse:

SiO ₂	64.62	MgO	0.010
Al ₂ O ₃	18.77	CaO	0.55
TiO ₂	0.05	Na ₂ O	3.27
Fe ₂ O ₃	0.15	K ₂ O	12.00
MnO	0.005	P ₂ O ₅	<u>0.17</u>
			99.44

	Mol %	Gew. %
An	2,5	2,7
Ab	28,5	27,3
Or	69,0	70,0

Daraus ergibt sich die chemische Formel:



Auch mit der Mikrosonde wurden sehr ähnliche Werte ohne wesentliche Abweichungen unter den Körnern gefunden*:

(*) Alle quantitativen Mikrosonden-Ergebnisse sind ohne Korrekturrechnungen gewonnen, da sehr gut passende Standards herangezogen wurden.

	Korn Nr. 11e	Korn Nr. 11c			
K ₂ O	12.42	12.40	entspricht etwa	Or —	70.10
Na ₂ O	3.50	3.40	”	”	Ab — 28.00
CaO	0.38	0.38	”	”	An — 1.90

Die geringe Triklinität der Sanidine kann durch schnelle Abkühlung und metastabilen Strukturzustand bei niedrigen Bildungstemperaturen erklärt werden; da der Si/Al Ordnungsprozess durch Wasserdampfdruck beschleunigt wird (McKenzie, 1957), kann p-H₂O nicht sehr hoch gewesen sein.

Alle obenstehenden Daten sprechen für einen Ab-armen und fast An-freien Alkalifeldspat, genauer Hochsanidin.

Plagioklas. — Im Gegensatz zu den Sanidinen sind es relativ kleine trübe Körner. Im allgemeinen sind sie unrein, hypidiomorph bis xenomorph. Die maximale Anhäufung der Körner liegt in der Komgrößenfraktion 400 bis 600 μ . Grössere und kleinere Individuen sind selten. Besonders gut sind sie unter dem Polarisationsbinokular in einer Flüssigkeit mit entsprechender Lichtbrechung zu untersuchen. Ein erheblicher Teil sind hypidiomorph weitergewachsene Plagioklase. Die inneren unreinen Kerne zeigen Auflösungserscheinungen entlang den Spaltrissen// (010). Die Aussenpartien dieser Kerne sind korrodiert und von kleinen Einschlüssen, wie Biotit, umhüllt. Nach aussen hin werden sie von frischem, durchsichtigem Material als Randzone abgelöst. Unter dem Mikroskop sieht man, dass nicht alle Körner diese zweite Wachstumsphase mitgemacht haben. Dann liegt nur der korrodierte Kern vor, wie auf Abb. 7b oder Photo 7 zu sehen ist.

Die optischen Untersuchungen an zerbrochenen Einzelkörnern ergaben basischeren Charakter für die Kernzonen (Labradorit) und saureren (Andesin), für die klare Randzone.

Optische Daten:

	Kernzone	Umrandung
n α	1.555-1.556	1.5525
n β	1.559-1.560	1.5553
n γ	1.564 -1.566	1.5595

Labradorit	Andesin
Maximale Auslöschung	2V γ — 50-60°
n α : c = 35-37°	frisch, rein,
An 60-62	z.T. Zonarbau
unrein, laggestreckte	

Auflösungen // (010)

Chemische Analyse:

SiO ₂	54.67	MgO	0.12
Al ₂ O ₃	27.34	CaO	9.40
TiO ₂	0.22	Na ₂ O	5.38
Fe ₂ O ₃	0.63	K ₂ O	1.03
MnO	0.005	P ₂ O ₅	0.150

Daraus ergibt sich die chemische Formel:



	Mol %	Gew. %
Ab	47.2	46.0
An	46.6	47.7
Or	6.0	6.3

Bei der orthoskopischen Beobachtung der Dünnschliffe zeigen die Albitzwillingslamellen der zonargebauten Na-reicheren Aussenzonen nach aussen hin eine kontinuierliche Abnahme der Auslöschungsschiefe. Diese entspricht einer Schwankung des An-Gehaltes von An₄₂ für den äusseren Rand bis An₅₅ an der Grenze der beiden Zonen. Unabhängig davon ergaben die Messungen für den basischeren Kern An₆₂ (siehe Abb. 7).

Auch bei Messungen mit der Mikrosonde wurden der Licht-brechung entsprechende Schwankungen des Chemismus der ver

CaO	11.38	entspricht etwa 54 Gew. % An
Na ₂ O	5.10	entspricht etwa 42 Gew. % Ab basischer Kern
K ₂ O	0.77	entspricht etwa 4 Gew. % Or
CaO	9.84	entspricht etwa 47.8 Gew. % An
Na ₂ O	5.60	entspricht etwa 42.0 Gew. % Ab saure
K ₂ O	1.00	entspricht etwa 5.4 Gew. % Or Randpartie

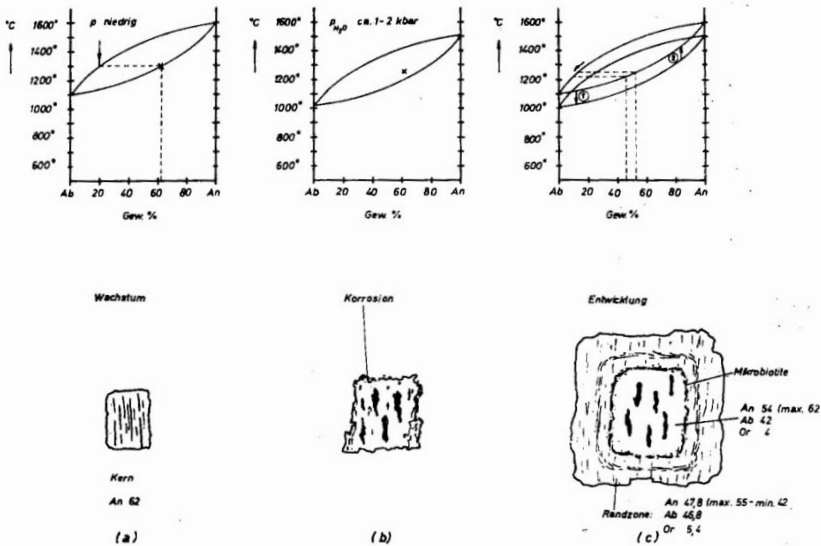


Abb. 7 — Ablauf des Wachstums eines Plagioklaskristalls aus (GTP); zwei Wachstumsphasen von einer Korrosionszone getrennt.

Die sauren Partien sind auch merklich Or-reicher. Nach der chemischen Pauschalanalyse sollten saure Partien überwiegen. Unter dem Mikroskop herrschen aber die korrodierten labradoritischen Kerne vor. Es müssen wohl für die chemische Analyse vorwiegend frisch aussehende Körner, also mit relativ dicken saueren Aussenzonen, ausgesucht worden sein.

Bei den Plagioklasen lassen sich deutlich zwei verschiedene Wachstumsphasen unterscheiden. Nachdem die zuerst gewachsene Phase instabil geworden ist, bilden sich andere Minerale, dann erst geht die Kristallisation der Plagioklase —jetzt saurer geworden— weiter, wobei ein Teil der älteren Labradorite orientiert weiterwachsen. Diese Beobachtungen kann man petrographisch folgendermassen deuten (siehe Abb. 7):

Zuerst beginnt im Magma die Kristallisation basischer Plagioklase (An₆₂). Dabei herrschten relativ hohe Temperaturen.

Man kann hier also noch keine Koexistenz mit Alkalifeldspat erwarten. Die Schmelze wird ärmer an CaO und Na₂O, während K₂O, FeO, MgO sowie leichtflüchtige Bestandteile sich anreichern.

Gleichzeitig steigen die Plagioklase als leichtere Kristalle in der Schmelze hoch, wo sie mehr den leichtflüchtigen Bestandteilen ausgesetzt sind. Dabei kommt es zu einer Erhöhung des Druckes, wodurch die Liquidus - Solidus - Kurve des Ab-An-Systems nach tieferen Temperaturen hin verschoben wird (Abb. 7b). Dadurch geraten die zuerst gebildeten basischen Plagioklase wieder in den Liquidus-Bereich. Sie erleiden eine Korrosion, welche im Dünnschliff deutlich zu erkennen ist. Die Änderung des Chemismus der Schmelze im Laufe der Kristallisation trägt zu diesem Prozess bei.

Die Anreicherung von K_2O , FeO und H_2O sowie erhöhter Druck führen zur Biotitbildung, welche FeO und erhebliche Mengen K_2O und H_2O aus der Schmelze entfernten. Die Mikrokristalle der neugebildeten Biotite lagern sich gelegentlich an den korrodierten Rändern der labradoritischen Plagioklase als Saum an (Abb. 7c). Diese, durch erhöhten Wasserdampfpartialdruck verursachte Biotitausscheidung dauert solange an, bis der innere Druck wieder abnimmt, sei es infolge der Öffnung, also Eruption, oder dem Eindringen der Gase ins Nebengestein. Gleichzeitig ändert sich der Chemismus der Restschmelze. So haben die Plagioklase nun die Möglichkeit, mit dem restlichen CaO und einem Teil des Na_2O als saurer Andesin, teilweise zonar um die alten Kerne orientiert, weiter zu wachsen. K_2O' wird jetzt anstelle im Biotit im Alkalifeldspat (Sanidin) individualisiert, der neben Ab-reichem Plagioklas sich abzuscheiden beginnt. Die Zusammensetzung der Alkalifeldspäte bleibt mehr oder weniger konstant, die der Plagioklase ändert sich, wie der Zonarbau zeigt. Es müssen sich Änderungen in p und/oder T abgespielt haben.

Die neuesten Arbeiten von Seck (1971; 1971 a) ermöglichen Aussagen über p , T und den Chemismus bei der Kristallisation koexistierender Plagioklas-Alkalifeldspat-Paare. Auf Grund der z.T. erheblichen Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung der Plagioklase ist aber die Anwendungsmöglichkeit der genannten Arbeiten hier leider nur beschränkt. Bei der Annahme, dass die Ab-reichsten, jüngeren Plagioklase (Ab etwa 55-60) im Gleichgewicht mit Sanidin zusammen ausgeschieden sind, kommen wir in dem Diagramm von Seck (1971 a) für ein Plagioklas (Ab 60) —Alkalifeldspat (Ab 28)— Paar, zu einer Bildungstemperatur von $825^\circ C$ bei 1 kBar.

Der Vergleich mit dem experimentell gefundenen isotherm- isobaren Schnitt wieder für $825^\circ C$ bei 1 kBar des Systems Ab-Ob- An- H_2O der genannten Arbeit bestätigt diese Annahme. Im Gegensatz zu anderen iso-

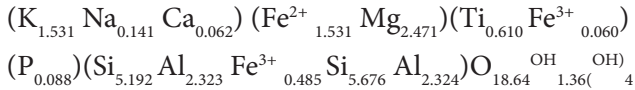
therm-isobaren Schnitten bei 650° bzw. 750°C und 1 kBar, befindet sich das genannte Feldspatpaar (Plagioklas $Ab_{60}Or_6$; Alkalifeldspat $Ab_{28}An_{2.5}$) nur bei 825°C und 1 kBar im Stabilitätsfeld der ternären Feldspäte, wo auch die Konoden sich nicht schneiden.

Der für den Druck gefundene Wert von 1 kBar ist nicht ganz eindeutig. Der hohe An-Gehalt im Alkalifeldspat erfordert hohe Temperatur und geringen Druck (Seck, 1971). Dafür spricht auch die geringe Triklinität. Der Wasserdampfpartialdruck war nämlich nicht hoch genug, um den Si/Al-Ordnungsprozess zugunsten der triklinen Symmetrie zu beschleunigen. Demnach ist anzunehmen, dass man mit 1 kBar vom tatsächlichen Wert nicht weit entfernt sein wird. Es stellt sich aber die Frage, ob die Alkalifeldspatbildung unbedingt die ganze Zeit über neben einem koexistierenden Plagioklas stattfand. Es sollte damit gerechnet werden, dass die Sanidine auch nach dem endgültigen Ende des Wachstums der Plagioklase noch weiter wuchsen, während die Plagioklase auch in ihrer chemischen Zusammensetzung erhaltengeblieben sind. Beobachtungen an Körnerpräparaten von Sanidinen unter dem Mikroskop lassen diesen Gedanken aufkommen; Zonarbau scheint nämlich bisweilen angedeutet zu sein.

Biotit. — Die Kristalle, z.T. mit Durchmessern von einigen mm sind im Handstück mit bloßem Auge zu erkennen. Mit Ilmenit zusammen machen sie etwa 6% der gesamten Masse aus, und nur diese zwei repräsentieren die dunklen Gemengteile der untersten Tuffschicht (siehe Abb. 6). Die schwarz glänzenden Blätter mit einem Stich ins rötlich dunkelbraune sehen sehr frisch aus. Weder optisch noch röntgenographisch konnte irgendeine Verwitterung, Zersetzung oder Umwandlung festgestellt werden.

Chemische Analyse:

SiO ₂	35.47	CaO	0.42
Al ₂ O ₃	13.54	NaO	0.49
TiO ₂	5.44	K ₂ O	8.08
Fe ₂ O ₃	4.91	H ₂ O ⁺	5.50
FeO	12.48	H ₂ O ⁻	0.81
MnO	0.131	CO ₂	0.63
MgO	11.36	P ₂ O ₅	<u>0.348</u>
			99.609



Mg/Fe = 2.471/2.076 bzw. 54.34/45.66. Danach handelt es sich hier um einen Ti-reichen Meroxen, der nahe beim Lepidomelan liegt. Bedingt durch den hohen Ti-Gehalt fällt der chemisch bestimmte Annitgehalt Fe/Fe + Mg = 0.456 bzw. Annitts_{45.6} nicht mit dem optisch bestimmten zusammen, während der $d_{0.60}$ -Reflex gut übereinstimmt (siehe Wones, 1963 und Tab. 5 "d-Werte für Biotit"). Die Lichtbrechung ist also etwas höher, als dem Mg/Fe-Verhältnis der chemischen Analyse entspricht.

Optische Daten:

$n_{\alpha} = 1.6040$	$2V_{\alpha} = 10 \text{ bis } 14^{\circ}$
$n_{\beta} = 1.6564 \pm 0.0010$	starker Pleochroismus
$n_{\gamma} = \underline{1.6565}$	α — hellbraun
$n_{\gamma} - n_{\alpha} 0.005$	γ — dunkelrotbraun

Die Untersuchungsergebnisse ermöglichen folgende Aussagen und Vergleichsmöglichkeiten mit dem Biotit der Probe KSA Typus Alpha:

Der hohe (OH)-Gehalt des Biotits aus Tuff gegenüber dem (OH)-Unterschuss von Biotit aus KSA in der chemischen Analyse deutet hier auf einen hohen Wasserdampfpartialdruck. Da aber der Fe³⁺-Gehalt gering ist, kann der Sauerstoffpartialdruck nicht zu hoch gewesen sein. Die Gleichgewichtsparagenese mit Ihnenit bekräftigt diese Annahme. Die Zunahme des Fe²⁺-Gehaltes und die Abnahme des Mg-Gehaltes gegenüber dem Biotit der KSA-Probe (Typus Alpha) und das reziproke Verhalten des Si-Gehaltes entspricht dem Übergang vom basischen KSA zum saureren GTP (Winter, 1967). Da aber der Mg-Gehalt der Biotite höher ist, als man von solchen sauren Tuffen erwarten kann, muss mit einigermaßen hohem f_{O_2} und Übersättigung an H₂O gerechnet werden (Wones und Eugster, 1965). Die Frische der Biotite ohne jegliche Zerfalls- oder Umwandlungserscheinungen, das Fehlen von Magnetit oder Hämatit im Biotit des Tuffes, erfordern einigermaßen konstantbleibende T. und f_{O_2} -Bedingungen, da sonst durch die Erhöhung von T Magnetit-, und durch die Erhöhung von f_{O_2} Hämatitbildung zu erwarten wäre, was

beim Biotit aus Typus Alpha der Fall war (siehe Fig. 4 Wones und Eugster, 1965, S. 1244). Auch die geringe Oxybiotitbildung ist durch konstantbleibenden f_{O_2} und Abschreckung erklärbar.

Wenn wir die Fig. 4 und Fig. 3 (Fe_3O_4 , Fe_2O_3 Puffer von Wones und Eugster, 1965) zugrunde legen, kommen wir für die Biotitentstehung beim Tuff zu einem Bereich von 700-800°C und 1-2 kBar Druck; der Sauerstoffpartialdruck ($\log f_{O_2}$) liegt bei -10 bis -15 . Diese Werte entsprechen gut den beim Sanidin - Plagioklas - Paar gefundenen. Die Biotitausscheidung muss jedoch nicht unbedingt nur auf die Zeit zwischen den beiden Plagioklaswachstumsphasen beschränkt gewesen sein. Plausibler ist die Annahme einer später fortdauernden Hauptkristallisation gleichzeitig mit Ilmenit. Die T-, p- und f_{O_2} -Werte liegen für den KSA-Biotit etwas höher. Nimmt man aber an, dass die beiden Proben wegen stark abweichender $Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$ -Verhältnisse der Biotite voneinander, kein gemeinsames oder vergleichbares System mit ähnlichen f_{O_2} gehabt haben, sondern jedes für sich abgeschlossen war, kommt man ungefähr zum gleichen Ergebnis, wie es bei der Geländebetrachtung oder bei dem verschiedenen Plagioklaswachstum der Fall war.

Die Daten der Röntgenaufnahme und die Paragenese mit Ilmenit schliessen die Möglichkeit einer hydrothermalen Hydrobiotit -, Umwandlung aus, so dass der gesamte OH-Anteil primärer Entstehung ist. So wird auch das durch OH-Überschuss verursachte negative Ladungsdefizit durch Ersatz des Si^{4+} durch Fe^{3+} ausgeglichen.

Ilmenit. — Mit 1 bis 2% ist der Ilmenit in der untersten Tuffschicht vertreten. In den oberen Partien der Tuffserie ist er höchstens als akzessorischer Gemengteil in Korngrößen von etwa 60 μ , vorhanden. Bei den Eruptiva fehlte er; als Ti-Träger wurde dort nur Titanomagnetit gefunden.

Die Kristalle sind sehr frisch, schwarz glänzend, mit gut ausgebildeten (1011), (0001) Flächen, idiomorph und im Durchschnitt 200 bis 300 μ gross. Interessant ist ein deutlich wahrnehmbarer Magnetismus, der auf einen relativ hohen Fe_2O_3 -Anteil zurückzuführen sein dürfte. Das bedeutet wiederum, dass die Bildungstemperatur deutlich über 650°C lag. Noch deutlicher wird der hohe Fe_2O_3 -Gehalt der Ilmenite, wenn man das Röntgendiagramm betrachtet. So sind alle Peaks der kleineren d-Werte

aufgespalten. Der Abstand zwischen den beiden Spitzen eines Peak-Paares macht 0.003 bis 0.007 Å aus. Es handelt sich jeweils um einen Fe_2O_3 -reichen Ilmenit und einen Ti-reichen Hämatit, wobei der erstere überwiegt (siehe Tab. 4). Die d-Werte beider Komponenten weichen von denen der reinen Endglieder ab (vgl. Berry und Thompson, 1962). Der Fe_2O_3 -Anteil muss so hoch sein, dass es trotz Abschreckung bei der Eruption zu einer beginnenden Entmischung kam. Der hohe Fe_2O_3 -Gehalt weist auf eine hohe Bildungstemperatur hin, gleichzeitig belegt er einen hohen Sauerstoffpartialdruck (vgl. Lindsley, 1962-63). Diese Befunde stehen in guter Übereinstimmung mit dem bereits früher gesagten.

Neben diesen vier ausführlich besprochenen, wichtigsten Mineralien sind noch vereinzelt Amphibol, Wollastonit, Apatit, Zirkon, Pyroxen in der untersten Tuffschicht akzessorisch zu finden. Sie sind in den höheren Tuffschichten mit gleichen Eigenschaften reichlicher vertreten und werden deshalb später gemeinsam behandelt.

Material vulkanischer Herkunft. — Entgaste Schlacken sind im GTP 1 so gut wie gar nicht zu finden. Als Basis der Tuffserie und so auch als Anfang der Eruptionsfolge stammt das Material dieser Schicht aus dem obersten Teil des emporsteigenden Magmas. Die erstmalige, explosive Druckentlastung bei Beginn der Förderung bedingt ein Zersplittern des Materials. So findet man hier auch den höchsten Anteil an feinkörnigem Material, während entgaste Schlacken, wie erwähnt, fehlen (siehe Abb. 6).

Auffällig sind Bruchstücke von Leichtkumulaten, die, wie der Name sagt, die leichten Minerale des Tuffes enthalten (Plagioklas und Sanidin, aber auch etwas Biotit und nicht selten Glas). Die Durchmesser dieser Bruchstücke schwanken zwischen 0.2 - 2.5 cm. Die Mengenverhältnisse der einzelnen Minerale variieren besonders hinsichtlich des Biotit-Gehaltes. Alle Komponenten sind wesentlich kleiner als die entsprechenden Einsprenglinge im Tuff, nämlich 60-200 μ . Man könnte diese Bruchstücke auch nach ihrer Korngrösse und ihrer Gestalt als "schlackige Kristallapilli" bezeichnen. Bisweilen sind diese Lapillis deutlich von einem Biotitkern beherrscht.

Röntgenographisch unterscheiden sich die beiden Feldspäte der Leichtkumulate von den Einsprenglingen. Die Sanidine haben eine grössere Triklinität (131-131) als die Einsprenglinge und treten mengenmässig

etwas zurück. Die Plagioklase entsprechen einem sauren Andesin: $n\alpha = 1.490$, $n\gamma := 1.555 \pm 0.001$, $2V\alpha$ ist gross. Bisweilen zeigen sie Umhüllungen von einem hellblaugrauen Glas. Es kann nicht gesagt werden, ob es sich dabei um eine Rekristallisation oder aber um unvollständiges Wachstum, bedingt durch eine plötzliche Abkühlung, handelt; die zweite Möglichkeit erscheint plausibler.

Beide Feldspäte (vor allem Sanidin) sind auch in den feinsten Fraktionen des Tuffes angereichert. Sie stammen dort höchstwahrscheinlich aus solchen Leichtkumulaten, die während der Eruption oder bei der Aufarbeitung der Probe zerkleinert worden sind. Obwohl einige Hämatitschüppchen in diesen Bruchstücken und auch frei vorkommen, sind es doch nicht so viele, dass man eine thermische Zersetzung der Biotite für die Entstehung der kleinen Sanidinkristalle alleine verantwortlich machen könnte. Es handelt sich wohl zum grössten Teil um die zuletzt ausgeschiedenen Feldspäte, die kurz vor der Tuffförderung auskristallisierten (Matrix).

Im übrigen ist es auch nicht ausgeschlossen, dass die Leichtkumulate unter anderen p-T-Bedingungen im Magma schwimmend wuchsen, als die eigentlichen Einsprenglinge. Im Vergleich zu den darüberliegenden Tuffschichten sind auch die dichten Lavafetzen ohne Entgasungsporen mit hohem Glasanteil hier sehr schwach vertreten. Es sind lediglich einige schwarze mattglänzende Fetzen von ein bis zwei cm Durchmesser zu finden. Die Glasmatrix ($n = 1.515 - 1.520$) ist teilweise in Tonminerale umgewandelt. Als Einsprenglinge enthalten sie überwiegend Plagioklase mit einer Korngrösse bis zu 150μ . Röntgenographisch sind diese ähnlich wie die Plagioklase aus den Leichtkumulatbruchstücken. Daneben kommt wieder ein stark trikliner Sanidin und etwas Biotit, sowie Magnetit vor.

Hellmilchig-trübe bis graue Fetzen sind etwas grösser, frischer und bestehen ebenfalls überwiegend aus Glasmatrix ($n = 1.513 - 1.516$), Sanidin, etwas Andesin und röntgenographisch feststellbarem Quarz. Es überwiegt demnach bei helleren Fetzen Sanidin, während die schwarzen mehr Plagioklas mit Magnetit und Biotit enthalten.

Die hellbläulich-grau gefärbten, mehr oder weniger kugeligen Körner von $100-300 \mu$, Durchmesser sind Glastropfen ($n = 1.512 - 1.516$)

von perlig frischem Glanz. Sie treten akzessorisch auf und zeigen schalige Verwitterung. Unter dem Mikroskop zeigen sie Spannungsfelder und nicht selten 10-30 μ , grosse Sanidin - Plagioklas - Biotit - Apatit- und Pyroxen - Mikrolithe. Einige grössere Glastropfen haben braun getrübe Schlieren.

Matrix. — Bei der Fraktion kleiner 60 μ , herrschen Sanidin, Biotit und etwas Plagioklas vor. Sie machen zusammen mehr als 50% aus. Hinzu kommen noch erhebliche Mengen Montmorillonit sowie vulkanische Asche. Die Entstehung des Montmorillonits ist zum grössten Teil auf die Verwitterung bimsartigen Materials und der Asche zurückzuführen. Im frischen Handstück tritt das bimsartige Material flächenhaft, deutlich heller als die Matrix auf. Apatit und Ilmenit wurden auch gefunden.

Die in der Abb. 6 angegebenen Mengenprocente sind bei solchen Pyroklastika sehr ungenau anzugeben. Dennoch kann nur die Benennung (kristallreicher Aschen-Tuff von saurem Chemismus) für die GTP 1 in Frage kommen. Vom Mineralbestand her ist er, bei allen notwendigen Einschränkungen, wohl als Rhyodacit-Tuff zu bezeichnen.

Tuffserie GTP 2-5

Wegen ihrer prinzipiellen Ähnlichkeit scheint es zweckmässig, die folgenden vier Bänke der Tuffserie gemeinsam zu behandeln. Zunächst wird kurz das äussere Aussehen der einzelnen Schichten beschrieben. Dabei sei auch auf die Abb. 6 verwiesen.

Die Bank GTP 2 scheint frischer, stärker verfestigt und feinkörniger als die darunterliegende GTP 1 zu sein. Die Farbe ist merklich heller. Spezifisch für GTP 2 sind die hellbraun bis weinrot gefärbten porösen Schlacken, die hier ihren höchsten Anteil im Profil erreichen. Die Korngrössen dieser Schlacken variieren von einigen mm bis zu faustgrossen Blöcken. Einsprenglinge sind selten.

GTP 3 ist durch ein porphyrisches Aussehen gekennzeichnet. Als Einsprenglinge treten nicht nur dickprismatische (0.2-1.0 cm Grösse) Amphibole auf, sondern vor allem einige cm grosse poröse Schlacken, dichte Lavafetzen und flächenhaft verteilte, weisse Verwitterungsbildungen. Sie sind wie bei GTP 2 in einer grau gefärbten Matrix eingebettet.

Bei GTP 4 ist eine deutliche Abnahme der porösen Entgasungsprodukte festzustellen. Die Schichtung ist deutlich ausgeprägt.

GTP 5 stellt die letzte Phase der Tuffe dar. Diese Tuffbank befindet sich unmittelbar unterhalb einer Decke vom Typus Beta (siehe Profil TV, Anhang 2). Der Unterschied vom deutlich explosiven Eruptionsmechanismus bei der Förderung des Aschentuffes GTP 1 zu dem merklich weniger explosiven Schlackentuff GTP 5 wird durch die Lagerung der zahlreichen schwarzen, glasigen Lavafetzen schon im Handstück deutlich. Auch der Verfestigungsgrad erreicht hier einen Höhepunkt.

Diese Beobachtungen zeigen, besonders wenn man die Abb. 6 noch hinzuzieht, einige Regelmässigkeiten, die Rückschlüsse auf den Förderungsmechanismus zulassen.

Unmittelbar nach der Förderung von GTP 1, bei welcher die Entgasung so stark war, dass es zu einem Zerplatzen und Zersprätzen des Materials kam, das sich dann in den feinsten Fraktionen anreicherte, nimmt der Anteil an porösen Schlacken deutlich zu, um aber nach oben hin bald wieder abzuklingen. Der Anteil an dichten, nicht entgasten Lavafetzen —dabei sei es dahingestellt, ob die Schmelze bereits gasarm war oder doch nur so gasarm, dass die Entgasung phänomenologisch nicht mehr festzustellen ist— nimmt nach oben hin im Profil zu.

Diese Beobachtung ist wohl am plausibelsten so zu interpretieren, dass im Laufe der Tuffförderung der Innendruck abnahm. Dabei scheint es, ausweislich des angestiegenen Gehaltes an Glas, auch zu einem Ansteigen der Temperatur gekommen zu sein. Beides aber ist für die folgende Phase der Förderung von deckenförmigen Ergüssen der Phase vom Typus Beta nötig.

Wir sind der Ansicht, dass diese Interpretation auch von den nun zu besprechenden Eigenschaften der Minerale gestützt wird.

Beschreibung der einzelnen Minerale

Feldspäte. — Wie aus Abb. 6 ersichtlich wird, nimmt der Gehalt an Plagioklas nach oben zu, der an Sanidin ab. In der hangenden Typus Beta-Decke dieser Tuffserie fehlt der Alkalifeldspat ganz. Dafür nimmt der Anteil kalireicher Glastropfen in höheren Tuffpartien zu. Die Sanidine unterscheiden sich weder röntgenographisch noch optisch von denen der liegenden Tuffbank GTP 1. Sie sind aber wesentlich grösser (fast immer über 600 μ) als die früheren Sanidine. Das mag daran liegen, dass sie mehr

Zeit zum Wachsen hatten.

Die Hauptmenge der Plagioklase bleibt in jeder Hinsicht über die ganze Tuffserie hindurch die gleiche; das gilt auch für die hangende Deckeneruption (BDT). Nach den oberen Schichten hin nimmt aber der Anteil an xenomorphen Plagioklasen, die nur aus dem früher beschriebenen, inneren Kern bestehen, zu, und ihre Körpergrößen nehmen ab.

Pyroxene. — Es treten Ortho- und Klinopyroxene auf, meist eisenreichere Mischkristalle. Ihre Korngrösse schwankt gering. Im Durchschnitt liegt sie um 200 μ . Die grösseren Kristalle, fast nur Klinopyroxene, kommen bevorzugt in den Schlacken oder Lavafetzen als porphyrische Einsprenglinge vor. Etwa gleiche Pyroxene mit grösserem Variationsbereich der chemischen Zusammensetzung, sowie steigenden Korngrößen erlangen bei der hangenden Deckeneruption (BDT) ihre maximale Bedeutung. Deshalb werden die v Pyroxene der Tuffe erst später zusammen mit denen aus BDT ausführlicher besprochen.

Biotit. — Menge und Frische der Biotite nehmen nach oben hin ab. Gleichzeitig nehmen Magnetit und Ilmenit zu. Eine erhöhte Oxybiotitbildung ($d_{060} = 1.539$) und eine Fe-Zunahme bis zum Lepidomelan wird röntgenographisch deutlich (vgl. Tab. 5). Eine thermische Zersetzung der Biotite zeichnet sich hier ab.

Amphibol. — Die säuligen bis dickprismatischen Kristalle sind nach (001) gestreckt. Eine hellgelblich-bräunliche Farbe mit einem Stich ins olivgrüne ist auffällig.

$$2V\alpha = 40-50$$

Pleochroismus

α — gelblichbräunlich

γ — hellgelblichgrün

$$n\alpha = 1.6880$$

$$n\beta = 1.7040$$

$$n\gamma = \underline{1.7080}$$

$$n\gamma - n\alpha = 0.0200$$

Mikrosonden-Teilanalyse

$$\text{SiO}_2 \quad 44.3$$

$$\text{CaO} \quad 9.7$$

$$\text{FeO} \quad 12.0$$

$$\text{MgO} \quad 14.3$$

$$\text{TiO}_2 \quad 0.3$$

$$\text{MnO} \quad 0.4$$

$$\text{K}_2\text{O} \quad 0.0$$

Die optischen, sowie röntgenographischen Daten entsprechen einem barkevikitischen Hastingsit mit hohem Fe^{2+} -Gehalt und entsprechender Bildungstemperatur. Die braune Färbung weist wohl auf eine beginnende Umwandlung in Oxyhornblende.

In den beiden unteren Schichten, GTP 1 und 2, dominieren die Biotite, während die Amphibole als kleinere Kristalle (150-200 μ) nur akzessorisch auftreten. In GTP 3 steigt der Gehalt an Amphibolen sprunghaft an. Sie liegen hier als Einsprenglinge, im Durchschnitt 400-600 μ gross, vor. Weiter oben (GTP 4 und 5) nehmen Biotit und Amphibol mengenmässig ab und kommen nur noch als vereinzelte Einsprenglinge vor. Damit wird sowohl eine Temperaturzunahme, als auch ein sinkender Wasserdampfpartialdruck verdeutlicht.

Ilmenit. — Nur in der Gleichgewichtsparagenese der GTP 1 sind sie deutlich angereichert. In den oberen Partien erreichen die seltenen Kristalle nur bisweilen Grossen von 80 μ .

Magnetit. — Die ebenfalls nur in geringen Mengen auftretenden Magnetite sind ab GTP 2 Durchläufer mit Korngrössen kleiner als 80 μ .

Zirkon. — Zirkon ist in geringen Mengen nur in der untersten Bank GTP 1 zu finden. Sein Aussehen ist dem des Zirkons aus KSA völlig identisch.

Apatit. — Von Apatit gibt es zwei verschiedene Varietäten. Die eine bildet kurzprismatische, idiomorphe Kristalle von 40-60 μ Grösse, durchsichtig, jedoch von grauen, trüben Schlieren durchzogen. Anormal schwach 2-achsig oder 1-achsig optisch negativ;

n_e	1.637	± 0.001
n_o	1.634	

Diese Werte weisen auf einen F-Apatit hin. Er hat, eben wie der Zirkon, grosse Ähnlichkeit mit den Apatiten aus KSA und ist nur in der untersten Tuffbank GTP 1 zu finden.

Die andere Art bildet langprismatische, idiomorphe, klar durchsichtige Kristalle, die sich, im Gegensatz zu der ersten, durch die ganze Tuffserie hindurchziehen und auch in der untersten Schicht überwiegen.

Er ist l-achsig negativ

$$n_e \quad 1.6395 \pm 0.0010$$

$$n_o \quad 1.6370$$

Das entspricht einem (F, OH) -Apatit

Es ist demnach die erste Varietät, ebenso wie der Zirkon, zu einem Zeitpunkt entstanden, da das Magma von KSA und der Serie GTP, wenn schon nicht identisch war, so doch gewisse genetische Beziehungen ermöglichte. Die zweite Varietät ist für die Tuffphase spezifisch und weist gleichzeitig auf einen erhöhten Wasserdampfpartialdruck hin.

Wollastonit (?). — Die vollständig zersetzten Kristalle erreichen erst kurz vor dem Ende der Tuffförderung (GTP 4) ihre maximale Anreicherung im Profil. Da sie aber zu einer Mischung aus optisch unterscheidbarem Opal und Chalcedon und später auch noch teilweise in Tonminerale umgewandelt worden sind, können keine genaueren Angaben gemacht werden. Nur das faserigstengelige Aussehen der dicken Prismen verrät die wahrscheinliche Entstehung des Wollastonit. Als einziges Kontaktmineral weisen sie darauf hin, dass das Magma mit Kalken reagiert haben muss.

Material vulkanischer Herkunft. — Interessant sind hier die bräunlichen, aber auch bläulichen bis schwarzen Glastropfen, die bei GTP 1 schon kurz erwähnt wurden. Sie kommen sowohl als freie Tropfen (400-600 μ), als auch als nicht entgaste Kerne von verschiedenem bimartigen Material vor. Verwitterung, Rekristallisation, spannungsdoppelbrechende Partien sowie kleinste Mineraleinschlüsse sind charakteristisch. Die Lichtbrechung nimmt im Profil von unten nach oben zu,

$$\text{GTP 1} \quad 1.512 - 1.516$$

$$\text{GTP 2} \quad 1.520 - 1.530$$

$$\text{GTP 5} \quad 1.540 - 1.542$$

und ist jeweils etwas niedriger, als die Lichtbrechung der Glasmatrix der Schlacken und Fetzen der entsprechenden Schicht. Mitt abnehmendem Sanidingehalt nach oben hin werden diese Glastropfen zahlreicher. Bei GTP 4 erreichen sie ihre maximale Häufigkeit. Ihre Abnahme in GTP 5 ist wohl darauf zurückzuführen, dass sie hier zu Lavafetzen verschweisst

sind. Die verwitterten Körner sind dunkelbraun, ohne Glanz und von feinkörnigem Aussehen; ihre Identifizierung ist dann schwierig.

Mikrosonden - Teüanalyse eines Glastropfens aus GTP 4:

SiO ₂	72.6	FeO	1.5
CaO	0.9	TiO	0.1
Na ₂ O	2.5	MgO	0.1
K ₂ O	6.5		

Diese Abschreckungsprodukte K-reicher Schmelzen könnte man auch, je nach Gestalt, als kryptokristalline dichte Glas-oder Bims- lapilli bezeichnen.

Die schwammartig porösen Schlacken mit rötlichen Farbtönen, sowie die dichten, glasigen, schwarz-violett bis grau gefärbten Lavafetzen ohne Poren wurden bereits beschrieben. Auch ihre Beziehung zu der Art der Tuffförderung —gasreich, hoher Wasserdampfpartialdruck und daher explosiv die einen, gasarm, hohe Temperatur, zur Verschweissung tendierend die anderen— wurde erwähnt.

Die optische und röntgenographische Untersuchung dieser beiden Produkte zeigen aber sehr geringe bis gar keine Unterschiede. Sie enthalten immer jeweils die gleichen Minerale. Die sanidingehalte in den Schlacken und Fetzen sind gering und werden nach oben hin im Profil noch geringer. Plagioklas herrscht immer vor. Beide Feldspäte liegen in ihrer Korngrösse gewöhnlich unter 200 µ. Amphibole sind in den mittleren Schichten des Profils meistens als Einsprenglinge in den Fetzen und Schlacken zu finden. Biotit ist seltener. Die grossen Ortho- und Klinopyroxeneinsprenglinge zeigen Ähnlichkeit mit den freiliegenden Kristallen im Tuff und den der darüberfolgenden Deckeneruption.

Die porösen Schlacken sind stärker montmorülonisiert als die glasreichen dicken Fetzen, welche stellenweise von einer Chalcedonkruste überzogen sind. Hellere Varianten beider Arten ohne Schwermineraleinsprenglinge, bzw. mit Spuren vom Quarz im Röntgendiagramm, kommen nur in den beiden unteren Schichten des Profils vor. Das scheint ein Beweis dafür zu sein, dass es sich nicht um Einschlüsse früherer Förderpha-

sen handelt, sondern um Bildungen der jeweiligen Tuff-Phase. Sie kommen auch nebeneinander in verschiedenen Mengenverhältnissen vor, und zeigen nicht selten Übergänge zueinander.

Viele grössere Entgasungsschlacken sind im Inneren nicht mehr porös, sondern sie gehen nach innen zu allmählich in eine glasige Schliere über. Gleichzeitig geht die Farbe von aussen rot (Fe^{3+}) nach innen zu schwarz (Fe^{2+}) über. Auch dieser innere dichte Teil besteht grösstenteils aus Glas ($n = 1.520 - 1.540$) mit 20 bis 40 μ grossen Feldspatnadelchen, wie die anderen Fetzen auch. Die Lichtbrechung des Glasanteils ist sehr schwankend, sodass keine kontinuierliche Messung von Schicht zu Schicht durchgeführt werden kann. Der gesamte Eruptionsmechanismus stellt sich so dar, dass die frühen Phasen —sowohl innerhalb des Profils als auch innerhalb der einzelnen Phase selbst— unter einem besonders hohen Wasserdampfpartialdruck standen. Es muss schon während der Förderung zu Entgasungsprozessen gekommen sein (poröse Schlacken). Die späteren Produkte, teilweise auch aus tieferen Lavapartien kommend und ohne wesentlichen Gasanteil (dicke Fetzen), können sich dabei sehr wohl in der Tuffwolke miteinander gemischt haben. Einen analogen Vorgang kann man sich auch für Bims und Glastropfen vorstellen, welche, wie schon erwähnt, ebenfalls Übergänge zeigen. Die Mengenverhältnisse der beiden Komponenten ändern sich im Verlauf der Tuffförderung in Abhängigkeit von der Gasmasse und dem Druck kontinuierlich. So ist die erste Bank (GTP 1) ein Aschentuff, die letzte (GTP 5) schon ein Weldeduff.

Im Tuff profil treten immer wieder weisse Flächen auf; sie enthalten über 80% Montmorillonit, 10-20% Plagioklas (sauren Andesin) und geringe Mengen Glas, Sanidin, Biotit und Quarz. Es handelt sich um Verwitterungsprodukte folgender Komponenten :

1. Bimssteinbruchstücke mit Plagioklas- und Sanidinmikroliten (sehr häufig)
2. Leichtkumulate sowie hellere mineralreiche Glasfetzen —n kleiner 1.53— (selten)
3. Wollastonitumwandlungsprodukte, wie bereits früher beschrieben (selten).

Sehr auffällig sind dunkelrötlich-braun gefärbte faustgrosse Einschlüsse in den oberen Tuffpartien (GTP 3 - GTP 5). Sie bestehen zu 70-80%

aus einer glasig-kryptokristallinen Grundmasse mit rötlich-hellbraunen schlierigen Oxidationsfarben. In der Grundmasse liegen 60-200 μ , grosse Plagioklase (An_{15-20}) und Alkalifeldspatleisten fluidal angeordnet. Als Einsprenglinge findet man sowohl idiomorphe, zonargebaute aber auch korrodierte xenomorphe Plagioklase (An_{25-35}); auch tiefrötlich-braun verwitterte Biotite mit sagenitischen Entmischungen sind nicht selten. Sowohl diese sauren Plagioklase, als auch die Ti-reichen entmischten Biotite stehen mit den oberen Partien des Tuffprofils genetisch nicht in Zusammenhang, wie die Eigenschaften der Minerale zeigen. Sie scheinen Bruchstücke nicht anstehender, etwa dem Typus Gama entsprechender Phasen zu sein.

Matrix. — Die feinste Materie ist grundsätzlich nicht anders zusammengestellt als die vom GTP 1. Erkennbare Kristalle treten zurück. Dafür treten feinste Partikel der oben erwähnten Schlacken und Montmorillonit in der Vordergrund.

TYPUS BETA

Probe BDT

Da die unmittelbar über dem Tuffprofil GTP liegende phänobasaltische Decke im Profil IV nicht sehr frisches Gestein führte, wurde weiter südlich beim verlassenen Dorf Eski Süleymanlı aus dem Hang hinter der Moschee Gesteinsproben des gleichen Materials entnommen (Probe BDT, siehe auch geologische Karte im Anhang dieser Arbeit).

Das feste Gestein ist frisch und schwarzglänzend. Es zeigt das typische Bild einer Basaltdecke mit Abkühlungssäulen und plattiger Absonderung senkrecht dazu. Die Einsprenglinge des hypokristallin - porphyrischen Gesteins sind nicht gross genug, um mit blossem Auge identifiziert zu werden.

Die chemische Analyse zeigt nur geringe Unterschiede gegenüber der Probe KSA aus dem etwas östlicher gelegenen Stockvulkanhügel (siehe Tab. 1). Demnach sind auch hier wieder ähnliche Werte und Beziehungen, wie bei der Probe KSA. Normalquarzdioritisch-dioritischer Magmentyp nach Niggli, mittlerer kalkalkalischer Sippencharakter nach Rittmann, dunkler Rhyodacit bis Dacit nach der approximativen Schnellmethode Rittmann (für die weiteren Angaben siehe Tab. 1, 2, 7 und Abb. 14).

Im Gegensatz zu KSA ist unter dem Mikroskop eine sehr deutliche Fliesstextur zu erkennen. Folgender modaler Mineralbestand wurde auf dem Integrationstisch gefunden:

Einsprenglinge:	Grundmasse:		
Plagioklas —An ₅₅₋₆₀ —	26	Glas	35
Pyroxen	18	Plagioklas	30
Akzessorien	1	Pyroxen	13
Grundmasse	55	Magnetit	12
		Karbonatverwitterung	10

Die Minerale der Grundmasse sind grösser und leichter zu identifizieren als bei KSA. Die Stengeligen, langprismatischen Plagioklase der Grundmasse (An₃₅₋₄₅) sind im grau- bis braungefärbten Glas ($n = 1.480 - 1.520$) um die Einsprenglinge herum fluidal angeordnet. Mehr als 80% der Titanomagnetite sind als kleine Körner unter 60μ im Glas eingebettet. Daher sind sie in der Schwerefraktion $D < 2.90$, also in der Grundmasse, angereichert.

Die Klino- und Orthopyroxene der Grundmasse unterscheiden sich röntgenographisch nicht von den Einsprenglingen. Vor allem aber die Orthopyroxene ($n_\alpha = 1.689 - 1.695$, $n_\gamma = 1.700 - 1.702$) sind hier stark karbonatisiert. Chalcedon, karbonatische Verwitterungen wie bei KSA, einige Leichtkumulatsbruchstücke sowie röntgenographisch feststellbarer Sanidin gehören auch noch zur Grundmasse.

Beschreibung der einzelnen Mineralien

Pyroxene. — Es sind manche Ähnlichkeiten mit den Pyroxenen aus der Probe KSA vorhanden, sodass die Herkunft aus dem gleichen Magma wahrscheinlich ist; Apatiteinschlüsse, Entmischungen, Chemismus. Daneben bestehen aber auch wohl durch den Aufstiegsmechanismus bedingte Unterschiede zwischen den Pyroxenen der beiden Gesteinstypen. Diese sollen hier behandelt werden.

Die gleichen Pyroxene wie hier, nur etwas kleiner, kamen bereits in den liegenden Tuffschichten gleichsam als Vorläufer vor. Eine Ausnahme bilden die ferroaugitischen Pyroxene, die ausschliesslich in der Deckeneruption BDT, sowohl in der Grundmasse, als auch als Einsprenglinge zu finden sind.

1) Orthopyroxene:

Sie machen etwa 35-40% der Einsprenglingspyroxene aus und haben in ihrem Chemismus einen breiten Variationsbereich, im Gegensatz zu dem Orthopyroxen der Probe KSA. Schon bei der Auslese der Orthopyroxene unter dem Binokular kann man zwei verschiedene Arten unterscheiden.

Bei etwa achtzig Orthopyroxenkristallen wurde n_γ gemessen. Die Schwankungen bzw. maximale Anhäufungen sind in der Abb. 8 dargestellt, wobei die Werte wieder so zusammengefasst sind, wie es bei Abb. 3 geschah.

Es sind deutlich zwei Häufigkeitsmaxima mit allen möglichen Zwischenwerten zu erkennen. Bei den Maxima handelt es sich einmal um einen Hypersthen mit $n_\gamma = 1.702$, das andere Mal um einen Bronzit mit $n_\gamma = 1.686$.

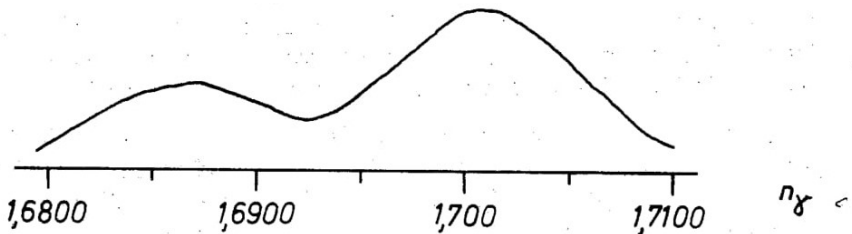


Abb. 8 — Verteilungskurve der gemessenen n_γ -Werte von Orthopyroxenen aus der Probe BDT (Typus Beta).

a) Hypersthen :

Die häufigen dunkelbraunen Kristalle sind hypidiomorph. Sie sind 40 bis 800 μ gross; ihre maximale Anhäufung liegt zwischen 300 bis 600 μ , Sie sind also kleiner und weniger idiomorph als es bei der Probe KSA der Fall war. Apatiteinschlüsse sind nicht so auffällig.

$$2V\alpha = 50-60^\circ$$

schwacher Pleochroismus

α — hellbraun

γ — gelblich grün-grün

Durchschnittliche Lichtbrechung:

n_α — 1.690

n_β — 1.697 ± 0.001

n_γ — 1.702

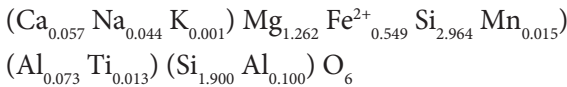
Die Schwankung der Lichtbrechungswerte innerhalb desselben Kristalls macht etwa 0.001 bis 0.002 aus, und ist deutlich zu messen.

Chemische Analyse von Hypersthen aus GTP 2 (I) und aus BDT (II):

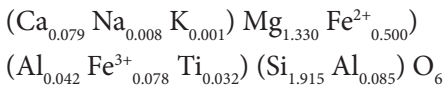
	I	II
SiO ₂	51.37	52.41
Al ₂ O ₃	4.06	2.97
TiO ₂	0.52	0.33
Fe ₂ O ₃	—	1.00
FeO	17.79	16.33
MnO	0.487	0.368
MgO	22.94	24.44
CaO	2.46	1.99
Na ₂ O	0.60	0.12
K ₂ O	0.06	0.03
P ₂ O ₅	—	0.02

Chemische Formeln:

I



II



Beide Pyroxene entsprechen einem, dem Bronzit nahe stehenden, Hypersthen (vgl. Abb. 8 und Abb. 10).

b) Bronzit:

Diese sind seltener als die Hypersthene, von welchen sie sich durch den helleren Farbton, geringere Grösse, und frischeres Aussehen (vermutlich wegen eines geringeren Fe³⁺-Gehaltes) unterscheiden.

Lichtbrechungswerte:

$$n\alpha = 1.6735-1.6740$$

$$n\beta = 1.6785-1.6820 \quad \pm 0.0010$$

$$n\gamma = 1.6825-1.6860$$

2V α = 55-65°; Pleochroismus schwach in Farbtönen von hellbraun; Apatiteinschlüsse sind sehr selten. Die Bronzite dominieren in der vorangehenden Tuffphase, ohne dass sie auf jene beschränkt wären, oder ohne dass die Hypersthene ausschliesslich in der darauffolgenden Deckeneruption vorkämen (vgl. die eben mitgeteilten Analysen). Eher handelt es sich in beiden Fällen um die gleiche Orthopyroxen-Kristallisation mit grossen Schwankungen im Fe:Mg Verhältnis.

Manche gelblich-hellbraune Bronzite zeigen unter der Binokular dunkelbraune Umhüllungen. Bei einer längerdauernden Kristallisation würden sie wahrscheinlich, wie die grösseren Hypersthene der Probe KSA, eine Homogenisierungs- bzw. einen Kationenausgleichsprozess erfahren, welcher durch eine frühzeitige Abschreckung infolge effusiver und eruptiver Tätigkeit nicht zur Wirkung kam.

Das ist ein weiterer Hinweis auf Unterschiede in den Aufstiegsmechanismen der Gesteine KSA und BDT. Bedingt durch die chemischen Schwankungen von Kristall zu Kristall, sowie auch innerhalb eines Kristalls haben die d-Werte keine bedeutende Aussagekraft mehr (siehe Tab. 3).

An drei verschiedenen Körnern wurden die Kationenverhältnisse mit der Mikrosonde quantitativ bestimmt. Korn 1 war ein Bronzit, Korn 2 ein Hypersthen und Korn 3 ein inhomogen aussehender Kristall.

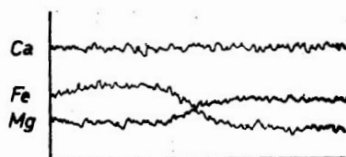
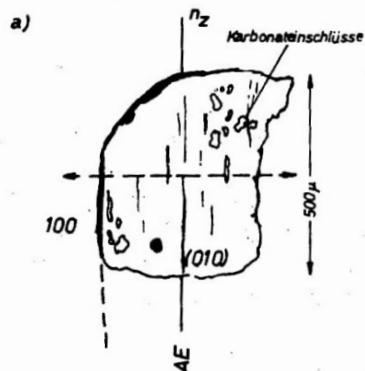
Die Ergebnisse lauten:

	1 (Korn Nr 4a) Gew %	2 (Korn Nr 5a) Gew %	3 (Korn Nr 8a und 8al) Gew %
CaO	1.81	1.70	1.60- 1.58
FeO	8.06	16.50	16.50-20:01
MgO	35.41	27.60	28.18 - 27.20

Wieder wurde mit gut angenäherten Standards gearbeitet, sodass ein Minimum an Fehlern zu erwarten ist.

Qualitative Profilmessungen mit der Mikrosonde sind in Abb. 9 dargestellt. Man erkennt, dass Elntmischungen parallel (100) — wie nach dem Chemismus zu erwarten — kaum eine Rolle spielen, dass die Nachbarschaft der Spaltrisse relativ reicher an Fe und ärmer an Mg ist (wohl ein Effekt der Verwitterung), und dass es neben einem sprunghaften lokalen Ansteigen des Fe-Gehaltes auch kontinuierliche Änderungen gibt. Zonarbau ist nicht erkennbar.

Korn Nr. 5c1



Korn Nr. 8a

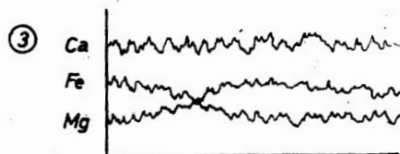
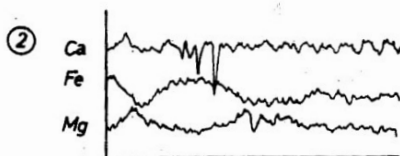
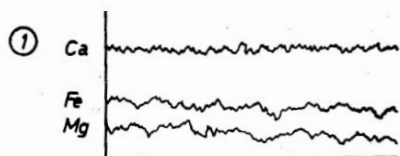
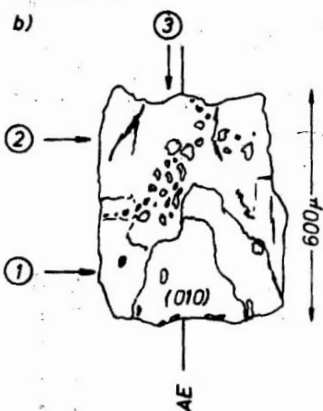


Abb. 9 — Mikrosondenprofile zweier Orthopyroxenkörner aus der Probe BDT. Das obere Korn (a) liegt auf (010). Das untere Korn (b) ist xenomorph. Die Pfeile durch (a) sowie 1, 2 und 3 bei (b) geben die Lage der Profile an.

2) *Klinopyroxene:*a) *Augit:*

Auch sie sind in ihrer chemischen Zusammensetzung variabler als die einigermaßen einheitlichen Augite der Probe KSA. Drei verschiedene Klinopyroxene konnten unter dem Binokular ausgelesen werden.

Den Hauptanteil der Klinopyroxene bilden olivgrüne Augite zwischen 30-1200 μ Korngrösse, in ihrer Menge derjenigen der Orthopyroxene gleichkommend. Es sind hypidiomorphe Kristalle mit schwachem Pleochroismus —hellgrün, gelblichgrün—

$$2V\gamma = 35-45^\circ$$

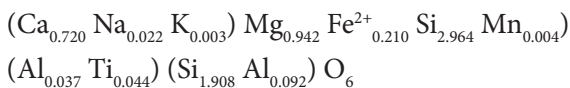
n_α	1.6890	
n_β	1.7025	± 0.0010
n_γ	1.7220	

wieder sind die Abweichungen der chemischen Zusammensetzung von Korn zu Korn festzustellen, wenngleich nicht so ausgeprägt wie bei den Orthopyroxenen. Teilweise undulöse Auslöschung, sowie ungleichmässige Farbenverteilung deuten ebenfalls auf Inhomogenität hin. Zwillinge nach (100) und (122) sind nicht selten. Unregelmässige Verwachsungen verschiedener Ortho- und Klinopyroxen- kristalle wurden im Dünnschliff mehrmals beobachtet. Apatiteinschlüsse sind hier nicht so häufig wie beim KSA. Zonarbau ist selten. Titanomagnetit, Plagioklas und Karbonate kommen auch als Einschlüsse vor. Entmischungen parallel (100) sind bisweilen undeutlich zu erkennen. Deutliche Entmischungerscheinungen wurden nur bei den beiden anderen Klinopyroxenen, die im Anschluss an diesen Augit besprochen werden, festgestellt.

Chemische Analyse:

SiO_2	51.29	MnO	0.197
Al_2O_3	3.00	MgO	16.99
TiO_2	0.55	CaO	18.06
Fe_2O_3	1.57	Na_2O	0.32
FeO	6.79	K_2O	0.05

Das führt zur chemischen Formel:



Es ist ein relativ Ca-armere Augit (siehe Abb. 10). Dies deutet auf eine höhere Bildungstemperatur.

Die Si:Al^{IV} Verhältnisse der bisher analysierten Pyroxene sind:

Si	Al ^{IV}		
1.924	0.062	Hypersthen	KSA
1.930	0.070	Augit	KSA
1.900	0.100	Hypersthen	GTP 2
1.915	0.085	Hypersthen	BDT
1.908	0.092	Augit	BDT

Ina Vergleich zum Pyroxen aus KSA tritt Al stärker hervor. Nach Tröger (1969, S. 377) ist es ein Pyroxen, welches für tholeiitische Gesteine eben noch typisch ist.

Mikrosonden-Untersuchungen ergaben folgendes:

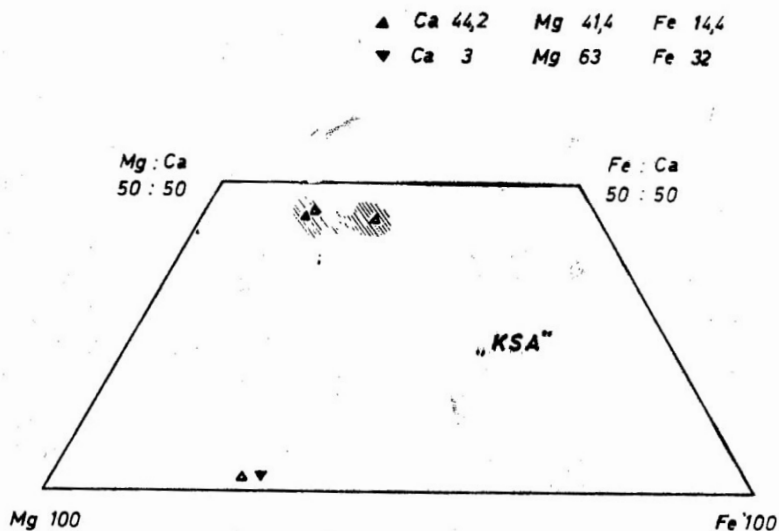
- einige sehr dünne Entmischungslamellen
- die Anreicherung von Fe und Mg entlang von Spaltrissen
- eine Fe:Mg Verteilung mit starken und unregelmässigen Schwankungen. Meist sind die Kristalle Fe-reicher. Dabei kann die Fe-Zunahme nach aussen hin kontinuierlich oder auch sprunghaft vor sich gehen.

- an zwei Stellen eines inhomogenen Kornes wurden drei Kationen quantitativ bestimmt.

Korn Nr	9a1	9a2
CaO	22.14	22.50
FeO	6.35	11.00
MgO	18.80	15.80

b) Weitere Klinopyroxene:

Ein wesentlicher und wohl auch entscheidender Unterschied zu den Pyroxenen aus der Probe KSA ist, dass bei BDT noch zwei weitere Klinopyroxene jeweils links und rechts vom Augitfeld, ohne scharfe Grenzen Vorkommen. Es sind dies ein diopsidisch- pigeonitischer und ein ferroaugitisch-ferropigeonitischer Pyroxen. Die Straffierten Gebiete in Abb. 10 zeigen ihre Zusammensetzungsbereiche. Die einen haben hellere, grünliche, die anderen dunkelgrüne bis schwärzliche Farbtöne im Vergleich zu den soeben behandelten olivgrünen Augiten. Beide zusammen machen etwa 15-20% der gesamten Pyroxenmenge aus. Sie sind etwas kleiner als die Augite, maximal etwa 600 μ .



- ◆ GTP2 Hypersthen
Ca 5 Mg 63 Fe 34
- BDT Hypersthen
Ca 4 Mg 66 Fe 30
- BDT Augit
Ca 37,7 Mg 48,4 Fe 14,3

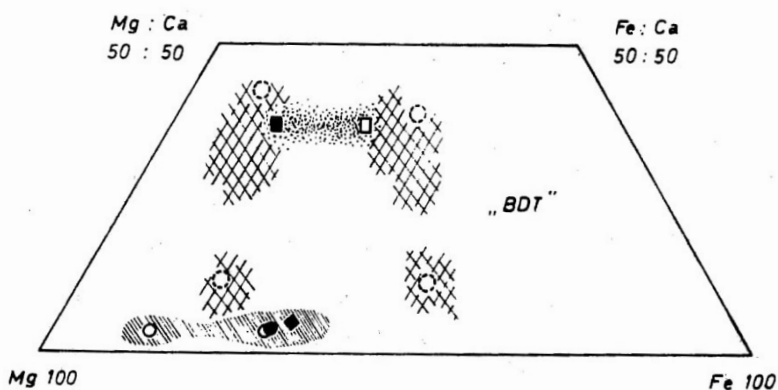


Abb. 10 — Lage der Pyroxene im Pyroxendreieck; gefüllte Signaturen entsprechen den Schwerpunkten der chemischen Analysen. Offene Signaturen sind die nach Tröger (1971, s. 81) optisch bestimmten chemischen Zusammensetzungen.

Die horizontalen Schwankungen im Pyroxendreieck sind wohl Effekte der normalen Kristallisationsdifferentiation, also ein Fe:Mg Austausch. Im Gegensatz dazu ist die vertikale Ausdehnung der beiden letzten Pyroxene, die Relation Ca: (Fe+Mg), als eine Effekt der Relation Kristall-Flüssigkeit bei der schnellen Kristallisation und Abschreckung zu verstehen. Ähnliche (Fe+Mg) :Ca Substitutionen bei den metastabilen Pyroxenen der Picture George Basalten aus Oregon, fanden Smith und Lindsley (1971) an den schnell abgekühlten Rändern "quench trend", wogegen sie im Inneren, in den langsam abgekühlten, dickflüssigen Partien wieder den Ersatz Fe:Mg fanden, eine Entwicklung, die sie "platonische Tendenz" nennen. So sind auch, vor allem bei den ferroaugitischen Pyroxenen, hier die stark ausgeprägten Entmischungen auffällig.

Röntgenographisch sind diese Entmischungen als doppelte oder breite Peaks bei den kleineren d-Werten erkennbar (siehe Tab. 3). Während die Augite oder Orthopyroxene meist gar keine oder nur eine schwache Entmischung parallel (100) zeigen, haben diese beiden extrem Fe-armen und extrem Fe-reichen Pyroxene neben parallel (100) eine zweite zusätzliche Entmischungsfläche parallel (001) (siehe Photo 6). Sie entsprechen etwa den Entmischungen, die Tröger (1969, S. 375) als Fall 3 und 5 beschreibt. Der Wirt ist in beiden Fällen monoklin. Ein fortgeschrittenes Entmischungsstadium wird nicht immer erreicht; meist erkennt man nur eine tropfenförmige Anordnung der entmischten Komponente. Um die Beziehungen genauer untersuchen zu können, wurde jeweils ein einzelner Kristall zersplittert. Die unten angeführten Pyroxenkomponenten wurden dabei unter den Splintern desselben Kristalls mikroskopisch mehrmals festgestellt. Die Ergebnisse sind für beide Pyroxenarten gleich, jedoch selbstverständlich mit unterschiedlichen Lichtbrechungen. Für Fe-arme Kristalle ergab sich:

a) Orthopyroxen

$$2V\alpha = 55-65^\circ$$

$$n\beta \leq 1.68507$$

b) Pigeohit

$$2V\gamma = 10-30^\circ$$

Die Achsenebene sowohl parallel als auch senkrecht (010), also Ca-arme und Ca-reiche Pigeonite.

c) Diopsid

$$2V\gamma \text{ gross}$$

$$n\beta > 1.685$$

Die Lichtbrechungsmessungen zeigen, dass alle drei Pyroxene ohne scharfe Grenzen im Pyroxendreieck nebeneinander existieren. Folgende Lichtbrechungsschwankungen für die beiden extremen Klinopyroxene wurden gemessen:

a)	b)
Fe-arme, diopsidisch- pigeonitische	Fe-reiche, ferroaugitisch. ferropigeonitische
$n\beta = 1.6845-1.6880$	$n\gamma = 1.7171 - 1.7280$
für beide gelten ± 0.0010	

Dazwischen liegen die Augite. Mikrosonden-Teilanalysen brachten entsprechende Werte:

a)	b)	
CaO	21.81	19.85
FeO	4.33	14.30
MgO	20.02	13.90

Mikrosonden - Profilmessungen brachten folgende Ergebnisse:

1. Die diopsidisch-pigeonitischen Pyroxene haben eine inhomogene Fe-Verteilung. Der Gehalt an Fe steigt meistens gegen den Kristallrand hin sprunghaft an.
2. Die Ferroaugite sind stärker entmischt, der Austausch vom Ca:(Fe+Mg) zwischen den breiteren Entmischungslamellen wird im Profil deutlich (siehe Abb. 11).

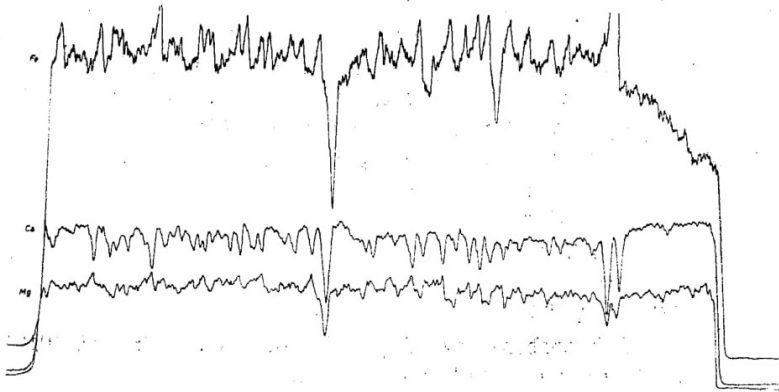


Abb. 11 — Mikrosondenprofil an einem ferroaugitischen Korn aus der Probe BDT. Die Länge der Meßstrecke beträgt etwa 400 μ . Der Austausch von (Fe + Mg) gegen Ca in den 8-14 μ breiten Lamellen ist deutlich zu erkennen.

Man erkennt, dass die Pyroxene dieser Probe, weder innerhalb eines einzelnen Kornes noch untereinander, ein chemisch homogenes Bild ergeben. Es wird sich deshalb nicht um im Gleichgewicht koexistierende Pyroxenpaare handeln. Kuno (1955) erwähnt einige Pyroxene aus der Pyroxenmischungslücke, die kryptoperthitische Verwachsungen verschiedener Phasen zeigen. Auch Yoder und Tilley (1962) fanden bei tholeiitischen Basalten aus Hawaii Pyroxene aus der Mischungslücke. .

Im Gegensatz dazu repräsentieren die Ca-reichen Augite und Hypersthene der Probe KSA mit weitgehend ausgeglichenen Kationenverhältnissen und auch einheitlichem Chemismus im Gleichgewicht koexistierende Pyroxenpaare. Dies wird in dem Pyroxendreieck der Abb. 10 veranschaulicht. Bei der Probe KSA stimmen die optischen und chemischen Schwerpunkte der Klinopyroxene etwa überein, wenn man dabei die Mikrosondenbefunde, sowie eine länger dauernde Wachstumsphase mit in Betracht zieht (Abb. 10 und Abb. 4).

Bei der Probe BDT sind diese Schwankungen sehr undurchsichtig, Man muss dabei berücksichtigen, dass die natürlichen Pyroxene Produkte von Vielstoff Systemen sind, dass also die Rolle der Alkali und Al-Beimengungen in ihrem Einfluss auf die Lichtbrechung nicht ausseracht gelassen werden darf und trotzdem mangels Bestimmungsmöglichkeiten nicht berücksichtigt werden kann. Auch wird gerade durch die starke Streuung des Chemismus zwischen und innerhalb von einzelnen Kristallkörnern —vor allem bei den Pyroxenen der Probe BDT— die Feststellung der chemischen und optischen Schwerpunkte erschwert.

Zusammenfassend stellt sich die Ausscheidungsfolge für die Pyroxene bei dieser Probe, und auch für GTP, so dar: Zuerst kristallisieren bronzitische Orthopyroxene, die im Laufe der Zeit Fe-reicher werden. Wahrscheinlich reagieren Teile davon später mit und in der Schmelze, wobei sie zum Pigeonit umgewandelt werden (Nakamura und Kushiro, 1970). Einige Pigeonite im Dünnschliff zeigen Orthopyroxeneinschlüsse und unregelmässige Verwachsungen mit ihnen (Abb. 12).

Anschliessend kristallisieren Augite und zwar zunächst pigeonitisch-dioptidische, Fe-ännere Klinopyroxene. Die Frage, ob diese frühen Fe-ärmeren Klinopyroxene alle direkt aus der Schmelze auskristallisiert und später entmischt wurden, oder aber ob Teile davon, wie eben erwähnt, Produkte

einer Reaktion (Hypersthen + Schmelze \rightarrow A Augit) sind, bleibt offen. Plausibler erscheint das Zutreffen beider Möglichkeiten. Schliesslich kommt es zur Ausscheidung von Ferroaugiten (vgl. Weiskirchher, 1967), die auch in der Grundmasse überwiegen.

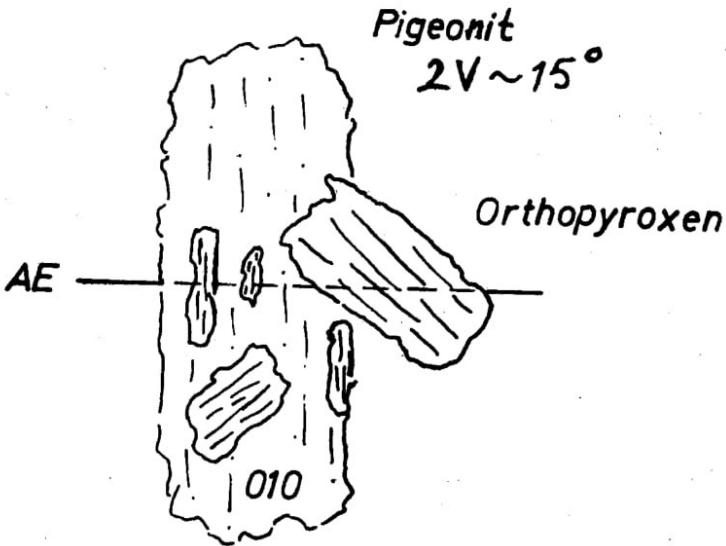


Abb. 12 — Orthopyroxen - Pigeonit - Verwachsungen bei der Probe BDT. Pigeonitlänge etwa 700 μ .

Da die extrem Fe-armen und extrem Fe-reichen Ca-haltigen Pyroxene im Laufe der Differentiationsprozesse nicht mehr mit der Schmelze im Gleichgewicht stehen, beginnen sie sich bei langsam vor sich gehender Abkühlung zu entmischen. Die Entmischungsprozesse dauern so lange, bis die Kristalle durch effusive oder eruptive Tätigkeit abgeschreckt, und in verschiedenen Entwicklungsstadien metastabil fixiert werden.

Die schnelle Kristallisation der Ferroaugite wird durch ihre zahlreichen Gaseinschlüsse unterstrichen. Sehr wahrscheinlich beginnt ihre Abscheidung erst nach der Tuffphase, da sie dort fehlen.

Gramse (1970) beschreibt ähnliche Phänomene für die Pyroxene der tholeiitischen Basalte, wo die Kristalle für längere Zeit weder mit der Schmelze, noch untereinander, im Gleichgewicht standen.

Plagioklas. — Die Plagioklase sind ähnlich denen der vorangehenden Tuff schichten; wieder sind es meistens korrodierte Kernzonen mit hin und wieder zonar weitergewachsenen Rändern. Es wurde kein einziger Plagioklas mit Verunreinigungs zonen gefunden, welche bei denen der Stockvulkane Typus Alpha so typisch waren. Die hypidiomorphen Kristalle sind kleiner als die vom KSA (Häufigkeitsmaximum bei 200-600 μ) und sehr unrein.

$$2V\gamma = 80-85^\circ$$

$$n\alpha = 1.556$$

$$n\beta = 1.559 \pm 0.001$$

$$n\gamma = 1.563$$

$$n\gamma - n\alpha = 0.007 \quad \text{An}_{50-55} \text{ LABRADORIT}$$

Auf Grund des Zonarbaues erhält man bei der Lichtbrechungsmessung zu niedrige Werte. Mit der Methode der maximalen Auslöschung kommt man zu Werten von An_{60} . Albit- und Albit + Karlsbader - Zwillinge sind vertreten. Wieder sind Auflösungserscheinungen parallel der c-Achse (siehe Photo 7 und 8) erkennbar; diese sind mit Glas aus der Grundmasse gefüllt. Titanomagnetit und Karbonate sind als Einschlüsse nicht selten, ebenso wenig Chalcedon - Adem entlang von Rissen.

Chemische Analyse:

SiO_2 53.97

Al_2O_3 27.18

TiOa 0.10

Fe_2O_3 0.96

MnO 0.018

MgO 0.13

CaO 11.86

Na_2O 4.16

K_2O 0.60

P_2O_5 0.044

99.02

Mit der Mikrosonde wurde

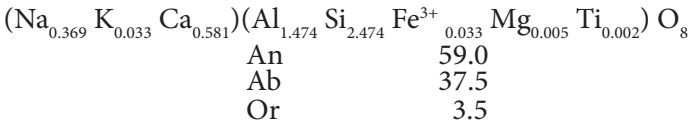
CaO 14.48

Na_2O 3.80

K_2O 0.45

gefunden, angesichts des Zonarbaues eine passable Übereinstimmung.

Chemische Formel:



Vergleicht man im Röntgendiagramm die Aufspaltung 131-131 mit 0.15 und das Reflexpaar 241-241, so ergibt sich aus dem Diagramm von Bambauer et. al. (siehe Tröger 1969, Abb. 250, S. 749), dass die Plagioklase der drei untersuchten Proben (KSA, GTP, BDT) in den Hochplagioklasbereich fallen. Dabei liegt aber der Plagioklas der Probe KSA an der Grenze zum Tiefplagioklas. Die Plagioklase der Proben GTP und BDT zeigen einen normalen Zonarbau. Im Gegensatz dazu zeigen diejenigen der Probe KSA inversen Zonarbau mit schnellen und langsamen Abkühlungsphasen und sprunghafter Ca-Zunahme am äussersten Rand infolge Resorption der draufliegenden Sedimente. Der An-Gehalt steigt von KSA An45, GTP An45-55 zu BDT An₆₀.

Weitere Minerale. — Von Titanomagnetit sind die Kristalle teilweise idiomorph und maximal 80 μ gross.

Eine chemische Analyse ergab:

TiO₂ 6.58

MgO 1.51

Siderit tritt meist als radialstrahlige Kugeln von 60 - 600 μ Durchmesser in der Grundmasse, teilweise auch als Spaltenfüllungen, in beachtlichen Mengen auf. Die Kugeln bestehen bisweilen aus mehreren Schalen verschiedener Zusammensetzung. Diese wohl hydrothermalen Blasenfüllungen sind ein weiteres Merkmal für die Gesteine vom Typus Beta.

Chemische Analyse:

CaO 14.10

MnO 0.72

MgO 6.02

FeO 39.06

TiO₂ Spuren

Die Apatite sind rauchtrübe, idiomorphe, dickprismatische Kristalle, selten grösser als 60 μ

n_E 1.635 Das führt

n₀ 1.632 zu einem
F-Apatit

Einige stark oxydierte Biotite, kleine Ilmenit-Kristalle und Leichtkumulatbruchstücke sind wohl die Restbestände der früheren Tuffphase.

Probe BDM (Typus Beta)

Einige hundert Meter nördlich vom verlassenen Dorf Eski Süleymanlı, im gleichen tektonischen Tal, in welchem die Probe BDT entnommen wurde, kreuzen sich zwei Störungsrichtungen NE/SW und NW/SE, wobei die zweite die Jüngere ist. An dem Schnittpunkt dieser beiden Störungen stehen steilgerichtete, sehr irische Felsen eines kleinen Förderungskanaals als morphologisch jüngere Einheit an (Probe BDM, siehe geologische Karte im Anhang). Das Gestein ist dem Augenschein nach jünger als die 7 Deckeneruption BDT. Es ist die einzige Stelle des engeren Untersuchungsbereiches, wo phänobasaltisches Typus Beta Gestein nicht in Deckenform vorkommt, sondern in seinem Förderungsschlot. Im äusseren Aussehen unterscheidet es sich überhaupt nicht von dem anderen Typus Beta Gestein, ebensowenig unter dem Mikroskop. Das Gefüge ist ähnlich, die Fliesstextur nicht so ausgeprägt, die Mineralparagenese die Gleiche, nur die Farbzahl ist etwas höher.

Die stratigraphische Altersstellung dieses Schlotes lässt annehmen, dass es sich hier um eine etwas spätere Förderung des gleichen Differentiationsprozesses handelt, der auch das Gestein BDT lieferte. Die folgenden Untersuchungsergebnisse stützen diese Annahme.

Beschreibung der einzelnen Mineralien

Die Probe BDM enthält als einziges unter den untersuchten Gesteinen Olivin in Mengen von 0.5-1%. Es sind meistens sehr kleine, zum Teil noch idiomorphe Kristalle etwa 60 bis 400 μ gross. Die farblosen bis hellgrün-gelblichen Kristalle enthalten am äusseren Rand bisweilen winzige Einschlüsse von Magnetit.

$2V\alpha$, $\beta = 85-90^\circ$ AE// (100), hohe Doppelbrechung, schlechte Spaltbarkeit sowie:

n_α	1.660	
n_β	1.678 =	± 0.001
n_γ	1.692	
$n_\gamma - n_\alpha$	0.032	

sind die optischen Merkmale. Das entspricht einem Olivin mit etwa 12% Fayalit. Im Dünnschliff zeigen die Olivine Umwandlungen in bronzitische Orthopyroxene (Abb. 13).

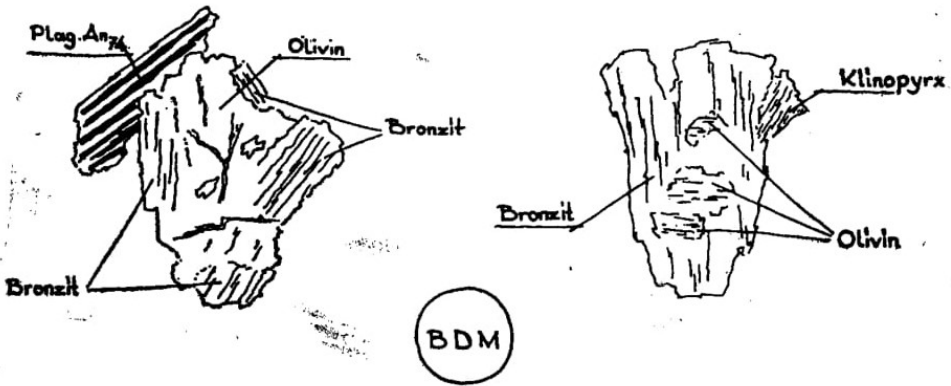


Abb. 13 — Umwandlung Olivin - Orthopyroxen bei der Probe BDM. Die Korngröße beträgt etwa 500 μ .

Nach Tröger (1969, S. 269) ist es eine "Hochtemperaturumwandlung", die wohl eine "Reaktion mit der an SiO_2 -reicher gewordenen Restschmelze" darstellt. Berücksichtigt man aber dabei, dass die chemischen Analysen der beiden Typus Beta-Proben BDT und BDM ziemlich gleich sauer sind (Tab. 1), so wird das Ungleichgewicht zwischen der Schmelze und den Olivinkristallen eindeutig. Also handelt es sich hier eher um eine Umwandlungsart infolge der chemischen Änderungen in der Schmelze, wobei die Temperatur eine gewisse Rolle gespielt haben kann. Auch die d-Werte der Debye-Scherrer Aufnahme enthalten einige Orthopyroxenreflexe (siehe Tab. 3).

Danach können wir jetzt das Vorkommen zweier verschiedener Orthopyroxene in den beiden Typus Beta Proben (BDT, BDM) wie folgt interpretieren. Die bronzitischen Körner sind die Reaktionsprodukte früher vorhandener Olivine. Solche Mg-reichen Orthopyroxene sind mengenmässig weniger vorhanden, als die Hypersthene und enthalten keine Apatiteinschlüsse.

Dafür sind kleinste Magnetite parallel c-Achse eingeschlossen. Da diese Orthopyroxene einen deutlich kleinen Achsenwinkel haben, geht die Umwandlung sehr wahrscheinlich in pigeonitisch-diopsidischen Klinopyroxenen weiter, welche auch frei von Apatiteinschlüssen sind.

Die Pyroxene sind die gleichen wie bei BDT. Entmischungserscheinungen sind nur bei ferroaugitischen Kristallen deutlich ausgeprägt. Die Fe-armen Pyroxene sind etwas reichlicher vertreten. Auf der anderen Seite haben manche Hypersthene und auch Augite eine um etwa 0.002 Einheiten höhere Lichtbrechung und so auch höhere Fe-Gehalte. Das hängt wohl mit der im Vergleich zu BDT längeren Kristallisationsdauer zusammen. Der höhere Eisengehalt ist dafür verantwortlich, dass diese Pyroxene mehr als die aus BDT von einer Goethit-Hämatitkruste umgeben sind. Auch Siderite treten auf. Sie enthalten:

CaO	4.70	FeO	39.24
MgO	3.44	TiO ₂ -Spuren	
MnO	0.52	(d-Werte siehe Tab. 4)	

Die Plagioklase bilden meist sehr kleine Kristalle, als Seltenheit bis max. 600 μ Korngrösse. Charakteristisch ist wieder eine Wachstumsform mit Auflösungen um einen Kern parallel (001) und zonares Wachstum nach aussen hin.

Entsprechend der gesamten Entwicklung von der Tuffphase GTP über die darauffolgende Deckeneruption BDT bis zur hier beschriebenen Probe BDM, werden die Plagioklase immer basischer. Es handelt sich bei dieser jüngsten Förderung um labradoritische Bytownite. Die Lichtbrechungswerte sind: .

n α	1.5642		
n β	1.5650	± 0.0010	Das entspricht einem
n γ	1.5705		An ₆₇₋₇₀
n γ -n α	0.0063		

Mit der Methode der maximalen Auslöschung kommt man bei den korrodierten Kristallerf zu Werten bis zu An₇₅. Solche Plagioklase sind bei tholeiitischen Gesteinen etwas unerwartet. Korrodierte Kerne weisen daher auf ein basischeres Stammagma hin.

Auch die Grundmasse hat wieder eine ähnliche Zusammensetzung mit 40% Plagioklas (An₄₅₋₅₅) und ebensoviel Glas (n — 1.50- 1.54) sowie mehr als 10% Verwitterungsbildungen.

TYPUS GAMA

Proben GK und OGB

Im Profil IV sind Tuffe über dem Typus Beta Gestein, die sich von der Serie GTP durch das deutliche Hervortreten von Fremdmaterial unterscheiden. Es sind grosse und kleine Bruchstücke von verschiedenen sandigen und kalkigen Sedimenten, sowie von porphyrischen Typus Alpha Gesteinen. Damit wird die stratigraphische Lage und der intrusive Charakter der Typus Alpha Gesteine bestätigt.

Diese hangende Tufflage zeigt den Beginn einer neuen Phase an, wobei durch einen weiteren Aufstieg des Magmas in die oberen Krustenteile grosse Mengen Gesteine des Deckgebirges teilweise assimiliert werden.

Nach dieser zweiten Tuffphase beginnt die Förderung einer pechsteinartigen, extrem glasigen Lava, entlang neuer tektonischer Richtungen (siehe geologische Karte). Die Lagerung und der durch den Gasreichtum bedingte fluidale Charakter dieses Typus Gama Gesteins wurde bereits im geologischen Teil beschrieben. Eine ähnliche Reihenfolge wie im Profil IV ist auch in vielen anderen Vulkangebieten Westanatoliens zu beobachten.

Diese "obsidianartige andesitische Glaslava", deren Bruchstücke Andrä (1905) in Tuffen bei Foga beschrieb, zeigt in unserem Gebiet auch ein ähnliches Bild. Einige Einschlüsse in den Tuffbänken GTP 3-5 erinnern so stark an ein Gestein vom Typus Gama, dass man unbedingt daran denken muss, dass derartige Gesteine im Verlaufe des vulkanischen Geschehens Westanatoliens nicht etwa immer einen gewissen Abschluss darstellen müssen, wie möglicherweise in unserem Gebiet, sondern eine sich wiederholende Phase ist nicht auszuschliessen.

Die untersuchte Probe GK vom Typus Gama kommt aus dem ionischen Festungshügel beim Dorf Görece (siehe geologische Karte). Im Streckeisen-Doppeldreieck liegt sie nach der Rittmann Norm in dem Rhyolith-Feld (Abb. 14). Sie besteht zu 90% aus kryptokristalliner bis glasiger Grundmasse. Die restlichen 10% sind Einsprenglinge:

1. von Sanidin,

der idiomorphe, zonargebaute Kristalle von maximal 1200 μ , Grösse bildet, und eine sehr deutliche Triklinität aufweist,

2. von Biotit,

der tiefrotlich-braun gefärbt ist und ausgeprägte sagenitische Entmischungen zeigt, sowie,

3. von Plagioklas,

der nach dem Röntgendiagramm überwiegt. Et ist klein, maximal 400 μ gross und dem aus dem Typus Beta ähnlich.

Diese extrem glasreichen Rhyolithe sind die Produkte einer sehr rasch ablaufenden Förderung. Starke tektonische Bewegungen haben mitgewirkt, wodurch die vorangehenden Tuffe ohne vollständig ablaufende magmatische Entwicklung und ohne merkliche Resorption des Nebengesteins rasch und explosiv gefördert wurden. Das anschliessend emporsteigende Magma war sehr heiss und hatte sehr wohl die Möglichkeit Fremdmaterial vollständig zu resorbieren. Diese gasreiche und dünnflüssige Schmelze wird, entlang der neuen tektonischen Störung, ohne merkliche Kristallisations-differentiation schnell eruptiert. Dadurch kommen unzählig viele, in dünnen Fliessplatten angeordnete kleine Gasblasen zustande.

In den gleichen Eruptionsrichtungen NW/SE, auf der Dorfstrasse 1,2 km nördlich vom Telekler beim Burçak Tepe ist ein Obsidiengang in der rhyolithischen Pechsteinmasse aufgeschlossen (Probe OGB siehe geologische Karte).

In diesem Gang befindet sich hellweisses, fluidaltexturiertes Gestein (OGB), neben schwarzem Obsidian (OGB Obs). Die hellweissen Gesteine sind kryptokristallin. Röntgenographisch wurde Quarz, Plagioklas und Sanidin in etwa gleichen Mengen nachgewiesen. Dagegen enthält der Obsidian gar keine nachweisbaren Minerale. Vielleicht wurde er noch später, im Anschluss an das helle Gestein, gefördert. Die Analysen beider liegen im Streckeisen - Dreieck im Alkalirhyolithfeld (siehe Abb. 14), Sie stellen die Schlussphase des Typus Gama Vulkanismus dar, möglicherweise bereits den Hydrothermalbereich erfassend. Ähnliche glasige Gesteine in verschiedenen Mengen und in unterschiedlicher Zusammensetzung (Opale, Christobalithhaltige Obsidiane usw.) kommen in nord-westlichen, höhergelegenen Hügeln häufig vor.

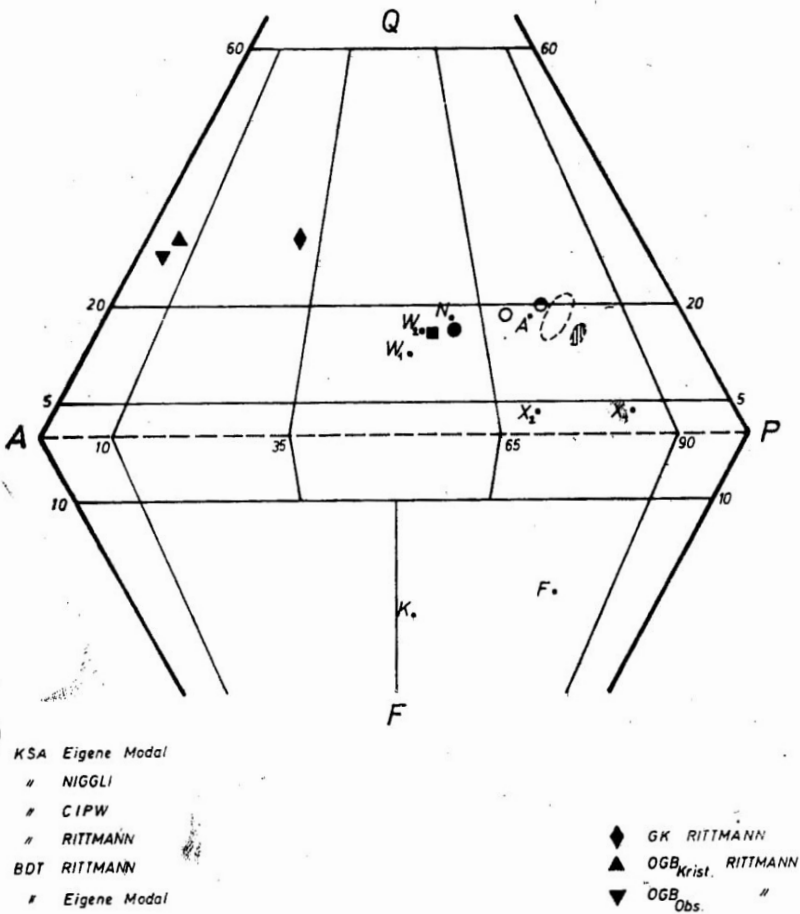


Abb. 14 — Lage der untersuchten Proben und einiger Vergleichs-analysen im Streckeisen - Doppeldreieck (Buchstaben Vergl. Tab. 1).

DIE ENTWICKLUNG DER GESTEINE

In den vorangegangenen Abschnitten waren die einzelnen Gesteine als selbständige Einheiten beschrieben worden. Wenngleich schon dabei die Unterschiede im Mineralbestand, vor allem aber in der Art der entsprechenden Minerale deutlich herauskamen, so wurde doch bislang auf die einzelnen Gesteine in ihrer Gesamtheit nicht eingegangen.

NOMENKLATUR

Entsprechend der Gepflogenheit beim Vergleich von Serien, von denen zunächst nichts anderes als ihr äusseres Aussehen bekannt ist, waren die einzelnen Gesteine einmal durch Kennbuchstaben für ihr Vorkommen, zum anderen durch griechische Buchstaben charakterisiert worden; diese sind die gleichen, welche auch auf türkischen geologischen Karten benützt werden.

Das Gestein der Probe KSA, Typus Alpha bezeichnet, ist mit dem identisch, was bisherige Bearbeiter türkischer Eruptiva als "Andesit" bezeichnet haben. Nach dem gefundenen Modalbestand würde es sich aber um einen Dazit bis Latitandesit handeln.

Bei dem relativ hohen Anteil an nicht auflösbarer Grundmasse scheint es aber richtiger, aus dem normativen Bestand den Namen herzuleiten. Wenn man die Rittmann-Norm verwendet, kommt man zu einem Quarzlatit, eine Verschiebung in ein Feld also, wie sie bei einer ungestörten und vollständigen Auskristallisation der gesamten Masse zu erwarten ist.

Die Gesteine der Probe BDT und BDM sind einander extrem ähnlich, um nicht zu sagen, sie sind identisch. Sie gehören dem Typus Beta an und wurden bisher als "Basalte" beschrieben. Hier ergibt der Mineralbestand Latitandesite, wenn man sich als Abgrenzungsprinzip die Farbzahl zu eigen macht. Schliesst man sich an die meist parallel laufende Zusammensetzung des Plagioklases an, so hätten wir hier einen Latitbasalt vorliegen. Bei der Berechnung der Rittmann-Norm kommt man wieder zu einem Quarzlatit, wobei man die Probe BDM als olivinführend bezeichnen muss.

Wie die Abbildung 14 zeigt, sind diese beiden Gesteine in ihrer Zusammensetzung nach der Rittmann-Norm praktisch identisch. Das gilt auch und erst recht für den Chemismus. Alle analysierten Proben sind nach Niggli als normal-quarzdioritisch zu bezeichnen.

Deutlich anders ist die Lage bei der Probe GK, die als Typus Gama bezeichnet wird. Im Gelände war dieser Gesteinstyp bisher als Porphyrit bezeichnet worden. Bei dem hohen Anteil an glasiger Grundmasse wäre hier nach dem modalen Bestand der Namen Hyalo-Basalt zu wählen,

ein Name, der erkennen lässt, wie wenig Sinn die Benennung nach dem modalen Bestand bei extrem glasreichen Laven ist. Wenn man die chemische Analyse als Basis der Nomenklatur wählt, so kommt man nach der Rittmann-Norm zu der Bezeichnung Rhyolith, wobei hier der Name Hyalo-Rhyolith gebraucht werden soll, wenngleich damit ein Mineralbestand vorgetäuscht wird, der nun einfach nicht zutrifft. Es sei daran erinnert, dass fast nur Plagioklase als Einsprenglinge auftreten. Nach Niggli entspricht der Magmentyp noch am ehesten dem granosyenitischen.

Die beiden Gesteine OGB sind ihrem Auftreten nach typische Gangbildungen und bisher aus Westanatolien nicht erkennbar beschrieben. Nach dem modalen Mineralbestand sind es eindeutig Obsidiane, nach der Rittmann-Norm ebenso eindeutig Alkali-Rhyolithe. Mit den oben genannten Bedenken sollte man sie als Hyalo - Alkalirhyolithe bezeichnen. Nach Niggli gehören beide dem Engadinergranitischen Magmentypus an.

In Tabelle 1 und 2 sind alle entsprechenden Analysen und Parameter zusammengestellt. Neben der chemischen Analyse werden dort die Niggli-Werte, die Rittmann-Werte und die CIPW-Werte mitgeteilt. Deshalb soll hier auf die Werte als solche nicht weiter eingegangen werden.

ENTWICKLUNG DER GESTEINE

Im Wesentlichen sind die Analysenwerte der Gesteine auf den ersten Blick von einer schier bedrückenden Gleichartigkeit. Das gilt besonders für die drei Gesteine vom Typus Alpha und Beta. Doch eine Eigenheit ist unverkennbar: Mit fordauerndem Vulkanismus werden die Förderprodukte immer saurer.

Wenn man die Niggli. Werte vergleicht, wird das besonders augenfällig. Da gleichzeitig al , alk und k sowohl mit der Dauer des Vulkanismus als auch mit si steigen, wäre dies eine Entwicklung, die durchaus der eines tholeiitischen Magmas entspräche, fm , c und ti sinken, ebenso mg . Auch diese Entwicklung passt zu einem derartigen Magma. Da aber dominant si steigt, gibt diese Feststellung nicht viel her.

Betrachtet man noch die steigende Tau-Zahl nach Rittmann, so scheint die Entwicklung doch eher von einer Resorption oder aber Mo-

bilisation granitischen Materials beherrscht. Das wird auch im Rittmann-Diagramm bestätigt. Da man diese Beziehung schon aus der Tabelle erkennen kann, wird auf eine graphische Wiedergabe verzichtet: Mit steigendem SiO_2 -Gehalt steigt der Sippenindex zwar nur gering, aber doch merklich an. Das ist das Verhalten eines Magmas, welches Ton und Granit in seiner chemischen Zusammensetzung immer ähnlicher wird.

Dieser Trend kommt auch sehr schön in Abb. 14, im Streckeisendiagramm, zum Ausdruck.

Zunächst kann man in diesem Diagramm eine Gesetzmässigkeit entdecken, die wohl bei Effusiva allgemeingültig ist. Der modale Bestand, der ja die zuletzt auskristallisierenden Minerale nicht berücksichtigen kann, einfach weil sie noch nicht auskristallisiert sind, liegt am weitesten rechts, dem Plagioklaspunkt am nächsten. Die Werte der Niggli-Norm liegen zwar schon weiter links, aber noch immer sehr nahe am modalen Bestand. Das liegt daran, dass man bei dieser Norm vom gefundenen Mineralbestand ausgeht und sie diesem anzupassen trachtet. Die C.I.P.W.-Werte liegen noch weiter in Richtung Alkalifeldspat und die Rittmann-Norm schliesslich nähert sich dem Alkalifeldspatpunkt am meisten.

Im Streckeisendiagramm ist die Entwicklung der vulkanischen Produkte besonders gut interpretierbar. Sie reicht vom Latit-Feld bis in das der Alkali-Rhyolithe. Eine solche Entwicklung scheint uns wieder nur dadurch erklärbar, dass grössere Mengen granitischer Gesteine verdaut wurden, denn der absolute Alkaligehalt der Alkalirhyolithe ist doch sehr gering.

Die Analysen einiger relativ nahe gelegener Vulkanite West-anatoliens —sie sind in der Tabelle 1 und 2 mit allen Angaben angeführt— sind in der Abb. 14 gleichfalls eingetragen, nämlich die Proben X 1 und X 2, W1 und W 2 sowie die Proben F und K. In diesem Falle haben wir eine —trotz der wenigen Analysen kann man das bereits sagen— völlig andere Entwicklung der vulkanischen Produkte. Die Entwicklung führt zu alkalireichen "Restschmelzen", ist also allgemein gesprochen alkali-olivinbasaltisch.

Wir haben also auf engstem Raum einerseits eine Magmenentwicklung, die von Assimilation, höchstwahrscheinlich sogar Anatexis beherrscht wird und eine solche, wie sie für ein alkaliolivinbasaltisches Magma typisch ist.

Wenn es auch nicht bewiesen ist, so vermuten wir, dass die Unterschiede in Art und Chemismus der Plagioklase und der Pyroxene vor allem, in den Gesteinen vom Typus Alpha und Beta bei praktisch gleichem Gesamt-Chemismus der Gesteine zusammen mit dem Auftreten von Olivin in den spätesten Phasen (es sei hier nochmals an seine Umwandlung in Pyroxen erinnert, wohl durch die sich ändernde Zusammensetzung der Schmelze) ein Hinweis auf das mögliche Vorherrschen hybrider Magmen zu werten ist.

An dieser Stelle möchte ich meinen verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. W. Weiskirchner dafür danken, dass er, meiner Anregung folgend, mir dieses Thema aus meiner engeren Heimat stellte. Während meiner Untersuchung durfte ich mich seiner Unterstützung und Kollegialität erfreuen.

Eine wertvolle und unermüdliche Hilfe im Gelände und bei der Diskussion meiner Befunde hatte ich in Herrn Prof. Dr. R. Brinkmann.

Die Arbeit wurde dadurch ermöglicht, dass das M.T.A.-Institut, Ankara, meine Geländekartierung förderte und die Deutsche Forschungsgemeinschaft die daran anschließenden petrographischen Untersuchungen, die Inhalt der vorliegenden Arbeit sind, unterstützte. Die Türkische Forschungsgemeinschaft —TBTAk— stellte mir dabei ein Doktorandenstipendium zur Verfügung. Den entscheidenden Herren dieser drei Institutionen gilt mein besonderer Dank.

Izmir, 31.1.1973

Yayına veriliş tarihi: 31.1.1973

TABB. 1 — CHEMISCHE GESTEINSANALYSEN, QUANTITATIVER
MINERALBESTAND NACH DER RITTMANN-NORM, SIPPENINDEX,
TAU-WERT UND FARZAHLE DER UNTERSUCHTEN PROBEN

	KSA	BDT	BDM	GK	OGB (Mkr)	OGB (Obs)
SiO ₂	59.63	58.98	59.83	68.80	73.20	70.30
Al ₂ O ₃	15.87	15.76	15.70	15.50	14.00	14.00
Fe ₂ O ₃	3.98	1.27	1.47	2.83	1.35	1.10
FeO	1.58	4.07	3.67	0.43	0.35	0.64
MgO	3.11	3.58	3.46	1.21	0.24	0.05
CaO	6.03	5.89	5.75	1.71	0.84	0.96
Na ₂ O	3.00	2.69	2.73	3.82	3.28	2.94
K ₂ O	3.30	3.57	3.48	5.28	5.73	6.37
MnO	0.07	0.11	0.10	0.05	0.05	0.06
TiO ₂	0.68	1.00	0.84	0.47	0.31	0.24
P ₂ O ₅	0.31	0.31	0.305	0.12	0.05	0.06
CO ₂	0.44	1.46	0.94	0.05	0.05	0.05
H ₂ O+	0.94	1.43	1.38	0.23	1.03	3.52
H ₂ O-	0.82	0.10	0.10	—	—	—
	99.76	100.23	99.75	100.50	100.48	100.29

RITTMANN-Norm

Quarz	13.5	13.0		22.8	29.0	26.6
Sanidin	27.7	30.5		48.3	61.6	66.4
Plagioklas	42.4	39.1		19.4	4.7	3.2
Klinopyroxen	13.9	14.7		0.0	0.0	0.0
Magnetit	1.2	1.1		0.5	0.2	0.3
Ilmenit	0.7	1.0		0.1	0.3	0.2
Biotit	0.0	0.0		8.7	1.5	1.5
Apatit	0.6	0.6		0.2	0.1	0.1
Corderit	0.0	0.0		0.0	2.7	1.7
Sigma	2.39	2.45		3.21	2.69	3.17
Tau	18.93	13.34		24.85	34.58	46.08
Farbzahle	16.4	17.4		9.6	4.7	3.8

TAB. 1a — CHEMISCHE ANALYSEN SOWIE RITTMANN-NORMEN DER VERSCHIEDENEN VULKANISCHEN GESTEINE AUS BENACHBARTEN GEBIETEN, ZUM VERGLEICH MIT DEN UNTERSUCHTEN PROBEN; W_1 , W_2 : WASHINGTON (1897) SÜDLICH VON IZMIR, X_1 , X_2 KTENAS (1928) HALBINSEL KARABURUN, F: FOÇA, A: ALIÇA; BEIDE LIEGEN WESTLICH VOM UNTERSUCHUNGSGBIET, N: NÖRDLICH IZMIR UND K: KULA. DIE LETZTEN VIER SIND MITTEILUNGEN VON HERRN DOZ. DR. E. İZDAR

	W_1	W_2	X_1	X_2	F	A	N	K
SiO ₂	60.68	61.93	52.98	55.04	45.56	59.28	61.18	47.77
Al ₂ O ₃	16.19	18.47	19.61	16.03	15.03	15.72	15.82	18.46
Fe ₂ O ₃	5.37	1.93	6.98	2.28	1.81	1.24	3.85	2.06
FeO	1.58	2.23	0.95	4.11	5.83	3.89	1.37	5.04
MgO	2.96	2.66	2.35	6.10	9.57	3.51	2.55	7.14
CaO	5.88	4.31	7.42	7.66	10.83	6.43	5.75	7.48
Na ₂ O	3.11	2.92	3.65	3.24	2.93	3.40	3.31	5.43
K ₂ O	3.95	3.92	2.09	2.57	2.08	2.37	3.28	3.36
MnO	—	—	0.14	0.12	0.15	0.10	0.06	0.14
TiO ₂	—	—	0.80	0.76	1.14	0.63	0.63	1.76
P ₂ O ₅	—	—	0.40	0.19	0.27	—	0.13	0.46
CO ₂	—	—	—	—	—	1.00	—	—
H ₂ O+	0.98	2.28	1.40	1.34	4.42	2.28	2.39	0.48
H ₂ O-	—	—	1.73	0.29	—	—	—	—
	100.70	100.65	100.31	99.73	99.62	99.68	100.32	99.59

RITTMANN-Norm

Quarz	10.7	13.7	3.1	2.6	—	15.1	14.7	—
Sanid.	34.5	32.4	12.3	20.2	13.7	17.6	28.2	23.8
Plag.	37.7	39.9	68.8	49.4	34.1	49.7	42.4	27.3
Klpyr.	15.4	—	12.8	25.3	27.5	13.5	12.6	15.2
Calcit	—	—	—	—	—	2.4	—	—
Ilmen.	—	—	0.9	0.7	0.9	0.7	0.6	1.5
Nephe.	—	—	—	—	8.8	—	—	19.5
Apatit	—	—	0.4	0.4	0.6	—	0.3	1.0
Cordi.	—	5.2	—	—	—	—	—	—
Sigma	2.82	2.47	3.30	2.80	9.80	1.91	2.39	16.20
Tau	888.88	888.88	19.55	16.83	10.61	19.86	19.86	7.40
Farbz.	17.1	13.9	15.8	27.8	43.3	17.6	14.7	29.4

TAB. 2 — NIGGLI-WERTE DER UNTERSUCHTEN PROBEN

	KSA	BDT	GK	OGB (Mkr)	OGB (Obs)
si	199.93	194.91	307.64	413.86	397.75
al	31.35	30.69	40.83	46.63	46.67
fm	30.20	32.33	19.38	9.66	8.42
c	21.65	20.85	8.19	5.09	5.82
alk	16.80	16.14	31.60	38.62	39.10
k	0.42	0.47	0.48	0.53	0.59
mg	0.51	0.55	0.42	0.21	0.05
ti	1.71	2.43	1.58	1.32	1.02
p	0.44	0.38	0.23	0.12	0.14
qz	32.73	30.37	90.46	167.38	148.94
k+	4.03	4.37	6.25	6.88	7.86

TAB. 2a — NIGGLI-WERTE DER VERGLEICHSANALYSEN

—Lokalitäten siehe Tab. 1a—

	W_1	W_2	X_1	X_2	F	A	N	K
si	194.88	220.35	155.67	149.71	100.71	195.86	213.41	111.59
al	30.63	38.72	33.95	25.69	19.58	30.60	32.51	25.41
fm	31.38	25.90	28.40	39.00	45.58	31.38	27.52	38.59
c	20.22	16.42	23.35	22.31	25.64	22.75	21.48	18.71
alk	17.77	18.96	14.31	13.00	9.21	15.27	18.48	17.29
k	0.46	0.47	0.27	0.34	0.32	0.33	0.39	0.29
mg	0.45	0.54	0.36	0.63	0.69	0.55	0.48	0.64
ti	0.00	0.00	1.77	1.55	1.89	1.56	1.65	3.09
p	0.00	0.00	0.26	0.22	0.25	0.00	0.19	0.45
qz	23.82	64.28	-1.55	-2.27	-36.11	34.79	39.49	-57.58
k+	4.71	4.71	2.56	3.07	2.53	2.91	3.98	3.88

TAB. 3 — d-WERTE EINIGER ORTHOPYROXENE UND VON OLIVIN

(beide BDM-Aufnahmen wurden mit Deb.-Sherrer-Verfahren durchgeführt)

KSA (Hyp)		GTP (Hyp)		BDT (Hyp)		BDM (Bronz)		BDM (Olivin)		
d	I	d	I	d	I	d	I	hkl	d	hkl
—		6.37		—		—			6.97	
4.57		4.57		—		—			5.09	(020)
—		—		—		4.41		(200)	4.04	Bronzit
4.04		—		—		4.02			3.87	(021)
3.32		3.33	10	—		3.31		(211)	3.73	(101)
3.18	100	3.18	90	3.175	100	3.17	I	(240) (221)	3.50	(111)
2.95	3	2.96	20	2.95	7	2.95		(231)	3.17	Bronzit
2.88		2.89	100	2.87	60	2.88	III	(160)	3.01	(121)
—		2.84	20	2.83	3	—			2.83	Bronzit
2.71	10	2.72	15	2.78	5	2.71		(241)	2.77	(130)
2.54		2.55	25	2.57		—			2.63	
2.51	15	—		2.54		2.53		(022)	2.54	(131)
2.48	15	2.48	20	—		2.49			2.46	(112)
—		—		—		2.39			2.31	(210)
—		—		—		2.25			2.26	(141)
2.12	15	2.13	15	2.16		—			2.16	(220)
2.10		2.11		2.14		2.10	II	(360)	2.02	(132)
—		2.06	7	—		2.06		(271)	1.86	(150)
2.03		2.03	10	2.03		2.02		(280)	1.75	(222)
1.99	18	2.00	15	2.00		—			1.64	(061)
1.96		1.97	18	—		1.96		(361)	1.62	(133)
1.79	20	1.74	12	1.77		1.78		(460)	1.60	(151)
1.53	30	1.53		1.54		1.52			1.49	(004)

TAB. 3a — d-WERTE EINIGER KLINOPYROXENE

KSA (Aug)		BDT (Pige)		BDM (Aug)		hkl	
d	I	d	I	d	I		
3.23	80	3.21	100	3.23	V	(220)	(021)
2.99	100	2.99	80	2.998		(201)	(221)
2.94	80	2.93	60	2.93	I	(311)	
2.89	50	2.89	40	—		(310)	
—		—		2.81		(130)	
2.56	70	2.550		2.56		(131)	
		2.547	30				
2.51	40	2.516		2.51	II	(202)	
		2.512	25				
2.29	20	2.285		2.28		(311)	(400)
		2.280					
2.15		2.14		2.14		(112)	
2.13		2.13	30	—		(331)	(330)
2.10		2.10	20	—		(402)	(421)
2.04		2.03	20	2.03		(402)	

TAB. 4 — d-WERTE VON ILMENIT, TITANOMAGNETIT UND SIDERIT

GTP (Ilmenit)*			KSA (Titanomagn.)		
d	I	hkl	d	I	hkl
3.71	30	0112	2.96	12	002
2.73	100	1014	2.52	100	113
2.53	35	1120	2.09	40	004
2.227	25	1123	1.71	10	224
2.223	20		1.61	45	115, 333
1.860	25	0224	1.48	40	044
1.857	20				
1.716	53	1126	BDM (Siderit)		
1.713	30		Deb.-Sherrer-Ver.		
1.623	10	1232 0118	d	I	hkl
1.620	8		3.60	III	0112
1.501	10	2134	3.15	IV	
1.497	5		2.814	I	1014
1.466	8	3030	2.49		Hämat.
1.462	6		2.356		1120
			2.14		1123
			1.97		2022
			1.75	II	0118
			1.512		1232

(*) Vergl. Berry u. Thompson
(Hämatit und Ilmenit)

TAB. 5 — d-WERTE VON AMPHIBOL UND BIOTITEN

KSA (Biotit)		GTP1 (Biotit)		GTP4 (Biotit)		
d	I	d	I	d	I	hkl
9.95	100	9.96	100	10.04	100	001
4.98	5	4.99	6	5.01	4	002
3.31	80	3.31	85	3.33	90	003
2.62	5	2.63	1	2.63	3	200
2.49	10	2.50	14	2.50	16	004
2.31	4	2.44	3	2.44	3	
2.17	4	2.17	2	2.17	2	202
1.99	15	2.00	12	2.00	14	230 211
1.66	6	1.66	7	1.678	7	204
1.536	3	1.544	5	1.539	2	060

GTP3 (Amphibol)

d	I	hkl*
8.45		
8.40	100	110
3.37	15	131
3.26	50	240
3.18	50	440 421
3.12		
3.11	90	310
2.94	25	321
2.89	20	051
2.80		
2.79	60	330
2.74	15	441 630
2.70	50	251
2.59	10	161
2.54	10	621
2.52	10	202 022
2.38	20	
2.34	20	
2.16	20	361

(*) hkl vergl. Klein (1964).

TAB. 6 — d-WERTE DER FELDSPÄTE

KSA (Andesin)		GTP (Andesin)		BDT (labradorit)		hkl
d	I	d	I	d	I	
—		6.46	3	—		$\overline{110}$ 001 020
4.68	2	—		—		$\overline{021}$
4.04	12	4.05	15	4.04	18	$\overline{201}$
3.89	5	3.89	8	3.89	10	$\overline{111}$
3.75	14	3.76	20	3.75	24	$\overline{111}$
3.64	10	3.63	15	3.64 3.63	15	$\overline{130}$ $\overline{130}$ $\overline{131}$
3.47	4	3.47	7	3.42	15	$\overline{112}$ $\overline{221}$
3.37	7	3.37	7	—		$\overline{112}$
3.21	40	3.20	40	3.20	60	$\overline{040}$
3.18	100	3.18	100	3.18	100	$\overline{002}$
3.14	9	3.14	10	3.13	12	$\overline{220}$
3.01	8	3.02	10	3.01	10	$\overline{131}$
2.94	8	2.94	12	2.94	15	$\overline{041}$
2.93	8	2.93	12	2.93	12	$\overline{022}$
2.84	6	2.83	9	2.83	10	$\overline{131}$
2.65	5	2.65	3	2.65	5	$\overline{132}$
2.52		2.52		2.54		$\overline{241}$ $\overline{241}$
2.50	8	2.51	9	2.51	10	Die hkl-Indizes sind nach der ASTM-Kartei zusammengestellt
2.14	3	2.14	4	2.14	5	
2.12	4	2.12	4			
		2.10	5	2.10	4	
		1.88	8	1.88	5	
1.79	10	1.77	10	1.78	8	

TAB. 7 — VERGLEICHEN DES MODALEN BESTANDES MIT
VERSCHIEDENEN NORMEN

	KSA	BDT	KSA	BDT	KSA	KSA	BDT
	RITTMANN		CIPW		NIGGLI	Eigene Modal	
Quarz	13.5	13.0	14.55	11.72	16	10-16	9
Sanidin	27.7	30.5	19.50	21.10	15.4	10-16	10
Plagioklas	42.4	39.1	Ab 25.39	22.76	Ab 27.5	42	41
			An 20.09	20.39	An 20.7		
Orthopyroxen	—	—	4.93	11.13	0.8	7	10
Klinopyroxen	13.9	14.7	6.07	5.75	6.4	16	21
Biotit	—	—	—	—	7.5	3.5	—
Hämatit	—	—	1.67	—	—	—	—
Magnetit	1.2	1.1	3.35	1.84	4.3	5.5	5
Ilmenit	0.7	1.0	1.29	1.86	—	—	—
Rutil	—	—	—	—	0.5	—	—
Apatit	0.6	0.6	0.72	0.63	0.6	—	—
Farbzahl	16.4	17.4	18.03	21.21	20.1	32	36
Namen nach Streckeisen	Quarzlatit	Quarzlatit	Qz.-Latitandesit	Qz.-Latitandesit	Dacit bis Quarz- latitandesit	Dacit bis Quarz- latitandesit	Quarzlatitandesit

ÖZET

İzmir'in kuzeyinde Menemen civarındaki araştırma bölgesinin önce volkanolojik-jeolojik haritası yapılmıştır.

Üç esas tür olarak ayırđedilen efusiflerin nisbî yaş bađlantıları sahadaki verilere göre açıklanmıştır.

Şimdiye dek "Andesit" olarak adlandırılan Alfa-tipi volkaniklerin inceleme sahasındaki mineral parajenezleri, bunların Quarzlatit olduklarını gösterir. Bunlar sıkışma kubbelerine (Staukuppen) benzer şekilde oluşurlar. Bu nedenle uçuşkan elemanlarını kaybetmediklerinden, biyotitçe zengin oluşları ve büyük kristallerin bolluđu olađandır. Plajioklaslar ters zonlu (inverse Zonarbau) yapı gösterirler. Bu kalkerli sedimentlerin resorbe edilmesiyle açıklanabilecek bir görünümde-dir.

Bugüne kadar "Basalt" diye tanımlanan, Beta-tipi olarak adlandırdığımız kayaçlar da Alfa-tipi ile eş kimyasal yapıda olup esasen Quarzlatitdirler. Yayılmaları örtü şeklindedir. Biyotit veya uçuşkan elemanlı başka bir minerale rastlanmaz. Bu tür mineraller "fenobasaltik" lâvların öncüsü tüflerde bolca bulunur. Plajioklaslar da Alfa-tipinden daha bazik kimyada olup, zonlu yapıları normaldir. Bu kayaçlarda dikkati çeken bir başka özellik; piroksenlerin dağılımıdır. Alfa-tipinin homojen yapıdaki bir klino ve bir ortopirokseninin (Plutonik tendenz) yerine, burada ortaya çıkan çok sayıda çeşitli piroksenler, üçgende yatay ve düşey yayılım gösterirler (quench trend). Özellikle ortopiroksenlerin bariz iki konsentrasyon göstermesi (Bronzit ve Hipersten) bunlardan birinin evvelce magmada bulunan olivinlerin reaksiyonunun ürünü olarak yorumlanmasına sebep olmuştur. X-ışınlarında olivinin varlığı, ince kesitlerde de olivinden dönüşüm görülmektedir.

Gama-tipi olarak adlandırdığımız üçüncü esas tür de örtü şeklinde oluşmuş akışkan eruptiflerden meydana gelir. Bu kayaçların cam oranı oldukça yüksektir. İçinde bulunan mineraller, kayacın asidik kimyasına oranla burada da bazik yapıdadırlar. Şimdiye kadar "Porphyrit" olarak adlandırılan bu volkaniklere hiyaloriyolit demek daha uygun olacaktır.

Volkanik aktivitenin son safhasında obsidian damarları oluşmaktadır. Optik gözlemlerle incelenemeyecek küçüklükteki kriptomkristalin komponentli türleri de bulunan bu kayaçlara hiyalo-alkaliryolit demek uygun olacaktır.

Bu üç esas türdeki volkaniklerin aralarına tüfler girmiş olup, her safhadaki tuf efusyonu ile yüzeye çıkan mineraller gelecek fazdaki türün bileşimini yansıtır.

Alfa-tipi kubbelerin tabanında haliyle tüflere rastlanmaz. Bunların üstüne gelen tüfler, yüksek basıncın güçlü patlamalarla birdenbire ortadan kalkması sonucu oluşan ince küllü, kristalce zengin tabakalarla başlarlar. Gerek mineral parajenezleri, gerekse yapılan ısı diyagramı karşılaştırmaları şu gerçeği ortaya koyar: Tüflerin ısıları giderek artmaktadır. Değişen mineral parajenezi ile beraber camsı tüflere dönüşüm (Welded-tuff) gaz basıncının ortadan kalkması sonucudur. İgnimbirit safhasına tam varmadan Beta-tipi lâvlara dönüşüm profil boyunca takip edilebilmektedir.

'Çevredeki diğer volkanikler de göz önüne alındığında, iki ayrı mağmatik gelişim ortaya çıkar. Bunların ilki "Basalt alanından" hareket ederek riyolite kadar uzanan bir oluşma süresince anatektik gelişimin etkisindeki bir magmayı, en iyi bir şekilde yansıtır. İkinci olay ise fonolitlere doğru değişim gösteren ve primer alkaliolivin-basaltik magmanın gelişimini andıran dönüşümdür.

Yukarıda belirtilen dönüşümler ve bazı kayaçlardaki minerallerin heterojen dağılımı, hibridik bir magma probleminin varlığını ortaya atabilecek niteliktedir.

LITERATURVERZEICHNIS

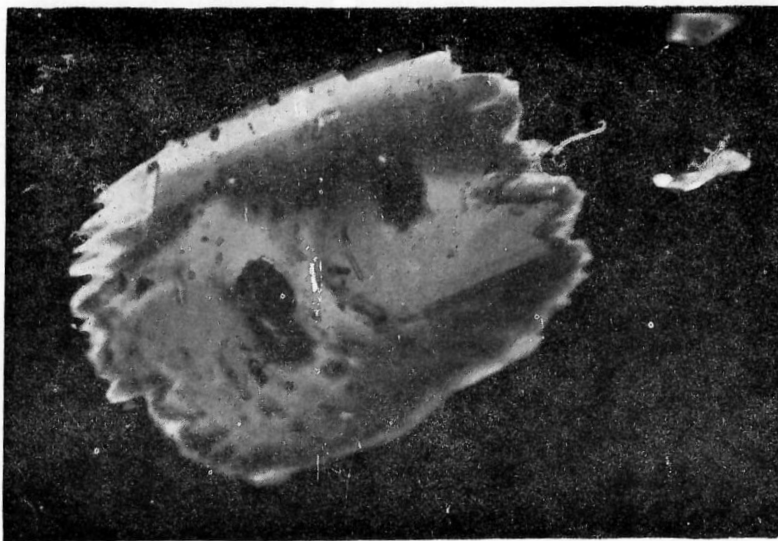
- Akartuna, M., 1962, On the geology of İzmir - Torbalı district. - Bull. M.T.A., 59, 11-19, Ankara.
- Andrà, E., 1905, Eruptivgesteine im nordwesten Kleinasiens. - Disert. Leipzig, 46 s.
- Berry, L. G. u. Thompson, R. M., 1962, X-ray powder data for ore minerals. - The Geol. Soc. Amer. Mem. 85.
- Besenecker, H. et al., 1968, Geologie von Chios (Ägäis). - Geol. et Palae., 2, 121-150.
- Brinkmann, R., 1966, Geotekt. Gliederung von Westanatolien. - N. Jb. Geol. Palae., Mh., 10, 603-618.
- Brinkmann, R., 1968, Einige geologische Leitlinien von Anatolien. - Geol. et Palae., 2, 111-119.
- Brinkmann, R., 1971, The geology of western Anatolia. - Geol. a. Histor. of Turkey, Tripoli, 171-190.
- Brinkmann, R. u. Izdar, E., 1971a, Excursion to Bergama and Kınık. - Geol. a. Histor. of Turkey, Tripoli, 505-508.
- Chaput, E., 1936, Voyages d'études géol. et geomor. en Turquie. - Mém. Inst. Français d'Archeol. de Stamboul, 1, Paris, v. 2, 312 s.
- Doe, B. R. u. Lipman, W. u. Hedge, C. E. u. Kuraswa, H., 1969, Primitive and contaminated Basalts. - Contr. Min. and Petr. 21, 142-156.
- Dora, Ö., 1964, Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Yamanlar-Gebirge (Westanatolien). - M.T.A. Yayın No. 116, 68 s. Ankara.

- Doruk, N., 1969, Biostratigraphie und Ostragot - Mikrofauna des Neogens im Gebiet İzmir - Menemen - Manisa. - unveröf. Diplomarbeit (türk.) İzmir, 46 s.
- Erentöz, D. u. Ternek, Z., 1968, Les sources thermomin. de la Turguie et l'étude l'énergie géothermique. - Bull. M.T.A. 70, 1-60, Ankara.
- Frech, F., 1914, Der Vulkanismus Kleinasiens und sein Verhältnis zu dem Gebirgsbau. - Peterm. Mtlg. 11, 165-172, 212-216, 270-278.
- Gjelsvik, T., 1962, Investigations of lead-zinc deposits in NW-Anatolia. - Bull. M.T.A., 61-70, 59, Ankara.
- Gramse, M., 1970, Quant. Untersuch. m.d. Elektronen-Mikrosonde an Pyroxenen aus Basalten u. Peridotit-Einschlüssen. - Contr. Mineral, and Petrol., 29, 43-73.
- Grützner, K. E., 1908, Beitr. z. Petrographie d. W. - Kleinasiens. - Dissertation, Leipzig, 81 s.
- Hamilton, J. W. u. Strickland, H. E., 1848, On the geology of the western party of Asia Minor. - Trans. Geol. Soc., London, 2, ser. VI.
- Kalafatçıoğlu, A., 1961, A geological study in the Karaburun peninsula. - Bull. M.T.A., 39-51, 56, Ankara.
- Ketin, I., 1961, Über die magmatischen Erscheinungen in der Türkei. - Bull. of Geol. Soc. of Turkey, 2, VII; 16-34, Ankara.
- Klein, C. J., 1964, Cummingtonite: A Chemical, optical and X-ray study. - Amer. Min. 49, 7, 8, 963-982.
- Krause, O., 1969, Die Melilith - Nephelinite des Hegaus. - Dissertation - Tübingen, 104 s.
- Kuno, H., 1955, Ion substitution in the diopsid-ferropigeonite series of clinopyroxenes. - Amer. Min. 1, 2, 70-93.
- Ktenas, M. C. A., 1928, Sur le volcan de Pashoura. Les laves andésitiques à facies basaltique de la Mer Egée septentrionale. - Prak. Acad. Athen, 3, 226-249.
- Lahn, E., 1945, Le volcanisme Néogène et Quarternaire en Anatolie. - Türk Coğr. Derg. Sayı VII-VIII, Ankara.
- Lahn, E., 1957, Reports entre la répartition des roches volcaniques en Anatolie. - Rev. Geogr. Phys. et Geol. (2), Vol. 1, Fasc. 4, 221-228, Paris.
- Lindsley, D. H., 1962/63, Equilibrium relations of coexisting pairs of Fe-Ti oxides. - Annual rep. of the director of geophys. lab. Carnegie-Inst., Washington.
- McKenzie, W. S., 1957, The crystalline modification of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. - Amer. J. of Sc., 225, 481-516.
- Milch, L., 1903, Die Ergussgesteine des galatischen Andesitgebietes. - N. Jb. Min. Geol. Pal., 110-165, t. 16.
- Nakamura, Y. u. Kushiro, I., 1970, Pigeonite andesite from Weiselberg. - Amer. Min., 1999-2015, 55.
- Nebert, K., 1960, Vergleichende Stratigr. u. Tektonik west- u. nördlich v. Tavşanlı. - Bull. M.T.A., 10-37, 54, Ankara.
- Nebert, K., 1961, Zur Kenntnis des Neog. Vulkanis. im Raume W.-Gördes. - Bull. M.T.A., 51-59, 57, Ankara.

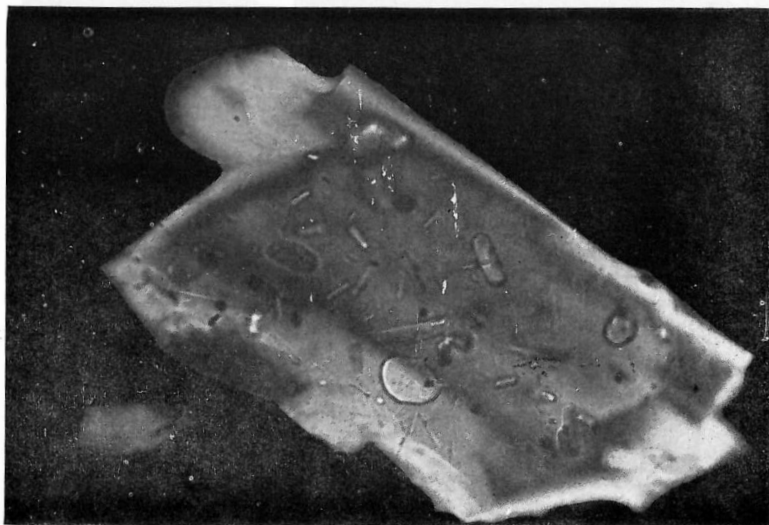
- Philippson, A., 1918, Kelinasien. - Hdb. d. reg. Geol., H. 22, Heidelberg, 318 s.
- Pınar, N., 1948, Ege bölg. tekt. sıcaksu ve madensuyu kayn. - Ist. Üniv. Fen Fak. Monogr. s. 12, 42 s.
- Ronner, F., 1962, Der Einbruch der Ova Sandıklı. - Bull. M.T.A., 71-91, .59, Ankara.
- Seck, H. A., 1971, Der Einfluss des Drucks auf die Zusammensetzung von Feldspäten. - Contr. Mineral, and Petrol., 31, 67-86.
- Seck, H. A., 1971a, Koexistierende Alkalifeldspate u. Plagioklase im System $\text{NaAl-Si}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ bei Temp. von 650°C bis 900°C . - N. Jb. Miner. Abh., 115, 3, 315-345.
- Smith, D. u. Lindsley, D. H., 1971, Augite Crystallization Trends. - Amer. Min., 225-233, 56.
- Tröger, W. E., 1971, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I-Bestimmungstabellen. - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 188 s.
- Tröger, W. E., 1969, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil II-Textband. - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 822 s.
- Washington, H. S., 1894, On the Basalte of Kula. - Amer. J. Sc., 114-123, t. 47.
- Washington, H. S., 1897, On Igneous rocks from Symirna and Pergamon. - Amer. J. Sc. IV ser., 41-50, t. 3.
- Washington, H. S., 1900, Kulaite. - J. Geol. Chicago, t. 8, 610-620.
- Weiskirchner, W., 1967, Bemerkungen zum Hegau-Vulkanismus. - The Rhinegraben Progress Report 1967; Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 139-141.
- Westerveld, J., 1952, Phases of neogene and quarternary volcanism in Asia Minör. - XX Congr. Geol. Inter. Mexico Secc I (I. Bd.), 103-119.
- Winter, H., 1967, Chemische u. opt. Untersuchungen an moldanubischen Biotiten. - Diss. - München, 67 s.
- Wones, D. R., 1963, Physical Properties of synthetic Biotites. - Amer. Min., 1300-1321, 48.
- Wones, D. R. u. Eugster, H. P., 1965, Stability of Biotite. - Amer. Min., 1228-1272, 50.
- Yalçınlar, I., 1957, Manisa Tersiyer serisinde strüktürel ve morfolojik araştırmalar. - Türk Coğ. Der. 17, İstanbul, 72-92.
- Yoder, H. S. u. Tilley, C. E., 1962, Origin of basalt magmas. - J. Petrol., 342-532, 3.
- Zaruvabeli, H., 1970, Zur Geologie des Gebietes nördlich Karşıyaka, Yamanlar-Gebirge. - Diplomarbeit - Hamburg, 67 s.



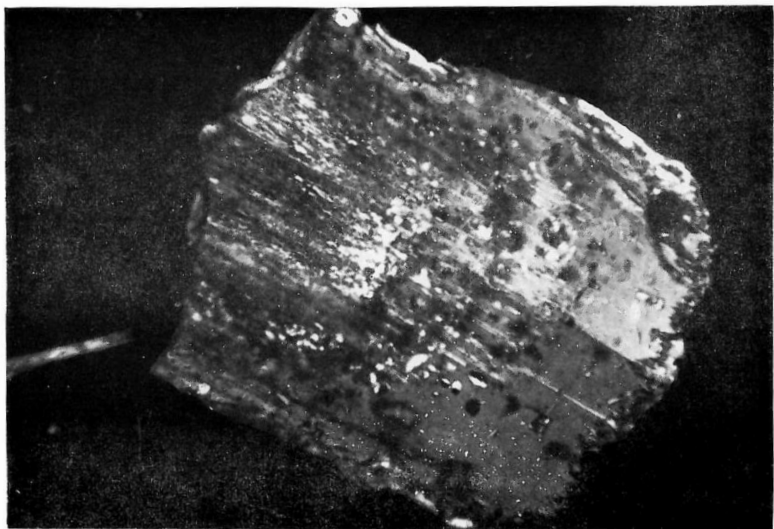
Photos: 1 — Dünne Fließplatten und Fältelungen - Typus Gama - Çiçekliçam.



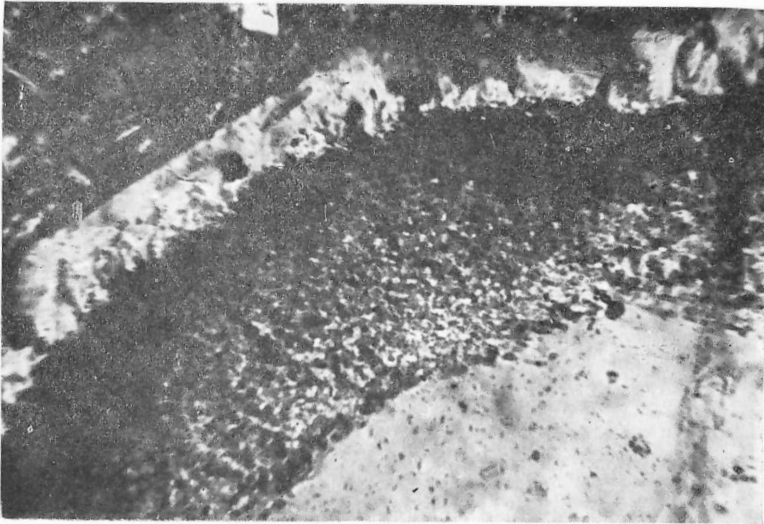
Photos: 2 — Hypersthensplitter, 300 μ , mit orientierten Apatiten - Typus Alpha - KSA.



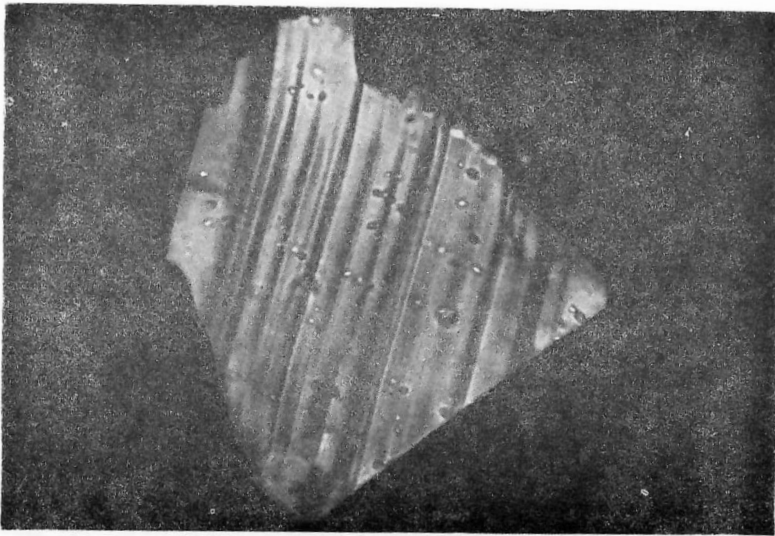
Photos: 3 — Apatiteinschlüsse im Augitsplitter, 400 μ . KSA.



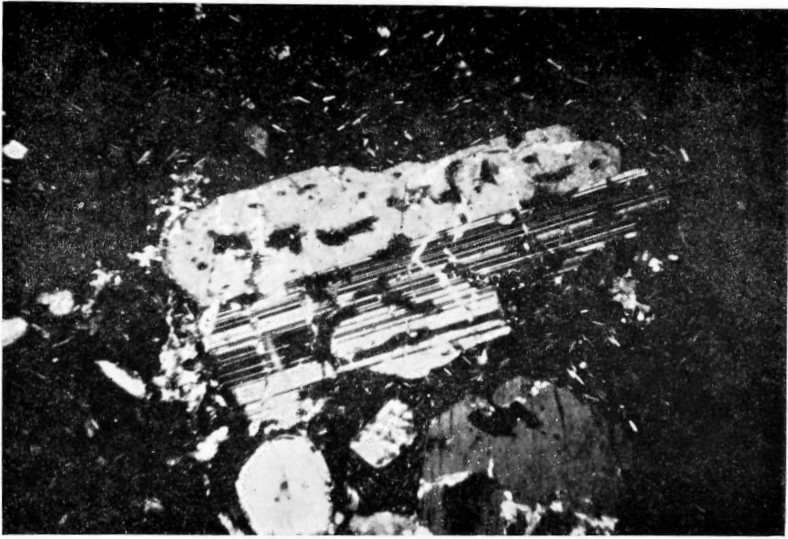
Photos: 4 — Augitkristall mit detritischem Kern. KSA Mikrosonde - Präparat 1b (siehe Abb. 4).



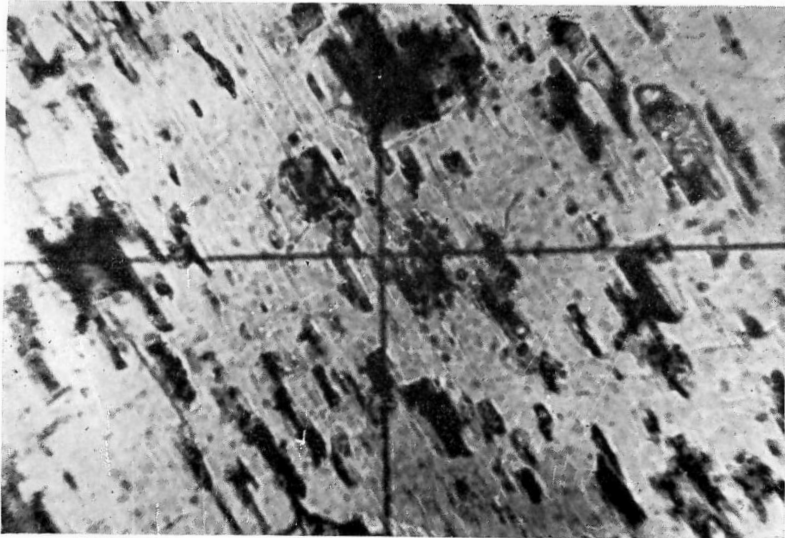
Photos: 5 — Plagioklas - Einsprenglinge - Typus Alpha - KSA - mit unreiner Zone.



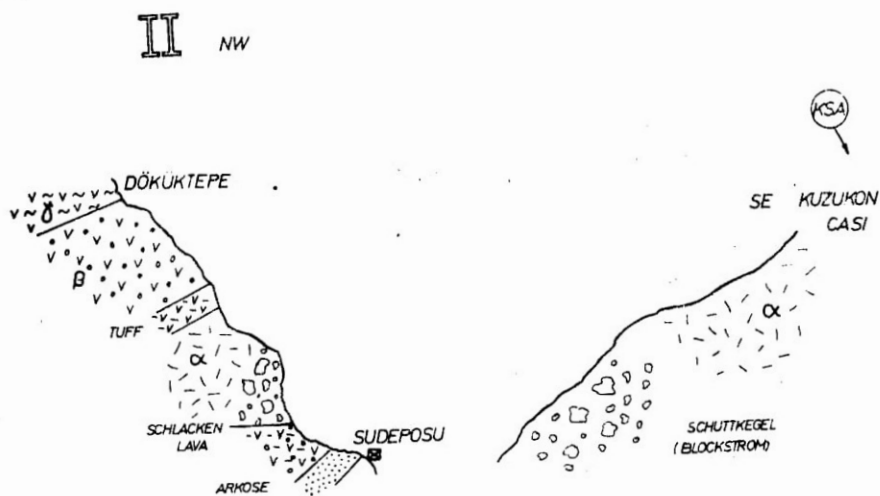
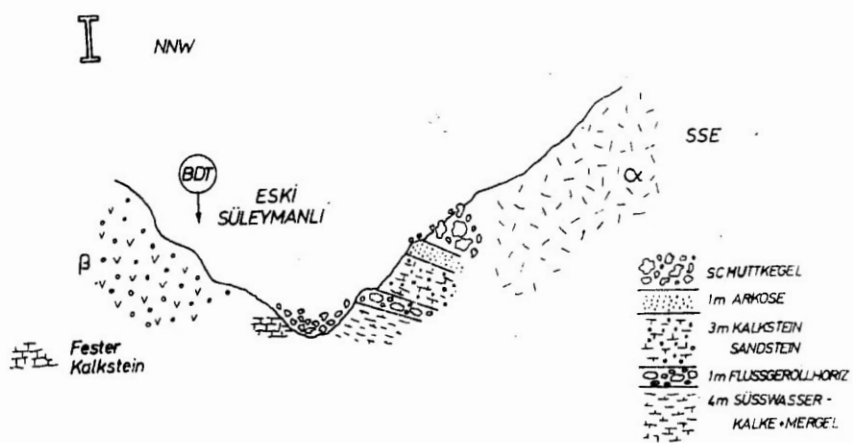
Photos: 6 — Ferroaugitsplitter - BDT - 100 μ , etwa auf (010) liegend. Entmischungstropfen sind parallel (100), Entmischungslamellen sind parallel (001), Der Winkel (001) : (100) = hier 101°.



Photos: 7 — Typus Beta - BDT - Plagioklas, 200 μ , praktisch nur korrodierte Kernzone.



Photos: 8 — Typus Beta - BDT - Plagioklas, 250 μ , Auflösungserscheinungen // (001).



III

NNW

SEE

DEVETEPE



■ SiO_2 - Imprägnationen

IV

NNW

SEE

ALAKARPSI



