

Beiträge zur Kenntnis der Geologie und Petrographie des Eisengebirges und der angrenzenden Gebiete.

(Mit 1 Übersichtskarte.)

Von **Eduard Sachsel.**

Einleitung.

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit wurde mir von Herrn Prof. Franz Ed. Sueß erteilt, ich erfülle eine angenehme Pflicht, meinem hochverehrten Lehrer den wärmsten Dank für die mir gewährte reiche Belehrung und wertvolle Förderung meiner Studien ergebenst auszusprechen.

Ein Teil der petrographischen Untersuchungen wurde im Institut des Herrn Prof. A. Himmelbauer durchgeführt. Herrn Dozenten L. Waldmann verdanke ich manchen wertvollen Rat, Herr Hofrat Hammer, Direktor der Geologischen Bundesanstalt, hat mir in liebenswürdiger Weise Einblick in die Notizbücher und Originalaufnahmen von A. Rosiwal gestattet, Herr Bergrat Beck hat mir die zugehörige Gesteinssammlung samt Dünnschliffen zur Verfügung gestellt. Allen genannten Herren statue ich hiemit meinen verbindlichsten Dank ab.

Ursprünglich bestand der Plan, bloß das Eisengebirge geologisch zu bearbeiten; im Laufe der Studien ergab sich jedoch die Notwendigkeit, auch das Saarer Bergland und die Tschaslauer Ebene in den Kreis der Untersuchungen zu ziehen.

Geographische Uebersicht.

Das böhmisch-mährische Hügelland entsendet vom Saarer Bergland nach Norwesten einen ungefähr 60 km langen Höhenzug, für den J. Kröjčí und R. Helmhacker (27) den in Vergessenheit geratenen alten Namen „Eisengebirge“ wieder eingeführt haben. Diese Bezeichnung hat ursprünglich nur für den Steilrand und die nördlichen Vorberge in der Gegend von Hei-

manměstec gegolten, Krejčí hat auch die geologisch ähnlich aufgebauten benachbarten Gebiete im Süden und Osten einbezogen und in diesem Sinne hat sich der Name in der Fachliteratur eingebürgert.

Das Eisengebirge grenzt sich vom Saarer Bergland nur un- deutlich ab, lediglich im Südwesten kann das Tal der Chrudimka und die Depression zwischen Vítanov und Ždírec als Grenzlinie gelten, im Südosten erfolgt der Übergang unmerklich. Gegen Nordwesten verschmälert es sich und bildet einen scharf um- grenzten Gebirgszug, der mit einer schmalen Zunge bis in das östliche Mittelböhmen zum Elbedurchbruch bei Elbeteinitz reicht. Nach der südwestlich gelegenen Niederung der Doubravka fällt das Eisengebirge in seiner ganzen Erstreckung steil und unver- mittelt ab, seine relative Höhe beträgt im mittleren Anteil etwa 150 m, weiter südlich bei Maleč sogar bis 250 m, noch weiter gegen Südost wie auch im nördlichen Anteil nimmt die relative Höhe wieder ab. Im Norden und Nordosten gegen die Ebene von Pardubic fällt das Eisengebirge nicht so schroff ab, son- dern senkt sich allmählich, streckenweise in einzelnen Stufen, gegen die Kreidetafel des Flachlandes.

Man kann das Eisengebirge zweckmäßig in drei, zum Teil auch geologisch verschieden aufgebaute Abschnitte gliedern:

1. Das Eisengebirge im engeren Sinne, das ist das Gebiet vom Elbedurchbruch bei Elbeteinitz bis zum Quertale der Chrudimka nebst dem weiter südöstlich sich fortsetzenden Steilrand. Dieser Teil ist geologisch nicht einheitlich, es beteiligen sich am Auf- bau kristalline Schiefer, Präkambrium und Paläozoikum und zum geringen Teil Granite.

2. Das südlich von der Chrudimka in 500 bis 600 m Höhe ge- legene Waldland, in dessen Mitte Nassaberg liegt, und das sich nach Osten ganz nahe bis Hlinsko, Skutsch und Kreuzberg er- streckt.

Hier herrschen fast ausschließlich granitische Gesteine und ihre Differenziate vor.

3. Die Schiefergebiete von Hlinsko-Skutsch und von Pro- seč im Osten, dem Saarer Bergland benachbart.

Dědina (4) gibt als Ostgrenze des Eisengebirges den Lauf der Krounka an, demnach würde das jenseits des Baches ge- legene Schiefergebiet von Proseč nicht mehr dazu gehören, da

es jedoch stratigraphisch der Hlinskoer Schieferinsel eng verwandt und tektonisch analog gelagert ist, empfiehlt es sich, auch dieses Gebiet dem Eisengebirge im weiteren Sinne zuzurechnen.

Das Eisengebirge wird geologisch durch das Vorherrschen von Granitstöcken und wenig metamorphen Serien vor kristallinen Schiefeln gekennzeichnet, während die angrenzenden Teile der böhmisch-mährischen Höhe fast ausschließlich aus kristallinen Schiefeln aufgebaut werden.

Das Saarer Bergland liegt im nordöstlichen Drittel der böhmisch-mährischen Höhe und enthält deren höchste Erhebung; die „Neun Felsen“ (čech. Devět Skal) mit 837 m über dem Meeresspiegel.

Es besteht aus langgezogenen bewaldeten Bergrücken, deren Höhe fast durchwegs bei 800 m beträgt. Im nördlichen Teile umschließen sie breite flache Täler, im Süden und Osten haben die Schwarzawa und deren Nebenbäche durch starke rückschreitende Erosion tiefe Täler mit steilen bis 300 m hohen Hängen eingeschnitten, was der Landschaft ein sehr lebhaftes Relief verleiht. Im Gegensatz zu der mährischen Seite ist die Abdachung gegen Böhmen bedeutend schwächer durchfurcht, nur die Chrudimka hat ein tieferes Erosionstal geschaffen. Im Nordwesten erhebt sich das Eisengebirge zu geringerer Höhe, und im Nordosten flacht das Saarer Bergland allmählich zur Kreide ab.

Die böhmisch-mährische Höhe bildet einen Teil der mitteleuropäischen Wasserscheide zwischen Elbe und Donau. Sie wird von einer ganzen Reihe von Tiefenlinien durchzogen, die von Flüssen erzeugt wurden, die einst aus Böhmen kommend, ihren Lauf über das böhmisch-mährische Hügelland hinweg zur March nahmen. In späterer Zeit wurden diese Flüsse infolge der Einbrüche in Mittelböhmen ihres Oberlaufes beraubt; so kommt es, daß sie jetzt in niedrigen Talwasserscheiden entspringen oder daß einstmals unbedeutende Nebenbäche ihren heutigen Oberlauf bilden. (F. Říkovský, 32.)

Eine dieser Tiefenlinien verläuft aus der Tschaslauer Ebene zum Dářko-Teich, wo die Sázava entspringt, und von hier zum Oberlauf der Oslava unweit Groß-Meseritsch. Die Sázava hat dieses alte Flußsystem ebenso wie das von Iglau-Deutschbrod, das nord-südlich verlief, von Westen her angezapft.'

Die wichtigste Entwässerungsader des Eisengebirges ist die Chrudimka. Sie entspringt unweit Svatka im Saarer Bergland, durchzieht das Eisengebirge in einem großen Bogen und erreicht bei Chrudim das Flachland. Sie empfängt im ganzen Verlaufe durch das Gebirge keine bedeutenden Zuflüsse, der größte Bach des östlichen Eisengebirges, die Krounka, folgt der Abdachung des Eisengebirges gegen Norden, vereinigt sich dann mit der Novohrádka, welche die Kreidetafel durchzieht und erst unweit Chrudim in die Chrudimka mündet. Bloß der Desinka-Bach gehört dem Einzugsgebiet der Loučna an, die bei Sezemic direkt die Elbe erreicht.

Das Saarer Bergland wird fast ganz von der Schwarzawa (č. Svatka) zur Thaya entwässert, nur ein kleiner Teil bei Saar (č. Žďár) stellt das Quellgebiet der Sázava dar.

Historisches.

Die ersten Berichte über unser Gebiet stammen von Zippe (1837), Reuß (1854) und von v. Andrian (1863). Die wichtigste und grundlegende Arbeit aus älterer Zeit ist das Werk von Krejčí und Helmacker: Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges und der angrenzenden Gegenden im östlichen Böhmen (27). — Die genauere Kenntnis der kristallinen Schiefer des Saarer Berglandes vermitteln uns die Arbeiten von A. Rosival. Das Blatt Hohenmauth-Leitomischl (Zone 6, Kol. XIV.), dessen kristalline Anteile von ihm neu kartiert worden waren, ist leider nicht im Druck erschienen. Im Jahre 1897 nahm Rosival eine Neukartierung des nördlichen Eisengebirges bei Elbeteinitz vor, worüber eine Notiz in den „Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt“ 1900 erschien (34). In die gleiche Zeit fallen die Untersuchungen von J. J. Jahn. Bereits 1896 entdeckte er in der Basaltuffbreccie von Semtín bei Pardubitz altpaläozoische Gesteinsbrocken mit einer reichen untersilurischen Fauna. Er wies als erster auf die nahe fazielle Übereinstimmung der silurischen Ablagerungen des Eisengebirges mit denen des Barrandiens hin.

Franz Ed. Sueß erwähnt im „Bau und Bild Oesterreichs“ zum ersten Male, daß der steile Abfall des Eisengebirges gegen die Tschaslauer Ebene durch einen jungen Bruch bedingt ist (42).

K. Hinterlechner hat gemeinsam mit C. v. John die Eruptivgesteine des Eisengebirges beschrieben (11).

In einer späteren Arbeit, 1910, versucht Hinterlechner (9) zu beweisen, daß die wenig metamorphen Schiefer des Eisengebirges durch allmählich gesteigerte Kontaktmetamorphose in die kristallinen Schiefer des böhmisch-mährischen Hügellandes übergehen. F. Ulrich (50) hat bereits eingehend darauf hingewiesen, daß die von Hinterlechner für diese Hypothese beigebrachten Beweise absolut unstichhältig sind.

Während der Kriegsjahre und nach dem Kriege konzentrierte sich das Interesse der tschechischen Geologen besonders auf Mittelböhmen, erst in der jüngsten Zeit wurde das Studium des Eisengebirges von neuem in Angriff genommen. Aber bereits im Jahre 1926 hat Fr. E. Sueß in seinem Buche „Intrusions-tektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge“ die Deutung ausgesprochen, daß das Eisengebirge eine breit nach Südwest über die Antiklinale von Swratka vorgeschobene Schuppe darstellt. Diese Bewegung wird von ihm verglichen mit der Überschiebung am Rande des Elbtalgebirges, und somit den jüngeren Gegenbewegungen zugeordnet, die vor dem Perm beginnend bis in nachkretazische Zeit angedauert haben.

Im Jahre 1927 fand A. Wurm (59) in metamorphen Kiesel-schiefern, die man früher ins Vorkambrium gestellt hatte, nordöstlich von Hlinsko obersilurische Graptolithen. Schon früher hatte R. Kettner (14) das Schiefergebiet von Hlinsko-Skuč als Fenster im Moldanubikum aufgefaßt, nach Wurms Funden sah er sich in dieser Annahme bestärkt. Dieser Hypothese ist namentlich K. Zapletal gefolgt (60, 61) und hat ihr auch in die deutsche Literatur Eingang verschafft (Vergl. S. v. Bubnoff, 2).

Ulrich (53) hat gegen diese Deutung Stellung genommen und glaubt ebenso wie Fr. E. Sueß an eine Südbewegung des Paläozoikums gegen die Gneise der Antiklinale von Swratka.

Genauere petrographische Untersuchungen der kristallinen Schiefer des Eisengebirges liegen aus neuerer Zeit nicht vor. F. Fiala (5) untersuchte die Tiefen- und Kontaktgesteine der Umgebung von Proseč, östlich Hlinsko, gibt aber keine tektonische Deutung dieses Gebietes.

Die Antiklinale von Swratka.

A. Rosiwal hat festgestellt, daß die Gneise des Saarer Berglandes einen kuppelförmigen Bau aufweisen, und hat ihnen

den obigen Namen gegeben. Nach seiner Vorstellung sollten auf den Gneisen — gewissermaßen in stratigraphischer Auflagerung — phyllitische Serien liegen. Heute wissen wir, daß es sich um tektonisch und stratigraphisch ganz verschiedene Gebiete handelt, im Osten sind es die Phyllite des Tunnels von Swojanow, die nach F. E. Sueß als Diaphtorite nach moldanubischen Schiefergneisen und Glimmerschiefern aufzufassen sind, im Nord und Nordwest finden wir die stark veränderten Schiefer des Paläozoikums von Hlinsko.

F. E. Sueß (46) deutet die Antiklinale von Swratka als verschleifte Basiszone des Moldanubikums, die ihre Verzerrung noch vor der moldanubisch-moravischen Überschiebung erlitten hat.

Dafür spricht auch, daß die Glimmerschiefer und Orthogneise dort, wo sich die Antiklinale dem Moravikum nähert, von neuem verarbeitet werden. Die grobschuppigen Glimmerschiefer sind dabei in flatschige serizitreiche Gesteine umgewandelt.

Die Hauptmasse der Antiklinale bilden helle, oft aplitische Zweiglimmergneise, die strukturell äußerst mannigfaltig sind. Fast alle Typen führen Muskovit, meist auf den Schieferungsflächen angereichert. Einen guten Einblick in die Orthogneise gibt ein Steinbruch an der Straße Hlinsko-Swratka unweit Blatno.

Das Hauptgestein, ein heller Gneis, ist sehr schön wirr gefältelt, Pegmatitlinsen beschreiben schwer verfolgbare Falten, in deren Fortsetzung oft große Kalifeldspate erscheinen, denen randlich Quarze eingewachsen sind. Dort, wo reichlich Pegmatitmaterial injiziert ist, bildet sich eine gröbere Faltung heraus, während die feinkörnigen, zugleich muskovitreichen Partien eng gefältelt sind und manchmal in parallel geschieferte Bänke übergehen. Frei ausschwingende Faltenschenkel werden von grobkörnigen, perlgneisartigen Lagen umgeben. In toten Räumen treten Quarzkauern auf. Streichen Nord 40 Ost, Fallen etwas wechselnd 20 NW, Streckung flach Nord 45 West. Im untersten Teil des Steinbruches an der Straße durchschneidet ein heller aplitischer Gneis das Hauptgestein, im Querbruch granitisch körnig, im Längsbruch stark gestreckt. Die kurzen sekundären Muskovitmembranen keilen rasch aus und sehen relativ unversehrt aus. Im Gestein schwimmen losgelöste glimmerreiche Partien, die mit dem Hauptgestein im Zusammenhang stehen. Die Streckung verläuft auch hier N 45° W.

Ganz ähnlich sind die Gneise oberhalb Vojnáv Městec, nur treten hier vielfach Turmalin- und Biotitpegmatite auf, die die Gesteine scharf durchsetzen. Man sieht auch hier, daß die Pegmatite von der Streckung mit erfaßt werden, allerdings zufolge ihrer massigen Beschaffenheit weniger durchgreifend als das Hauptgestein.

Ein etwas anderes Bild geben die Gneise von Pohledec unweit Neustadt.

Sehr helle Biotitgneise mit großen Granaten, die in der Richtung der Schieferung ausgezogen und von einer Biotithaut umgeben sind. Im Querbruch keilen die Glimmermembranen rasch aus. Die Schieferungsflächen und auch Gleitflächen sind mit viel Sillimanit und etwas Muskowit bekleidet. Häufig treten konkordante aplitische Lagen auf, die als dunklen Gemengteil nur kleine Granaten (3 mm) führen. In den Pegmatiten, die die Gesteine oft quer zur Schieferung durchziehen, erscheinen große Biotite. Ganz grobkörnige Pegmatite mit großen, nicht verbogenen Muskowittafeln.

Wohl die auffälligsten Gesteine der Antiklinale von Swratka sind die grobflaserigen Orthogneise, die innerhalb der Züge der Zweiglimmergneise auftreten. A. Rosiwal faßt sie unter der Bezeichnung zusammen „Zweiglimmergneis, teils grobkörnig-massige, teils flaserige und gestreckte Varietät“ (35).

In den grobkörnigen Partien ist die ursprünglich grobporphyrische Struktur erhalten geblieben. Die bis zu 5 cm großen Orthoklas-Einsprenglinge sind in ein Mosaik von kleinen Körnchen zerlegt. Die Biotitzüge bestehen aus einer großen Zahl von Blättchen, denen oft Muskowit quer eingewachsen ist. Von körnigen Typen bis zu vollkommen ebenschieferigen gibt es alle Übergänge, oft sind die granulierten Orthoklase ganz bedeutend in die Länge gezogen und verwalzt. Von diesem Stadium ist es nicht mehr weit zu groben Lagengneisen, deren Feldspatlagen aus alten Einsprenglingen hervorgegangen sind. Häufig treten Gneise auf, die bei ganz ähnlicher mineralogischer Beschaffenheit auch makroskopisch keine Spur einer Erstarrungsstruktur aufweisen. Der relativ rasche Übergang von grobkörnigen in ebenschieferige Lagen mit viel Muskowit ist am besten in einem kleinen Steinbruch nordöstlich von Swratka zu sehen. Hier gewinnt man den Eindruck, daß die flaserigen Gneise grobporphyrische Nachschübe des Orthogneises darstellen, die infolge ihrer abweichenden Struktur auf die Durchbewegung anders reagiert haben.

Bei Svratouch liegen Lesesteine, die ganz deutlich die Struktur eines Granitporphyres zeigen. Natürlich sind auch hier die Feldspate granuliert, die Biotite in zahlreiche Blättchen umkristallisiert. Die großen Quarz-Einsprenglinge haben annähernd hexagonale Durchschnitte.

Jüngere Pegmatite, deren Gemengteile nicht granuliert sind, durchsetzen oft geradlinig die Gneise; häufig sind sie aber

noch mit durchbewegt und können nur durch ihre Turmalinführung erkannt werden.

Von Paragesteinen nehmen grobschuppige, oft Turmalin und Granat führende Glimmerschiefer den größten Raum ein. Sie sind den Glimmerschiefern von Nedvědic und Štěpanau sehr ähnlich. Diaphthoritische Gesteine mit viel Chlorit und Epidot, wie sie nach F. E. S u e ß (45) die moldanubische Glimmerschieferzone begleiten, fehlen in der Antiklinale von Swratka gänzlich. Die Orthogneise dringen in die Glimmerschiefer nur selten mit scharfen Kontakten ein, meist findet sich eine Zone von gefeldspateten Glimmerschiefern (Gneisglimmerschiefer nach R o s i w a l) an der Grenze.

Die Glimmer sind sparrig angeordnet und nicht verbogen. Meist überwiegt Muskowit über den Biotit.

In Glimmerschiefern von Křížánky große Turmaline im Glimmergeflecht, während helle pegmatitische Linsen frei von Turmalin sind. Dieselbe Beobachtung macht man im Dünnschliff, der Turmalin hat eine braungrüne Hülle und einen fast farblosen Kern. Pegmatitlinsen: Große Plagioklase, von Quarz, Muskowit und Biotit durchwachsen, sind auf weite Strecken einheitlich orientiert. Albit- und Periklinlamellen, die letzteren meist in der Längserstreckung der Plagioklaskörner. Max. der symm. Auslöschg. 10° , nach Quarzmethode: Oligoklas. Der eingeschlossene Muskowit ist tropfen- und blättchenförmig, der viel seltenere Biotit zeigt schmale, gut begrenzte Blättchen. Große, unregelmäßig begrenzte Rutilkörner. Die Quarzpartien sind auffallend schwach undulös.

Eine Probe aus der Nähe der Orthogneise zeigt folgendes: Sehr auffällig sind meist ovale Feldspatkörner, die ganz von kleinen Einschlüssen erfüllt sind, und zwar kristallographisch gut begrenzten Biotitblättchen, Quarzkörnern und Zirkonen. Hier gibt es ganz ungewöhnlich zarte, überaus lange Biotitnadelchen. Plagioklas: M. d. s. A. 10° , opt. neg., nach Quarzmethode: Oligoklas. In diesem Gestein überwiegt der Biotit, der stellenweise bei Erhaltung seiner Form in sehr feinfaserigen Sillimanit umgewandelt ist. Wenig Kalifeldspat mit Myrmekitsaum. Manchmal dringen gerüstartige Muskovite in die Plagioklase ein.

Ferner kennt man grobkristalline Marmore, Kalksilikatfelse und Graphitquarzite. Teils an die Lagen von Glimmerschiefer gebunden, teils in den Orthogneisen, kommen Skarn-Lagerstätten vor, die wohl durch die Einwirkung der Orthogneise auf Kalke entstanden sind. — Hier ging in früherer Zeit ein reger Bergbau nach Eisenerzen um, der heute zum Erliegen gekommen ist.

Die Skarne bestehen vorwiegend aus hedenbergitischen Augiten und lebhaft gefärbten Granaten.

Pyroxene meist lebhaft grün gefärbt, ungefähr der Gammaschwingung gemeiner Hornblendens entsprechend, es kommen aber auch fast farblose diopsidische Augite mit kleinerem Winkel der Auslöschungsschiefe vor.

c: γ um 45° , opt. posit. Hierzu treten intensiv gefärbte Hornblenden. c: γ schwankend, meist um 27° , aber auch um 18° . α hellgelbgrün, β tiefblaugrün, γ schwarzgrün. Plagioklas senkrecht a 19 bis 21° stumpfer Winkel, Maximum d. s. A. 19° . Diablastische Verwachsungen aller Gemengteile sind sehr häufig, Kelyphitbildung wurde nie beobachtet. Bei Čachnov kommt primärer Epidot hinzu, der sich ebenfalls an den Durchwachsungen beteiligt. Hier fehlt auffälligerweise die Hornblende. Akzess.: Häufig Orthit, Zirkon, Apatit, Kalzit.

Oft geht die Injektion des hellen Magmas noch weiter, wodurch eigenartige Hedenbergitgneise entstehen. Zwischen Čachnov und Krouna kommt es zur Bildung von regelrechten Mischgesteinen.

Richtungslos körnige Gemenge von Quarz und basischem Oligoklas und etwas kleineren Hedenbergiten. Dazu treten selten Hornblenden, denen der Skarne analog. Als Füllmasse etwas Mikroclin. Akz. Granat, Orthit und Zirkon.

Der beste Aufschluß ist an der Straße zwischen Horní Lišno und Německé, wo in den Skarnen ein großer Schotterbruch angelegt ist. Prächtige Pegmatite mit ungemein großen Hornblenden und Augiten setzen mit scharfem Rande gegen die Skarne ab.

Zwischen Sklenné und Tři Studně liegen Blöcke von Kalksilikatfels, feinkörnige schwarzgrüne Gesteine mit zahlreichen großen Granaten. Sie werden von granatreichen Pegmatiten und Plagiapliten durchsetzt.

Kalksilikatfels: Große Granatkörner, von Kalzit, Diopsid und Hornblende poikilitisch durchwachsen, große Plagioklase mit Granat- und Diopsideinschlüssen. Symm. A. des Plagioklases einmal mit 26° bestimmt. Auslöschung senkrecht γ 9° . Hornblende α gelbgrün, β stumpf dunkelgelbgrün, γ stumpfgrün, $\beta > \gamma > \alpha$ c: γ 19, 20. Augit diopsidisch, c: γ 35° , meist rosa gefärbt. Spinell in kleinen graugrünen Körnern, anscheinend Übergänge in fast opakes, gründurchschimmerndes Erz. Orthit mit rhombischem Durchschnitt, in zwei Fällen bereits isotrop. Magnetit, etwas Klinozoisit und sehr wenig sekundärer Chlorit.

Der Plagiaplit erinnert in seiner Struktur sehr an den Kalksilikatfels. Sehr viel große Plagioklase, Max. d. s. A. 22° , opt. posit. Wenig Diopsid in farblosen großen Körnern. Die Hornblenden gleichen mehr denen der Skarne als den gemeinen Hornblenden des Kalksilikatfels. In den Plagioklasen feine Stäbchen, Schriftzeichen ähnlich. Akz. Viel pleochroitischer Titanit, Magnetit, Klinozoisit, Pistazit und Apatit, Zirkon.

Zwischen Pohledec und Rokytno verläuft ein schmaler Zug von typischen Granuliten, die keine Spur von sekundärer Verarbeitung zeigen. Mannigfache Amphibolite, oft mit gabbroiden Reststrukturen, sowie Serpentinstöcke, vervollständigen das Bild.

Granitische Stöcke fehlen der Antiklinale fast gänzlich, nur bei Vortová, westlich von Svratka, gibt es Flasergranite und Diorite mit gestreckten Apliten, die von einem Zug von Perlgneisen umgeben sind.

Im Norden bei Krouna und Rychnov treten die Züge der Zweiglimmergneise in weitem Bogen zusammen. Südöstlich von Krouna liegt der nördlichste Zug von grobflaserigen Gneisen, wiederum in feinkörnige Orthogneise eingelagert. Das Profil an der Straße zwischen Svratka und Krouna zeigt zunächst flach NNW fallende feldspatreiche Glimmerschiefer mit konkordanten Lagen von Orthogneisen. Die Amphibolite erweisen sich ähnlich wie bei Čachnov als injizierte Skarne. Weiter nördlich, am Ausgange der Talschlucht, befindet sich ein Schotterbruch in merkwürdigen dichten granatreichen Glimmerschiefern, am linken Ufer sind grobkristalline feldspatreiche Glimmerschiefer. — Dann folgt noch eine Kulisse von hellen Zweiglimmergneisen; bei der Kirche von Krouna sowie östlich von Dědová erscheinen bereits Perlgneise. Die Glimmerschiefer und Orthogneise der Antiklinale von Svratka erreichen bei Rychnov ihren nördlichsten Punkt. Die Háповá Skála, ein freistehender Fels an der Straße zwischen Krouna und Frantísky, ist das letzte isolierte Vorkommen von grobflaserigen Orthogneisen.

Eine Streckung ist besonders in den schiefrig-flaserigen Orthogneisen deutlich ausgeprägt, in hellen aplitischen Gneisen ist sie meist nicht wahrnehmbar. Sie fällt fast durchwegs nach NNW ein und ist auch in den benachbarten Perlgneisen bei Rychnov in gleicher Weise zu beobachten.

Gewisse Gesteinstypen der Antiklinale von Svratka zeigen zweifellos eine Ähnlichkeit mit Gesteinen des Erzgebirges. Besonders die grobflaserigen Granitgneise mit erhaltener porphyrischer Erstarrungsstruktur erinnern lebhaft an die Gneise aus dem Egertalgebiet, die W. R. Zartner (64) kürzlich näher beschrieben hat. Aber die dichten Gneise des Erzgebirges mit ihren Lagen von Geröllgneisen und den Übergängen in Glimmerschiefer, sind in der Antiklinale unbekannt, hier herrschen durchwegs vollkristalline Glimmerschiefer. Auch das Auftreten von Sillimanit in größerer Menge scheint einen Unterschied gegenüber dem Erzgebirge zu bedeuten.

Ein Abklingen der Metamorphose gegen außen liegt in der Antiklinale nicht vor, die Verknüpfung mit dem angrenzenden

Paläozoikum ist eine andere. Es besteht kein Grund, hier einen Deckenbau anzunehmen.

Das Gneisgebiet westlich von Polička.

Im Nordosten liegt auf den Gneisen und Glimmerschiefern der Antiklinale von Swratka eine Serie von Schiefer- und Perlgnaisen mit Marmoren, Graphitschiefern, Kalksilikatifelsen und Granuliten, die ganz die Kennzeichen des Moldanubikums aufweisen. Hierzu kommen noch zahlreiche Granit- und Dioritstöcke, die stellenweise stark geschiefert sind. Nach F. Fiala (5) sind neben einer intensiven Kataklase auch protoklastische Erscheinungen verbreitet. Er hat auch gefunden, daß die von A. Rošival (35) als „grobkörnige Granitgneise“ bezeichneten Gesteine bei Polička hierher gehören.

Diese Gesteinsgesellschaft, die die Merkmale der untersten Tiefenstufe (nach Becke-Grubemann) besitzt, läßt sich nach Südosten bis knapp an die moravische Überschiebung bei Svojanov verfolgen. Im Norden zieht ein schmaler Streifen von Perlgnaisen zwischen die beiden Schiefergebiete von Hlinsko und Proseč. Südwestlich davon verschwinden die Perlgneise bei Dědová unter den Schiefen von Hlinsko und Kreuzberg, die von hier an meist direkt auf dem Kristallin liegen. Die Flasergranite hingegen folgen weiter der Grenze zwischen Paläozoikum und Orthogneisen über Dědová gegen Hlinsko zu. Nur der am weitesten im Westen gelegene Stock befindet sich innerhalb der Antiklinale von Swratka bei Vortová. In sehr bemerkenswerter Weise sind hier ebenfalls Perlgneise entwickelt, die sonst der Antiklinale absolut fehlen.

Südlich von Rychnov finden sich Lagen von Kalksilikatifelsen, bei Česká Rybná an der Straße prächtig injizierte Perlgneise mit einem kleinen Vorkommen von kristallinem Kalk.

Den Raum zwischen dem Paläozoikum von Hlinsko und den Perlgnaisen nehmen ebenfalls flaserige Quarzdiorite ein.

Flaseriger Quarzdiorit von Česká Rybná (bei der Ziegelei): Die granitisch-körnige Struktur ist recht gut erhalten. Plagioklas senkrecht a im Kern 29°, in der Hülle 10°. Häufig mit Quarz und Plagioklas ausgefüllte Sprünge. Die Lamellen sind manchmal stark gebogen und verworfen. Hornblende meist einfach nach (100) verzwillingt, c: γ 17°, ein schmaler hellblaugrüner Saum hat gleiche Auslöschungsschiefe. Uralit mit Pyroxenresten im Kern. Biotit oft stark verbogen, mit Hornblende in gegenseitigen Verwachsungen. Chlorit aus Biotit hervorgehend, mit den Merkmalen des Pennin nach Ch. Z. negativ, parallel γ hellgrün, normal hiezu fast farblos, anomale blaue Inter-

ferenzfarbe. Ein großer nach M tafelförmiger Kalifeldspat, nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, ein schmaler querer Riß ist mit Quarz ausgefüllt. Sonst Kalifeldspat nur in der Zwischenmasse, oft von Myrmekit angenagt. Große spitzrhomboische Titanite mit kräftigem Pleochroismus erzeugen in den Hornblenden sehr schmale pleochroitische Höfe. Quarz meist kataklastisch. Auffällig ist die schlierige Anhäufung von hellen und dunklen Gemengteilen: Akz.: Apatit, Zirkon, sekundärer Kalzit, oft in den Rissen der Plagioklase angesiedelt.

Die quarzdioritischen Gesteine unterhalb Česká Rybná gegen Miřetín gut aufgeschlossen, sind noch stärker geflasert, die Plagioklase zu Augen abgerundet, dazu tritt eine deutliche lineare Streckung.

Plagioklas optisch negativ, senkrecht α Kern 16° spitz, dann breite Rekurrenz bis 26° spitz, dann scharf abgesetzter Rand mit bis 6° spitz. Ein leistenförmiger Plagioklas, bloß nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, wird von einem Sprung durchzogen, der mit Quarz und Kalifeldspat verheilt ist, die beiden Teile sind etwas verschoben. Im Plagioklas sind kristallographisch gut begrenzte Biotite, kleine Kalifeldspate mit rhombischen Durchschnitten eingeschlossen. Im Plagioklas sind kleine, kristallographisch scharf begrenzte Partien vorhanden, die etwas abweichend orientiert sind. In ihrer Nähe, aber auch sonst im Plagioklas verteilt, perthitähnliche Fetzen von Kalifeldspat, die weithin einheitlich orientiert sind. In der Zwischenmasse stark perthitische Körner von Kalifeldspat. Reichlich kataklastischer Quarz, in nahezu parallel orientierte Scherbröckchen aufgelöst. Allmählicher Übergang in Füllmasse von Quarz und Feldspat. Biotit oft randlich zerstoßen, in den kataklastischen Mörtelzonen vollkommen zerrieben. Akz.: Apatitsäulchen, Zirkon und Rutil mit pleochroitischen Höfen im Biotit, sek. Kalzit.

In den Quarzdioritstöcken sind dioritische Schollen von wechselnder Größe und mannigfacher Struktur eingeschlossen, die scheinbar weniger verschiefert sind, als die Quarzdiorite. In einem Falle hat eine lebhaftere Umkristallisation eingesetzt, wobei die Erstarrungsstruktur vollkommen erhalten geblieben ist.

Das Schiefergebiet von Proseč.

An die Perlgnese von Martinic und Česká Rybná schließen sich schieferige Hornfelse und Arkosen mit schöner klastischer Struktur, die bereits dem Schiefergebiet von Proseč angehören; zwischen den beiden Gesteinskomplexen ist keine Störungslinie mehr nachweisbar.

F. Fiala (5) hat hauptsächlich die Tiefengesteine östlich Proseč mit ihren zahlreichen sedimentären Einschlüssen zum Gegenstand einer Publikation gemacht, die hier auszugsweise wiedergegeben sei:

In eine Serie von teils alten schwachmetamorphen Sedimenten teils von kristallinen Schiefen sind verschiedene Intrusiva eingedrungen:

1. Ein Quarzdiorit, der den größten Teil des Gebietes einnimmt und bis Polička verfolgbar ist.
2. Jüngere Gabbrodioritstöcke bei Budislav.
3. Junge, oft aplitische Granite mit beiden Glimmern.

Alle diese Gesteine sind von Zertrümmerungszonen durchzogen, die nach h 10 streichen. Für den Quarzdiorit sind neben der Kataklase protoklastische Erscheinungen bezeichnend. Gneisähnliche Gesteine bei Kamenné Sedlístě werden als altes Dach des Quarzdiorits gedeutet und als Orthogesteine aufgefaßt. Eine große Zahl von Schollen verschiedener Größe wird beschrieben. Es sind dies Graphitquarzite, Kalksilikathornfelse, granatreiche Gesteine, dichte Paragneise und Glimmerschiefer, Quarzbiotithornfelse und schieferige Arkosen. In den Paragneisen und im Quarzdiorit entstehen in der Nähe des Kontakts große idiomorphe Sillimanitsäulen. Die Gneise und Hornfelse wurden nicht näher untersucht.

Nach meiner Überzeugung sind echte moldanubische Gneise im Gebiete südöstlich von Proseč nicht vorhanden. Was F. Fiala (l. c., p. 31^{ff.}) als Orthogneis bezeichnet, ist ein perlgneisartiges Gestein, das durch starke Injektion aus einem Paragestein entstanden ist. Aber auch Schiefergesteine dürften nicht das Ausgangsmaterial gebildet haben, denn man findet häufig Gesteine mit klastischer Struktur. Auch die Kalksilikathornfelse, die in kleinen Schollen im Quarzdiorit eingeschlossen sind, haben nach Fiala klastische Quarzkörner.

Die Quarzdiorite sind den bereits beschriebenen vom Mířetín sehr ähnlich, bis in alle petrographischen Einzelheiten, nur erreichen sie nicht den hohen Grad von Flaserung.

Südöstlich Proseč, beim „Farský kopec“ der Spezialkarte, sieht man ganz deutlich, wie die stark injizierten und gefalteten Glimmerschiefer aus feinkörnigen Hornfelsen hervorgehen.

Überwiegend aus Muskowit bestehend, Biotit tritt zurück. Im Vergleiche mit den Glimmerschiefern der Antiklinale von Swratka fällt auf: Ungefähr um die Hälfte kleinere Glimmerblättchen, die leicht verbogen sind. Am auffälligsten ist die Bestreuung mit unzähligen ganz kleinen Granaten, deren Entstehung auf Kontaktwirkung zurückzuführen ist.

An der Straße beim Jägerhaus Končevina finden sich Lese- steine von schiefrigem Biotithornfels; mit großen, in Muskowit umgewandelten Andalusiten.

Andalusit: Großer negativer Axenwinkel, hohe Lichtbrechung, zwei vollkommene Spaltbarkeiten. Pleochroismus nicht wahrnehmbar. Die Umwandlung in grobblättrigen Muskowit ist deutlich verfolgbar. Biotit gefaltet und zerfasert, besonders in den Umbiegungsstellen der Falten in Sillimanit umgewandelt. Diese Phase geht der Bildung der Andalusite voraus, denn man findet im Muskowit Biotitstrahlen eingewachsen, die fast ganz in Sillimanit umgewandelt sind. Andere, gut begrenzte Biotite dürften auf Rechnung der Kontaktmetamorphose zu stellen sein. Reichlich Quarz, etwas Plagioklas. Akz.: Granat, Erz, Zirkon.

Am Farský kopec ist ein großer Steinbruch in dichten Amphiboliten angelegt, die aus Diabasen hervorgegangen sein dürften. Auf Klüften Natrolith und Klinozoisit.

Man darf annehmen, daß die Schiefer vor der Intrusion der Tiefengesteine gegen Südwest an das Kristallin heranbewegt worden sind.

Es möge noch darauf hingewiesen werden, daß die Gesteine dieses Schiefergebietes in bezug auf ihre Metamorphose lebhaft an die sogenannten Wackengneise bei Hohenstadt und Müglitz erinnern. Es bedarf aber noch weiterer Untersuchungen, um die Beziehungen zu diesen Gebieten zu klären.

Das Schiefergebiet von Hlinsko-Skutsch und Kreuzberg.

Ant. Wurm und F. Ulrich (53) geben folgende Schichtfolge an:

1. Ältere Schiefer (Serizitphyllite) mit Ottrelith, Granat und etwas Staurolith.

2. Graptolithenschiefer und quarzreiche Gesteine mit schlecht erhaltenen Monograpten, Übergang in

3. Quarzite, zunächst durch Kohlenstoff grau gefärbt, höher hell, häufig kataklastisch.

4. Jüngere „Schiefer“ (phyllonitische Gesteine). (?)

Darüber folgt eine Grauwackenserie mit klastischem Material aus dem Silur, die wahrscheinlich diskordant auf den Schiefern liegt.

O. Kodym und L. Zelenka (14) vermuten in den Quarziten Unterdevon in rheinisch-mährischer Fazies und halten die Grauwacken für Kulm. Wurm (59) hat als erster hervorgehoben, daß die graptolithenführenden Gesteine mehr an die rheinische als an die mittelböhmische Entwicklung erinnern. Der gleichen Ansicht sind R. Kettner (15) und K. Zapletal (61 bis 63). Dagegen vergleicht Ulrich (53) diese Gesteinsfolge mit den paläozoischen und vorkambrischen Inseln im mittelböhmischen Granitstock, die freilich nach Kettner (15) und Svoboda (49) eine vom Barrandien nur wenig abweichende Stratigraphie aufweisen.

Für ein kulmisches Alter der Grauwacken und Schiefer wurde kein Anhaltspunkt gefunden; dagegen spricht auch die enge Verbindung mit der liegenden obersilurischen Kieselschieferserie,

Die Grenze gegen die kristallinen Schiefer des Saarer Berglandes ist stets scharf, das Paläozoikum liegt auf dem Kristallin und ist höchstwahrscheinlich von Norden herangeschoben worden. In späterer Zeit sind an der Überschiebungslinie granitische Gesteine emporgedrungen, die petrographisch ganz mit den Flasergraniten von Mifetín usw. übereinstimmen. Die nach der vollkommenen Erstarrung eingetretene Zertrümmerung dieser Gesteine beweist, daß auch in späterer Zeit heftige Bewegungen stattgefunden haben. Der kleine Quarzdioritstock östlich Dědová ist von einer ganz späten Mylonitisierung erfaßt worden.

U. d. M. sieht man noch deutlich alle Eigenschaften der Flasergranite. Die Plagioklase sind fast vollkommen in ein feinschuppiges Aggregat von Serizit verwandelt. Mit Quarz erfüllte Sprünge. Der Biotit zersetzt sich in Chlorit, in welchem viel hakiges Erz ausgeschieden ist. Chlorit sehr schwach doppelbrechend, tintenblaue Interferenzfarbe, Ch. Z. neg. Um Apatitnadelchen graue pleochroitische Höle, mit deutlich höheren Interferenzfarben.

Die Schiefer und Grauwacken zeigen gegen Süden immer stärkere Durchbewegung, in der Nähe der Granite nimmt die Kristallinität ebenfalls zu. Die Steigerung der Dynamometamorphose läßt sich am besten an den tonigen Sedimenten verfolgen, die Grauwacken und Quarzite sind viel widerstandsfähiger. In der Nähe der Kieselschieferzüge, die parallel der Begrenzung des Paläozoikums nach ONO streichen, sind die Schiefer am stärksten umgewandelt. Es sind glimmerschieferartige Gesteine mit vielen bis 3 mm großen Staurolithen. Unter dem Mikroskop sieht man auch Biotitporphyroblasten, die bisher noch von keinem Beobachter erwähnt wurden. Die alte Schichtung ist durch quer zur Schieferung verlaufende quarzreiche Lagen angedeutet.

U. d. M.: Die alten Lagen sind deutlich erkennbar, sehr stark gefältelt und längs Scherflächen neuerdings zerteilt. Die verdickten Umbiegungsstellen der Falten (hier meist größerer Serizit) werden fast in Linsen aufgelöst, meist aber bleibt der Zusammenhang erhalten. Neben den hier besonders zahlreich auftretenden großen Porphyroblasten erscheint feinblättriger Chlorit und etwas Muskovit. Die großen Biotit- und Staurolithporphyroblasten scheinen ungefähr gleichzeitig gebildet worden zu sein. Der Biotit ist nicht selten randlich zerfasert, der Staurolith zeigt dies zufolge seiner größeren Widerstandsfähigkeit nicht. Die Staurolithe, die in den Umbiegungsstellen der Falten liegen, zeigen meist breite Formen, sonst schmale Formen. Der Ottrelith ist in kleinen Blättchen regellos im Gestein verteilt, hie und da größere Porphyroblasten mit negativer Hauptzone. Vom Serizit unterscheidet er sich durch hohe Lichtbrechung, niedrige Doppelbrechung, oft schiefe Auslöschung und schwachen Pleochroismus mit $\alpha > \gamma$.

In größeren Blättchen typische Zwillingslamellierung. Eine sehr charakteristische Erscheinung ist, daß die Biotitporphyroblasten fast stets kleine Ottrelithnadelchen umwachsen; in den Staurolithen findet man sie nie, vielleicht weisen einschlußfreie Partien von der Gestalt der Ottrelithnadelchen auf eine Umwandlung des Ottreliths in Staurolith hin. Akz.: Magnetit, Zirkon, Turmalin, Hämatitschuppen.

Diese Gesteine treten besonders westlich Kladno, bei Kote 604 auf. Häufiger findet man graue, seidenglänzende Phyllite von weniger metamorphem Aussehen, die reichlich Staurolith und kleine Ottrelithblättchen führen.

Feinkörniger als die Glimmerschiefer, entspricht in der Korngröße ungefähr dessen quarzitären Lagen. Die Biotitporphyroblasten sind hier nicht kristallographisch begrenzt, sondern werden seitlich scharf von den Serizitziügen abgeschnitten. Große Staurolithe (bis 4 mm) mit schöner Sanduhrstruktur. Die Porphyroblasten liegen meist in den schwächer pigmentierten quarzitären Partien. Die Einschlußzüge bleiben auf den Rand der Porphyroblasten beschränkt, während der Kern von Einschlüssen frei ist.

Seltener sind seidenglänzende, gestriemte Serizitphyllite mit makroskopisch sichtbaren Ottrelithscheibchen.

U. d. M. erweisen sich die Ottrelithporphyroblasten als jünger als die viel spärlicheren Biotite, das Gestein zeigt keine Kontaktstruktur, bemerkenswert das Fehlen von Turmalin. Die Ottrelithe sind niemals polysynthetisch, sondern stets einfach verzwillingt. Ch. Z. neg., Ch. d. M. pos., fast einaxig. Die Biotite sind stark zerfasert, aber auch die jüngeren Ottrelithe sind zum Teil von der Bewegung mit erfaßt worden. Es ist bemerkenswert, daß hier in den Biotiten keine Ottrelithnadelchen eingewachsen sind, wie in den staurolithführenden Gesteinen.

In den Kieselschiefern und Quarziten wurden bei der Südbewegung keine Minerale neu gebildet, aber auch diese Gesteine zeigen ein Ansteigen der Beanspruchung gegen Süden. Besonders die Kieselschiefer sind immer intensiver gefaltet. Bei Kladno sieht man in kleinen Aufschlüssen prachtvolle Falten, deren Achsen nach SO gerichtet sind.

An der Straße bei Kladno ist den Staurolithphylliten eine wenig mächtige Bank von Kieselschiefer eingelagert; wenige Meter weiter nördlich liegen bereits Grauwacken vor. Sie bilden zunächst schwache Lagen in den Phylliten, im Hangenden nehmen sie immer mehr an Verbreitung zu. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei den anderen Fundpunkten von Grauwacken, in der Nähe von Hlinsko (beim Bahnhof) und östlich Dědová. — Die Grauwacken führen in den liegenden Teilen fast ausschließlich granitisches Material. Von schieferigen Arkosen bis zu feinkörnigen Quarziten einerseits und groben Konglomeraten andererseits gibt es alle Übergänge. So wie anderwärts in Böhmen

fehlen auch in diesen Konglomeraten Gerölle von kristallinen Schiefen. Während Krejčí und Helmacker die Arkosen beim Bahnhof Hlinsko als Granit kartiert hatten, erkannte sie A. Rosival als Sedimente und nannte sie Gneisgrauwacken (Anmerkung in seinem Notizbuch).

Der Komplex der Grauwacken und Schiefer ist am besten im Tale der Krounka zwischen Kutrín und Rychmburk aufgeschlossen. Im ganzen Tale findet man auffälligerweise keine Störungen. Im liegendsten Teile am Beginn der Talschlucht bei Kutrín sind in Graphitquarzite verwandelte Kieselschiefer zu sehen, in welche aplitische Gänge eindringen. Am rechten Steilhang ist eine kaum einen halben Meter mächtige Quarzitbank den Grauwacken konkordant eingelagert. Trotz der Nähe des Granites und des Kristallins ist hier die Metamorphose äußerst schwach. Bei Mířetin sind die Grauwackenschiefer gewissen mylonitischen Gesteinen sehr ähnlich, wie man sie zum Beispiel aus dem niederösterreichischen Waldviertel kennt; die Wechsellagerung mit typischen Grauwacken läßt aber keinen Zweifel zu, daß es sich um verändertes Paläozoikum handelt.

Die phyllitischen Schiefer, die die Kieselschiefer begleiten, werden in der Nähe des Granits in Chiastolith- und Cordieritknotenschiefer umgewandelt.

Die Cordierite, oft in verzogenen Drillingen, scheinen die Biotitsträhne bei ihrem Wachstum auseinandergedrängt zu haben. Andalusit in dachziegelartig übereinanderliegenden Körnern ist besonders in Quarzadern angereichert. Ein Cordierit wird von einer mit groblättrigem Muskovit und etwas Chlorit ausgefüllten Kluft zerteilt. Auch sonst im Grundgewebe neben viel feinem Biotit Chloritnadelchen.

Diopsidhornfelse an der Bahnstrecke südlich Holetín zeigen ebenfalls starke Kontaktwirkung.

Graue, dichte, feinkörnige Gesteine. U. d. M. feines Quarz-Plagioklas-Gekörne. Der Plagioklas bildet ein Netzwerk, in dem die Quarzkörner liegen. Selten sind größere Quarzkörner, deren Längserstreckung in der Schichtung liegt. Plagioklas in allen Schnittlagen höher lichtbrechend als Quarz, symmetrische Auslöschungsschiefe bis 33° . Diopsid meist schwammig-fetzig, ohne Kristallgestalt, in die Schichtung eingestellt. Zwei zueinander senkrechte Spaltsysteme, c: $\gamma 41^\circ$, Interferenzfarbe in Schnitten β blau 2. Ordnung. Kleine Aktinolithnadelchen, c: γ bis 20° , hellgraugrün, Ch. Z. pos. Die Quarze sind nicht geregelt. Akz.: Apatit, Magnetit, Kalzit, Zirkon.

Bei Hlinsko wird die Kontaktmetamorphose intensiver, und da auch die Durchbewegung immer mehr in Erscheinung tritt, werden die Gesteine häufig kristallinen Schiefen ähnlich. Zu-

nächst sind Glimmerhornfelse zu erwähnen, die stark gefältelt sind.

U. d. M.: Die biotitreichen Lagen sind von quarzischen Partien abgeschert, die Fältelung wird durch die Glimmerblättchen polygonal abgebildet. Andalusit in unregelmäßig begrenzten großen Körnern, mit zahlreichen Quarzeinschlüssen. Andalusit nach folgenden Merkmalen: Ch. Z. neg., zwei zueinander fast senkrechte Spaltbarkeiten, großer negativer Axenwinkel, Doppelbrechung ähnlich der des Plagioklases und hohe Lichtbrechung. Manchmal drängt er die Biotitstrahlen auseinander, oft ist er von einer Chlorithaut umgeben. In einem ähnlichen Gestein wurde beobachtet: Die Andalusite werden randlich oft in eine dem Myrmekeit ähnliche Verwachsung von Andalusit und Quarz aufgelöst. Die Biotite, denen häufig kleine quere Muskovitblättchen eingewachsen sind, verwandeln sich in blättrige Aggregate von Chlorit. Cordieritkörner mit gelben pleochroitischen Höfen um Zirkon, zeigen oft auffällig langgesteckte Formen. Die Quarze sind in Felder geteilt, stellenweise stark undulös. Klastische Struktur deutlich.

Die Hornfelse nehmen Granat auf, südlich von Hlinsko stellt sich auch Sillimanit ein. An der Straße nach Blatno, wenige Meter vom Kristallin entfernt, wurden bei einem Neubau sillimanitreiche Hornfelse, Fleckschiefer und schieferige Aplite zutage gefördert.

Die seidenglänzenden schwarzgrauen Hornfelse haben lagenweise große Granaten angereichert.

U. d. M.: Der fetzige Biotit geht an vielen Stellen in wirrfaserige Aggregate von Sillimanit über. Sillimanit: n_{∞} Apatit, gerade auslöschend, Ch. Z. pos., Cordierit zum Teil pinitisiert, mit starker Anreicherung von Erz, manchmal mit einschlußfreiem Rand. Gute Begrenzung in der Prismenzone, Basis ausgefasert und pinitisiert. Die Granaten werden von granoblastischem Quarz umgeben. Sie weisen verschieden orientierte Einschlußzüge auf, ebenso deuten zahlreiche kleine Apatitkörner durch ihre Anordnung auf eine alte Faltung hin.

In den Fleckschiefern sieht man neben schwarzen Pseudomorphosen oft ziemlich große und gut ausgebildete Granaten.

Die Chloritpseudomorphosen, die, nach der Gestalt zu schließen, am ehesten aus Cordierit entstanden sind, zeigen manchmal etwas gegeneinander verstellte Einschlüsse.

Auch die Glimmerhornfelse mit Andalusit östlich Hlinsko sind vor der Kontaktmetamorphose gefältelt worden. Die staurolithführenden Gesteine bei Kladno nehmen im Kontakt Andalusit auf, dabei zeigt sich wieder, daß die Gesteine schon gefaltet waren, als der Granit aufdrang.

Chiastolithschiefer von Medkovky kopce C. 637.

Staurolith, Ottrelithzwillinge mit negativer Hauptzone, ferner Porphyroblasten von Biotit, etwas Granat. Der Andalusit durchschneidet geradlinig die Falten des Gesteins, er steckt in einer Hülle von Chlorit mit Ch. Z. pos.,

anomale blaue Interferenzfarbe, um unbekanntes, sehr kleines opakes Mineral grauer pleochroitischer Hof mit Gelb erster Ordnung. Die Faltenstruktur scheint durch die Kontaktmetamorphose verwischt worden zu sein.

In anderen Proben ist die Wirkung der Kontaktmetamorphose noch stärker. Es setzt eine reiche Neubildung von Biotit ein, u. d. M. fallen die isometrischen Durchschnitte der Biotite auf. Die graphitischen Bänder sind sehr fein helizitisch gefältelt. Kleine Albite mit rundlichem oder länglichem Querschnitt, mit einschlußfreiem Rande, sind den Glimmern eingewachsen. In der Nähe großer Chiasolither großblättriger Chlorit. Ch. Z. neg., Pleochroismus deutlich $\gamma > \alpha$, lavendelblaue Interferenzfarbe. Einmal wird ein Chiasolith von einer mit Quarz erfüllten Kluft zerteilt, die beiden Hälften verschoben. In den Chiasolithen meist keine Spur der Grundmassestruktur, nur hin und wieder am Rande, das erinnert an die Verhältnisse bei den Staurolithporphyroblasten in den Serizitphylliten. Ein Schnitt parallel zur c-Axe zeigt terminal keine Begrenzung, sondern die Grundmasse greift lappig in den Chiasolith ein. Auch die Schnitte normal zu c haben nur annähernd kristallographische Begrenzungen; dies ist aber nicht die Folge von späteren Bewegungen, sondern eine Wachstumserscheinung.

In einem anderen Gesteine fehlt den Andalusiten die Chiasolithstruktur, hier sind sie in der Prismenzone scharf begrenzt, sehr einschlußreich, die Fältelung wird besonders randlich durch Erzpartikel und Biotitblättchen abgebildet. Auch spätere rupturale Bewegungen sind zu sehen. Der Fältelung folgen kleine Porphyroblasten von Albit, die auch in den Andalusiten angetroffen werden. Besonders in den glimmerreichen Lagen kleine, meist kristallographisch nicht begrenzte Staurolithe. Ein großer, nach (032) verzwilligter Staurolith, in dem ein kleiner Albit eingewachsen ist, reicht in einen Andalusit hinein, dessen scharfe Begrenzung beweist, daß er jünger ist. Zwischen beide Minerale schiebt sich Chlorit ein.

In den metamorphen Sedimenten südlich von Hlinsko treten Gänge von merkwürdigen, porphyroidartigen Apliten und Graniten auf.

Roter aplitischer Granit, Vitanov. Plagioklas mit feinen Albitlamellen, die häufig geknickt sind. Normal a im Kern 13° sp. W., Hülle 10° st. W. Mikroklin in langen schmalen Körnern, stark korrodiert und von ovalen Quarzeinschlüssen erfüllt. Myrmekitartige Zapfen bestehen aus relativ großen, fast parallel orientierten Plagioklasen. Quarzmörtel, mit e' in der Schieferung, durchzieht das Gestein. Beide Glimmer sind von feinen Blättchen umgeben, stellenweise werden sie schräg abgeschnitten. An einzelnen Plagioklasen sind neben der mechanischen Umformung schwache Korrosionserscheinungen zu beobachten. Im Muskovit parallel der Spaltbarkeit Erzschnüre und etwas Hämatit. Die Erstarrungsstruktur ist deutlich erhalten.

Diese verschieberten Aplite bieten ein gutes Unterscheidungsmerkmal gegen die Glimmerschiefer der Antiklinale von Swratka; denn in diesen findet man stets Aplite und Pegmatite, die in ihrer Struktur vollkommen den Zweiglimmergneisen entsprechen.

An beiden Ufern der Chrudimka stecken in granatreichen, chloritführenden Gesteinen schieferige Aplite und Pegmatite, deren Struktur mit dem roten Granit von Vitanov übereinstimmt. Die

Sedimentgesteine entsprechen vollständig den weiter unten beschriebenen Hornfelsen von Vitanov und Stan. Besonders die Granatglimmerschiefer am linken Ufer der Chrudimka gegenüber der Mühle von Kouty sehen wie kristalline Schiefer aus. In ihnen stecken ebenfalls verschieferte Aplite, es kommt sogar stellenweise zur Bildung von Mischgesteinen. Wenige Schritte bachaufwärts stehen dunkle, von Apliten injizierte Grauwacken an, unter der Kirche von Hlinsko finden wir bereits typische Granatcordierithornfelse. Am anderen Ufer, an der Straße nach Stan, bietet sich dasselbe Bild. Verschieferte Aplite durchdringen ein glimmerschieferartiges Gestein, das man dem Kristallin zuteilen möchte. Aber ebenso wie hier sind auch an der Eisenbahn immer wieder Lagen von typischen Hornfelsen, oft mit Granat, und auch stellenweise Grauwacken zu finden. Die Art des Verbandes läßt keinen Zweifel darüber, daß wir es mit einer einheitlichen Schichtserie zu tun haben, deren Glieder gegenüber der Kontakt- und Dynamometamorphose verschieden reagiert haben.

Cordierithornfels, Eisenbahneinschnitt bei Kouty.

Sehr eng gefälte Gesteine, ganz gneisartig. Große Cordierite mit zahlreichen gelben pleochroitischen Höfen um Zirkon. Lange Strähne von isotroper honiggelber Substanz (nach M. Stark) durchziehen den Schriff. In einem Fall geht die gelbe Substanz randlich in Chlorit über, der auch sonst in Form von Pinit häufig ist. Der Cordierit wächst gerne in die Biotitsträhne hinein. Der Biotit ist optisch einachsige, α hellgelb, γ kräftig braun. Er kommt teils in größeren, schwammig aufgelösten Massen mit viel Erz und Zirkon vor, teils bildet er feine Blättchen, die wohl eine alte Faltung abbilden. Aus diesem Biotit geht ein feines Nadelwerk von Sillimanit hervor. Im spitzen Winkel zu den Falten durchziehen chloritische Scherflächen das Gestein. Plagioklas ist in kleinen Körnern gleichmäßig im Gestein verteilt, oft unlamelliert, senkrecht α 15° st. W., Quarz ziemlich häufig, mit Vorliebe den Cordieritkörnern eingewachsen. Nur an einer Stelle liegen im Quarz kleine Säulen von Andalusit (0.4 mm). Akz.: Magnetit, Zirkon, Apatit, Graphit, Magnetkies.

Die Grauwacken und Hornfelse liegen als schmaler Zug auf den hellen Orthogneisen der Anhöhen südlich von Hlinsko. Da auch den Orthogneisen Para-Material beigemischt ist, entstehen ganz ähnliche Gesteine wie die injizierten Glimmerschiefer von Kouty, dann wird manchmal die Unterscheidung schwierig. Gute Aufschlüsse sind nicht vorhanden, in den Feldern sieht man alle möglichen Typen, man findet feinkörnige, Schiefergneisen ähnliche Gesteine, in denen an Aplitadern Biotit neu gebildet worden ist. Hier ist äußerlich keine Spur einer Verarbeitung zu bemerken.

Dann gibt es granatreiche Typen mit viel Chlorit an Scherflächen; in anderen Fällen treten schwarze Cordierit-Pseudomorphosen hinzu; auch mylonitische Gesteine kommen vor.

Die großen Muskovitblätter sind wohl Umwandlungsprodukte nach einem Kontaktmineral, vermutlich Andalusit. Dies und die aus Biotit hervorgegangenen Sillimanitnadelchen erinnern sehr an die Hornfelse von Proseč. Charakteristisch ist die Bestreuung mit vielen kleinen Turmalinen.

In den stark diaphoritisierten und mylonitischen Typen ist von den dunklen Gemengteilen neben gerundeten Granaten nur mehr ganz feiner Chlorit erhalten geblieben.

Zu allen diesen Gesteinen gesellen sich noch Gänge von verschieferten Apliten, analog denen von Hlinsko.

Die deutlich in der Landschaft hervortretende Anhöhe südlich von Vítanov besteht aus glasigen feinkörnigen Biotitquarziten, die höher metamorph sind, als die zweifellos silurischen Quarzite. Hier findet man auch feinkörnige Amphibolite, die bereits A. Rosiwal als amphibolisierte Diabase bezeichnet hat.

Auf der geologischen Spezialkarte Polička-Neustadt¹⁾ sind diese Gesteine mit der gleichen Farbe wie die vollkristallinen Amphibolite der Antiklinale von Swratka ausgeschieden.

Diese Gesteine lassen sich bis über Kreuzberg hinaus verfolgen; hier besitzen sie manchmal noch die typische Diabas-Struktur. (Vergl. Ulrich, 51.) Auch bei Hlinsko sind ähnliche Gesteine vorhanden; hier handelt es sich wohl um feinkörnige dioritische Gesteine, die im Kontakt Hornfelsstrukturen angenommen haben.*)

U. d. M.: Hornblende opt. neg., $c: \gamma 180^\circ$, α hellgelbgrün, β grün, γ blaugrün, kleiner Axenwinkel. Die großen Hornblenden, oft nach (100) verzwillingt, zeigen fleckige Farben und eine Felderteilung in etwas verschieden orientierte Partien. Die kleineren Säulchen haben einheitliche Farbe und Auslöschung. Der Größe nach gibt es alle Übergänge. Die diopsidreichen Partien sind feinkörniger, mit deutlicher Pflasterstruktur, die Pyroxene (bis 2.5 mm) sind ebenso wie die Hornblenden in Körner zerlegt. Feldspatpartien von 1 mm Durchmesser bestehen aus ganz kleinen, häufig scharf lamellierten Individuen. Plagioklas: Andesin bis Labrador. Der Augit dringt in die hornblendereichen Partien ein. Auffällig ist das Fehlen von braunen Hornblenden. Akz.: Sehr viel Titanit, Epidot, Magnetit, Apatit, Zirkon, Magnetkies. Auf Künften Beläge von Natrolith.

Von Stan gegen Rváčov ziehen in den Nassaberger Granitstock Hornfelse; die sehr stark kontaktmetamorph sind. Am häufigsten ist ein schön gefaltetes Gestein, das von großen viol-

*) Das Studium dieser wechselvollen Hornblendegesteine, die häufig zusammen mit schieferigen Granitporphyren vorkommen, konnte nicht beendet werden.

blauen Cordieriten durchwachsen wird. A. Rosiwal bezeichnete es als Cordieritgneis, bzw. Cordierithornfels.

Eigenartig sind die primären, diablastischen Chloritblättchen. Chlorit: Einachsigt positiv, Ch. Z. negativ, α hellgrün, γ farblos, relativ hohe Interferenzfarbe, wohl dem Klinochlor nahestehend. Von Quarzkörnern erfüllte Cordierite durchwachsen das Gestein. Akz.: Magnetit, Hämatit, Apatit.

Südlich von Vitanov gibt es schwarze, seidenglänzende, äußerst feinkörnige Cordierithornfelse mit divergent-strahligen, oft büschelförmigen Aktinolithen.

In dem kleinen Tälchen, das von Osten gegen Chlum hinunterzieht, liegen auf den Orthogneisen staurolithführende Hornfelse, die von schieferigen Apliten durchdrungen werden.

Recht gut kristallographisch begrenzte, große Staurolithporphyroblasten werden von serizitreichen Strömen umflossen. Häufig wird der Staurolith von Cordierit umrandet, der sich in charakteristischer Weise in Pinit zersetzt. Ein großer Cordierit enthält einen gerüstartig aufgelösten Staurolith eingeschlossen. Im Staurolith hier und da kleine, gut begrenzte Granaten. In den Strömen, welche die Staurolithe umziehen, ist kein Sillimanit vorhanden, der in anderen Partien des Schließes aus Biotit hervorgeht, ohne daß eine deutliche Fältelung zu sehen ist. In quarzreicheren Lagen ist die klastische Struktur deutlich zu sehen. Reichlich Turmalin.

In diesen Hornfelsen sind die Staurolithe im Gegensatz zu denen der Phyllite östlich Hlinsko wohl als Kontaktbildungen aufzufassen. Dafür spricht auch der Unterschied in der Mineral-Sukzession, östlich von Hlinsko lautet die Reihe Ottrelith-Biotit-Staurolith, hier dagegen Sillimanit-Staurolith-Cordierit.

Bei Košínov kann man die scharfe Abgrenzung der Gneise gegen die veränderten paläozoischen Schiefer beobachten.

Bei dem Kreuz unterhalb Košínov ein kleiner Steinbruch in grauem feinkörnigen Quarzit, analog dem von Vitanov. Streichen N 5° O, Fallen 35° W. Riefung nach N 35 W. Im Streichen sekundäre Quarzschnüre. Ferner dichte Amphibolite (umgewandelte Diabase). An der Grenze gegen den Gneis liegen schieferige Gesteine, die wohl aus den Hornfelsen hervorgegangen sind. Überall treten verschieferte, häufig Porphyroiden ähnliche Aplite auf.

Granitporphyr Košínov: Makroskopisch ist die Verschieferung nicht deutlich. Plagioklas fast reiner Albit, meist bloß Karlsbader Zwillinge. Häufig starke Korrosion der Einsprenglinge durch die feinkörnige Grundmasse. Serizit fehlt. Chlorit umzieht die Einsprenglinge und rundet sie ab. Selten sind große Quarze. In der Grundmasse sehr feine Chloritnadelchen.

Unterhalb Košínov liegen Blöcke von Serpentin, Aktinolith- und Tremolitfels, ferner Biotitschiefer mit roten Andalusiten.

Gegen Kreuzberg zu ist die Kontaktmetamorphose schwach, infolgedessen wird die Verschieferung immer deutlicher.

Die Serizitphyllite haben ihre Metamorphose auf direktem Wege erlangt. Aus den Diabasen sind häufig Chloritschiefer

entstanden — die Verarbeitung ist derart ungleichmäßig, daß gerade hier in feinkörnigen „Amphiboliten“ die ursprüngliche Erstarrungsstruktur sehr gut erhalten ist.

U. d. M. fallen besonders die Anhäufungen von schmal leistenförmigen Plagioklasen und hier und da sternförmige Verwachsungen von graugrünen Hornblenden auf.

Die Porphyroide, die sich bereits bei Košinov einstellen, sind bei Kreuzberg weit verbreitet, gegen Süden nimmt ihre Verschieferung zu.

Makroskopisch: Fleischfarbene Plagioklase und große blaue Quarzpyramiden liegen in einer feinkörnigen Grundmasse, in der bloß Chlorit erkennbar ist. Das Gestein ist in Linsen zerlegt.

U. d. M.: Plagioklas opt. neg., normal a 11° stumpfer Winkel, symm. Auslöschung bis 14° . Ein Quarzkeil dringt in einen Plagioklas ein, die beiden Teile sind etwas verschoben (Protoklase). Die Grundmasse dringt in schmalen Rissen in die Einsprenglinge ein, daneben sieht man auch eine mechanische Verrundung. Die großen Längsflächen der Plagioklase bleiben meist scharf, auch wenn sie von der Schieferung schräg getroffen werden. Die Endzonen sind fast immer abgerundet, oft von einem polygonalen Chloritsaum umgeben. Die stark undulösen Quarze zeigen häufig Felderteilung mit wenig abweichender optischer Orientierung.

An der Straße nach Košinov, im Wäldchen oberhalb Kreuzberg, goldgelbe, ganz ebenschieferige Serizitquarzite, die durch intensive Verarbeitung aus Porphyren hervorgegangen sind.

Im Straßengraben sind auch die Chloritschiefer sehr schön aufgeschlossen. Oberhalb Vojnův Městec liegen hellgrüne, sehr feinkörnige Serizitquarzite, wahrscheinlich sedimentärer Herkunft.

Unterhalb der Anhöhe nördlich Vojnův Městec ist die Grenze zwischen dem Kristallin und den Schiefen von Kreuzberg deutlich aufgeschlossen. In zwei großen Steinbrüchen sieht man die bereits beschriebenen hellen Orthogneise, die talabwärts in Paragesteine eindringen und Perlgneise bilden. Gleichzeitig nimmt eine starke Mylonitisierung überhand; bei der merkwürdige Biotit und Chlorit führende Gesteine entstehen. Die Perlgneise müssen noch der Antiklinale von Swratka angehören. Erst über diesen Gesteinen liegen die Schiefer von Kreuzberg mit ihren Porphyroiden und veränderten Diabasen. Weiter aufwärts in einem kleinen Seitental liegen schwarze Mylonite, die wie Quarzite aussehen. Das Gestein wird von Feldspatadern durchzogen, die der Zertrümmerung besser widerstanden haben. An manchen Stellen kommt es zur Bildung von tektonischen Reibungsbreccien. Diese Mylonitzonen folgen nicht der Grenzlinie zwischen Kristallin und Paläozoikum, sondern sie scheinen mit den Bruch-

bewegungen weiter im Westen am Absturz des Eisengebirges zusammenzuhängen.

Jenseits der mit Sedimenten der Oberkreide ausgefüllten Niederung setzt sich die Kreuzberger Schieferinsel südwärts fort. So gibt es beim Torflager von Ransko Porphyroide und dichte Amphibolite, die häufig von granitischen Gängen durchschwärmt werden. Diese letzteren Gesteine, sowie die unverschieferten Granitporphyre und Aplite in der Umgebung von Kreuzberg, sind bereits dem Gangfolge des Nassaberger Granitstockes zuzurechnen.

Östlich von Hlinsko bei Kladno hat die Durchbewegung vor der Kontaktmetamorphose stattgefunden. Die staurolithführenden Gesteine verdanken ihre hohe Kristallinität nicht der Kontaktwirkung durch den Granit. Hiefür spricht die Tatsache, daß die Staurolith- und Biotitporphyroblasten während einer Bewegung gewachsen sind, und daß diese Gesteine in Granitnähe typische Kontaktminerale aufnehmen, die erst nach Abschluß der vorgranitischen Bewegung gebildet wurden.

Anders liegen die Verhältnisse südlich von Hlinsko. In den Hornfelsen von Vitanov und Stan ist das gemeinsame Vorkommen von Chlorit und Sillimanit sehr bezeichnend. Die Verschieferung nähert sich mehr dem Charakter der Epizone, daher darf man annehmen, daß diese Bewegung jünger ist als die Durchbewegung der Staurolithphyllite und Staurolithglimmerschiefer, die mehr auf die Mesozone hinweist. Diese Folgerung wird scheinbar dadurch erschüttert, daß die Kontaktgesteine sich in gewissem Sinne der Kata-Fazies genähert und Hornfelsstrukturen angenommen haben, und infolgedessen auf eine Durchbewegung anders reagieren mußten, als die von der Kontaktmetamorphose nicht betroffenen Schiefer östlich von Hlinsko.

Daß es sich hier tatsächlich um zwei verschieden alte Bewegungen handelt, beweist der Umstand, daß die Hornfelse bei Rváčov und die glimmerschieferartigen Gesteine bei Vitanov neben der jüngeren Verschieferung noch eine ältere Fältelung zeigen, die vor der Granitintrusion erfolgt ist.

Diese ältere Durchbewegung, die in den staurolithführenden Gesteinen östlich Hlinsko besonders klar zum Vorschein kommt, hängt mit der Heranschiebung des Paläozoikums an das Kristallin der Antiklinale von Swratka zusammen.

Bei Košinov ist die auffällige Verschieferung gleichfalls nach der Intrusion des Granites vor sich gegangen. Aber auch hier ist eine ältere Bewegungsphase nachweisbar.

Obwohl so große Verschiedenheiten in der Metamorphose bestehen, bleibt der geologische Bau doch im Prinzip überall gleich, auf der ganzen Erstreckung von Rychmburk bis Kreuzberg sind die metamorphen Sedimente dem Kristallin der Antiklinale von Swratka aufgeschoben. Die Grenze bleibt immer scharf und wird nie von Gängen durchquert.

Das Paläozoikum und Präkambrium des Eisengebirges im engeren Sinne.

L. Zelenka (66) unterscheidet folgende Schichtglieder:

1. Schwarze Phyllite mit Eisen- und Manganerzen und Lyditen.

2. Bläuliche und blaugraue Schiefer mit Lagen von grünen Grauwacken und Grauwackenkonglomeraten, viel klastischen enthaltend, mit Spiliten und Polsterlaven (von Fr. Slavík beschrieben).

3. Quarzkonglomerate und Quarzite mit Lyditgeröllen, die allmählich übergehen in

4. Schiefer und Grauwacken mit einer Fauna des Tremadoc.

Die beiden ersten Schichtglieder gehören dem Präkambrium an. Die unter 3. und 4. angeführten sind nach O. Kodym (16a) in das Tremadoc zu stellen.

Die Fauna des Tremadoc wurde von O. Kodym und L. Zelenka bei Lipoltice und Brloh entdeckt und von J. Koliha (18) beschrieben. Es wurden u. a. vorgefunden:

Bei Brloh: *Obolus* (*Lingulobolus*) *feistmanteli* (Barr.), *Obolus siluricus* (Eichw.) und *Bilingsella incola* (Barr.) mut. praec. Klouček.

Bei Lipoltice: *Obolus* (*Westonia*) *lamellosus* (Barr.) und *Lingulella arachne* (Barr.) nebst Trilobitenresten.

Nach O. Kodym (16a) entsprechen die Schiefer, Grauwacken und Konglomerate im Profile bei Lipoltice und Brloh nicht dem Präkambrium (L. Zelenka, 66), sondern sie liegen im Hangenden des Tremadoc. („Schichten von Senk“ nach O. Kodym). Im Profil zwischen Heřmanův Městec und Kalkpodol stellen sich im Hangenden dieser Schichten manchmal schwarze Schiefer ein, die dem d gamma entsprechen.

Darüber folgen feinkörnige Quarzite, häufig mit Schieferzwischenlagen, dem d delta vergleichbar, dann die Schiefer des

höheren Untersilur. Hierher gehören vermutlich auch die ölgrünen phyllitischen Schiefer bei Petřikovice.

Nur bei Kalkpödol sind jüngere Schichtglieder vorhanden: Schwarze, phyllitische Schiefer, in denen J. Svoboda und Zđ. Goldbachová (6) folgende Graptolithen fanden:

Monograptus cf. spiralis, Petalograptus palmeus, Monograptus sp. aff. priodon; im Hangenden: Monograptus priodon, M. cf. flexilis, M. cf. bohemicus, Monograptus dubius.

Auf Grund dieser Fauna werden diese Schiefer in α gestellt.

Darüber folgen graue Bänderkalke mit Crinoidenstielgliedern und Lobolithen (Obersilur) und helle Kalke, die bereits von J. J. Jahn dem Unterdevon zugerechnet worden sind.

Nach O. Kodym (16a) darf man annehmen, daß die paläozoischen Sedimente des Eisengebirges im gleichen Sedimentationsraum entstanden sind, wie die Ablagerungen des Barrandiens.

In der Nähe des Eisengebirgskammes liegen die präkambrischen Sedimente konkordant auf dem Kristallin, der gesamte Gesteinskomplex fällt nach NO ein. In der Schlucht von Licoměřice liegt auf Granatglimmerschiefern ein kleines Vorkommen von dichtem, grauem Kalk, der wohl dem Präkambrium angehört, dann wieder Glimmerschiefer, und erst darüber Phyllite mit Lyditlagen und Grauwacken, die sicher präkambrisch sind. In ähnlicher Weise sind auch bei Vápenka Schollen des Präkambriums scheinbar konkordant dem Kristallin eingeschaltet. (Vergleiche F. Ulrich, 53.) An der Überschiebungslinie sind die Gesteine beider Serien einander ähnlich geworden, indem die kristallinen Schiefer phyllonitisiert, die präkambrischen Schiefer dagegen konstruktiv metamorphisiert wurden.

Das Präkambrium muß gegen Südwest an das Kristallin heranbewegt worden sein.

Im Süden gegen den Granitstock von Seč sind nur westlich bei Kalkpödol am Berge Bučina und in seiner Umgebung Kontaktgesteine bekannt. Sehr bemerkenswerter Weise treten hier keine normalen Hornfelse und Fleckschiefer auf, vielmehr sind die am meisten verbreiteten Gesteine hellgrüne ottrelithreiche Serizit-quarzite, die bereits von J. Krejčí und R. Helmhaecker (27) als Kontaktgesteine gedeutet worden sind. Weiter im Osten sind trotz gleicher geologischer Verhältnisse keine analogen Gesteine vorhanden. Vielleicht hängt die Umwandlung doch mit der

Heranbewegung der ganzen Serie gegen Süden zusammen, dafür würde auch der Umstand sprechen, daß die Ottrelithphyllite nur in der Nähe des Kristallins auftreten. Die Gesteine sind deutlich durchbewegt, die Ottrelithporphyroblasten mit erfaßt.

Hinterlechner (9) hat Blöcke eines disthenführenden Gesteines, das er in der Nähe auffand, gleichfalls als im Kontakt verändertes Paläozoikum aufgefaßt, Ulrich (50) hat bereits betont, daß es mit den paläozoischen Kontaktgesteinen nichts zu tun hat, sondern bestimmt zum Kristallin gehört.

Vergleicht man die Schichtfolge des präkambrischen und alt-paläozoischen Gebietes des Eisengebirges im engeren Sinne mit der Serie von Hlinsko und Skutsch, so findet man zwar petrographische Ähnlichkeiten einzelner Schichtglieder, aber man kommt zur Überzeugung, daß es sich da um recht verschiedene Dinge handelt. Denn die neuen Fossilfunde haben bewiesen, daß die petrographisch übereinstimmenden Schichtglieder nicht gleich alt sind. Als Beispiel möge angeführt werden, daß die zumindest obersilurischen Grauwacken von Rychmburk mit den Grauwacken der Vorberge des Eisengebirges bei Heřmannöstec, die dem Präkambrium angehören, petrographisch übereinstimmen. Die Kieselschiefer von Hlinsko sind obersilurisch, die sehr ähnlichen Lydite des Eisengebirges dagegen präkambrisch.

Die Fossilfunde geben aber auch einige Anhaltspunkte über die faziellen Beziehungen der beiden Gebiete. Die graptolithenführenden Gesteine östlich Hlinsko sind nicht wie im Eisengebirge bei Kalkpodol und wie in Mittelböhmen Tonschiefer, sondern Kieselschiefer. Auch die Tatsache, daß hier Arkosen und Grauwacken dem Obersilur aufgelagert sind, bedeutet einen scharfen Gegensatz zum Barrandien, und zum Paläozoikum von Kalkpodol, wo die kalkige Sedimentation bis ins Unterdevon ungestört anhält. Aus diesen Gründen wurde das Paläozoikum von Hlinsko der rheinischen Faziesprovinz zugerechnet (R. Kettner, 14, 15, L. Zelenka, 62, K. Zapletal, 60 bis 63).

Aber solange keine Fossilien gefunden werden, die nur für den rheinischen Faziesbezirk bezeichnend sind, können die angeführten Analogien nicht genügen, um ein sicheres Urteil abzugeben.*) Zudem sind die Übereinstimmungen durchaus nicht vollständig, indem vor allem die für das rheinische Mitteldevon

*) Vgl. auch R. Kettner (15, S. 353).

so charakteristischen Kalke und Schiefer bei Hlinsko in dieser Ausbildung gänzlich fehlen. Auch die Diabase fehlen östlich von Hlinsko, während die oben beschriebenen feinschieferigen Diabasamphibolite bei Kreuzberg usw., wie F. Ulrich (54) mit Recht bemerkt hat, an die präkambrischen Spilite Mittelböhmens erinnern.

Sollte hier wirklich rheinische Entwicklung des Altpaläozoikums vorliegen, so müßte man annehmen, daß zwischen dem paläozoischen Gebiete von Hlinsko und dem von Kalkpodol eine Überschiebungslinie ersten Ranges vorhanden ist, die durch das Aufdringen des Nassaberger Granitstockes unkenntlich gemacht worden ist. Dagegen spricht aber der geringe Grad der Metamorphose derjenigen Gesteine, die dieser Störung zunächst gelegen haben müßten.

F. Ulrich (53) denkt an eine Parallelisierung mit den Inseln altpaläozoischer und präkambrischer Gesteine im mittelböhmischen Granitstock. Dort ist allerdings die Verbindung mit dem Barrandien durch einen schmalen Streifen metamorpher Gesteine erhalten geblieben, in unserem Falle aber sind die Schollen sedimentärer Gesteine im Nassaberger Granitstock vom zusammenhängenden Paläozoikum abgetrennt und so stark metamorph, daß es zwecklos wäre, fazielle Eigentümlichkeiten zu suchen. Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß die „Inseln“ auch stratigraphisch auf das engste mit dem Barrandien verknüpft sind (15, 59), und daß die Hlinskoer Schieferinsel auch von diesen Gebieten beträchtlich abweicht.

Vielleicht wird man den Erscheinungen am besten gerecht, wenn man annimmt, daß im Paläozoikum von Hlinsko ein verbindendes Glied zwischen der böhmischen und der rheinischen Entwicklung vorliegt. Leider ist da die geringe räumliche Ausdehnung und die Armut an Fossilien einer genaueren faziellen Kennzeichnung nicht günstig; dazu kommt noch, daß anscheinend nur wenige Stufen des Altpaläozoikums vertreten sind.

Herr Prof. F. E. Sueß hat mich aufmerksam gemacht; daß die Schiefergebiete von Hlinsko und Proseč möglicherweise Deckschollen des jugischen Baues darstellen, die an die Antiklinale von Swratka herangeschoben wurden. Für diese Auffassung läßt sich ins Treffen führen, daß im Paläozoikum von Hlinsko zweifellos Anklänge an die rheinische Entwicklung vorhanden sind. Ferner spricht für diese Annahme die Ähnlichkeit der Metamor-

phose mancher Gesteine — besonders des Prosečr Schiefergebietes — mit dem unter dem Namen „Wackengeis“ zusammengefaßten Gesteinskomplex von Hohenstadt und Müglitz, die nach F. E. Sueß (46) den Uebergang des lugischen Baues in das Moldanubikum vermitteln.

Ähnlich wie im Lugikum sind die paläozoischen Schiefergebiete in einzelne Schollen zerlegt und von weitverzweigten Graniten im Kontakt verändert worden. Die tektonitische Umwandlung hält sich in engen Grenzen, ist aber bedeutend stärker als an den Rändern des Barrandiens.

Der Nassaberger Granitstock.

Zwischen den Schieferinseln von Hlinsko im Osten und das Präkambrium und Paläozoikum des Eisengebirges im Nordwesten schaltet sich die Masse des Nassaberger Granitstockes ein. Sie trennt im Süden die der Antiklinale von Swratka vorgelagerte schmale Schieferzone von Kreuzberg von den Zweiglimmergneisen des südlichen Eisengebirges; gegen Westen entsendet sie einen langen Sporn zwischen Kristallin und Paläozoikum des eigentlichen Eisengebirges; im Nordosten bildet die Oberkreide ihre sichtbare Begrenzung.

Wie bei der weitaus größeren mittelböhmischem Granitmasse finden wir auch hier mehrere verschieden alte Intrusivkörper, die petrographisch wohl unterscheidbar sind.

1. Die älteren schieferigen Granite und Diorite südlich und westlich Trhová Kamenice (Typ Tábor) und nördlich und östlich davon (Typ Petrkov).

2. Der Granodiorit von Hlinsko und Skutsch.

3. Der vermutlich gleichaltrige Granitstock von Seč.

4. Der jüngere rote Biotitgranit am Nordsaum des Massivs.

5. Verschiedene junge Ganggranite, besonders im Süden.

Die bedeutendste Intrusion ist der sub 2. angeführte Granodiorit von Hlinsko, Skutsch und Trhová Kamenice, der den mittleren und östlichen Teil des Granitgebietes aufbaut.

Granodiorit von Nová Ves bei Nassaberg.

Plagioklase nach Albit- und Karlsbader Gesetz verzwillingt, starker Zonnbau, prismatische Formen. Genau senkrecht γ : Kern minus 13° , Hülle plus 4° . Am Rande gegen Quarz: $\epsilon > \gamma'$, $\omega > \acute{\alpha}$; symm. Ausl. bis 18° . Kalifeldspat und Plagioklas in ungefähr gleicher Menge, die Mikrokline meist größer, ohne Kristallgestalt, mit prächtiger Gitterlamellierung. Sie sind erfüllt mit Biotit- und Plagioklaseinschlüssen, die meist idiomorph begrenzt sind. Perthitische Spindeln und am Rande Myrmekit. Optisch

einachsiger Biotit, viel weniger Hornblende mit prismatischen Durchschnitten. Uralit mit Pyroxenresten im Kern. Quarz schwach undulös, manchmal in Felder geteilt. Akzessorien.

An vielen Stellen geht der Granodiorit in der Nähe des Kontaktes in sehr helle hornblendefreie Biotitgranite über, bei Miřetice hingegen sieht man eine diffuse Durchtränkung mit hellerem Material.

Die Grenze gegen den roten Granit im Norden tritt morphologisch durch eine deutliche Stufe klar hervor, sie wird durch aufgesetzte kleine Bergkuppen, in denen große Steinbrüche angelegt sind, noch stärker betont. Ostwärts gegen die Kontakthornfelse von Hlinsko tritt die Granitgrenze im Gelände nicht hervor.

Dem Gangfolge des Granodiorits gehören an: Aplite, Biotit- und Turmalinpegmatite (in einem Falle große Granaten führend). Bei Ober-Babákov, nordwestlich Hlinsko, gibt es Granitporphyre mit schöner Fluidalstruktur, ferner Quarzmuskovitfelse, westlich Hlinsko Aplite mit Turmalinbändern und Granodioritporphyre. Die Porphyre sind stellenweise stark geschiefert und werden den Apliten und Porphyroiden südlich von Hlinsko ähnlich. Ich glaube aber nicht, daß hier ein genetischer Zusammenhang besteht, eine Entscheidung gelang mangels geeigneter Aufschlüsse nicht.

In der Hlinskoer Schieferinsel sind sicher dem Gefolge des Granodiorits zuzurechnende Ganggesteine sehr selten. Hierher gehören zwei Vorkommnisse von Granitporphyren: An der Straße bei Kladno ein konkordanter, zirka 5 cm mächtiger Gang in den Staurolithphylliten, und an der Straße bei Vojtěchov ein halbmeter mächtiger Gang in Grauwacken und Schiefeln. Bei Račice liegen Lesesteine eines ganzen zersetzten Lamprophyres.

Dioritische Schohlen von wechselnder Korngröße und Struktur sind im Granodiorit sehr verbreitet. Häufig werden die Gesteine noch basischer (Gabbrodiorite bei Srní usw.). Von Trhová Kamenice, aus dem Steinbruch von Žák und Růžička, liegt ein Handstück eines grobkörnigen, pegmatitartigen Diorites vor, der vom Granodiorit senkrecht zur Fluidalstruktur abgeschnitten wird.

Ältere schieferige „Granite“ und verwandte Gesteine.

Typ Petrkov.

Sehr verschieden aussehende Gesteine, ganz helle, manchmal porphyrische Abarten, hornblendereiche Porphyre und ganz dunkle dioritische Gesteine. Alle Typen haben aber ähnliche strukturelle Eigenschaften. Es scheint, daß auch Mischgesteine

vorliegen. U. d. M. fällt der Mangel einer Kataklase auf, obwohl die dunklen Gemengteile in parallelen Lagen angeordnet sind. Daraus kann man schließen, daß die Deformation während der Erstarrung stattgefunden hat. Die Erstausscheidungen der granitischen Gesteine, große idiomorphe Hornblenden, Biotite und Plagioklase, werden von einer feinkörnig erstarrten saueren Restschmelze korrodiert.

U. d. M.: Plagioklas senkrecht α im Kern 30° sp. W., Hülle 60° st. W. zu den Periklinlamellen; senkrecht γ Kern 6° , Hülle 11° . Starke Korrosion durch Quarz und Kalifeldspat, der randlich in die Plagioklase eindringt. Viele Plagioklase haben randliche feine Kalifeldspatinterpositionen, die an Antiperthit erinnern. Die dunklen Gemengteile, Biotite und Hornblenden, beide von lebhaft grüner Farbe, sind ebenfalls korrodiert, selten sind sie im Plagioklas eingewachsen. Akz.: Kleine Zirkone, viel Hämatit.

In einem mehr porphyrisch struieren Gestein treten schwammig aufgelöste Granaten auf. An dunklen Gemengteilen fast nur feinkörnige Hornblende mit fleckiger Farbverteilung, der Biotit tritt stark zurück. Zwischen den großen Erstausscheidungen und der relativ grobkörnigen Grundmasse bestehen Übergänge. Bei der großen Menge an Quarz fällt die Basizität der Plagioklase auf (basischer Oligoklas bis Andesin), Kalifeldspat fehlt.

Typ Tábor.

Durch die Kartierung wurde erwiesen, daß die Granite bei Svobodné Hamry mit obigen Gesteinen zusammenhängen, jedoch wird die Mannigfaltigkeit der Gesteine gegen Westen im allgemeinen immer geringer, bis schließlich südwestlich Trhová Kamenice flaserig-schieferige Granite fast allein vorherrschen. Auch im Dünnschliffe ist die Übereinstimmung mit den Gesteinen von Petrkov ersichtlich: Fehlen der Kataklase, starke Korrosion der Primärausscheidungen. Die Gesteine des Berges Tábor werden von roten glimmerarmen Apliten durchsetzt, die mit den Feldspaten des Hauptgesteines zu kommunizieren scheinen. Eine straffe lineare Streckung fehlt, die Glimmerzüge beschreiben flachwellige Linien, die an eine Faltung erinnern, freilich tritt dies nicht an Handstücken sondern nur an größeren Aufschlüssen hervor.

Über die Altersbeziehung zum Granodiorit von Hlinsko-Skutsch—Trhová Kamenice gibt ein kleiner Steinbruch nördlich Svobodné Hamry Aufschluß. Hier werden vom Granodiorit bis 20 cm große, scharf begrenzte ovale Schollen von hellem, flaserigem Quarzdiorit des Types Tábor umschlossen. An der neuen Straße bei Svobodné Hamry sieht man ganz deutlich, wie gra-

nitische, richtungslos körnige Gesteine den schieferigen Quarzdiorit durchdringen. Bei der Straßenbiegung vor der Brücke über die Chrudimka liegt eine schwarzgrüne, etwas pyroxenführende dioritische Scholle ungefähr parallel zur Flaserung des Quarzdiorits, die von Injektionen ganz aufgelöst ist.

Ähnliche dunkle Gesteine, oft mit großen leistenförmigen Plagioklas-Einsprenglingen bei Trhová Kamenice N gehören, gleichfalls hierher.

Die Flasergranite setzen sich gegen Westen am Südwestabsturz des Eisengebirges weiter fort, das letzte Vorkommen sind Lesesteine am Kamm bei C. 609 zwischen Spálava und Rušínov, die nähere Besprechung folgt im Kapitel „Eisengebirge“.

Die sub 5. angeführten jüngeren Ganggranite werden am besten gleich jetzt erörtert, denn sie zeigen gewisse Anklänge an die eben beschriebenen Gesteine, denen sie auch räumlich nahe liegen. Hinterlechner und Rosiwal kartieren sie als „Biotit-Gneisgranit aktinolithführend“, als Mikrogranit und aplitischer Granit. Sie fassen den Biotit-Gneisgranit als selbständigen Stock etwa nach Art des Granodiorits von Hlinsko auf. Herr Prof. F. E. Sueß hat mich darauf aufmerksam gemacht, daß es sich durchwegs um Ganggranite handelt.

Es sei an dieser Stelle ein kurzer Vergleich zwischen den Flasergraniten östlich von Hlinsko, und den ähnlichen, im Nassaburger Granitstock vorkommenden Intrusionen eingeschaltet.

Der Stock von Hlinsko-Skutsch—Trhová Kamenice zeigt im Gegensatz zu den Flasergraniten durchwegs granodioritischen Chemismus; während letztere meist quarzdioritisch zusammengesetzt sind. Nach Fiala (5) nehmen die Flasergranite bloß in der Nähe des Kontakts viel Kalifeldspat auf, die Gesteine werden dabei aber entweder feinkörniger oder grobporphyrisch, niemals ist ein ganzer Stock granodioritisch wie bei Hlinsko. Dieser ist viel weniger kataklastisch, Protoklase fehlt, die meisten Partien sind vollkommen unversehrt, worauf auch ihre ausgezeichnete technische Verwendbarkeit beruht.

In den schieferig-flaserigen Quarzdioriten von Trhová Kamenice ist die Verrundung der Einsprenglinge nicht durch Kataklastik sondern durch kräftige Korrosion bedingt. Die Gesteine weisen die Neigung auf, dioritaplitische und porphyrische Spaltungsgesteine zu bilden, was bei den Flasergraniten nicht vorkommt, auch sind ihre Glimmerzüge wellig gefaltet und nicht so extrem

linear gestreckt wie bei den Flasergraniten von Mířetín usw., östlich von Hlinsko.

Granitstock von Seč.

Westlich des Granodioritstockes von Skutsch usw. schließt sich ein weites Granitgebiet von besonderer Mannigfaltigkeit seiner Gesteine an. Vergl. F. Ulrich (50).

Sehr zahlreich sind dioritische Stöcke und Schollen, oft ganz mit granitischem Material durchflochten (Chrudimkatal unterhalb Nassaberg und Seč). Der Biotitgranit südlich Seč ist von Mylonit-zonen durchzogen, kleine dunkle Schlieren werden chloritisch zerquetscht, bei der Talsperre von Seč an einer Störungslinie zertrümmert und mylonitisiert (F. Ulrich, 50). Dabei sind kleine dioritische Lagen zu amphibolitischen Gesteinen ausgewalzt. Durch die Idiomorphie der Feldspate und deren Umwachsung mit dunklem Glimmer erinnert der Biotitgranit im unfrischen Zustand an Perlgneise. Häufig sind auch kleine grano- bis quarzdioritische Partien (Hořelec, České Lhotice und unterhalb Seč).

Der Kontakt gegen das Paläozoikum des Eisengebirges im Norden wird von roten aplitischen Graniten gebildet, in den Abhängen des Eisengebirges bis weit nach Nordwesten in die Gegend von Elbeteinitz sind ähnliche Granite verbreitet, die wohl mit dem Sečer Granitstocke genetisch zusammenhängen. Es gibt ferner Gabbrodiorite bei Kraskov und Hrbokow, im Gebiete der hellen Aplitgranite. — Auch die Stöcke von Bradlo, Hluboká und Možděnice, bereits in den schieferigen Graniten von Trhová Kamenice gelegen, dürften hierher zu stellen sein, denn sie zeigen ganz übereinstimmende petrographische Merkmale. (Vergl. K. Hinterlechner, 11). Seltene ganz basische Differenziate sind die Hornblendite von Kraskov, die häufig von Epidotfelsen begleitet werden.

Alle erwähnten Gesteine sind wahrscheinlich Spaltungsprodukte einer einzigen Intrusionsphase.

Der rote Biotitgranit.

Er liegt nördlich des Skutscher Granodiorits, von ihm scharf abgegrenzt und zweifellos eine jüngere Intrusion darstellend. Nur zwischen Čekov und Krupín liegt gegen den Granodiorit eine tektonische Grenze vor, hier sind aus dem roten Granit Gesteine entstanden, die an Augengneise erinnern. Die unmittelbare

Begrenzung gegen das Paläozoikum des Eisengebirges im Nordwesten wird in der Regel von roten, manchmal grünesprenkelten, dichten Porphyren (granitische Ganggesteine) gebildet. In einem Schotterbruch unterhalb Žumberk sind im Porphyr an vielen Stellen Schollen eines dunkelgrünen kiesreichen Dioritporphyrites enthalten. Bei Lukavice ging in früherer Zeit ein großer Kiesbergbau um, der für die Erzeugung der böhmischen Schwefelsäure von großer Bedeutung war (Krejčí, 27).

Bei Smrčec östlich Žumberk liegen große Schollen von dunkelgrünen Dioriten im roten Biotitgranit, im Tale des Žumberker Baches werden sie vom Granit injiziert und aufgelöst.

Mit Ausnahme der oben beschriebenen Porphyre ist das Gangfolge aller Intrusionen arm. Nordöstlich von Vršov und nordwestlich Bojanov findet man Blöcke von Granitporphyren ähnlich denen aus dem Hlinskoer Paläozoikum, die Kalklager im Dehetníktal und bei der Peklo-Mühle werden von hornblenderreichen Pegmatiten durchsetzt. Am Absturz des Eisengebirges liegen mannigfache, zum Teil verschieferte Pegmatite.

Die jenseits der Kreideniederung von Kreuzberg auftauchenden Granite, Diorite und Gabbros bei Ransko gehören genetisch dem Nassaberger Granitstock an. Sie wurden von K. Hinterlechner (11) genau untersucht und daher von mir nicht näher bearbeitet.

Im Paläozoikum von Hlinsko sind am Kontakt fast durchwegs Hornfelse und Fleckschiefer ausgebildet, seltener sind injizierte Gesteine, perlgneisartige Gesteine kommen überhaupt nicht vor.

Im Paläozoikum des Eisengebirges im engeren Sinne sind die Kontakterscheinungen schwächer. Im Westen am Berge Bučina kommen in der Nähe des Granites Bučina Ottrelithphylite vor, von denen mir aber nicht ganz gesichert erscheint, ob sie ihre Metamorphose tatsächlich dem Kontakt durch den Granit verdanken. Derselbe Stock ist am Kamme des Eisengebirges von einem breiten Zuge von Perlgneisen begleitet. Dabei hat allem Anschein nach die Beschaffenheit des Nebengesteins, seine Struktur und vorhergegangene Metamorphose eine wichtige Rolle gespielt.

Das Alter der Granite ist nur innerhalb weiter Grenzen bestimmbar, da in unseren Gebieten Mitteldevon bis Oberkarbon

fehlen. Die Intrusionen müssen zwischen dem Unterdevon und dem Perm erfolgt sein, möglicherweise sind die jüngsten Granite nachkambisch.

Die kristallinen Schiefer des Eisengebirges.

Das Gebiet zwischen den Orten Seč, Hořelec, Proseč, Prosička, Vršov, Bradlo, Křemenic und Barovic einerseits und dem Kamme des Eisengebirges andererseits wird zum größten Teile von hellen Zweiglimmergneisen aufgebaut. Bereits Krejčí und Helmacker (27) verglichen die Gesteine, auf denen die Ruine Oheč steht, mit den grobfaserigen Gneisen von Rychnov nördlich Svratka und konstatierten volle Übereinstimmung. Die nähere Nachprüfung ergibt doch gewisse Unterschiede. Eine Streckung ist in der Regel nicht entwickelt; meist bedecken die zahlreichen, fast isometrischen Glimmerschuppen regellos die Schieferungsflächen. Die Gesteine sind nicht so straff ebenschieferig, man sieht oft im Querbruch ein wellenförmiges Auf und Ab der glimmerreichen Lagen, wodurch ein Linsenbau entsteht.

Die Zweiglimmergneise sind arm an fremden Einlagerungen, weder die Gneisglimmerschiefer noch die Amphibolite noch die Skarne der Antiklinale von Svratka kehren hier wieder. Die Ähnlichkeit der Zweiglimmergneise mit den feinkörnigen Gneisen der Antiklinale ist sehr deutlich, wenn auch die grobfaserigen Varietäten hier nicht aufgefunden werden konnten.

Am Kamme des Eisengebirges findet man Gesteine, die den flaserig-schieferigen Graniten von Trhová Kamenice vollkommen gleichen. Von den Zweiglimmergneisen unterscheiden sie sich durch größeren Gehalt an Biotit, Fehlen von Muskovit und deutliche Idiomorphie der Feldspate. Sie werden hier ebenfalls von schieferigen Apliten begleitet. Im Walde von Slavíkov stark gestreckte Gesteine, die mit den Apliten der Flasergranite östlich Hlinsko übereinstimmen. Hier kommen auch merkwürdige schieferige Gesteine vor, deren Biotitlagen in ganz feine Blättchen zerlegt und anscheinend rekristallisiert sind. Muskovit fehlt. Die stets deutliche Eigengestalt der Feldspate beweist, daß wir es nicht mit einem Gneis, sondern mit einem schieferigen Granit zu tun haben. Hinterlechner hat in seiner Karte am Südwestabhang des Eisengebirges zwischen Vestec und Kladrub eine oval begrenzte Gneisinsel eingetragen. Es handelt sich aber zu-

meist um die erwähnten Flasergranite, zu denen noch schieferige Diorite treten. Sehr bemerkenswert ist die große Ähnlichkeit dieser Intrusiva mit den Gesteinen der „Euler Zone“, z. B. der Gegend von Mirovice (N von Písek). Fast alle dort verbreiteten Typen kehren hier wieder.

Nur wenige Paragesteine entsprechen in ihrer kristallinen Fazies den Zweiglimmergneisen. Grobschuppige Glimmerschiefer findet man bei Barovic und Přemilov, hier von Pegmatitgängen durchsetzt. Die anderen Paragesteine zeigen eine Ausbildung, welche lebhaft an die Hornfelse südwestlich Hlinsko erinnert. Man findet sehr häufig Schollen von Graphitquarziten und Biotit-schiefern an der Grenze zwischen Zweiglimmergneis und den Graniten. Es gibt in diesen schieferigen Gesteinen niemals Injektionen von Zweiglimmergneis, sondern häufig Gänge von mannigfachen aplitischen Graniten und Pegmatiten, ähnlich den Gesteinen bei Hlinsko. Hinterlechner (10) erwähnt die Graphitquarzite von Prosička, die schieferigen Gesteine von Chloumek und Spálava bezeichnet er als Biotitgneis. In einzelnen biotitarmen Typen sind noch klastische Reste zu sehen, besonders ausgewalzte Quarzkörner sind auffällig. Schollen ähnlicher Gesteine findet man auch im hellen Biotitgranit südlich Křemenic. Die klastische Struktur ist nicht ganz verwischt, im Kontakt wurde reichlich Biotit neu gebildet.

In den schieferigen Hornfelsen von Chloumek sieht man u. d. M. zahlreiche Pinite, in einem Falle wird ein Staurolith eingeschlossen, der ähnlich wie in den Hornfelsen südlich Hlinsko gerüstartig aufgelöst ist. In anderen Proben tritt auch Sillimanit auf, Granat ist sehr verbreitet.

Verwandte Gesteine liegen im Innern des Eisengebirges an beiden Ufern der Chrudimka zwischen Seč und Hořelec, wiederum an der Grenze zwischen Zweiglimmergneis und Biotitgranit. Es sind dies schwarze Quarzite und Biotithornfelse mit Cordierit, Granat und Staurolith, die auf den ersten Blick sehr an moldanubische Kataschiefer erinnern. Daneben treten auch muskovitreiche, injizierte Gesteine auf. Alle hier erwähnten Vorkommnisse zeigen bei näherem Studium doch gewisse Eigenschaften, die sie von den echten Kata- und Mesogesteinen des Moldanubikums unterscheiden.

In dem tiefen Tale, das den Absturz des Eisengebirges bei Chloumek durchschneidet, sieht man zwischen den hellen Orthogneisen und dunklen Quarziten eine Störung verlaufen; an der die

Gneise vollständig zertrümmert sind. Diese Störung hat bereits Hinterlechner gekannt.

Bei Spálava und Nehodovka liegen knapp vor dem Absturz zwei Serpentinstöcke. Unterhalb des Felsrückens, der vom Berg Spálava gegen die Tschaslauer Ebene hinabzieht, wurden Blöcke eines dunklen an Turmalin und Biotit reichen Gesteines gefunden, das sehr viel Korund führt.

U. d. M. Korund nach folgenden Merkmalen: Hohe Lichtbrechung, einachsig negativ, in einem dicken Schliff: Schnitt parallel der Achse Gelb erster Ordnung, meist farblos, ein großes Korn zeigt fleckige Färbung mit Pleochroismus zwischen apfelgrün und blauviolett. Die unregelmäßig begrenzten Körner gehen unter Erhaltung ihrer Form in sehr feinschuppigen Serizit über. Die Biotitblättchen parallel der Spaltbarkeit fast farblos, normal hiezu hellbraun, gehen in farblosen Chlorit über mit Ch. Z. negativ, Ch. d. M. einachsig positiv. Um winzige Zirkonkörner pleochroitische Höfe, parallel α graugrün. Große Partien des Schliffes werden von stark pleochroitischen, lebhaft gefärbten Turmalinen eingenommen. Akz.: Zirkon, Epidot-Orthit, Apatit, hakiges Erz, besonders im Chlorit, etwas Spinell.

Echte Kataschiefer treten weiter im Nordwest zwischen Rušinov und Hoješín in einem schmalen Zuge am Absturze des Eisengebirges auf. Zunächst recht mannigfache Perlgneise bei Rušinov, dann beim Ausgange der Querschluft oberhalb Jerišno sehr charakteristische Gesteine von granulitische Fazies. Die mittelkörnigen „Granulite“ besitzen keine Parallelstruktur, es gibt alle Übergänge von hellen zu dunklen Typen, häufig sind sie von Feldspatadern unscharf durchzogen. Makroskopisch erkennt man neben Quarz und Feldspat noch kleine Körner von hellgelbroten Granaten (3 mm), Biotitschuppen in der gleichen Größe und Disthen. Die dunklen Abarten erinnern an die Begleitgesteine des Granulitstockes von Bory in Mähren, die F. E. Sueß (41) beschrieben hat.

Heller Granulit aus der Schlucht bei Jerišno. Die großen Disthene sind oft verbogen, manchmal zerbrochen und am Rande aufgelöst. In der Nähe der Granaten myrmekitähnliche Verwachsungen von Plagioklas und lebhaft braunem Biotit. Der Kalifeldspat ist gänzlich von Myrmekit aufgezehrt, er wurde wohl bei der Bildung des Biotites verbraucht. Sehr schöne Antiperthite, in der Regel spindelförmige Einlagerungen von Kalifeldspat, seltener labyrinthartige Verwachsungen von Kalifeldspat und Plagioklas. Die Granaten werden oft von Sprüngen durchzogen, die mit hellgrünem Glimmer ausgefüllt sind. Akz.: Große Rutilkörner. Sillimanit wurde nicht beobachtet.

In den dunklen, biotitreichen Abarten treten Granat und Disthen zurück. Der Biotit erscheint in merkwürdigen Anhäufungen, oft mit einem großen Rutilkorn im Zentrum, was an Erscheinungen in manchen Biotitgneisen der nächsten Umgebung erinnert. Auch hier dringen hellgrüne Glim-

mer in die Granaten ein. Divergentstrahlige oder unregelmäßig angeordnete Büschel von Sillimanit sind — nach der Form zu schließen — zum Großteil aus Disthen hervorgegangen. Zwischen dem primären Biotit und den Granaten scheinen ähnliche Beziehungen zu bestehen, wie in den Granuliten des Dunkelsteiner Waldes, die nach F. E. Sueß (43) auf gleichzeitiges Wachstum beider Minerale hindeuten. Von Feldspaten nur kleine Plagioklasse. Die großen Quarzkörner zeigen eine merkwürdige, mikroklinähnliche Gitterung, daher auch schwache Anomalien des Achsenbildes. Nur wenig Myrmekit, Rutil.

Die Armut an Feldspaten und der Reichtum an Biotit und Quarz weisen darauf hin, daß besonders in den dunklen Abarten Paragesteine vorliegen.

Kennzeichnend sind ferner Biotitstriemengneise mit Muskovit, deren Biotitzüge ganz eng gefältelt sind; außerdem Biotit-Sillimanitfleckengneise.

Wie im ganzen Eisengebirgszuge sind auch weiter gegen west kleine Granitstöcke sehr häufig, die besonders an den Abhängen zu finden sind. Da die Granite und Aplite in jüngerer Zeit Störungen erlitten haben, wird ihre Unterscheidung von Gneisen manchmal schwierig. Zunächst bilden die Zweiglimmergneise die Hauptmasse des Kammes, erst bei Zboňov treten Perlgneise an ihre Stelle, während die Zweiglimmergneise östlich des Hauptkammes noch weiter zu verfolgen sind. An der Straßenbiegung bei Zboňov liegen muskovitführende Perlgneise, die von verschieferten Apliten durchsetzt werden. Bei Javorka liegt ein Vorkommen von kristallinem Kalk in Biotitgneisen (27). Beim Eingang in die Běstviner Schlucht fanden sich Lesesteine von Granatglimmerschiefer, die vermutlich aus Schiefergneisen entstanden sind. Knapp vor der Paßhöhe Serpentinblöcke und eine prächtige mylonitische Breccie.

Oberhalb Kubíkové Doly finden sich sogenannte Augengneise (nach H i n t e r l e c h n e r), die meist nur als Lesesteine nachweisbar sind. Es handelt sich um mechanisch zertrümmerte Aplite und Pegmatite, die mit in größerer Tiefe verschleiften Augengneisen nichts zu tun haben.

Oberhalb Třemošnic, in beiden Hängen der Kaňková Hora, erscheinen injizierte gefältelte Mischgneise, die an Orthogneise erinnern, häufig sind feinkörnige Biotitgneise mit großen runden Feldspatknöten.

In der Talschlucht von Třemošnic gegen Hedvíkov ist die mannigfache Zertrümmerung der kristallinen Gesteine vorzüglich zu beobachten. Nicht immer ist das Extrem, ein vollkom-

men rupturrell deformiertes Gestein, erreicht. Es gibt viele schieferige Typen, selbst Neubildung von Muskovit in hellen aplitischen Gesteinen scheint hieher zu gehören. Neben der Mylonitisierung beobachtet man oft die Ausbildung von tektonischen Reibungsbreccien, die in parallelen Lagen den weniger verarbeiteten Gesteinen eingelagert sind und durch besonders steile Wände auffallen.

Bei der Ruine Lichnice erwähnen Krejčí und Helmhacker (27) Flaserporphyre. Zum Teil sind dies Perlgneise mit großen idiomorphen, manchmal etwas abgerundeten Plagioklasen; bei der Seilbahn sind es tatsächlich porphyrische Gesteine, und zwar granitische Ganggesteine. — In der Schlucht von Lovětín mächtige Felsen von brecciösen Apliten, am Talaustritt von aplitischem Material durchtränkte Diorite, mit Übergängen in schieferige Gesteine, die Krejčí als Amphibolite bezeichnet hat. Ähnliche Gesteine liegen am Abhange der Krkaňka, auf ihrem Kamm gibt es weitere Perlgneise, dichte Schiefergneise, Aplitgneise, ein kleines Lager von phlogopitführendem Marmor und von Zbyslavec an auch dioritische Gesteine.

Bei Zbyslavec tritt das Paläozoikum ganz nahe an den Kamm des Eisengebirges heran, und von da ab gegen Nordwesten bestehen nur noch die Abhänge des Steilabfalls aus kristallinen Schiefen und Graniten. Ungefähr an derselben Stelle werden die Perlgneise von Granatglimmerschiefen und Biotitgneisen abgelöst, die zusammen mit feinkörnigen schieferigen Amphiboliten den Saum des Eisengebirges bis über Elbeteinitz hinaus aufbauen.

Um die Verhältnisse besser würdigen zu können, ist es nötig, auch die kristallinen Gesteine der Tschaslauer Ebene zum Vergleich heranzuziehen, die bloß durch junge Störungen von den Gesteinen des Eisengebirges getrennt sind.

Da in der Tschaslauer Ebene keinerlei tiefgreifende jüngere Störungen vorliegen, lernt man hier die Gesteine in ihrem ursprünglichen Aussehen kennen. Im Süden haben wir Gesteine, die vollkommen das Gepräge moldanubischer Kataschiefer aufweisen. In Zweiglimmergneisen liegt zwischen Kraborovice und Borek ein von Serpentin begleiteter Eklogitstock (27), der strukturell sehr wechselvoll ist.

Plagioklaseklogitamphibolit von Borek: Fast farblose Granaten werden von grobem Plagioklas-Hornblende-Kelyphit aufgezehrt. Die optischen Achsen in

ten Plagioklas- und Hornblendestengeln sind nicht radial angeordnet, sondern je vier bis fünf nebeneinanderstehende Stengel sind einheitlich orientiert. In den großen granulierten Plagioklasen wird eine alte Zwillingsnaht nach dem Karlsbader Gesetz durch die Begrenzung der neu gebildeten Plagioklase ange-deutet. Den Rest des Schliffes nimmt eine wurmförmige Verwachsung von Plagioklas und Augit ein, die schön parkettiert ist. K. Preclik (29) hat ganz ähnliche Gesteine aus der Gegend von M. Budwitz (Blatt Znaim) be-schrieben, nur fehlen diesen die erwähnten Eigentümlichkeiten der großen granulierten Plagioklase.

In einem anderen Schliff typisch feinstengeliges Kelyphit. Die Gesteine sind stellenweise von Quarz imprägniert, hiebei entstehen Quarz-Granatfelse. U. d. M. viel Rutil und Zirkon in großen Körnern, ferner viel Klinozoisit mit stark anomalen Interferenzfarben. Sehr wenig grüne Hornblende, die in der Nähe von Magnetit braun verfärbt ist.

Ähnliche Gesteine erwähnt Waitová-Adamová (55) von Tří Dvory bei Kuttenberg unter der Bezeichnung „eklogitische Ausbildung der Amphibolite“.

Ferner sind in der Niederung der Doubravka basische Tiefen-gesteine weit verbreitet, und zwar Diorite, oft mit großen Gra-naten in der Nähe von Apliten, dann Gabbros, Hornblendegabbros und verwandte Gesteine, sowie Serpentinstöcke, zum Beispiel bei Mladotic. Die Minerale dieses Stockes hat A. Orlov (28) beschrieben, die gabbroiden Gesteine bei Moravan wurden von J. Kratochvíl untersucht.

Bei Ronov, im Tale der Doubravka, dringen helle Zwei-glimmergneise in grobschuppige, granatführende Glimmerschiefer ein, wobei Gesteine entstehen, die sehr an die Gneisglimmer-schiefer der Antiklinale von Swratka erinnern. Die Zweiglimmer-gneise werden von Apliten und Pegmatiten durchsetzt, was sehr schöne Injektionsbilder ergibt.

Unweit von dieser Stelle zieht ein Band von Graphitquarziten durch. Die Perlgneise bei Pařížov und Běstvina erinnern sehr an die Perlgneise, die den Kamm des Eisengebirges aufbauen. Bei Hostačov wird von Krejčí und Helmacker (27) ein kleines Kalklager erwähnt.

Hiezu treten noch Amphibolite, die in der Tschaslauer Ebene weit verbreitet sind, aber im mittleren Eisengebirge auffälliger-weise nicht vorhanden sind.

Während die bisher erwähnten Gesteine in bezug auf ihre Metamorphose an die Gesteine der Antiklinale von Swratka er-innern, kommen bei Zbyslav (östlich von Tschaslau) Gesteine zum Vorschein, wie sie in der Antiklinale nicht bekannt sind. Sie bauen südöstlich von Zbyslav zwischen zwei hohen Ku-

lissen von oberkretazischen Mergeln einen anfangs niedrigen und allmählich sich erhebenden klippenartigen Höhenzug auf, der bis an die Doubravka herantritt. Es sind graue, feinkörnige, stellenweise schiefrige Gesteine, die sehr viel mikroskopisch kleinen Disthen führen. Sie werden von Gängen und Lagen eines hellen, schwach geschieferten Aplites durchdrungen, wobei in der Nähe viele, manchmal bis faustgroße Granaten entstehen. Manchmal umschlingen die Aplite die Granaten und setzen sich dann im Gestein weiter fort. An manchen Stellen häufen sich diese mit Feldspat umgebenen Granaten derart, daß bis zu 30 und mehr auf einen Quadratmeter Gesteinsfläche verteilt sind. Die Gesteine sind meist körnig, aber stellenweise ist auf Schieferungsflächen viel Biotit und Muskowit neugebildet worden.

U. d. M.: Die Disthene zeigen keine Aufzehrungserscheinungen, sie scheinen mit ihrer Umgebung im Gleichgewicht zu sein. In Partien, die von der Injektion nicht betroffen wurden, zeigt sich die ursprüngliche, sehr feinkörnige Struktur, in der Nähe der Aplite gröberes Korn und Anreicherung von Quarz und Feldspat.

Aus solchen Gesteinen dürften die Granatglimmerschiefer des nördlichen Eisengebirges hervorgegangen sein. Bei Podhořan wird der Steilanstieg des Eisengebirges von glimmerschieferartigen Gesteinen gebildet, die in den weniger beanspruchten Partien den Disthen führenden Gneisen von Zbyslav sehr ähnlich sind. Diese Gesteine sind intensiv gefaltet und längs unebener Gleitflächen in Linsen aufgelöst. Es treten sehr viele Granaten auf, die in auffälligem Gegensatz zu den Gesteinen von Zbyslav stets klein bleiben und nie von einer Feldspatkruste umgeben werden. Ihre Einschlußzüge verlaufen quer zur Schieferung, ein klarer Beweis, daß diese Granaten vor der letzten Durchbewegung entstanden sind. An manchen Granaten sind Aufzehrungserscheinungen zu sehen. An anderen Stellen werden die Gesteine feinschiefrig, so daß sie in ganz dünne Platten zerfallen. K. Hinterlechner (9) bezeichnete sie als Granatknotschiefer und faßte sie als Kontaktprodukte der Phyllite am Granit auf.

Auf der Höhe sind amphibolitische Gesteine angeschlossen, deren feinschieferige Textur sehr an die Glimmerschiefer erinnert, hiezu treten noch schieferige Diorite, zum Beispiel bei Bílý Kámen. Die hornblendereichen Gesteine bei Turkovic gehören bereits dem präkambrischen Spilitkomplex an.

Das Nordende des Eisengebirges bei Elbeteinitz wurde nicht näher untersucht; immerhin läßt sich aus Angaben in der vorhandenen Literatur und aus eigenen flüchtigen Begehungen entnehmen, daß sich der geologische Bau im Prinzip unverändert fortsetzt.

Aus den vorliegenden Beobachtungen geht hervor, daß wir zwei verschieden alte Bewegungen auseinander halten müssen, die sich in verschiedener Tiefe abgespielt haben. Vermutlich in vorpermischer Zeit wurde das Präkambrium und Paläozoikum an das Kristallin herangeschoben. Mit diesem Vorgange möchte ich die Umwandlung der disthenführenden Paragneise in Glimmerschiefer in Zusammenhang bringen. Im südlichen Teile ist der Nachweis dieser älteren Bewegung erschwert, denn hier herrschen Ortho- und Perlgneise vor; die vermutlich gegenüber der Bewegung weniger empfindlich waren. Dazu kommt noch; daß gerade im Süden die junge Zertrümmerung besonders intensiv ist und daß an der Grenze zwischen Kristallin und Paläozoikum Granitintrusionen aufgedrungen sind. Immerhin scheinen die Perlgneise der Kaňková Hora vor der Injektion durch den Granit zertrümmert worden zu sein. Hier sei noch erwähnt, daß die Zweiglimmergneise ihre Prägung nicht dieser Phase verdanken, sondern ihre Metamorphose bereits früher erlangt haben.

Die geringe Ausdehnung der an der Überschiebung verarbeiteten Gesteine, und der Umstand, daß das Paläozoikum und Präkambrium nicht zu Decken umgeformt, ja in der Regel fast gar nicht verschiefert worden ist, zeigt ganz klar, daß hier eine Überschiebung von ganz anderer Bedeutung als die moldanubisch-moravische vorliegt. Diese wohl vorpermische Bewegung muß in geringerer Tiefe und unter kleinerer Belastung erfolgt sein. Dasselbe gilt auch von der Heranbewegung des Schieferkomplexes von Hlinsko-Kreuzberg.

Die Grenzlinie zwischen Kristallin und Paläozoikum verläuft zumeist an der der Tschaslauer Ebene zugekehrten Kante des Eisengebirges; und nur ein schmaler Streifen am Steilabfall besteht aus kristallinen Schiefen. Diese Linie ist auch deswegen bedeutungsvoll, weil sie das Verbreitungsgebiet des wenig metamorphen Präkambriums und Paläozoikums gegen Südwest abgrenzt. F. Ulrich (50) hat bereits darauf hingewiesen, daß die sogenannten Grauwacken, die K. Hinterlechner bei Pü-

byslav aufgefunden hat, nichts anderes als Mylonite verschiedener Abstufungen sind.

Im Anschluß an diese Bewegung dürften die hellen Granite intrudiert sein; die Tatsache, daß sie fast ausschließlich auf den Saum des Eisengebirges beschränkt sind, läßt vermuten, daß sie mit der Heranbewegung des Paläozoikums in genetischem Zusammenhang stehen.

Fast genau parallel der älteren Strukturlinie verläuft ein System von jungen Brüchen, in deren Gefolge sich eine rinden-nahe Zertrümmerung aller Gesteine einstellt. Diese Bewegungen haben vermutlich vor der Oberkreide begonnen und bis in die jüngste Zeit angedauert. (Vergl. A. Culek, 3.) Durch diese Störungen sind die Gesteine des Eisengebirgssaumes äußerlich von der Tschaslauer Ebene abgetrennt worden. Im Süden ist eine schmale Scholle am Rande des Eisengebirges nach SW gegen die Tschaslauer Ebene geneigt und durch Brüche von der Hauptmasse der stets nach NO einfallenden Gesteine des Eisengebirges abgeschieden. Vergl. A. Culek (3) und auch K. Hinterlechner (8).

Es sei noch darauf hingewiesen, daß am Steilabfall des Eisengebirges tertiäre Ergußgesteine gänzlich fehlen; dies ist zwar bei jungen, NW—SO streichenden Bruchlinien die Regel, aber hier ist diese Tatsache besonders auffällig, weil in verhältnismäßig großer Nähe, bei Pardubic und Luže, tertiäre Basalte die Kreide durchschlagen.

Auch in jüngster Zeit dürften noch Schollenbewegungen stattgefunden haben, denn die rückschreitende Erosion der Zuflüsse der Doubravka ist sehr gering, der Kamm ist fast gar nicht von Erosionsfurchen durchzogen und die wenigen vorhandenen, kurzen Querschluchten besitzen ein ganz unausgeglichenes Gefälle.

Zum Vergleich der metamorphen Schieferinseln mit den Gneisen des Moldanubikums.

Beim Kartieren in unseren Gebieten ergibt sich oft die Frage, ob gewisse metamorphe Gesteine zum Präkambrium bzw. Paläozoikum, oder zum moldanubischen Kristallin zu stellen sind. Es soll im folgenden versucht werden, einige Hinweise zusammenzustellen, die für die Beantwortung dieser Fragen von Wichtigkeit sind.

Es sei gleich bemerkt, daß als wichtigstes Kriterium für die Zuteilung zum metamorphen Paläozoikum die Auffindung klastischer Reste in den veränderten Sedimentgesteinen gelten kann. Denn niemals ist in unzweifelhaft moldanubischen Paragesteinen eine klastische Reststruktur aufgefunden worden.

Sind keine Relikte mehr aufzufinden, so ist vor allem die Frage wichtig, ob zwischen echten Orthogneisen und Paragesteinen ein Intrusionsverband besteht. Ist dies der Fall, so kann mit Sicherheit angenommen werden, daß echte moldanubische Paragneise vorliegen.

Anders liegen die Verhältnisse bekanntlich im Erzgebirge, wo die roten Gneise in kristalline Schiefer unbekanntes Alters intrudieren, die noch klastische Strukturen aufweisen. (Geröllgneise!) Etwas ähnliches ist in unseren Gebieten niemals anzutreffen, wie zahlreiche Beobachtungen immer wieder bestätigen.

Unzweifelhaft müssen metamorphe Schiefer zum Moldanubikum gerechnet werden, wenn sie Gesteine der granulitischen Reihe, und zwar besonders Pyroxen- und Hornfelsgranulite aufweisen, denn Mineralbestand und Struktur der Granulite, wie auch der selteneren Eklogite, deuten auf Entstehungsbedingungen hin, die beim Eindringen des Granites auch bei starker Dynamometamorphose wohl kaum geherrscht haben. Selbstverständlich kann das Fehlen von Granuliten nicht gegen die Zugehörigkeit zum Katakristallin sprechen.

Bei metamorphen Kalken unbekannter Stellung ergibt sich zunächst die Frage, ob die Umwandlung auf Regional- oder Kontaktmetamorphose zurückzuführen ist. Bei vielen Marmoren und Kalksilikattfelsen ist die Entscheidung schwierig, denn die Minerale, die im Kontakt entstehen, stimmen meist weitgehend mit denen überein, die ihre Entstehung einer regionalen Metamorphose verdanken. Vergl. hierüber u. a. M. Weber (57) und M. Stark (39). — Für unsere Betrachtungen ist es aber wichtig, ob der Kalk vor der Veränderung durch die Intrusivgesteine bereits kristallin war oder nicht. Dies läßt sich im allgemeinen aus dem Mineralbestand allein nicht erschließen. Hier muß der Nachweis von Relikten oder einer Reliktstruktur aushelfen; zum Beispiel deuten erhalten gebliebene klastische Quarzkörner auf einen nicht oder nur schwach metamorphen Kalk als Ausgangsgestein hin. Der Phlogopit als wesentlicher Gemengteil ist nicht auf hochkristalline Marmore beschränkt, er kommt zum

Beispiel in den kontaktmetamorphen präkambrischen Kalken des Fichtelgebirges häufig vor. (Ad. Wurm, 58.)

Bei Perlgneisen wird in vielen Fällen die Auffindung des weniger injizierten Ausgangsgesteins die Entscheidung bringen. Gelingt dies nicht, so muß man nach anderen Kennmerkmalen, Granulite oder hochmetamorphen Kalken, in der gleichen Gesteinsfolge suchen. Es scheint allerdings, daß typische Perlgneise in der Regel aus echten kristallinen Schiefern hervorgehen, denn bei der Injektion von wenig metamorphen Schiefern entstehen meist Gesteine von etwas anderer Beschaffenheit, wie die Erfahrungen zum Beispiel in den Schieferinseln von Hlinsko und Proseč lehren. Daß Perlgneise auch aus schwach metamorphen Sedimenten bei intensiver Kontaktmetamorphose und Injektion entstehen können, zeigt das Profil im Friesetal südlich Schildberg in Mähren, wo sich in der Nähe von quarzdioritischen Stöcken aus staurolithführenden Hornfelsen prächtige Perlgneise bilden. Ähnliche Beobachtungen machte H. V. Graber (7) an paläozoischen Gesteinen in der Nähe der Intrusivgesteine von Eisenkappel in Südkärnten.

Das Vorkommen typischer Minerale wird man nur mit besonderer Vorsicht verwerten können. Einzig der Disthen spricht mit großer Wahrscheinlichkeit für moldanubische Kata- und Mesogesteine.

Es ist klar, daß bei weitgehender Assimilation der Sedimentgesteine durch granitische Gesteine, wie sie gerade in unseren Gebieten häufig ist, in den meisten Fällen keine Angaben mehr über die Natur der Ausgangsgesteine gemacht werden können. Aber auch in einem solchen Falle hat R. Kettner (15) wahrscheinlich gemacht, daß die reichlich Cordierit führenden hellen Biotitgranite in der Umgebung von Neveklov (SW Beneschau) nicht kristalline Schiefer assimiliert haben, sondern Reste von präkambrischen und altpaläozoischen Sedimentgesteinen enthalten. Zu diesem Schluß gelangt Kettner durch den Nachweis weniger veränderter Sedimente, die noch deutlich ihren Hornfels- und Fleckschiefercharakter bewahrt haben und die mit den Cordieritgraniten in engster räumlicher Beziehung stehen.

In der gleichen Arbeit (15) kommt R. Kettner zum Schluß, daß die präkambrischen Sedimente des Barrandiens durch gesteigerte Kontakt- und Injektionsmetamorphose in die kristallinen Schiefer des Moldanubikums übergehen. Als Beweis wird

das Profil zwischen Nahoruby und Velběhy unweit Sedlčan angeführt. Es ist klar, daß gewisse biotitreiche Sedimentgesteine, welche eine intensive Kontaktmetamorphose erfahren haben, von manchen Gneisen des Moldanubikums schwer zu unterscheiden sind. Es muß aber doch auffallen, daß hier Gföhler Gneise und Granulite, die sonst für das Moldanubikum so charakteristisch sind, fehlen. Die schieferigen granatführenden Hornfelse haben noch klastische Quarzkörner, die Kalksilikathornfelse werden niemals von typischen Perlgneisen begleitet. Auch das Auftreten von Granat und Sillimanit neben Andalusit in den Hornfelsen hat keine Beweiskraft, wie u. a. aus den Beobachtungen in der Schieferinsel von Hlinsko hervorgeht.

Mit einer Widerlegung der Hypothese von Kettner ist natürlich nichts gegen die Ansicht von Fr. E. Sueß ausgesagt, nach der die moldanubischen Sedimentgneise zum großen Teile altpaläozoisch sind.

Wenn man nun alle in Betracht kommenden Schiefergebiete überblickt, so zeigt sich in der Gesteinszusammensetzung, in der Struktur und Metamorphose, kurz im Gesamtbilde, trotz mancher Ähnlichkeit im einzelnen, doch ein merklicher Abstand gegenüber dem moldanubischen Kristallin.

Zusammenfassung.

Für die Antiklinale von Swratka sind charakteristisch: Zweiglimmergneise, besonders deren grobflaserige Abarten, die noch Erstarrungsstrukturen zeigen, und grobschuppige, manchmal granatführende Glimmerschiefer. Die übrigen Gesteine, Marmore, Kalksilikatfelse, Quarzite, mannigfache Amphibolite und Granulite erinnern sehr an das Moldanubikum. Diaphoritische Gesteine fehlen durchaus. Nur an einer Stelle wurde ein Stock von flaserigem Quarzdiorit aufgefunden.

F. E. Sueß (46) hat in seinem Buche „Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge“ bereits ausgesprochen, daß die Verschleifung der Antiklinale schon erfolgt war, als diese an das Moravikum heranbewegt wurde.

Die Gneise der Antiklinale tauchen unter den moldanubischen Sedimentgneisen hervor, ohne daß eine tektonische Linie zwischen den beiden Komplexen nachweisbar wäre.

Das Schiefergebiet von Hlinsko und Kreuzberg. Das einzige Schichtglied, dessen Alter nachgewiesen ist, sind die obersilu-

rischen Kieselschiefer östlich von Hlinsko (Ant. Wurm, 59). Die fazielle Zugehörigkeit zur rheinischen Provinz scheint mir nicht bewiesen zu sein. Vielleicht liegt im Paläozoikum von Hlinsko ein verbindendes Glied zwischen böhmischer und rheinischer Entwicklung vor.

Die ganze Serie wurde der Antiklinale von Swratka längs einer scharfen Grenze aufgeschoben. Die Durchbewegung wird gegen Süden je näher zur Überschiebung um so stärker, dies läßt sich am besten an den tonigen Sedimenten verfolgen, aus denen otrelith- und granatführende Staurolithglimmerschiefer entstanden sind. Erst in späterer Zeit hat besonders der Nassaberger Granit eine kräftige Kontaktmetamorphose bewirkt. Bemerkenswert ist die Verbreitung von Granat und Sillimanit neben dem Andalusit und Cordierit in den Hornfelsen und Fleckschiefern.

Südlich von Hlinsko bis nahe an den Kreuzberg heran erstreckt sich ein schmaler Zug von hochmetamorphen Schiefen, welche von der Antiklinale abzutrennen und den Schiefen von Hlinsko anzureihen sind. Die Verschieferung hat nach der Kontaktmetamorphose stattgefunden, aber in manchen Fällen ist auch eine vorgranitische Fältelung nachweisbar; nur diese dürfte mit der Heranschiebung zusammenhängen. Als Leitgesteine können porphyroidartig verarbeitete Aplitgranite und feinschieferige Diabasamphibolite gelten, die dem Kristallin der Antiklinale von Swratka fremd sind. Im Süden bei Kreuzberg tritt die Kontaktmetamorphose zurück, dafür stellt sich eine starke Verschieferung ein. Der Überschiebungslinie folgen flaserige quarzdioritische Gesteine, die wohl nicht dem Nassaberger Granitstock angehören.

Das Schiefergebiet von Proseč schließt sich in stratigraphischer und tektonischer Beziehung dem Hlinskoer Paläozoikum eng an, bei Proseč ist jedoch der Injektionsmetamorphismus bedeutend stärker, daher sind häufig gneisartige Gebilde entstanden. Besonders in diesem Gebiete ist die Ähnlichkeit mit den „Wackengneisen“ auffallend. Dies und die Anklänge an die rheinische Entwicklung im Paläozoikum von Hlinsko legen die Deutung nahe, daß wir es hier mit Deckschollen des lugschen Baues (nach F. E. Suëß) zu tun haben.

Der Nassaberger Granitstock. Am ältesten sind die verschiefert Granite und Diorite von Trhová, Kamenice und Petrkov. Sie sind während ihrer Erstarrung deformiert worden und zeichnen

sich durch den Mangel einer Kataklyse aus. Der Granodiorit von Hlinsko und Skuč ist nicht verschiefert und nachweisbar jünger. Das Granitgebiet von Seč dürfte in seiner Gesamtheit derselben Intrusionsphase angehören. Noch jünger ist der rote Biotitgranit am Nordrande des Massives.

Das Eisengebirge im engeren Sinne. Am Westrande des Nassaberger Granitstockes, stets in naher räumlicher Beziehung zu den Zweiglimmergneisen des Eisengebirges, sind zahlreiche Schollen von hochmetamorphen Gesteinen eingelagert. Während aber die Zweiglimmergneise fast vollständig denen der Antiklinale von Swratka gleichen, entsprechen die Paragesteine zum großen Teile den Hornfelsen im Süden der Hlinskoer Schieferinsel. Die Hornfelse, in denen man manchmal noch klastische Reste findet, werden durch Störungen gegen die Zweiglimmergneise abgegrenzt, und niemals treten in ihnen Gneisgänge auf. Weiter nördlich zeigen sich auch echte Kataschiefer, die ebenfalls durch den Granit injiziert wurden.

Das Paläozoikum und Präkambrium des Eisengebirges ist nach Südwest an das Kristallin heranbewegt (vergl. F. Ulrich, 53); trotz der Analogien im tektonischen Bau besteht gegenüber der Hlinskoer Schieferinsel eine große stratigraphische Verschiedenheit, denn im Eisengebirge im engeren Sinne liegt ganz sicher böhmische Entwicklung vor. Die auffälligsten Gesteine, die ihre Umformung wohl der Anschiebung des Paläozoikums verdanken, sind die Granatglimmerschiefer des nördlichen Eisengebirges. Fast genau parallel der älteren Strukturlinie verlaufen junge Brüche, welche eine starke mechanische Zertrümmerung aller Gesteine bewirkt haben.

Sowohl in den Schiefergebieten von Hlinsko-Kreuzberg und von Proseč als auch im eigentlichen Eisengebirge fehlen den präkambrischen und paläozoischen Konglomeraten Gerölle von kristallinen Schiefeln.

Zusammenfassend können folgende tektonische Ereignisse unterschieden werden: In einer ersten Phase wurden die Gneise der Antiklinale von Swratka und wohl auch die analogen Gesteine des Eisengebirges von einer regionalen Verzerrung erfaßt. Diese Bewegung war bereits abgeschlossen, als diese Gesteinskomplexe an der moldanubisch-moravischen Überschiebung teilnahmen. (Vergl. F. E. Sueß, 46.) In späterer Zeit, wahrscheinlich vor dem Perm, wurden die präkambrisch-paläozoischen

Serien an das Kristallin heranbewegt. Daran schließt sich das Aufdringen weit verzweigter Granitstöcke. Am Rande des Eisengebirges haben jüngere Bruchbewegungen mit mylonitischer Zertümmung eingesetzt.

LITERATUR-VERZEICHNIS :

1. v. Andrian: Geologische Studien aus dem Chrudimer und Czeslauer Kreise. Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt, 1863, S. 193.
2. v. Bubnoff S.: Geologie von Europa. 2. Band, 1. Teil. Verlag Bornträger, 1930.
3. Čulek A.: Zpráva o výsledcích mapování křídového útvaru na jihu. okraji Železných hor (na listu sp. mapy Chrudim). V. st. g. ú. ČSR. VIII/2. S. 11.
4. Dědina V.: Železné hory. Studie tvarozpytná. Čas. M. Král. Českého. 1918. Band 2, S. 122.
5. Fiala F.: Petrografické poměry křídového podloží v jiho-východním okolí Proseče. Věstník král. Čes. spol. nauk tř. II. 1928. Sep. S. 1—87.
6. Goldbachová Z. & Svoboda J.: Zpráva o nálezu graptolitů v siluru Železných hor u Vápenného Podola. V. st. g. ú. ČSR. VI. N. 4—6.
7. Graber H. V.: Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten. Mitt. d. Geolog. Ges. in Wien, XXII, 1929, S. 25.
8. Hinterlechner K.: Vorläufige Bemerkungen über die tektonischen Verhältnisse am Südwestrande des Eisengebirges auf der Strecke Zdirelicoměřic. V. d. Geol. R. A., 1906, S. 309.
9. Hinterlechner K.: Über metamorphe Schiefer aus dem Eisengebirge. Verh. d. Geol. R. A., 1910, S. 337.
10. Hinterlechner K.: Geologische Mitteilungen über ostböhmisches Graphite und ihre stratigraphische Bedeutung für einen Teil des kristallinen Territoriums der böhmischen Masse. Verh. d. Geol. R. A., 1911, S. 365.
11. Hinterlechner K. und v. John C.: Über Eruptivgesteine aus dem Eisengebirge in Böhmen. Jahrb. d. Geol. R. A., 1909, Bd. 59, S. 127.
12. Hlauschek H.: Geologisch-petrographische Studien im böhmischen Erzgebirge zwischen Komotau und Pürstein. Sbornik st. g. ú. ČSR., IV., 1924, S. 117.
13. Jahn J. J.: Basaltuff-Breccie mit silurischen Fossilien in Ostböhmen. V. d. G. R. A., 1896, Nr. 16, S. 442.
14. Kettner R.: Referat über einen vom Autor in der Tschechoslowakischen Gesellschaft für Geologie und Mineralogie gehaltenen Vortrag, betitelt: O poměru moldanubika k algonickým a staropaleozoickým seriím Železných hor. (Über das Verhältnis des Moldanubikum zu den algonischen und altpaläozoischen Serien des Eisengebirges.) V. st. ú. ČSR. III. 1927, S. 198.
15. Kettner R.: O metamorfovaných ostrovech ve středodošském masivu Žulovém a jejich významu pro geologii středních Čech. Sbornik. st. g. ú. ČSR. IX. 1930, S. 301.
16. Klouček C. u. Koliha J.: Spodní tremadok na Přeloučsku. Věst. st. g. ú. ČSR. 1931, S. 101—107.
- 16a. Kodým O.: Mapovací zpráva ze Železných hor za rok 1932. Věst. st. g. ú. ČSR. IX. Nr. 1, S. 32—48.
17. Kölbl L.: Die alpine Tektonik des Altvaters. Mitt. d. G. Ges. in Wien, XXII, 1929, S. 65 bis 124.
18. Koliha J.: Nález tremadoku na Přeloučsku. V. st. ú. g. ČSR. VI. S. 63.
19. Koßmat F.: Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im varistischen Gebirge Sachsens und der Sudeten. Z. f. Min. usw., 1925, Abt. B., S. 348.
20. Koutek J.: Aufnahmsbericht über Blatt Kuttenberg, Sektion 1 u. 3. (Gegend von Rataj und Sázava.) Věst. st. g. ú. ČSR., 1931, Nr. 1.

21. Koutek J.: Referat über den Vortrag: O kristaliniku a permo-karbonu ve středním Posázaví. Věst. st. g. ú. ČSR, 1932, Nr. 2.
22. Koutek J. a Zelenka L.: Některé výsledky orientační geologické exkurse na Blatensko a Mirovicko. (Vorläufige Mitt.) V. st. g. ú. ČSR, I. 1925, S. 52—56.
23. Kratochvíl J.: O nerostech okolí čáslavského. Čas. Čes. Král. Musea 1914, S. 181.
24. Kratochvíl J.: Dvě předběžné zprávy petrografické. 1. Zpráva o brekciovitě hornině pod hradem Lichnicí na Čáslavsku. V. st. g. ú. ČSR, 1926, S. 196—198.
25. Kratochvíl J.: Několik příspěvků topograficko-mineralogických. Ebenda S. 241—244.
26. Kratochvíl J. u. Orlov A.: O gabbrodioritech v území mezi Kamykem a Milínem (Povltaví) a granodioritech z jejich sousedství. Sb. st. g. ú. ČSR, IX. 1930, S. 198—216.
27. Krejčí J. und Helmhaecker R.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges und der angrenzenden Gebiete im östlichen Böhmen. Archiv d. naturw. Landesforschung von Böhmen, V., 1., 1882.
28. Orlov A.: Hradec od Mladotie u Ronova n. Doubravkou. Sep. aus Sb. st. g. ú. ČSR, Bd. IX. 1930, S. 83—107.
29. Preclík K.: Die moldanubischen kristallinen Schiefer im Nordteile des Kartenblattes Znaim (Zone 10. Koll. 14.) V. st. g. ú. ČSR., VII, 1931, S. 31 bis 52.
30. Preclík K.: Skarngesteine aus der moldanubischen Glimmerschieferzone bei Pernstein in Mähren. Tsch. min. u. petr. Mitt., 40., 1930, S. 437.
31. Reub A. E.: Kurze Übersicht d. geogn. Verh. Böhm., 1854.
32. Ríkovský F.: Paleopotamologický vývoj Svitavy. Sb. st. g. ú. ČSR, VIII. 1928/29, S. 257—304.
33. Rosiwal A.: Aus dem kristallinischen Gebiete der Schwarzawa. Verh. d. Geol. R. A., I—V. 1893 bis 1895.
34. Rosiwal A.: Der Elbedurchbruch durch das Nordwestende des Eisengebirges bei Eibetitz. Verh. d. Geol. R. A., 1900, S. 151.
35. Rosiwal A.: Geologische Spezialkarte Polička und Neustadt (Zone 7. Kol. 14.)
36. Rosiwal A.: Geologische Spezialkarte Brüsa und Gewitsch. (Zone 8. Kol. 14.) Wien, 1914.
37. Scheumann K. H.: Die gesteins- und mineralfazielle Stellung der Metakieselschiefergruppe der südlichen Randzone des sächsischen Granulitgebirges. Abh. d. math.-phys. Kl. d. sächs. Ak. d. Wiss., 39, Nr. 3.
38. Scheumann K. H.: Prävariskische Glieder der sächsisch-fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer. I. Die magmatisch-orogenetische Stellung der Frankenger Gneisgesteine. Abh. d. math.-phys. Kl. d. sächs. Ak. d. Wissenschaften, 39., Nr. 1.
39. Stark M.: Umwandlungsvorgänge in Gesteinen des Böhmerwaldes. Lotos Prag, 76., 1928, Sep., S. 1 bis 78.
40. Stark M.: Petrographisch-geologische Fragen um Pfaumberg-Haid. (Beitrag zur Bildungsgeschichte des Felsbaues des nördlichen Böhmerwaldes und seines Vorlandes. Sep. aus d. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage Bd. 61, Abt. A., 1930, S. 321 bis 402.
41. Sueß F. E.: Der Granulitzug von Borry in Mähren. Jahrbuch der Geol. R. A., 1900, S. 615.
42. Sueß F. E.: Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien-Leipzig, 1903.
43. Sueß F. E.: Das Grundgebirge im Kartenblatt St. Pölten. Jahrb. der Geol. R. A., 1904, Bd. 54, S. 389.
44. Sueß F. E.: Über Perthitfeldspäte aus kristallinen Schiefergesteinen. Jahrb. der Geol. R. A., 1904, S. 426.
45. Sueß F. E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des hohen Gesenkes. Denkschrift der math.-nat. Kl. d. Ak. d. Wissenschaften. Wien, Band 78, 1912, S. 541.

46. Sueß F. E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin, 1926.
47. Sueß F. E.: Ostalpinen und böhmisches Grundgebirge. Sep. a. d. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. Bd. XLV, S. 27.
48. Sueß F. E.: Zur Synthese des variszischen Baues. (Gibt es einen ostvariszischen Bogen?) N. J. f. Min., usw., 69. B. Bd., S. 1.
49. Svoboda J.: Geologicko-petrografické poměry metamorfovaného ostrova sedláčsko-kránskohorského. (Vorl. Mitt.) V. st. g. ú. ČSR. 1931. S. 141.
50. Ulrich F.: Pokus o nové pojetí tektoniky Barrandienu. V. st. g. ú. ČSR. II. 1926. Nr. 3.
51. Ulrich F.: Příspěvky k topografické mineralogii Čech I. V. st. g. ú. ČSR. 1926. Nr. 4—6, S. 292—305.
52. Ulrich F.: Desgleichen II. V. st. g. ú. ČSR. VI. 1930. S. 98—110.
53. Ulrich F.: Několik poznámek o tektonice středních Čech. V. st. g. ú. ČSR. 1930. S. 232—268.
54. Ulrich F.: Aufnahmsbericht für 1932. V. st. g. ú. ČSR. 1932, 1.
55. Waitová-Adamová M.: Gabbro a příbuzné horniny ze širšího okolí Týnce nad Lab. Sb. st. g. ú. ČSR. 1928/29, S. 304—348.
56. Waldmann L.: Aufnahmsbericht für 1932. II. Über die außerplanmäßige Aufnahme der Granulitmasse von Karlstein-Blumau (Kartenblatt Drosendorf). V. d. Geol. B. A., 1933, S. 29.
57. Weber M.: Beispiele der Primärschieferung innerhalb der böhmischen Masse. Z. f. Min., 1913, S. 784.
58. Wurm Ad.: Das Fichtelgebirger Algonkium und seine Beziehungen zum Algonkium Mitteleuropas. Sep. a. Abh. d. Geol. Landesunters. am Bayer. Oberbergamt. Heft 6, München 1932.
59. Wurm Ant.: Stáří bulizníků v okolí Hlinska. V. st. g. ú. ČSR. III. 1927, S. 169—172.
60. Zapletal K.: Zur Geologie der Böhmisches Masse usw. Geol. Rundschau, XIX., 1928, Heft 2, S. 120 bis 140.
61. Zapletal K.: Zur Auffassung des variszischen Orogens. Zentr. für Min., usw., Abt. B., 1928.
62. Zapletal K.: Krystallinikum mezi Železnými horami, Ceskomoravskou vysocinou a Sudetami. Sb. kl. přír. v Brně. 1930.
63. Zapletal K.: Paläogeographische Entwicklung der Ost- und Südsudeten vor dem Mesozoikum. C. f. Min. usw., 1932, H. 7.
64. Zartner W. R.: Geologisch-petrographische Studien im Egertalgebiet zwischen Warta und Kaaden. Sb. st. g. ú. ČSR., VIII., 1928—1929, S. 105—188.
65. Zelenka L.: Příspěvky k tektonice středních a jihovýchodních Čech. V. st. g. ú. ČSR. 1929, S. 218—240.
66. Zelenka L.: Dodatek ku článku Dra. J. Kolihy »Nález tremadoku na Přeloučsku. V. st. g. ú. ČSR. VI. 1930, S. 67—70.
67. Zippe F. X. M.: Allgemeine Übersicht der physikalischen und statistischen Verhältnisse des Chrudimer Kreises. Sommers Topographie Böhmens. Prag, 1837.
68. Zoubek V.: O injekčním a kontaktním metamorfismu v okolí Pelhřimova. Sb. st. g. ú. ČSR. 1927, S. 263—413.