

Sitzungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse vom 14. Februar 1924

(Sonderabdruck aus dem akademischen Anzeiger Nr. 5).

Bezüglich der von der Akademie der Wissenschaften subventionierten Untersuchungen über die krystallinischen Gesteine des niederösterreichischen Waldviertels wurde folgender Bericht vorgelegt:

Dr. L. Waldmann: Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg—Siegmundsherberg.

Die Grundlagen der geologischen Kenntnis des moravischen Grundgebirges in Niederösterreich verdanken wir F. E. Sueß und F. Reinhold. Da eine genaue Aufnahme fehlt, so wurde ich von der Akademie der Wissenschaften beauftragt und durch einen ansehnlichen Geldbeitrag, wofür ich der Akademie der Wissenschaften sehr zu Dank verpflichtet bin, in die Lage versetzt, das Moravische südl. Siegmundsherberg-Eggenburg neu zu untersuchen. Die Aufnahme ist zwar noch nicht vollendet, doch ergab sich eine Reihe von Einzelheiten, die für die Auffassung des Baues wichtig sind. Nach Reinhold folgen über dem Maissauer Granit gegen Westen zu bei Amelsdorf-Kühnring kontaktmetamorphe Phyllite und Kalksilikathornfelsen, dann Granit, randlich stark geschiefert, Paragesteine, darüber liegt die basische Einlagerung gneisartiger Struktur (zum Teil feldspatig-imprägnierte Schiefer nach F. E. Sueß), granodioritisch-tonalische Gneise, neuerdings Phyllite, schließlich moravischer Kalk und Bittescher Gneis. Es hat sich nun herausgestellt, daß die basischen Gesteine durch einen Streifen von Paragesteinen geteilt werden. Der westliche Teil der basischen Gesteine läßt sich ununterbrochen (wo er nicht gerade durch jüngere Ablagerungen bedeckt ist) gegen Norden bis südlich von Siegmundsherberg verfolgen; der östliche schneidet den breiten Phyllitstreifen Reinholds und steht noch südöstlich von Kl. Meiseldorf an. Die weitere Fortsetzung dieser Züge gegen Norden ist mir noch nicht bekannt. Die trennenden Paragesteine wurden noch östlich des Mitterbergs angetroffen. Ihre Fortsetzung nach Süden ist noch unsicher. In der Richtung des unter jüngeren Bildungen verschwindenden Amelsdorfer Phyllits ziehen westlich von Klein-Burgstall Kontaktgesteine und wenig metamorphe Phyllite usw. ununterbrochen unweit westlich des Gipfels des Manhartsberges und stoßen nordwestlich von Olbersdorf auf den großen Phyllitzug Reinholds.

Die moravischen Paragesteine setzen sich zusammen aus:

1. ± veränderten diaphthoritischen Kontaktgesteinen: Kalksilikathornfelsen, feinkörnige, gebänderte Biotithornfelsen zum Teil mit Pseudomorphen nach Cordierit und Almandin, quarzreiche

Biotitgneise, gneisartige Glimmerschiefer, auch Graphitgneise. Die Kontaktgesteine sind vielfach von Apliten injiziert: Kühnring, Walkenstein. Nähere Untersuchungen dieser mannigfaltigen Gesteine fehlen.

2. Über diesen gewöhnlich stark reduzierten, oft fehlenden Kontaktgesteinen liegen in der Regel weniger metamorphe Schichten: beginnend mit Serizitquarziten und weißen Serizitphylliten, darüber bleigraue und grüne gemeine Phyllite gegen die Basis mit zerdrückten Quarzgeröllen und schließlich der moravische Kalk (von den Fugnitzern und den übrigen Kalksilikatgesteinen stets scharf getrennt.)

An Stelle der Serizitquarzite und -phyllite und der gemeinen Phyllite treten wahrscheinlich im Westen biotitreiche Konglomeratphyllite, sie sind zwar ähnlich gewissen veränderten Kontaktgesteinen, unterscheiden sich aber von diesen durch den großen Reichtum an Geröllen; wie überhaupt die Metamorphose der 2. Gruppe im Westen höher als im Osten ist, so daß die Unterscheidung beider Gruppen schwierig ist. Bei Siegmundsherberg ist die moravische Schichtfolge viel reicher entwickelt, dafür um so weniger bekannt. Die ganze moravische Schichtfolge gleicht stratigraphisch den devonischen und vordevonischen Gesteinen bei Brünn, besonders gilt dies für die wenig metamorphen Glieder. Auch die älteren vordevonischen kontakt-metamorphen Gesteine haben in der Brüner Masse ihre Vertreter: Kalksilikathornfelse, Glimmerschiefer usw. An der Basis der ganzen moravischen Folge liegt in der Regel ein (diaphthoritischer) geschieferter Kalksilikathornfels: sowohl am Bitteschen Gneis (Fugnitzer Kalksilikatschiefer) als auch an den Gesteinen des Thayabatholithen. Die geschieferten Kalksilikathornfelse gleichen einander im Handstück und im Schliff vollständig. Sie sind an der Basis aller Phyllitzüge gefunden worden.

Im Liegenden der Orthogesteine, Bittescher Gneis, der beiden Züge basischer Gesteine, ist die Lagerung verkehrt: Kalksilikatschiefer, oft andere Kontaktgesteine, Biotitkonglomeratphyllite (beziehungsweise Serizitquarzite usw. und gemeine Phyllite), moravischer Kalk (randlich bitumiös, dünn-schiefrig), darunter Biotitkonglomeratphyllit (beziehungsweise gemeiner Phyllit usw.), schließlich Kontaktgestein und Kalksilikatschiefer.

Die ganze Lagerung (Umbiegen der Phyllite südlich des Mannhartsberges usw.) und die Struktur der durchbewegten Gesteine sprechen für das Vorhandensein von liegenden Falten oder Decken, deren Stirnen im Osten zu suchen wären (möglicherweise bilden die beiden Kalkzüge, die von Kodau gegen Frohnsburg ziehen und sich hier vereinen, eine Wurzelsynklinale mit stratigraphisch höherem Phyllit im Kern). Am Kontakt zwischen Liegend- und Hangendschenkel sind die bitumiösen Kalkschiefer mit den hängenden Biotitkonglomeratphylliten verknetet (nördlich von Harmannsdorf.)

Stellenweise sind die Kontaktgesteine mit den tonalitischen Gneisen verfaltet (östlich von Freischling). Trotz aller Verwicklungen der Lagerung in den scheinbaren Wurzelgebieten ließen sich stets Liegend- und Hangendschenkel unterscheiden. Die Kerne der

höheren Decken sind Korn für Korn durchbewegt. Die dunklen Hornblenden verschmiert und ersetzt durch Biotit (oft schon mit freiem Auge sichtbar). Je nach der mineralogischen Zusammensetzung und dem Mengenverhältnis der dunklen Hornblende, Anorthit-substanz, Kalifeldspat können eine blaßgrüne Hornblende, Epidot und Biotit neugebildet werden.

Am wenigsten metamorph sind die Paragesteine (Punkt 2) in den innersten Teilen: Olbersdorf, Mannhartsberg, auch bei Kühnring; Typische, kaum veränderte Quarzkonglomerate, Serizitquarzite, Arkosen, Serizitphyllite, gemeine Phyllite, dunkelblaugraue, stellenweise etwas brekziöse Kalke ohne Spur einer besonderen Metamorphose. Auffallend ist die Ähnlichkeit dieser Gesteine mit denen der Kvetnitza. Die Granite sind kataklastisch zerdrückt, ja phyllitisiert, die basischen Schlieren verschmiert.

Die Kerne der Decken gehören dem Thayabatholithen an, einem wenig einheitlichen Körper. Es zählen zu ihm der biotitarne bis aplitische Granit von Maissau und die granodioritisch-tonalitischen Gesteine. Der Kontakt zwischen beiden ist ein Intrusionskontakt (ähnlich wie in der Brünner Masse); an zahlreichen Stellen durchschwärmen verschiedene mächtige Adern von rötlichem Maissauer Granit, wie nordwestlich von Grübern, Gumping, Sachsendorf, die basischen Gesteine. Diese führen dort, wo die Durchäderung am innigsten ist, zentimetergroße porphyrische Orthoklase. Solche grobporphyrische basische Gesteine habe ich nur in solchen Kontaktzonen gefunden. Die sauren porphyrischen Gesteine bei Grübern mit den Phylliteinschaltungen müssen noch untersucht werden. Noch jünger ist die Durchäderung durch Turmalinaplite. Sie durchdringen und vergneisen sogar die Kontaktgesteine: »Glimmerschiefer (Walkenstein), Kalksilikathornfelsen (Kühnring). Niemals habe ich aber Adern in den devonischen (?) Gesteinen gefunden, auch nicht dort, wo sie unmittelbar auf dem Maissauer liegen wie bei Olbersdorf, gerade hier sind die devonischen (?) Paragesteine am allerwenigsten verändert, zeigen nicht die geringste Spur einer Kontaktmetamorphose! Die Kalksilikathornfelse von Kühnring zeigen, soweit sie nicht verändert sind, helle und dunkle, grüne, unregelmäßige Streifen von Diopsid, Putzen und Flecken von Granat (mit Siebstruktur). Diese Hornfelsen sind mehrere Meter mächtig, unverändert, nur in den äußersten Teilen verschiefert!

Ihre Injektionsadern sind kataklastisch umgeformt, Umwandlung von Diopsid, Granat, basischem Plagioklas in Hornblende, Epidot usw., starke Schieferung, extreme Faltung spielen eine große Rolle. Allerdings kommen H_2O -reichere Kalksilikathornfelse vor mit primärer Hornblende, auch Epidot und Biotit, die dann Diopsid, Granat, Kalifeldspat vertreten. Sie wechseln lagenweise mit den andern Kalksilikathornfelsen. Die Intrusion der Gesteine des Thayabatholithen ist also vordevonisch, wenn sich das devonische Alter der höheren Gesteine bewahrheitet und älter als die moldanubische Überschiebung, die

Konkordanz des Thayabatholithen keine ursprüngliche, sondern erst bei der Gebirgsbildung geschaffen worden.

Ebenso wie die übrigen Kerne der moravischen Decken verhält sich der Bittescher Gneis; auch er hat einen Liegendschenkel, dessen Gesteine mit denen der anderen Kerne übereinstimmen. Er besitzt also dieselbe sedimentäre Hülle wie die anderen Kerne, er muß also an der Wurzel mit dem Thayabatholithen zusammenhängen.

In die moldanubischen Glimmerschiefer eingelagert sind häufig Augengneise, z. B. bei Dreieichen, die, wenn sie in Bewegungshorizonten liegen, dem Bittescher Gneis recht ähnlich sein können. Auch gewisse Sedimentgneise können unter solchen Umständen mit dem Bittescher Gneis verwechselt werden. Gegen die Verbindung, z. B. der Dreieichener Augengneise mit dem Bittescher sprechen zahlreiche geologische und petrographische Beobachtungen, auf die hier nicht eingegangen werden kann. Die moldanubischen Glimmerschiefer bilden im Süden bei Schönberg eine quer verlaufende Synklinale, die moravischen Gesteine sind überkippt und fallen steil nach Norden ein. Hier grenzen sie längs der Diendorfer Störung an den Zöbinger Granulit. Im Granulit stecken dort, wo er nicht geschiefert ist, größere Körper von körnigem Biotit führendem Granitgneis, deren mehr schieferige Ausbildung Gföhlergneis genannt wird. An der Grenze ist der Granulit leicht vergneist, so daß eine Unterscheidung schwierig ist. Es macht den Eindruck, als ob der Granitgneis (Gföhlergneis) in den Granulit intrudierter wäre und ihn unter Bedingungen der unteren Tiefenstufe im Kontakt verändert hätte. Es würden sich erklären: Die Wasserarmut, die eigentümliche Struktur, die sie beide mit gewöhnlichen Kontakthornfelsen gemein haben. Die durch den Wechsel von H_2O -armen und H_2O -reicheren Schichten (Biotitgehalt) hervorgerufene Bänderung findet sich auch bei den gewöhnlichen Hornfelsen; bei der Deckenbildung im moldanubischen Gebiet sind alle diese Gesteine \pm umgeformt und geschiefert worden. Die Deckschollen des Gföhler Gneises und des Granulites nördlich von Krems liegen in einer Mulde zwischen den beiden moravischen Antiklinalen (Weitersfelder Stengelgneis und Maissauer Granit). In der Fortsetzung der östlichen Antiklinale liegt der halbdomeförmige Dunkelsteiner Granulit, unter den das Moravische untertaucht.

Die aus den bisherigen Beobachtungen gezogenen Schlüsse bedürfen noch einer weiteren geologisch-petrographischen Prüfung, beziehungsweise Begründung. Es wäre zu untersuchen, in welchem Verhältnis der Weitersfelder Stengelgneis und die Flasergranite von Theras zu den Tonalitgneisdecken stehen, ferner wäre die Stellung der Phylliteinschaltungen bei Grübern zu den Decken festzustellen und damit den Bau des moravischen südlich des Manhartsberges zu klären; von Bedeutung wäre auch die Trennung der devonischen(?) Gesteine von den älteren.