

DIE ROLLE DES NEBENGESTEINS IN DER ENTWICKLUNG DER SUBVULKANISCHEN FACIES

(Nordwest-Mátra-Gebirge, Ungarn)

T. PÓKA – B. SIMÓ

(Geochemisches Forschungslaboratorium der Ungarischen
Akademie der Wissenschaften.)

Eingegangen dem 23. VI. 1966.

ZUSAMMENFASSUNG

Die subvulkanisch-magmatischen Gesteinsfacies des Mátragebirges treten um Nagybátony zutage. Neben den Aufschlüssen am Tage wird die eingehende Untersuchung dieser Facies auch durch die Aufschlüsse der Braunkohlengruben der Gegend erleichtert. Es können im Gebiet zwei vulkanologische Zyklen unterschieden werden: in den ersten werden die an der Helvet-Torton-Grenze eingedrungenen, subvulkanisch erstarrten Hypovulkanitmassen (Lakkolit, subvulkanische Gänge) eingereiht, die aus (Hydro-)Karbolaradoritit, Hydroandesit, Sulfoandesit, Chloroandesit und Andesitopropylit bestehen. Der zweite Zyklus umfasst die mittel-tortonischen ortomagmatischen Pyroxenandesitgänge, die vermutlich als Vulkanschlotten fungierten.

Die Unterschiede zwischen den Gesteinen der zwei vulkanologischen Zyklen kann auf die genetischen Gegensätze zwischen „offenem“ und „geschlossenem“ Magmenkörper zurückgeführt werden. Die Gesteine des ersten Zyklus sind in subvulkanischer Teufe, unter Absorption leichtflüchtiger Gemengteile aus dem Grundgebirge und den Nebengesteinen kristallisiert. Im Laufe der Kristallisation der ortomagmatischen Gesteine des zweiten Zyklus konnten dagegen die Leichtflüchtigen leicht entweichen, da das Magma in einem plötzlichen Aufbruch bis zur Oberfläche durchstieß.

Das untersuchte Gebiet erstreckt sich von Nagybátony in südlicher Richtung bis zum Mátrabérc-Gipfel, in W-O-Richtung von der Kőerdötétő-Kuppe bis zum Csomosvár-Gipfel. Seine Bedeutung besteht darin, dass hier die randliche, subvulkanische „Wurzelfacies“ des Mátra-Vulkans zutage tritt. Im ganzen Gebirge sind die Gänge und anderen subvulkanischen Bildungen hier am schärfsten umrissen, von den überlagerten Lavadecken und Tuffhorizonten ungestört. Neben den guten Aufschlüssen am Tage wird die Erforschung dieser Bildungen durch mehrere Braunkohlengruben und zahlreiche Kohlenschurfbohrungen erleichtert.

In den letzten Jahren haben die Verfasser die eingehende Untersuchung von Kontakten zwischen magmatischen Gängen und Sedimentgesteinen, be-

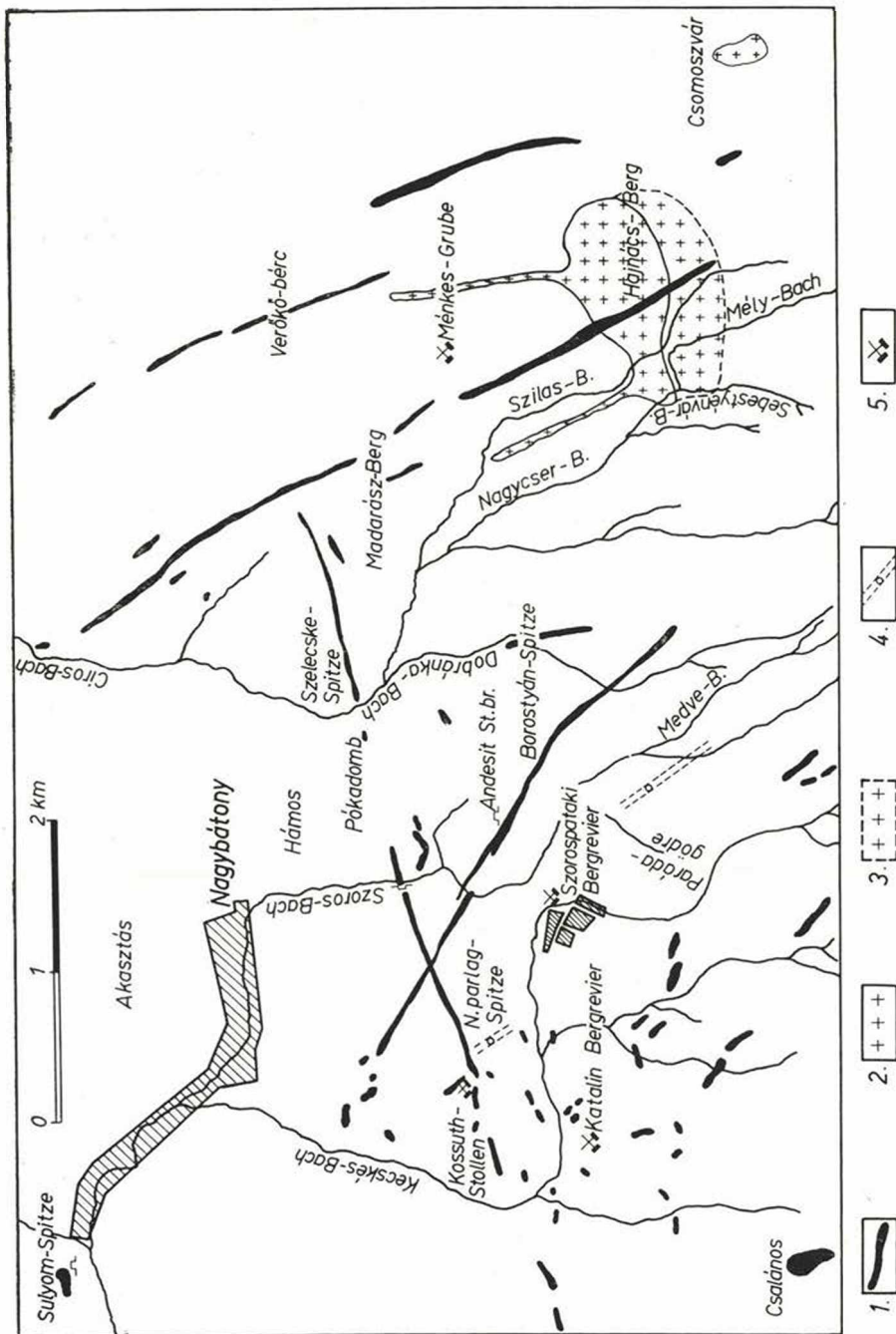


Abb. 1. Karte der magmatischen Gesteinsfacies der Umgebung von Nagybátóony
 I. Orthomagmatische Pyroxenandesitgänge. II. vulkanologischer Zyklus; 2. Karbolabradoritit-Lakkolit; 3. Umrisse
 des Karbolabradoritit-Lakkolits untertags; 4. Aufschlüsse von Hypovulkanitgängen in der Grube,
 I. vulkanologischer Zyklus; 3. Braunkohlengruben

sonders von Kontakten zwischen Braunkohle und Andesitgängen ausgeführt, die sich als klassische Beispiele der Transvaporisation erwiesen haben.

Nach mehreren, nicht besonders gründlichen Beschreibungen ist die genaue Lage der magmatischen Gesteinstypen um Nagybátony in der grundlegenden geologischen Monografie von Z. Schréter (1935) zuerst festgelegt worden. Im Laufe der hier darzulegenden Arbeiten haben wir die Karte aus Schréter's Monografie als Grundlage benützt und örtlich mit den Angaben der neueren Aufschlüsse ergänzt. Neben den oberflächlichen Ausbissen der Gesteinskörper haben wir auch die in der Grube aufgeschlossenen, aber nicht zutage tretenden Gesteinskörper vermerkt (Abb. 1).

Z. Schréter hat Andesitgänge von NW-SO-, ONO-WSW-, und untergeordnet O-W-Streichen, Stöcke und Decken unterschieden.

Eine eingehende Beschreibung der ortomagmatischen Gesteinstypen der Region findet sich in der petrografischen Monografie von B. Mauritz (1909).

In der Bearbeitung des nördlichen Vorlandes des Mátra-Gebirges haben die Veröffentlichungen der in den angrenzenden Gebieten tätigen Forscher, I. Kubovics (1962, 1963) und J. Mezösi (1950) als wertvolle Grundlagen gedient.

Bezüglich der Entwicklung des Mátra-Gebirges als Ganzes haben wir wichtige Folgerungen ziehen können aus den bahnbrechenden Arbeiten von E. Szádeczky-Kardoss (1958-1959).

Nach dem W, gegen das Aufnahmegebiet von I. Kubovics im NW-Mátra-Gebirge ist die hier besprochene Gegend durch einen Bruch von bedeutender Wurfhöhe (etwa 300 m) und NNO-SSW-Streichrichtung begrenzt. Westlich von dieser Bruchlinie können laut I. Kubovics von den drei Andesitgruppen des Mátra-Andesitkomplexes die untere und mittlere mit mehreren Lavabänken und Tuffhorizonten nachgewiesen werden. Östlich von der Bruchlinie liegen in unserem Gebiet in einer um 300 m höheren Lage nur subvulkanische Bildungen vor. Folglich stieg unser Gebiet nach der tortonischen Zeit empor: die Abtragung der sowieso nicht sehr mächtigen (500 m nicht überschreitenden) randlichen Lavabildungen des Mátra legte die tieferen Stockwerke des Vulkans frei: obzwar nicht tiefsubvulkanisch, gehören diese doch zur „Wurzelregion“ des Mátra-Vulkans.

Auf Grund der Lagerungsverhältnisse und petrografischen Eigenschaften der einzelnen magmatischen Gesteinsfacies ist es uns gelungen, zwei vulkanologische Zyklen zu unterscheiden, innerhalb welcher vier Haupt-Gesteinsfacies nachgewiesen werden konnten:

1. Der erste Zyklus umfasst Gesteine von dazitisch-quarzandesitisch-andesitischem Chemismus, die dem subvulkanischen Hypovulkanit-Typus angehören und nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung als Karbolabradorite bezeichnet werden können. Sie bilden die folgenden Facies:

- a) Lakkolite von Stockwerkstruktur,
- b) aus den Lakkoliten vorstossende gangartige schmale Auswüchse von 5 bis 8 m Mächtigkeit,
- c) syntektonische hypomagmatische Gänge von Andesitchemismus, NNW-SSO streichend, untergeordnet auch senkrecht zu dieser Richtung; diese nicht zutage tretenden Gänge von geringer Mächtigkeit (4-8 m) sind in den Braunkohlengruben erfasst worden.

2. Der zweite Zyklus besteht aus jüngeren, mächtigen (15 bis 25 m) posttektonischen ortomagmatischen Pyroxenandesitgängen, die die soeben beschriebenen Gesteinkörper durchbrechen. Innerhalb dieses Zyklus beweisen Durchbrüche, dass die WNW – OSO streichenden, im östlichen Teil unseres Gebietes nach NNW – SSO umschwenkenden Pyroxenandesitgänge älter sind als die ONO – WSW streichenden. Auf Grund ihrer gleichartigen petrografischen Beschaffenheit und tektonischer Ähnlichkeit haben wir sie jedoch in einen und denselben Zyklus vereinigt.

Die morfolologischen, mineralogischen und chemischen Unterschiede zwischen den beiden grundlegenden vulkanologischen Zyklen kann auf den Gegensatz „offener“ und „geschlossener“ Magmenkörper zurückgeführt werden. Die Gänge des zweiten Zyklus sind aus einem offenen Magmenkörper entstanden, und spielten seinerzeit vermutlich die Rolle von Vulkanschloten, wogegen der erste Zyklus Erstarrungsprodukte eines subvulkanisch festgefahrenen Magmas zustandebrachte.

1a) Eine der Facies des ersten Zyklus ist die den Csomoszvár, den Hajnács-Berg und den Nagylajszk-Gipfel aufbauende Masse. Sie wurde von Z. Schréter als Lavadecke bzw. Stock beschrieben. Nach den Oberflächenaufschlüssen und auch nach den in der Grube beobachteten Lagerungsverhältnissen besteht diese Masse aus Lakkoliten, die in den helvetischen Schlierkomplex eingedrungen sind.

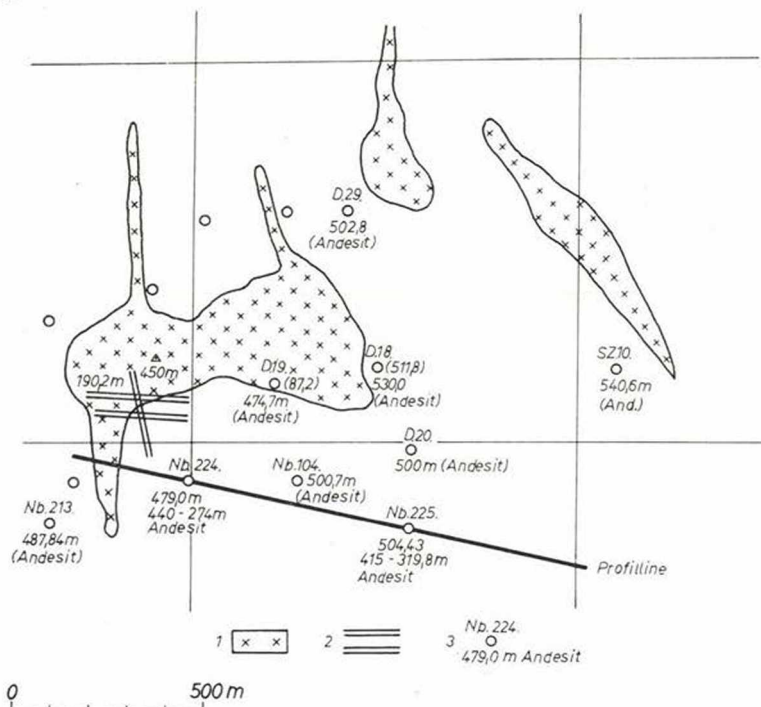
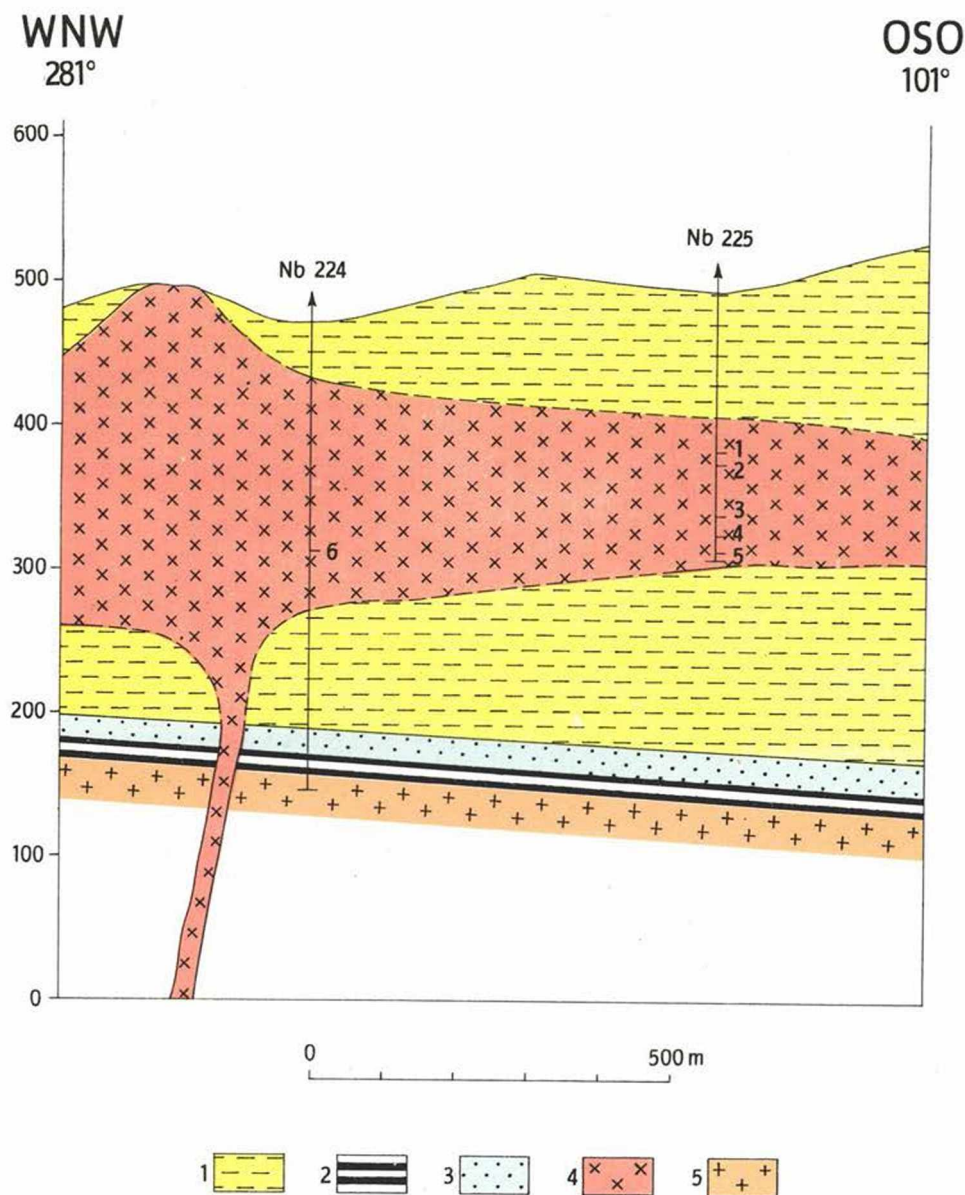


Abb. 2. Karte des Hajnácsberg-Lakkolits und der Bohrungen in seiner Umgebung
1. Karbolaboritit-Lakkolit; 2. Förderstollen im südlichen Grubenfelde des Ménkes-Stollens; 3. Nummer und Lage der Schurfborungen und Tiefe des Andesit-Vorkommen.

Abbildung 3.



MÄFI 75/1967

Abb. 3. Profil des Hajnacsberg-Lakkolits

1. Rhyolittuff (burdigalisch)
2. Braunkohlenflöze } (unterhelvetisch)
3. Sand }
4. Sandiger Ton (Schlier) (mittel- und oberhelvetisch); 5. Karbolabradorit (Helvet-Torton-Grenze).

Die Mächtigkeit des Csomoszvár-Lakkolits beträgt maximal etwa 50 m; er bedeckt eine Fläche von 0,25 km². Am Gipfel des Csomoszvár, im Steinbruch ist die konzentrisch-schalige periklinale Lakkolitstruktur wohl sichtbar, der dunkelgebrannte, dünne (1–2 m. mächt) Kontakt des helvetischen Schliers ist von seiner Oberfläche noch nicht überall abgetragen. Der Lakkolit besteht aus einem stark oxydierten dacitogenen Hydro-Karbolabradoritit, dem sauersten Gestein dieses Zyklus.

Der den Hajnácsberg und den Nagylajszk aufbauende Lakkolit ist gleichfalls in den Helvet-Schlier eingedrungen. Er bedeckt nach den Aufnahmen am Tage und in der Grube eine Fläche von etwa 1,5 km²: seine grösste Mächtigkeit beträgt z. Z. cca 150 m. (Abb. 2. und 3.) Der Csomoszvár-Lakkolit bildet mit ihm vermutlich eine genetische Einheit: beide sind wahrscheinlich Verzweigungen eines tieferliegenden subvulkanischen Körpers, wie das auch magmatische Erwägungen zu beweisen scheinen.

Von den Proben der Tiefbohrungen, die um den Hajnácsberg abgeteuft, den Lakkolit vollkommen durchbohrten, haben wir die der Bohrungen Nb. 224 und 225 untersucht.

In 300 m Tiefe untertags befindet sich unterhalb des Lakkolits das Grubenfeld des Ménkes-Stollens. Bis 1961 sind in der Grube keine magmatischen Körper aufgefahren worden, die als Nachschublinien der Lakkolite hätten gelten können. Bei dem Ausbruch des O–W verlaufenden südlichen Förderstollens hat man jedoch in 190 m Meereshöhe einen 8 m mächtigen, NNW–SSO streichenden Gang durchörtert, der auch seiner petrografischen Natur nach als Nachschubkanal des Lakkolits angesehen werden darf.

Der Gang steht in der Grube mit einem zwischen zwei Kohlenflözen liegenden Sandstein in Berührung. Das untere Flöz (II.) liegt in etwa 10 m Teufe unter dem Aufschluss. In einem früheren Aufsatz ist die kräftige Transvaporation zwischen der Braunkohle und einem durchbrechenden magmatischen Gang bereits beschrieben worden. Im obengenannten Falle lässt sich auch dass Mass der transvaporisierenden Wirkung der Braunkohle auf die Entwicklung dieser stark karbonatischen, hypovulkanitischen Gesteinsfacies feststellen. Zur Klärung dieser Frage haben wir in der Grube, im Gange selbst eine Bohrung von 30 m abteufen lassen. Abb. 4. zeigt die Veränderung der Zusammensetzung der leichtflüchtigen Gemengteile im Hypovulkanit in Abhängigkeit von der Teufe und die vertikale Folge sedimentärer Nebengesteinstypen den Gang entlang.

Es ist aus der Abbildung ersichtlich, dass der Durchbruch durch das Kohlenflöz die Zusammensetzung der Leichtflüchtigen des Ganges wirklich beeinflusst hat, jedoch nicht in bedeutendem Masse. Nach unseren Untersuchungen gewann der Gang nur einen Teil seines bedeutenden Volatilgehaltes aus den Kohlenflözen bzw. aus dem sedimentären Nebengestein des gegebenen Niveaus, und der grösste Teil der Leichtflüchtigen muss tieferen Lagen entstammt sein.

Das Verhältnis der Konzentrationen von H₂O und CO₂ verändert sich im Gang in Abhängigkeit von der Beschaffenheit des Nebengesteins. Ursprünglich enthielt der Sandstein reichlich Wasser, deshalb ist in den mit dem Sandstein sich berührenden Teilen des Ganges der H₂O-Gehalt höher; andererseits war das Kohlenflöz reicher an CO₂, bzw. entwickelte es einen

höheren CO_2 -Partialdruck: deshalb ist die CO_2 -Transvaporisation am Flöz, bzw. infolge der nach oben strebenden Migration der Gase in einer etwas höheren Lage bedeutend. Der Rhyolithuff hat eher eine Austrocknung bewirkt.

Im Chemismus ist der Lakkolit und sein Nachschubgang quarzandesitisch;

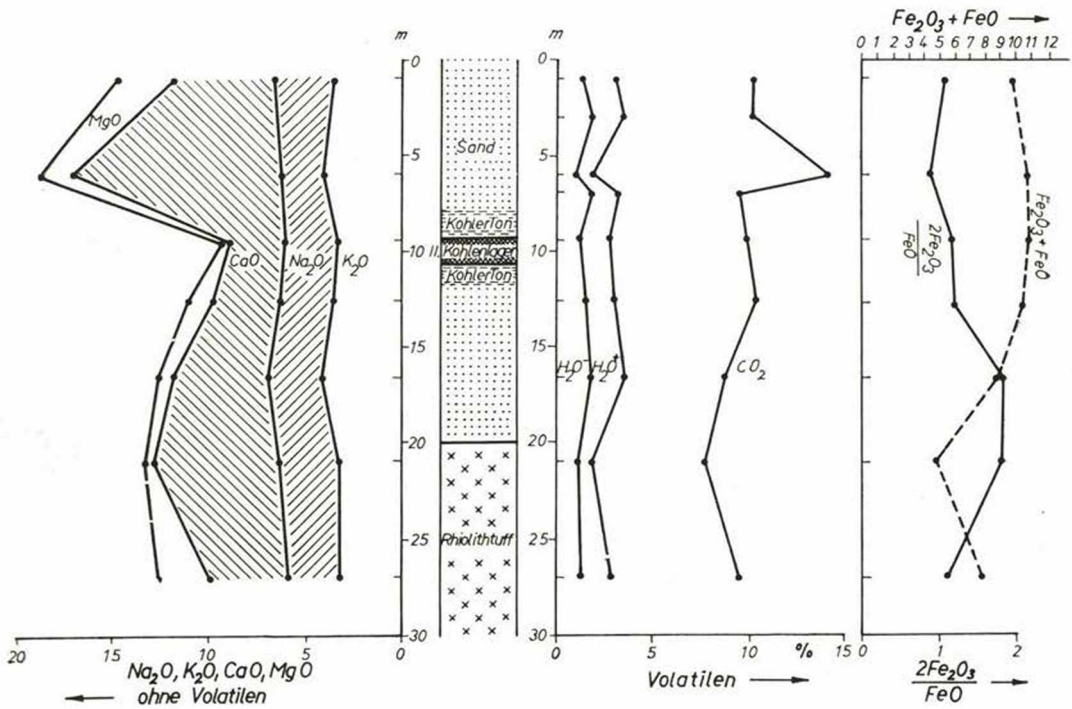


Abb. 4. Untersuchungsergebnisse der Proben aus dem im Nachschubgang des Hajnásberg-Lakkolits abgeteufte 30 m tiefen Grubenbohrung, sowie die vertikale Veränderung der Beschaffenheit des Nebengesteins.

in der mineralogischen Zusammensetzung sind die Gesteine Karbolabradoritite bzw. Hydro-Karbolabradoritite.

Unterhalb des Hajnásberg-Lakkolits, in Schleife Nr. XII. des Ménkes-Stollens und in deren Wetterschacht hat man gleichfalls in 190 m Meereshöhe einen Hydro-Karbolabradoritit körper von 2 m Mächtigkeit durchörtert, der etwa in O—W-Richtung schlierenartig in das Kohlenflöz eingedrungen war. Anhand seines Chemismus und seiner Textur ist dieser vermutlich ein Auswuchs des mehrstöckigen Lakkolits (die zwei obersten Stockwerke sind eben der Csomoszvár- und der Hajnásberg-Lakkolit). Diese „mehrstöckige“ bzw. „tannenbaumartige“ Auffassung der Lakkolitstruktur (Abb. 5) wird unterstützt durch die Befunde einer Wasserschurfbohrung neben Salgótarján (bei Gabócpusztá), die innerhalb eines Teufenintervalles von etwa 2000 m zahlreiche hypovolkanitisch-karbonatische magmatische Gesteinskörper von verschiedener Mächtigkeit (20 bis 80 m) durchteufte und eine mit der Teufe zunehmende Basicität (von dacitisch bis andesitisch) vorfand.

Abbildung 5.

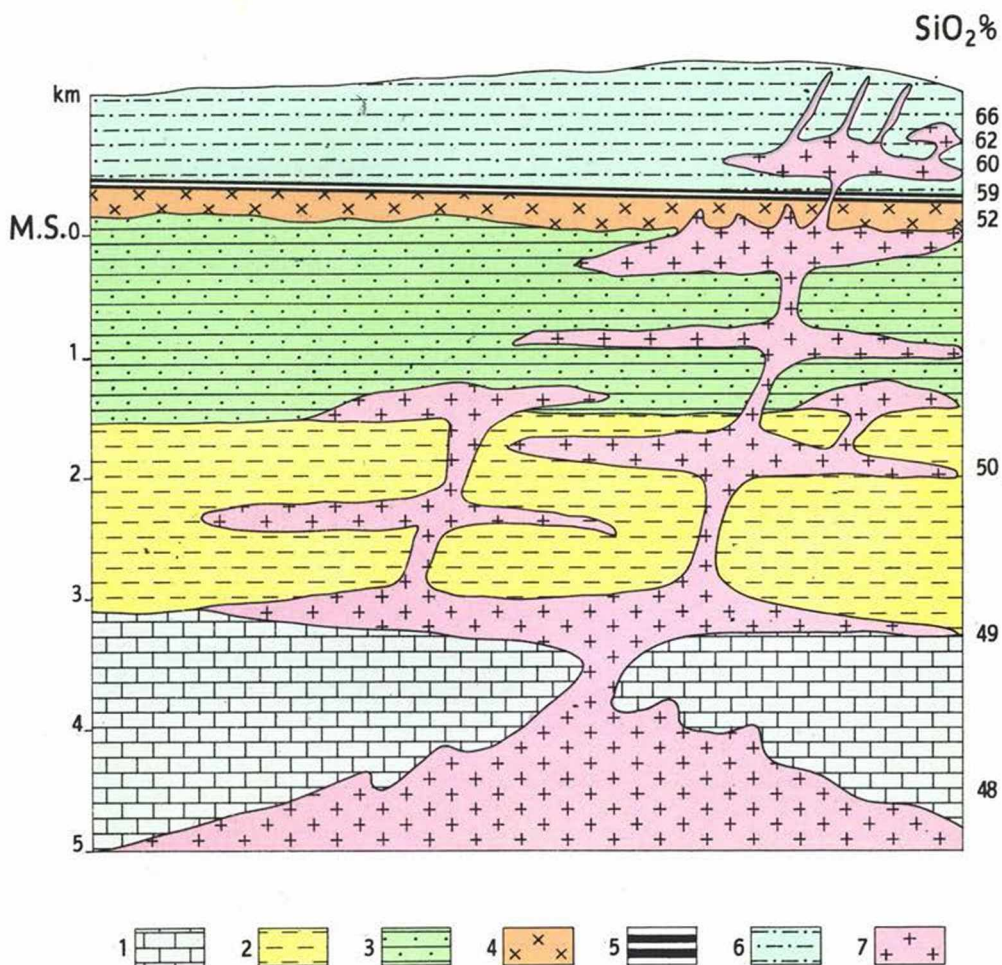


Abb. 5. Schematisches Profil des mehrstöckigen Lakkolits im Unterbau des Mátra-Gebirges

1. Karbonatisches mesozoisches Grundgebirge (Trias?); 2. Ton (Rupel); 3. Sandstein (Chatt); 4. Unterer Rhyolittuff (Burdigal); 5. Kohlenkomplex (Unterhelvet); 6. Toniger Sand (Schlier) (Oberhelvet); 7. Magmatitkörper von „Tannenbaumstruktur“ (Helvet-Torton-Grenze).

1b) Die hier beschriebenen Lakkolitbildungen dürften wohl in einer ziemlich geringen Teufe erstarrt sein: diese kann anhand der ursprünglichen Mächtigkeit des Schlierkomplexes auf etwa 500 m eingeschätzt werden. Diese Annahme wird bewiesen dadurch, dass die aus dem Lakkolit vorstossenden dünnen (5–8 m), mehrere hundert Meter langen gangartigen Auswüchse eine glasige Grundmasse haben und recht volatilarm sind, was die Oberflächennähe der Erstarrung beweist. Petrografisch sind diese Bildungen glasige Labradorite von dacitisch-quarzandesitischen Chemismus, jedoch ist ihr Volatilgehalt viel geringer, als der der Hauptmasse, aus welcher sie entstanden sind. Ihre Richtung ist vorwiegend N–S bzw. NNW–SSO.

Die beiden obengenannten Gesteinsfacies liegen heute in 300 bis 600 m Meereshöhe.

1c) Die dünnen, aus mannigfaltigen Hypovulkaniten bestehenden 4 bis 8 m breiten Gänge von andesitischem Chemismus und NNW–SSÖ-lichem Streichen, die in der Grube zwischen 150 und 200 m Meereshöhe durchörtert worden sind, können gleichfalls in den ersten Typus eingereiht werden. Sie sind alle in ziemlich grosser Teufe festgefahrene Gänge, die unter ähnlichen Umständen kristallisierten, wie die oben beschriebenen Bildungen. Infolge ihrer geringeren Masse war jedoch der Einfluss des Nebengesteins auf sie viel beträchtlicher: ihr Volatilgehalt beträgt besonders am Gangsaum 2–3-mal soviel (10–12%) als bei den obigen zwei Facies.

In diesen Zyklus gehört ein Karbolabradoritgang von andesitischem Chemismus mit Sulfo- bzw. Hydroandesitsaum, der, in einem der Wetterstollen des Kossuth-Stollens aufgeföhren, heute nicht mehr zugänglich ist. Sein Braunkohlenkontakt ist in einem früheren Aufsatz beschrieben worden (Abb. 6).

Eine ähnliche Entwicklung konnte entlang eines 5 m mächtigen Ganges im Schrägschacht Kossuth beobachtet werden (P ó k a, 1960, 1964).

Ein von den obigen abweichender und in unserem Gebiet bislang allein-stehender Gesteinstyp ist in einem der TH-Schleifen des Schrägschachtes 6. September der Grube Szorospaták aufgeschlossen worden. Es handelt sich um einen Chloroandesit-Andesitopyylitgang mit sandigem Ton- und Sandsteinkontakt (Abb. 7) (P ó k a – B o g n á r 1964).

Im Feld des Schrägschachtes 6. September gibt es mehrere 2–4 m mächtige stockförmige, sich im Kohlenflöz verkümmernde Magmenkörper aus Hydro-Karbolabradorit. Diese können jedoch als Auswüchse eines mehrstöckigen, dem oben beschriebenen ähnlichen subvulkanischen Magmatitkörpers angesehen werden.

Der (Hydro-)Karbolabradorit des Lakkolits und der tiefliegenden dünnen Gänge ist amafitisch: er enthält gar keine dunklen Gemengteile. Als porphyrischer Bestandteil kommt Labradorit mit 58–65% An vor, dessen innerer, basischerer Kern in den Gesteinspartien von höherem Volatilgehalt (2–3% H₂O) in Montmorillonit, bzw. in den Partien von basischem Chemismus in Sericit-Illit umgewandelt ist. (In der inneren Zone des Lakkolits kommen derartige Umwandlungen kaum vor.) Kennzeichnend sind der in der Grundmasse auftretende Ankerit und Kalzit: diese Mineralien umgeben die zwillingslamellierten Labradorit-Kristalle (50–56% An) der Grundmasse. In den homogen verteilten, einst mit übersättigtem Dampf gefüllten Vakuolen können selbst mit dem unbewaffneten Auge frei gewachsene automorfe Tridymitkris-

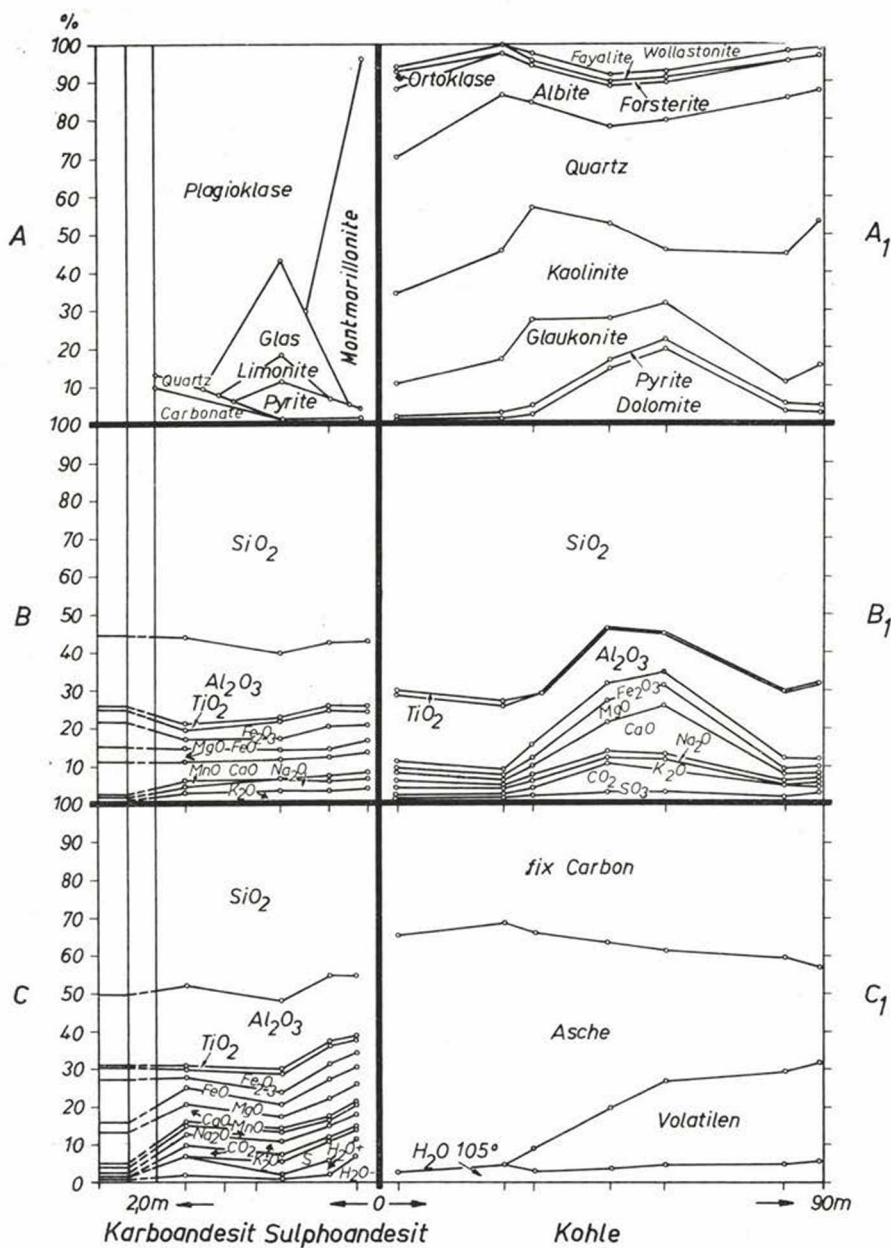


Abb. 6. Mineralogische und chemische Zusammensetzung des Kontaktes zwischen Braunkohle und Andesitgängen im Kossuth-Stollen bei Nagybány

A. Mineralogische Zusammensetzung des Hypovulkanitanges (in Volumprozent); B. Chemische Zusammensetzung des Hypovulkanitanges, umgerechnet auf volatillfreie Basis (in Volumprozent); C. Chemische Zusammensetzung des Hypovulkanitanges (in Gewichtsprozent); A₁. Mineralogische Zusammensetzung der anorganischen Fraktion der Braunkohle (in Gewichtsprozent); B₁. Chemische Zusammensetzung der anorganischen Fraktion der Braunkohle (in Gewichtsprozent); C₁. Chemische Zusammensetzung der Braunkohle (in Gewichtsprozent).

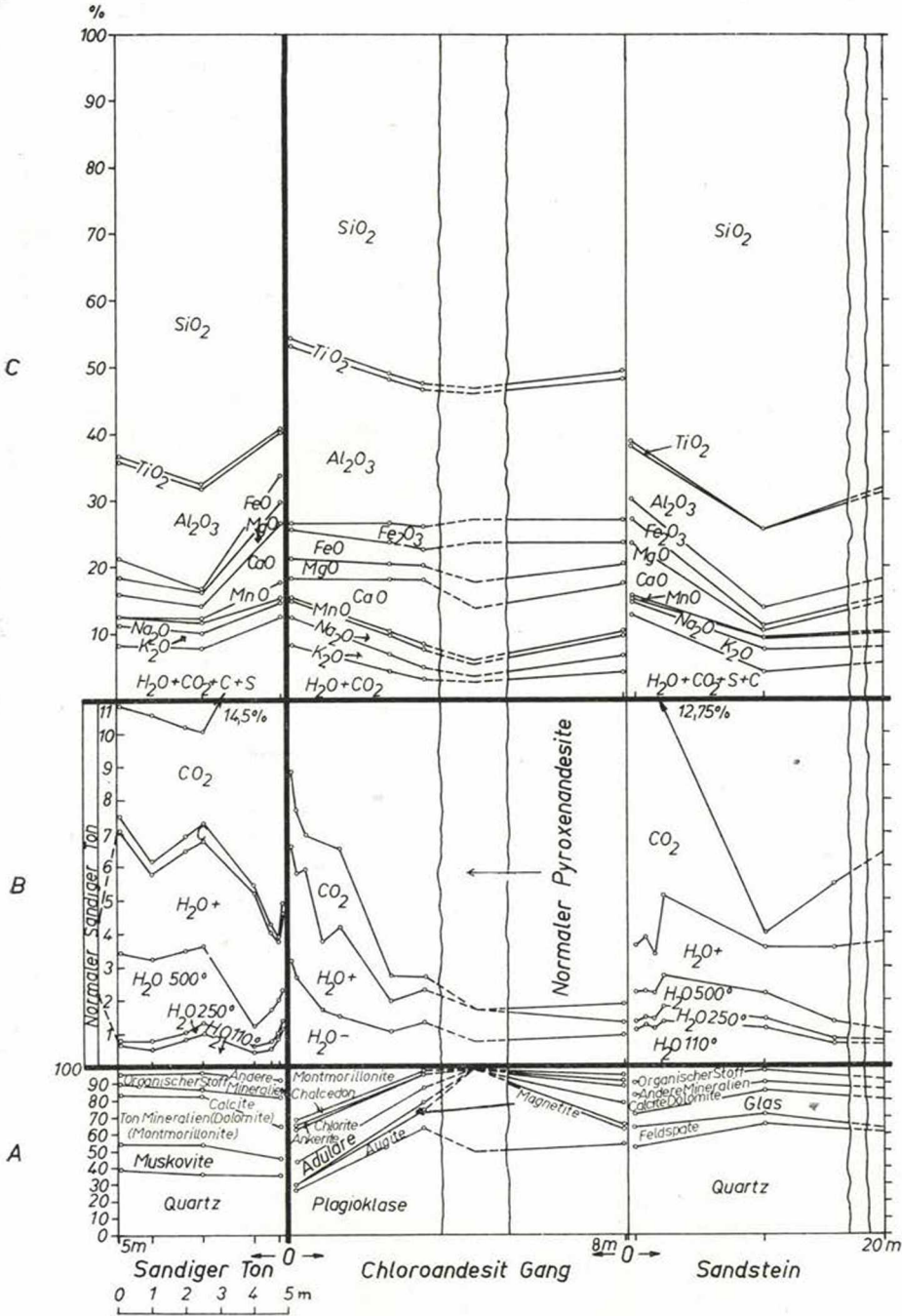


Abb. 7. Synoptisches Diagramm der Untersuchungsergebnisse am Schlier-Andesitgang-Sandstein-Kontakt des Grubenfeldes Szorospaták bei Nagybátony
 A. Mineralogische Zusammensetzung (Volumprozent); B. Verteilung der leichtflüchtigen Bestandteile (Gewichtsprozent); C. Chemische Zusammensetzung (Gewichtsprozent).

talle und rosettenförmige Aggregate von Siderit wahrgenommen werden. (Die Vakuolen haben 200μ bis 2 mm Durchmesser.) Die Ausscheidungsfolge in den Vakuolen ist: dünnes Ankeritband, frei gewachsene Tridymitkristalle und endlich Siderit.

Die Menge der Karbonatkristalle schwankt in den einzelnen Typen zwischen 5 und 20%. Der Siderit ist im Csomoszvár-Lakkolit grösstenteils zu Goethit oxydiert. Um die hydrolytisch zersetzten Plagioklase tritt oft Tridymit auf, u. zw. inmitten von Karbonattupfen; er ist aber hier nicht automorf, wie die freigewachsenen Kristalle der Vakuolen. Die Menge des Tridymits variiert zwischen 5 und 12%. (I. Taf. 1–2–3–4).

Am Saum von dünnen Gängen, am Braunkohlenkontakt kann der Wassergehalt dermassen angestiegen sein, dass die tonmineralische Zersetzung auch auf die Plagioklase der Grundmasse übergreift: es entsteht ein Hydrolytit (mit bis 80% Na-K-Montmorillonit).

Dicht am Gangsaum tritt örtlich Sulfoandesit auf (am Kohlenkontakt des Kossuth-Stollens): er dürfte dem ursprünglich hohen organischen S-Gehalt und dem davon herrührenden H_2S zuzuschreiben sein.

Der Chloroandesit-Andesitopropylit des Schlier-Andesit-Sandstein-Kontaktes von Szorospatak weicht wesentlich vom vorangehenden Typ ab. In ihm kann die allmähliche chloritische Zersetzung des Augits und Hypersthens beobachtet werden; die porphyrischen Plagioklase sind ihrerseits montmorillonitisch zersetzt. Die Grundmasse enthält neben lattenförmigem Andesin auch Sanidin, Chlorit und Ankerit. Für die eingehende petrografische Beschreibung dieses Gesteins siehe Póka–Bognár, 1964. (Taf. II. 5–6.)

In Zusammenhang mit dem propylitischen Typ ist entlang einer Verwerfung ein karbonatischer Markasitgang und im anliegenden Sandstein feinverteilter Markasit gefunden worden. Der Markasit enthält nach J. Kiss 0,01% Pb und Zn und 0,001% Cu.

2. Die ortomagmatischen Hypersthenandesitgänge des zweiten Zyklus sind posttektonisch (tektonisch präformiert): sie waren vermutlich die Nachschubwege der obersten, pyroxenandesitischen Vulkanitgruppe des Mátragebirges. Diese Annahme wird unterstützt durch ihre grosse Mächtigkeit, hohe Kristallinität und niedrigen Volatilgehalt. Hierzu gehören in erster Reihe die beiden sich S von Nagybátony am Nagyparlagtető-Plateau kreuzenden, 20–25 m mächtigen, mehrere Kilometer langen Pyroxenandesitgänge. Der ONO–WSW streichende Gang durchbricht den WNW–OSO streichenden: letzterer ist folglich der ältere. Die beiden Gänge unterscheiden sich im wesentlichen nur in der Textur: der jüngere ist viel grobkristalliner als der ältere (der Median der Korngrössenverteilung liegt im Durchschnitt über 50μ). Die höhere Kristallinität dürfte der vorangehenden Erwärmung der Umgebung durch den ersten Gang zuzuschreiben sein.

Im Abschnitt des älteren Ganges am Borostyántető-Plateau tritt ein feinkörniger Mandelstein auf, der einen höheren ursprünglichen Volatilgehalt und eine langsamere Abkühlung andeutet.

Die mit den obengenannten zwei Gängen parallel verlaufenden Gänge, sowie der Gang im östlichen Teil des Gebietes, der NNW–SSO streichend den Verőköbérc-Gipfel durchquert und den Hajnács-Lakkolit durchbricht, sind in petrografischer Hinsicht den obigen Gängen gleich.

Die Textur der ortomagmatischen Pyroxenandesite ist holokristallinporphyrisch. Unter den porphyrischen Gemengteilen ist der Plagioklas (Labradorit mit 70% An) grobtafelig, zonal mit Hyperstheneinschlüssen, die den Zonengrenzen parallel liegen. Als porphyrische dunkle Gemengteile treten Hypersthen und Augit im Verhältnis 3:2 auf. Der Hypersthen ist oft von einem Pigeonitkranz umgeben. Die Grundmasse besteht aus automorphen Augitkörnchen und Zwillingslamellen von Andesin (57% An). Akzessorisch treten etwas Tridymit und einige Karbonatminerale auf. (Taf. II. 7–8.)

Bei der Bewertung der chemischen Analysen der einzelnen Gesteinsfacies haben wir die auf volatilfreie Basis umgerechneten Werte verglichen. Dieser Vorgang wird dadurch begründet, dass der Einfluss des Nebengesteins auf den Chemismus des Magmas sich hauptsächlich und durchwegs in der Zunahme der Volatilkonzentration auswirkt, und die Intensität dieses Einflusses von der Gesteinsfacies, dem Nebengestein, der Mächtigkeit des Magmatitkörpers usw. in bedeutendem Masse abhängt. So kommt die Schwankung der restlichen Komponenten unter Weglassung der Leichtflüchtigen klarer zum Ausdruck. Durch die Umrechnung auf volatilfreie Basis können die durch die Anreicherung der Leichtflüchtigen bedingten relativen Abnahmen der Konzentrationen „herausgefiltert“ werden, so dass wir die rein magmatischen Änderungen der einzelnen Komponenten erhalten.

Bei der Untersuchung der Einflüsse der Leichtflüchtigen ist es angemessen, auch den Umstand vor Augen zu halten, dass der gegenwärtige Volatilgehalt des Gesteins gar nicht mit der zur Zeit der Kristallisation anwesenden Volatilmenge übereinstimmt, da die Leichtflüchtigen aus einem offenen Magmenkörper z. T. als vulkanische Dämpfe entschwinden können; im Falle geschlossener Magmenkörper nimmt ihre Konzentration durch negative Transvaporisation, d. h. Entweichen nach dem Nebengestein durch nachmagmatische Diffusion auch ab. Die Subtraktion der Leichtflüchtigen wird auch dadurch begründet, dass sich ihre Menge auch in der nachkristallisatorischen Phase bedeutend verändern kann, so dass die Analyse nicht unbedingt die wahre „hypomagmatische Leichtflüchtigenmenge“ angibt. (So wandelt sich Ankerit-Siderit durch Oxydation in Göthit um, unter Abgabe von CO_2 ; die metamagmatisch-tonmineralische Zersetzung gewisser Gemengteile kann die Bindung von Wasser zur Folge haben.)

Trotz der obigen Ausführungen muss jedoch selbstredend neben der volatilfreien Analyse durchweg auch der gegenwärtig feststellbare Volatilgehalt des Gesteins in Betracht gezogen werden, da dieser doch wenigstens grössenordnungsmässig den Einfluss des Nebengesteins widerspiegelt. Innerhalb eines und desselben Magmenkörpers, z. B. im Falle mehrerer Analysen von verschiedenen Teilen eines Ganges dürfen die Analysen auch als Grundlagen eines quantitativen Vergleichs herangezogen werden, da in diesem Falle die verschiedenen „volatilverändernden Faktoren“ gleichstark oder annähernd gleichstark wirkten.

In magmatischer Hinsicht ergab sich die Möglichkeit, die magmatischen Gesteinsfacies des Gebietes zu vergleichen; andererseits konnten innerhalb der einzelnen Facies die Zusammenhänge zwischen Zusammensetzung, Tiefe und Abstand vom Gangsaum studiert werden.

Die Berechnung der Niggli-Werte hat die Unterscheidung der einzelnen Typen erleichtert und den Nachweis erbracht, dass einige unserer Hypovulkanite nicht in die Rahmen der bekannten Niggli'schen Magmentypen eingefügt werden können, eben infolge ihrer sekundären magmatischen Veränderungen, die von ihrer eigenartigen Genese herrühren.

In den Gesteinsfacies des ersten Zyklus variiert der SiO_2 -Gehalt auf volatilfreier Basis zwischen 52,0 und 65,8%. Hinsichtlich ihres Chemismus sind der Csomosvár-Lakkolit und die Auswüchse des Hajnásberg-Lakkolits dazitisch, der Hajnásberg-Lakkolit selber quarzandesitisch, die Gänge der tiefen Horizonte andesitisch. Der durchschnittliche SiO_2 -Gehalt der drei Hauptfacies des ersten Zyklus ist 59% (quarzandesitisch). Dagen enthalten die Pyroxenandesitgänge des zweiten Zyklus 52 bis 54% SiO_2 (andesitischer Chemismus).

In den Facies des ersten Zyklus schwankt der zweite Hauptparameter, der Volatilgehalt, von den randlichen Teilen der Magmatikkörper abgesehen, zwischen 3 und 11%. Entsprechend der Löslichkeitsverhältnisse nimmt der Volatilgehalt mit steigender Basizität zu. Der durchschnittliche Volatilgehalt ist 6%, wobei die Menge des CO_2 die des Wassers ausnahmslos überschritt. Der höchste Volatilgehalt der ortomagmatischen Gesteine des zweiten Zyklus ist 2%: dem CO_2 kommt darin eine recht geringe Bedeutung zu.

Folglich besteht der wesentliche magmatische Unterschied zwischen den beiden Zyklen darin, dass der erste Zyklus im Durchschnitt um 6% mehr SiO_2 und um 4% mehr Leichtflüchtige enthält, als die Gesteine des zweiten Zyklus.

Innerhalb des ersten Zyklus erreicht die Schwankung des SiO_2 -Gehaltes 14%. Es ist erstaunlich dass ein so grosser Unterschied in der Acidität keine wesentlichen Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung verursacht hat. Das Gestein bleibt durchweg ein (Hydro-)Karboloradorit, nur ist der Hauptgemengteil, der Labradorit bald saurer, bald basischer, und die Intensität der tonmineralischen Zersetzung ist verschieden (und zu einem gewissen Grade auch ihre Art, da statt Montmorillonit auch etwas Illit auftreten kann).

Die Menge des CaO und MgO ist in den Hypomagmatiten, besonders in den basischen, niedriger als in den ortomagmatischen Andesiten gleicher Azidität im Mátra-Gebirge. Diese Erscheinung steht auch mit der Transvaporisation in Zusammenhang. Die Zunahme des Volatilgehaltes steigert die Mobilität dieser Komponenten (ihr hydratisierter Ionradius ist grösser, folglich nimmt ihr Ionpotential wesentlich ab: $\text{Ca}_h^{2+} = 0,58$, $\text{Mg}_h^{2+} = 0,64$), deshalb verschiebt sich ihre Ausscheidung in Verbindungen mit den Leichtflüchtigen auf die Nachkristallisation (Kalzit, Ankerit).

Wir haben an den Beispielen der in früheren Aufsätzen beschriebenen Kontakte nachgewiesen, dass Ca und Mg im Nebengestein, gleichfalls an Leichtflüchtigen gebunden, sich anreichern (Abb. 6. und 7.): folglich migriert ein Teil des Ca und Mg zur Zeit der Nachkristallisation des Gesteins in hydrothermalen Lösungen in das Nebengestein (negative Transvaporisation!). Diese auch experimentell bewiesene Erscheinung kann auf die Druckabnahme, bzw. die mit dem Empordringen des Magmas verbundene Abnahme der Lösbarkeit zurückgeführt werden. In einem gewissen Abschnitt oder in mehreren Abschnitten des Hochdringens (entsprechend der wiederholten, rhythmischen Trans-

vaporisation) führt die Druckabnahme zu einer Übersättigung und folglich zu einer negativen Transvaporisation.

Der SiO_2 -Gehalt der Vulkanite des ersten Zyklus nimmt parallel mit der relativen Teufe der Erstarrung ab (Abb. 8). Gleichzeitig nimmt im Vergleich mit den normalen Andesiten in den SiO_2 -ärmeren Gesteinen auch die Menge des Ca und Mg ab, in Folge der Versickerung der hydrothermalen Lösungen in das Nebengestein.

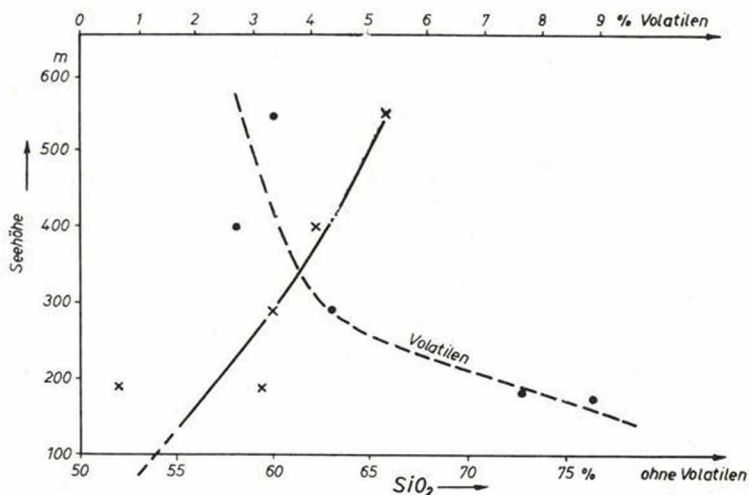


Abb. 8. Zusammenhang zwischen SiO_2 -Gehalt des I. vulkanologischen Zyklus und gegenwärtiger Meereshöhe. —: SiO_2

Die oben angeführten Argumente beweisen, dass die negative Transvaporisation im Laufe der magmatischen Entwicklung an einen gewissen Horizont gebunden ist, bzw. von der Acidität des Magmas und von der Teufe abhängt. In unserem Gebiet ist die negative Transvaporisation an Intrusionsteufen über 500 m und an SiO_2 -Gehalten unter 58% gebunden.

Im K_2O -Gehalt ist den Ortomagmatiten gegenüber auch eine Anomalie bemerkbar. Die positive Transvaporisation (d. h. die Herkunft des K aus dem Nebengestein) wird in diesem Falle dadurch belegt, dass die Konzentrationen des H_2O und K_2O mehr oder minder kovariant sind (Abb. 9.) Das K wird aus dem in der hiesigen Schichtenreihe reichlich vertretenen glaukonitführenden Sandstein hergeleitet.

Es geht aus den obigen Ausführungen hervor, dass von den Niggli-Werten unserer Hypomagmatite die c-Werte im allgemeinen niedriger, die alk-Werte im allgemeinen höher liegen, als bei Magmentypen gleicher si-, al- und fm-Werte. Dieser Umstand verschiebt den Chemismus der Hypomagmatite leicht in die alkalische Richtung.

Die Untersuchung der Magmatite in der Umgebung von Nagybatony hat erwiesen, dass das Gebiet als Lehrbeispiel zur Feststellung von E. Szádeczky-Kardoss dienen kann, dass der innerkarpatische Magmatismus gekennzeichnet wird einerseits durch das synorogene Empordringen des

Magmas, und andererseits durch Effusion entlang von Brüchen, die durch postorogene Bewegung eröffnet worden sind (Szécsy-Kardoss, 1959). Die Untersuchung der magmatischen Gesteinsfacies dieser Gegend zeigt nämlich klar den Einfluss des Eindringungsmechanismus und der Beschaffenheit des Nebengesteins auf die Gesteinsentwicklung.

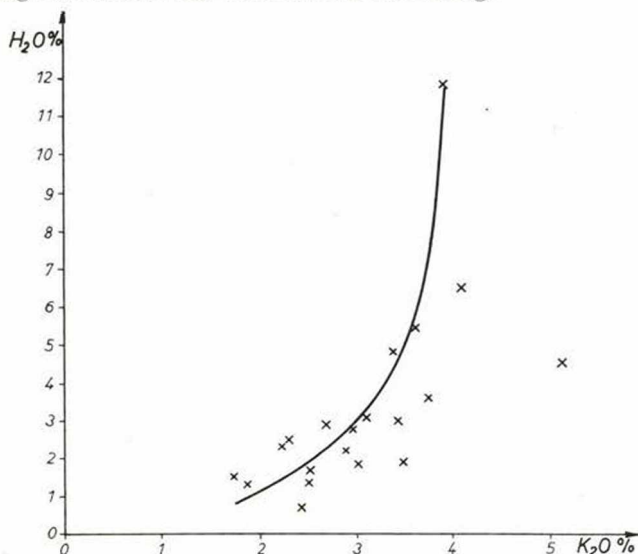


Abb. 9. Zusammenhang zwischen H₂O- und K₂O-Gehalt im I. vulkanologischen Zyklus.

Die Bildungen des ersten vulkanologischen Zyklus sind in unserem Gebiete die Produkte eines langsamen, synorogenen Magmaeindringens. Diese sind in der frühen Phase des Vulkanismus in einem „geschlossenen System“ kristallisiert, nachdem sie ein noch volatilreiches Nebengestein durchbrochen hatten.

Die Gesteine des zweiten Zyklus sind Produkte eines entlang von offenen Spalten emporgestiegenen Magmas. Ihr Aufbruch entfällt auf eine spätere Phase des Vulkanismus, als das Nebengestein schon ziemlich volatilarm gewesen sein mochte. Kombiniert mit dem schnellen Hochdringen ergab die kleinere Volatilkonzentration eine weniger starke Transvaporisation, und es konnte aus dem „offenen System“ sogar ein Teil der absorbierten Leichtflüchtigen wieder entweichen. Deshalb sind die Gesteine des zweiten Zyklus ortomagmatisch.

Die mit zunehmender Teufe steigende Basizität und mehrstöckige „Tannenbaumstruktur“ der subvulkanisch-hypovulkanitischen Facies des ersten Zyklus lassen vermuten, dass die Basis des Mátra-Vulkans aus verzweigten subvulkanischen Körpern von gemeinsamer Wurzel besteht, die sich dank ihres hohen Volatilgehaltes und ihrer langsamen Abkühlung vom basaltischen bis zum dazitischen Chemismus differenzieren konnten. Folglich wechselt innerhalb des aufgeschlossenen Teufenintervalles von 400 m der Chemismus der subvulkanischen Bildungen von andesitisch bis dazitisch.

Im Laufe dieser komplexen Differenzierung sind Leichtflüchtige und Alkalien aus dem Nebengestein in das Magma gedrungen: gleichzeitig wurden die basischen Gemengteile mit dem Fortschreiten der Transvaporisation in die Nachkristallisation verdrängt, sogar durch negative Transvaporisation an das Nebengestein abgegeben. So nimmt der Ca- und Mg-Gehalt der Oberfläche entgegen ab: es sind relativ saurere, alkalireichere, Ca- und Mg-ärmere Magmen entstanden. Die komplexe Differenzierung ist folglich ein Ergebnis der Elementenmigration zwischen Magma und Nebengestein. Da wir die magmatischen Unterschiede zwischen den beiden vulkanologischen Zyklen nicht auf eine Differenzierung im Magmaherd zurückführen, müssen wir zwischen ihnen auch keine bedeutenden Zeitunterschiede voraussetzen.

Alles in allem kann betreffs des untersuchten Gebietes behauptet werden, dass die subvulkanisch-hypovulkanitischen Gesteinsfacies in den unterhelvetischen Braunkohlenkomplex und in den mittel- und oberhelvetischen Schlierkomplex eingedrungen sind. Sie sind ihrerseits von orthomagmatischen Gängen durchbrochen, deren Chemismus dem der oberen Andesitbänke der mittleren Andestigruppe des Mátra-Gebirges nahesteht. Sie sind daher synorogene Bildungen der steirischen Orogenphase (Helvet – Torton-Grenze).

Es kann anhand der allgemein karbonatischen Beschaffenheit der subvulkanischen Bildungen des Mátra-Gebirges (L. P e s t h y) gefolgert werden, dass im tiefen Horizont des mesozoischen karbonatischen Grundgebirges, etwa gleichzeitig mit dem Aufbruch der ersten Andesitgruppe des Dunazug-Gebirges im Unterhelvet, in einer verhältnismässig geringen Teufe (etwa 5 km) sekundäre Ausbeulungen der Magmaschloten entstanden sind. Im oberen Horizont dieses sekundären Magmaherdes haben sich die Leichtflüchtigen, besonders aber das CO₂ angereichert: das derart aktivierte Magma konnte in der steirischen Orogenphase empordringen. Das Magma absorbierte noch mehr H₂O aus dem nassen Oligo-Miozänkomplex, und CO₂ besonders aus den Kohlenflözen (s. Nachschubgang des Lakkolits), und differenzierte sich infolgedessen noch weiter.

Die Krustensenkung nach synorogener Magmaeindringung hat die Aufnahme von Leichtflüchtigen gehemmt, und das Magma verlor an Aktivität. Im Laufe der späteren Hebungsphasen ergoss sich in mehreren Zyklen entlang von tiefen Spalten ein Magma, dessen Zusammensetzung in einem jeden Zyklus volatilarmer wurde und von dacitisch bis andesitisch wechselte. Es kamen aus diesem Andesit die vulkanischen Bildungen des hohen Mátra zustande.

LITERATUR

- K é r i, J. 1964.: A dél-nógrádi barnaköszenterület újabb kutatási eredményei (Neuere Forschungsergebnisse aus dem Süd-Nógráder Braunkohlenrevier). Földtani Közlöny 1964, 94, 4, 466–472.
- K u b o v i c s, I. 1962.: A vulkáni hegységek beszakadásos szerkezete (Die Einbruchstruktur der Vulkanregionen). Földtani Közlöny, 92, 3, 280–296.
- K u b o v i c s, I. 1963.: Az ÉNy-Mátra földtani és vulkanológiai viszonyai (Geologische und vulkanologische Verhältnisse des Nordwest-Mátra-Gebirges). Földtani Közlöny, 93, 4, 466–480.
- M a u r i t z, B. 1909.: A Mátra-hegység eruptív kőzetei (Eruptivgesteine des Mátra-Gebirges). Budapest.

- Mezősi, J. 1950.: A Kékes és Galyatető környékén végzett földtani felvétel (Geologische Aufnahme in der Umgebung der Gipfel Kékes und Galyatető.) MÁFI Évi Jel. 103–112.
- Póka, T. 1960.: Hipovulkanitok egy nagybáttonyi barnaköszén-piroxénandezittelér kontaktusból (Hypovulkanite eines Braunkohlen-Pyroxenandesit-Kontaktes aus der Umgebung von Nagybáttony). Földtani Közlöny 90, 2, 172–183.
- Póka, T. — L. Bognár: 1964.: Nagybáttonyi andezittelér, slir és homokkő kontaktusai (Berührung eines Andesitganges mit Schlier und Sandstein bei Nagybáttony). Földtani Közlöny, 94, 1, 82–88.
- Póka, T. — B. Simó 1964.: Köszénhamu elemzések egy nagybáttonyi barnaköszén – andezittelér kontaktusból (Kohlenaschenanalysen eines Braunkohlen-Andesitgang-Kontaktes aus der Umgebung von Nagybáttony). Földtani Közlöny, 94, 1, 89–95.
- Schréter, Z. 1935.: Nagybáttony környéke (Die Umgebung von Nagybáttony). Földtani Intézet kiadványa.
- Szádeczky-Kardoss, E. 1958.: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről (Über einige Grundfragen der Erforschung vulkanischer Regionen). Földtani Közlöny, 88, 2, 171–200.
- Szádeczky-Kardoss, E. 1959.: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai (Die prinzipiellen Grundlagen des neuen Systems magmatischer Gesteine). MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 23, 3–4, 383–407.
- Szádeczky-Kardoss, E.: Über Migrationserscheinungen magmatischer und metamorpher Gesteinsbildungsprozesse. Freiburger Forschungshefte 1959, C 58, 66–92.
- Szádeczky-Kardoss, E. 1959.: A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról (Über den magmatischen Mechanismus der Karpatischen Zwischenmasse). MTA Geok. Konf. Munk. Bd. I.
- Szádeczky-Kardoss, E. — A. Vidacs — K. Varrók 1959.: A Mátra-hegység miocén vulkanizmusa (Der miozäne Vulkanismus im Mátra-Gebirge). MTA Geok. Konf. Munk. Bd. I.



1.



2.



3.



4.

Tafel I.

1. Andesitogener Karbolabradoritit. Lakkolit von Hajnás-berg (Tiefbohrung NB. 225) (125x, + N)
2. Hydro-Karbolabradoritit. Der Nachschubkanal des Hajnás-Lakkolits (125x, + N)
3. Karbonataggregate in einer Vakuole im Hydro-Karboandesit
Der Nachschubkanal des Hajnás-Lakkolits (125x, + N)
4. Hydro-karbolabradoritit. Andesitgang von 2 m Mächtigkeit im Ménkes-Stollen. (125x, + N)



5.



6.



7.



8.

Tafel II.

5. Andesitopropylit. Schlier-Andesit-Sandstein-Kontakt von Szorospatak (125x) (N)
 6. Andesitopropylit. Schlier-Andesit-Sandstein-Kontakt von Szorospatak. (125x, + N)
 7. Hypersthenandesit
 WNW – OSO-streichender, älterer Gang von 20 – 25 m Mächtigkeit (125x, + N)
 8. Hypersthenandesit. ONO – WSW-streichender, jüngerer Gang von 20 m Mächtigkeit (125x, + N)