

MIROSLAV HARMAN, JÁN DERCO*

ZUR PROBLEMATIK DER TONMINERALE IN GRANITOÏDEN TEKTONITEN DER KLEINEN KARPATEN

(Abb. 1—19)

Kurzfassung: Der kleinkarpatische Granodiorit wird von zwei Gesteinstypen gebildet. Der quarzige Doppelglimmer-Granodiorit ist im Bratislavaer Massiv am verbreitetsten, während das Modraer Massiv durch basischeren biotitischen Granodiorit aufgebaut wird. Das alpin-karpatische Orogen bildete in diesen Gesteinen ein System von Mylonitzonen. Die sekundären Minerale dieser Tektonite und deren Paragenese werden anhand folgender Methoden studiert; DTA-GTA, RTG-Analyse und Elektronenmikroskopie — TEM und Elektronenbeugung. Im Bratislavaer Massiv sind in den Myloniten folgende sekundäre Minerale vertreten: Montmorillonit, Tonglimmer, Chlorit, Hydrogoethit, während im Modraer Massiv folgende Assoziation vorgefunden wird: Tonglimmer, Chlorit, Montmorillonit, Hydrogoethit.

Entscheidender, die Entstehung sekundärer Minerale in Tektoniten beeinflussender Faktor ist die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins, der Stand der Tektonometamorphose und schwach alkalisches Milieu bei Bedingungen einer geringen Wasserzirkulation.

Резюме: Малокарпатский гранодиорит состоит из двух типов пород. Кварцевый двуслюдянный гранодиорит является самым распространенным в Братиславском массиве, затем что Модранский массив состоит из более щелочного биотитового гранодиорита. Во время альпийско-карпатского орогена возникла в этих породах система мильтонитовых зон. Вторичные минералы в этих тектонитах и их парагенезис были изучены методами ДТА-ВТА, рентгенометрическим анализом, помощью электронного микроскопа TEM и электронной дифракции. В Братиславском массиве в мильтонитах были определены следующие вторичные минералы — монтмориллонит, илистая слюда, хлорит, гидрогетит затем что в Модранском массиве минеральная ассоциация — илистая слюда, монмориллонит, гидрогетит.

Die Tektonite der Kleinen Karpaten wurden in der Vergangenheit von mehreren Autoren studiert (J. Koutecký, V. Zoubek 1936, B. Campbell 1956, B. Campbell, J. Valach 1956, M. Harman, J. Dereco 1974).

Dominanten Einfluss auf die Bildung von Mylonitzonen und weiterer tektonometamorpher Erscheinungen nahm das alpin-karpatische Orogen. Es hatte nicht nur grundlegenden Einfluss auf die Geomorphologie des alten variszischen Untergrundes, sondern verursachte auch stark dislozierendmetamorphe Umwandlungen des granitoïden Gesteins. Infolge dieser Vorgänge verwandelten sich die Granitoide zu verschiedenen tektonometamorphen Derivaten, deren detaillierte strukturelle Klassifikation durch B. Campbell (1956) dargelegt wurde.

Die Mylonite, Hauptobjekt unseres Interesses, bildeten sich an Stellen zeitlich begrenzter Bewegungen granitoïder Blöcke. In der eigentlichen Mitte der Bewegungszone kommen maximal tektonometamorphe Gesteinsderivate, gewöhnlich von der Mächtigkeit nur einiger Zentimeter vor. In Richtung zum Rande der Störung nimmt die Dislokationsmetamorphose ab und die Kataklastite oder Granit-Ultramyloite gehen zu

* RNDr. M. Harman, CSc., RNDr. J. Dereco, Geologisches Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, 886 25, Bratislava, Obrancov mieru 49.

Myloniten, mylonitisierten und kataklastischen Granitoiden über, bis schliesslich in Entfernung einiger dm vom Zentrum der Bewegungszone das Gestein allmählich das Aussehen eines schwach zerstückelten, kompakten Granitoids gewinnt. Während sich im Bratislavaer Massiv bei extremen Bedingungen von Druckwirkungen Mylonite, Ultramytonite und Kataklasite von manchmal dunkler bis schwarzer Farbe bilden, entstehen im Modraer Massiv im Zentrum der Zonen gewöhnlich lichte bis grünliche sericitische Phyllonite und Epimylonite phyllitischen Aussehens.

Die Mylonitzonen und Sprünge von Granitoiden beider Typen haben die verschiedensten Richtungen. Am intensivsten sind sie in den zur Achse des Gebirges parallel verlaufenden Richtungen, also nordöstlich-südwestlich bis ostnordöstlich-westsüdwestlich. Sie haben auch mit den Berührungsflächen des Mesozoikums mit dem Kristallinikum einen überwiegend parallelen Verlauf. Diese Richtungen sind hauptsächlich für die breitere Umgebung von Bratislava typisch. Eine zweite wesentliche Richtung der Störungen befindet sich zumal im Gebiet zwischen den Ortschaften Jur und Orešany, Richtung N — S und NW — SO. Die Neigung der mylonitisierten Störungszonen beträgt überwiegend 50—80° nach Westen. Die Mylonitzonen lassen sich hauptsächlich im Bratislavaer Massiv in einem einige Kilometer langen Abschnitt verfolgen.

Die kleinkarpatischen Granitoide werden von einer bedeutenden eluvialen Decke bedeckt. Aus diesem Grunde sind weite Gebiete für ein näheres Studium der Tektonite unzugänglich.

Bei der Auswahl der Proben konzentrierten sich die Autoren auf charakteristische Lokalitäten, welche die Grundtypen von Tektoniten beider Massive repräsentieren. Einige davon wurden bereits petrographisch (anhand der mikroskopischen Methode) und strukturell durch B. Cambel (1956) klassifiziert. Die Proben 1—5 sind aus dem Bratislavaer Massiv. Die Probe 1 stellt einen mylonitisierten, stark zersetzen biotitisch-muskovitischen Tektonit aus der ca. 70 cm mächtigen Mylonitzone im oberen Teil des Steinbruchs der Lokalität Železná studnička (Eisenbrünnel), etwa 150 m nördlich vom letzten See dar. Die Proben 2 und N. 3 entstammen der selben Lokalität und repräsentieren Tektonite mit unterschiedlichen Stufen der sekundären Zersetzung, aus dem mittleren und unteren Teil des Bruches. Probe Nr. 4 ist ein mylonitisierter, sehr stark zersetzer biotitisch-muskovitischer Tektonit aus dem mittleren Teil der Dislokation von der Mächtigkeit 110 cm aus der Lokalität Jur (St. Georgen) bei Bratislava (westliches Ende des Šurs), etwa 150 m nordwestlich der Hauptstrasse. Probe Nr. 5 stellt einen mylonitisierten, stark zersetzen granitoiden Tektonit aus der weiten Zone an der Berührungsfläche des Mesozoikums mit den Granitoiden dar. Die Probe wurde dem kleinen Steinbruch, etwa 3 km nordwestlich von der Ortschaft Borinka im Einschnitt der Strasse nach Košariská entnommen.

Die Proben 6—11 repräsentieren Mylonite des Modraer Massivs. Probe 6 ist ein mylonitisierter, zersetzer biotitischer Tektonit aus dem Steinbruch an der Strasse Harmónia-Zochova chata (Piesky), einer Dislokation von 30 cm Mächtigkeit. Die Proben 7 und 8 entstammen der selben Lokalität, sind aus dem mittleren und unteren Teil des Bruches und repräsentieren ungleichmässig zersetzte Füllungen von Mylonitzonen paralleler Richtungen der Mächtigkeit 15—25 cm. Probe 9 repräsentiert einen stark zerriebenen und zersetzen biotitischen Granodiorit aus dem Liegenden der Harmónia-Serie. Die Probe wurde dem Steinbruch im südlichen Teil der Lokalität Dolinkovský vreh, einer 130 cm mächtigen Mylonitzone im oberen Teil des Steinbruches entnommen. Die Probe ist nicht identisch mit jenen Proben, welche in der zitierten Arbeit M. H arman — J. D erco (1974) verwendet wurden und wird nur zu Vergleichszwecken angeführt.

Arbeitsmethoden

Die genommen Proben stellen ein schüttiges und unzusammenhängiges Material der Korngrösse von einigen Mikronen bis zu einigen Zentimetern dar. Da die sekundären Minerale, die Gegenstand unserer Forschung sind, in den feinsten Fraktionen vorkommen, wurde hier eine Zubereitungsmethode verwendet, welche bereits in der Arbeit M. Harman — J. Dereo (1974) angewendet und beschrieben wurde und welche in hohem Masse die ursprünglichen Gesteinsbildenden Minerale eliminiert, wobei die sekundären Minerale im Konzentrat verblieben.

Identifikation der Minerale

Die DT-Analyse stellt eine orientierungsmaßige Identifikation einiger sekundärer Minerale dar (Abb. 1). Die erste endotherme Reaktion mit dem Maximum bei $130\text{ }^{\circ}\text{C}$ wird in der Regel von einer kleinen Verdoppelung der Endotherme bei $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ begleitet, was der Gegenwart von adsorbierten Kationen, hauptsächlich Ca^{2+} und Mg^{2+} zuzuschreiben ist.

Die zweite, manchmal verdoppelte Endotherme mit dem Maximum bei 540 — $580\text{ }^{\circ}\text{C}$ oder erst bei 590 — $640\text{ }^{\circ}\text{C}$ ist für einige Montmorillonite charakteristisch. Die Ursachen für die Verdoppelung können verschiedenartig sein. Einsteils kann die Substitution von Fe^{3+} für Al^{3+} in der oktaedrischen Koordination erwogen werden, oder aber sie zeugt von bedeutenden Beimengungen von Tonglimmer und Kaolinit.

Die dritte Endotherme ist bei Probe 9 bei einem Maximum von 900 — $920\text{ }^{\circ}\text{C}$ sehr ausdrucksvoll, was von der Gegenwart einer grossen Menge an Karbonatmineralen zeugt.

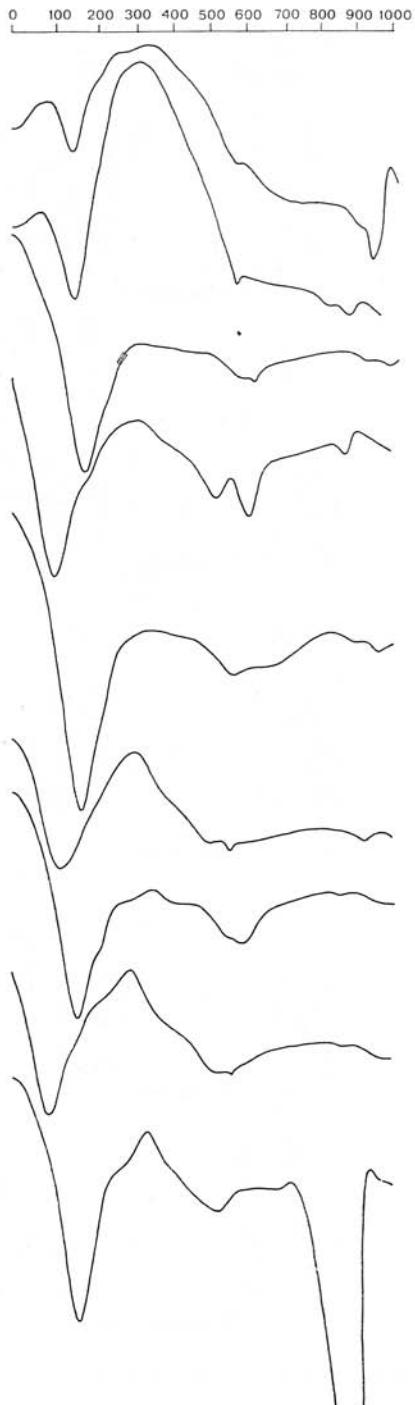


Abb. 1. Die DTA-Kurven der Proben 1—9

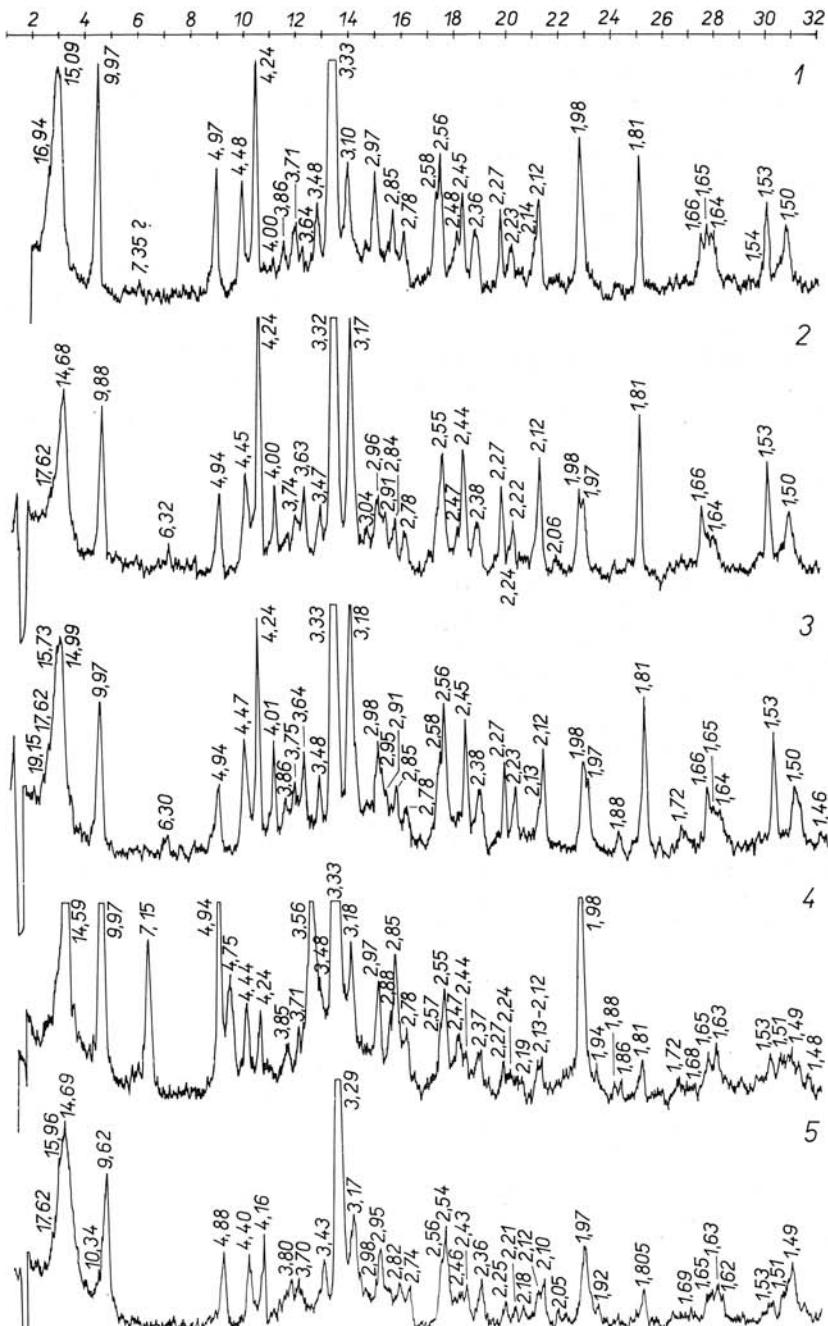


Abb. 2. Die RTG-Diagramme unorientierter Präparate aus den Proben 1—5 (Bratislavaer Massiv)

Die Proben 1—2 zeichnen sich durch eine schwache exotherme Reaktion mit einem Peak bei 310—370 °C aus. Dies zeugt von der Gegenwart einer gewissen Menge an organischen Stoffen, welche von der Nähe der Oberfläche abhängt.

Diesen Kriterien nach kann in den studierten Proben die Gegenwart von Montmorillonit, Tonglimmer, Kaolinit (?), Quarz, organischer Substanz und in gewissen Fällen auch von Kalzit vorausgesetzt werden. Die wahrscheinliche Gegenwart von Chlorit lässt sich anhand der DTA nicht bestimmen. Seine Endothermen decken sich mit jenen des Tonglimmers und des Montmorillonits.

Die Derivatogramme wurden an dem Gerät MOM Paulik — Paulik — Erdey verfertigt; Einwaage — 400 mg, DTA — $\frac{1}{2}$, Aufheizungsrate — 10 °C/min.

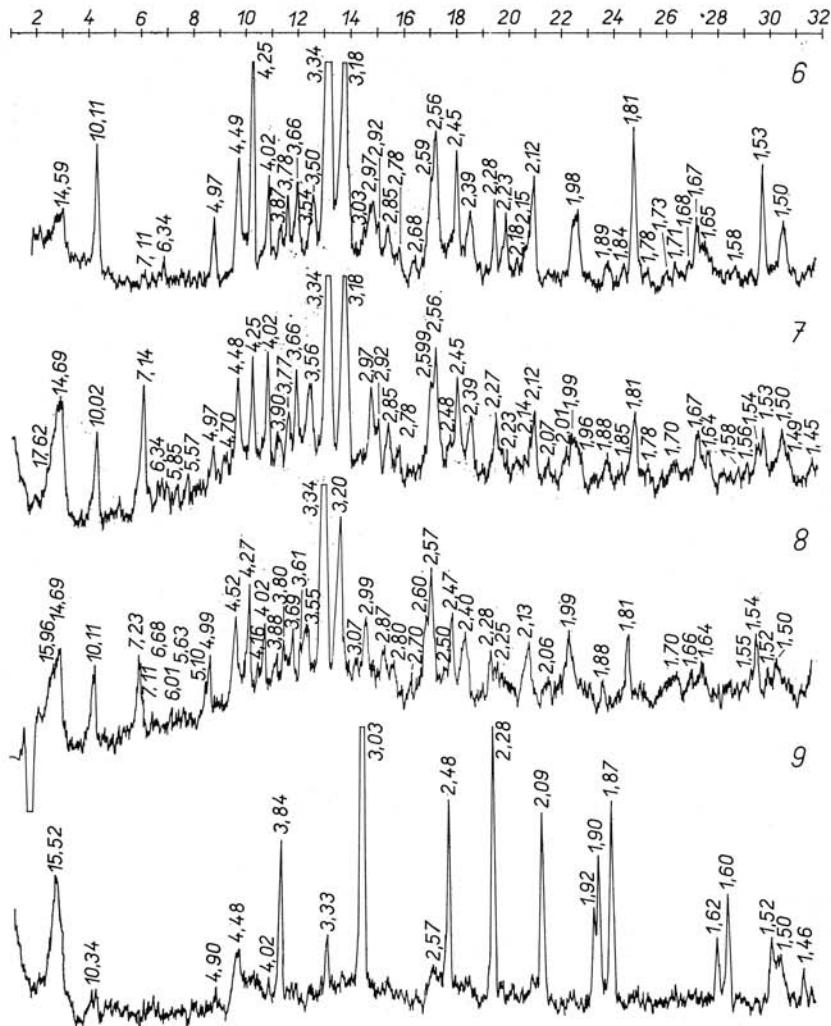


Abb. 3. Die RTG-Diagramme unorientierter Präparate aus den Proben 6—9 (Modraer Massiv)

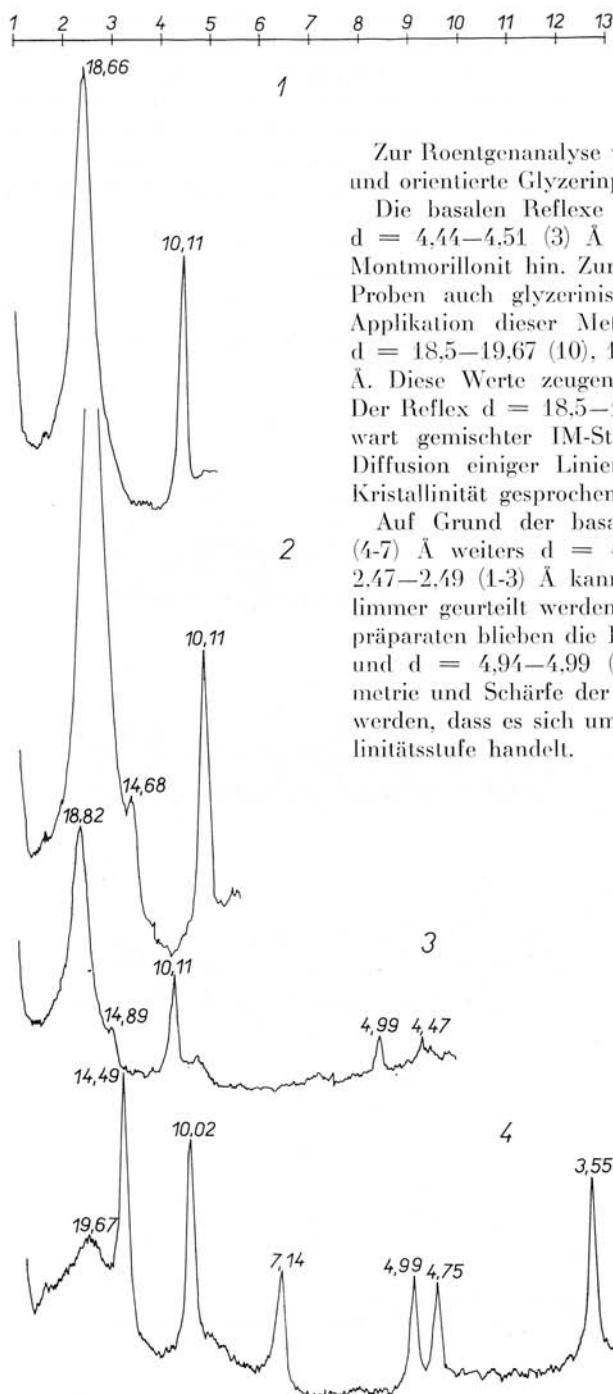


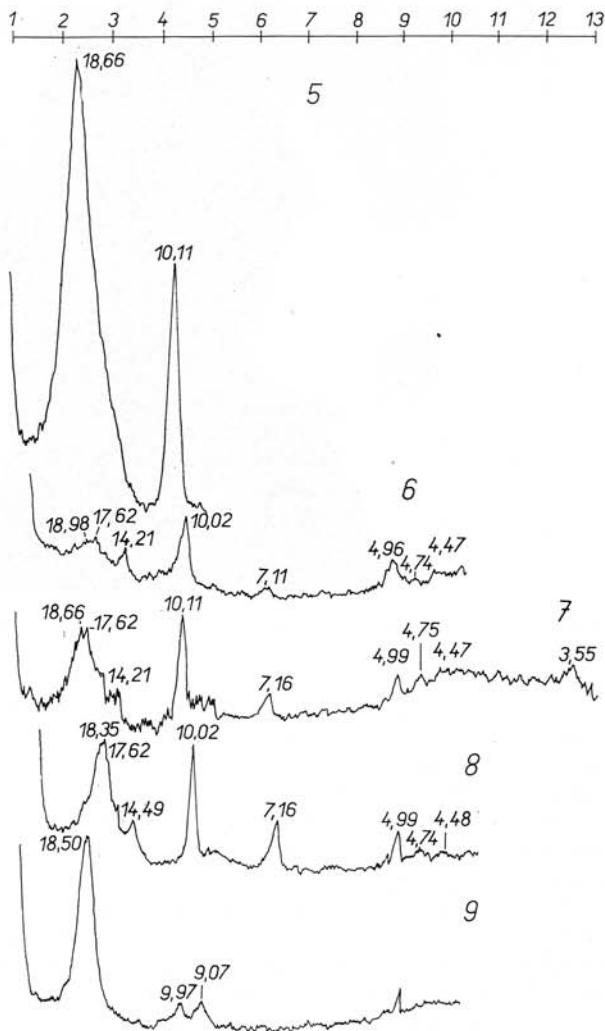
Abb. 4. Die RTG-Diagramme orientierter, glyzerinisierte Präparate aus den Proben 1-4

Zur Roentgenanalyse wurden unorientierte (Abb. 2, 3) und orientierte Glyzerinpräparate (Abb. 4, 5) verwendet.

Die basalen Reflexe $d = 14,59-15,96$ (6) Å und $d = 4,44-4,51$ (3) Å weisen auf die Gegenwart von Montmorillonit hin. Zur Präzisierung wurden von allen Proben auch glyzerinierte Präparate analysiert. Die Applikation dieser Methode ergab folgende Reflexe: $d = 18,5-19,67$ (10), 17, 62 (4-8) und $4,47-4,48$ (2-4) Å. Diese Werte zeugen eindeutig von Montmorillonit. Der Reflex $d = 18,5-19,67$ (10) zeugt von der Gegenwart gemischter IM-Strukturen. Der Symmetrie und Diffusion einiger Linien nach, kann nicht von guter Kristallinität gesprochen werden.

Auf Grund der basalen Reflexe $d = 9,96-11,11$ (4-7) Å weiters $d = 4,94-4,99$ (38), 3,33 (10) und $2,47-2,49$ (1-3) Å kann auf die Gegenwart von Tonglimmer geurteilt werden. Bei den orientierten Glyzerinpräparaten blieben die Reflexe $d = 9,96-10,11$ (4-6) Å und $d = 4,94-4,99$ (2-6) Å unverändert. Der Symmetrie und Schärfe der Linien nach kann vorausgesetzt werden, dass es sich um Tonglimmer mit hoher Kristallinitätsstufe handelt.

Abb. 5. Die RTG-Diagramme orientierter, glyzerinisierte Präparate aus den Proben 5—9



Das Mineral, welches in unorientierten Präparaten die basalen Reflexe $d = 14,59 - 14,69$ (5-9) Å, weiters $d = 7,14 - 7,15$ (6) Å, $4,70 - 4,75$ (1-5) Å und $3,56$ (4-8) Å ergibt ist Chlorit. Er kommt hauptsächlich in den Proben 4 und 7 vor, zumal der Reflex $d = 4,70 - 4,75$ Å intensiv entwickelt ist.

Auf Grund der Intensität der Reflexe $d = 7,14$ (7) Å und $3,55$ Å (8) Å bei den Proben 4, 6, 7 und 8 könnte die Gegenwart von Kaolinit erwogen werden. Diese Reflexe traten jedoch nach der Bearbeitung der Probe Nr. 4 in warmer HCl bei der wiederholten RTG-Analyse im orientierten Präparat nicht mehr in Erscheinung. Es kann deshalb vermutet werden, dass diese Reflexe ebenfalls dem Chlorit angehören. Nach K. Melk (1964) kann auf Grund der Intensität der Reflexe der ersten und dritten, zweiten und vierten Reihe der identifizierte Chlorit den Septochloriten zugeordnet werden.



Abb. 6. Grosser, tafeliger Kristall eines Tonglimmers, Probe Nr. 5 — Borinka, Suspension, 4500 X vergrössert

In den Analysen der unorientierten Präparate aus den Proben 5 und 8 können die Reflexe $d = 4,14\text{--}4,17$ (1-4), $2,45\text{--}2,46$ (4-7) und $1,69\text{--}1,70$ (1) Å gefunden werden, welche dem Hydrogoethit entsprechen.

Ausser den sekundären Mineralen kann anhand der RTG-Analyse auch die Gegenwart primärer Minerale, u. zwar Feldspat, sowie die Gegenwart von Quarz bewiesen werden.

Die RTG-Analysen wurden an einem Gerät der Fa. Philips mit dem Goniometer GON 3 durchgeführt. Bedingungen: Strahlung Cu K_α, Ni-Filter, Spannung 35 kV, die Intensität 15 hat Blenden $1^\circ - 0,2^\circ - 1^\circ$. Die Empfindlichkeit betrug 1000 (400) Imp./sec, Zeitkonstante T = 4 Sek. Für die analysierten Proben wurden 2 im Intervall 1 — 62° ausgewählt.

Zur Applikation der Elektronenmikroskopie und der Elektronenbeugung wurde im Hinblick auf die Lockerheit und Unzusammenhältigkeit des Materials die Anwendung der Suspensionsmethode erwählt. Der Morphologie der Teilchen nach können einige Mineralstufen unterschieden werden.

Die erste Gruppe wird durch verhältnismässig grosse, scharf begrenzte isometrische und prismatische tafelige Kristalle, häufig mit Interferenzstreifen, vom Ausmass 3—10 μm charakterisiert (Abb. 6 und 7). Es sind dies typische Merkmale von Tonglimmern. In der Morphologie dieses Minerals bestehen bei beiden Massiven keinerlei Unterschiede. Die Gegenwart dieses Minerals konnte hier auch anhand der Elektronenbeugung (aus dem grossen Teilchen in Abb. 6), auf Grund der Werte der Netzebenenabstände $d = 4,49, 2,60, 2,39, 1,68, 1,68, 1,51$ Å erwiesen werden. Das Elektronogramm bestätigt eine ausgezeichnete Kristallinität (Abb. 8).

Tonglimmer ist in jeder Probe auch in Form kleinerer unregelmässig begrenzter

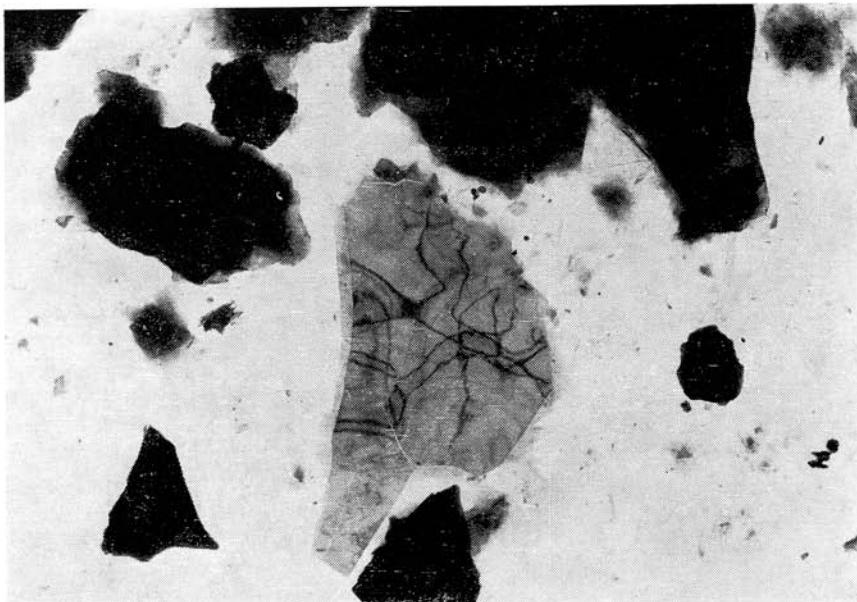


Abb. 7. Grosser, tafeliger Kristall eines Tonglimmers, Probe Nr. 3 — Železná studnička, Suspension, 6000 X vergrössert

Teilchen von der Grösse im Durchschnitt bis zu $3 \mu\text{m}$ gegenwärtig, einige davon mit einer Dicke, welche an der Grenze der Penetration der Elektronenstrahlen liegt (Abb. 9, 10). Dieser Hydroglimmer-Typ hat zum Unterschied vom vorhergehenden eine bedeutend niedrigere Kristallinität. In vereinzelten Fällen konnte dies auch mittels Elektronenbeugung anhand der Linien $d = 4,52, 2,61, 2,27, 1,72, 1,50, 1,30$ identifiziert werden, die Linien sind zum Unterschied vom vorhergehenden Typ diffuser (Abb. 11). Auf Grund des qualitativen morphologischen und strukturellen Unterschiedes könnte beurteilt werden, dass während der erste, gut kristallisierte Typ das Produkt des Zerfalls von Biotiten in der ersten Verwitterungsphase darstellt, es sich beim zweiten, disperseren Typ um Tonglimmer handelt, welcher sich in der zweiten Verwitterungsphase bildete, als sich das Milieu mit K^+ -Ionen aus zersetzen K-Feldspäten anreicherte. Ein Teil dieser Minerale dürfte Übergangscharakter zu IM-Strukturen haben, was jedoch verständlicherweise unter dem Elektronenmikroskop morphologisch nicht unterschieden werden kann.

Eine weitere recht verbreitete Gruppe bei den Myloniten der Kleinerkarpaten-Granitoide sind feindisperse Tonminerale (quantitativ etwa im Verhältnis 2:1), welche häufig verschieden grosse Aggregate — je nach Desintegrationsstufe — ohne regelmässige Begrenzung, gewöhnlich mit verschiedener Stufe der Auflösung der Konturen bilden, was Letzteres durch das Eindringen von Wasser in den Netzebenenzwischenraum des Kristallgitters verursacht wird. Diese morphologischen Erscheinungen sind für Montmorillonit typisch. Die Aggregate dieser Minerale sind gewöhnlich grobdispers (Abb. 12, 13), die Auflösung der Konturen ist hier häufig weniger ausdrucksvoll und tritt eher als allmähliche Abnahme der Dicke zum Rande zu in Erscheinung, was gewöhnlich dem Ca^{2+} des Montmorillonit zugeschrieben wird. Die Teilchengrösse und deren Aggregate bewegt sich zwischen $0,5$ und $5 \mu\text{m}$.



Abb. 8. Beugungsbild eines Tonglimmers aus Abb. 6 (Probe 5 — Borinka)

Die Elektronenbeugung zeugt von einer unvollständigen Kristallinitätsstufe dieses Minerals, die Linien sind diffus und die Produkte gewöhnlich verdoppelt, was eine genaue Berechnung der Netzebenenabstände unmöglich macht. Der Illustration diene ein solcher Elektronogrammtyp (Abb. 14) eines in Abb. 12 abgebildeten Objektes.

Ein weiterer, unter dem Elektronenmikroskop beobachtbarer Mineraltyp wird ebenfalls durch aggregaten Bau charakterisiert, der an den Rändern zu feineren, isometrisch tafeligen Teilchen, gewöhnlich ohne typische, sich auflösende Ränder, der Grösse zwischen 0,5 und 8 μm , zerfällt.

In bestimmten Fällen können gewisse An-

zeichen einer radialen Anordnung der Aggregate beobachtet werden (Abb. 15, 16). Auf Grund dieser morphologischen Anzeichen kann orientierungsmässig geschlossen werden, dass es sich um Chlorite handelt.

Über die Gegenwart von Mineralen des Kaolinit-Types wurden hier unter dem Elektronenmikroskop keinerlei Beweise gefunden, ausser in einem Fall (Abb. 17), wo das beobachtete Teilchen eine tubuläre Form der Grösse $12 \times 1 \mu\text{m}$, welche an Halloysit gemahnt darstellt. Andere Minerale der Kaolinit-Gruppe wurden nicht beobachtet, negativ verlief auch die Prüfung auf die Gegenwart von Allophan unter dem Elektronenmikroskop durch selektives Lösen nach dem Verfahren von M. H a r m a n (1969).

Ausser Tonmineralen können im Elektronenmikroskop-Präparat noch üppig scharfkantige, für Elektronenstrahlen undurchlässige Teilchen und Bruchstücke unzersetzter primärer Minerale, also hauptsächlich von Quarz und Feldspat, welche auch anhand anderer Methoden identifiziert wurden, beobachtet werden. In einem Falle gelang es hier anhand der Elektronenbeugung den halbdurchsichtigen Rand eines Teilchens aus Abb. 19 zu analysieren. Das Diffraktogramm ergab die Reflexe $d = 2,26, 1,94, 1,36, 1,28, 1,19, 1,13$ welche dem Quarz entsprechen (Abb. 19).

Die Möglichkeiten der genetischen Interpretation sekundärer Minerale

Bei der Erörterung des Prozesses der Bildung von sekundären Mineralen in Tektoniten der Kleinen Karpaten muss mit folgenden Faktoren gerechnet werden:

- Die petrographische Charakteristik des ursprünglichen Gesteins. Es ist mit zwei Granittypen zu rechnen — mit dem saureren doppelglimmerigen Granodiorit des Bratislavaer Massivs und dem basischeren biotitischen Granodiorit des Modraer Massivs.
- Die lokale voralpine Umwandlung des ursprünglichen Gesteins. Die Möglichkeiten dieser Umwandlung („Sericitisation“) beweisen B. C a m b e l und J. V a l a c h



Abb. 9. Tonglimmer und ursprüngliche Minerale, Probe 5 — Borinka, Suspension, 3000 X vergrössert

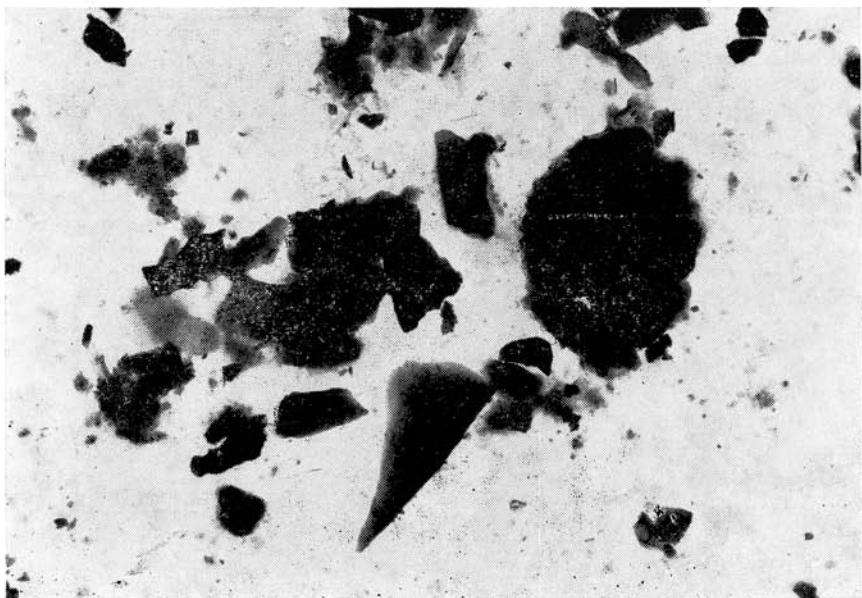


Abb. 10. Disperser Typ eines Tonglimmers, Probe 2 — Železná studnička, Suspension, 3000 X vergrössert

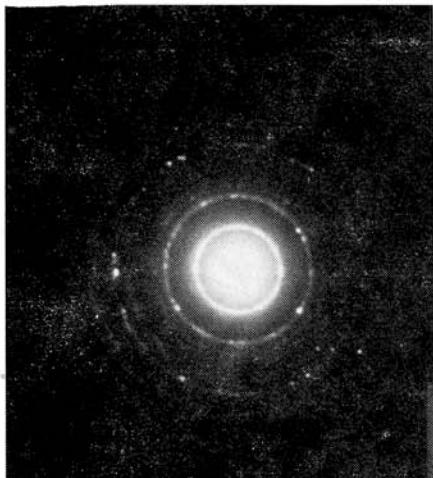


Abb. 11. Beugungsbild eines dispersen Tonglimmers aus Abb. 10 (Probe 2 — Železná studnička)

- (1956) im Gebiet des heutigen Vorkommens sog. „dunkler Tektonite“ im Raum Borinka — Limbach in Granitoiden des Bratislavaer Massivs.
- c) Die ungleichmässige Exposition der alpinen Tektonometamorphose, die Bildung mehrerer Derivate von Tektoniten, von Kataklasiten bis zu den typischen Myloniten.
 - d) Die Morphologie des Terrains und die daraus resultierende ungleichmässige, im Allgemeinen wenig intensive Zirkulation der Oberflächenwässer.
- e) In bestimmten Zonen der Einfluss des Gesteins im Hangenden (Karbonate der Harmonia-Serie im Gebiet der Lokalität Dolinkovský vreh).

Als wichtigster, die Überdisposition des Entstehens sekundärer Minerale in Tektoniten bedingender Faktor, gilt die intensive alpine Tektonometamorphose. Eine intensive Kataklase primärer Minerale ist für das Durchdringen des Oberflächenwassers und somit auch für die Bildung von Tonmineralen besonders geeignet. Die schwerwiegendsten Prozesse sind Oxydation, Hydratation und die mit ihr verbundene Auslaugung einiger Elemente, zumal K, Na, Ca und Mg, und die Hydrolyse. Gewöhnlich entstehen eine oder mehrere Zwischenstufen deren Folge und Charakter durch jene Bedingungen gegeben ist, unter welchen der Prozess verläuft. Es kommt dann zu der sog. stadialen Bildung von sekundären Mineralen (I. I. Ginsburg, 1946, 1953; I. D. Zehus, 1957; M. L. Jackson et al., 1948; L. B. Sand und T. E. Bates, 1952 u. a.).

Falls der Prozess genügend lange dauert, können die Gesteine jedoch auch unter Einfluss der Oberflächenwässer völlig umgewandelt werden. Die Gehaltsänderungen des Wassers in den Kapillaren und des adsorbierten oder chemisch gebundenen Wassers werden stets von Änderungen des pH-Wertes begleitet (W. D. Keller, 1958). Laut V. V. Ščerbina (1972) hängt der pH-Wert bei der Verwitterung granitoider Gesteine von der Temperatur und dem Gehalt der einzelnen Ionen im Millieu ab.

Auch A. F. Fredericksen (1951) erachtet die Wirkung des H⁺-Ions bei der Verwitterung für den entscheidenden Faktor, das leicht in die Strukturen eindringen und aus ihm andere Kationen lösen kann, und dies zumal zu Bedingungen der vorhergehenden Kataklase der ursprünglichen Minerale.

Laut G. Millot (1964) entstehen bei der Verwitterung von Graniten in basischem Milieu mit Gehalten an K⁺, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺-Ionen in Lösung dreischichtige Minerale — Tonglimmer, Montmorillonite, Chlorite und Palygorskite, zum Unterschied vom sauren Milieu, wo das Verhältnis dieser Kationen unscheinbar ist und wo Minerale der Kaolinit-Gruppe, gegebenenfalls Allpohan entstehen.

Im Biotit gehen Fe²⁺, Fe³⁺ und Mg²⁺ in die Netzebenenzwischenräume über, und das Ergebnis ist dessen Chloritisation.

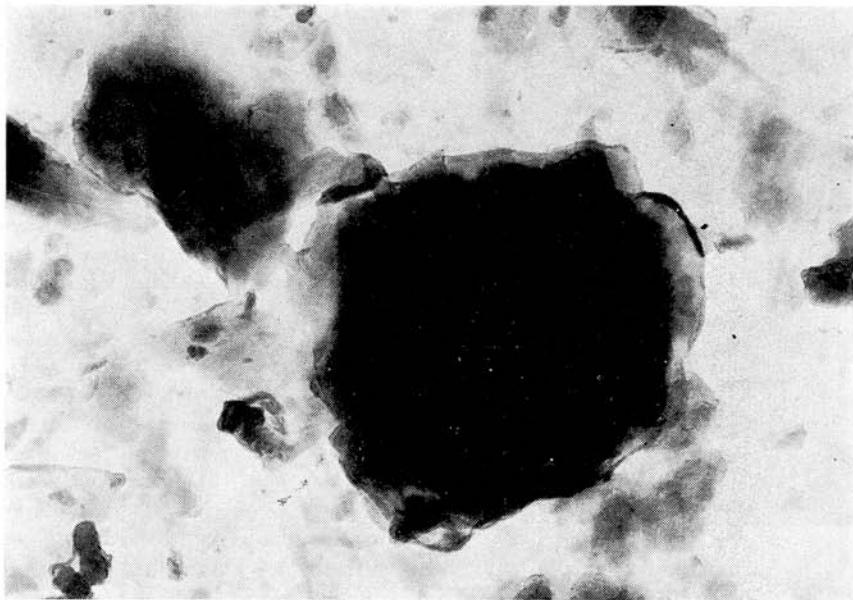


Abb. 12. Montmorillonit-Aggregat der Probe 7 — Harmónia, Suspension, 10 500 X vergrössert

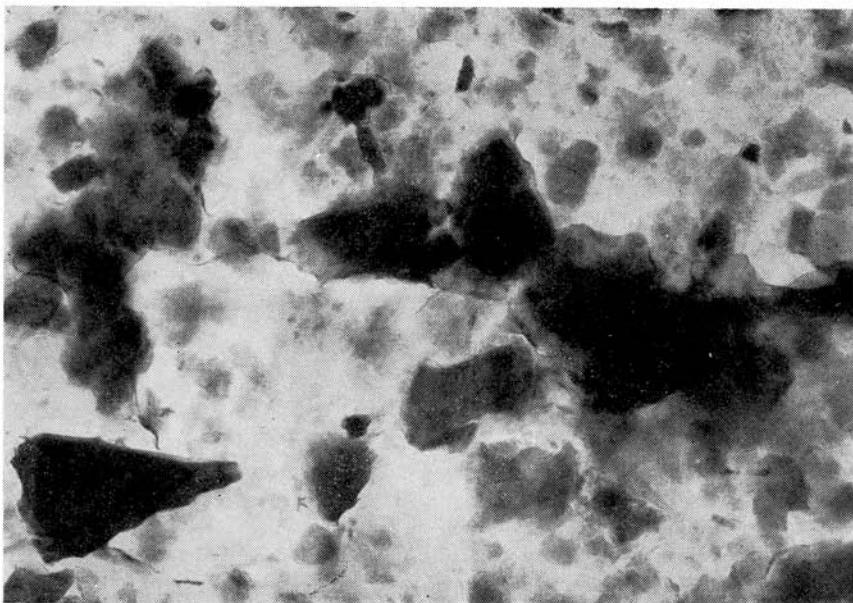


Abb. 13. Montmorillonit und Hydroglimmer, Probe 8 — Harmónia, Suspension, 10 500 X vergrössert



Abb. 14. Beugungsbild des Montmorillonits aus Abb. 12 (Probe 7 – Harmónia)

Schliesslich wurde durch die experimentelle Erforschung der Verwitterungsprozesse laut G. Pedro (1971) festgestellt, dass durch die atmosphärische Verwitterung von Graniten 20,5 % an Hydrolysaten entstehen, wovon die Mineral-Neubildungen blos 4,5 % ausmachen. Falls das Wasser reich an CO_2 ist, entstehen vorzugsweise dreischichtige Tonminerale, und dies hauptsächlich trioktaedrische Montmorillonite mit bedeutendem Eisengehalt. Gerade die gegenwart von Fe^{2+} und Fe^{3+} in Lösung bewirkt in Bezug zu hohen SiO_2 -Gehalten im Milieu eines pH-Wertes 8 die Entstehung von dreischichtigen Tonmineralen, unabhängig vom Gehalt an

Aluminium und Magnesium.

Ziehen wir alle diese Faktoren und Erfahrungen in Erwägung so kommen wir zu der Annahme, dass die Entstehung von sekundären Mineralen in den Tektoniten der Kleinen Karpaten folgendermassen vonstatten ging: Auf Grund von Beobachtungen des Verlaufes der Verwitterung primärer Minerale unter den Polarisationsmikroskop, unterliegt Plagioklas als erster der Verwitterung, gefolgt von Biotit und zuletzt Kalium-Feldspat, freilich mit verschiedenen Variationen, je nach Stufe der Kataklase. Es kann beurteilt werden, dass die frei werdenden Mg^{2+} -und Fe^{2+} -Ionen in der ersten Phase der Verwitterung von Biotit zu Bedingungen einer schwachen Wasserzirkulation, ein schwach alkalisches Milieu bildeten. Die frei werdenden K^+ -Ionen bildeten mit der Biotit-Si-O-Al-Bindung die Struktur des Muskovits. Durch die Zersetzung der Plagioklase wurde auch eine geringe Menge an Ca^{2+} -Ionen frei, welche zuerst durch das zirkulierende Wasser in Form von Bikarbonaten weggeführt wurden, dennoch aber zur Bildung des allgemein basischen Milieus beitrugen. Die frei werdenden Bindungen Si-O-Al aus den Plagioklasen eignen sich zusammen mit den aus den zersetzen Biotiten frei gewordenen Ionen in diesem Milieu zur Bildung von Montmorillonit. Bei gesteigertem Gehalt an weniger mobilen Mg^{2+} , Fe^{2+} -und Fe^{3+} -Ionen konnten Chlorite entstehen, bei Überschuss an Eisen Hydrogoethit. Ob während dieser Phase der gleichzeitigen Verwitterung von Plagioklasen und Biotit geeignete Bedingungen auch für die Bildung von Tonglimmern gebildet wurden kann nicht beurteilt werden; die anhand der Elektronenmikroskopie und Elektronenbeugung festgestellte Existenz zweier Modifikationen an Tonglimmern jedoch, liesse eine Erwägung ihres Verlaufes zu. Wahrscheinlich ist, dass im Verlaufe des weiteren Verwitterungsprozesses, wo es zum Zerfall von Kaliumfeldspäten kam, ein gesteigertes Freiwerden von K^+ -Ionen stattfand. In diesem Falle konnte der bereits gebildete Montmorillonit die K^+ -Ionen in die Netzebenenzwischenräume absorbieren und IM-Strukturen bilden. Bei einem Überschuss an K^+ -Ionen herrschten günstige Bedingungen zur Bildung von Tonglimmern.

Die petrographische Zusammensetzung der ursprünglichen Gesteine trat teilweise auch bei der Entwicklung der sekundären Minerale der Mylonite in Erscheinung. Auf Grund

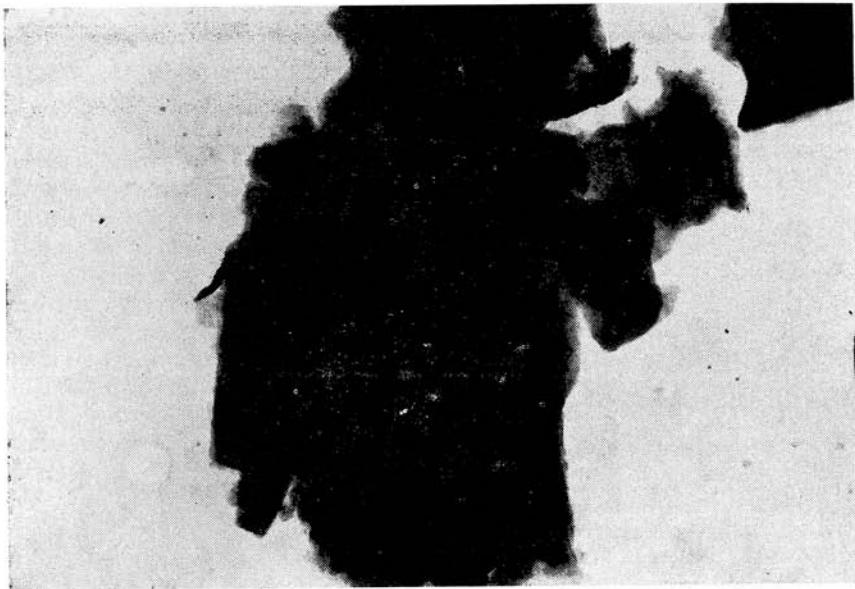


Abb. 15. Chlorit-Aggregat (?), Probe 4 — Jur bei Bratislava, Suspension, 10 500 \times vergrössert

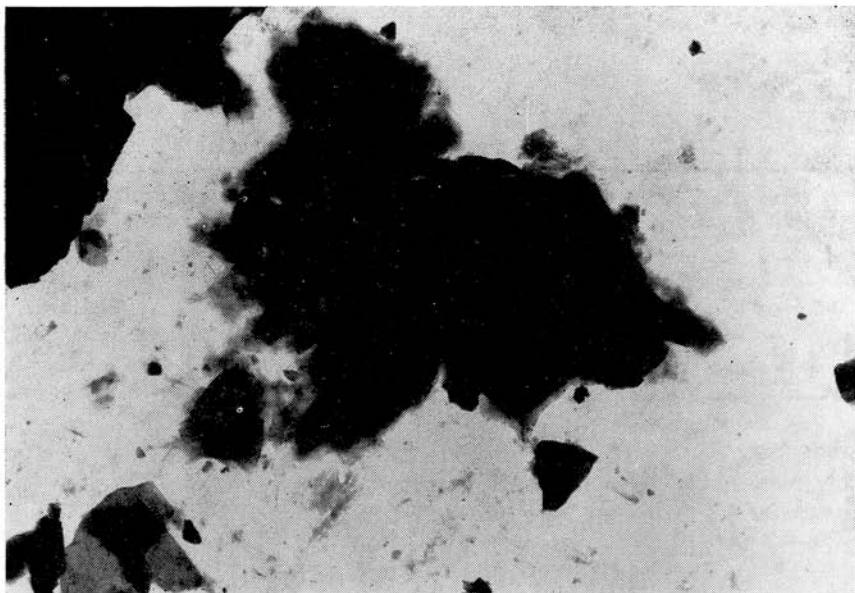


Abb. 16. Chlorit-Aggregat (?), Tonglimmer, Probe 7 — Harmónia, Suspension, 4500 \times vergrössert



Abb. 17. Halloysit (?), Tonglimmer, ursprüngliche Minerale, Probe 4 — Jur bei Bratislava,
Suspension, 3000 X vergrössert

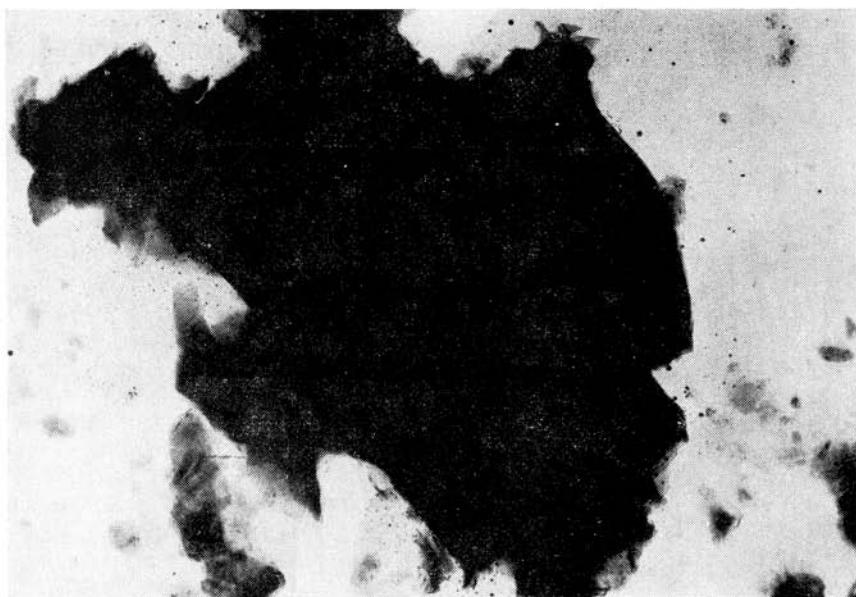


Abb. 18. Grosses Quarz-Bruchstück, Probe 1 — Železná studnička, Suspension, 5000 X
vergrössert

Abb. 49. Beugungsbild des Quarzes aus Abb. 13 (Probe 1 — Zelezná studnička)

der durchgeföhrten Analysen kann konstatiert werden, dass das in den Myloniten des Bratislavaer Massivs am häufigsten vertretene sekundäre Mineral Montmorillonit ist, welcher an allen ermittelten Lokalitäten gleichmässig vertreten ist. Ein weiteres, üppig vorkommendes Mineral ist Tonglimmer, jedoch im Vergleich zu Montmorillonit in geringerer Menge. Lokal kann die Entwicklung von Chlorit, hauptsächlich im südlichen Teil des Massivs, beobachtet werden. In diesem Zusammenhang verdient die Entwicklung der sog. dunklen Mylonite (B. Cambel, J. Vallaach, 1956) im nordwestlichen Teil des Massivs Aufmerksamkeit. Eine Überdisposition dieser Zone zur Verwitterung, verursacht etwa durch die voralpine Umwandlung, tritt wider Erwarten nicht mit der intensiveren Entwicklung von Mineralen vom Chlorit-Typ in Erscheinung. Es konnte konstatiert werden, dass sich hier die Zusammensetzung der sekundären Produkte keinesfalls grundlegend von anderen Zonen des Bratislavaer Massivs unterscheiden, bis auf die erhöhten Gehalte an Eisenoxiden, hauptsächlich des Goethits. Die dunklere Farbe kann der erhöhten Akkumulation von Eisen zugeschrieben werden.

Auf Grund der Intensität der Reflexe der RTG-Analyse, der DTA und der Elektronenmikroskopie kann die semiquantitative Vertretung der sekundären Minerale in den Myloniten des Bratislavaer Massivs folgendermassen bestimmt werden:

Montmorillonit — Tonglimmer — Chlorit — Hydrogoethit.

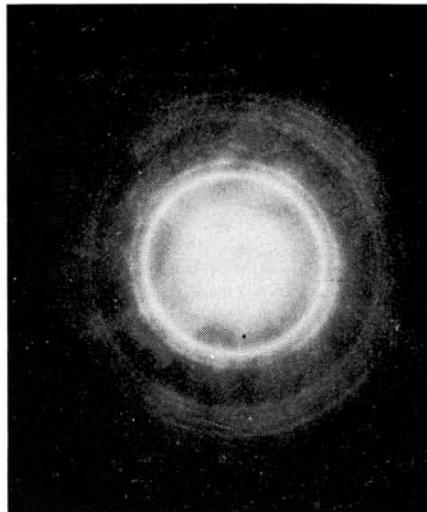
Im biotitischen Granodiorit des Modraer Massivs ist Tonglimmer das verbreitetste Mineral; in geringeren Mengen, jedoch permanent, kommen Montmorillonit und Chlorit dessen Mengen lokal schwanken, vor (z. B. enthalten die Mylonite des südlichen Teils des Massivs mehr Chlorit). Hydrogoethit gelang es bloss an einer Stelle zu identifizieren (im westlichen Teil des Massivs).

Eine eigenartige Entwicklung wurde im Rahmen des Modraer Massivs an der Mylonit-Lokalität Dolinkovský vrch im südwestlichen Teil des Massivs verzeichnet, wo sich im Liegenden der Karbonatgesteine der Harmonia-Serie die Assoziation Aragonit — Kalzit — Tonglimmer — IM-Strukturen — Quarz bildeten. Mit diesem Problem befassten sich die Autoren dieses Beitrags in einer separaten Arbeit (M. H arman, J. Dereco 1974).

Auf Grund der Intensität der Reflexe der RTG-Analyse, der DTA und der Elektronenmikroskopie, kann hier für die Grundentwicklung, mit Ausnahme der Lokalität Dolinkovský vrch, die semiquantitative Vertretung der sekundären Minerale von Tektoniten des Modraer Massivs folgendermassen bestimmt werden:

Tonglimmer — Chlorit — Montmorillonit — Hydrogoethit.

Es scheint also, dass Biotit wichtiger Faktor bei der Minerogenese der Verwitterungsprodukte war. Lediglich dadurch kann die Tatsache begründet werden, dass im Modraer Massiv, das an Biotit reicher ist, ausser Tonglimmern und Montmorillonit in grösseren



Mengen auch Chlorite und Hydrogoethit vorkommen, während es im Bratislavaer Massiv zur Bildung einer ärmeren Paragenese kam, im Grunde zusammengesetzt aus Tonglimmern und Montmorillonit. Eine Ausnahme bildet lediglich die Lokalität Jur (St. Georgen) bei Bratislava.

Übersetzt von E. WALZEL.

SCHRIFTTUM

- CAMBEL, B., 1956: Tektonity Malokarpatských granitoidných hornin. Geol. zb. VII, 1–2 (Bratislava), S. 143–172.
- CAMBEL, B. – VALACH, J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich petrografia a petrochémia. Geol. práce, zošit 42 (Bratislava), S. 145–229.
- FREDERIKSON, A. F., 1951: Mechanism of weathering. Geol. Soc. Amer. Bull., 62, S. 221–232.
- GINZBURG, I. I., 1946: Stadijnoje vyvetrivanije mineralov. Vopr. min. geochimiji i petrografii, Izd. AN SSSR (Moskau), S. 122–132.
- GRIM, R. E., 1956: Mineralogija glin. Izd. inostr. literatury. Moskau, S. 433.
- HARMAN, M., 1969: Die selektive Löslichkeit als neue Methode zur Identifizierung des Allophans unter dem Elektronenmikroskop. Geol. zb., 20, 1 (Bratislava), S. 153–162.
- HARMAN, M. – DERCO, J., 1974: Vorkommen anomaler Assoziationen sekundärer Minerale in Tekttoniten der Granitoiden des Modraer Massivs im Gebiet Modra – Harmonia. Geol. zb. SAV (Bratislava), 25, 1, S. 81–96.
- JACKSON, M. L. – TYLER, S. A. – WILLIS, A. L. – BOURBEAU, G. A. – PENNINGTON, R. P., 1948: Weathering sequence of clay-size minerals. Journ. Phys. Chem., 52, S. 1237–1260.
- KELLER, W. D., 1958: Argillation and direct bauxitization in therm of concentrations of hydrogen and metal cations at surface of hydrolyzing aluminium silikates. Bull. Amer. Assoc. Petroil. Geol., 42, S. 233–256.
- KOUTEK, J. – ZOUBEK, V., 1936: Zpráva o geologických studiích a mapování v okolí Bratislavы. Věstník SGÚ (Prag), XII, S. 67–85.
- MELKA, K., 1964: Současný stav výzkumu chloritových a serpentínových minerálů. Věstník ÚUG, Jahrgang XXXIX (Prag), S. 81–93.
- MICHEJEV, V. I., 1957: Rentgenometričeskij opredelitel mineralov. Gos. nauč. techn. izd. lit. po geol. o ochr. nedr., Moskau, S. 870.
- MILLOT, G., 1964: Geologija glin (vyvetrivanje, sedimentologija, geochimija). Redakcija d-ra geol.-min. nauk A. G. Kossovskoj (Übersetzung aus dem Französischen), S. 356.
- PEDRO, G., 1971: Experimentalnyje issledovaniya geochimičeskogo vyvetrivanija kryštaličeskich porod. Izd. „MIR“, Moskau, S. 251.
- SAND, L. B. – BATES, T. F., 1952: Mineralogy and petrology of the residual kaolins of the southern Appalachian region. Penn. State College Contract. No. NGONR 26914, S. 81–98.
- ŠČERBINA, V. V., 1972: Osnovy geochimii. Izd. „NEDRA“, (Moskau, S. 294).
- TOLKAČEV, S. S., 1955: Tablice mežploskostnych razstojanij. Izd. Leningr. Universiteta, S. 131.
- ZCHUS, I. D., 1957: K voprosu o napravleniji stadijných izmenenij glinistych mineralov. Dokl. AN SSSR, S. 376–379.

Zur Veröffentlichung empfohlen von I. KRAUS.