

Mineralien und Lagerstätten in Ostbayern

Ein Mineralogisch-Geologischer Übersichtsführer

Von

H u g o S t r u n z
Berlin und Regensburg

Vorwort

Die Mineralien und Gesteine des Ostbayerischen Raumes und deren Entstehung sind bekanntlich in den Werken von *Carl W. v. Gümbel* 1868/88 in einer für die damalige Zeit erschöpfenden Weise behandelt worden. *Heinrich Laubmann* war Mineraliensammler und gab in seinem Buch „Die Minerallagerstätten von Bayern r. d. Rh.“ 1924 eine Übersicht der Mineralien; das Werk des Bayerischen Oberbergamtes „Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns“ 1924/36 ist nach praktischen Gesichtspunkten ausgerichtet. Die Wanderführer von *August Brunhuber* „Die geologischen Verhältnisse von Regensburg und Umgebung“ 1921, *Adolf Wurm* „Geologischer Führer durch Fichtelgebirge und Frankenwald“ 1925 sowie *Paul Dorn* „Geologischer Exkursionsführer durch die Frankenalb und einige angrenzende Gebiete“ 1928/29 befassen sich sinngemäß speziell mit diesen Landschaften.

Der Fortschritt der Wissenschaft wird von den Originalarbeiten getragen und solche sind, entsprechend der Zahl der Probleme, über Ostbayern sehr viele erschienen, seit 1920 rund 300. Mit der Petrographie des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes befassen sich vorzugsweise die Arbeiten von *Georg Fischer* und *Drescher-Kaden*, mit der Geologie und Petrographie des Fichtelgebirges die Arbeiten von *A. Wurm*, *Arno Schüller*, *H. R. v. Gaertner* u. a.; der Geologie des westlichen Vorlandes sind die Arbeiten *Bruno v. Freybergs* und seiner Schule, der Geologie des südlichen Vorlandes Arbeiten von *Ernst Kraus* gewidmet, die Entstehung der Kieslagerstätten erforschten *Hegemann* und seine Mitarbeiter. Zusammenfassende Untersuchungen über die Ultrabasite sind durch *Spangenberg*, über die Urkalke und die Braunkohlen von seiten des Bayerischen Geologischen Landesamtes durch *E. O. Teuscher* bzw. *H. Tillmann* im Gange. Viele weitere namhafte Mineralogen und Geologen lieferten Beiträge, die alle modernen Fortschritte der exakten Naturwissenschaften, der Kristallchemie, Geochemie, Physikalischen Chemie, der Kristallphysik, Geophysik, der Petrologie usw. regional anzuwenden bestrebt sind. Es erscheint heute mehr denn je Vorsicht geboten, von endgültigen, richtigen oder falschen Lösungen mineralogisch-geologischer Probleme sprechen zu wollen. Die Umrisse sind lediglich klarer geworden, umso klarer, je mehr Forscher spezieller Arbeitsrichtung das einzelne Problem, etwa eine Lagerstätte, behandelt und diskutiert haben.

Die vorliegende Monographie will dem mineralogisch-geologisch interessierten Naturfreund in die Mineral- und Gesteinswelt Ostbayerns und deren Entstehung nach dem derzeitigen Stand der Forschungsergebnisse einführen und mit Hilfe der Literaturangaben zu eingehenderem Studium anregen. Damit sei der Wunsch erfüllt, der von örtlichen Interessenten, insbesondere vom Naturwissenschaftlichen Verein Regensburg, wiederholt an den Verfasser herangetragen wurde. Zugleich soll dieser Übersichtsführer dem Wissenschaftler und Forscher auf seinem Weg Gelegenheit zu einer bequemen Rück- und Umschau bieten.

Für das Entgegenkommen der Herren des Ostbayerischen Bergbaues bei unseren zahlreichen Exkursionen, Grubenfahrten usw., ferner für die Überlassung von Grubenrissen und Profilen bringe ich auch an dieser Stelle meinen Dank zum Ausdruck. Bei

der Ausführung der Zeichnungen hatte ich dankenswerter Weise die Hilfe von Frl. *Christel Tennyson*.

Die 30. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft vom 1. bis 10. August 1952 in Regensburg ist Anlaß für Ort und Zeit des Erscheinens.

Der Verfasser.

Geologische Karten.

C. W. v. Gümbel: Geognostische Karte des Königreichs Bayern 1 : 100 000, 1866—1889.

M. Schuster: Geologische Übersichtskarte von Bayern r. d. Rh.

Dazu „Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh.“ in 6 Abt.:

Kartenblatt III, Regensburg, mit Abt. III „Die geologischen Verhältnisse des Bayerisch-böhmischen Waldgebirges und der vorgelagerten Schichtstufenlandschaft“; bearbeitet von *M. Schuster* und *L. Reuter*, mit Beiträgen von *H. Cloos*, *P. Ertl* und *H. Laubmann*. München 1924. 76 S.

Kartenblatt V, Hof, mit Abt. V „Der geologische Aufbau des Fichtelgebirges und Oberpfälzer Waldes und der angrenzenden Gebiete“;

bearbeitet von *A. Wurm*, mit Beiträgen von *L. Reuter* und *H. Laubmann*. München 1924. 76 S.

Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000:

Blatt Presseck 1927,

Blatt Gräfenberg 1928,

Blatt Naila 1929,

Blatt Wallenfels 1931,

Blatt Wunsiedel (= Marktrechwitz) 1932,

Blatt Kemnath 1938.

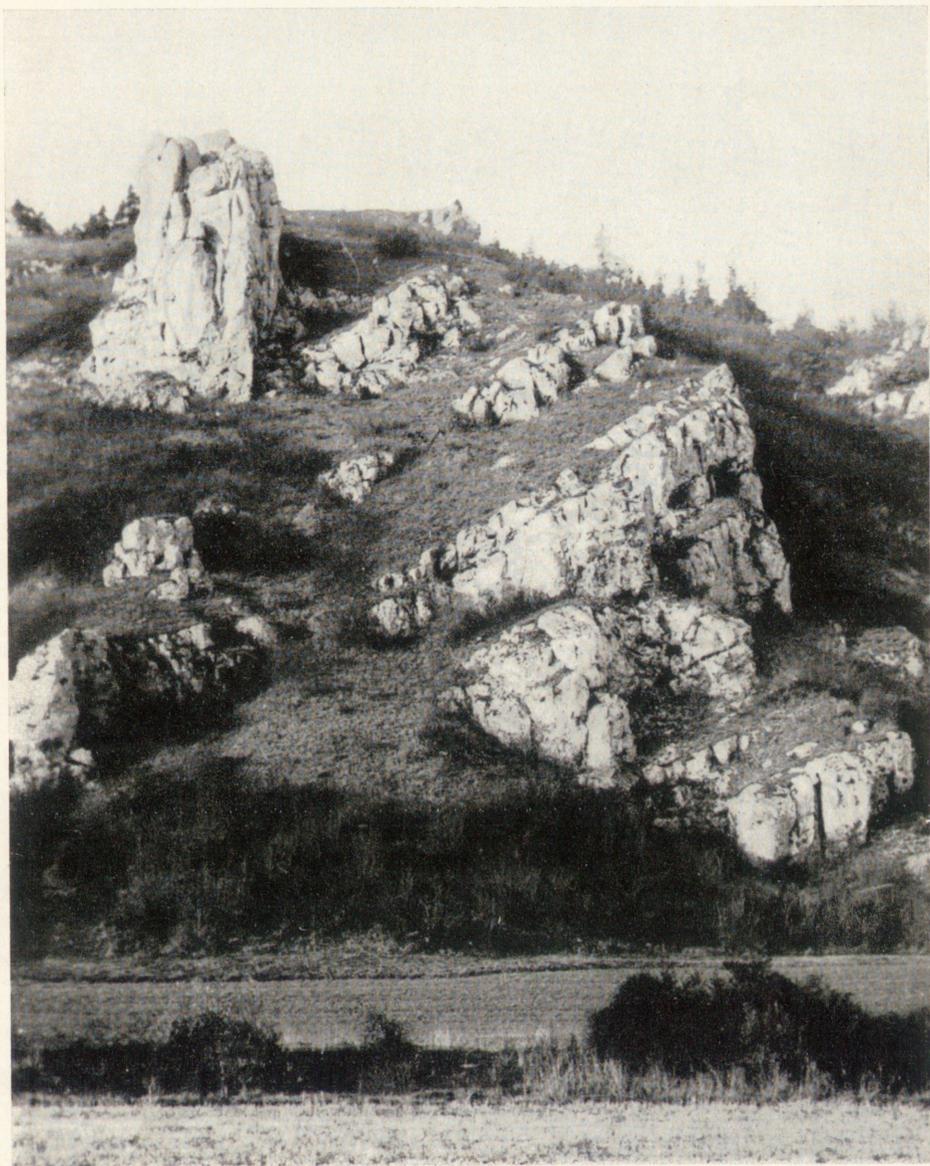
Leider ist der gesamte Kartenvorrat am Geologischen Landesamt in München durch Kriegseinwirkung vernichtet worden.

Inhaltsverzeichnis:

	Seite
Vorwort	83
Allgemeine Übersicht	
Tegernheimer Schlucht, Keilbergscholle, Vorderer Bayerischer Wald	89
Die geologische Entwicklung von Grundgebirge, Jura und Alpenvorland	94
Moldanubikum	
Bayerischer Wald und Oberpfälzer Wald als Teile des Moldanubikums	96
Neuere Literatur über den Bayerischen und Oberpfälzer Wald	100
Der Graphit von Passau	103
Literatur über den Passauer Graphit	105
Schwefelkies und Magnetkies im Ostbayerischen Grundgebirge. Bodenmais und Lam	106
Literatur über die Kieslagerstätten im Ostbayerischen Grundgebirge (Bodenmais und Lam)	109
Die Ostbayerischen Pegmatite	109
Literatur über die Ostbayerischen Pegmatite	115
Der Pfahl	116
Literatur über den Pfahl	117
Die Flußspatgänge bei Donaustauf und Wölsendorf	118
Literatur über die Flußspatgänge bei Donaustauf und Wölsendorf	126
Saxothuringikum	
Nördlicher Oberpfälzer Wald und Fichtelgebirge als Teile des Saxothuringikums	127
a) Die Granite	128
b) Das Waldsassener Schiefergebirge	130
c) Die Münchberger Gneismasse	135
d) Die Keratophyre bei Hof	140
Speckstein, Talkschiefer und Serpentin aus dem Fichtelgebirge	140
Der Speckstein von Göpfersgrün-Thiersheim	141
Serpentin und Talkschiefer von Wurlitz	143
Literatur über das Fichtelgebirge und die Münchberger Gneismasse	146
Schwefelkies und Magnetkies im Ostbayerischen Grundgebirge	150
Kupferberg/Ofr.	150
Sparneck	151
Grube Bayerland südlich Waldsassen	152
Die Golderze von Brandholz im Fichtelgebirge	155
Die Blei-Zinkerze von Erbdorf	156
Literatur über die Kieslagerstätten im Ostbayerischen Grundgebirge (Kupferberg und Sparneck, Bayerland bei Waldsassen, Brandholz)	160

Juratafel und Ostbayerisches Bruchschollenland

	Seite
Die Juraformation bei Regensburg	162
Literatur zum Jura	170
Die Danubische Kreideformation	171
Das Ostbayerische Bruchschollenland	177
Literatur über die Danubische Kreide und das Ostbayerische Bruchschollenland	178
Die Eisenerze von Sulzbach-Auerbach-Amberg	180
Literatur zu den Eisenerzen NO-Bayerns	187
Die Kaoline von Hirschau und Schnaittenbach	189
Literatur über den Kaolin von Hirschau-Schnaittenbach	193
Die Bleierze von Freihung	193
Die tertiären Tone und Braunkohlen der Oberpfalz	196
Literatur zur Oberpfälzer Braunkohle	201
Die Ostbayerischen Basalte	202
Literatur zu den Basalten	203



Der „Große Felsen“ an der Tegernheimer Schlucht

Allgemeine Übersicht

Tegernheimer Schlucht, Keilbergscholle, Vorderer Bayerischer Wald

In den Landschaften Nordostbayerns stellt Regensburg gewissermaßen einen Triangulationspunkt dar, in welchem von NO kommend das Ostbayerische Grundgebirge, von NW die Juratafel und von S das Alpenvorland sich berühren. Das Ostbayerische Grundgebirge (Bayerischer Wald, Oberpfälzer Wald und Fichtelgebirge) besteht vorzugsweise aus Graniten, Gneisen und Glimmerschiefern aus dem Algonkium und Paläozoikum; die Juratafel besteht im wesentlichen aus Kalksteinen, Sandsteinen und Tonschiefern des Mesozoikums; im Alpenvorland schließlich finden sich Konglomerate, Schotter und Sande als Bildungen der Erdneuzeit.

Eine erste geologische Wanderung bei Regensburg wäre der *Tegernheimer Schlucht* zu widmen, jener Stelle, an der die Bildungen der drei genannten Erdzeitalter unmittelbar zusammenstoßen, und der bereits *Alexander von Humboldt*, *Leopold von Buch*, *Beyrich* u. a. ihr Interesse gewidmet haben. Weithin sichtbar ragen am Keilberg zwischen *Regensburg-Walhallastraße* und *Tegernheim* 130 m über

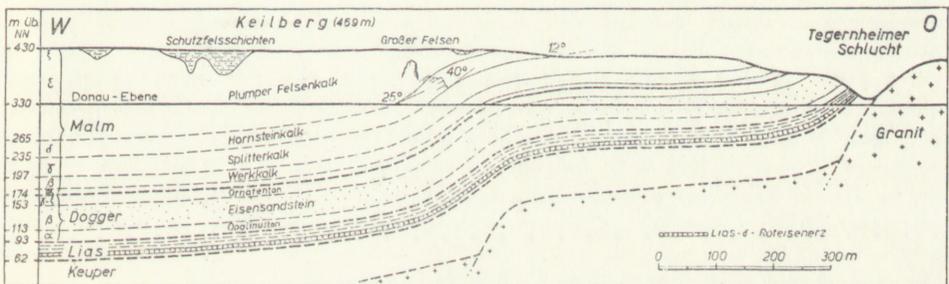


Abb. 1. Querprofil durch die Juraformation am Keilberg.
(Flexur und Verwerfung am kristallinen Grundgebirge.¹⁾)

die Donauebene die hellen Kalke des Weißen Jura auf, die ebenso wie im Frankenjura zunächst horizontal liegen, jedoch ostwärts gegen die Schlucht zu flexurartig hochgebogen sind, wie ganz besonders am „Großen Felsen“ mit Einfallswinkeln bis zu 40°. Gleich östlich dieses Felsens kommen die braunen Sandsteine der Doggerformation zum Vorschein und unmittelbar in der Schlucht treten die dunklen Tone der Liasformation auf. Wenn auch an der Südseite des Keilberges keineswegs das vollständige Profil der zu erwartenden Sedimentschichten zu sehen ist, so erlauben dennoch gute Aufschlüsse an anderen Stellen der Keilbergscholle sowie die Ergebnisse zweier Bohrungen von 1939 die Konstruktion eines Idealprofils (Abb. 1). Interessante Aufschlüsse sind: Die

¹⁾ Vgl. Pompeckj 1901, Brunhuber 1921, Putzer 1939, Tillmann 1950.

gebankten Werkkalke an der Straße vor *Irlbach*, die Splitterkalke zwischen *Grünthal* und dem *Kalkwerk Büechl*, die Rennertshofener Schichten östlich des Bahnhofes *Wutzlhofen*, der Opalinuston, Jurensismergel und Posidonienschiefer an der Farberdegrube südlich *Irlbach* und die rot geflammten Lias-Alpha-Sandsteine an der *Keilberger Kirche*.

Die schon um 1850 und von ca. 1937 bis 1947 südlich *Irlbach* (als Farberde) abgebauten Roteisenerze gehören dem Lias-Delta an; an Fossilien können viele Ammoniten, Belemniten usw. gefunden werden (eine vollständige Zusammenstellung gibt *Putzer* 1939). Die Bohrung Walhallastraße im Kalkwerk Funk (273 m) und die Bohrung Tegernheim in der Tegernheimer Schlucht (54 m) wurden bis zum Unteren Lias durchgeführt (*Putzer* 1939, *Tillmann* 1950). Die Mächtigkeit des gesamten Jura beträgt hier über 300 m.

Unmittelbar östlich der *Tegernheimer Schlucht* beginnt als kristallines Grundgebirge der *Vordere Bayerische Wald*; zunächst sind es durch tektonische Vorgänge stark beanspruchte rötliche „Winzergranite“, während gegen *Sulzbach/Donau* schön kristalline Rotgranite mit reichlich Pinit auftreten, die schließlich gegen Norden von grauweißen Kristallgraniten abgelöst werden. Die Rotgranite bergen gleich östlich der *Walhalla* die bauwürdigen Flußspatgänge von *Donaustauf*; sie zeigen tektonische Beanspruchung dort, wo der Bayerische Wald als Horst gegenüber dem westlichen Vorland hochgestiegen ist (also an der Keilberger Nord—Süd-Linie) und sogar eine ausgeprägte Mylonitisierung und Harnischbildung dort, wo das südliche Vorland gegenüber dem Bayerischen Wald in die Tiefe gepreßt wurde, so in den 4 Steinbrüchen bei *Demling*, die man schon von ferne östlich der Walhalla sieht, etwa von München kommend.

Der Kristallgranit, das Hauptgestein des Vorderen Bayerischen Waldes, ist meist tiefgründig verwittert und läßt sich anstehend fast nur da beobachten, wo Flüsse in tief eingeschnittenen Tälern das Gebirge verlassen und in das Vorland treten¹⁾; in Form zahlreicher Blöcke, die als Verwitterungsrest übriggeblieben, bedeckt der Kristallgranit in der weiteren Umgebung von *Falkenstein* Wiesen und Felder in imponierender Weise, zumal fast um jeden Block ein Stück der ehemaligen Naturlandschaft erhalten geblieben ist. Die *Burg Falkenstein* steht auf herausgewittertem hellen Granit (Abb. 3); als Hölle bei *Brennberg* wird ein Felsenmeer benannt. Die Kristallgranite besitzen reichlich idiomorphe weiße Feldspate und zwar nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligte Orthoklase von etlichen Zentimetern Größe, unregelmäßig begrenzten Quarz und zahlreiche Blättchen von dunklem Glimmer.

Im westlichen Teil des Vorderen Waldes wird der Kristallgranit von zahlreichen rheinisch bis herzynisch streichenden Gängen durchsetzt, die mit Pinit-führenden Ganggraniten, Aplitgraniten und Granitporphyren erfüllt sind. Gute Aufschlüsse finden sich am Perlenbach nördlich *Bach a. d. Donau* (mit Ganggranit), an der *Weihermühle bei Regenstauf* und bei *Stadel* am Regen (mit Pinitporphyr), zwischen *Kleinramspau* und *Karlstein* (pinitführender Granitporphyr), bei *Marienthal* in einem mächtigen Steinbruch am Westufer des Regens (mit Aplitgranit und Quarzporphyr) usw. Als basisches Ganggestein tritt im Perlbachtal nördlich *Trasching* ein Kersantit auf (Abb. 2).

Zwischen *Nittenau*, *Roßbach* und *Kiesried* werden in einer Anzahl von Steinbrüchen fein- und mittelkörnige Redwitzite (Quarzglimmerdiorite nach *Hege mann* 1930/32) und mittelkörnige Granite abgebaut. Während man geneigt ist, die Kristallgranite als

¹⁾ So am Regen nördlich Regenstauf, am Wenzenbach, Otterbach, Perlenbach usw.



Abb. 3. Granitfelsen am Aufstieg zur Burg Falkenstein.



Abb. 4. Gneisscholle im Redwitzir.

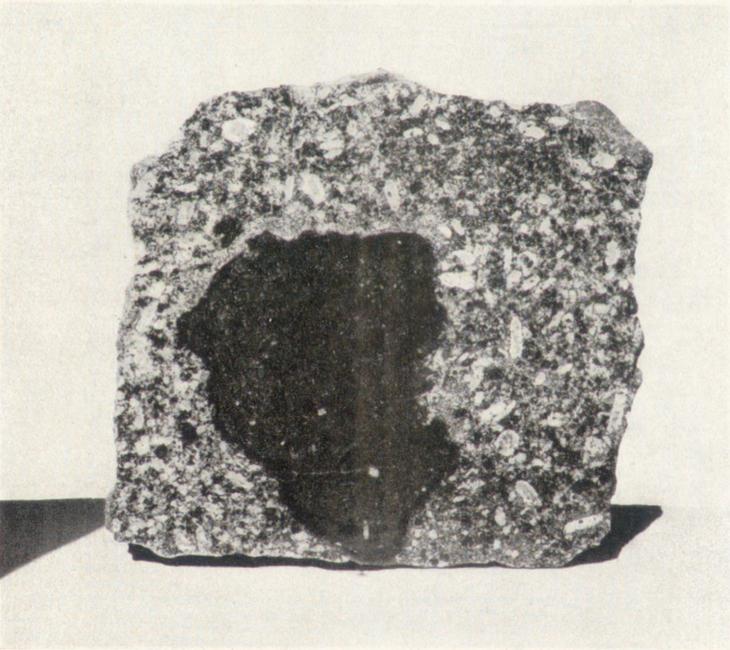


Abb. 5. Redwitzscholle im Granit.

migmatische Bildungen (in Großfront in der Tiefe aufgeschmolzene Sedimente) anzusehen, machen die genannten Ganggesteine sowie die fein- bis mittelkörnigen Granite eher den Eindruck rein magmatischer Intrusivkörper. Die Redwitzite dürften (wie bei Marktredwitz im Fichtelgebirge) durch Aufnahme von „basischem“ Paragesteinsmaterial in das granitische Intrusivmagma entstanden sein. Abb. 4 zeigt eine Gneisscholle im Redwitzit, Abb. 5 eine Redwitzitscholle im Granit; damit ist der Gneis die älteste, der mittelkörnige Granit die jüngste Bildung und der Redwitzit der Vorläufer des

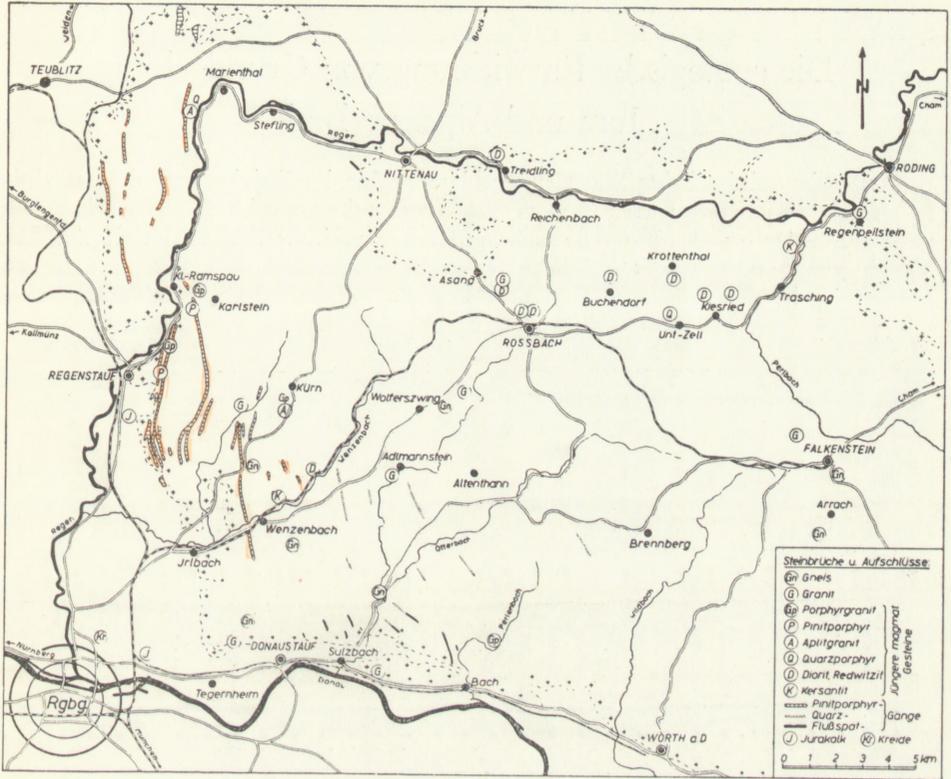


Abb. 2. Vorderer Bayerischer Wald. Kristallgranit mit jüngerem Intrusiv- und Ganggesteinen.

Granites, mit dem ihn schlierige Vermischungszonen sogar unmittelbar verbinden. Würde man die genannten Intrusivgesteine als einigermaßen gleichzeitige Bildungen innerhalb der großen Kristallgranitscholle betrachten dürfen, so könnten die nach der Tiefe sowie nach Norden allmählich verquarzenden Flußspatgänge bei *Donaustauf*, die Quarzgänge im *Tiergarten* sowie das geringfügige Flußspat-Schwerspatvorkommen bei *Kaghof* als deren hydrothermale Randphase aufgefaßt werden, lassen sich doch in der Tat in manchen der genannten Granitporphyre Flußspatpartikel beobachten.

Vom Gneisdach der Granite ist nicht viel erhalten geblieben; einzelne Schmitzen finden sich im Kristallgranit, so am *Schloßberg bei Regensburg*, größere Schollen östlich *Kürn*, nördlich von *Schnaitterhof* und im *Frauenholz*; bei *Unterlichtenwald* sowie an der *Arracher Höhe* und am *Zimmerberg*, beide südlich *Falkenstein*, sind nach Habenicht

(1949) die einzigen nennenswerten Steinbrüche im Gneis, bei *Trasching* bildet Gneis das Nebengestein des oben genannten Kersantites. Fast gneisartige Lagentextur zeigt der Granit in einem prächtigen Aufschluß bei *Regenpeilstein* und z. T. derjenige im östlichen Steinbruch bei *Rosßbach*.

Für spezielle petrographische Exkursionen im Bayerischen und Oberpfälzer Wald ist auf die späteren Ausführungen und auf die zusammengestellte Original-Literatur S. 100 zu verweisen.

Die geologische Entwicklung von Grundgebirge, Jura und Alpenvorland

Das ostbayerische kristalline Grundgebirge reichte im Erdaltertum als fast alpine Landschaft von Böhmen über Ostbayern bis zum Schwarzwald. Dieses mächtige Gebirge fiel im Spätpaläozoikum (im obersten Karbon und zur Permzeit) weitgehend der Verwitterung und Abtragung anheim; es sank im Mesozoikum mehrmals unter den Meeresspiegel (Abb. 6) und wurde dabei von Ablagerungen aus lockeren Tonen, Sanden

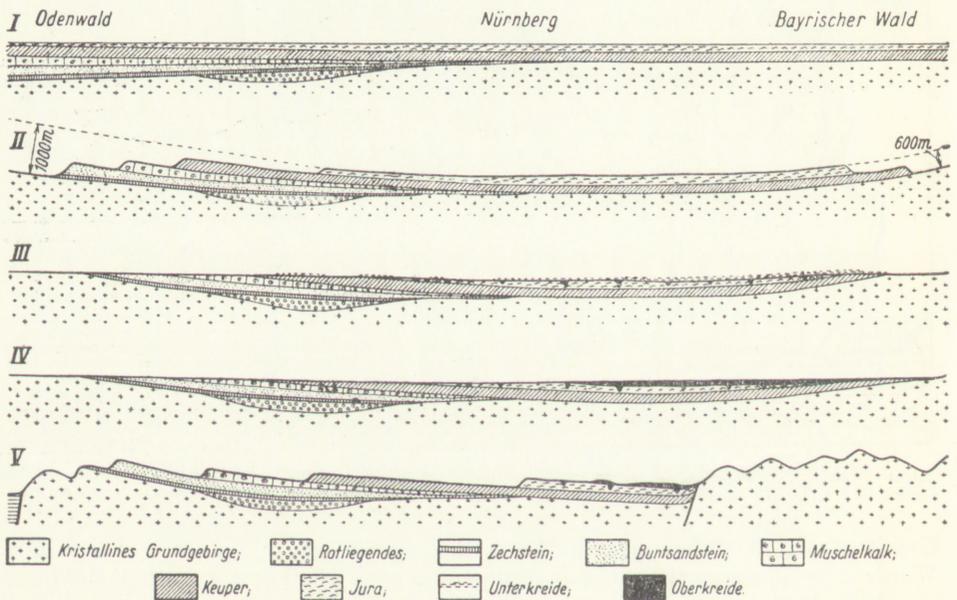


Abb. 6. Jüngere geologische Entwicklung des Gebietes zwischen Odenwald und Bayerischem Wald (nach Trusheim).

- I. Ende der Juraformation.
- II. Jungkimmerische Heraushebung des Moldanubikums im Osten und des Odenwaldgebietes im Westen. Entstehung einer ersten Schichtstufenlandschaft.
- III. Bildung einer ausgedehnten Verebnungsfläche zur Zeit der Unteren Kreide. Bildung von Schutzfelsschichten in der Karstlandschaft.
- IV. Sedimentation mariner Oberkreide.
- V. Heutiger Zustand, entwickelt im wesentlichen nach Hebung des Bayerischen Waldes als Horst im Tertiär.

und Kalkschlamm eingedeckt. Diese Lockergesteine verfestigten sich durch Überlagerungsdruck und Umkristallisation (Diagenese nach Gümbel) zu festen Tonschiefern, Sandsteinen und Kalksteinen und überdeckten als zusammenhängende Juratafel Böhmen, Ostbayern, Franken sowie den heutigen Odenwald und Schwarzwald, ja sie reichten bis in das Pariser Becken. Gegen Ende des Mesozoikums erlitt diese Tafellandschaft samt dem unterlagernden Grundgebirge mehrfach tektonische Zerstückelungen, Hebungen und Senkungen; so wurden Schwarzwald und Ostbayerisches Grundgebirge schließlich als Horste herausgehoben und durch Erosion wieder von ihrer Sedimentdecke befreit. Das Grundgebirge wurde bei Nürnberg (1901—1906) in 466 m Teufe unter Buntsandstein erbohrt und die geophysikalischen Untersuchungen von *H. Reich* (1948) im *Nördlinger Ries* ergaben für das Grundgebirge eine überraschend geringe Teufe von 300—500 m, bei *Grosselfingen* sogar nur von 100—150 m. Die Bruchlinien des aufsteigenden Grundgebirges verlaufen längs der Fränkischen, Amberger und der Keilberger Linie. Die ehemalige Überdeckung mit mesozoischen Sedimenten geht nach *Reuter* (1935) aus hängengebliebenen Schollen vor allem von Weißjurakalken hervor, so am Keilberg, bei *Münster am Stein*, *Flintsbach/Donau* u. a. Die Hebungen längs der Fränkischen Linie erfolgten wohl im wesentlichen im Altkimmeridge, längs der Amberger Linie im Jungkimmeridge und Alttertiär und diejenige längs der Keilberger Linie offenbar erst im Jungtertiär; sie ließen zwischen Grundgebirge und Juratafel das Ostbayerische Bruchschollenland längs *Regensburg — Schwandorf — Weiden — Bayreuth — Coburg* entstehen (Abb. 7).

Gleichzeitig mit der Alpenfaltung im Jungtertiär (Obermiocän) wurde zwischen Donau und dem Alpenkörper durch den Schub von Süden die alpine Vortiefe in langer Ost—West-Erstreckung und mit einer Breite von rund 150 km ausgeprägt. Den Nordrand dieser Vortiefe bilden in unserem Gebiet die Donaurandverwerfung von *Regensburg* bis *Vilshofen*, die *Pockinger* und *Weihmörtinger* Verwerfung weiter im Südosten (*Nathan* 1949). Die Oberfläche des Jura wurde bei *Straubing* (Bohrung 1911) erst in 738 m Tiefe, bei *Füssing* (1938) in 910 m Tiefe erbohrt und bei *Eisenhub* (1926) in 1533 m Tiefe noch nicht erreicht (Abb. 8, *E. Kraus*). Zweimal drang in diese etappenweise entstehende Vortiefe durchgehend vom Schwarzen Meer bis *Marseille* das Meer ein und als Ergebnis beobachten wir zwei Schichtfolgen mariner Ablagerungen wechsellagernd mit Süßwasserbildungen, beispielsweise südlich *Vilshofen/Donau* marine Meeresmolasse (Burdigal) mit großen Pecten, Haifischzähnen usw. Die heutigen Oberflächenformen sind im wesentlichen Bildungen aus dem Diluvium und Alluvium.

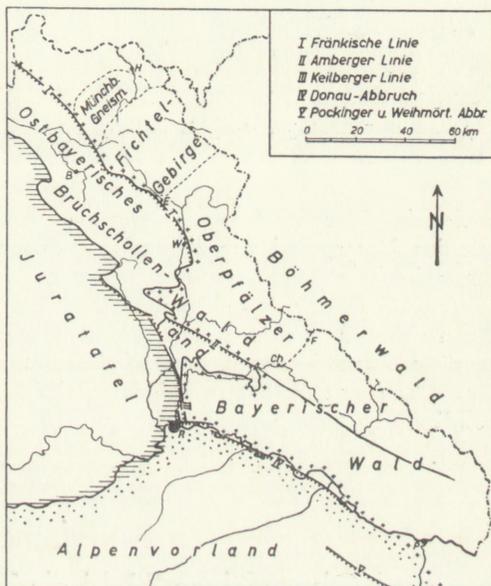


Abb. 7. Die Landschaften Ostbayerns.

R=Regensburg, P=Passau, Ch=Cham, F=Fürth, W=Weiden, E=Erbendorf, B=Bayreuth, H=Hof.

Die Donaurandverwerfung und die Pockinger Verwerfung sind wahrscheinlich alt angelegt, erfolgten aber wesentlich erst im Miocän. Die Sprunghöhe ist bei *Pocking* 12—1500 m, bei *Straubing* über 800 m und sie klingt bei *Regensburg* aus, bis schließlich bei *Sinzing-Abbach* an der Donau oberhalb von *Regensburg* die Malmkalke östlich und westlich des Stromes ein einheitliches Niveau besitzen. Hier liegt gewisser-

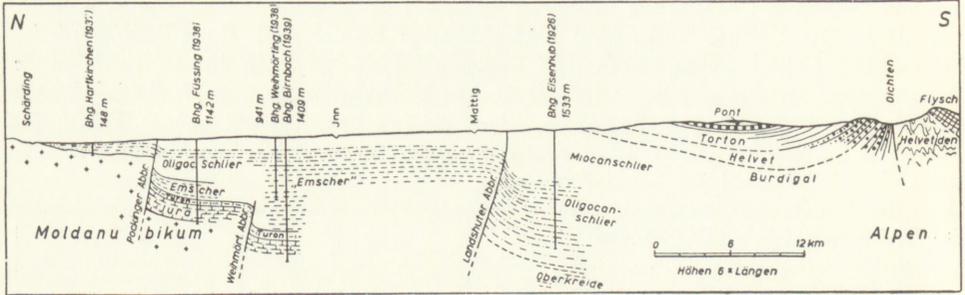


Abb. 8. Die alpine Vortiefe mit ihren Einengungen zwischen Alpen und Moldanubikum (nach E. Kraus 1950)

maßen das Scharnier des nach Osten zunehmend stärker in die Tiefe gepreßten Flügels. Für den Untergrund von *Regensburg*, dessen generelles Einfallen nach Osten bereits *Brunhuber* (1921) erkannte, hatte die Lage an der Keilberger Nord—Süd-Verwerfung und zugleich an der hercynisch streichenden Donaurandverwerfung (die nach Osten sicherlich immer mehr als Unterschiebung ausgebildet ist) ganz besonders ausgeprägte Zerstückelungen und Schollenbildungen zur Folge. Dies bezeugen die bei *Brunhuber* angeführten Bohrungen im Regensburger Stadtgebiet sowie die neueren von Kollegen Otto Schneider gesammelten und noch unveröffentlichten Bohrergebnisse.

Bayerischer Wald und Oberpfälzer Wald als Teile des Moldanubikums

Bayerischer Wald und Oberpfälzer Wald gehören dem Moldanubikum an, einer tektonisch-petrologischen Einheit, die als kristallines Grundgebirge das Gebiet von *Regensburg* bis *Erbendorf* und *Passau* umfaßt und jenseits der Landesgrenze bis zu den Böhmischem-Mährischen Höhen und dem Österreichischen Waldviertel reicht; nach Westen bestand ehemals ein Zusammenhang mit dem mittleren Schwarzwald (Abb. 9, *H. Stille* 1951).

Im Moldanubikum finden wir die ältesten Bestandteile Mitteleuropas, assyntisch verfaltete Gneise, die als Paragneise aus mächtigen Sedimenten einer algonkischen Geosynklinale hervorgegangen sind. Ein erster magmatischer Zyklus begann vor der assyntischen Orogenese mit dem Eindringen mehr oder minder mächtiger Diabase und Gabbrogesteine (*Spilite*, *Kettner* 1917) in die ehemaligen Sedimente Mittelböhmens und Ostbayerns; diese basischen Gesteine wurden bei der Orogenese weitgehend zu Amphiboliten und Serpentinien umgeprägt. Dem initialen Magmatismus folgte synorogen eine Durchtränkung und Injektion der vorliegenden Sedimente bzw.

Paraschiefer mit sauren, wahrscheinlich beinahe aplitischen Magmen, was zur Bildung einer ersten Generation von Mischgneisen führte (Schiefergneise, Perl-, Cordierit- und Sillimanitgneise; erstere sind durch einen feinen primären Wechsel zwischen hellen und dunklen, biotitreichen Lagen und einer dazu parallelen, ausgeprägten Schieferung charakterisiert).

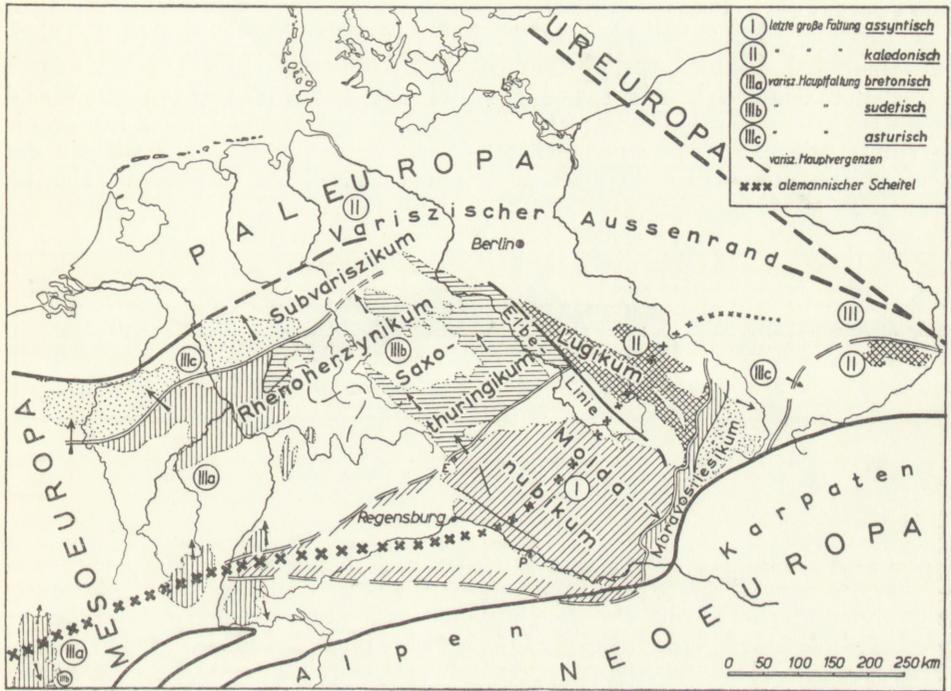


Abb. 9. Das Moldanubikum im Bauplan Mitteleuropas.
Gezeichnet nach H. Stille 1951. E = Erbdorf, P = Passau.

Als nächstjüngere, konkordante plutonische Generation folgen die von *Cloos* (1923) und *Graber* (1936) als Gneisgranite bezeichneten Gesteine, die ein rohes flächenhaftes Parallelgefüge besitzen und einerseits durch das Fehlen des primären Lagenwechsels von den „Mischgneisen“, andererseits durch das Fehlen der ausgeprägten granittektonischen Elemente von den „jungen Graniten“ unterschieden sind. Die zahlreichen Einschlüsse von amphibolitischen und glimmerschieferartigen Gesteinen sind als Resorptionsreste aufzufassen, die bei der teilweisen Aufzehrung des Gneisgebirges zurückblieben. Das relative Alter gegenüber den „Mischgneisen“ einerseits und den „jüngeren Graniten“ andererseits ist durch Kontakte sichergestellt, vor allem bei *Röhrenbach* im Unteren Bayerischen Wald. Das absolute Alter ist nicht anzugeben; immerhin sind diese mäßig vergneisten Granite wegen der konkordanten Lagerung im hochmetamorphen Gneisgebirge als synorogen-prävariszisch, möglicherweise kaledonisch, aufzufassen; die mäßige Vergneisung dürfte variszischen Alters sein.

Einen zweiten Zyklus magmatischer Vorgänge im Moldanubikum stellt als diskordante plutonische Generation die dioritisch-granitische Hauptphase

dar. Sie beginnt mit dem jüngeren Gabbro von *Nonndorf* im österreichischen Waldviertel; es werden Diorite gefördert, und daran schließt sich unmittelbar das Aufdringen der weitverbreiteten, von außen tektonisch nicht mehr beanspruchten Granite. Das zeitliche Intervall zwischen den Dioriten und Graniten ist so gering, daß beide Magmen sich nicht selten mischen und relativ grobkörnige redwitzitähnliche Gesteine bilden; daneben kommen sicherlich auch echte Redwitzite mit eingeschmolzenen Paragesteinen vor (vgl. *Drescher* 1924/30). Durch imprägnative Feldspatung der alten Glimmerschiefer entstand eine jüngere Generation von Mischgneisen (z. T. Oligoklas-Perlgneise), eine palingenetische Einschmelzung führte zu Titanitfleckengraniten und Hornblendegraniten. Im Unteren Bayerischen Wald treten die fein- und mittelkörnigen Granite von *Hauzenberg* und *Tittling* hervor, die in Form flacher Lagergänge und steilerer Gänge als dreidimensionales Geflecht das Gneisgebirge durchsetzen und einen zusammenhängenden Pluton vortäuschen (Abb. 10,

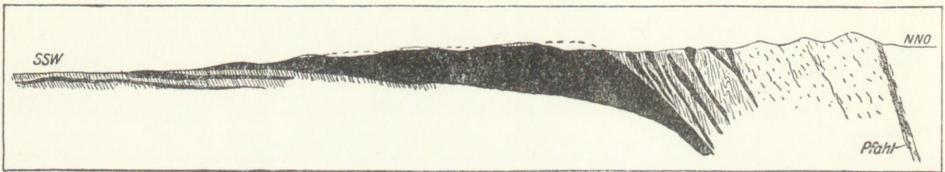


Abb. 10. Die Granitlagergänge des Unteren Bayerischen Waldes (H. Cloos 1923).

H. Cloos 1923). Als jüngere Granite werden die Kristallgranite von *Saldenburg*, *Dreisesselberg* und *Plöckenstein* angesehen, die *Graber* zum Unterschied vom österreichischen Altkristallgranit als „Jungkristallgranit“ bezeichnen möchte und die — wie das Saldenburger Kristallgranitmassiv — auch eine mittelkörnige Randzone besitzen können. Die Kristallgranite des Vorderen Bayerischen Waldes werden altersmäßig vielleicht dem im Österreichischen Waldviertel gleichfalls massivbildenden Altkristallgranit entsprechen; desgleichen sind die Granite des südlichen Oberpfälzer Waldes (einschließlich des Naabgebirges) im wesentlichen älter als der Granitpluton von *Falkenberg - Leuchtenberg - Flossenbürg* (im nördlichen Oberpfälzer Wald), der gleichzeitig mit den Granitplutonen des Fichtelgebirges diskordant in das Nebengestein intrudiert sein wird. Die Entstehungsursache dieser Junggranite ist einer Aktivierung durch die variszische Orogenese des Saxothuringikums zuzuschreiben.

Die Fichtelgebirgsgranite entstanden im Oberkarbon und gleichzeitig durch Mischung von granitischem Magma mit basischen Paragesteinen die klassischen Redwitzite des Saxothuringikums. Während das Moldanubikum bereits durch die assyntische Orogenese weitgehend konsolidiert war (*Stille*), so daß kaledonische und variszische Faltungen nicht oder kaum mehr erfolgen konnten, fand im Fichtelgebirge (und dem ganzen Saxothuringikum) eine Regeneration und altpaläozoische Geosynklinalbildung statt, deren Sedimente z. T. durch eine ausgeprägte variszische Orogenese zu Phylliten und jungen Glimmerschiefern wurden.

Im Gefolge mit den jungen Graniten drangen in das Gneisdach des Moldanubikums leichtbewegliche magmatische Restschmelzen ein und bildeten Pegmatitstöcke und

Aplitgänge, so vor allem die Phosphat-Quarz-Feldspatpegmatite von *Hagendorf-Pleystein*, *Plößberg* und vom *Hühnerkobel*, den Aplit von der „Silbergrube“ bei *Waidhaus* u. a. (Die Granitaplite wurden von *Gümbel* als „Granulite“ bezeichnet, haben jedoch mit den eigentlichen Granuliten etwa im südöstlichen Moldanubikum oder Sächsischen Granulitgebirge nichts zu tun).

Als magmatische Nachphase entstanden im obersten Carbon und Unterrotliegenden die Quarzporphyrergüsse bei *Weiden* und so gut wie gleichzeitig wohl die Gangausfüllungen mit Pinit-Granitporphyr bei *Regenstauf* usw. sowie die Porphyrite im Unteren Bayerischen Wald.

Die letzten Ausklänge des variszischen Magmatismus sind die hydrothermale Ausfüllung der Pfahlverwerfungsspalte mit Quarz, die Ausheilung der Blastomylonite von *Pingarten* mit Flußspat und Schwespat, die Vorkommen von Bleiglanz bei *Krandorf* und *Altfalter*, die Fluß- und Schwespatgänge von *Wölsendorf*, das Vorkommen bei *Kaghof* und die Quarz- und Flußspatgänge bei *Donaustauf*.

Das Dach der Granite bilden im Bayerischen und Oberpfälzer Wald — wie oben bereits angedeutet — im wesentlichen Paragneise, so die Cordieritgneise zwischen den Granitaufbrüchen südwestlich des Pfahles und nördlich des Pfahles bis über *Cham*, *Kötzting* und *Zwiesel*. Reichlich sind hier auch Mischgneise verbreitet. Im Gebiet von *Waldmünchen-Rötz*, in der Gegend von *Zwiesel* und im *Arberggebiet* finden sich biotitreiche körnig-streifige Gneise mit später gebildeten Feldspatknotten, sgn. Körnel- und Perlgneise. Die Arbergneise zeigen von den Graniten ausgehende aplitische Injektionen. Auch die Mischgneise von *Vilshofen*, *Passau* und *Eferding* sind von granitischem Material durchaderte Cordierit- und Körnelgneise. Als Orthogneise sind die „Bunten Gneise“ *Gümbels* bei *Schwarzenfeld*, *Schwarzenhofen*, *Neukirchen-Balbini* aufzufassen.

Die Glimmerschiefer des Künischen Gebirges (*Osser-Eisenstein-Gebiet*) sind Gesteine sedimentärer Herkunft gleichen Alters wie die Arbergneise; sie stellen nach *G. Fischer* (1936) das Dach des Moldanubikums dar, das lediglich einer geringeren Metamorphose unterworfen war. Wegen des höheren Quarzgehaltes treten die Glimmerschiefer im Osserkamm gegenüber den Gneisen landschaftlich etwas stärker hervor.

Den Sedimentgneisen gehören die Graphite von *Kropfmühl* bei *Passau* an, die primär ehemalige Organismenreste im Tonschlamm waren, vorübergehend zu bituminösen Tonschiefern und schließlich bei der prävariszischen Metamorphose zu Graphitgneisen wurden. Gleichfalls zunächst sedimentärer Entstehung sind die Magnetkies- und Schwefelkiesvorkommen von *Bodenmais* und *Lam*. Hier sind offenbar außer der Metamorphose auch Beeinflussungen durch die jüngeren Granite erfolgt, so daß u. a. pseudomagmatische Erzbildungen entstanden (*Hege mann* und *Maucher* 1933/37). Auch die Urkalke (Marmore) des Grundgebirges waren syngenetisch-sedimentäre Bildungen des Algonkiums.

Gabbro findet sich im Graphitgebiet des Passauer Waldes in kleineren Stöcken, bei *Neukirchen am heiligen Blut* zwischen *Furth i. W.* und *Neugedein* als großes Massiv (*G. Fischer* 1930). Hier ist er weitgehend zu Amphiboliten, randlich zu amphibolitischen und chloritischen Schiefen metamorphosiert. Am Rande dieser Gabbro-Amphibolit-Masse von *Furth i. W.* treten auch Peridotite und Serpentinite auf. Im Arbergneise liegen kleinere Einschaltungen von Paraamphiboliten und Hornblendegneisen. Auch im Oberpfälzer Wald sind östlich *Weiden* (*Blattmann* 1942, *Voll* 1952), bei *Waldau* etc. und bei *Erbendorf* (*Matthes* 1935/48) basische Einschlüsse bekannt.

Neuere Literatur über den Bayerischen und Oberpfälzer Wald

(Die Literatur über die Lagerstätten und das Vorland ist den speziellen Ausführungen beigegefügt.)

A. Bayerischer Wald

- Bayerisches Oberbergamt*: Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. — I. Bd. Frankenwald, Fichtelgebirge und Bayerischer Wald. München 1924. 220 S.
- W. Bergt*: Das Gabbromassiv im Bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. — Sitz.-Ber. Preuß. Akad. Wiss. phys.-math. Kl. 18. 1905. 395—405 u. 22. 1906. 432—442.
- G. Claus*: Schwermminerale aus kristallinen Gesteinen des Gebietes zwischen Passau und Cham. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 71. 1936. A. 1—58.
- E. Cloos*: Das Granit- und Dioritgebiet im nordöstlichen Passauer Wald. — Monogr. z. Geol. u. Pal. Serie 2, H. 3.
- H. Cloos*: a) Die Intrusionsfolge im Bayerischen Wald. — b) Die Batholithen des Bayerischen Waldes und der Pfahl. — Geol. Rundsch. 14. 1923. 7—20.
- H. Cloos, R. Balk, E. Cloos, H. Scholtz*: Die Plutone des Passauer Waldes. Ihr Bau und Werdegang und ihre innere Tektonik. — Monogr. z. Geol. u. Pal. Serie 2, Berlin 1927.
- P. Dorn, H. Kirchner, F. Mayr, F. Trusheim, A. Wurm*: Bericht über die Lehrausflüge vor und nach der Hauptversammlung in Würzburg im September 1935. — Zs. D. Geol. Ges. 87. 1935. 651—679.
- F. K. Drescher*: Zur Tektonik und Petrographie der Diorite von Fürstenstein. — Abh. Hess. Geol. Landesanst., Darmstadt 8. 1925.
- „ Zur Genese der Diorite von Fürstenstein (Bayer. Wald). — N. Jb. Min. Beil. Bd. 60. 1930. A. 445—530.
- G. Fischer*: Über Verbreitung und Entstehung der Titanitfleckengesteine im Bayerischen Wald. — Zbl. Min. 1926. 155—168.
- „ Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen a. Hl. Bl. und ihr Rahmen. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 60. 1930. A. 251—396.
- „ Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren. — Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 56. 1936. 733—741.
- „ Die Mineralisation der Glimmerschiefer im Künischen Gebirge und ihre Beziehungen zu den Gneisen des Bayerischen Waldes. — Referat in Fortschr. Min. 1937.
- „ Geologischer Bau und Bodenschätze des Bayerischen Waldes. Vortragsbericht. — Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 58. 1937. 855—857.
- „ Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark. Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahles. — Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 59. 1938. 289—352.
- „ Der Bayerische und Böhmer Wald. Die Entwicklung seiner Landschaft im Laufe der geologischen Geschichte. Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 59. 1938.
- A. Frentzel*: Das Passauer Granitmassiv. — Geogn. Jh. 24. 1911. 105—192.
- „ Essexit im Bayerischen Wald (Vorläufige Mitteilung). — Monatsber. D. Geol. Ges. 60. 1908. 240.
- B. Goßner und E. Ilg*: Beitrag zur Mineralogie des Bayerischen Waldes und zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der Reihe Almandin-Spessartin und von Cordierit. — Zbl. Min. 1932. A. 1—12.
- H. V. Graber*: Vergleichende granittektonisch-petrographische Untersuchungen im Passauer Wald und Mühlviertel. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 66. 1933. A. 133—154.
- „ Die Diorite des Passauer Waldes. — Geol. Rundschau. 24. 1933. 15—18.
- „ Die Intrusionsfolge im südlichen moldanubischen Grundgebirge. — Zbl. Min. 1933. B.
- „ Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrand der Böhmisches Masse. — Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1936.

- K. Habenicht*: Geologische Wanderziele im Kristallin nördlich bis östlich von Regensburg. — Verlag Mittelbayerische Zeitung, Regensburg 1949. 157 S.
- Fr. Hegemann*: Mineralogische und Petrographische Untersuchungen im Diorit-Gebiet von Roßbach-Oberpfalz. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 62. 1930. A. 197—248.
- „ Mikroskopische, chemische und tektonische Untersuchungen zur Genesis der Diorite bei Krottenthal, Oberpfalz. — Zbl. Min. 1931. A. 369—389 u. 401—418.
- „ Über Feldspatflecken in Dioriten des Bayerischen Waldes und ihre Bedeutung für die Genesis dieser Gesteine. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 63. 1931. A. 173—214.
- „ Tektonik und Entstehung dioritähnlicher Gesteine im nordwestlichen Bayerischen Wald. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 65. 1932. 233—284.
- „ Leittektonik. Erläutert an Beispielen aus dem Bayerischen Wald. — Zbl. Min. 1932. A. 154—166.
- „ Über die Migmatitstockwerke des Bayerischen Waldes. — Fortschr. Min. 21. 1937. 50—54.
- Fr. Hegemann und H. Steinmetz*: Bericht über den Lehrausflug durch den Bayerischen Wald vom 3.—11. Oktober 1936. — Fortschr. Min. 21. 1937. 17—24.
- A. Köhler*: Petrographische Notizen aus dem Bayerischen Wald. — Tscherm. Min. Petr. Mitt. 37. 1927. 97—100.
- L. Kölbl*: Der Südrand der Böhmisches Masse. — Geol. Rundsch. 18. 1927. 321—349.
- W. Kranz*: Die Keilberger Randspalte. — Geogn. Jh. 24. 1911. 250—262.
- „ Die Überschiebung bei Straubing. — Geogn. Jh. 25. 1912. 229—235.
- E. Kraus*: Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern. — Geogn. Jh. 28. 1915. 91—168.
- O. Kuhn*: Geologie der Bodenschätze der Bayerischen Ostmark. — Berlin, Bornträger 1938.
- A. Lehner*: Beiträge zur Kenntnis der Pinitporphyre des Ostbayerischen Grenzgebirges. — Diss. Erlangen 1915.
- „ Beiträge zur Kenntnis des „Rotliegenden“ am Rande des Bayerischen Waldgebirges. — Zs. D. Geol. Ges. 72. 1920. 186—203.
- G. Linck*: Über Eozoon und die Ophikalzite. — Chemie der Erde 1. 1914.
- F. Müllbauer*: Die Pegmatit- und Kontaktlagerstätte am Wimhof bei Vilshofen a. d. Donau in Bayern. — Zbl. Min. 1930. 96—112.
- F. Neumaier*: Über die chemischen und radiologischen Beziehungen zwischen den Quellwassern und ihren Ursprungsgesteinen in der Umgegend von Passau. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 68. 1932. B.
- „ Radioaktive Wasser des unteren Bayerischen Waldes in ihrer Beziehung zur Geologie. — Jb. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. 24. 1935. 20—34.
- L. Reuter*: War der Bayerische Wald einst von Sedimenten bedeckt? — Jber. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. 24. 1935. 35—47.
- A. Ries*: Das kristalline Gebirge am Donaurand des Bayerischen Waldes. — Ber. Nat. Ver. Regensburg. 9. 1901/02. 110—118.
- A. Rothpletz*: Die Ostbayerische Überschiebung und die Tiefbohrung bei Straubing. — Sitz. Ber. Bayer. Akad. Wiss. Math.-phys. Kl. 1911. 145—188.
- H. Schulz*: Morphologie und randliche Bedeckung des Bayerischen Waldes in ihren Beziehungen zum Vorland. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 54. 1926. B. 287—346.
- M. Schuster*: Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh. in 6 Abt. — Abt. III. Die geologischen Verhältnisse des Bayerisch-böhmischen Waldgebirges und der vorgelagerten Schichtenlandschaft. München 1929.
- F. E. Sueß*: Bericht über eine geologische Exkursion nach Hauzenberg im Bayerischen Wald. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien 1925. 143—157.
- „ Das Großgefüge der Böhmisches Masse. Zbl. Min. 1926. B.
- J. Stadler*: Geologie der Umgebung von Passau. — Geogn. Jh. 38. 1925. 39—118.
- H. Steinmetz*: Über die Gesteinsverwitterung an Regensburger Bauten. — Jb. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. 24. 1935. 15—19.

- H. Stille*: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Beih. Geol. Jb. 2. 1951. 138 S.
- A. Till*: Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhardtszell. — Verh. Geol. Reichsanstalt Wien 1913. 185—203.
- G. Wagner*: Junge Krustenbewegungen im Regengebiet. — Jb. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. 24. 1935. 48—49.
- M. Weber*: Das Geologische Profil Waldkirchen-Neureichenau-Haidmühle. — Geogn. Jh. 22. 1909. 313—319.
- E. Weinschenk*: Bodenmais - Passau. Exkursionsführer. München 1914.
- K. Willmann*: Die Redwitzite, eine neue Gruppe von granitischen Lamprophyren. — Zs. D. Geol. Ges. 71. 1919. 1—33.
- A. Wurm*: Über den Bauplan des Variscischen Gebirges am Westrand der Böhmisches Masse. — Geol. Rundsch. 17. 1926.
- „ Morphologie und Tektonik am Südwestrand des Bayerischen Waldes. ZBl. Min. 1938. B. 120—143.
- K. Zapletal*: Zur Geologie der Böhmisches Masse (mit besonderer Berücksichtigung der moravischen Zone). — Geol. Rundsch. 19. 1928.

B. Oberpfälzer Wald

- S. Blattmann*: Die Gesteine im Bereiche des Granitstockes ostwärts von Weiden/Oberpfalz. — ZBl. Min. 1942. A. 41—55.
- P. Dorn*: Die Granulite des südlichen Oberpfälzer Waldes. — Zs. D. Geol. Ges. 90. 1938. 505—508.
- F. Glungler*: Das Eruptivgebiet zwischen Weiden und Tirschenreuth und seine kristalline Umgebung. Ein Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Schiefer. — Sitz. Ber. Bayer. Akad. Wiss. Math.-phys. Kl. 35. 1905. 169—246.
- H. Kretzer*: Beiträge zur Petrographie der Oberpfalz. Das Gebiet zwischen Weiden und Vohenstrauß. — Diss. München 1912.
- H. Laubmann*: Über einige Kalksilikatfelse des Oberpfälzer Waldes. — Geogn. Jh. 29/30. 1916/17. 307—313.
- H. Laubmann u. A. Cathrein*: Über Cordierit-Pinit vom Düllenberg im ostbayerischen Grenzgebirge. — N. Jb. Min. 2. 1911.
- W. v. Luczizky*: Petrographische Studien zwischen Erbendorf und Neustadt a. d. Waldnaab, Oberpfalz. — ZBl. Min. 1904.
- A. Lechner*: Beiträge zur Kenntnis des „Oberpfälzer Waldgebirges“. — Abh. D. Geol. Ges. 71. 1919.
- S. Matthes*: Über Enstatit-Olivinhornfelse aus der Oberpfalz. — Fortschr. Min. 27. 1948. 63—65.
- „ Die kontaktmetamorphe Umprägung basischer kristalliner Schiefer im Kontakthof des Steinwaldgranites nördlich von Erbendorf in der Bayerischen Oberpfalz. — N. Jb. Min. 82. 1951. A. 1—92.
- M. Schuster*: Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh. in 6 Abt. — Abt. V. Der geologische Aufbau des Fichtelgebirges und Oberpfälzer Waldes und der angrenzenden Gebiete. München 1924.
- G. Voll*: Unveröffentlichte petrographische Bearbeitung des Gebietes östlich Weiden. — Institut f. Gesteinskunde, München.
- A. Wurm*: Die Grenze Moldanubikum-Saxothuringikum bei Erbendorf in der Oberpfalz. — Zs. D. Geol. Ges. 87. 1935. 598—603.
- „ Über die neu aufgedeckten Erbendorfer Bleizinkerzgänge und ihre Bedeutung für die Alterstellung der oberpfälzer und oberfränkischen Erzgänge. — Geogn. Jh. 34. 1921. 103—112.

Der Graphit von Passau

Der Graphit von *Passau* tritt in Gneisen und Urkalken auf. Der Graphitgneis, mit maximal weit über 25 % Graphit, sowie die Urkalke bilden Linsen und Linsenzüge konkordant im moldanubischen Altkristallin, bestehend aus injizierten Cordierit-Granatgneisen, gebänderten bis flaserigen Biotitgneisen und körnig-streifigen Hornblendegneisen. Es handelt sich um eine Serie von Paragesteinen, die im Algonkium (*Wurm*) als marine Sedimente ähnlich wie im heutigen Schwarzen Meer abgelagert und durch die assyntische Orogenese (*Stille*) wesentlich metamorphosiert worden sind. Spätere Injektionen erfolgten durch die Granite. Die Sedimente enthielten als Organismenreste organische Verbindungen, die durch die Diagenese und Metamorphose immer hochprozentiger an Kohlenstoff wurden, bis schließlich der heute vorhandene Graphitgneis entstanden war. Die Auffassung organogen-metamorpher Entstehung wurde bereits von *Gümbel* (1868) vertreten und später von *Erich Kaiser* (1922), *Stutzer* (1933), *Dorn* (1935) und *A. Maucher* (1936) bestätigt, jedoch ist in der letzteren Arbeit der Vanadinhalt, der die primär organogene Natur „beweisen“ soll, mit 0,1-0,5 Gew.-% um das 20-fache irrtümlich zu hoch gefunden worden.

Das Graphitgneis-Gebiet wird im Westen, Norden und Osten von Graniten umrahmt, und zwar (nach *Cloos* 1923/27) von einer älteren feinkörnigen Generation (z. B. Steinbrüche von *Hauzenberg*) und einer jüngeren grobkörnigen Generation. Nach *Dorn* (1935) bestehen zwischen der Graphitführung und den granitischen Magma-massen nicht die geringsten genetischen Beziehungen. Auch soweit Graphit in den die Gneise diskordant durchsetzenden Pegmatiten vorkommt, stammt dieser nicht primär aus dem Magma, sondern aus kohlenstoffhaltigen Nebengesteinen, von denen Teile mitgerissen, aufgeschmolzen und pneumatolytisch auskristallisiert wurden. Auch Stöcke und Gänge von Apliten und Kersantitporphyriten, z. T. als Nadelporphyrer entwickelt, durchsetzen den Graphitgneis; außerdem sind Einschaltungen von Glimmerschiefern, Amphiboliten sowie Titanit- und Skapolith-führenden syenitartigen Gesteinen vorhanden; im Norden des Gebietes befinden sich 2 Gabbromassive (vergl. Abb. 11, *Settmacher* 1951). Zu erwähnen sind auch die Eozoon-Kalke, mit dem klassischen Vorkommen von *Steinbag* bei *Obernzell*, die nach *Linck* (1914) in Wirklichkeit Ophicalcite mit serpentinisiertem Forsterit Mg_2SiO_4 sind, dem vermeintlichen „Eozoon Bavaricum“.

Die Graphitgneise sind im allgemeinen tiefgründig verwittert, wobei aus Feldspaten und Skapolithen als Neubildung Kaolin entstand, der früher, z. B. bei *Willersdorf*, abgebaut wurde. Die durch Verwitterung morschen graphitführenden Gneise werden von den Bergleuten „Dachel“ (Dachgestein), die frischen „Boos“ („boshaftes“, hartes und deshalb früher nicht abbaubares Gestein) genannt. Als „Mog“ bezeichnet man ein durch Verwitterung entstandenes, braunes erdiges Gemenge, dessen Grundmasse aus Braunstein und Brauneisen besteht.

Der bergmännisch wichtigste und derzeit in Abbau stehende Graphitzug ist derjenige von *Kropfmühl-Pfaffenreuth*, dessen Mächtigkeit wenige cm bis 6 m beträgt und stellenweise bis gegen 20 m anschwillt und dessen O-W-Streichen auf 3,5 km Länge zu verfolgen ist. Hier werden derzeit 30 000 t/Jahr Rohgraphit gefördert, die durch naßmechanische Aufbereitung und chemische Reinigung 7-8 000 Tonnen 98-99,9-%igen Edelgraphit ergeben.

An Begleitmineralien sind vorhanden: In den Graphitgneisen stets Pyrit und Magnetkies, wenig Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz, Magnetit, als Seltenheit Molybdänglanz, sekundär gebildeter Gips und Eisenspat (Sphärosiderit). Als Umwandlungsprodukte, vorzugsweise im „Mog“, treten auf: Braunstein, Brauneisen, Halloysit, Nontronit, „Chloropal“ (ein Gemenge von Nontronit und Opal), Hyalith, Edelopal, perlmutterartig-weiße, bis 1 qcm große Plättchen von Batavit (Castra Batava = Passau; nach *Weiß* und *U. Hofmann* 1951 ein grobblättriger Vermikulit), ferner grünlicher kleinblättriger Vermikulit und — als besonders bemerkenswerter erster Fund (*Weiß* und *U. Hofmann* 1951) — auch ein faseriger Vermikulit. Letzterer besteht aus makroskopisch sichtbaren Leisten von 7—8 mm Länge und 0,01—0,2 mm Durchmesser, die sich leicht der Länge nach zu dünnen Nadeln und Fasern aufteilen

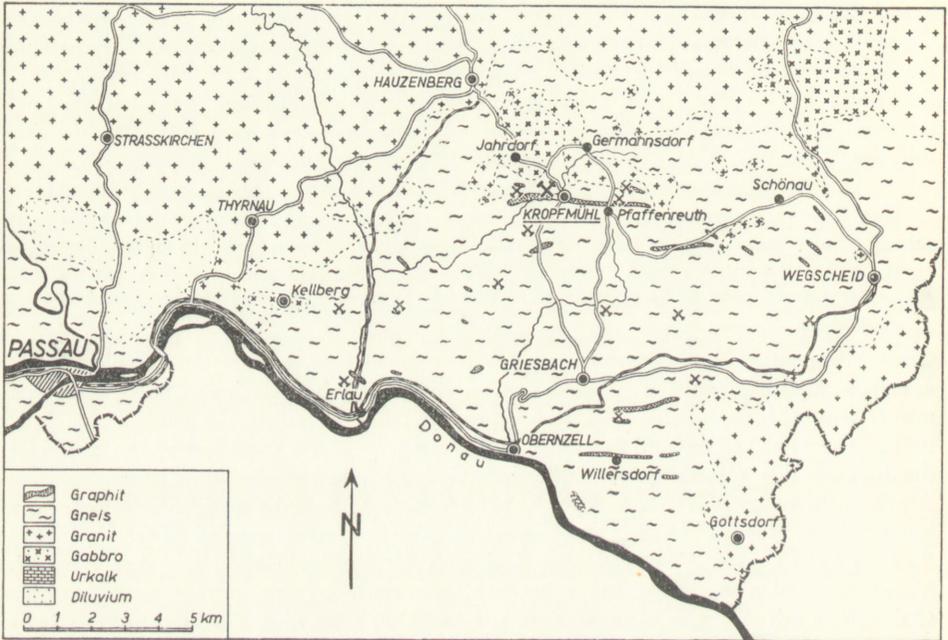


Abb. 11. Geologische Skizze des Graphitgebietes von Kropfmühl.
(nach Settmacher)

lassen. Sie sind farblos bis schwach gelblich und zeigen unter Wasseraufnahme innerkristallines Quellvermögen. Faserachse ist die kristallographische a-Achse. Der Faservermikulit bläht sich nach wiederholtem Behandeln mit Perhydrol beim Erhitzen auf 120—130° vermikulitartig auf. Während die gefärbten Vermikulite Eisen und wohl auch Nickel enthalten, ist Batavit ein Fe- und Ni-freier Vertreter der Vermikulitgruppe. Ferner finden sich im „Mog“ Diopsid, Spinelle und Forsterit. Markasit ist als Neubildung im Magnetkies beobachtet worden.

Begleitmineralien in den Kalken sind: Grünliche, seltener rötlich gefärbte Spinelle in Form kleiner Oktaederchen, Pyrit, Magnetkies; an Kontakten mit Granit: Rötlich-brauner Granatfels, faseriger bis strahliger Wollastonit, lichtgrüner Diopsid, Hornblende, bräunlicher Vesuvian, violette Spinelle, orangegelber Chondrodit, hellbrauner Glim-

mer; an Kontakten mit Porphyriten: Wollastonit, Epidot, Hornblendeasbest, Serpentin, Talk, seltener Titanit. Diese Mineralien durchsetzen die Kalke in Form von gelblich-grünen Adern und Schnüren.

Die Eozoon-Kalke von *Steinbag* bei *Obernzell* sind meist grobspätig entwickelt und führen: „Leberopal“, Granat, Asbest, „Porzellanspat“ (zersetzer Skapolith), bisweilen Phlogopit, seltener Spinell, vereinzelt Pyroxen und Chondroit.

Weitere, jedoch wirtschaftlich unbedeutende Graphitvorkommen sind im Bayerischen Wald u. a. bei *Tiefenbach* an der Ilz, bei *Langdorf* zwischen Regen und Bodenmais, bei *Zwiesel* und am *Wimhof*, im Oberpfälzer Wald bei *Floß*, *Plößberg*, *Woldau*, *Wampershof* und *Schönsee*, im Fichtelgebirge bei *Wunsiedel*, *Arzberg*, *Hohenberg*, *Rebau* und *Wallenstein*.

Die Kenntnis des Passauer Graphites geht wohl bereits in prähistorische Zeit zurück, wie Funde aus Fränkischen Hünengräbern andeuten. Bergbau ist aus dem 14. Jhdt., im Kropfmühler Gebiet etwa ab 1730 bekannt. Eine Urkunde von 1613 bestätigt das Handwerksrecht der „Schmelztiegelmacher in der Zell“ (Oberzell = „Hafnerszell“).

Der Graphit findet als „Pudergraphit“ und „Flinzgraphit“ vielseitige Verwendung zur Herstellung von Schmiermitteln, Rostschutzfarben, Elektroden, Kohlebürsten und Kohlestiften, Batterien und Elementen, Packungen und Dichtungen, Bleistiften, Schmelztiegeln und hochfeuerfesten Erzeugnissen, sowie zur Abdeckung von Härtebädern, für Gummi- und Asbestfabrikate, Galvanoplastik und Gießereien.

Literatur über den Passauer Graphit

- E. Bader*: Spektralanalytische Vanadinbestimmungen im Passauer Graphit. — Berichtigung der Ergebnisse von A. Maucher 1936. — Zbl. Min. 1937. A. 279—288.
- P. Dorn*: Geologische Studien im Passauer Graphitgneisgebiet. — Zs. D. Geol. Ges. 87. 1935. 632—650.
- Erich Kaiser*: Zur Entstehung der Passauer Graphitlagerstätten. — Geol. Rundsch. 13. 1922. H. 4.
- G. Linde*: Über Eozoon und die Ophicalcite. — Chemie der Erde. 1914.
- A. Maucher*: Die Entstehung der Passauer Graphitlagerstätten. — Chemie der Erde. 10. 1936. 539—565. Berichtigung Zbl. Min. 1938. A. 89—92.
- E. Preuß*: Beiträge zur spektralanalytischen Methodik. (Bestimmung von V in Graphiten). — Zs. Angew. Min. 1. 1938. 167—194.
- E. Ryschke witsch*: Über die Entstehung des Passauer Graphitvorkommens. — Zs. Prakt. Geol. 1924. 70—76.
- O. Settmacher*: Die Mineralien und Gesteine der Passauer Graphitlagerstätte. — „Der Aufschluß“ 2. 1951. 97—103.
- O. Stutzer*: Die wichtigsten Lagerstätten der Nichterze. — Berlin 1933.
- E. Weinschenk*: Über die Graphitlagerstätten der Umgebung von Passau und die Erzlagerstätten am Silberberg bei Bodenmais. — Glückauf Nr. 45. Essen 1898. 877—881.
- „ Geologisches Gutachten über das Graphitwerk Kropfmühl bei Passau. — München 1914 und 1916 (nicht mehr zugänglich).
- A. Weiß* u. *U. Hofmann*: Faseriger Vermikulit von Kropfmühl bei Passau. — Acta Albertina, Regensburger Naturwissenschaften. 20. 1951. 53—57.
- „ „ Batavit. — Zs. f. Naturforsch. 6 b. 1951. 405—409.

Schwefelkies und Magnetkies im Ostbayerischen Grundgebirge

Bodenmais und Lam

Bekannt sind die Erzlagerstätten vom *Silberberg* bei *Bodenmais*, von der *Schmelz* bei *Lam*, von *Bayerland* bei *Waldsassen* sowie von *Kupferberg* und *Sparneck* in Oberfranken. Während für Bayerland, dem bergmännisch wichtigsten Lager, die Entstehung noch problematisch ist, darf die Genese der übrigen Vorkommen auf Grund der Untersuchungen von Hegemann und Mitarbeitern wohl als geklärt angesehen werden.¹⁾

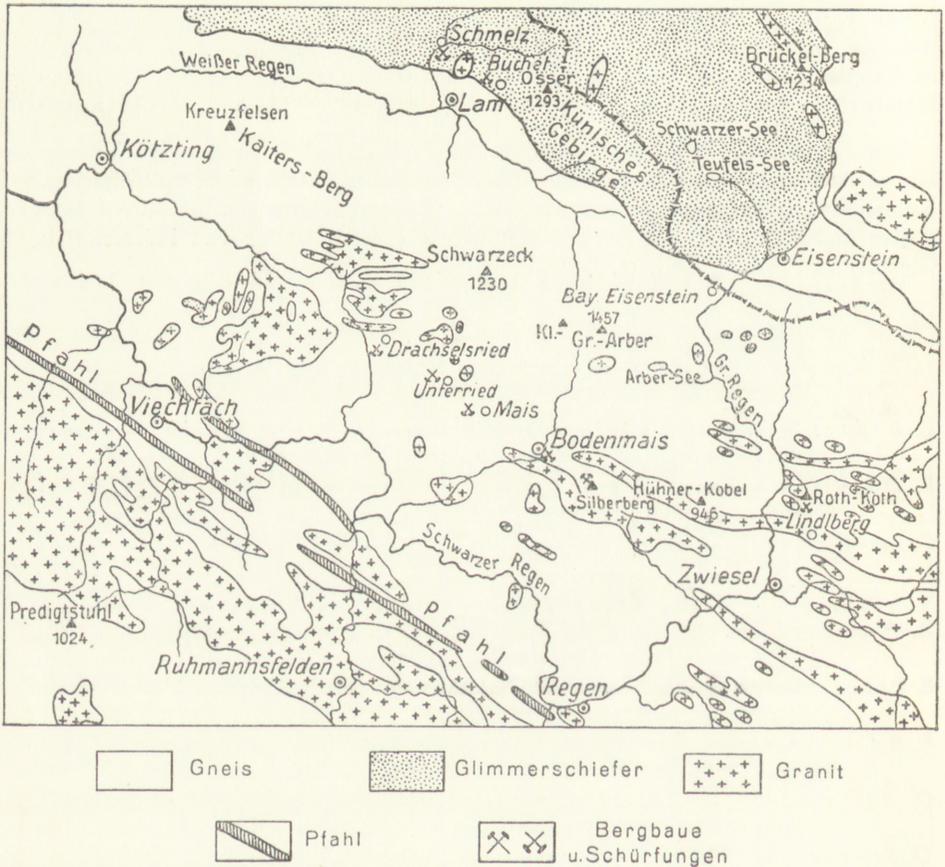


Abb. 12. Geologische Skizze der Kieslager von Bodenmais und Lam. Erstere in den Gneisen der Arbergruppe, letztere in den Glimmerschiefern des Künischen Gebirges. 1 cm = 3 km (aus Hegemann und Maucher).

¹⁾ Die Vorkommen von Kupferberg, Sparneck und Bayerland gehören dem Saxothuringikum an und werden dort behandelt.

Bodenmais

Die Erze von Bodenmais mit ihrer Fortsetzung nach NW bis *Drachselsried* und nach SO bis *Lindlberg*, bilden auf eine Erstreckung von fast 25 km einzelne herzynisch streichende längliche Körper konkordant in den Gneisen südlich des Arberzuges (Abb. 12); sie sind im Algonkium syngenetisch-sedimentär entstanden, bildeten zunächst als marine Sedimente entsprechend den heutigen Ablagerungen des Schwarzen Meeres mit Ton gemengte Sulfidgole, aus denen durch metamorphe Beanspruchung während der assyntischen Orogenese sowie durch thermale und pegmatitisch-hydrothermale Beeinflussung variszischer Granitplutone die heutigen Erzlager entstanden sind (*Gümbel*

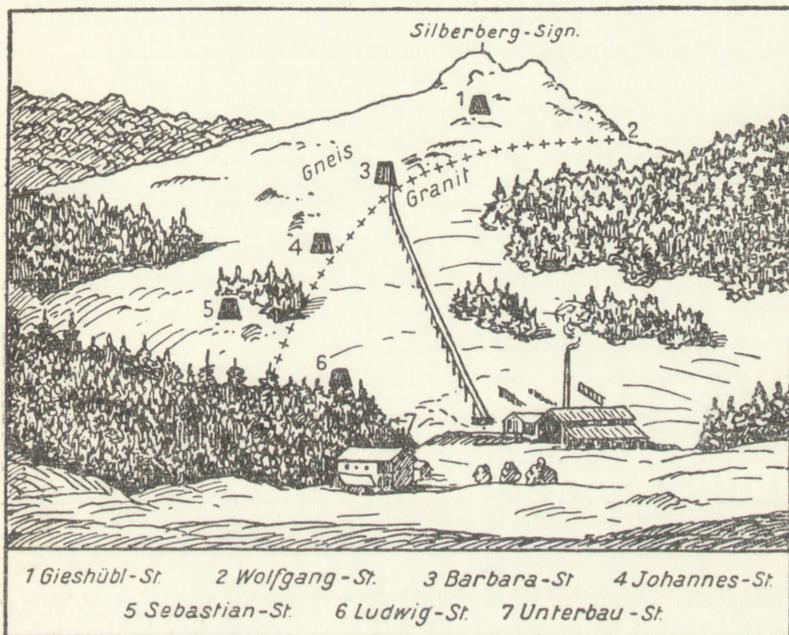


Abb. 13. Die Grenze zwischen Granit und Gneis am Silberberg bei Bodenmais (nach Weinschenk).

1868, *Frebald* 1929, *Dessau* 1932/33, *Hegemann* und *Maucher* 1933). Nach *G. Fischer* (1938) ist es zudem nicht unwahrscheinlich, daß diese heutigen Sulfidlagerstätten durch anatektische Vorgänge bedingte Konzentrate aus ehemals weiträumiger Verteilung sind.

Die Nebengesteine im Silberberg bei Bodenmais sind Cordieritgneise, z. T. mit Granat- und Sillimanitführung, hervorgegangen aus den Tonsedimenten algonkischen Alters. Begleitet werden die Gneise von variszischem Granit, dessen Kontaktgrenze (Abb. 13) sich im wesentlichen im Liegenden des Erzes befindet, gelegentlich aber auch die Erzkörper berührt. Als Gefolge des Granites entstanden Pegmatite und Aplitgänge, denen beispielsweise die bekannten grünen Feldspate angehören. Außerdem kommen große idiomorphe Andesine von dunkellauchgrüner Farbe sowie zahlreiche weitere Mineralien vor, die bereits bei *Gümbel* genannt sind.

Die Erze stellen ein unregelmäßig körniges Aggregat dar, bestehend vorwiegend aus Magnetkies bzw. Pyrit, zurücktretend aus Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies und Magnetit. Gelegentlich konnten *Hegemann* und *Maucher* im Anschliff unter dem Mikroskop primären und sekundären Markasit, Valleriit, ged. Wismut, ged. Silber und Kupferglanz beobachten. Pentlandit, wie er sich in Magnetkiesen liquidmagmatischer Entstehung findet, fehlt hier. Während der Pyrit noch deutlich Spuren der tektonischen Beanspruchung aufweist, sind Bleiglanz und Zinkblende durch ein auffallendes Rekristallisationsgefüge ausgezeichnet.

Von dem primären Markasit der sedimentären Sulfdgele sind mitunter Reste erhalten geblieben; der Hauptteil ist jedoch längst in Pyrit und dieser durch die Metamorphosen in Magnetkies übergegangen. Bei noch stärkerer thermaler Beanspruchung entstand aus dem Magnetkies Magnetit und aus der eisenhaltigen Zinkblende ein eisen-

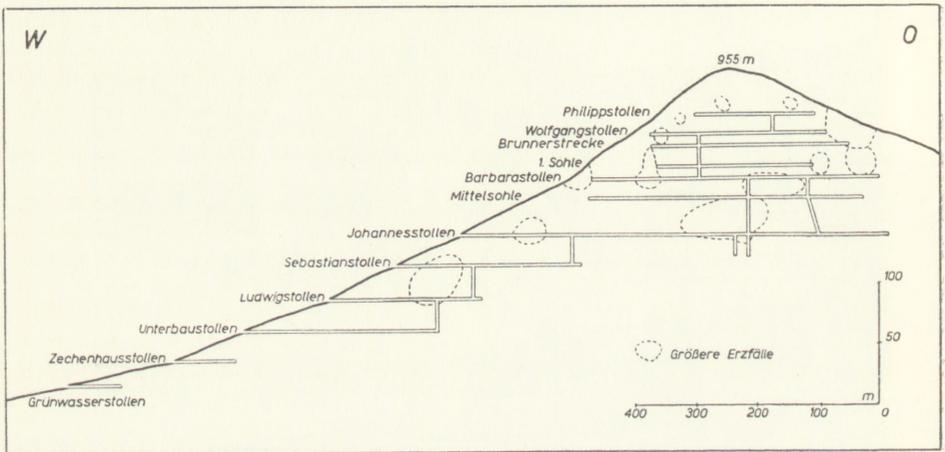


Abb. 14. Querprofil durch den Silberberg bei Bodenmais.

haltiger Zinkspinell (Kreitonit), aus dem sich bei der folgenden Abkühlung z. T. Magnetit entmischte. Der Spinell ist immer an die Nähe der granitischen Feldspatinjektionen gebunden. Er umgibt den grünen Feldspat im Erz und überall wo Feldspate und Erz zusammen vorkommen, fehlt andererseits die Zinkblende fast völlig, denn an ihre Stelle ist der Zinkspinell getreten. Magnetit kann in der Nähe des Pegmatitganges so angereichert sein, daß er gelegentlich das Haupterz ausmacht; im Gefolge der Pegmatite tritt auch Ilmenit auf. Die Erze wurden in alter Zeit zur Gewinnung von Vitriol abgebaut; seit vielen Jahrzehnten bis zur Gegenwart werden jährlich einige hundert Tonnen zur Herstellung von Potée, dem Polierrot der Glasindustrie, abgeröstet.

L a m

Die Erze von der Schmelz bei Lam liegen westlich des Ossers konkordant in den Glimmerschiefern des Künischen Gebirges, die (nach *G. Fischer*) das schwächer metamorphosierte Dach des Moldanubikums darstellen. Das Erz besteht — entsprechend dem geringeren Metamorphosierungsgrad — vorwiegend aus Pyrit, untergeordnet aus Magnetkies, Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende. Begleitminerale sind: Quarz, Granat, Spinell (z. T. Kreitonit, z. T. wohl Pleonast), Disthen, Biotit und

Muskovit; Feldspat (grüner Orthoklas und dunkler Andesin) treten dort auf, wo von einem nahen Granit her pegmatitische Injektionen in das Erzlager eingedrungen sind. Als jüngste, hydrothermale Bildungen sind Chlorit, Hämatit, Kalkspat sowie Gängen mit Zinkblende und Kupferkies entstanden.

Gleiches Alter wie letztere besitzt wahrscheinlich das hydrothermale Gangvorkommen in *Buchet* bei *Lam* (FürstENZEHE), das neben Flußspat, Kalkspat und Quarz untergeordnet Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende führt. Der Bleiglanz wurde wegen seines Silbergehaltes bereits im 16. Jhd. abgebaut.

Literatur über die Kieslagerstätten im Ostbayerischen Grundgebirge

Bodenmais und Lam

- G. Dessau*: Einiges über Bodenmais (30. März 1932). — N. Jb. Min. Beil. Bd. 66. 1933. A. 381—406.
- G. Fischer*: Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark. Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahles. — Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 59. 1938. 289—352.
- G. Frebold*: Versuch einer genetischen Deutung der Kieslagerstätten von Lam und Bodenmais im Bayerischen Wald. — Zbl. Min. 1929. A. 143—151.
- F. Hegemann und A. Maucher*: Die Bildungsgeschichte der Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais (Febr. 1933). — Abh. Geol. Landesuntersuchg. Bayer. Oberbergamt. II. 1933. 1—36. Entgegnung auf *G. Dessau* (15. Juli 1933). — Zbl. Min. 1933. A. 340—348.
- „ „ Die Entstehung der Kieslagerstätte bei Lam im Bayer. Wald. — Chemie der Erde. 9. 1934. 173—199.
- F. Hegemann*: Über die Entstehung der sulfidischen Erzlager des Ostbayerischen Grenzgebirges. — Fortschr. Min. 21. 1937. 54—55.
- K. Mieleitner*: Die Kieslagerstätte bei Lam im Bayerischen Wald. — Geogn. Jh. 33. 1920. 33—46.
- F. Münichsdorfer*: Mineralogisch-Petrographische Studien am Silberberg bei Bodenmais. — Geogn. Jh. 21. 1908. 59—91.
- E. Weinschenk*: Über die Graphitlagerstätten der Umgebung von Passau und die Erzlagerstätten am Silberberg bei Bodenmais. — Glückauf Nr. 45. Essen 1898. 877—881.
- „ Die Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. II. Kl. 21. II. Abt. 1901.

Die Ostbayerischen Pegmatite

Pegmatite sind Bildungen aus magmatischen Restschmelzen, die infolge Anreicherung leichtflüchtiger Bestandteile und von Elementen mit „ungangbaren Ionenradien“ großkristalline und seltene Mineralien entstehen ließen, beispielsweise bis metergroße Feldspat- und Quarzkristalle, große Glimmertafeln, seltene Phosphate, Columbit, Beryll, Turmalin usw. Sie finden sich in der Dachregion der Granitplutone, entweder in Form diskordanter Intrusivkörper von maximal ca. 100 Meter Durchmesser im Gneisdach oder auf Abkühlungs-Zerrklüften und in Miarolen im Granit selbst. Mit ihnen sind nicht selten aplitische Gänge aus klein- bis mittelkörnigem Feldspat, Quarz und wenig hellem Glimmer genetisch verknüpft. Mit Pegmatitsanden — in der keramischen Industrie Nordbayerns schlechthin „Pegmatit“ genannt — haben sie genetisch nichts zu tun; letztere sind durch Verwitterung, Transport und Sedimentation zustande gekommen.

Der bedeutendste Pegmatit in Mitteleuropa befindet sich bei *Hagendorf* im Oberpfälzer Wald, 20 km östlich *Weiden*, wo Granitmagma der Obercarbon-Zeit in mol-danubisches Altkristallin intrudierte. Die Grube Hagendorf-Nord hat von 1860 bis 1937 eine Viertel-Million Tonnen keramischen Feldspat und für alle Sammlungen der Welt seltene Phosphatminerale geliefert. Seit 1894 steht Hagendorf-Süd in Abbau mit einer Jahresförderung von 8000 t für Porzellanglasuren bestens geeigneten Spates. Seit 1937 werden dort von 58 m Teufe ab ebenfalls zahlreiche seltene Phosphate und

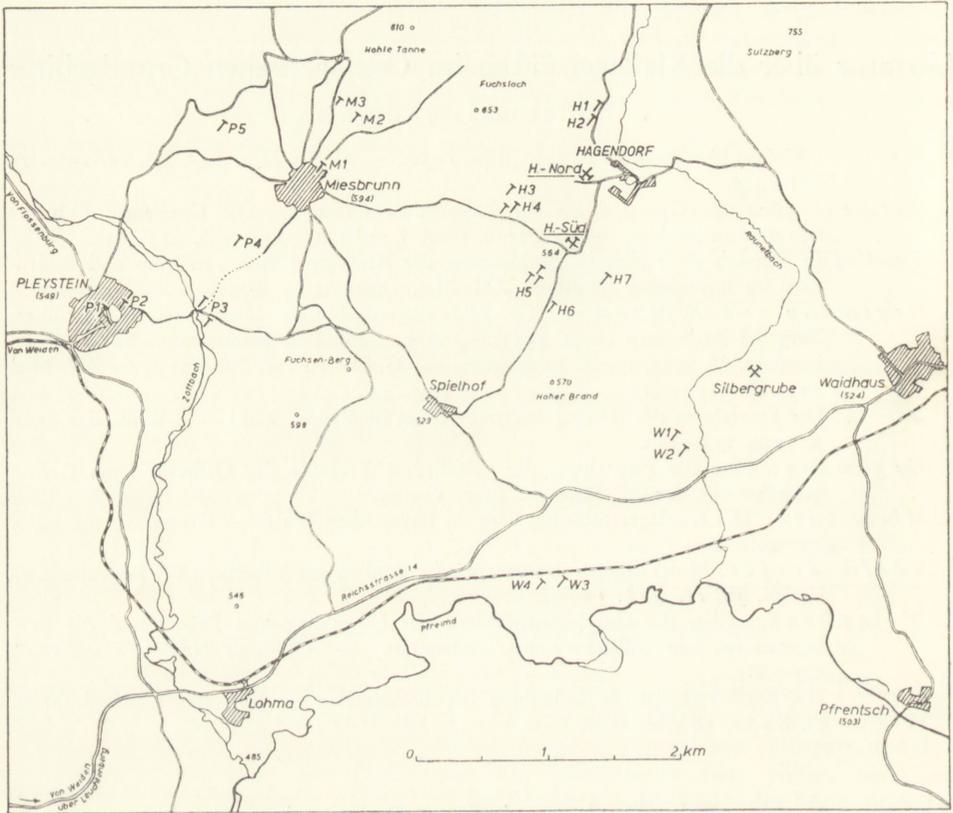


Abb. 15. Die Pegmatite von Hagendorf-Pleystein. Lageskizze der Gruben und Schürfunge.

andere Mineralien gefunden. Vier Kilometer westlich Hagendorf liegt *Pleystein* mit seinem 34 m hohen Rosenquarzfelsen, dem Kreuzberg, der bei einem Wegebau um 1920 und beim Bau eines Zwischenwasserbehälters 1951 gleichfalls reichlich seltene Phosphate lieferte. Lageskizze, Grundrisse und Querprofile bieten Abb. 15 bis 20. Man beachte dort auch die Anreicherung der einzelnen Mineralien im Pegmatitkörper.

Der Feldspat von Hagendorf ist ein perthitisch entmischter weißer Orthoklas von der Zusammensetzung:¹⁾

¹⁾ Keram. Zeitschrift, Nr. 2, 1950. 198.

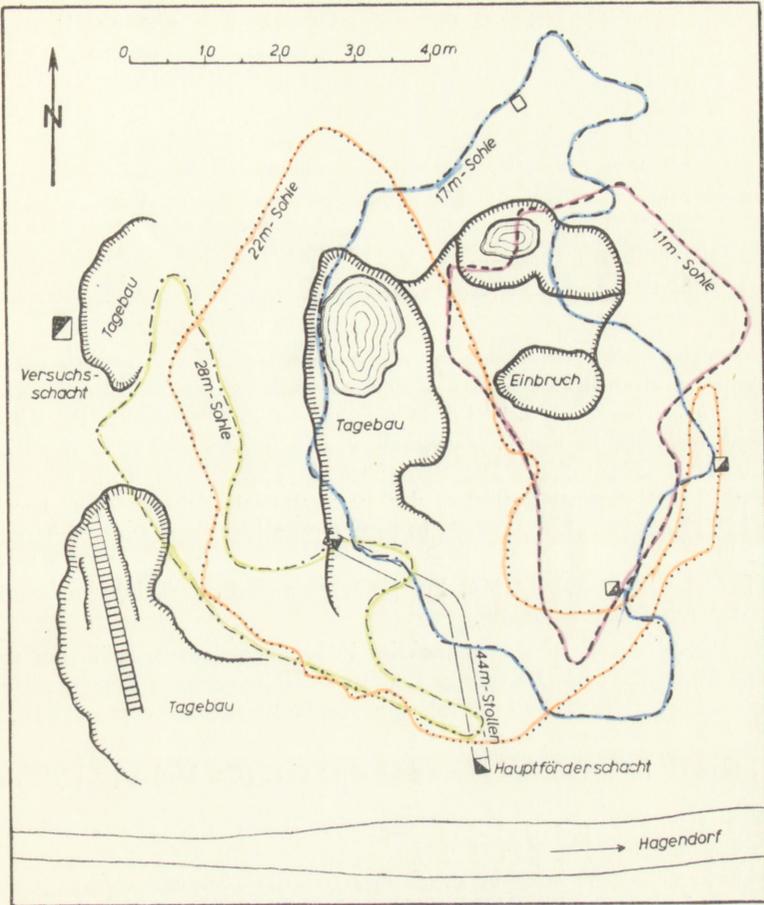


Abb. 16. Hagendorf-Nord. Grundriß.

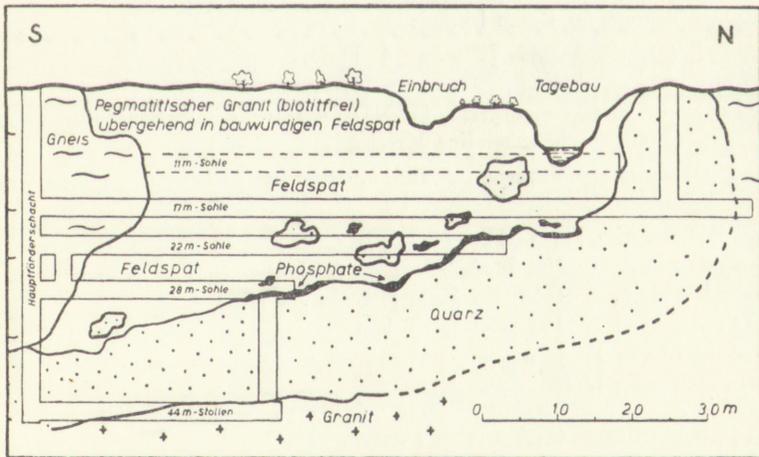


Abb. 17. Hagendorf-Nord. Querprofil.

	Qualität I	Qualität II
SiO ₂	64,24 0/0	65,54 0/0
Al ₂ O ₃	20,30	19,87
Fe ₂ O ₃	0,12	0,15
TiO ₂	—	—
CaO	Spur	0,22
MgO	0,33	0,26
K ₂ O	11,40	10,77
Na ₂ O	3,37	2,74
Glühverlust	0,33	0,44
	100,09 0/0	99,99 0/0

Der Quarz ist fettig glänzend grau, selten rosa. Ogleich er chemisch sehr rein ist, wird er von der Industrie offenbar wegen des billiger gewinnbaren Kaolin-Quarz-Sandes von *Schnaittenbach* u. a. und des Großabbaues von Pfahlquarz bei *Altrandsberg* derzeit nicht verlangt. In der Grube wird er ausgehalten und verleiht so den alten Abbauen beste Standfestigkeit. Die Phosphate, in erster Linie Triphylin, sitzen im allgemeinen an den Berührungsflächen der Feldspat- und Quarzkörper. Es sind dies: Triphylin, LiFe [PO₄], rhombisch, in derben grünlichgrauen, gut spaltbaren Massen. Als dessen Umwandlungsprodukte Ferrisicklerit, Li<1 (Fe⁺⁺⁺, Mn⁺⁺) [PO₄], Heterosit, (Fe, Mn) [PO₄] und Purpurit, (Mn, Fe) [PO₄]; sie sind mit Triphylin homöomorph. Triphylin dient zur Li-Gewinnung.

Triplit, (Fe, Mn)₂ [F | PO₄], monoklin, in braunen derben, z. T. gut spaltbaren Massen; das Mn-reiche und OH-haltige Endglied der isomorphen Reihe ist Triplodidit, meist streifig entwickelt und rötlichbraun; das Fe-Analogon ist Wolfeit, schwarz, derb.

Apatit, Ca₅ [F | (PO₄)₃] und Manganaapatit, (Ca, Mn)₅ [F | (PO₄)₃].

Die früher als Kraurit bezeichneten radialfaserigen Eisen-Hydroxylphosphate sind in Wirklichkeit eine isomorphe Reihe:

Frondelit, Mn⁺⁺ Fe⁺⁺⁺₄ [(OH)₅ | (PO₄)₃], braun,
 Rockbridgeit, Fe⁺⁺ Fe⁺⁺⁺₄ [(OH)₅ | (PO₄)₃], dunkelolivgrün und
 Zinkrockbridgeit, Zn⁺⁺ Fe⁺⁺⁺₄ [(OH)₅ | (PO₄)₃], schwarz.

Eine weitere isomorphe Reihe bilden:

Hureaulith (?), Mn₅H₂ [PO₄]₄ · 4 H₂O,
 Baldaufit, Fe₅H₂ [PO₄]₄ · 4 H₂O,
 Wentzelit, (Mn, Mg)₅H₂ [PO₄]₄ · 4 H₂O, rosafarbene, isometrische sowie stengelige Kristalle.

Folgende wasserhaltige Phosphate sind durch hydrothermale Umsetzungen entstanden:

Ludlamit (Lehnerit), Fe₇ [OH | (PO₄)₂]₂ · 6 H₂O
 Phosphoferrit, (Fe, Mn)₃ [PO₄]₂ · 3 H₂O
 Phosphophyllit, (Mn, Fe, Zn)₃ [PO₄]₂ · 4 H₂O
 Vivianit, Fe₃ [PO₄]₂ · 8 H₂O
 Phosphosiderit, } Fe⁺⁺⁺ [PO₄] · 2 H₂O dimorph
 Strengit, }
 Fairfieldit, Ca₂Mn [PO₄]₂ · 2 H₂O
 Scholzit, Ca₃Zn [OH | PO₄]₂ · H₂O
 Hopeit, Zn₃ [PO₄]₂ · 4 H₂O.

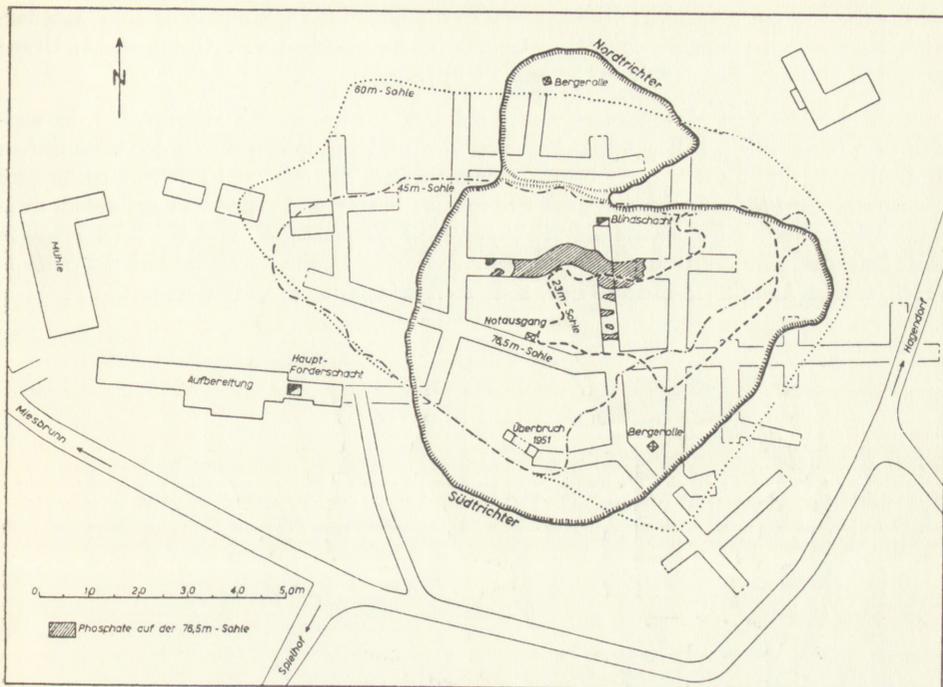


Abb. 18. Hagendorf-Süd. Grundriß.

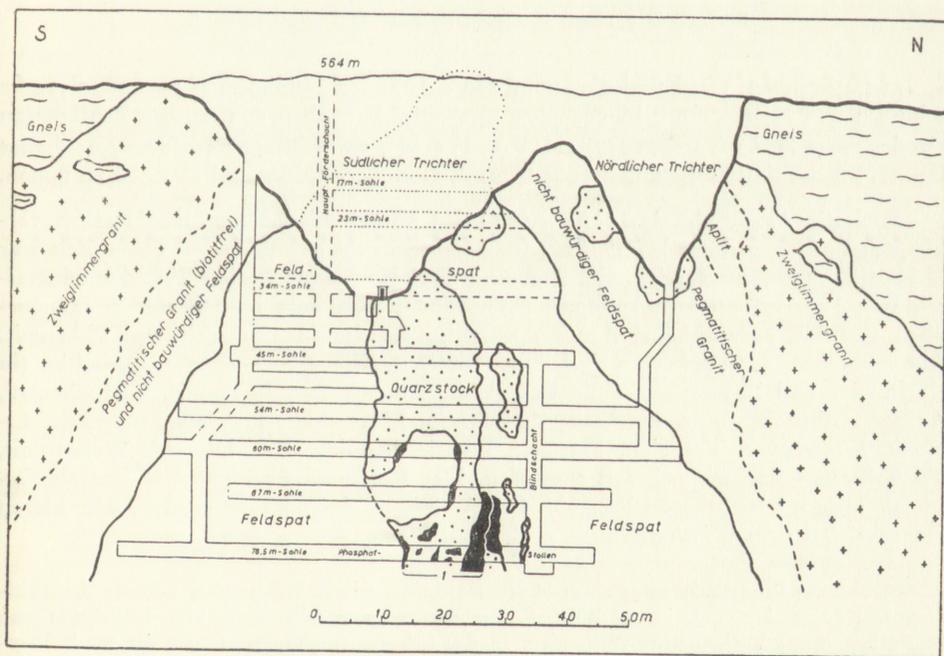


Abb. 19. Hagendorf-Süd. Querprofil.

Ferner wurden gefunden: Zinkblende, Pyrit, Greenockit, Molybdänglanz, Magnetkies, Kupferkies, Covellin, Hämatit, Columbit, Kriställchen von Uranpfecherz, Uran-glimmer, Uranotil u. a. (vgl. H. Strunz 1952)¹⁾.

In der Nähe von Hagendorf befindet sich das „Feldspatwerk Silbergrube“, in welchem ein feinkörniger heller Aplit abgebaut wird und vermahlen direkt der keramischen Industrie zugeht. 20 Kilometer NNW Hagendorf ist die seit ca. 10 Jahren stillgelegte Feldspatgrube *Plößberg*, in der auch Phosphate, Beryll und Turmalin gefunden wurden. Bei Steinreuth ist derzeit die „Feldspatgrube Klobenreuth“ und bei *Wendersreuth* die „Feldspatgrube Obersdorf“ in Betrieb. Außerdem: Grube *Pullersreuth* bei *Tirschenreuth*, Grube *Lübnitz*, *Bösseneck* und 2 Gruben *Weißdorf b. Münchberg*.

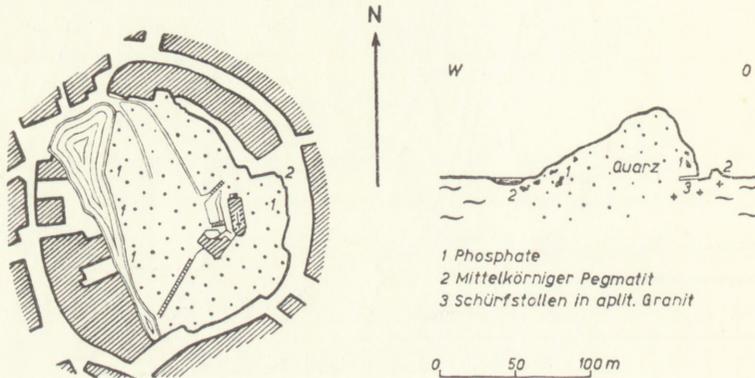


Abb. 20. Der Kreuzberg (Quarz punktiert) in Pleystein.

Im Bayerischen Wald findet man in den *Roßbacher* Steinbrüchen pneumatolytische Schlieren und Miarolen mit idiomorphen Orthoklas-Kristallen von etlichen Zentimetern Größe, meist in der Tracht (010) (110) (001) (101), verzwillingt nach dem Karlsbader Gesetz. Ebenso sind große idiomorphe Quarze, Glimmer, Epidot und Zeolithe zu finden.

Durch die Arbeit von *Müllbauer* (1930) ist das mit metamorphen Kalken verknüpfte Vorkommen am *Wimhof* bei *Vilshofen* bekannt geworden. Zu dieser Zeit war es wegen des Nebeneinanders von Pegmatit- und Kontaktmineralien eine der mineralreichsten Lagerstätten Mitteleuropas. Heute findet man dort im Marmor \pm idiomorphen Graphit, grünlichblaue Apatite, Spinell, Chondroit, Chrysotil und Phlogopit. Aus früheren Aufsammlungen sind Bergkristall, Rauchquarz, Amethyst, Orthoklas (in Karlsbader und Bavenoer Zwillingen), Albit, Adular, Beryll, Titanit, Titaneisenerz, Anatas, Gilbertit, Pyrit, Markasit, Zinkblende, Magnetkies, Bleiglanz, Magnetit, Limonit, Kalkgranat, Vesuvian, Forsterit, Fuchsit, Pennin, Talk, Diopsid, Wollastonit, Tremolit und Pargasit bekannt geworden. Das Regensburger Institut besitzt als Geschenk meines verstorbenen Freundes Dr. A. Scholz einen 20 cm großen, sehr klaren Quarzkristall vom *Wimhof*.

¹⁾ Dank des Entgegenkommens von Herrn Direktor Ludwig Wildenauer, Besitzer der Feldspatgrube Hagendorf-Süd, ist im Regensburger Institut eine sehr reichhaltige Kollektion von Mineralien dieses Vorkommens vorhanden. In der Lehnensammlung im Besitz der Stadt Pleystein befinden sich vorzugsweise Mineralien vom Kreuzberg und von Hagendorf-Nord.

Ferner hat *Müllbauer* (1929) pegmatitische Kluftfüllungen vom *Schweicklberg* am linken Ufer der Vils bei *Vilshofen* und von der *Fuchsberger Leite* am nördlichen Donauufer bei *Passau* beschrieben.

Der altbekannte Pegmatit vom *Hühnerkobel* bei *Rabenstein* nahe *Zwiesel* ist seit Jahrzehnten nicht mehr in Abbau. Es wurde Rosenquarz gewonnen, der große gelbe Beryllkristalle, Columbit und Phosphate enthielt. Aus dieser Grube stammen die großen Pseudomorphosen von Sekundärphosphaten nach Triphylin; *Mason* (1942) identifizierte Arrojadit, Alluaudit und Eosphorit vom Hühnerkobel, so daß fast 20 Phosphatminerale bekannt wurden: Apatit, Vivianit, Triphylin, Triplit, Dufrenit, Phosphosiderit, Strengit, Beraunit, Sicklerit, Heterosit, Kakoxen, Xanthoxen, Fairfieldit, Hureaulith, Uranglimmer, Eosphorit, Arrojadit und Alluaudit. Am Stolleneingang findet man heute noch Rosenquarz, ganz selten ein Phosphatmineral; der „Zwieseler Quarzbruch“, der in dem Orte *Zwiesel* selbst lag und außer Quarz nur Beryll, Columbit und Triplit lieferte, ist nicht mehr auffindbar. — Von *Matzersreuth* bei *Tittling* sind gleichfalls pegmatitische Bildungen mit Beryll u. a. bekannt geworden.

Literatur über die Ostbayerischen Pegmatite

- K. Aranowski*: Über Trennungsflächen im Rosenquarz von *Zwiesel*. — Zbl. Min. 1926. A. 17—21.
- H. Bermann*: The identity of „Lehnerite“ and Ludlamite. — Am. Min. 10. 1925. 428—429.
- C. Frondel*: The Dufrenite problem. — Am. Min. 34. 1949. 513—540.
- B. Gossner und H. Strunz*: Über strukturelle Beziehungen zwischen Phosphaten und Silikaten und über die chemische Zusammensetzung von *Ardennit*. — Zs. Krist. 83. 1932. 415.
- F. Henrich, H. Laubmann u. Dr. Prell*: Über eine indiumhaltige Zinkblende aus dem Oberpfälzer Walde. — Zs. Angew. Chem. 37. 1924. 877.
- H. Laubmann u. H. Steinmetz*: Phosphatführende Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes. — Zs. Krist. 55. 1920. 523—586.
- M. L. Lindberg*: Frondelite and the Frondelite-Rockbridgeite series. — Am. Min. 34. 1949. 541—549.
- B. Mason*: Some iron-manganese phosphate minerals from the pegmatite at Hühnerkobel in Bavaria. — Geol. Fören. Förhandl. 64. 1942. 335.
- F. Müllbauer*: Die Phosphatpegmatite von Hagendorf in Bayern (Neue Beobachtungen). — Zs. Krist. 61. 1925. 318—336; vgl. auch H. Steinmetz, Referat in N. Jb. Min. A. 1926. 53.
- „ Die Pegmatite von Schweicklberg a. d. Donau bei Passau in Bayern. — Zbl. Min. A. 1929. 270—272.
- „ Mineralklüfte bei Passau in Bayern. — Zbl. Min. 1929. 387—390.
- „ Die Pegmatit- und Kontaktlagerstätte am Wimhof bei Vilshofen a. d. Donau in Bayern. — Zbl. Min. A. 1930. 96—112.
- A. Scholz*: Untersuchungen über Mineralführung und Mineralgenese der Bayerischen Pegmatite. — Ber. Nat. Ver. Regensburg. 17. 1924. 1—46.
- „ Neues Tatsachenmaterial und kritische Bemerkungen über die Rolle einiger der sogenannten leichtflüchtigen Stoffe in pegmatitischen Restmagmen. — Fortschr. Min. 27. 1948. 56—60.
- A. Scholz u. H. Strunz*: Identität von Kreuzbergit mit Fluellit. — Zbl. Min. 1940. 133.
- H. Steinmetz*: Phosphophyllit und Reddingit von Hagendorf. — Zs. Krist. 64. 1926. 405—412.
- H. Strunz u. K. v. Strokay*: Isodimorphie zwischen Metavariscit, Variscit, Phosphosiderit und Strengit. — Zbl. Min. 1939. 272.
- H. Strunz*: Mineralogische Tabellen. Leipzig 1949. Triphylinanalyse S. 12.
- „ Die Phosphat-Quarz-Feldspatpegmatite von Hagendorf-Pleystein in Bayern. — N. Jb. Min. Abh. 84. 1952. 77—92.

Der Pfahl

Der Bayerische Pfahl reicht von *Schwarzenfeld-Wölsendorf* am Südrand des Oberpfälzer Waldes über *Viechtach-Regen* bis nach *Freyung* nördlich von *Passau*. Von *Schwarzenfeld* bis *Cham* begrenzt er das Kristallin des Oberpfälzer Waldes gegenüber den Sedimenten des Schwandorfer Beckens, und von *Cham* bis *Freyung* bildet er die Südgrenze des Hinteren Bayerischen Waldes. Oberpfälzer und Bayerischer Wald werden lediglich durch die Cham-Further Senke voneinander geschieden.

Der Pfahl ist eine der imponierendsten mineralogisch-geologischen Erscheinungen, ein Quarzreef von 140 km Länge in schnurgeradem hercynischem Streichen; seine aus dem umgebenden Granit und Gneis als Härtinge herausgewitterten Partien bilden z. T. markante Höhen und Felsmauern, beispielsweise den *Hirschberg* und *Eichelberg*

bei *Fuhrn*, *Schwärzenberg* bei *Strahlfeld*, *Thierstein* bei *Cham*, *Kalvarienberg* bei *Viechtach* sowie *Weissenstein* und die *Teufelsmauer* bei *Regen*. Einige abzweigende, rheinisch streichende Quarzgänge, so der *Kleineinzenrieder Pfahl* bei *Rötz*, werden als Nebenpfähle bezeichnet; der Böhmisches Pfahl jenseits der Landesgrenze reicht in rheinischer Richtung von *Furth i. W.* bis *Ronsperg*.

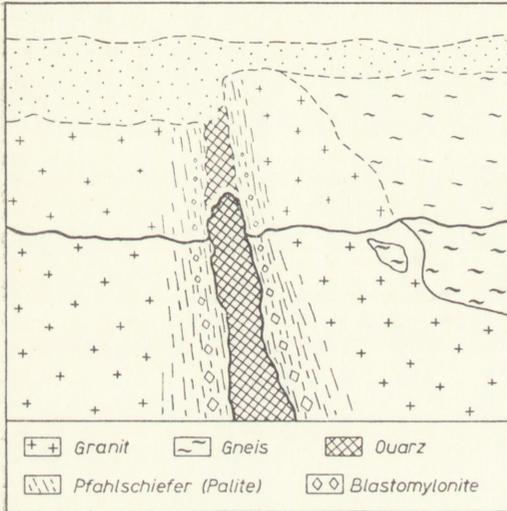


Abb. 21. Schematisches Querprofil durch den Pfahl. Heutiger Zustand und — gestrichelter Teil der Zeichnung — ein Zustand etwa zur Zeit des Mesozoikums.

Feldspate durch Rekristallisation in der Tiefe entstanden sind (Abb. 21). Die Palite wurden hinsichtlich ihrer Entstehung bereits von *J. Lehmann* (1894) richtig erkannt, nach *Weinschenk* (1914) haben sie die gleiche chemische Zusammensetzung wie die unveränderten Nachbargesteine; die weniger beanspruchten Nebengesteine gleichen den Winzergraniten an der Donaurandverwerfung bei *Regensburg*; bei *Pingarten* haben sie durch Neuspaltung von Kristallen (Blastese) porphyrtartiges Aussehen („Pingartener Porphyrt“ = Blastomylonit).

Längs der Verwerfungskluft taten sich Risse und Spalten auf, die stellenweise, wie bei *Schwarzenfeld*, kaum handbreit, an anderen Stellen jedoch 10, 20, ja bis zu 100 m mächtig waren. In diese Spalten drang aus einem tieferen Magmenherd stammendes warmes bis heißes Wasser hoch, brachte kolloidal gelöste Kieselsäure mit, bei *Wölsendorf* auch Flußspat, Schwespat usw., und ließ diese Stoffe entsprechend der beim Auf-

Die Entstehung geht auf eine gewaltige tektonische Druckbeanspruchung zurück, die das Granit-Gneisgebirge längs der Pfahllinie zerbrochen und die Süd- und Nordscholle gegenseitig fast vertikal verworfen hat. Längs der Verwerfungskluft wurde das Gestein stark beansprucht und zerrieben. Es entstanden die Pfahlschiefer (Palite), Mylonite und Blastomylonite, feinkörnig-dichte, mehr oder minder geschieferte Gesteine, in denen nicht selten große

steigen abnehmenden Temperatur an den Kluftränden auskristallisieren, wobei die Klufträume immer enger und schließlich vollkommen ausgeheilt wurden. Somit ist der Pfahlquarz hydrothermaler Entstehung (*Ochotzky* und *Sandkühler* 1914, *Hegemann* 1936). Später neu aufgelebte Bewegungen haben den Quarz z. T. kataklastisch verformt und erneut durch Kristallisation aus wässrigem Medium ausheilen lassen.

Der Pfahlquarz ist im allgemeinen ein grau- bis gelblichweißes, splitterig-dichtes Gestein, ohne den Fettglanz wie er pegmatitischen Quarzen eigen ist. Gelegentlich, so am *Schwärzenberg*, können Sternquarze gefunden werden; aus den Ara-Quarzitwerken bei *Altrandsberg* sind bis 10 cm große, fast klare Quarzkristalle bekannt geworden; außerdem wurden Serizit, sehr geringe Mengen Psilomelan, Bleiglanz, Zinkblende, Schwefelkies, Kupferkies und Uranglimmer gefunden. An den Westausläufern des Pfahles liegen die ehemals bauwürdigen Bleiglanzvorkommen von *Krandorf* und *Altfalter*; im Marienschacht bei *Wölsendorf* werden gelegentlich etliche Tonnen Bleiglanz gefunden, auch Zinkblende usw.; von hier nach NW schließen sich die Flußspatgänge an, die, wie sich in den letzten Jahren immer mehr zeigte, ebenso wie bei *Donaustauf* nach der Teufe zu verquarzen. Pfahlquarz, Bleiglanz, Fluß- und Schwerspat werden ein und demselben hydrothermalen Vorgang ihre Entstehung verdanken.

Die Pfahlschiefer befinden sich im allgemeinen in einer Mächtigkeit bis zu 100, ja bis 800 m zu beiden Seiten des Quarzreefes; nicht selten aber gehen sich beide (nach *Hegemann* 1936) geradezu aus dem Wege, ja nördlich des *Schwandorfer Beckens* zweigen sie (nach *Heim* 1935) sogar voneinander ab und verlaufen vom *Hirschberg* ab in etwa 2 km und mehr gegenseitiger Entfernung weiter nach NW. Dies ist wohl so zu verstehen, daß die Schiefer nur dort entstehen konnten, wo sich die Nord- und Südscholle in engem Kontakt gegenseitig oszillierend zerrieben, so daß kein Platz für die aufsteigenden Lösungen war, während dort, wo offene Spalten für ascendente Thermen waren, sich die Schollen gar nicht berührten und folglich auch nicht mylonitisiert werden konnten, es sei denn durch zusätzliche frühere oder spätere Bewegungen.

Hinsichtlich des Alters der Pfahlstörung ist zu sagen, daß sie bereits prävariszisch als Schwächezone in den moldanubischen Gneisen vorhanden gewesen sein muß, denn der Magmenaufstieg der Granite im Passauer Wald erfolgte bereits längs der Pfahlzone und griff von hier aus zungenförmig zwischen den Gneisen nach Süden (*H. Cloos* 1923/27, vgl. Abb. 10). Die Pfahlklüfte im Granit müssen selbstverständlich jünger als dieser sein, sind die Granite carbonischen Alters, so wären die Hauptverwerfung und Klutfüllung ebenso wie die Entstehung der *Wölsendorfer* Flußspatgänge (siehe dort) in das oberste Carbon oder unterste Rotliegende zu verlegen. Nach Ablagerung der Kreideschichten, wohl im Alttertiär, erfolgte das Einbrechen des Bodenwöhler Beckens und gleichzeitig eine Neubelebung der Pfahltektonik. Jüngere Bewegungen dürften im Jungtertiär (Miocän), also zur gleichen Zeit wie die Donaurandverwerfung und Hauptalpenfaltung erfolgt sein.

Literatur über den Pfahl

- P. Dorn*: Der Kleineinzenrieder Nebenpfahl bei Rötzing im „Oberpfälzer“ Wald. — Zs. D. Geol. Ges. 88. 1936. 402—408.
- K. Habenicht*: Die Entstehung des Pfahles. — „Bayerwald“. Regensburg 1950.
- Fr. Hegemann*: Die Bildungsweise des Quarzes im Bayerischen Pfahl. — Chemie der Erde 10. 1936. 521—538. Vortragsbericht. — Fortschr. Min. 20. 1936. 39—43.

- Fr. Heim*: Tektonische Übersichtskarte des Bodenwöhrer Beckens. — Zs. D. Geol. Ges. 87. 1935. 658.
- „ Geologischer Überblick über das Schwandorfer Gebiet. — In J. L. Lutz: Über den Gesellschaftsanschluß oberpfälzischer Kiefernstandorte. Ber. d. Bayer. Botan. Ges. 28. 1950. 1—3.
- Al. Köhler*: Eine Bemerkung über Pfahlschiefer aus dem Niederösterreich. Waldviertel. — Verhandlg. d. Geol. Bundesanst. Wien 1924. 119.
- J. Notthafft*: Blatt Miltach und Viechtach (Vgl. Tillmann, Exkursions-Skriptum 1950).
- H. Ochozky und B. Sandkühler*: Zur Frage der Entstehung des Pfahles im Bayerischen Wald. — ZBl. Min. 1914. 190—192.
- H. Ochozky*: Untersuchungen über den Pahl des Bayerischen Waldes und seine Nebengesteine. — Diss. Würzburg 1915.
- A. Ries*: Pfahl und Pfahlschiefer im Bayerischen Wald. — ZBl. Min. 1903. 186—189.
- R. Sokol*: Ein Beitrag zur Kenntnis der Pfahlbildungen. — ZBl. Min. 1914. 457—463.
- „ Der böhmische Pfahl von Furth im Wald bis Ronspe:g. Resumé aus den Verh. d. Böhm. Kaiser-Franz-Josef-Akad. Prag. 20. Jg. Nr. 30, II. Kl.
- M. Weber*: Studien an den Pfahlschiefern. — Geogn. Jh. 23. 1910. 1—10.
- E. Weinschenk*: Geologisches aus dem Bayerischen Walde. — Sitz. Ber. Math.-Phys. Kl. Bayr. Akad. Wiss. München. 2. 1899. 210.
- „ Bodenmais - Passau. — Exkursionsführer. München 1914. S. 3—11.
- S. Wolff*: Beitrag zur Kenntnis des Pfahles und seiner Nebengesteine. Diss. Erlangen 1889.

Die Flußspatgänge bei Donaustauf und Wölsendorf

Nach *Mathias Flurl* (Beschreibung der Gebirge von Bayern und der Oberen Pfalz, 1792) wurde im *Donaustauer Gebiet* bei *Bach* bereits 1702 eine Grube aufgemacht und wegen ihres bunten Flußspates Schönfärbiges Bergwerk genannt. Zu dieser Zeit soll jedoch nur auf Eisen (wohl eher Blei) und Silber Bergbau umgegangen sein. 1926 bis 1928 wurden aus dem Schönfärbigen und Reisbühler Gang zusammen jährlich 7000 t Flußspat gewonnen; Tagebaue, Schachtlöcher sowie rotvioletter Flußspat an den Salbändern sind heute noch sehr gut sichtbar, beide Gänge verquarzen bald nach NW und lassen sich auf 2 bis 2 $\frac{1}{2}$ km Länge verfolgen. Die beiden Gänge Sulzbach-I und Sulzbach-II (Abb. 22) stehen derzeit im Abbau.

Im *Wölsendorfer Revier* wurde zunächst ebenfalls nur auf Bleiglanz Bergbau betrieben, und zwar erschien bereits im Jahre 1534 eine Bergordnung für die Bergwerke zu und um *Altfalter*. Der eigentliche Flußspatabbau begann um 1850; 1908 wurden neben „reichlichen Mengen“ Schwespat ca. 3000 t Flußspat gefördert, bei *Altfalter* und *Krandorf* wurde weiterhin Bleiglanz abgebaut. Heute dürfte mit ca. 180000 t Flußspat pro Jahr ein Höchststand erreicht sein. Es sind derzeit folgende Gruben in Betrieb (Abb. 23). Östlich der Naab: *Marienschacht* = Grube Gewerkschaft und Kocherstollen (ehem. Grube Stengel und Bauer, Schacht an der Kuppel) und *Johannesschacht* mit Naabrücken (ehem. Weberbruch, Pfeifferbruch = Fischerbruch, „Staatsbruch“ mit Barbaraschacht, Venedigerstollen). Westlich der Naab: Grube *Roland* (nördl. Arnold-Gang, südl. Glückauf-Gang); Vereinigte Flußspatgruben *Stulln* (Grube *Erna* mit *Anna*-Gang, *N-S*-Gang und *Eberhard*, Grube *Gisela* = ehem. Schramm, Grube *Hermine*); schließlich Grube *Eduard*, Grube *Erika* und Grube *Cäcilia* mit *Knab*-Gang, von welchen letztere derzeit fast die Hälfte der Gesamtförderung im Wölsendorfer Revier liefert.

Das Nebengestein der Flußspatgänge ist nicht allzu frisch; bei *Donaustauf* sind es mittelkörnige Rote Granite, bei *Wölsendorf* Rote Granite, Gneise und Paraschiefer, von denen letztere nach *J. Köhler* (1950) als diaphthoritische Abkömmlinge moldanubischer Cordierit-Sillimanitgneise zu deuten sind.

Die Roten Granite bestehen aus Orthoklas (meist nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingte Mikrokline), Plagioklas, Quarz, Biotit und reichlich pinitisiertem Cordierit in oft zentimeterlangen idiomorphen Kristallen. Nontronitisierung und Kaolinisierung

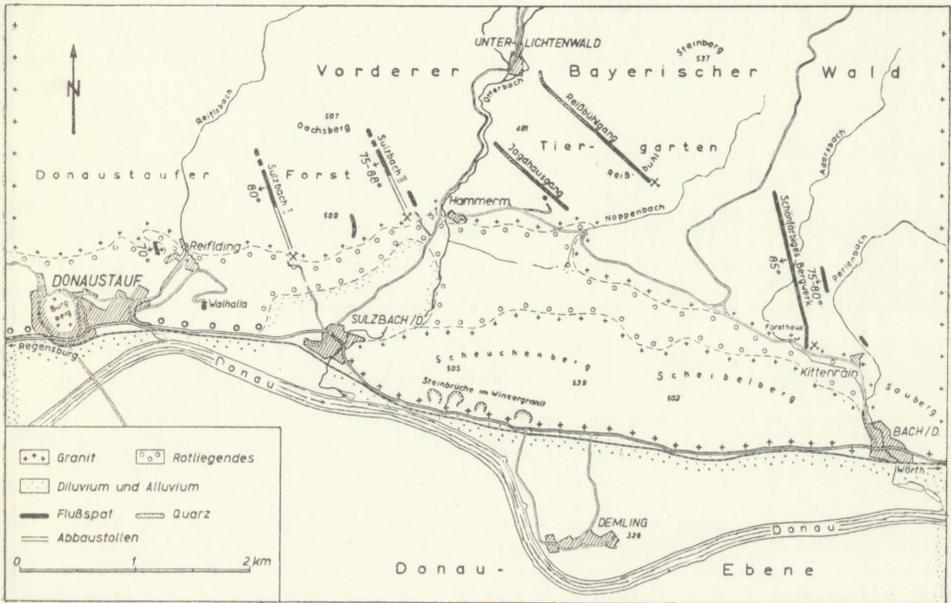


Abb. 22. Die Flußspatgänge bei Donaustauf.

der Feldspate ist weit verbreitet; die Biotite sind meist in Hydrobiotit und Chlorit umgewandelt (*Riedel* 1952). In Zerrüttungszonen findet man handgroße Nontronitpartien, auch Kaolin- und Lettenbestege. Die Rotfärbung, vor allem der Feldspate, ist durch feinst verteilten Hämatit bedingt, der möglicherweise als jüngere Imprägnation entstanden ist, auch dort, wo er als Eisenrahm in Spalten und Hohlräumen der Flußspatgänge und als Verdrängungsmaterial großer Kalkspatskalenoeder auftritt.

Die Einschlüsse von Paraschiefern sind z. T. durch Biotitlagen dunkel gefärbt, andere durch reichlich Cordieritpseudomorphosen (Pinite) weiß bis grau und fettig anzufühlen. Für einen Biotit-Pinitischiefer aus der Grube Centa bei *Lissenthan* ergab die Ausmessung eines Dünnschliffes (durch *Köhler*) folgende Zusammensetzung: 52 Vol.-% Pinit, 26% Biotit, 16% Quarz, 3% Muskovit, 2% frischen Cordierit und 1% Sillimanit, Erz und Accessorien. Porphyroklastische Pfahlschiefer sind auf den meisten Flußspatgruben zu beobachten, gelegentlich tritt Pfahlquarzit auf, der z. B. auf der Grube Roland durch Flußspat verkittet ist. Merkwürdigerweise erfolgt in beiden Revieren die südliche Begrenzung durch Rotliegend-Arkosen und Breccien, welche hier wie dort an jüngeren Verwerfungen die Gänge gelegentlich abschneiden. Ein Fortstreichen der Gänge in das Rotliegende wurde von den früheren Autoren und auch vom Verfasser bei zahlreichen Grubenfahrten und Begehungen nirgends beobachtet.

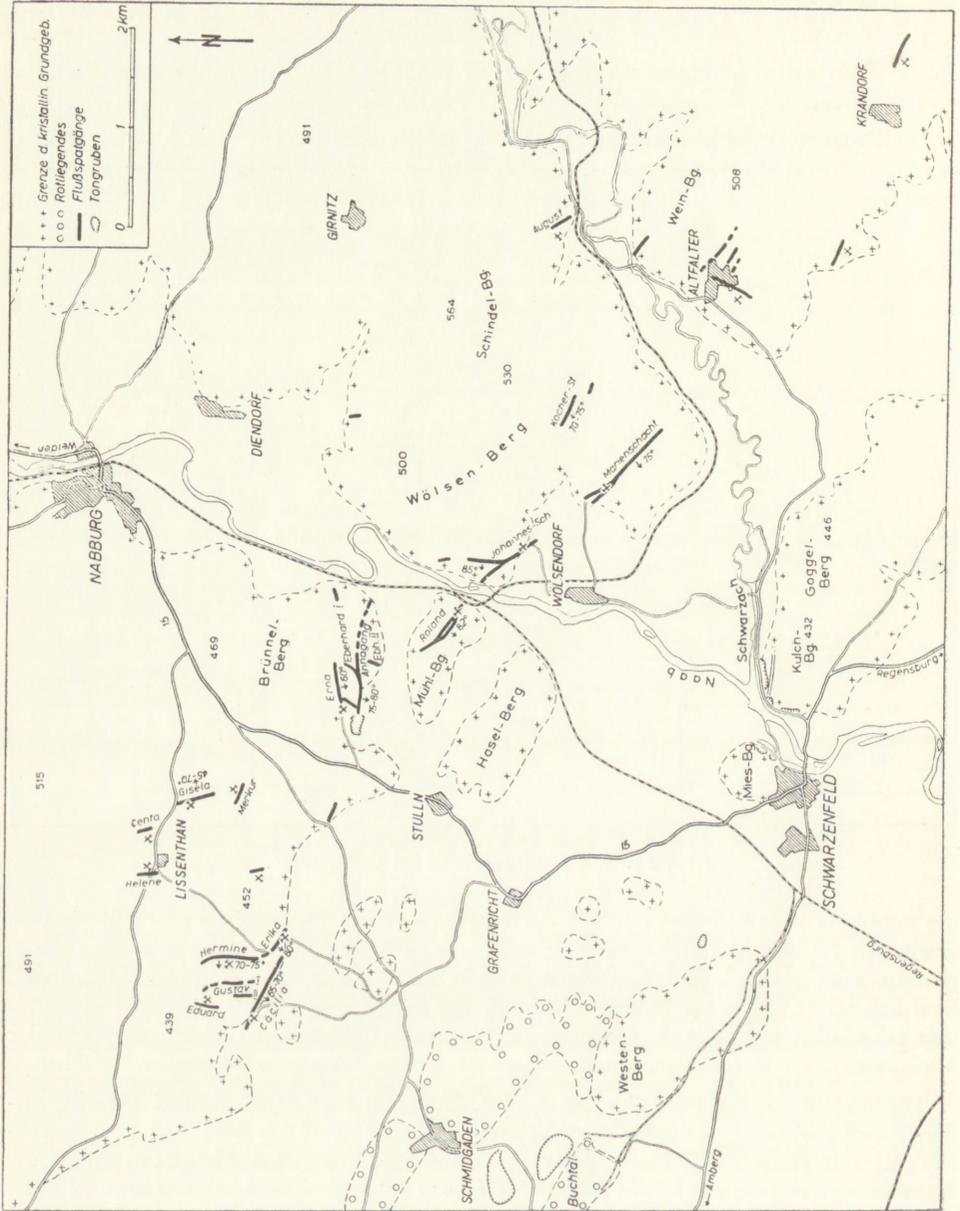


Abb. 23. Das Flußspat-Gangrevier von Wölsendorf.

Das Streichen der Gänge erfolgt bei *Wölsendorf* hercynisch bis rheinisch, das Einfallen durchschnittlich $70-80^{\circ}$ südwestlich. Die hercynischen Gänge sind als direkte Fortsetzung des Pfahles und der Pfahlschieferzone aufzufassen, während die rheinisch streichenden im wesentlichen den Nebenpfählen entsprechen. Erstere sind durchschnitt-

lich mächtiger (2—4 m) als letztere, die sich schließlich nach Norden im Nebengestein verlieren.

Als Hauptfüllung der Gänge treten auf: bei *Altfalter* Bleiglanz und etwas Zinkblende neben Quarz; im *Marienschacht* wenig Bleiglanz, hauptsächlich Flußspat, der z. T. als Stinkspat ausgebildet ist; im *Johanneschacht* Stinkspat und früher als Seltenheit Pechblende sowie Anflüge von deren Abkömmlingen; auf den Gruben *Roland* und *Erna* Stinkspat, wenig Schwerspat und sekundäre UO_2 -Mineralien; auf *Gisela* und *Hermine*, *Erika* und *Cäcilia* vorzugsweise heller grüner Flußspat, auf Grube *Cäcilia*, die die schönsten Gangbilder zeigt (Abb. 26), auch reichlich Schwerspat. Nach der Teufe zu, etwa ab 150 m, verquarzen die Gänge, offenbar im Osten früher als im Westen;

in den oberen Teufen finden sich gelegentlich schöne Kristalle von Kalkspat, Kriställchen von Kupferkies, Pyrit und Bleiglanz, außerdem Dolomit und Markasit, schließlich traubig-stalaktitischer Kupferkies, stalaktitischer Schwerspat und Eisenrahm. Man erhält den bestimmten Eindruck, daß Pfahlquarz, Fluß- und Schwerspat blutsverwandt sind; sie bilden ein genetisch einheitliches System erzarter Quarz-, Fluß-

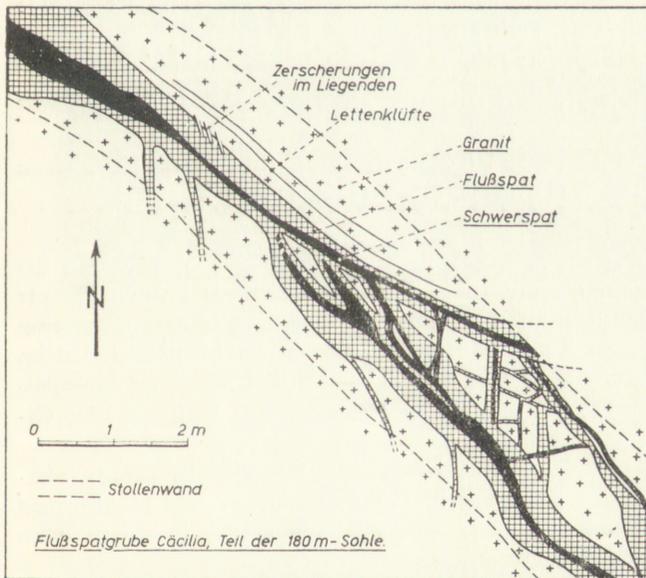


Abb. 25. Ablenkung eines jüngeren Ganges von einem um eine Bildungsphase älteren Gang (nach H. Riedel 1952)

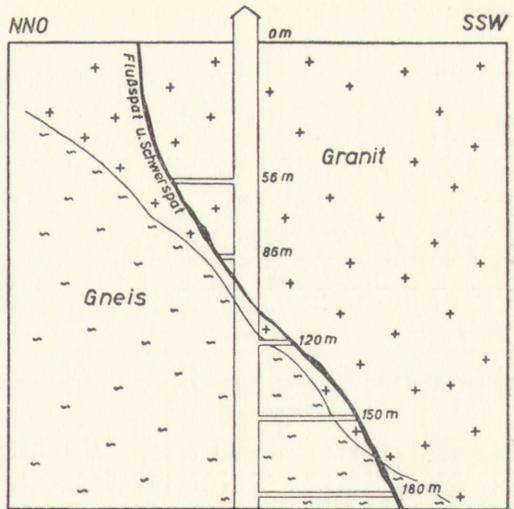


Abb. 24. Die Grenze Granit-Gneis auf der Grube Cäcilia (nach H. Riedel 1952).

und Schwerspatgänge, entstanden als hydrothermale Ausfüllung der Pfahlverwerfungsspalte und ihrer nach N abbiegenden Nebenklüfte. Der Pfahlquarz ist magmanäher gebildet, der Fluß- und Schwerspat magmaferner. Während der Pfahlquarz keine Anzeichen einer rhythmischen Ausfällung zeigt, ist die Fluß- und Schwerspatführung meist symmetrisch von beiden Gangwänden beginnend prachtvoll rhythmisch angeordnet. Es ist anzunehmen, daß die relativ große Menge Pfahlquarz als kolloiddisperses Kieselsäure-Sol zugeführt

wurde, hingegen Ca^{++} , Ba^{++} , F^- und SO_4^{--} in ionendispers echter Lösung. Die rhythmische Auskristallisation ist durch wechselnde Zufuhr aus der Tiefe, Änderung von Temperatur, Druck, Azidität und Lösungsgenossen bedingt (vergl. v. Engelhardt 1936).

Altersmäßig werden die Flußspatgänge ebenso wie der Pfahlquarz in das oberste Carbon oder unterste Rotliegende zu stellen sein. Eine absolute Altersbestimmung an der Pechblende ergab 200 Millionen Jahre (Hecht und Kroupa 1934). Damit stimmt überein, daß die Gänge nirgends in die Rotliegendensedimente fortsetzen, also älter als das Rotliegende sind. Jüngere Bewegungen hinterließen ihre Spuren in der Bildung von striemigem Bleiglanz (Bleischweif) und kataklastischem Flußspat.

Die bisher beobachteten Mineralien sind (Zusammenstellung nach Ch. Tennyson):

Flußspat; derb, in verschiedenen Farben auf allen Gruben.

Stinkspat; Marienschacht, Johannesschacht, Grube Roland, Annagang.

Kristallformen: (100) auf allen Gruben,

(110) Cäcilia, Johannesschacht, Sulzbach/Donau.

(111) Cäcilia, Erika, Naabranken, Johannesschacht, Sulzbach/Donau;

Kombinationen von (100) mit (111)

„ (100) „ (210)

„ (100) „ (hkl) (Cäcilia).

Schwerspat; Roland (auffallende Färbung), Erna (mit Flußspat verwachsen), Hermine (zonare Kristalle), Erika, Cäcilia (derb und in schönen Kristallen, radial-faserig und stalaktitisch), Johannesschacht, Marienschacht.

Kristallformen: 1) dünn tafelig nach der Basis (001) mit (110) oder (011) und (101), auch mit (102) und mit (010),

2) kurzprismatisch, nadelig-feinstrahlig, in dichten radial-faserigen, konzentrisch gebänderten Knollen auf Flußspat.

3) stalaktitisch.

Vermessene Kombination: vorherrschend (001) mit (110), (010) und (100), dazu (011), (111), (114), (102), (130), (136).

Quarz; auf allen Gruben;

hornsteinartig dicht (häufig am Salband), derb und in Kristallen, meist nur die scheinbar hexagonale Pyramide mit sehr kurzem hexagonalem Prisma, das oft auch ganz fehlt. Gelegentlich auf Flußspatwürfeln aufgewachsen beiderseitig ausgebildete Kristalle bis zu 3 mm Länge. Vorkommen als Eisenkiesel, Citrin, Amethyst und Rauchquarz. Altersmäßig älter, gleichalt und jünger als Flußspat.

Kalkspat; jüngste Bildungen, z. T. sehr schöne Kristalle, vom Marienschacht, Gisela und Cäcilia.

Kristallformen: hexagonales Prisma mit flachem Rhomboeder ($01\bar{1}2$), Skalenoeder meist nur in Pseudomorphosen und Hohlformen bekannt, kleine Drusen mit schönen Skalenoedern vom Marienschacht.

Dolomit; sattelförmig gekrümmte Rhomboeder, weiß, gelblich, rötlich; auf Flußspat, Quarz und Schwerspat.

Aragonit; nicht sicher.



Abb. 26. Gangbild der Grube Cäcilia. 120 m-Sohle.

Manganspat; nicht sicher.

Eisenspat (nach *Gümbel*) in Umwandlung nach Brauneisenstein.

Hämatit; als Eisenglanz, Eisenglimmer, Eisenrahm, Roteisenstein und Roter Glaskopf ausgebildet.

Psilomelan; als Bindemittel einer Flußspatbreccie (Marienschacht), stalaktitische und traubige Bildungen in Hohlräumen.

Wad;

Brauneisenerz; z. T. mit glaskopffartiger Oberfläche, vereinzelt Stalaktiten. Eisenocker.

Kaolin;

Nontronit.

Sulfide und deren Sekundärminerale:

Pyrit; Einsprengungen in Pechblende und Stinkspat, kleine Kristalle auf Schwerspat, Flußspat und Quarz; ältere Würfel, jüngere Pentagondodekaeder und kleine scharf ausgebildete Kubooktaeder.

Markasit; strahlig, stalaktitisch, schön kristallisiert (Cäcilia).

Kupferkies; als Besonderheit traubige bis derbe Massen (Cäcilia), sonst als kleine, schlecht ausgebildete Kriställchen auf Schwerspat, Flußspat und Dolomit; z. T. in Kupferglanz oder Buntkupfererz umgewandelt (Marienschacht).

Bleiglanz; derb in Flußspat und Schwerspat (Marienschacht, Altfallter, Krandorf), tektonisch verformt zu feinstriemigem „Bleischweif“; kleine Gängchen im Flußspat (Gisela); kleine, sehr scharfkantige Kubooktaeder auf Schwerspatkristallen (Cäcilia).

Zinkblende; hellbraun, spätig, oft mit Bleiglanz und Kupferkies verwachsen (Marienschacht), Kriställchen mit pos. u. neg. Tetraeder (Cäcilia).

Covellin; als dünner Überzug, in dünnen Blättchen.

Azurit; schön vom Marienschacht, gut ausgebildete Kristalle selten.

Malachit; in kleinen Kristallen und in faserigen seidenglänzenden nierigen Aggregaten.

Chrysokoll; dicht, derb, erdig.

Pyromorphit; Drusen prismatischer und nadelförmiger Kristalle, Krusten und Überzüge.

Cerussit; wasserklare Kristalle, z. T. sehr gut ausgebildet.

Anglesit;

Wulfenit;

Linneit; kaum 1 mm große Oktaeder (Sammlung Scholz).

Uranminerale:

Uranpecherz; sehr selten, im Stinkspat.

Uranotil; moosgrün bis leuchtend zeisigrün, gelb bis dunkelchromgelb, meist gut kristallisiert.

Uranoglimmer: Autunit, Torbernit, Uranocircit.

Gummit; rötlichgelb bis orange.

Uranopilit; lichtgelb, auf Klüften im Stinkspat.

Kasolit; eigelbe Kügelchen auf Uranotil.

Fourmarierit; leuchtend scharlachrote, spätige bis strahlige Ausfüllungen kleinster Hohlräume, in feinen lanzettförmigen Kriställchen.

Bequerelit; sehr kleine, aber schöne bernsteinfarbene Kristalle auf Uranotil.

Janthinit; schwarz.

Dewindtit; kanariengelb.

Phosphuranylit; pulverige Beschläge, dunkelzitronengelb.

Uranopilit; Anflüge, schwefel- bis zitronengelb.

Uranocker;

Parsonsit; gelbbraun.

Schoepit; hellgelbe Täfelchen.

Noch nicht identifiziertes gelbes Mineral, junge Ausblühungen.

Pseudomorphosen:

Von Quarz nach Kalkspat, nach Schwerspat und Flußspat;

von Flußspat nach Kalkspat;

von Eisenglanz nach Eisenspat (oder Kalkspat).

Die FürstENZEHE in Buchet bei Lam. Es liegen herzynisch streichende hydrothermale Gänge im Glimmerschiefer des Künischen Gebirges vor, die schon im 16. Jhd. auf silberhaltigen Bleiglanz abgebaut wurden und deren Gangart aus Flußspat, Kalkspat und Quarz besteht. Der Flußspat ist leicht rosa oder bläulich gefärbt, sehr rein und kann in großer Menge auf den alten Halden gesammelt werden.

Literatur über die Flußspatgänge bei Donaustauf und Wölsendorf

- E. Böttger*: Beschreibung der Flußspatlagerstätten im Donaurandgebirge. — Geol. Meldearb. Manuskript T. H. Berlin 1925 (nicht mehr zugänglich).
- P. Dorn*: Geologie der Flußspatlagerstätten der Bayer. Ostmark. — Jb. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver. 25. 1936. 1—23.
- F. Drechsler*: Zur Mineralführung und Chemie der Oberpfälzer Flußspatgänge. — Naturw. Ver. Regensburg. 17. 1924. 3—48.
- W. v. Engelhardt*: Die Geochemie des Bariums. — Chemie d. Erde 10. 1936. 187—246.
- Luise Goebel*: Radioaktive Umwandlungserscheinungen am Fluorit von Wölsendorf. — Sitz.-Ber. Ak. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Abt. 1, 139. 1930. 373—392.
- F. Hecht u. E. Kroupa*: Die Bedeutung der quantitativen Mikroanalyse radioaktiver Mineralien für die geologische Zeitmessung. — Zs. Analyt. Chem. 106. 1936. 81—128.
- F. Henrich*: Über radioaktive Mineralien in Bayern. — a) Sitz.-Ber. d. phys.-med. Soz. Erlangen. 46. 1914. b) Journ. Prakt. Chem. 96. 1917.
- „ Über den Stand der Untersuchung der Wässer und Gesteine Bayerns auf Radioaktivität. — Zs. Angew. Chem. 33. 1920. 20—22.
- „ Beiträge zur Kenntnis der Kalkuranglimmer (Autunite). — Ber. D. Chem. Ges. 55. 1922. 1212.
- „ Über ein Vorkommen von Uranpecherz in Bayern. — Zs. Angew. Chem. 37. 1924. 667.
- E. Kaiser*: Die geologischen Verhältnisse der Oberpfälzer Flußspatvorkommen. — Geol. Meldearb. Manuskript. Berlin 1927 (nicht mehr zugänglich).
- J. Köhler*: Zur Entstehung der Nabburger Flußspatlagerstätten. — Geol. Rundsch. 32. 1941. 71—92.
- „ Metamorphe Differentiation an einem Beispiel aus der Oberpfalz. — N. Jb. Min. 81. 1950. 365—398.
- E. Kohl u. H. Haller*: Die Mineralführung der Wölsendorfer Flußspatgänge. — Zs. Prakt. Geol. 1934. 69—79.
- H. Laubmann*: Über Pseudomorphosen von Quarz nach Kalkspat in den Flußspatgängen am Wölsenberg in der Oberpfalz. — Zbl. Min. 1913. 353—356.
- „ Über Pseudomorphosen von Quarz nach Kalkspat und von Quarz nach Schwerspat aus den Flußspatgängen am Wölsenberg in der Oberpfalz. — Zbl. Min. 1914. 383—386.
- „ Studien über Mineralpseudomorphosen. — N. Jb. Min. 2. 1922. 1—17.

- F. K. Medenbach*: Vorkommen, Gewinnung, Verarbeitung und wirtschaftliche Bedeutung des Flußspates. — Dissertation T. H. Berlin 1933.
- O. Mügge*: Über radioaktive Höfe in Flußspat, Spinell, Granat und Aenigmatit. — Göttinger Nachrichten, H. 1, 1923. 1—16.
- M. Priebehäuser*: Die Flußspatgänge der Oberpfalz. — Zs. Prakt. Geol. 16. 1908.
 „ Die Regensburger Flußspatgänge. — Zs. Prakt. Geol. 32. 1924. 49—53.
- P. Ramdohr*: Radioaktive Höfe in Quarz, Yttrifluorit und Zinnstein und neue Feststellungen über das atomale Bremsvermögen der Elemente. — N. Jb. Min. 67. Beil.-Bd. A. 1933. 53—67.
- H. Riedel*: Geologische Kartierung des Nabburger Flußspatreviere westlich der Naab (Blatt Schmidgaden 6538) im Hinblick auf die Stellung und die Bildungsverhältnisse der einzelnen Flußspatvorkommen sowie spezielle Untersuchung der Lagerstättenverhältnisse im Bereich der Grube Cäcilia an Hand einer Grubenkartierung. — Geol. Diplom-Arbeit, Institut f. Gesteinskunde München 1952.
- A. Schilling*: Die radioaktiven Höfe im Flußspat von Wölsendorf. — N. Jb. Min. 53. Beil.-Bd. A. 1926. 241—265.
- A. Schoep u. A. Scholz*: Sur les minéraux uranifères (pechblende, ianthinite, kasolite etc.) découverts à Wölsendorf Bavière, et sur un nouveau minéral d'uranium. — Bull. Soc. Bèlge de Géologie 41. 1931/32.
- H. Steinmetz*: Orientierte Einschlüsse in Fluorit. — Zs. Krist. 58. 1923. 330—339.
- Christel Tennyson*: Tracht, Habitus und Genese der Mineralien des Wölsendorfer Flußspat-Gangrevieres. — Dissertation Regensburg (in Ausführung begriffen).
- E. Wittich*: Flußspatproduktion in Bayern 1898 u. 1899. — Zs. Prakt. Geol. 8. 1900. 294—295.
- R. Ziegler*: Die Lagerstättenverhältnisse der Flußspatvorkommen bei Sulzbach/Donau unter Berücksichtigung ihrer Tektonik. — Meldearbeit, Manuskript Aachen 1952.
- H. Ziehr*: Über die Flußspatgänge und das Nebengestein im Grubenbereich der Gewerkschaft Wölsendorf. — Dissertation, Institut f. Gesteinskunde München (in Ausführung begriffen).

Nördlicher Oberpfälzer Wald und Fichtelgebirge als Teile des Saxothuringikums

Das Fichtelgebirge erscheint morphologisch als ein Hufeisen, das mit seiner offenen Seite nach NO weist; den nördlichen Bogen bilden Waldstein-Epprechtstein-Kornberg, den südlichen Bogen Steinwald-Reichsforst und die SW-Seite Ochsenkopf-Schneeberg und Kösseine. Während der Reichsforst aus tertiärem Basalt besteht, sind die anderen genannten Erhebungen aus Granit aufgebaut.

Der Fichtelgebirgsgranit ist zur Zeit der variszischen Orogenese (Curia variscorum = Hof) in altpaläozoische Sedimente eingedrungen, die heute im wesentlichen als Ton-schiefer, Grauwacken, Quarzite, Glimmerschiefer, Phyllite und Urkalke vorliegen. Außer diesen im Oberkarbon entstandenen Graniten sind auch einige kleinere, ältere Granitstöcke vorhanden (in Abb. 29 als ältere saure Magmatite bezeichnet).

Das Fichtelgebirge ist wesentlich jünger als die Gneise des Bayerischen Waldes. Es bildet die Südostecke des Saxothuringikums, das nach Norden den Thüringer Wald bis Eisenach und das Vogtland bis Saalfeld - Altenburg - Zwickau umfaßt (Abb. 27). Dieses Gebiet war nach der assyntischen Orogenese, als das Moldanubikum bereits kratogen versteift und Hochgebiet war, noch bis zum Oberkarbon von Meer erfüllte Geosynklinale, in der die oben genannten Sedimente zum Absatz kamen.

Dem Saxothuringikum gehört auch ein Teil des nördlichen Oberpfälzer Waldes an, so das Waldsassener Schiefergebirge und wohl die von *Erbendorf* bis *Leuchtenberg* eingeschalteten Metabasite. Nach *Voll* (unveröffentlicht) wird der Naabgebirgsvorsprung im Norden von einer tektonischen Störung begrenzt, die sich nach Osten in das Kristallin fortsetzt. Nördlich dieser Störung sind in einen Grundbestand aus Granat-Sillimanit-Gneisen zahlreiche basische und ultrabasische Körper erzgebirgisch streichend eingebettet. Sie stellen offenbar den südlichsten Teil des Saxothuringikums dar (Abb. 28). Der Granit von Leuchtenberg-Falkenberg-Flossenbürg ist mit dem Fichtelgebirgsgranit gleichaltrig. Während in der Tektonik des Moldanubikums herzynisches Streichen zum Ausdruck kommt, ist das Saxothuringikum durch erzgebirgisches Streichen gekennzeichnet.

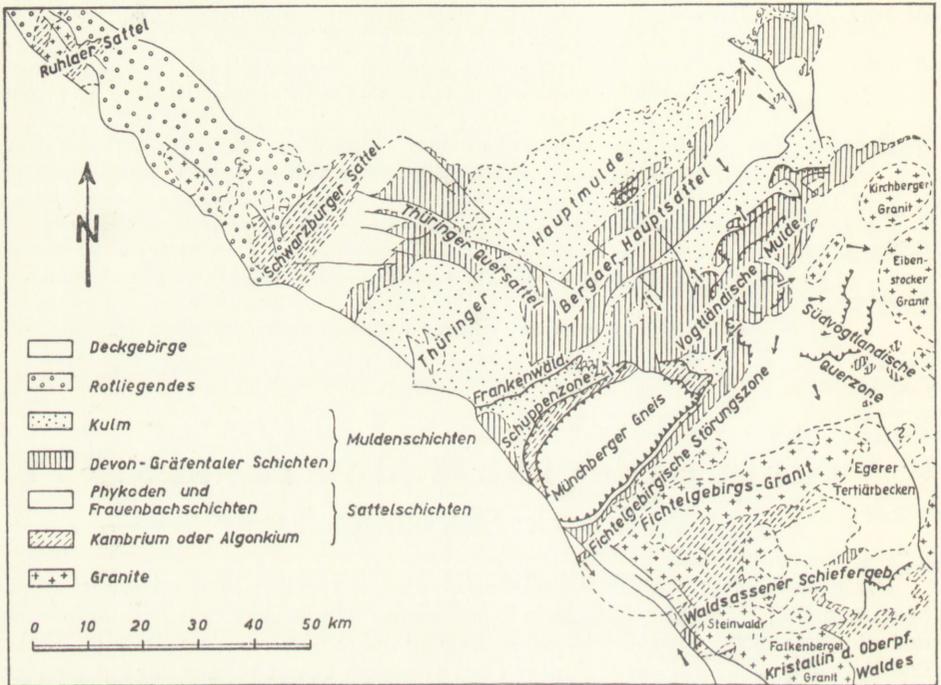


Abb. 27. Geologische Skizze des Saxothuringikums (nach v. Gaertner 1950).

a) Die Granite.

Der Granit von *Leuchtenberg-Falkenberg* durchbricht mit seiner Westseite die erzgebirgisch streichenden Metabasite diskordant und hat selbst NW-SO-Erstreckung. Die Gneise und Glimmerschiefer auf seiner Ostseite, z. B. der *Fahrenberg*, sind wahrscheinlich moldanubisch. Bei *Leuchtenberg* ist der Granit klein- bis mittelkörnig, führt neben Körnchen von Granat feine Nadeln von Turmalin und gehört der Dachpartie des Plutons an. Bei *Flossenbürg* ist er grobkörnig entwickelt und zeigt prachtvoll zwiebelchalige Absonderung. Hier findet man auf Klufflächen gelegentlich Uranglimmer. Der Leuchtenberg-Falkenberger Granitpluton führte zur Entwicklung der Pegmatite von *Hagendorf*, *Plößberg*, *Klobenreuth* usw. Von *Irchenrieth* sind Granatkristalle, bis 20 cm

im Durchmesser aufweisend, bekannt geworden. Besonders zu erwähnen ist der „Eisgranit“ von *Liebenstein*.

Der Granit der Kösseine steigt im Süden und Norden steil aus dem umgebenden Kambrium auf; am Ochsenkopf, bei Weißenstadt und weiter östlich ist das Auftauchen des Fichtelgebirgszentralgranites flach; gleichfalls flach brechen Waldstein, Epprechtstein und Kornberg aus den nördlich angrenzenden Phylliten und Grünschiefern hervor (v. Gaertner).

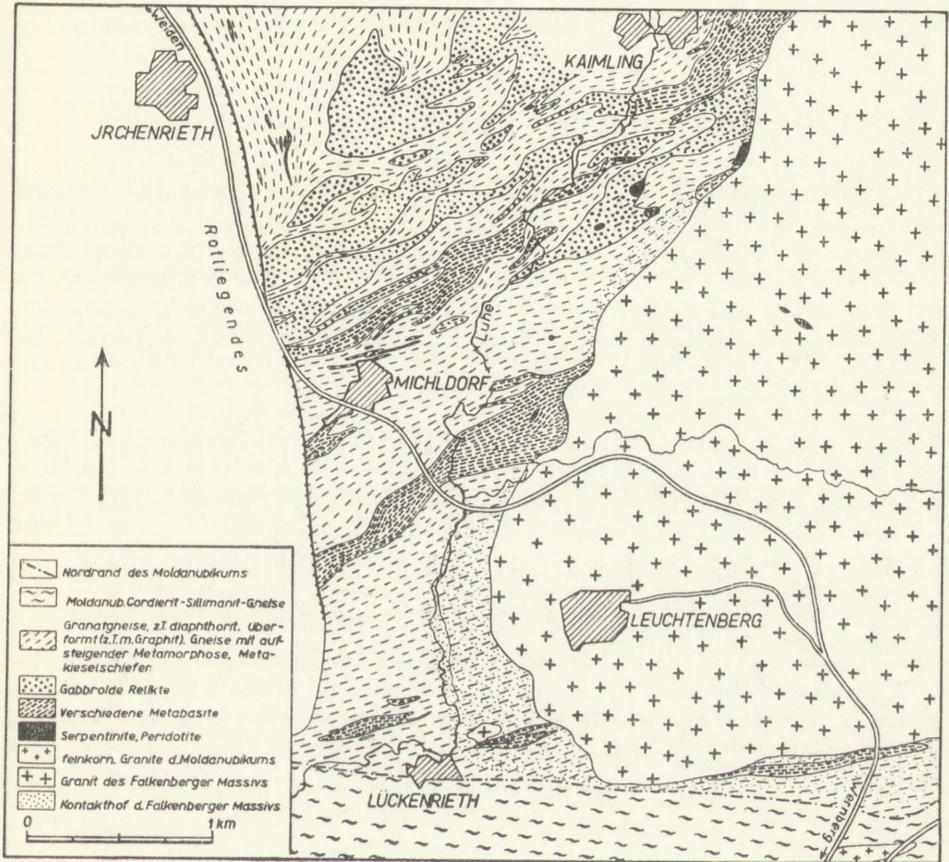


Abb. 28. Grenze Saxothuringikum-Moldanubikum bei Lückenrieth. Im Luhetal ist eine Serie von erzbergisch streichenden Metabasiten aufgeschlossen (nach G. Voll, unveröffentlicht).

Der Granit der Kösseine ist wegen seiner blauen Farbe und guten Polierfähigkeit sehr beliebt; die Granite vom Epprechtstein und Waldstein haben einen warmen gelblichen Ton. Bei *Marktedwitz* hat granitisches Magma basische Paragesteine assimiliert und die „Redwitzite“ gebildet. Am Gleisinger Fels nahe *Fichtelberg* befindet sich im Ochsenkopfgneis ein Quarzgang mit etwas Pyrit und reichlich feinblättrigem Hämatit.

In pneumatolytischen Miarolen der Dachpartien des Granites werden auch heute noch sehr schöne und von Sammlern geschätzte Mineralien gefunden: Orthoklas, z. T. in

großen flächenreichen Kristallen, meist verzwilligt, Rauchquarz und Bergkristall; Albit, Zinnwaldit, Turmalin, Apatit, Topas, Flußspat, Uranglimmer, Gilbertit und Psilomelan. Vom Epprechtstein sind als Seltenheit Herderit und kleine glasglänzende Kriställchen von Euklas zu nennen, vereinzelt kommen auch Zinnstein und Wolframit vor. Der Fuchsbaue ist bekannt geworden durch besonders schöne, hellbläuliche Topase und fast 1 qcm große Tafeln von Torbernit sowie auch als Fundstelle für gut ausgebildete Zinnsteinkristalle. Das Vorkommen vom Gregnitzgrund bei Nagel war neben den schon genannten Mineralien besonders ausgezeichnet durch prächtige Apatitkristalle und das Auftreten von Beryll und Eisenglanz. Hier wurden auch Phenakit in farblos-durchsichtigen flächenreichen Kristallen und Anatas gefunden.

b) Das Waldsässener Schiefergebirge.
(Tillengebirge, Zone Arzberg-Neualbenreuth
und Erbdorfer Gegend)

Das Tillengebirge besteht aus flachliegenden Schichten von Granat-Albit-Schiefen und plattigen bis massigen Quarziten. Sie werden von dicken Andalusiten durchsproßt, die wieder von Sillimanit, im Süden auch von Cordieriten aufgezehrt werden. Nach v. Gaertner lassen sich die Tillenschiefer nach ihrer bezeichnenden Bänderung, die trotz der Metamorphose erhalten ist, in Phycoden-Schiefer, Frauenbach-Quarzite und Bänderschiefer der Arzberger Serie gliedern. Im Süden des Blattes *Neualbenreuth* und am Nordrand von Blatt *Tirschenreuth* sind sie im Liegenden mit Kalksilikatfelsen und Graphitschiefen verknüpft.

Die Tillenschiefer sind eine flach nach Norden überfaltete und überschobene „Decke“, deren Wurzel am Südrand des Blattes *Neualbenreuth* liegt (Abb. 31). Die starke Metamorphose auf Blatt *Tirschenreuth* hat eine stratigraphische Gliederung der Gneise bisher verhindert. Auf diesem Blatt und dem südlich anschließenden Blatt *Flossenbürg* wird durch keine große Überschiebung eine moldanubische Grenze gekennzeichnet.

Profil Arzberg-Neualbenreuth. ¹⁾

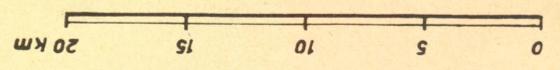
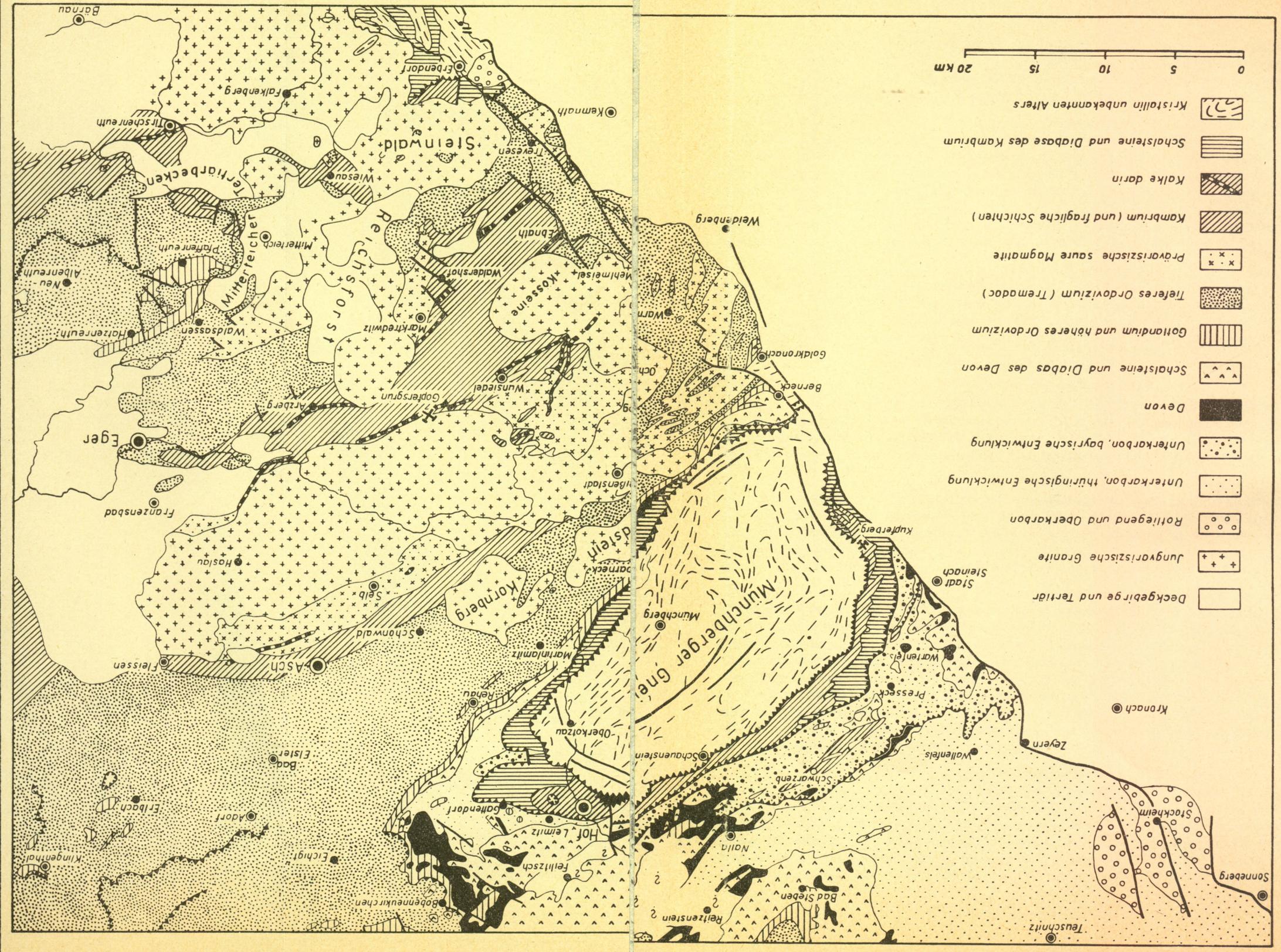
Das Kambrium, welches sich auf Blatt *Waldsassen* an den Fichtelgebirgsgranit anschließt, ist durch den Sattelzug der Arzberger Kalke gegliedert. Er taucht bei *Schirnding* unter die hangenden Graphitschiefer unter. Der Sattel steht steil, die Schieferung fällt steil SO.

Das nordöstliche Streichen der Sattelachse biegt vor dem Falkenberger Granit bei *Arzberg* in OW-Streichen um. Auf Blatt *Wunsiedel* ist der Kalkzug durch die Randzone dieses Granites unterbrochen. Von *Marktredwitz* streicht er mit Unterbrechungen über *Neusorg* bis *Wappenöst*. Weiter nördlich kommt im Zuge *Tröstau-Wunsiedel-Hohenberg* der Kalk wieder heraus. Er fällt steil bis mittelsteil nach Süden und ist vielfach vom Fichtelgebirgsgranit durchbrochen, in dem er in einzelnen Linsen erhalten ist. Jenseits der Eger keilt er aus und ist nur noch als Kalk-Silikatfels am Egerhange östlich von *Hohenberg* nachzuweisen. Die zwischen beiden Kalkzügen liegende Mulde ist steil zusammengefaltet (v. Gaertner 1942 a). Eine ältere nordwestvergente Faltung ist vermutlich später in eine südvergente umgeprägt worden.

Im Süden des Arzberger Kalkzuges fallen die Frauenbach-Schichten mittelsteil nach SO ein. Sie sind gefältelt und gestriemt. Bei *Waldsassen* heben sie sich in einem Sattel

¹⁾ Nach H. R. v. Gaertner 1950.

Abb. 29. Geologische Übersichtskarte von Fichtel- und Nachbargebieten (nach v. Gaertner 1950).



-  Kristallin unbekanntes Alters
-  Schaleine und Diabase des Kambrium
-  Kalke darin
-  Kambrium (und fragliche Schichten)
-  Prävariszische saure Magmatite
-  Tiefes Ordovizium (Tremadoc)
-  Gotlandium und höheres Ordovizium
-  Schaleine und Diabas des Devon
-  Devon
-  Unterkarbon, bayrische Entwicklung
-  Unterkarbon, thüringische Entwicklung
-  Rotliegend und Oberkarbon
-  Jungvariszische Granite
-  Deckgebirge und Tertiär

erneut heraus, der mit prävariszischen Graniten verbunden ist. Dazwischen liegen \pm bänderige Phykoden-Schichten, die in steile, z. T. sehr enge Spitzfalten gelegt sind. Die Achsen fallen durchweg nach NO ein, entsprechend dem Untertauchen des Waldsassener Sattels. Die Schieferung fällt mit 70° nach NW. Südlich Waldsassen gelangt man auf Blatt *Hatzenreuth* und *Mitterteich* in Gräfenthaler Schichten, die mit ihren Eisenerzen den Muldenkern bilden. Die Falten stehen steil, die Schieferung schwankt zwischen NW- und SO-Fallen, doch herrscht NW-Fallen vor.

Kurz vor *Hardeck* auf Blatt *Neualbenreuth* kommen mit steilem NW-Fallen die Frauenbach-Schichten wieder heraus. Die Grenze zwischen ihnen und den Phykoden-Schichten streicht über die Blätter *Neualbenreuth* und *Mitterteich* fast gradlinig nach SW. In den Frauenbach-Schichten nimmt die Metamorphose gegen Süden rasch zu. Sie sind eng von Granitphylliten durchwoben (Hohlwege nördlich von Neualbenreuth) und geschiefert. Nach der Schieferung sind Granitphyllite und Quarzite gemeinsam stark gefältelt worden. Diese jüngere Faltung ist nordvergent. Die Faltenebenen stehen steil. Auf Blatt *Mitterteich*, an den Wondrebhängen bis in die Gegend nördlich von *Tirschenreuth* kann man immer wieder die steile NW-fallende Schieferung (entsprechend der älteren südvergenten Faltung) erkennen.

Die Metamorphose nimmt auch auf Blatt *Mitterteich* nach Süden stark zu. Südlich *Waldsassen* kann man die Gesteine kaum als Phyllite bezeichnen. Bei *Tirschenreuth* ist man schon in Sillimanit-Cordierit-Gneisen. Übergänge über Staurolith- und Staurolith-Granat-Glimmerschiefer und -Gneise sind vorhanden, werden aber stark von einer späteren statischen Metamorphose überdeckt, die reichlich Andalusite aufsprossen läßt (v. *Gaertner* 1939).

Die Zunahme der Metamorphose wird von stärkerer innerer Durchbewegung begleitet. Die enge, z. T. wirbelartige Fältelung zusammen mit der Schieferung läßt die Gesteine in holzartige, faserige Stengel zerfallen. Dabei ist die Großfaltung ziemlich weitspannig. Das Achsenfallen wechselt zwischen NO und SW.

Die Erbdorfer Gegend.

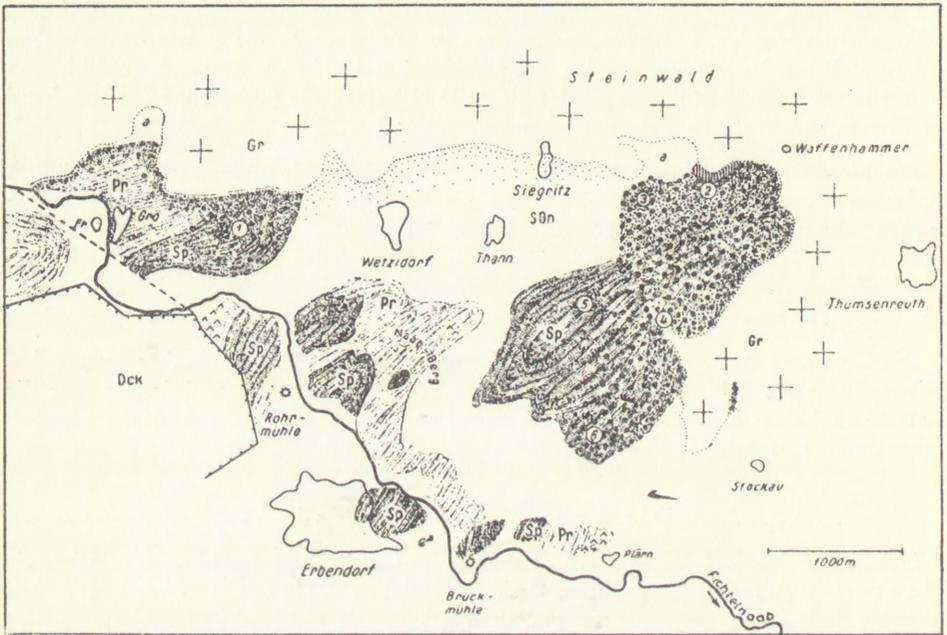
Nördlich *Erbdorf* ist eine Grünsteinserie auf nicht metamorphe, fossilführende (*Kauter*) Gräfenthaler Schichten flach überschoben (*Wurm* 1935). Die fossilführende Serie ist in steile, sehr enge Falten gelegt. Die Gräfenthaler Schichten liegen im Fortstreichen der Mulde von *Hatzenreuth-Waldsassen*. Diese wird quer zu ihrem Verlauf von der Grünsteinserie abgeschnitten.

Östlich der Fichtelnaab liegen unter den Grünsteinen, die hier z. T. in Amphibolite übergehen, Phyllite mit Graphit- und Kieselschiefern, die weithin in einzelnen Resten am Rande des Steinwaldgranites erhalten sind und in die Arzberger Serie bei *Wiesau* überleiten. Die Grünsteine sind, als metamorphe Reste, z. T. in *Gümbels* Syenit-Granite (Redwitzite) umgeformt, im Dach des Falkenberger Granites an vielen Stellen zu finden. Sie werden gewöhnlich von Kieselschiefern begleitet. In ihnen fanden am *Fahrenbühl*, südlich P. 654, nördlich von *Spielberg* weit im Süden *E. Haberfelner* und v. *Gaertner* Crinoidenstile.

Schon *de Terra* und v. *Seydlitz* haben auf die große Ähnlichkeit der Erbdorfer Grünsteinserie mit der am Münchberger Gneis hingewiesen. Auch bei Erbdorf kann man daran denken, die Grüngesteine in das Paläozoikum zu stellen. Die „Grünschieferdecke“ bei Erbdorf ist mit der Decke der Tillenschiefer tektonisch gleichwertig.

Die Überschiebung dürfte hier aber weiter nach Norden reichen. Bei Erbdorf folgen auf die Grünschiefer im Süden höher metamorphe Schichten.

Nach *S. Matthes* (1951) ist nördlich und ostwärts von *Erbdorf* eine Serie kristalliner Schiefer der ultrabasischen und basischen Gruppe (Serpentinite und Prasinite) orthogener Herkunft in einer Aureole von 200—800 m durch den Pluton des Steinwald-Granites in äußerst interessanter Weise kontaktmetamorph verändert worden. Es entstanden Serpentinegesteine mit Talkporphyroblasten, Olivin-Hornfelse, Enstatit-Olivin-Hornfelse sowie Plagioklas-Amphibol-Hornfelse, z. T. mit Einschlüssen von Epidot-führenden Diopsid-Vesuvian-Hornfelsen. Über die Verbreitung dieser Gesteine gibt Abb. 30 Auskunft. In letzter Zeit wurden hier Schürfungen nach bauwürdigem „Speckstein“ durchgeführt.



- | | | | |
|--|--|---|--|
|  | Serpentin |  | Granit des Steinwald-Plutons |
|  | Serpentin mit Talk-Porphyrblasten („Fleckenserpentin“) |  | Alte Sediment-Serie mit Gneis-Einschaltungen |
|  | (Cumingtonit)—Olivin-Hornfels (Cumingtonit)—Enstatit—Olivin-Hornfels |  | Kontaktmetamorph umgewandelte Glieder der Sediment-Serie (Hornfelse, Garben- und Knötchenphyllite) |
|  | Plagioklas—Amphibol-Hornfels |  | Dck Deckgebirge (Jung-Paläozoicum) |
|  | Pr. Prasinit-Serie |  | a Jüngste Verhüllung |
|  | Relikte von Gabbroamphibolit, innerhalb der Prasinit-Serie |  | Hauptabbruchlinie der verlängerten Fichtelgebirgsrandspalte |
|  | Prasinit-Hornfelse (ungegliedert) | | |
- (1) Föhren-Bühl, (2) Kron-Berg, (3) Kirch-Bühl, (4) Dürrer Schlag, (5) Schweißlohe, (6) Ziegelhütte, Fr = Frauenberg, Grö = Grötschenreuth.

Abb. 30. Die Kontaktzone des Steinwaldgranites nördlich Erbdorf (Matthes 1951).

c) Die Münchberger Gneismasse.¹⁾

Nordrand und Hofer Gebiet: Nach *Wurm* liegt im nördlichen Vorland der Münchberger Gneismasse, der Frankenhälder Schuppenzone, das Kristallin mit flacher Überschiebung unter Zwischenschaltung von Serpentinlinsen (Schauenstein) auf den kambrischen Randschiefern. Diese bzw. die Schalsteinserien an ihrer Basis liegen tektonisch über dem Paläozoikum der „Bayerischen Fazies“, einer Schuppenzone von Unterkarbon und Oberdevon mit allen möglichen, dem „normalen“ Thüringer Paläozoikum fremden Gesteinen (Kambrium, Döbra-Sandstein). Die Schichten der „Bayerischen Fazies“ liegen als Decke auf dem Thüringer Paläozoikum, das als Fenster bei *Wartenfels* und Halbfenster bei *Selbitz* unter der höheren Decke herauskommt. Bei *Hof* liegen die Verhältnisse analog. Die „Bayerische Fazies“ wird von *Bobbenneukirchen* bis etwa *Gattendorf-Leimitz* gezogen, die Umgebung des Wartturmberges zu den Randschiefern gestellt. So entsteht das Bild einer geschlossenen Deckscholle, in der mehrere Decken übereinandergestapelt sind.

Dieses Bild einer Deckscholle ist von *Wurm* in allen Einzelheiten an Hand seiner grundlegenden Kartendarstellungen entwickelt worden. Im folgenden werden Einwände gegen die Auffassung als fern überschobene Decken gebracht. Die gezeichneten Profile stellen nach der Tiefe Umdeutungen der *Wurm* schen Darstellungen dar, in dem unmittelbar sichtbaren Bereich sind aber die von *Wurm* gezeichneten Schnitte benutzt worden. Es besteht im großen für den Neubearbeiter des Gebietes *H. R. v. Gaertner* keine Veranlassung, an den von *Wurm* zusammengetragenen Tatsachen Umdeutungen vorzunehmen.

Alle erkennbaren Faltenachsen streichen im Hofer Gebiet wie in der Frankenhälder Schuppenzone NO. Im Raum von *Stadt Steinach* biegen sie nach NNO ein. Die Vergenz ist eindeutig gegen Norden gerichtet, wobei die Mittelebenen flach südlich fallen oder horizontal liegen. Schieferung und innere Gesteinsverformung treten zurück und lassen die zahlreichen schönen Faunen erscheinen.

Zu diesem Bilde hat *v. Gaertner* in Kürze folgendes zu sagen:

1. Es ist möglich, die Randschiefer und die zugehörigen basischen Gesteine als ehemalige Bedeckung der Gneismasse zu deuten, die jetzt von ihr unter Überfaltung abgeglichen ist. In diesem Sinne wäre eine stratigraphische Folge: Randschiefer, Eruptivserie, fossilführendes Kambrium anzunehmen.
2. Die Linsen des fossilführenden Kambriums sind von oben eingeschuppte Fetzen, desgleichen ein großer Teil der Kieselschieferlinsen der Hofer Gegend, z. B. im Bahneinschnitt von *Schwingen*.
3. Die faziellen Besonderheiten der „Bayerischen Fazies“ erklären sich durch Schichtlücken (Lücken zwischen Gotland und Tremadoc, unter dem Oberdevon und im Kulm, *H. Scholtz* 1929) und durch küstennahe Fazies, wobei Gerölle des Kambriums und eines zweistufigen Kristallins (? der Münchberger Gneismasse) schon im Kulm auftreten.
4. Die Besonderheit des bayerischen Kulm findet sich im Fortstreichen in der Plauener Gegend wieder. Daß dort Deckschollen vorliegen, ist ganz unwahrscheinlich.

¹⁾ Diese Ausführungen sind im wesentlichen wörtlich *H. R. v. Gaertner*: „Probleme des Saxothuringikums“ (1950) entnommen; nach Gaertners eigener Darstellung ist sicherlich noch lange nicht das letzte Wort über die Probleme dieses Gebietes gesprochen.

5. Entscheidend gegen eine nachkumische Fernüberschiebung ist der Nachweis von Kristallin-Geröllen im Unterkarbon der Thüringer Fazies auf Bl. *Wallenfels* (*Eigenfeld* 1938), auch wenn deren Herkunft von der Münchberger Gneismasse noch nicht einwandfrei zu beweisen ist.

6. Auf große Erstreckung liegt der Kulm in „Bayerischer Fazies“ auf Oberdevon, welcher unlösbar mit dem Thüringer Paläozoikum verknüpft ist, so auf den Blättern *Hof*, *Bobennewkirchen-Gattendorf*, *Rehau* und am sogenannten Fenster von *Wartenfels* (in letzterem ist das Obersilur — die einzige ältere Schicht — in der Fazies des Elbersreuther Orthocerenkalkes vorhanden). Es ist nicht einzusehen, wieso bei einer großen Fernüberschiebung auf so lange Strecken ausgerechnet zwei stratigraphisch aufeinanderfolgende Horizonte übereinander zu liegen kommen.

Von diesen Punkten machen besonders 4., 5. und 6. zusammen eine Fernüberschiebung unwahrscheinlich. Trotzdem bleibt der Raum der Frankenhäuser Schuppenzone eine tektonisch auf das höchste durch weite, horizontale Nordbewegung gestörte Gegend.

Die Bauformel, welche nach *H. R. v. Gaertner* am meisten einleuchtet, ist:

1. Hochtreiben der Münchberger Schwelle in mehreren Phasen. Auf ihr geringere Sedimentation als in der Umgebung, besonders im Devon und Kulm.

2. Weiteres Aufsteigen der Münchberger Masse und Abtragung eines Teils der Sedimenthaut bis auf das Kristallin im höheren Visé.

3. Abgleiten der restlichen Sedimenthaut, vorwiegend nach Norden und Osten unter Überfaltung, Einspießen von Sedimenten in den küstennahen Kulm und Aufschiebung des kristallinen Kernes auf seine Sedimenthaut (Hauptfaltung am Ende des Visé).

Das von *H. Cloos* festgestellte Achsenfallen der Randschiefer nach NO an der Saale südlich von *Hof* ist mit dieser Auffassung im Einklang.

Die vorliegenden Tatsachen kann man, wenn auch schwer, mit einer Fernüberschiebung während oder kurz vor dem untersten Oberdevon in Einklang bringen, eine Möglichkeit, die *K. H. Scheumann* (1937) anregte. Seine Ansicht gründet er auf die enge Verknüpfung der ausgeschieferten ultramylonitischen Gneise am Rand der Münchberger Masse bei *Hof* mit tektonisch nicht beanspruchten Keratophyren und Keratophyrtuffen, die er mit den oberdevonischen Keratophyren gleichsetzt.

In neuen Aufschlüssen am Ostende des Alsenberges, die bei der Erweiterung des Güterbahnhofes von *Hof* im Sommer 1939 entstanden, wölbte sich die Grenze zwischen unbeanspruchtem Keratophyr und dem ultramylonitischen Gneis als Kuppel auf. An der Grenze lag eine Breccienzone, in der glasige Lava mit Mylonitbrocken untermengt war. Von der Kuppel stieg ein schmaler Gang mit etwa ONO-Streichen und senkrechtem Fallen in dem Mylonit auf und war nach der Höhe etwa 6 m zu verfolgen. An seinen Rändern fand sich eine schwache Randbreccie. Keratophyr und Mylonit waren von jüngeren Harnischen durchzogen. Auch in anderen Steinbrüchen ließen sich Keratophyrgänge nachweisen, welche der Klüftung der Mylonite nachsteteten.

Bei voller Anerkennung der Erkenntnisse *Scheumanns* von der engen Verknüpfung der Ultramylonite mit den Keratophyren ist doch eine Gleichzeitigkeit des Eindringens der Keratophyre und des Transportes der Ultramylonite an ihren jetzigen Platz nicht zu erweisen. Im übrigen sei auf die Ausführungen von *Schüller* (1947) verwiesen.

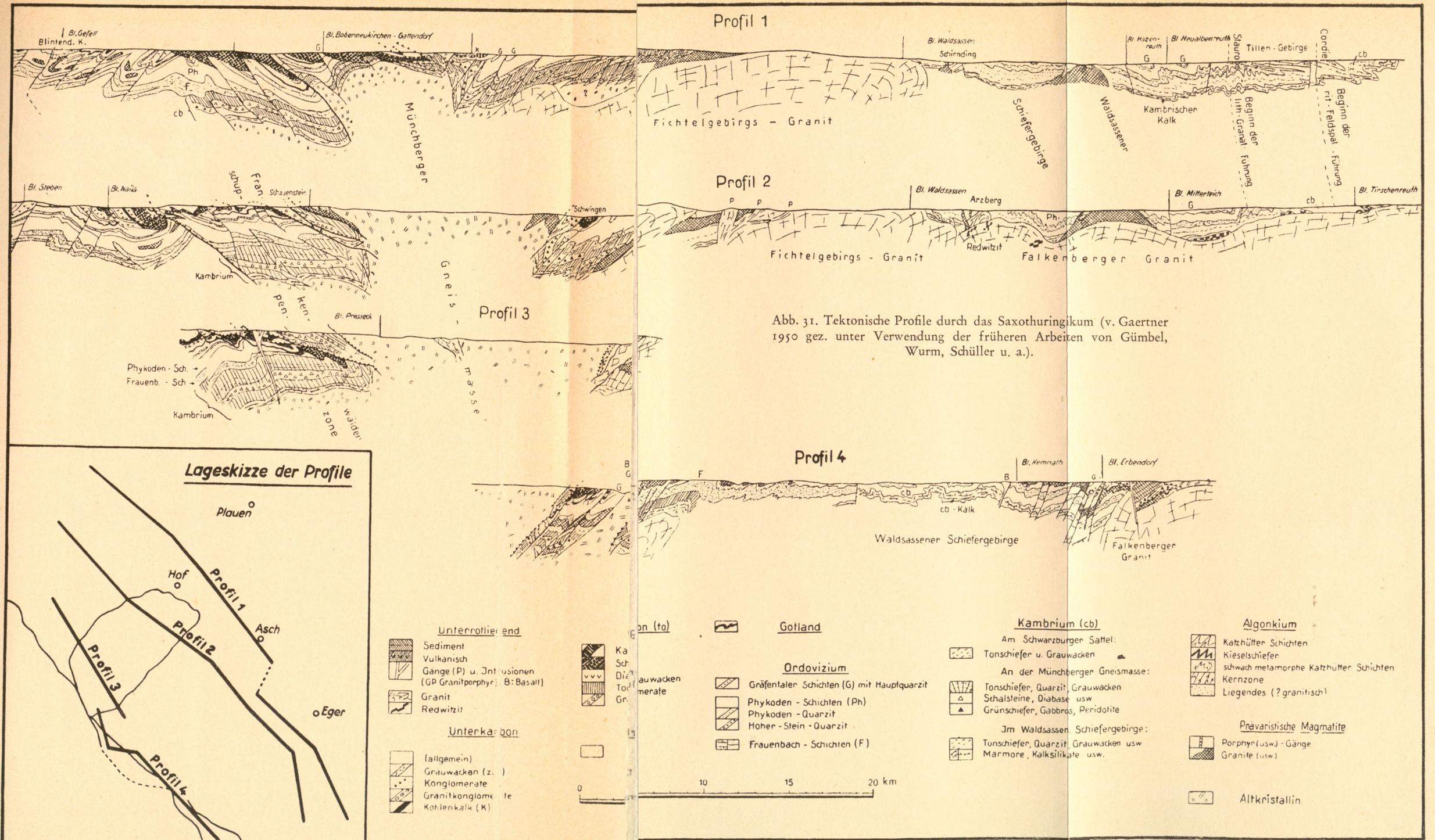


Abb. 31. Tektonische Profile durch das Saxothuringikum (v. Gaertner 1950 gez. unter Verwendung der früheren Arbeiten von Gümbel, Wurm, Schüller u. a.).

Südrand: Am Südrand der Münchberger Gneismasse fallen die Schichten steil unter die Gneise ein. Unmittelbar am Rand liegt die „Grünschieferzone“, welche bei *Oberkotzau* in die basischen Gesteine der Randschieferzone überzuleiten scheint. Die Metamorphose ist, vermutlich infolge der andersartigen Beanspruchung, hier höher als im Norden. Dafür dürfte die Verknüpfung der Grünschiefer mit der Gneismasse enger sein als die der Randschiefer. Auffällig ist die starke Beteiligung von Tiefengesteinen (Serpentinen, Gabbros, Peridotiten). Die inneren Falten der Grünschieferzone streichen NO und sind südvergent.

Neuerdings hat *Schüller* (1947) die enge Verknüpfung der Grünschieferzone mit dem Inneren der Gneismasse scharf herausgearbeitet. Die Gesteine sind nach ihm extreme Tektonite, über deren ursprüngliche Zusammensetzung nichts gesagt werden kann. Sie werden durch eine große Überschiebung vom Kern der Münchberger Gneise getrennt. Diese Kerngneise sind tektonisch weniger durchbewegt worden, aber unter starkem Druck zu Eklogiten und granulitähnlichen Typen umgebaut worden. Die Überschiebung der prasinitischen Gesteine soll sudetisch sein. Die Kerngneise sind nach *Schüller* mit den übrigen autochthonen Kernen des Saxothuringikums zu vergleichen, während die Grünschiefer nicht in die Umgebung passen und wohl aus größerer Entfernung herangeschoben sind. Es ist aber unerklärlich, wieso die fremden Deckschollen immer nur auf dem autochthonen Kristallin erhalten blieben und nur am Wartturmberg auf nicht metamorphem Paläozoikum liegen. *H. R. v. Gaertner* kann in der Überschiebung nur eine Erscheinung des tiefen Untergrundes sehen (Grenze zweier Zonen mit verschiedenen Einengungsformen).

An die Grünschieferzone des Südrandes schließt sich eine Schuppenzone von Kulm und Gotland an (*Deubel* 1930, Bahneinschnitt von Schwingen), in der *v. Gaertner* im wesentlichen das Dach des Kambriums sieht. Weiter vom Rand weg wird der Bau des Kulms ruhiger. Es folgt Oberdevon, örtlich Gotland und dann das höhere und tiefere Ordovizium.

Bei *Martinlamitz* verschmälert sich die Zone unter Versteilung. Kulm und Devon keilen aus. Bei *Berneck* stellen sich die jüngeren Schichten wieder ein. Sie biegen aus dem NO- in das OW-Streichen um. Der Ausstrich von jüngeren Schichten kennzeichnet wohl immer ein höheres Schnittniveau. Gleichzeitig mit dem Vorkommen jüngerer Schichten am Südrand wird die Münchberger Gneismasse selbst schmaler, was im Sinne des Untertauchens zu deuten ist.

Mit dem Gneiskeil von *Berneck* springt das Kristallin weit nach Süden vor; die Störung verwirft im gleichen Sinn die südlicher gelegenen prävariszischen Granite. Westlich der Störung ist das Kristallin wieder steil auf das südliche Paläozoikum aufgeschoben. Doch fehlt das bei *Berneck* so reichlich entwickelte Unterkarbon und Oberdevon. Eine tiefere Zone ist angeschnitten.

Wie Prof. 4 auf Abb. 31 zeigt, muß die Störung sehr beträchtlich sein, wenn man mit *Brennich* das Kristallin an der Bernecker Störung aus der Tiefe aufsteigen lassen will. Man dürfte dann am Südrand des Kristallins keine gotlandischen und höher ordovizischen Schichten mehr finden. Diese Lösung ist unwahrscheinlich. Vermutlich liegt eine einfache Blattverschiebung vor, an der das Kristallin unter geringer Hebung gegen Süden gedrückt wurde; gegen diese Deutung kann man die Schleppung der Schieferzonen auf der zurückgebliebenen Störung bei *Berneck* von der NO- in die OW-Richtung anführen, die gerade entgegengesetzt sein müßte. Die bisherigen Untersuchungen am Gneiskeil lassen also eine Entscheidung weder für noch gegen eine Fernüberschiebung zu.

Am Westrand der Münchberger Gneismasse streicht bei *Kupferberg* die Randschieferserie mit den begleitenden basischen Gesteinen fast NS. Sie fällt ziemlich steil unter das Kristallin ein, welches hier vorwiegend von Amphiboliten gebildet wird. Wie weit diese Amphibolite oder die Randschieferserie selbst eine Fortsetzung der Grünschieferzone bilden, ist ungeklärt. Alle Gesteine sind von Zerrsprüngen parallel zur saxonischen Randüberschiebung durchsetzt.

d) Die Keratophyre bei Hof.¹⁾

Die „Keratophyre“ bei *Hof* stellen eine hoch-epizonal überprägte, in ihrem jetzigen Mineralbestand sehr einförmige (Quarz, Albit, Chlorit, Eisenoxyde), nach ihren Relikten ursprünglich aber sehr mannigfaltige Magmatitserie dar, die in der Hauptsache aus mäßig quarzhaltigen bis quarzarmen Trachyten bestand. Im Kern des größten „Keratophyr“-Körpers findet sich, durch Übergänge verbunden, eine als Quarzsyenit zu bezeichnende grobe Strukturfazies; in ihr ist die mylonitische Überprägung besonders auffällig. Andere Entwicklungstendenzen führen zu deutlich superfiziellen Typen (Perlite, Tuffe, Breccien), z. T. von ausgeprägt atlantischem Charakter (feldspatoidreicher phonolithischer Tephrit). Über andesitische und diabasporphyritische Gesteine leitet der Zusammenhang zu den Diabasen und „Schalsteinen“ des Hofer Schiefergebirges hin. Die ganze magmatische Abfolge ist, abweichend von früheren Darstellungen, aus der frühvariszischen herauszunehmen und einer prävariszischen einzuordnen, vermutlich einer Nachphase von Stilles „Assyntischer Faltung“. Sie sind in die „Randschieferserie“ Wurms eingebettet, die dieser als erster bei Hof nachwies und auf Grund regionaler Vergleiche ins Kambrium einordnete, und in die hier eine gewisse, zunächst noch grobe Gliederung zu bringen versucht wird. Als Liefergebiet für die frühvariszische Geröllschüttung im nördlich anschließenden Raum kommt also das Hofer Keratophyrgelände besonders in Frage.

Speckstein, Talkschiefer und Serpentin aus dem Fichtelgebirge

In den metamorphen Gesteinen des Fichtelgebirges spielen Talk, Speckstein, Serpentin und Chlorit eine große Rolle. Ursprünglich haben offenbar Olivin-reiche Gesteine (Peridotite u. a.) vorgelegen, aus denen durch Wasseraufnahme bei erhöhter Temperatur bzw. durch metasomatische Auswanderung des Magnesiums und damit ermöglichte Neubildung von Speckstein die genannten Mineralien entstehen konnten:

Olivin	Mg ₂ [SiO ₄]
Talk	Mg ₃ [(OH) ₂ Si ₄ O ₁₀]
Speckstein	
Serpentin	Mg ₆ [(OH) ₈ Si ₄ O ₁₀]
Chlorit	(Mg, Al) ₆ [(OH) ₈ (Si, Al) ₄ O ₁₀]

Im Olivin, Talk und den beiden letzteren ist das Magnesium (Mg) meist durch geringe Mengen Eisen (Fe) diadoch vertreten und dadurch eine grüne Farbe verursacht. Speckstein ist die reine Mg-Verbindung und deshalb rein weiß. Im Talk sind die einzelnen Kristallindividuen relativ groblätterig entwickelt und zudem meist parallelschieferig angeordnet, sie bilden die den Chloritschiefern in ihrer Textur entsprechenden Talkschiefer. Speckstein (Steatit) ist gegenüber dem Talk nicht allein

¹⁾ Nach *H. Ebert* 1951.

durch die größere Reinheit, sondern auch durch feinste Größe der Einzelkriställchen und eine ungeregelt-dichte Textur ausgezeichnet.

An Speckstein werden im Fichtelgebirge jährlich gegen 10 000 t, an Talkschiefern über 30 000 t abgebaut. Talkum wird bei *Erbendorf* und *Schwarzenreuth* in der Oberpfalz gewonnen, ferner bei *Holenbrunn*, *Neuenmarkt*, *Neufang*, *Sessenreuth*, *Förbau*, *Schwarzenbach*/Saale und *Wurlitz* in Oberfranken.

Speckstein wird in gebranntem Zustand hauptsächlich für elektrische Isolatoren aller Art, für Schnittbrenner von Azetylenlampen u. a. verwendet, in gemahlenem Zustand für Toilettenpulver, als Füllmassen in der Papier- und Seifenindustrie, für verschiedene keramische Erzeugnisse; die Talkschiefer finden nach feinsten Vermahlung Verwendung als Füllstoffe, als Träger von Katalysatoren und Schädlingsbekämpfungsmitteln usw.

Der Speckstein von Göpfersgrün-Thiersheim

Das Vorkommen von Speckstein (Steatit) bildet östlich *Wunsiedel* eine schmale Zone von ca. 5 km Länge von *Göpfersgrün* bis etwas über *Thiersheim* hinaus. Es ist an den Wunsiedler Marmorzug (Urkalk) gebunden, der erzgebirgisch streichend in Phyllite eingelagert ist, aber von Norden her auch vom Fichtelgebirgs-Zentralgranit berührt und kontaktmetamorph verändert wird. Der Urkalk fällt mit ca. 60° nach S ein. Ein zweiter analoger Marmorzug streicht wenig südlich vom ersteren mit Unterbrechungen etwa von *Neusorg* über *Marktrechwitz* nach *Arzberg*. Es ist nicht entschieden, ob beide ehemals eine einzige sedimentäre Schicht waren und heute die aufsteigenden Flügel einer tektonischen Mulde darstellen.

Die Marmorzüge boten offenbar einen bevorzugten Aufstiegsweg für die seit dem Miocän im Gefolge der Basalt-Eruptionen das Nebengestein durchsetzenden heißen Wässer; in einiger Nachbarschaft treten Kohlensäure führende Quellen heute noch aus, beispielsweise die Säuerlinge bei *Stemmas* und *Kothigenbibersbach*, Alexandersbad bei *Wunsiedel* u. a. Die Thermen brachten stellenweise bevorzugt Eisenionen, an anderen Stellen Magnesiumionen mit. Dort wo sie mit dem Urkalk (CaCO_3) in Berührung kamen, wurde das Ca entweder ganz durch Fe, oder zur Hälfte durch Mg ersetzt, während das Ca weiter nach oben wanderte. Im ersten Fall entstanden die metasomatische Lager von Eisenspat (FeCO_3) bei *Arzberg*, im zweiten Fall der Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ bei *Göpfersgrün-Thiersheim* und in seiner Begleitung als Magnesiumsilikat der Speckstein. M. E. ist der Speckstein nicht mit Hilfe von Magnesium aus dem Dolomit entstanden, sondern der Dolomit wird ebenso wie der Speckstein Magnesium enthalten, das von den azendenten Thermen — vielleicht aus tiefer liegenden Grünsteinen — mitgebracht wurde.¹⁾

Der meiste Speckstein weist dichte, nierig-traubige Ausbildung, wohl als Folge gelförmiger Entstehung auf und ist häufig von schönen Mangandendriten überzogen. Als Seltenheiten entstanden durch die metasomatische Verdrängung die weltbekannten

¹⁾ Die Dolomitisierung würde dann der Verspecksteinung, der sowohl Dolomit als auch Kalkspat und Silikate unterlagen, unmittelbar vorangegangen sein. Die Ansicht anderer Autoren, daß der Dolomit bereits sedimentär entstanden sei, kann durchaus richtig sein, aber in diesem Fall müßte nach neueren Erfahrungen gleichfalls Kalk Mg metasomatisch aufgenommen haben, und zwar noch aus dem Meerwasser nach erfolgter Sedimentation und Diagenese.

und in jeder Sammlung als Kostbarkeiten vorhandenen Pseudomorphosen von Speckstein nach Quarz, Kalkspat, Dolomit usw.; sie stammen aus der jetzt still liegenden Grube bei *Göpfersgrün*, während sie aus den Abbauen der *Johanneszeche* nicht bekannt geworden sind.

Nach der letzten tektonischen Störung haben sich auf Bruchzonen junger Quarz, Kalkspat, auch Chalcedon ausgeschieden. Kalkspatkristalle der Kombination (10 $\bar{1}$ 0) · (01 $\bar{1}$ 2), gelegentlich von jüngstem Quarz überkrustet, grobspätige Durchwachsungen

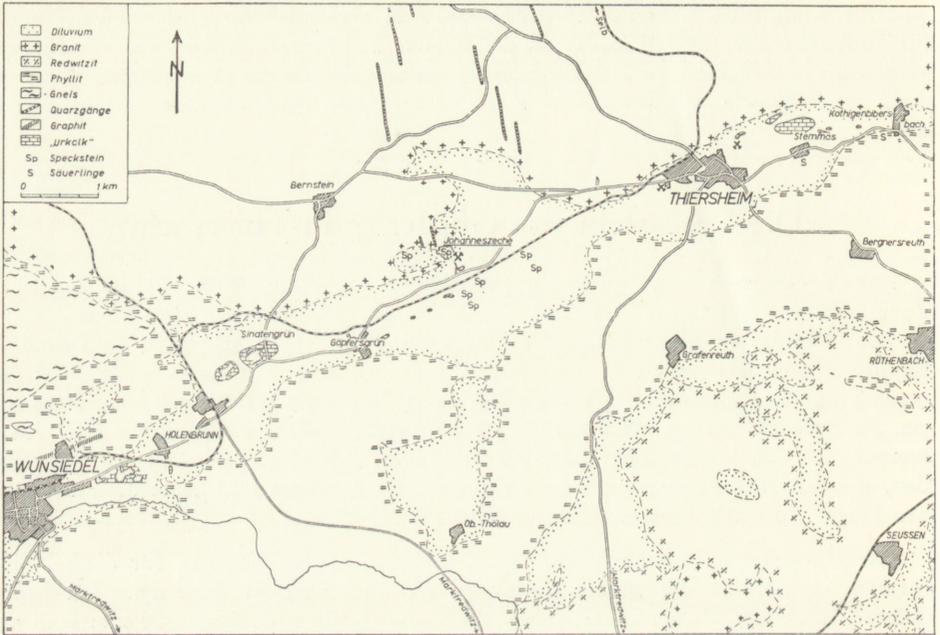


Abb. 32. Der Wunsiedler Kalkzug mit den Specksteinvorkommen von Göpfersgrün-Thiersheim.

Quarz/Kalkspat u. a. können gleichfalls gefunden werden. In einem in größerer Menge anstehenden Speckstein-Chlorit-Mulm, finden sich gelegentlich zentnerschwere Blöcke von zellig angeordnetem Sternquarz, der fast Bergkristallqualität aufweist.

Die Specksteinvorkommen werden außer von Granit auch von Diabasgängen begleitet, so beispielsweise in der *Johanneszeche*. Dort unterlagert nach den Bohrergebnissen der Granit stets den Speckstein; Granit und Speckstein werden ihrerseits an der Südwand des derzeitigen Tagebaues von einem Diabasgang durchsetzt. Der Granit ist unter Erhaltung seiner ehemaligen Struktur verspecksteint, der Diabasgang vergrünsteint; letzterer besteht vorwiegend aus Chlorit, und zwar Klinochlor und Pennin; außerdem sind Leukoxen und Apatit, auch etwas Erz darin enthalten, Talk jedoch nur in Spuren. Große ehemalige Plagioklaseinsprenglinge in subophitischer Anordnung und eine kleine zweite Plagioklasengeneration in ophitischer Anordnung verraten typische ehemalige Diabasstrukturen. Chlorit konnte mikroskopisch und röntgenographisch identifiziert werden. In geringer Entfernung nach Norden, innerhalb des gleichen Tagebaues, ist der Granit kaolinisiert, sicherlich gleichfalls unter Einwirkung der thermalen Wässer. Nach *Wurm* (1925) geht bei Göpfersgrün die Verdrängung des Grani-

tes von Klüften aus und ist in allen Übergangsstadien anzutreffen. Dort zeigt dichter Speckstein an manchen Stellen auch noch deutlich die Lamellierung des ehemaligen Kalkes, aus dem er durch Verdrängung hervorgegangen ist.

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß im Wunsiedler Urkalkzug bei *Sinatengrün* Graphit, Tremolit, Phlogopit, als Seltenheit Diopsid und Zoisit und hin und wieder Magnetkies, Kupferkies und Bleiglanz gefunden werden können; am Zeitmoosbach an der Bahnlinie nördlich *Holenbrunn treten* in Verknüpfung mit Granit-injektionen und Pegmatitbildungen im Marmor zahlreiche Kontaktmineralien auf.

Serpentin und Talkschiefer von Wurlitz¹⁾

Die Serpentine, Talkschiefer und Chloritschiefer von *Wurlitz*, *Schwarzenbach/Saale*, *Förbau*, *Schwingen* usw. gehören der Grünschieferzone an, die zwischen den Fichtelgebirgsgraniten und der Münchberger Gneismasse eingeklemmt liegt. Bei *Wurlitz* zieht sich, wie aus Abb. 33 ersichtlich, eine rund 4 km lange gebogene Zunge aus Serpentin und Saussurit-Gabbro von *Lahmreuth* bis zum *Lamitztal*. Das Grundgestein ist ein feinkörniger bis dichter Maschenserpentin, in dem bereits mit bloßem Auge größere primäre Erzkörner festgestellt werden können. Olivin und rhombischer Pyroxen als Primärmineralien fehlen in allen Schliffen. Die Primärerzkörner sind meist unregelmäßig lappig umgrenzt wie in allen ultrabasischen Gesteinen; tiefrotbraune Kerne lassen auf Chromit schließen, der von Magnetit umwachsen ist. Der Maschenserpentin wird in nahezu allen Serpentinproben von jüngeren Antigorit verdrängt. Die fortschreitende Antigoritisierung löst die Erzmaschen mehr und mehr auf, so daß die in den Erzschnüren abgezeichnete Primärstruktur verschwindet und einem mehr oder weniger reinen Antigoritfächeraggregat Platz macht.

Röntgenographisch erweist sich der Serpentin als ein Gemenge von Antigorit und Klinochlor.

Im vorderen Teil des Westbruches treten zwei auffallende, große Störungsflächen auf, die unter 70° nach Westen einfallen (Abb. 35). Die ostwärts gelegene Störung bildet in einer über 100 qm großen Harnischfläche die Ostwand der unteren Bruchetage, entlang welcher die betroffenen Gesteine, meist Serpentine, zu

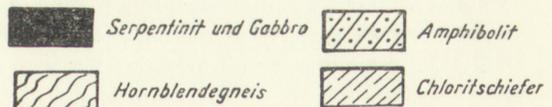
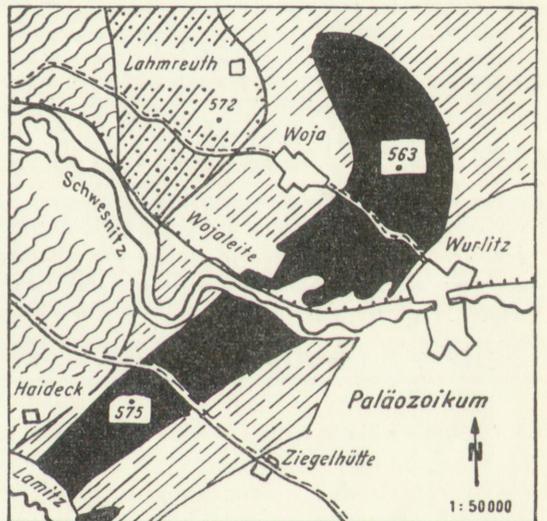


Abb. 33. Lageskizze des Serpentin-Vorkommens von Wurlitz (F. Rost 1949).

¹⁾ Im wesentlichen nach F. Rost 1949.

einer handflächenbreiten Breccienlage zerrieben sind. Die bis zu zentimeter großen Bruchstücke sind eckig bis rundlich und gehen am Rande in Schalenserpentin über, der sie zu einem relativ lockeren Trümmergestein verbindet.

Bei den gabbroiden Gesteinen unterscheidet *P. Michael* (1888) zwei Arten der Saussuritisierung, durch welche der ursprünglich im Gabbro vorhandene, sicher sehr basische Plagioklas einerseits in Aggregate eisenarmer Zoisitminerale, andererseits in eine körnige Masse von Grossular umgewandelt wurde. *F. Rost* stellt daneben Vesuvian als wichtiges gesteinsbildendes Mineral im Gabbro fest.

Die gesteinsbildenden Mineralien des Gabbro sind: als wesentlichster primärer dunkler Bestandteil Diallag, selten frisch, meist durch Bastitisierung, Chloritisierung und Tremolitisierung verändert; Zoisit und Klinozoisit, häufig miteinander verwachsen; als jüngere Bildung Granat und Vesuvian; ferner Prehnit und Chlorit.

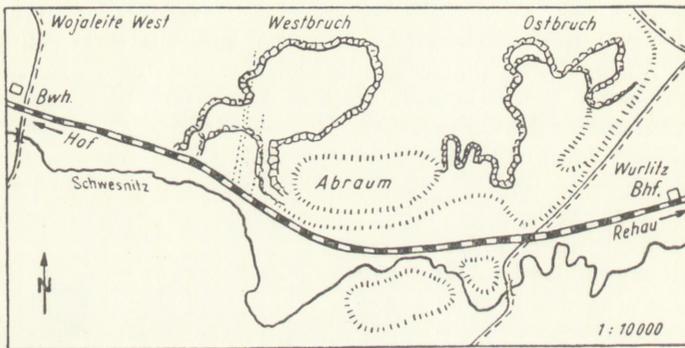


Abb. 34. Die Steinbrüche an der Wojaleite bei Wurlitz (F. Rost 1949).

In keinem Fall konnte ein direkter scharfer Kontakt zwischen Serpentin und unverändertem Saussurit-Gabbro festgestellt werden. Von der Serpentinseite her ist gegen den Gabbro zu häufig eine Zunahme des Diallaggehaltes im Serpentin zu beobachten, der von diallagführendem Serpentin über einen Serpentin-diallagit in einen nahezu reinen Diallagit übergehen kann.

Die Kluftminerale:

a) im Serpentin.

Topazolith. Grünlich-gelb, teilweise als feinkristalliner Überzug auf Serpentin, klar ausgebildete Kristalle bis etwa 1 cm. Formen: (110), oft in Kombination mit (211); (211) auch für sich. Paragenese: Sepiolith, Millerit, Quarz, Talk, diopsidischer Amianth; öfters mit spätem Calcit überwachsen.

Sepiolith. Weißlich-bräunlicher Überzug auf Serpentin, oft mit mehreren % NiO. Als Meerschäum in zentimeterdicken Krusten (*A. Scholz*).

Talk. Grünliche millimeterdicke Krusten auf topazolithführenden Klüften, mit über 1 % NiO.

Millerit. Haar- bis nadelförmig, meist auf Sepiolith angewachsen. (Sammlung *A. Scholz* als Durchwachsung in Topazolith).

Quarz. Kleine längliche Kristalle, farblos bis milchig trüb, mit ausgesprochen trigonaler Endflächenbildung, auf Serpentin; auch dicht in Drusen mit Kristallen von

etwa 1 mm Durchmesser. Als Hyalit und Chalcedon, manchmal mit Nickelsilikat (*Scholz*).

Magnetit. Kleine unter 1 mm große Kristalle auf Sepiolith, (111) mit (100), sehr selten (*Scholz*).

Titanit. In zahlreichen Kristallen auf einer Kluft in verruscheltem Serpentin, farblos, bis 3 mm groß, neuer Fund!

b) im Gabbro und seinen Umwandlungsprodukten.

Diopsid. Weiß, weißlich-grün, grau, auf offenen Klüften neben Hessonit in freigewachsenen 4- oder 8-seitigen Prismen; in grobkristallinen Diopsidadern. Paragenese in der Kluft: Hessonit, Calcit; in den Adern: Calcit, Chlorit.

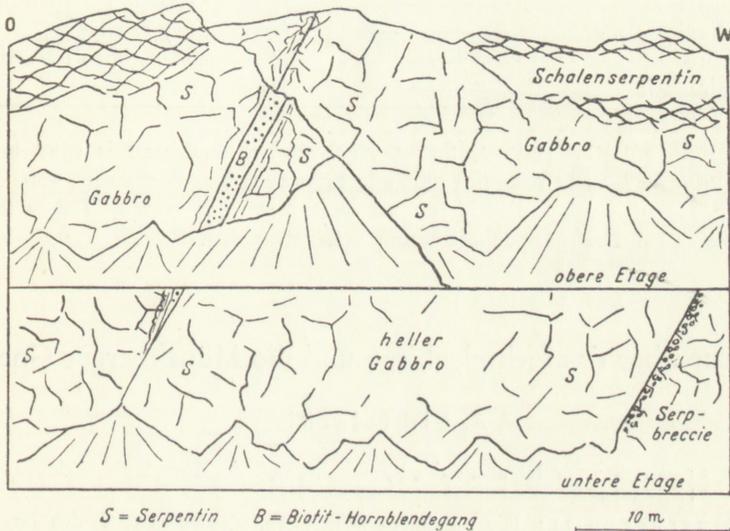


Abb. 35. Der vordere Westbruch bei Wurlitz mit den beiden Hauptverwerfungen. Links Hornblende-Biotit-Gang mit Kontaktzonen, rechts Schnitt durch eine Harnischfläche, an der der Serpentin zur Breccie mylonitisiert ist (F. Rost 1949).

Grossular. Selten farblos, meist hellrotbraun (Hessonit), Flächen gestreift, Kristalle miteinander verwachsen. Durchwegs etwas jünger als Diopsid.

Vesuvian. Gelblich-olivgrün, trüb, in 8-seitig umgrenzten Prismen mit undeutlichen Terminalflächen. Etwa $\frac{1}{3}$ mm große Kristalle klar mit ausgezeichneter Flächenbildung (Westbruch): (100), (110), (311), (111).

Chlorit. Pennin-Klinochlor mit etwa 2% FeO. Hellgrüne durchsichtige Blättchen und Pakete mit typischer schiefer seitlicher Begrenzung, vielfach verzwilligt und verdrilligt. Eingewachsen in grobkristallinem Vesuvianfels neben Calcit, auch neben Diopsid.

Prehnit. Bestausgebildetes Mineral der Gabbroparagenese. Klüfte oft über handflächengroß mit einem dichten Kristallrasen von Prehnit bedeckt. Habitus bei einzelnen Drusen stark wechselnd. Rein weiß.

Bezüglich des Ausgangsmaterials der Serpentinite schloß bereits *M. Ziegler* (1914) nach Beobachtungen über Olivinreste und eine typische Maschenstruktur des Serpentin,

daß der Serpentin aus Olivin, zumindest aus feldspatfreien Eruptivgesteinen hervorgegangen ist; nach *Laubmann* ist er höchstwahrscheinlich aus Peridotit, und zwar durch Autohydratation als Folge einer langandauernden postvulkanischen Nachwirkung entstanden. *F. Rost* schließlich kommt im einzelnen zu folgenden magmatischen Ausgangsgesteinen, aus denen die heutigen metamorphen Gesteine hervorgegangen sein werden, wobei die Beobachtungen im Gelände und am Schriffmaterial auf eine primär bereits ungleichmäßige und vielfach schlierige Verteilung dunklerer und hellerer Partien im basischen Pluton schließen lassen.

Magmatische Ausgangsgesteine		Heutige metamorphe Gesteine
Peridotit (Dunit)	—————→	Serpentin
Wehrlit	—————→	Diallag- (Bastit-) Serpentin
Diallagit	—————→	(Serpentin-) Diallagit
Gabbro	—————→	„Sausurit“-Gabbro (Wurlitzit)
Plagioklasit	—————→	Zoisitfels

Das Gestein wird z. Teil für Schotter gewonnen, zunächst seit 1889 im mittleren Teil, seit 1906 im östlichen Bereich und seit 1926 auch im Westbruch (Abb. 34). Ferner werden im Hessit-Werk Talkschiefer zu wertvollen Füllstoffen, Trägerstoffen usw., Chloritschiefer für Dachpappenbestreuung usf. vermahlen.

Literatur über das Fichtelgebirge und die Münchberger Gneismasse

A. Fichtelgebirge

- F. Ammon*: Beiträge zur Kenntnis des Specksteins und der Pseudophitbildung. — Diss. Erlangen 1908.
- Bayer. Oberbergamt*: Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. Bd. I. Frankenwald, Fichtelgebirge und Bayerischer Wald. — München 1924. 218 S.
- C. Benner*: Specksteinbildung im Fichtelgebirge usw. — Diss. Erlangen 1899.
- H. Cloos*: Zur Frage des Deckenbaues in Schlesien und im Fichtelgebirge. — Geol. Rundsch. 18. 1927. 221—225.
- V. Dürrfeld*: Die Drusenmineralien des Waldsteingranites im Fichtelgebirge. — Zs. Krist. 46. 1909. 365. 47. 1910. 242.
- „ Herderit vom Epprechtstein mit neuen Formen und natürlichen Ätzfiguren. — Zs. Krist. 48. 1911. 236.
- H. Ebert*: Zur Kenntnis der Keratophyre bei Hof. (Vorl. Mitteilung). — N. Jb. Min. 82. 1951. 231—246.
- R. Eigenfeld*: Prävariszische Glieder der sächsisch-fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer. II. Die Kulm-Konglomerate von Teuschnitz im Frankenwald. — Abh. Sächs. Akad. Wiss. 42. 1933. 1—64. Mit Vorwort von K. H. Scheumann.
- „ Die Kulmkonglomerate des Oberdevons und Kulms im Gebiet altkristalliner Sattellagen in Ostthüringen, Frankenwald und Vogtland. — Abh. Sächs. Akad. Wiss. 42. 1938. 149 S.
- W. Fink*: Das Eisenglimmervorkommen am Gleisinger Fels. — Geogn. Jh. 19. 1906. 153—167.
- B. v. Freyberg*: Die Fauna und Gliederung des Thür. Untersilur. — Zs. D. Geol. Ges. 74 1922. 237—276.
- J. Frosch*, *O. M. Reis*, *A. Wurm*: Geologische Ausflüge in die Umgebung von Bayreuth und Berneck. — Jb. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver. N. F. 12. 1923. 133.

- H. R. v. Gaertner*: Über den Nachweis von Algonkium in Thüringen. — Sitz.-Ber. preuß. Geol. L.-A. 6. 1931. 39—40.
- „ Über Ordoviciun und Algonkium in Thüringen. — Zs. D. Geol. Ges. 84. 1932. 692—697.
- „ Schichtenfolge und Tektonik im mittleren Teil des Schwarzburger Sattels. — Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 54. 1933. 1—36.
- „ Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema. — Jb. Reichsst. Bodenforsch. 62. 1942. 54—86.
- „ Probleme des Saxothuringikums. — Geol. Jb. 65. 1950. 409—450.
- H. Günther*: Radioaktive Erscheinungen im Fichtelgebirge. — Diss. München 1914.
- Haf*: Das Eisenerzlager von Langenbach bei Bad Steben. — Geogn. Jh. 34. 1921. 133—142.
- G. Hauser*: Der deutsche Speckstein und seine Pseudomorphosen. — „Der Aufschluß“ 3. 1952. 72—74.
- M. Henglein*: Topas von Epprechtstein. — Zbl. Min. 1912. 370.
- K. Kauter*: Untersuchungen über den geologischen Bau des Alten Gebirges und des jüngeren Vorlandes in der Umgebung von Kemnath in der Oberpfalz. — Diss. Würzburg 1938.
- „ Bl. Kemnath. — Geol.-Spez.-Kart. Bayern 124. Erl. 48 S. 1938.
- F. Kossmat*: Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. — Abh. Sächs. Geol. Landesanst. 1. 1927. 39 S.
- „ Das Problem der Großüberschiebungen im variszischen Gebirge Deutschlands. — Zbl. Min. 1931.
- H. Laubmann*: Über Kalksilikatfelse aus dem Fichtelgebirge. — Zbl. Min. 1916.
- „ Studien über Mineralpseudomorphosen. — N. Jb. Min. I. u. II. Mitt. 1921, III. Mitt. 1922.
- „ Die Zinnerzlagertstätten des Fichtelgebirges. — Zbl. Min. 1925. A. 54.
- „ Die Minerallagerstätten der Serpentine des Fichtelgebirges. — Zbl. Min. 1925. A. 78—86 und 106—113.
- J. Lehmann*: Entstehung der altkristallinen Schiefergesteine besonders im sächs. Granulitgebirge, Fichtelgebirge und Bayr.-Böhm. Grenzgebirge. 1883.
- D. Luziski*: Der Granit von der Kösseine im Fichtelgebirge und seine Einschlüsse. — Tscherm. Min. Petr. Mitt. N. F. 24. 1905. 345.
- S. Matthes*: Biotitführende Metabasiteinschlaltungen in Serpentinivorkommen des sächsisch-fichtelgebirgischen Kristallins und ihre Ableitung. — Min. Petr. Mitt. 52. 1940. 77—154.
- „ Die kontaktmetamorphe Überprägung basischer kristalliner Schiefer im Kontakthof des Steinwald-Granits nördlich von Erbdorf in der Oberpfalz. — N. Jb. Min. 82. 1951. 1—92. Scheumann-Festband.
- F. R. Mayer*: Zur Geschichte des Zinnbergbaues im Fichtelgebirge. — „Das Bayerland“ 34. 1924. 283.
- P. Michael*: Über die Saussurit-Gabbros des Fichtelgebirges. — N. Jb. Min. 1. 1888.
- K. Mieleitner*: Über einige Mineralien vom Fuchsbau im Fichtelgebirge. — Zs. Krist. 56. 1921. 90.
- „ Über einige Mineralien von der Gregnitz bei Nagel. — Zs. Krist. 56. 1921. 94.
- „ Über Mineralklüfte im Fichtelgebirge. — Zs. Krist. 58. 1923. 413.
- H. Oberembt*: Der Gneis von Vordorf bei Wunsiedel und seine Beziehungen zu den uml. Granitmassiven. — Diss. Erlangen 1905.
- F. W. Pfaff*: Beobachtungen an kristallinen Schiefen des Fichtelgebirges. — Geogn. Jh. 21. 1908. 183—194.
- Riman*: Beitrag zur Kenntniss der Diabase des Fichtelgebirges im besonderen des Leukophyrs Gümbels. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 23. 1907.
- K. H. Scheumann*: Prävariszische Glieder der sächsisch-fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer. I. Die magmatisch orogenetische Stellung der Frankenberger Gneisgesteine. — Abh. Sächs. Akad. Wiss. 39. 1924.

- K. H. Scheumann*: Zur Substanzbestimmung magmatischer Bestandmassen bei der Analyse älterer Orogene, Vorwort zu Eigenfeld. — Abh. Sächs. Akad. Wiss. Math.-Phys. Kl. 42. 1933.
- „ Zum Vergleich d. fichtelgeb. u. erzgeb. Anschnitts, Vorwort zu Schüller (1934). — Abh. Sächs. Akad. Wiss. Math.-Phys. Kl. 42. 1934.
- O. H. Schindewolf*: Über das Oberdevon von Gattendorf bei Hof a. d. Saale. — Zs. D. Geol. Ges. 68. 1916. 30—39.
- „ Beiträge zur Kenntnis des Paläozoikums in Oberfranken, Ostthüringen und dem sächsischen Vogtlande. I. Stratigraphie und Ammonoitenfauna des Oberdevon von Hof a. S. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 49. 1922. 250—357.
- „ Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze in Deutschland. — Zs. D. Geol. Ges. 78. 1926. 88—133.
- „ Bemerkungen zur Stratigraphie des oberfränkisch-ostthüringischen Unterkarbons. — Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 59. 1938. 456—475.
- A. Schüller*: Über epizonal verformte Magmatite des westlichen Fichtelgebirges, ihre genetische Ableitung u. ihre Weiterbildung in Hornfelsfazies. Prävarisc. Glieder usw. III. — Abh. Sächs. Akad. Wiss. Math.-Phys. Kl. 42. 1934. 1—60. Mit Vorwort von K. H. Scheumann.
- „ Zur petrologischen und tektonischen Analyse des Fichtelgebirges. — Geol. Rundsch. 27. 1936. 260—275.
- M. Schuster*: Bemerkungen zum mikroskopischen Habitus des Granites von der Kösseine im Fichtelgebirge. — Geogn. Jh. 20. 1907. 135—143.
- „ Abriss der Geologie von Bayern r. d. Rh. V. Fichtelgebirge, Oberpfälzer Wald und angrenzende Gebiete. — München 1924. 76 S.
- E. Schürmann*: Über die chemische Zusammensetzung des Granites und Gneises der Fichtelgebirgsaufwölbung. — Zbl. Min. 1927. A. 310—313.
- W. Seyfarth*: Der Egeran und die ihn begleitenden Kontakterscheinungen von Göpfersgrün und Haslau. — Geogn. Jh. 21. 1908. 97—135.
- X. Stadlinger*: Über die Bildung von Pseudophit in granitischen Gesteinen mit besonderer Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse des Strehlerberges bei Marktredwitz im Fichtelgebirge. — Diss. Erlangen 1900.
- J. Stern*: Beiträge zur Kenntnis der Diabase des Fichtelgebirges und des Frankenwaldes. — Geogn. Jh. 27. 1914. 1—26.
- H. de Terra*: Die Umgebung von Erbdorf. Beiträge zur Geologie der nördlichen Oberpfalz. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 51. 1925. 353—412.
- K. Walther*: Geologie der Umgebung von Bad Steben im Frankenwald. — Geogn. Jh. 20. 1907. 145—182.
- M. Weber*: Über Diabase und Keratophyre aus dem Fichtelgebirge. — Zbl. Min. 1910.
- K. Willmann*: Der Aplitporphyr von Warmensteinach im Fichtelgebirge. Geogn. Jh. 37. 1924. 69—71.
- A. Wurm*: Tektonische und magmatische Analyse des alten Gebirges im Norden von Bayern. — Zbl. Min. 1923. 532—542 u. 561—575.
- „ Führer zu geolog. Ausflügen in die Umgebung von Bayreuth und Berneck. — Jb. Oberrh. Geol. Ver. 1923.
- „ Über ein Vorkommen von Mittelkambrium (Paradoxidesstufe) aus dem Bayerischen Frankenwald. — Zs. D. Geol. Ges. 75. 1923. 135—136.
- „ Über ein Vorkommen von Mittelkambrium (Paradoxidesstufe) aus dem Frankenwald. — Geogn. Jh. 37. 1924. 67—68.
- „ Über weitere Funde von fossilführendem Kambrium im bayerischen Frankenwald. — Geogn. Jh. 38. 1925. 285—286.
- „ Über ein Vorkommen von Mittelkambrium im Bayer. Frankenwald bei Wildenstein südl. Presseck. — N. Jb. Min. 1925.
- „ Geologischer Führer durch Fichtelgebirge und Frankenwald. — Berlin 1925. 223 S.
- „ Geologie von Bayern. I. Teil. Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald. — Berlin 1925. 373 S.

- A. Wurm*: Über alte geschieferte Amphibolitgänge des Wunsiedler Marmorzuges. — Zs. D. Geol. Ges. 77. 1925. 174—182.
 „ Über die Fortsetzung der sog. Bayerischen Fazies des Frankenwälder Paläozoikums nach Osten. — Zbl. Min. 1927. B. 504—507.
 „ Erläuterungen zur geol. Karte von Bayern 1:25 000. — Bl. Naila Nr. 32. 1927. — Bl. Presseck Nr. 52. 1929. — Bl. Wallenfels Nr. 51. 1931. — Bl. Wunsiedel Nr. 82. 1932.
 „ Der Bauplan des variszischen Gebirges in Bayern. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 60. B. 1928. 473—530.
 „ Das Fichtelgebirger Algonkium und seine Beziehungen zum Algonkium Mitteleuropas. — Abh. Geol. Landesunters. a. Bayer. Oberbergamt. 6. 1932. 1—12.
 „ Die Grenze Moldanubikum-Saxothuringikum bei Erbdorf in der Oberpfalz. — Zs. D. Geol. Ges. 87. 1935. 589—603.
 „ Hundert Jahre Forschung im Grundgebirge Mitteleuropas. — Zs. D. Geol. Ges. 100. 1948. 213—222.

B. Münchberger Gneismasse

- W. Ahrens*: Die Lagerungsverhältnisse am Nordwestrand des Münchberger Gneises. — Zbl. Min. 14. 1922. 440—448.
G. Brennich: Der Gneiskeil von Berneck im Fichtelgebirge. — Geol. Rundsch. 21. 1930. 218—233.
F. Deubel: Der Südostrand der Münchberger Gneismasse im Gebiet von Schwarzenbach a. d. Saale. — Zbl. Min. 1923. 394—400, und 427—433.
 „ Über ein neues Vorkommen von Speckstein am Südostrand der Münchberger Gneismasse. — Chemie d. Erde. 5. 1930. 87—95.
E. Düll: Über die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer genetischen Verhältnisse. — Geogn. Jh. 15. 1902.
E. Kobler: Über den Geologischen Aufbau der Münchberger Gneisinsel. — Geogn. Jh. 27. 1914. 27—57.
Fr. Rost: Das Serpentin-Gabbro-Vorkommen von Wurlitz und seine Mineralien. (Grünschieferzone der Münchberger Gneismasse). — Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petr. 1. 1949. 626—688.
K. H. Scheumann: Petrographische Beobachtungen über die Art und den Zeitpunkt der Münchberg-Zwischengebirgischen Gneisüberschiebung. — Ber. Sächs. Akad. Wiss. 88. 1937. 167—178.
 „ Die Bedeutung der petrographischen Analyse von Pseudokeratophyren am Rande der Münchberger Gneismasse. — Fortschr. Min. 21. 1937.
H. Scholtz: Zum Bewegungsmechanismus der Münchberger Gneismasse. — Zbl. Min. 1929. B. 379—391.
A. Schüller: Zur tektonischen Analyse der Münchberger Gneismasse. — Zs. D. Geol. Ges. 97. 1947. 66—94.
 „ Petrogenetische Studien zum Granulitproblem an Gesteinen der Münchberger Masse. — Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petr. 1. 1948. 269—340.
 „ Zur Kenntnis des initialen keratophyrischen Vulkanismus im thüringisch-vogtländischen Culm und der zeitlichen Einstufung der Gneisüberschiebungen der Zwischengebirgsschollen. — N. Jb. Min. 80. 1949. A. 121—144.
M. Schuster: Petrographische Studien an „Weißsteingneisen“ aus der Münchberger Gneisgruppe. — Geogn. Jh. 21. 1908. 169—182.
W. v. Seydlitz: Tektonische Beziehungen der Münchberger Gneismasse zum Erzgebirge und nördlichen Böhmerwald. — Geol. Rundsch. 12. 1922. 270—292.
F. E. Suess: Vorläufige Mitteilung über die Münchberger Deckscholle. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. 121. Abt. IIA. H. 10. 255.
A. Wurm: Über die geologische Stellung der Münchberger Gneisinsel. — Jb. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver. N. F. 12. 1923.
Ziegler: Das Münchberger Gneismassiv vom petrographischen Standpunkt aus. — Diss. München 1914.

Schwefelkies und Magnetkies im Ostbayerischen Grundgebirge Kupferberg, Sparneck und Bayerland¹⁾

Kupferberg/Ofr.

Das Kieslager von Kupferberg/Ofr. befindet sich in einem schmalen Streifen paläozoischer Schiefer des südlichen Frankenwaldes, einerseits unmittelbar am Südwestrand der Münchberger Gneismasse, andererseits unmittelbar östlich der Fränkischen Linie. Die Schieferserie besteht aus Tonschiefern, Phylliten sowie Quarziten und gehört nach *Wurm* (1927) dem Mittelkambrium an. Im Westen werden die Erze des Kupferberger Schieferstreifens von einem ca. 2 km mächtigen Diabaszug begleitet; im Südosten schaltet sich eine Grünschieferzone ein (Abb. 36).

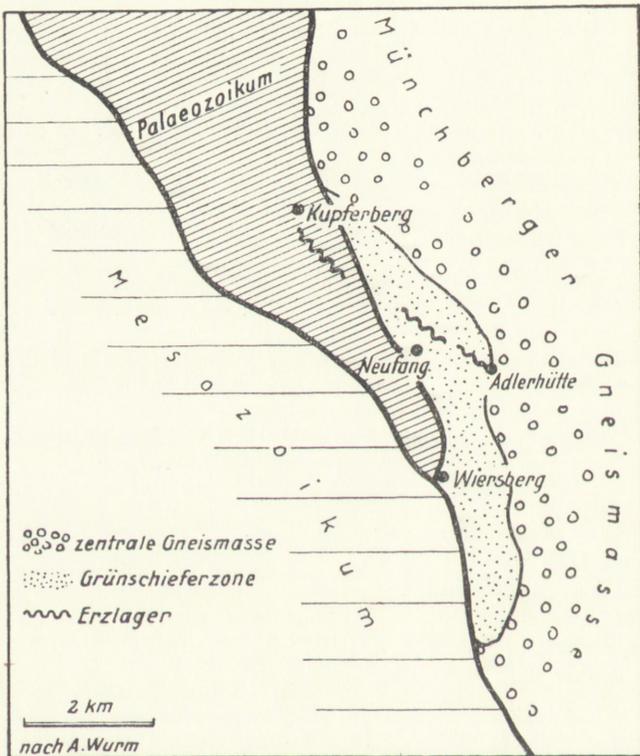


Abb. 36. Die Kieslagerstätte von Kupferberg.

Nach *Herzog* und später *Gümbel*, *Wurm* u. a. bestehen die Erzkörper aus Pyritlagern, die konkordant und meist linsenförmig den Schiefen eingeschaltet sind,

¹⁾ Die Erze von Bodenmais und Lam gehören dem Moldanubikum an und wurden bereits dort behandelt.

sowie aus kupferkiesführenden Gängen, die das Lager teils konkordant, teils diskordant durchsetzen. Die Lagererze führen nach *Hegemann* und *Ibach* als Haupterz Pyrit, daneben Kupferkies, Zinkblende, Kalkspat und Quarz; auf den Kupferkiesgängen sind untergeordnet Zinkblende, Bleiglanz, Arsenkies, ged. Wismut, Enargit (?), Fahlerz, Bornit, Speiskobalt und Kupferglanz zu finden.

Nach *Hegemann* und *Ibach* ist aus den Erzstrukturen, insbesondere den Pyritovoiden als Relikten primärer Gele, zu schließen, daß die Lagererze syngenetisch-sedimentärer Entstehung sind und die variszische Orogenese des Saxothuringikums mitgemacht haben. Am Aufbau dieser Strukturen ist ein großer Teil des Pyrites und der Zinkblende und nur ein kleiner Teil des Kupferkieses beteiligt. Aber auch das epigenetisch aussehende Material der Lagererze scheint nur mobilisiertes syngenetisches Material zu sein. Die mengenmäßig an sich zurücktretenden Erze der Kupferkiesgänge werden auf Grund ihrer Strukturen posttektonisch-hydrothermal entstanden sein.

Als Fortsetzung der Kupferberger Kieslager nach Südosten sind die Vorkommen „Goldener Adler“ bei *Neufang*, „Goldener Falk“ bei *Adlerhütte* und die Pingfelder der alten „Himmelskroner Werke“ bei *Markt-Schorgast* aufzufassen. Zum Unterschied von Kupferberg liegen die Neufang- und Adlerhütter Erze in stärker metamorphosierte Gesteinen — Amphiboliten bzw. Grünschiefern — und bestehen folgerichtig aus Magnetkies.

Sparneck

Die Erze von Sparneck liegen konkordant in Chlorit-Epidotschiefern am SO-Rand der Münchberger Gneissmasse. Das Streichen ist erzgebirgisch, das Einfallen 50° NW, die Mächtigkeit 20—50 cm und die gesamte Länge des Vorkommens am Benker Berg NW Sparneck rund 350 m; ein kleineres Vorkommen liegt südlich Sparneck an der Weissenburger Straße in Phylliten bzw. Tonschiefern (Abb. 37). Grundrisse der alten Grubenbaue befinden sich in der Arbeit von *Götte* (1929).

Das Haupterz der Sparnecker Kieslager ist Pyrit; untergeordnet

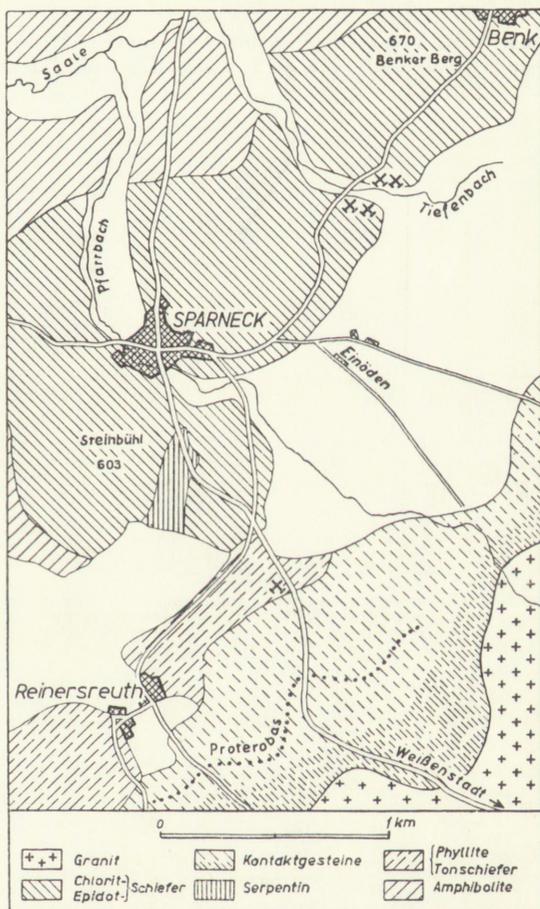


Abb. 37. Die Kieslagerstätten von Sparneck (nach Götte 1929).

treten Kupferkies und Zinkblende, ganz vereinzelt und in geringen Mengen Bleiglanz und noch seltener Magnetkies auf. Der Pyrit bildet vorwiegend kleine Einzelkörner mit idioblastischer Entwicklung, weniger häufig runde Körner und noch seltener rundliche Knollen. Er trägt ebenso wie der Quarz Spuren starker kataklastischer Beanspruchung. Nach den mikroskopischen Befunden von Hegemann ist der Erzbestand bereits vorhanden gewesen, bevor die Chloritschiefer ihre Regionalmetamorphose erhalten haben; es handelt sich um syngenetisch-sedimentäre Erze, entstanden aus gemischten Sulfidgelen in tonigen und sandigen Sedimenten, geformt wohl durch die variszische Orogenese.

Während Bodenmais der Katazone und Lam der Mesozone angehören, müssen Kupferberg und Sparneck der oberen Epizone zugerechnet werden. Epizonal verformt sind auch die Nebengesteine der im folgenden zu besprechenden Lagerstätte von Bayerland.

Grube Bayerland südlich Waldsassen

Es sind bisher zwei Erzlager bekannt geworden, das nördliche und im wesentlichen Pyrit führende P-Lager sowie das südliche und im wesentlichen Magnetkies führende M-Lager. Beide befinden sich konkordant in erzgebirgisch streichenden Quarz-

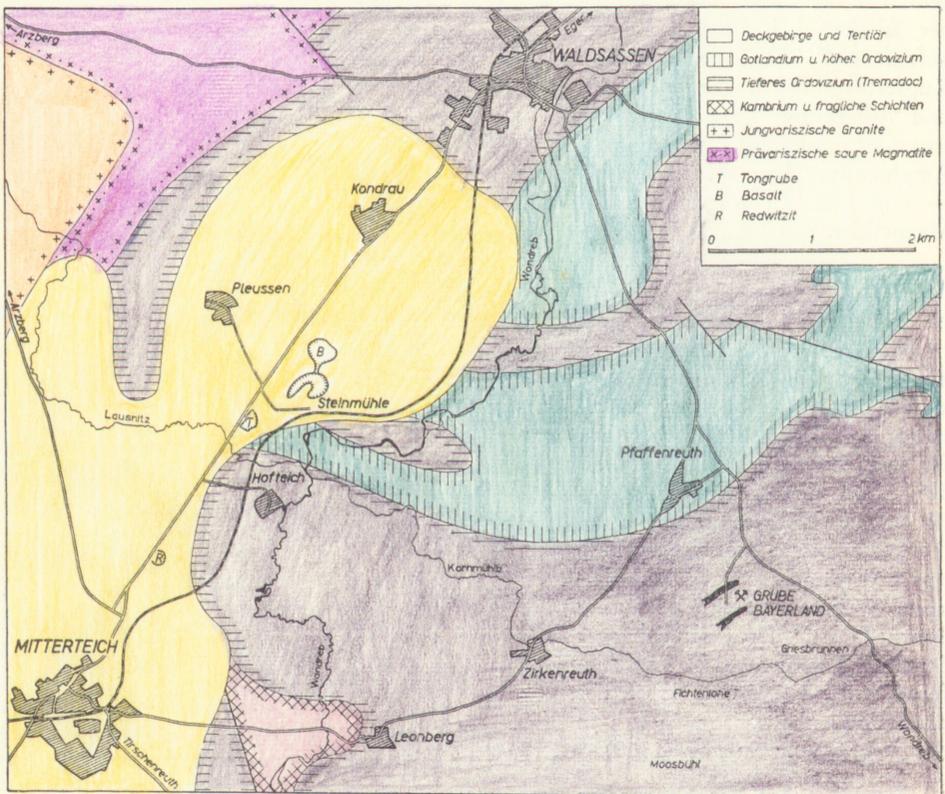


Abb. 38. Lageskizze der Grube Bayerland (Geologische Grenzen schematisch).

phylliten, deren Einfallen ca. 60° NW beträgt und die gemeinsam mit der Längsachse der Erzkörper $25-30^\circ$ in Richtung SW einschieben (Abb. 39). Für beide Erzkörper hat sich eine Länge von ca. 400 m, eine Breite von 20–60 m und eine Mächtigkeit von 8–40 m feststellen lassen. Die zu Tage austreichenden Teile des P-Lagers sind zu Brauneisen verwittert und bilden den „Eisernen Hut“, der früher zur Eisengewinnung abgebaut wurde. Derzeit werden jährlich ca. 70 000 t Kies gefördert, die als genormtes Gemenge von Pyrit und Magnetkies den Zellstoffwerken zugeführt und zur Herstellung von Sulfitlauge abgeröstet werden.

Die Nebengesteine, quarzitische Phyllite, waren nach *v. Gaertner* (1937/39) marine Sedimente des Ordoviciums und liegen jetzt durchweg im metamorphen Zustand vor. Gelegentlich findet man in ihnen Granat, Hornblende, Disthen, Sillimanit,

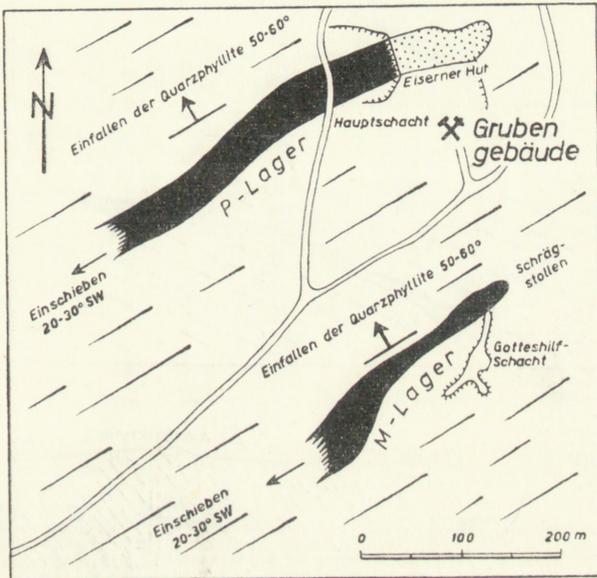


Abb. 39. Das P-Lager und das M-Lager der Grube Bayerland (z. T. nach Werkszeichnungen).

Andalusit und Chlorit (*W. Sproß* 1951). Auf jungen Zerrklüften bildeten sich Quarzadern und ca. 300 m SW der Grube konnte Verf. einen Quarzgang mit Amethysten beobachten. Schräg zur NW fallenden Hauptschieferung stellte *Rechenberg* feine Fältelungen fest.

Das Haupterz des P-Lagers ist Pyrit; außerdem kommen nach *Ramdohr* (1939) Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz, Arsenkies, Magnetkies, Fahlerz, Molybdänglanz, Cubanit, Rutil, Ilmenit, Vallerit und im Fahlerz anscheinend Stibioluzonit vor.

Auf Gängen des P-Lagers und seiner Nebengesteine entdeckten *Ramdohr* und *Ödman* (1939) ein dem Boulangerit ähnliches Mineral, das sie als Falkmanit bezeichneten. Mit ihm ist häufig und reichlich Geokronit vergesellschaftet, und zwar in Partien, die gleichzeitig viel Quarz, oft in brecciösen Brocken von fast Hühnereigröße, einschließen. Außerdem konnten *Ramdohr* (1939) und *Maucher* (1939) in der

Mineralführung von jüngeren Gängen mikroskopisch folgende Erze identifizieren: Bournonit, Bleiglanz, Jamesonit, (echten) Boulangerit, Zinkblende, Arsenkies, Fahlerze, ged. Arsen, Antimon, Wismut und Silber, Kupferkies, Cubanit, Magnetkies, Pyrrgyrit, Polybasit, Gudmundit, Wolfsbergit sowie ein zinkblendeähnliches, jedoch schwach anisotropes Mineral. Durch Sickerwässer bildeten sich (nach *Maucher*) sekundärer Pyrit, Markasit, Anglesit, zementativer Bleiglanz, zementative Zinkblende, Kupferglanz, Covellin, Tenorit, Delafossit, Arsenfahlerz und wohl Jordanit; ferner wurden kleine Kriställchen von Eisenspat in warzigen Krusten und als nur wenig ältere Bil-

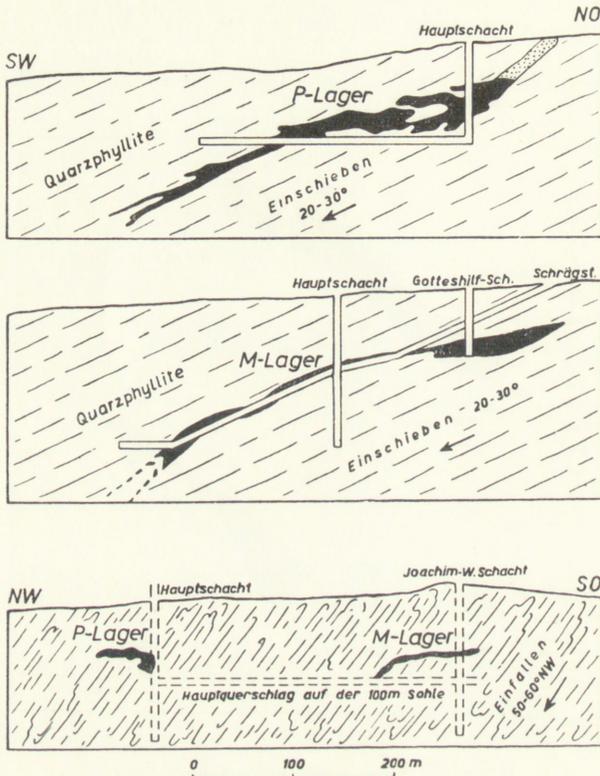


Abb. 40. Längsschnitte und Querschnitte durch die Kieslager der Grube Bayerland (z. T. nach Werkszeichnungen).

dung kristallographisch schön entwickelter Vivianit gefunden (*J. Sproß*). Die Vivianite erreichen in Richtung der *c*-Achse eine Länge bis zu 5 cm. An einem besonders gut entwickelten Kristall konnten folgende Flächen festgestellt werden: (100), (310), (110), (010); (302), (102), (10 $\bar{1}$); (312), (212), (112); ($\bar{1}11$). Die Paragenese der Gänge ist nach *Ramdohr* den antimonreichen Nachschüben in den Erzen von *Sulitelma* verblüffend ähnlich.

Gelegentlich treten große Pyritkristalle auf, von denen uns einige zur Bestimmung der Morphologie leihweise zur Verfügung standen. Beim größten der Kristalle (ca. $4 \times 4 \times 3$ cm) war das Pentagonododekaeder (210) vorherrschend, dazu trat das Disdodekaeder (421) und das Oktaeder (111). Die Disdodekaederflächen zeigten, durch

alternierendes Wachstum verursacht, eine deutliche feine Streifung parallel den Oktaederkanten, die sehr kleinen Oktaederflächen waren völlig glatt; auch auf den Pentagondodekaederflächen trat eine leichte, wesentlich gröbere und unregelmäßigere Streifung auf, wohl hervorgerufen durch Vizinalflächen, die annähernd dem Disdodekaeder entsprechen. Andere Kristalle zeigten das Pentagondodekaeder und Oktaeder im Gleichgewicht, das Disdodekaeder war nur noch als gerundete Übergangszone vorhanden, deren Streifung sich parallel auf die Oktaederflächen fortsetzte; als weitere Form kam das Trisoktaeder hinzu, das in kleinen Spitzen (< 1 mm) dem Oktaeder aufgesetzt war; die Streifung der Oktaederflächen, eventuell auch der Disdodekaeder, rührt von diesem Trisoktaeder her. Auch das Oktaeder konnte als vorherrschende Form beobachtet werden; der Übergang vom Oktaeder zum Pentagondodekaeder erfolgt durch ein gerundetes Disdodekaeder.

Das Haupterz des M-Lagers ist Magnetkies; daneben treten nach *Rechenberg* (1952) Zinkblende, Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz, Magnetit, Fahlerz, Boulangerit, Arsenkies, Bournonit, Jamesonit, Cubanit, Vallerit, Covellin und Kupferglanz auf. Im Magnetkies finden sich mikroskopisch Anthophyllit, Turmalin und Granat.

Hinsichtlich der Entstehung sind von den einzelnen Autoren folgende Auffassungen entwickelt worden:

1. Die Erzlager seien sedimentär syngenetisch mit den sandig-tonigen Sedimenten entstanden.
2. Die Erze seien submarine Ergüsse in die diagenetisch noch kaum verfestigten Sedimente.
3. Die Erze seien gangähnliche Intrusivkörper abgepreßter Erzmagnen in das bereits regionalmetamorph schwach verformte Nebengestein.

Nachträgliche Metamorphose und hydrothermale Spaltenfüllungen sind den drei genannten Auffassungen im wesentlichen gemeinsam. Weitere Untersuchungsergebnisse sind abzuwarten.

Die Golderze von Brandholz im Fichtelgebirge¹⁾

Der „Hauptgang“ des Golderzgebietes von Brandholz-Goldkronach im Fichtelgebirge durchsetzt mit nordsüdlichem Streichen und östlichem Einfallen von ca. 70° spät-kambrische bis frühsilurische phyllitische Tonschiefer. Letztere streichen erzgebirgisch und fallen mit 50 — 60° NW ein. Der Gang ist vorwiegend einfach ausgebildet und hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 70 cm; dort wo gelegentlich Gangzersplitterung, Bildung von Seitentrümmern und Überlagerung von Ganglinsen erfolgt, kann er bis 3 Meter mächtig werden.

Mineralbestand und Nebengesteinsveränderung (Bleichung, Serizitisierung und Carbonatisierung) beweisen, daß der Absatz der Gangfüllung vorzugsweise aus heißen, aszendenden, alkalischen Wässern erfolgte. Und zwar ist besonders auf Grund der Gegenwart von Mineralien der Zinnsteinparagenese anzunehmen, daß diese Thermalwässer letzte Differentiate der carbonischen Fichtelgebirgs-Granitintrusion darstellen, und auf einer Spalte aufstiegen, die im Ausklingen der variszischen Hauptfaltung des

¹⁾ Nach *E. Buschendorf* 1930.

Fichtelgebirges (Ende Carbon bis Anfang Perm) aufklaffte. Die Ausscheidung der Gangminerale erfolgte nach dem in Abb. 42 dargestellten Schema. Der Brandholzer „Hauptgang“ ist heiß-hydrothermal entstanden und zeigt Anklänge an die pneumatolytischen Turmalin-Goldquarzgänge.

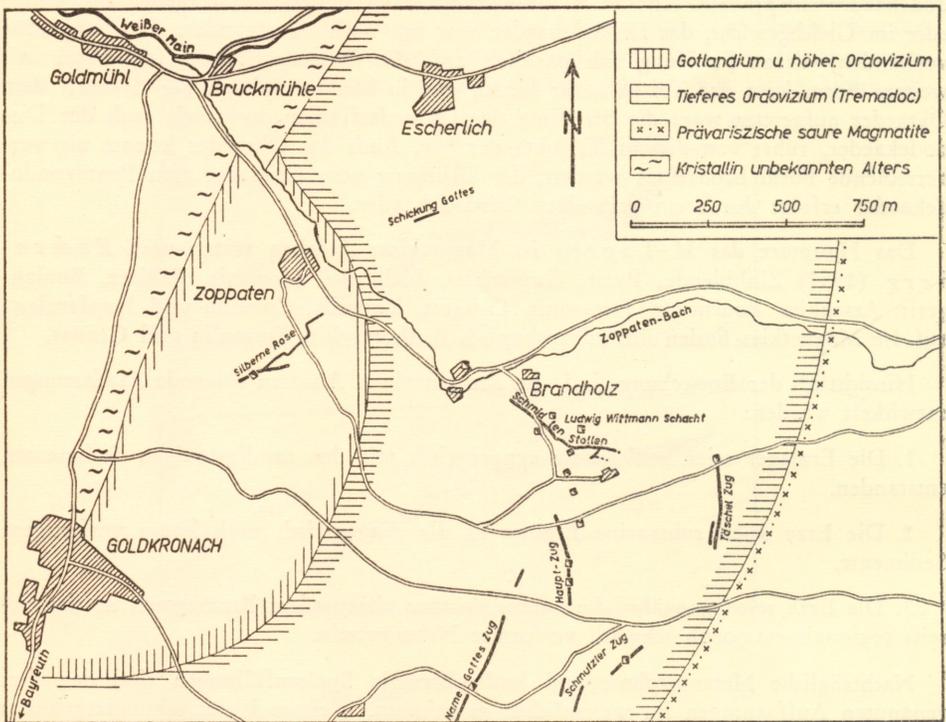


Abb. 41. Das Goldvorkommen bei Brandholz-Goldkronach (Geologische Grenzen schematisch).

Ein ausgeprägter Pingenzug, der von der Ortschaft Brandholz bis über die „Goldberghöhe“ hinüberreicht, gibt Zeugnis sehr früher Bergbauperioden. Auf der „FürstENZECH“ bei Brandholz wurde im 16. und 18. Jahrhundert Bergbau auf Gold getrieben, zuletzt von 1920 bis 1925.

Die Blei-Zinkerze von Erbdorf

Die Erze von Erbdorf standen bereits im 14. Jhd. und von 1857-66 in Abbau; neu bekannt wurden sie in den Jahren 1919-21, als versucht wurde, auf Steinkohle zu schürfen.

Es handelt sich um hydrothermale Blei-Zinkerzgänge, im wesentlichen 5 Gänge, von denen die schon *Gümbel* bekannten drei „Hauptgänge“ (II, V, VI, Abb. 43) im Gneis liegen und bei mittlerem NS-Streichen im wesentlichen steil nach Osten einfallen; die 1921 durch *Wurm* bekannt gewordenen beiden Gänge (1 und 2) setzen aus dem Gneis in die westlich vorgelagerten Konglomerate, Arkosensandsteine und sandigen Letten des oberen Carbon fort (obere Ottweiler Schichten), sie durchschlagen aber offenbar die Kohle nicht, sondern sind auf deren Liegendes beschränkt.

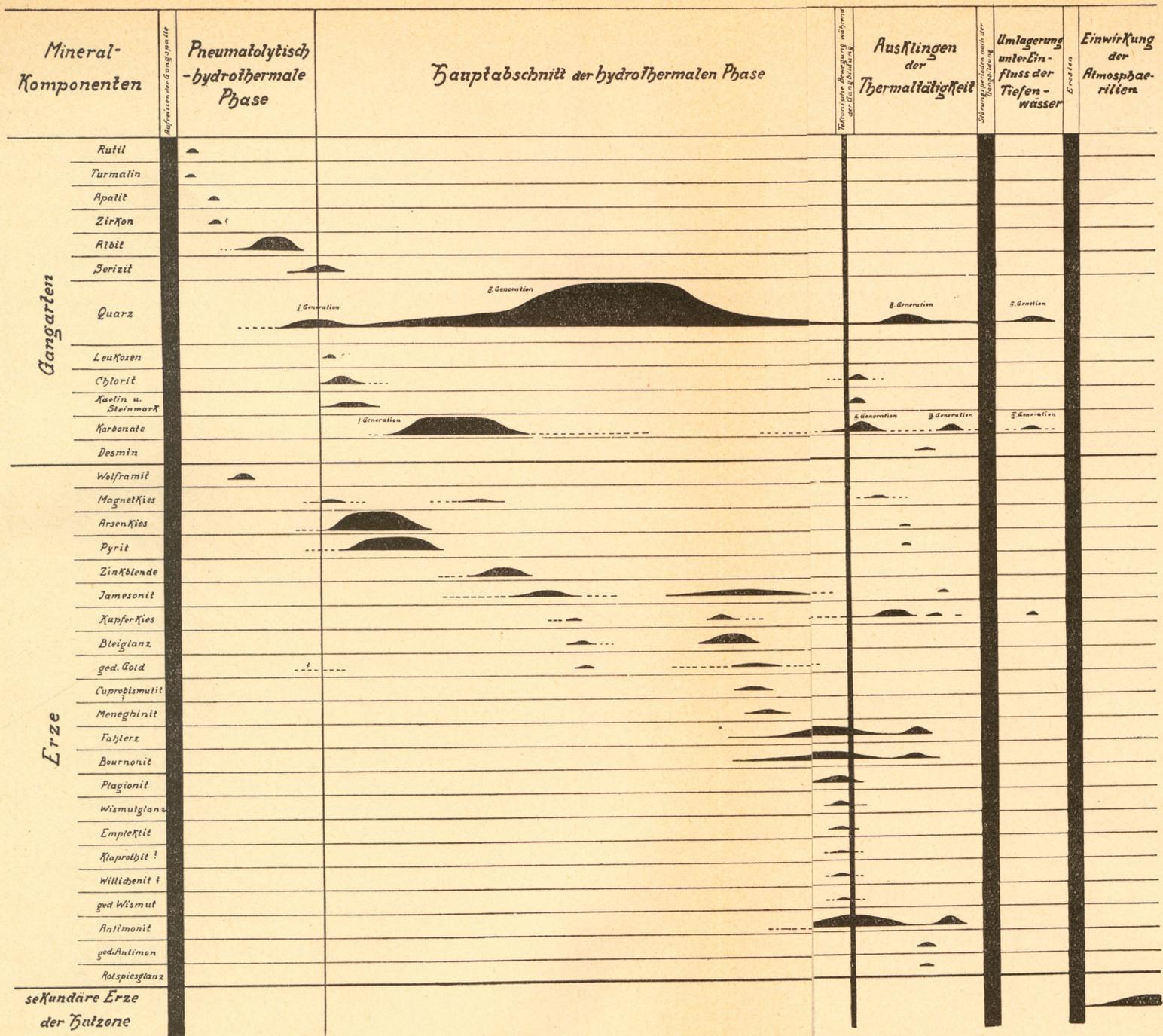


Abb. 42. Mineralbestand und Ausscheidungsfolge des Hauptganges bei Brand (Buschendorf 1930).

Das Haupterz ist Bleiglanz mit 450-600 Gramm Silber je Tonne Bleierz; ca. 20% der Erzführung ist dunkelbraune Zinkblende, 5% Kupferkies; nach *Gümbel* wurde früher auch Fahlerz gefunden. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Gänge 1 und 2 beträgt 30 cm, nicht selten scheinen einerseits taube, andererseits auch mächtigere Partien vorzuliegen. Die vorherrschende Gangart ist Quarz, daneben treten Schwer- und Kalkspat auf. *Wurm* fand Pseudomorphosen von Schwerspat nach Quarz. Das Alter ist oberstes Carbon oder Perm.

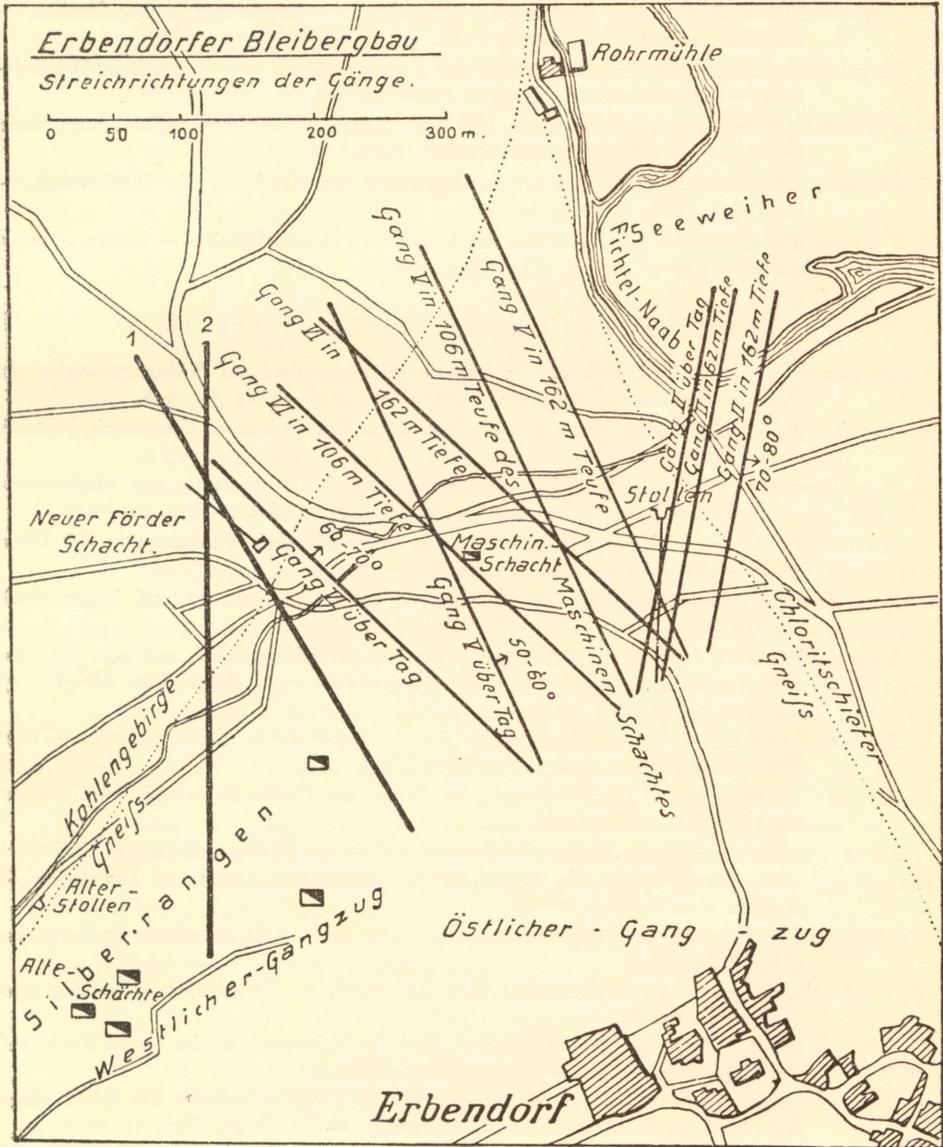


Abb. 43. Das Erbdorfer Blei-Zinkerzorkommen (*Wurm* 1921).

Literatur über die Kieslagerstätten im Ostbayerischen Grundgebirge

Kupferberg und Sparneck

- H. Brand*: Die Kupfererzlagerstätte von Kupferberg in Oberfranken mit besonderer Berücksichtigung ihrer Beziehungen zur Münchberger Gneismasse. — Geogn. Jahresh. 34. 1921. 1—102.
- A. Götte*: Die Kieserzlagerstätte bei Sparneck im Fichtelgebirge unter besonderer Berücksichtigung ihrer Genesis. — N. Jb. Min. A. Beil.-Bd. 59. 1929. 65—96.
- F. Hegemann u. R. Ibach*: Über die Kieslagerstätte von Kupferberg in Oberfranken. — Metallwirtschaft 15. 1936. 463—466.
- F. Hegemann*: Über die Entstehungsweise der Kieslagerstätten von Sparneck in Oberfranken. — Metallwirtschaft 16. 1937. 719—720.
- I. B. Herzog*: Bericht des Schichtmeisters und Rechnungsstellers der Concordia-Gewerkschaft. — Akten des Oberbergamtes München 1805.
- R. Ibach*: Zur Entstehungsgeschichte der Kieslagerstätte von Kupferberg in Oberfranken. — Z. Angew. Min. 2. 1940. 114—152.
- A. Wurm*: Zur Genese der Kieslagerstätte von Kupferberg in Oberfranken. — Geogn. Jahresh. 40. 1927. 53—58.

Bayerland bei Waldsassen (Pffaffenreuth)

- F. Buschendorf*: Aufschlußarbeiten im Bayerischen Erzbergbau auf Nichteisenmetalle und ihre weiteren Entwicklungsmöglichkeiten. — Metall u. Erz 33. 1936.
- G. Fischer*: Gutachten über Bayerland. — Institut f. Gesteinskunde, Universität München 1945 (Unveröffentlicht).
- H. R. v. Gaertner*: Die geologische Stellung der Schwefelkieslagerstätte von Pffaffenreuth. — Zs. D. Geol. Ges. 89. 1937. 285 und Zs. Angew. Min. 2. 1939. 221—225.
- A. Maucher*: Über die Kieslagerstätte der Grube Bayerland bei Waldsassen in der Oberpfalz. — Zs. Angew. Min. 2. 1939. 219—275.
- P. Ramdohr*: Erzmikroskopische Untersuchungen an einigen seltenen und bisher wenig beachteten Erzmineralien. — N. Jahrb. Min. 1937. A.
- P. Ramdohr u. O. Ödman*: Falkmanit, ein neues Bleispießglanzerz, und sein Vorkommen, besonders in Boliden und Grube Bayerland. — N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. 75. A. 1939. 315—350.
- H. Rechenberg*: Neue Untersuchungen über die Erzkörper der Grube Bayerland. — Techn. Universität, Berlin 1952 (Unveröffentlicht).
- H. Reich*: Geomagnetische Untersuchungen im Gebiet der Grube Bayerland. — Gutachten ca. 1938 (Unveröffentlicht).
- F. Rost*: Spektralanalytische Untersuchungen an sulfidischen Erzlagerstätten des Ostbayerischen Grenzgebirges. Ein Beitrag zur Geochemie von Nickel und Kobalt. — Zs. Angew. Min. 2. 1940. 1—27.
- Ad. Schmidt*: Bergmännische Diplomarbeit über Bayerland. — Bergakademie Freiberg 1929 (Unveröffentlicht).
- H. Schröcke*: Geologische Diplomarbeit über Bayerland. — Bergakademie Freiberg 1948 (Unveröffentlicht).
- W. Sproß (jun.)*: Bergmännische Meldearbeit über die Nebengesteine der Grube Bayerland. — Bergakademie Clausthal 1951 (Unveröffentlicht).
- A. Wurm*: Über ein neues Schwefelvorkommen in der Zementationszone der Schwefelkieslagerstätte zu Pffaffenreuth in der Oberpfalz. — Zs. Prakt. Geol. 35. 1927.

Zur Ergänzung des Schrifttums sei auf folgende, unter der Redaktion von *F. Buschendorf* erscheinende Monographien verwiesen:

- J. Hessemann und A. Pilger*: Über die Blei-Zink-Vorkommen der Zeche Auguste Viktoria in Marl-Hüls/Westf. — 1951.
- F. Buschendorf und M. Richter*: Der Erzgang der Zeche Christian Levin bei Essen-Borbeck. — 1951.
- A. Wilke*: Das Gangrevier von St. Andreasberg im Harz. — 1951.
- H. Borchert, F. Buschendorf, H. Hüttenbain, H. J. Martini, M. Richter, H. Schneider, H. H. v. Scotti und A. Stahl*: Die Oberharzer Blei-Zink-Erzgänge. — 1952.
- F. Buschendorf, P. F. Hast, H. Hüttenbain, E. Kraume und P. Ramdohr*: Das Erzlager des Rammelsberges. — 1952.
- F. Buschendorf und W. Schriell*: Die Blei-Zink-Erzgänge des Bensberger Reviers und Oberbergischen Landes. — 1952.
- H. Ehrenberg, E. Goebel und A. Pilger*: Das Erzlager von Meggen an der Lenne. — 1952.

Brandholz.

- B. Baumgärtel*: Eruptive Quarzgänge in der Umgebung der Vogtländisch-Westerzgebirgischen Granitmassive. — Zs. D. Geol. Ges. 63. 1911. 175—239.
- R. Beck*: Gutachten über die Gold- und Antimonerzgänge von Brandholz bei Goldkronach. — Bayreuth 1913.
- F. Buschendorf*: Betrachtungen über die Gangkomponenten und die Verteilung des Goldes in den Primärerzen alter Goldquarzgänge. — Zs. Prakt. Geol. 34. 1926.
- „ Die primären Golderze des Hauptganges bei Brandholz im Fichtelgebirge unter besonderer Berücksichtigung ihrer Paragenesis und Genesis. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 62. 1930. A. 1—50.
- „ Das Gangrevier von Brandholz-Goldkronach im Fichtelgebirge. — Jb. d. Hall. Verb. 1931.
- K. Hahn*: Bericht über den gegenwärtigen Zustand des ärarischen Bergbaues zu Brandholz usw. — Akten d. Bayer. Staatsarchivs Bamberg 1851.
- „ Über das Vorkommen von ged. Antimon und Antimonoxyd in den königl. bayer. Bergwerken b. Brandholz unweit Berneck im Fichtelgebirge. — Berg- u. Hütten-Ztg. 1855. 97.
- F. v. Sandberger*: Arsenkies und andere Mineralien von Goldkronach usw. — N. Jb. Min. 1. 1890.
- „ Über die Erzlagerstätte von Goldkronach bei Berneck im Fichtelgebirge. — Sitzber. Bayer. Akad. Wiss. math.-phys. Kl. 24. 1894. 231.
- A. Schmidt*: Die Goldgewinnung im Fichtelgebirge und die Hohenzollern. — Der Erzbergbau. 5. 1909. 382.
- A. Wurm*: Goldvorkommen im Fichtelgebirge. — In „Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns“. München 1924.
-
- A. Wurm*: Über die neu aufgedeckten Erbdorfer Blei-Zinkerzgänge und ihre Bedeutung für die Altersstellung der oberpfälzer und oberfränkischen Erzgänge. — Geogn. Jh. 34. 1921. 103—112.

Die Juraformation bei Regensburg

Im europäischen Jura wird bekanntlich eine alpin-mediterrane Ausbildungsweise und eine fränkisch-französische Ausbildung unterschieden. Die Gesteine der ersteren — die Kalkalpen — entstanden als Tiefseeablagerungen, Schwamm- und Korallenriffe in der Tethys, dem großen Jura-Südmeer, und wurden im Tertiär durch die Alpenfaltung vom Tiefseeboden zum Hochgebirge emporgehoben; der fränkisch-französische Jura entstand gleichzeitig mit den Tethysbildungen, jedoch in einer nördlichen Flachsee getrennt von der Tethys, und er liegt heute noch als Schichtstufenlandschaft fast horizontal vor, abgesehen von lokalen Verkippungen am Ostbayerischen Grundgebirge.

Der Regensburger Jura gehört der fränkischen Ausbildung an; Gliederung und Mächtigkeit können dem Profil der Keilberg-Scholle entnommen werden (Abb. 1 und 47). Demnach ist der Schwarze Jura (Lias) mindestens 25 m, der Braune Jura (Dogger) 90 m und der Weißjura (Malm) 190 m mächtig. Die ältesten (und damit bei ungestörter Lagerung untersten) Schichten der Liasformation sind gelb und rot geflammte „Unter-Lias-Sandsteine“¹⁾, aufgeschlossen an der Keilberger Kirche; es fol-

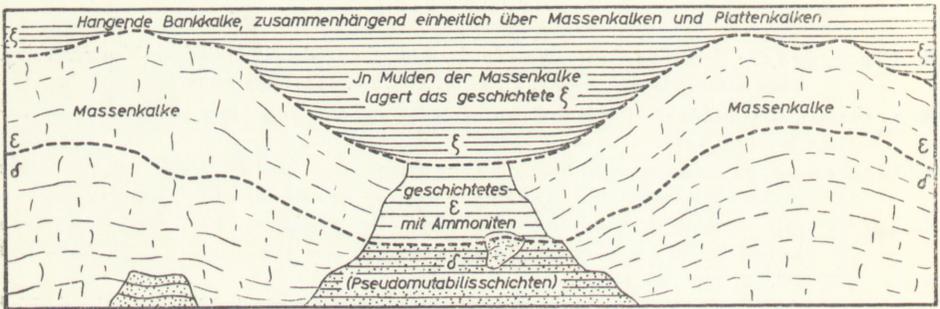


Abb. 44. Schwammriffe und gleichzeitig entstandene Plattenkalke des Oberen Weißjura (nach Roll).

gen die Lias-Delta-Roteisenerze, die bei *Irlbach* vor wenigen Jahren als Farberde abgebaut wurden, sodann die schwarzen mergeligen Posidonienschiefer und die dünnblättrigen Jurensismergel; beide können derzeit an der genannten Roteisenerzgrube studiert werden. Ähnlich wie bei Regensburg ist der Lias in der Bodenwöhrer Bucht entwickelt; die Lias-Delta-Erze wurden auch dort früher abgebaut.

Im Dogger werden nur Opalinuston, Eisensandstein und Ornatentone unterschieden. Der Opalinuston ist ein schwarzer Tonschiefer, Ton oder Tonmergel mit feinstverteiltem Schwefelkies, der bei der Verwitterung zu Gipsausblühungen führt. Der Dogger-Delta-Sandstein ist 40 m mächtig und steht im Wald SW *Irlbach* und besonders prachtvoll bei *Schwandorf* an den Straßen nach *Wackersdorf* und *Amberg* an; er ist in den tiefsten und obersten Lagen tonig-sandig entwickelt, in den mittleren und unteren Horizonten sind die Quarzkörnchen häufig von Brauneisenhäutchen konzentrisch umgeben und täuschen Oolithe vor. Die Ornatentone sind im Liegenden der Malmkalke als Wasserstauer von Bedeutung.

¹⁾ Der alte Irrtum, daß bei *Irlbach* eine *Schlotheimia angulata* gefunden worden sei, wurde bereits von *Pompeckj* richtiggestellt, geistert aber in der neueren Literatur und bei einer Namengebung noch herum.

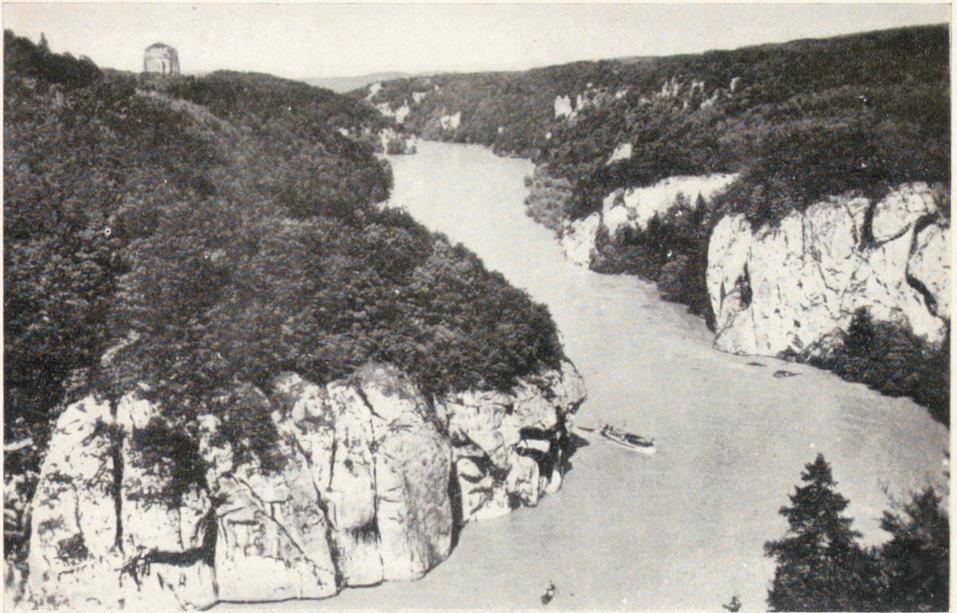


Abb. 45. Der Donaudurchbruch zwischen Weltenburg und Kelheim. Die steil aufragenden Felsen bestehen aus Plumpem Felsenkalk.



Abb. 46. Rennertshofener Schichten bei Kager

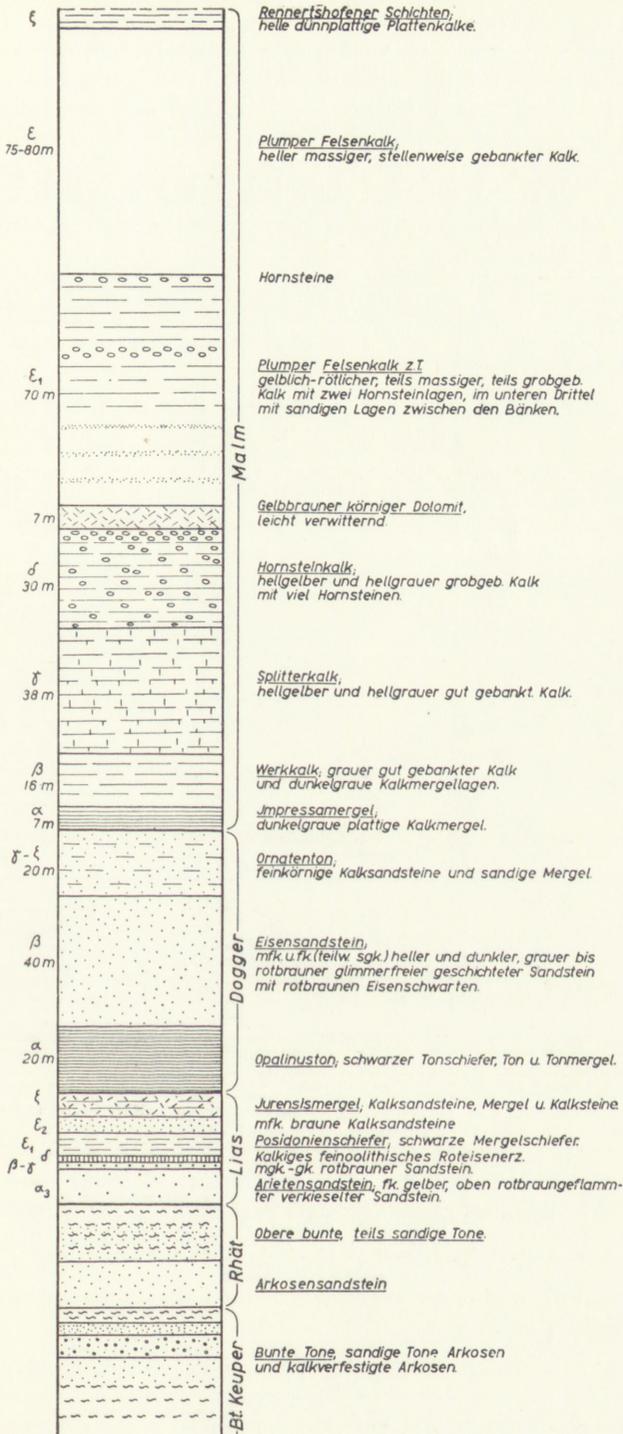


Abb. 47. Die Schichtenfolge am Keilberg bei Regensburg (nach Tillmann 1950).

Die *Malmformation* beginnt mit den dunkelgrauen plattigen Impressamergeln (Kalkmergeln) und ist von hier bis zu den obersten Horizonten rein kalkig entwickelt. Die auf die Impressamergel folgenden Werkkalke sind gut gebankt und stehen in einem kleinen Steinbruch rechts der Straße vor *Irlbach* mit einem Einfallen von 30° WNW an. Es folgen die gleichfalls gebankten, jedoch scherbig verwitternden Splitterkalke (beispielsweise an der Straße vom Bahnhof *Walhallastraße* nach *Grünthal*). Weiter folgt der durch die Führung vieler Hornsteine ausgezeichnete Horizont der Hornsteinkalke und schließlich der Obere Weißjura mit den vorherrschenden plumpen Felsenkalken oder Massenkalken.

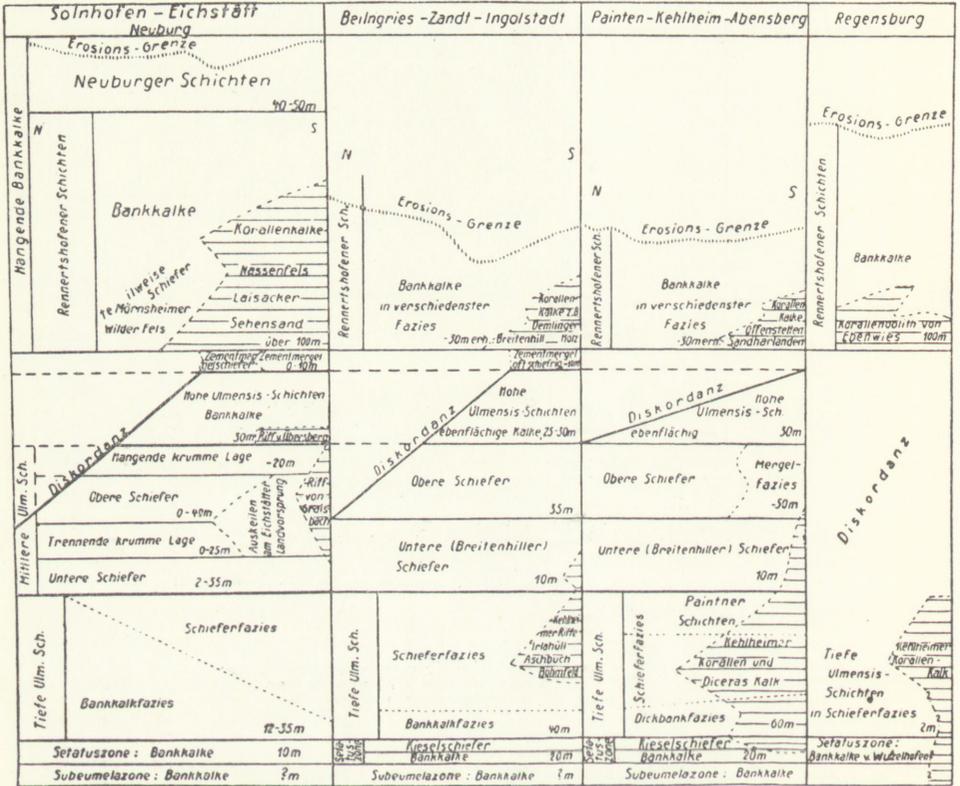


Abb. 48. Parallelisierung der verschiedenen Fazies des obersten Jura zwischen Regensburg und Solnhofen (Roll 1940).

In den Oberen Weißjura sind die Täler der Donau von *Weltenburg* bis *Regensburg*, der Altmühl und Laaber, der Naab von *Burglengenfeld* bis *Mariaort* sowie des Regens von *Zeitlarn* bis *Regensburg* eingeschnitten. In ihnen befinden sich die Kalkwerke von *Walhallastraße*, *Saal* und *Vilshofen*, die Zementwerke von *Burglengenfeld*, die Brüche der Kelheimer Marmorwerke, der von der römischen Besatzung bereits angelegte Steinbruch bei *Kapfelberg* u. a.

Die plumpen Felsenkalken bestehen vorwiegend aus Schwammriffen, Korallenriffen und den Kalkbildungen von Mollusken, Bryozoen, Foraminiferen, Stromatoporen und Algen. Die einzelnen Riffe müssen auf dem Meeresboden etwa doppelt so schnell wie

das gleichzeitig zwischen den Riffen entstehende schichtige Gestein gewachsen sein; nach einer Erhebung der Riffe von 20—100 m über den Meeresboden läßt ihre Entwicklung im allgemeinen stark nach und es setzt die Auffüllung der Mulden ein. Hierher gehören die dünnblättrigen Kalke zwischen den Riffen im Steinbruch bei *Kapfelberg*, die Schichtkalke bei *Painten*, die Korallenoolithe und Bankkalke von *Ebenwies* sowie die Rennertshofer Schichten bei *Kager* (Abb. 46). Die Kelheimer und Kapfelberger Korallen- und Diceraskalke führen neben Korallen die zweigehörnte dickschalige Muschel *Diceras bavaricum*, die Schnecken *Nerinea* . . . u. a. Fossilien. Zu der zeitlich gleichen Bildung gehören die Solnhofer Plattenkalke von *Kelheim* bis zum Ries. Sie bilden bei *Solnhofen* etwa 250 durch dünne Tonlagen getrennte Schichten von rund 40 m Mächtigkeit; gegen oben und auch im Liegenden sind sie dickplattig bis bankig und werden als liegende bzw. hangende Bankkalke bezeichnet (Abb. 48). Die Solnhofer Plattenkalke werden wegen ihres feinen Kernes als Lithographieplatten verwendet. In den Brüchen kamen die einzigen bisher bekannten beiden Exemplare des Archäopteryx (Urvogel, mit Zähnen, Krallen auch an den Flügelenden und Reptilienschwanz) zum Vorschein; ungezählte prächtige Exemplare von Ammoniten (insbesondere der Gattung *Oppelia*), Fischen (*Leptolepis*), Crinoiden (*Saccocoma*), Krebsen, Insekten (Libellen), Flugechsen (*Pterodactylus* und *Rhamphorhynchus*), kleinen Dinosauriern, Krokodilen, Schildkröten usw. befinden sich in den Sammlungen der ganzen Erde.

Besonders zu erwähnen sind auch die *Dolomite*, d. s. Schwammriffe, die ursprünglich aus Kalk bestanden, aber schon im flachen warmen Meer der Jurazeit durch Einwandern von Magnesiumionen des Meerwassers metasomatisch zu Dolomit verändert wurden. Die bei *Matting* sowie zwischen *Mariaort* und *Etterzhäuser* in Abbau stehenden Dolomite sind durch eine hohe Tragfähigkeit, Dauerhaftigkeit bei Wasserbauten usw. ausgezeichnet.

Interessante tektonische Verhältnisse liegen längs des Ostbayerischen Grundgebirges vor. Bei *Regensburg* ist die Juraplatte in die Keilbergscholle, Reinhauser Scholle und Winzerer Scholle zerbrochen und verworfen (Abb. 49). Während bei *Sinzing-Abbach* die Malmkalke links und rechts der Donau noch in gleicher Höhe liegen, sinken sie im Stadtgebiet von *Regensburg* südlich der Donau langsam nach Osten ab und liegen im Dörnbergpark bereits in 60 m Tiefe, bei *Straubing* in 740 m und bei *Füssing* in 910 m Tiefe. Bei *Irlbach* fallen die Werkkalke mit 30° WNW ein und am Galgenberg bei *Regenstauf* sind sie samt Dogger und Lias unmittelbar am Granit überkippt (Abb. 50). Am Südrand des Bayerischen Waldes liegen zwei kleinere Schollen bei

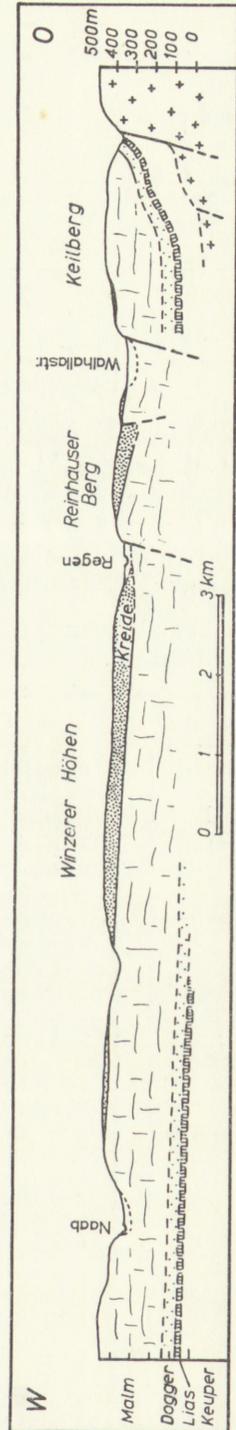


Abb. 49. Schematisches Profil durch die Jurasschollen bei Regensburg.

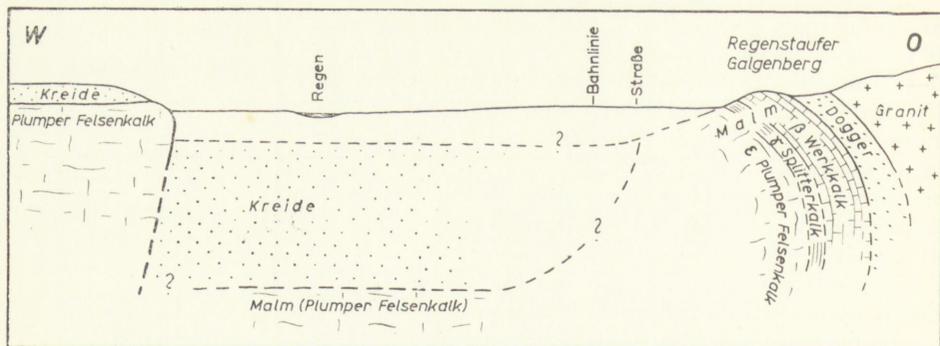


Abb. 50. Die überkippte Jurascholle am Regenstauffer Galgenberg.¹⁾

Münster (7 km N Straubing) und Flintsbach (6 km ONO Osterhofen); eine größere Jurascholle befindet sich bei Vilshofen-Ortenburg-Fürstenzell. Aus diesen bei der Heraushebung der Bayerisch-Böhmischen Masse am Grundgebirge hängen gebliebenen Scholle schließt Reuter (1935) auf eine ehemalige weiträumige Überdeckung des Bayerischen Waldes mit Jurasedimenten und eine später durch die Verwitterung erfolgte restlose Abtragung dieser Schichten.

Eine Parallelisierung des Regensburger Weißjura mit dem Frankenjura gibt untenstehende Tabelle.

		Franken		Regensburg	
Portland (Tithon)	ζ	Rennertshofener Schichten	120—160 m	Rennertshofener Schichten bei Kager	20—40 m
		Solnhofener Plattenkalke Krebsscherenkalke (Prosoponkalke)		Kelheimer Diceras- und Plattenkalke	
Kimmeridge	ε	Frankendolomit und Felsenkalk	60—100 m	Plumper Felsenkalk	128 m
	δ	Treuchtlinger Marmor und Schwammkalk	34—46 m	Hornsteinkalk	30 m
	γ	Oberer grauer Mergelkalk	25—30 m	Splitterkalk	38 m
Oxford	β	Werkkalk (erster Steilrand nach dem Dogger)	20 m	Werkkalk	16 m
	α	Impressamergel Unterer grauer Mergelkalk Glaukonit-Kalk Glaukonitischer Schiefer-ton	10—20 m	Impressamergel (Plattige Kalkmergel)	7 m

¹⁾ Vgl. Pompeckj 1901, Brunhuber 1921, Hassold 1942.

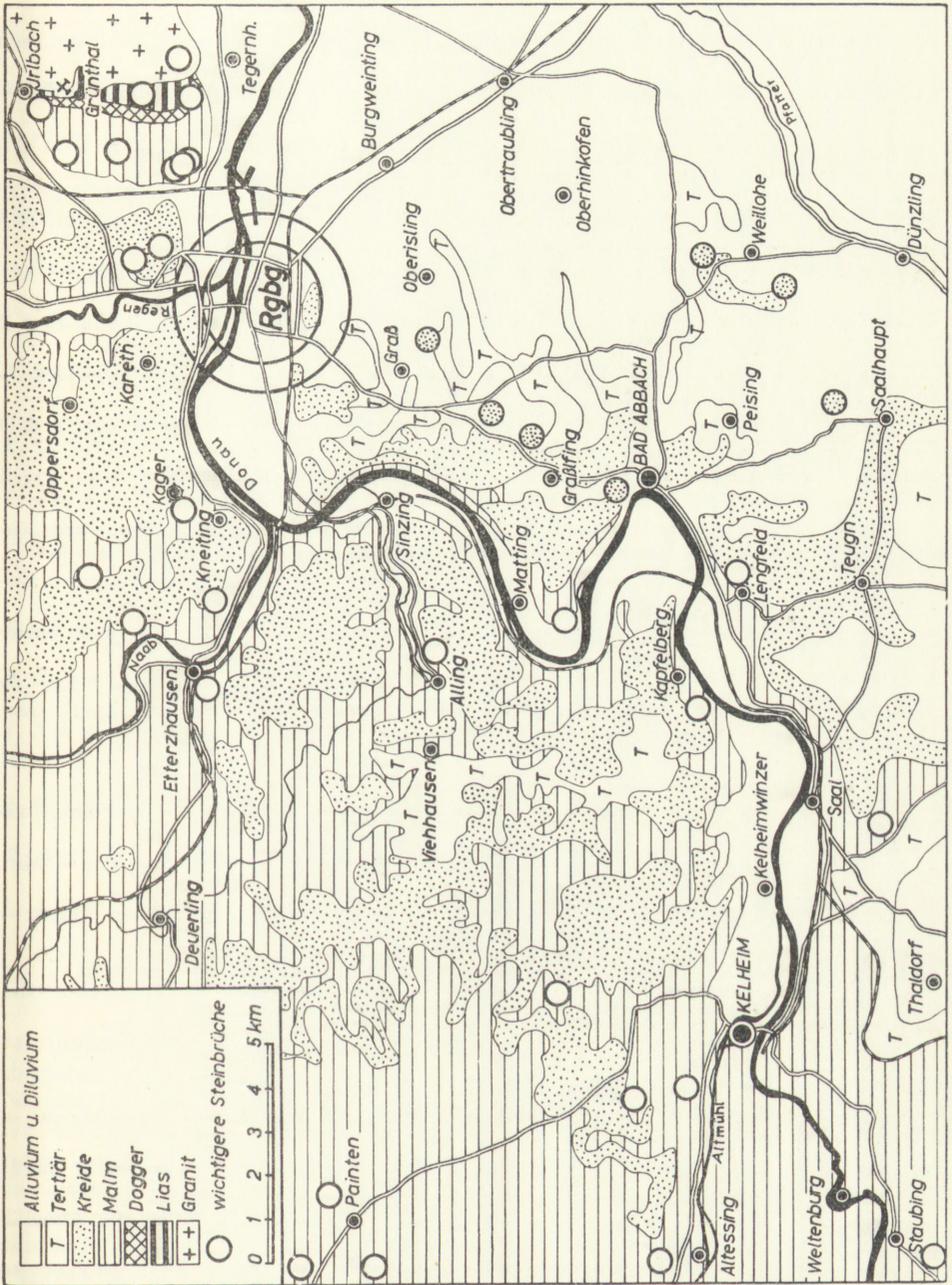


Abb. 50 a. Steinbrüche in Jura und Kreide bei Regensburg.

Literatur zum Jura

- L. v. Ammon*: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. — Abh. zool. min. Ver. Regensburg. München 1875. 200 S. (Gekr. Preisschrift).
- Fr. Birzer*: Verwitterung und Landschaftsentwicklung in der südlichen Frankenalb. — Zs. D. Geol. Ges. 91. 1933. 1—57.
- „ Geologische Untersuchungen zwischen Beilngries und Thalmässing. — Diss. Erlangen 1933.
- „ Artesische Brunnen in Beilngries. — Geol. Bl. NO-Bayern. 1. 1951. 103—105.
- „ Die jüngere Entwicklung des unteren Altmühl- und Sulztals. — Geol. Bl. NO-Bayern. 1. 1951. 127—139.
- H. Cramer u. W. Treibs*: Geologische Exkursion durch die südliche Frankenalb. — Geologica Bavarica 6. 1951. 149—161.
- R. Dehm*: Neue tertiäre Spaltenfüllungen im südlichen Fränkischen Jura. — Zbl. Min. 1937 B. 349—369.
- „ Über neue tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. — Zbl. Min. 1939 B. 113—124.
- „ Geologische Exkursion in den südwestlichen Frankenjura zwischen Neuburg a. d. D. und Solnhofen. — Geologica Bavarica 6. 1951. 162—166.
- P. Dorn*: Die Ammonitenfauna der Parkinsonschichten bei Thalmässing. — Jb. Preuß. Geol. L.-A. 48. 1927. 225—251.
- „ Geologischer Exkursionsführer durch die Frankenalb und einige angrenzende Gebiete. — Bd. I Nürnberg 1928, Bd. II Erlangen 1929.
- „ Die Beziehungen zwischen Dogger- β und der untercretacischen „Amberger Erzformation“. — Zbl. Min. B. 1937.
- „ Stratigraphisch-paläogeographische Untersuchungen im mittleren und oberen Dogger der Frankenalb. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 82 B. 1939. 161.
- P. Dorn, H. Kirchner, F. Mayr, F. Trusheim, A. Wurm*: Bericht über die Lehrausflüge vor und nach der Hauptversammlung in Würzburg. — Zs. D. Geol. Ges. 87. 1935. 651—679.
- H. Ferstl*: Die geologischen Verhältnisse des Labergebietes westlich Velburg. — Geol. Bl. NO-Bayern. 1. 1951. 91—97.
- B. v. Freyberg*: Untersuchungsergebnisse aus dem Dogger- β Frankens. — Jb. Fränk. Landesforschg. 6/7. 1941. 220—223.
- „ Bericht über neue Forschungsergebnisse in der mittleren Fränkischen Alb. — Mitt. D. Ges. Karstforschg. 1948. H. 2.
- „ Zur Stratigraphie und Fazieskunde des Doggersandsteins und seiner Flöze. — Geologica Bavarica 9. 1951. 108 S.
- H. Graul*: Zur Morphologie der Ingolstädter Ausräumlandschaft. — Leipzig 1943.
- R. Herrmann*: Die östliche Randverwerfung des Fränkischen Jura. — Zs. D. Geol. Ges. 60. 1908. 1—62.
- H. Kolb*: Die Belemniten des jüngeren Lias- ζ in Nordbayern. — Zs. D. Geol. Ges. 94. 1942. 145—168.
- W. Kranz*: Die Keilberger Randspalte. — Geogn. Jh. 24. 1911. 259—262.
- E. Kraus*: Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern. — Geogn. Jh. 28. 1915. 91—168.
- L. Krumbek*: Ein neuer Doggeraufschluß in Maximilianshütte in Burglengenfeld (nördl. Regensburg). — Sitz.-Ber. phys.-med. Soz. Erlangen 52/53. 1920/21.
- „ Faltung, untermeerische Gleitfaltung und Gleitstauchung im Tithon der Altmühlalb. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 60 B. 1928. 113—166.
- „ Über den Fallaciosus-Horizont im Lias-Mittel- ζ von Irlbach bei Regensburg. — Zbl. Min. B. 1932.
- „ Über den Löß und Lias-Alpha auf dem Keilberg östl. Regensburg. — Zs. D. Geol. Ges. 93. 1941. 459—465.
- „ Zur Stratigraphie und Faunenkunde des Lias- ζ in Nordbayern. — Teil 1. Zs. D. Geol. Ges. 95. 1943. 179—340. Teil 2. Zs. D. Geol. Ges. 96. 1944. 1—74.

- O. *Kuhn*: Gliederung und Fossilführung des fränkischen Weißjura. Nachträge zum Lias und Dogger. — Ber. Naturf. Ges. Bamberg 31. 1948. 47—105.
- F. *Mayr*: Die Geologie des Altmühltales zwischen Pappenheim und Diefurt i. O. — Landw. Jb. Bayern. 28. 1951.
- W. *Meckenstock*: Morphologische Studien im Gebiet des Donaudurchbruches von Neustadt bis Regensburg. — Mitt. Ver. Stud. Geogr. a. d. Univ. Berlin. 1. 1915.
- J. F. *Pompeckj*: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. — Geogn. Jh. 14. 1901. 139—220.
- H. *Putzer*: Der Jura am Keilberg bei Regensburg. — Zbl. Min. 1939 B.
- O. M. *Reis*: Abensberg, Bad Gögging und das Abenstal bis Mainburg. — Heimatk. Beil. d. Hallertauer Generalanz. f. Abensgau 1933. 67 S.
- L. *Reuter*: Dogger-Profile aus dem Gebiet von Neumarkt in der Oberpfalz (Frankenjura). — N. Jb. Min. 1905. 60—92.
- „ War der Bayerische Wald einst von Sedimenten bedeckt? — Jber. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. 24. 1935. 35—47.
- A. *Roll*: Über den Oberen Malm der südwestlichen Frankenalb. — Zbl. Min. 1933 B. 553—564.
- „ Tektonische Bemerkungen zu einer Geologischen Karte der südlichen Frankenalb. — Zs. D. Geol. Ges. 92. 1940. 205—252.
- K. G. *Schmidt*: Geologie von Neumarkt i. Opf. — Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 26. 1926. Heft 1.
- E. *Schmidtil*: Zur Stratigraphie und Faunenkunde des Doggersandsteins im nördlichen Frankenjura. — Paläontographica 67. Stuttgart 1926.
- E. *Schmidtil* u. L. *Krumbeck*: Über die Parkinsonien-Schichten Nordbayerns mit besonderer Berücksichtigung der Parkinsonien-Schichten Nordwestdeutschlands. — Jb. Preuß. Geol. L. A. 51. 1930. 819—905.
- T. h. *Schneid*: Geologie der Fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. — Geogn. Jh. 27. 1914. 59—172 und 28. 1915. 1—61.
- F. X. *Schnittmann*: Die Kreideablagerungen und Verkiesselungserscheinungen im Frankenjura südlich der unteren Altmühl. — Zs. D. Geol. Ges. 77. 1925. 206—238.
- J. *Schwertschlag*: Die Beziehungen zwischen Donau und Altmühl im Tertiär und Diluvium. — Geogn. Jh. 23. 1910. 11—41.
- „ Altmühlal und Altmühlgebirge. — Neubearb. v. L. Wegele 1929.
- J. *Walther*: Die Fauna der Solnhofener Plattenkalke, bionomisch betrachtet. — Festschr. z. 70. Geb. v. E. Haeckel. Denkschr. med.-naturw. Ges. Jena. 11. 1904. 133—214.
- K. *Wanderer*: Die Juraablagerung am Westrand des Bayerischen Waldes zwischen Regenstauf und Bodenwöhrer Bucht. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 21. 1906.

Die danubische Kreideformation

An der Wende Jura-Kreidezeit erfolgte eine weitgespannte Aufwölbung des Süddeutschen Raumes einschließlich des vom jugendlichen Malm bedeckten Bayerischen Waldes. Diese Hebung gehört der jungkimmerischen Phase an und erfolgte nach *Trusheim* (1935) bis zu 600 m über den Meeresspiegel, ohne daß es in Ostbayern zu Brüchen oder Verwerfungen gekommen wäre. Das neu entstandene Festland entwickelte sich in einem tropischen bis subtropischen Klima zu einer Karstlandschaft, nach *Klüpfel* mit ersten Urtälern, Dolinen und Höhlen. Die Malmbedeckung des Bayerischen Waldes wurde in dieser Zeit wieder abgetragen und in den Niederungen, Dolinen und Spalten der Malmtafel des Vorlandes kamen feine, seltener grobe Quarzsande gemengt mit Tonen zur Ablagerung und bilden heute die sogen. Schutzfels-schichten¹⁾. Ihre

¹⁾ Benannt nach dem Schutzfelsen am Max Schulze-Steig im Donautal bei Regensburg-Sinzing, einem Kalkfelsen, unter welchem *Dr. H. D. Hoppe*, der Gründer der Regensburgischen Botanischen Gesellschaft (1790) vor einem Unwetter Schutz fand.

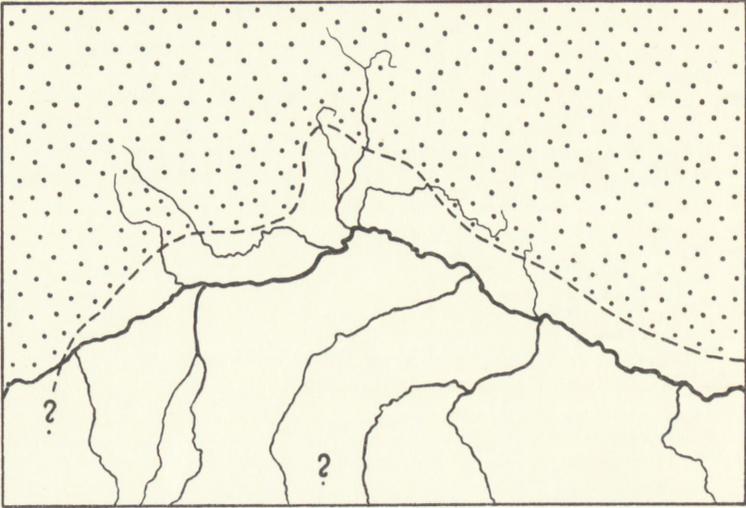


Abb. 51. Paläogeographische Karte des Grünsandsteinmeeres.

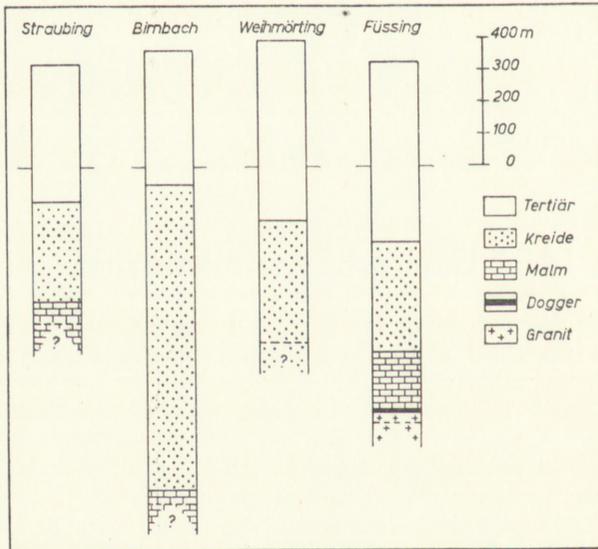


Abb. 52. Die Tiefenlage von Jura und Kreide.
Nach Bohrergebnissen.

Farbe ist im allgemeinen rein weiß, auch gelb oder grünlich, gelegentlich leuchtend rot bis blauviolett, beispielsweise in derzeit gut aufgeschlossenen und bis zu 20 m tiefen Spalten und Dolinen am Keilberg und im Kapfelberger Steinbruch.

Die Schutzfelsschichten kommen von *Abensberg* im Westen bis weit über *Sulzbach-Rosenberg* im Norden und bis *Flintsbach* und *Vilshofen* im Osten vor. Sie führen in der Nähe des Bayerischen Waldes vereinzelt Schwerminerale, wie Ilmenit, Rutil, Zirkon, Granat, Korund, Disthen, Andalusit und Turmalin. An Fossilien sind lediglich bisher unbestimmbare Pflanzenreste gefunden worden. Bei *Sulzbach-Auerbach-Amberg* entstanden in dieser Zeit die bekannten Brauneisenerze. — Es handelt sich um Bildungen der Unteren Kreidezeit, während welcher Süddeutschland — im Gegensatz zu Norddeutschland — Festland war.

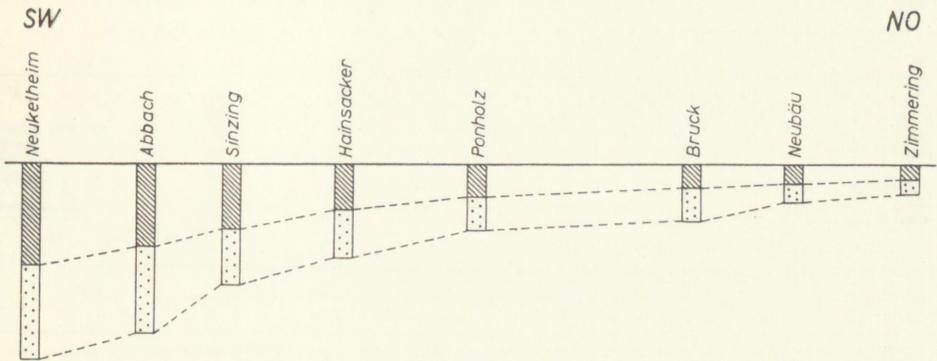


Abb. 53. Mächtigkeitsabnahme des Grünsandsteins von SW nach NO (nach Trusheim 1936).

Mit Beginn der Oberen Kreidezeit (Cenoman, Turon, Emscher, Senon) drang in den Süddeutschen Raum wiederum das Meer ein, und zwar von S her bis zur Linie *Cham-Pfahl-Sulzbach-Rosenberg* und weiter nach SW (Abb. 51, *Trusheim* 1935). Die Ablagerungen dieses Meeres, der Grünsandstein usw., bildeten zunächst eine zusammenhängende Decke über dem Malm, wurden jedoch später durch die Verwitterung und Abtragung zum Teil wieder entfernt. Wir finden sie heute noch in großer Ausdehnung bei *Regensburg*, in der *Bodenwöhrer Bucht* und bei *Sulzbach-Amberg*; sie wurden bei *Straubing*, *Birnbach*, *Weihmörting* und *Füssing* (Abb. 52), in der Tiefe erbohrt. Die nördlichste cenomane Strandfacies findet sich bei *Sulzbach-Rosenberg* und im hinteren Bodenwöhrer Becken; in der Gegend von *Amberg* ist das Transgressionskonglomerat als „Erzkonglomerat“ entwickelt. Daß zu dieser Zeit das Bodenwöhrer Becken mit dem Straubinger Becken in Zusammenhang stand, beweisen nach *Trusheim* Funde von cenomanem Transgressionsmaterial mitten im Vorderen Bayerischen Wald zwischen *Roding* und *Straubing*. Die frühere Auffassung, daß die danubische Kreide durch einen schmalen Meeresarm über die Cham-Further Senke mit der Böhmisches Kreide zusammenhing, wird neuerdings abgelehnt. Die einzig mögliche Verbindung führte am südlichen Saum der Böhmisches Masse entlang.

Die Sedimente der Oberen Kreide beginnen stellenweise mit einem Grundkonglomerat; es folgt der Regensburger Grünsandstein, dessen untere Hälfte dickbankig entwickelt ist und früher als Baustein Verwendung fand (Regensburger Dom) und dessen obere Hälfte plattig-mergelige Ausbildung zeigt. Er steht in guten Auf-

schlüssen an bei *Abbach* (Kalkofen), *Lengfeld* und *Kapfelberg*. Die Gesamtmächtigkeit beträgt bei *Neukelheim* ca. 25 m, bei *Regensburg* 15 m und wird gegen *Ponholz* und *Bodenwöhr* immer geringer (vgl. Abb. 53). Die grüne Farbe verdankt er zahlreichen Körnchen von Glaukonit, einem eisenhaltigen Mineral aus der Glimmergruppe. An Fossilien sind *Exogyra columba*, *Neithea aequicostata*, *Pleurotomaria linearis* u. a. zu nennen; bemerkenswerterweise fehlt in der Küstenfacies (bei Sulzbach-Amberg und SO Roding) *Exogyra columba* und statt ihrer tritt *Exogyra haliotoidea* auf. Eine Bearbeitung der Fossilien der Regensburg-Kelheimer Oberkreide erfolgte 1939 durch *Dacqué*¹⁾.

Über dem Grünsandstein folgt der *Eibrunner Mergel*, mit einer Mächtigkeit von 0,5—2 m. Ihm kommt im Untergrund und in der Umgebung von *Regensburg* eine gewisse Bedeutung als Wasserstauer zu. Z. B. die Schichtquellen an den *Winzerer Höhen* entspringen auf diesem Horizont. Seine Farbe ist im frischen Zustand dunkelgrün bis fast schwarz; man findet ihn am Hohlweg von *Lappersdorf* nach *Kareth*.

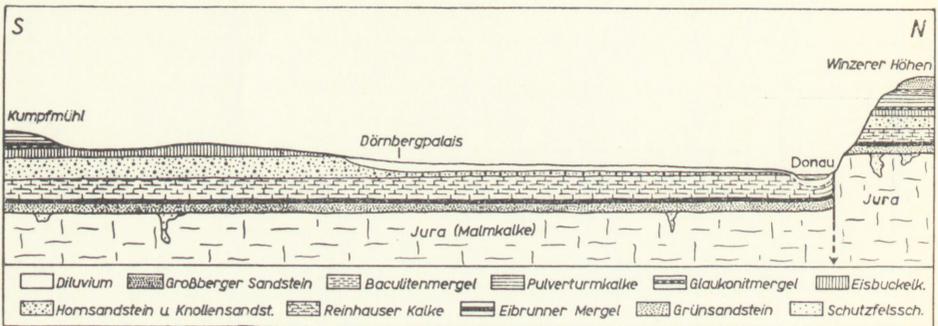


Abb. 54. Die Kreideformation bei Regensburg.²⁾

Die weiteren Schichtfolgen der danubischen Oberkreide sind der nebenstehenden Tabelle zu entnehmen. An Aufschlüssen sind von Bedeutung: Ein großer älterer Steinbruch in den *Reinhauser Feinsandkalken* am Südhang des *Reinhauser Berges* (von der *Nibelungenbrücke* aus sichtbar) und ein kleinerer auf der Höhe des Berges. Die *Winzerer Knollen- und Hornsandsteine* findet man anstehend an den *Winzerer Höhen* oberhalb des *Pfaffensteiner Hanges* (Profil Abb. 54). Die *Eisbuckelkalke* waren in den letzten Jahren in *Kumpfmühl* bei Häuserbauten als massige kieselige Kalke zu beobachten. Die fossilreiche *Glaukonitmergelbank*, die die *Eisbuckelkalke* von den *Pulverturmschichten* trennt, ist an der oberen Kante der *Winzerer Höhe* durch *Bombentrichter* gut aufgeschlossen; am *Haus Fikentscherstraße 16* in *Kumpfmühl* ist sie durch ein Fenster im *Steinfundament* bestens sichtbar. Ein mächtiger *Steinbruch* in den *Großberger Sandsteinen* befindet sich bei *Großberg*, südlich der *Ziegelsdorfer Höhe*.

Die Schichtenfolge bei *Windmais* und *Pingarten* im *Bodenwöhrer Becken* zeigen die von *Tillmann* (1950) aufgenommenen Profile Abb. 55 und 56. Im *Freihölser Forst* an der Straße *Schwandorf-Amberg* (nach dem *Großen Kilometerstein*) befinden sich

¹⁾ Das zugrundeliegende Sammlungsmaterial ist in Regensburg und München durch Kriegseinwirkung vernichtet worden.

²⁾ Vgl. *Brunhuber* 1921, *Trusheim* 1935.

riesige Sandgruben in grobkörnigen Quarzfeldspatsanden des Oberemschers mit Hai-
fischzähnen und Pflanzenresten.

Die Folge einer kurzen Cenoman-Überflutung ist die Kieselkreide von *Neuburg a. d. Donau* (Neuburger Weiß), einem nichtklastischen lockeren Kieselgestein, das als globularer Tripel gedeutet wird. Die Kieselkreide besteht aus ca. 85% feinstkörnigem Quarz und 15% Kaolin. Versteinerungen sind sehr selten, Foraminiferen und Radiolarien sind nur aus Einzelfunden bekannt geworden.

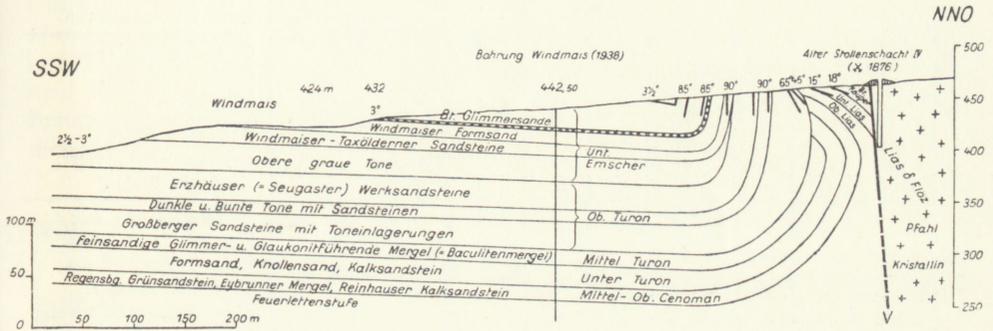


Abb. 55. Die Kreideformation bei Windmais im Bodenwöhrer Halbgraben (Tillmann 1950).

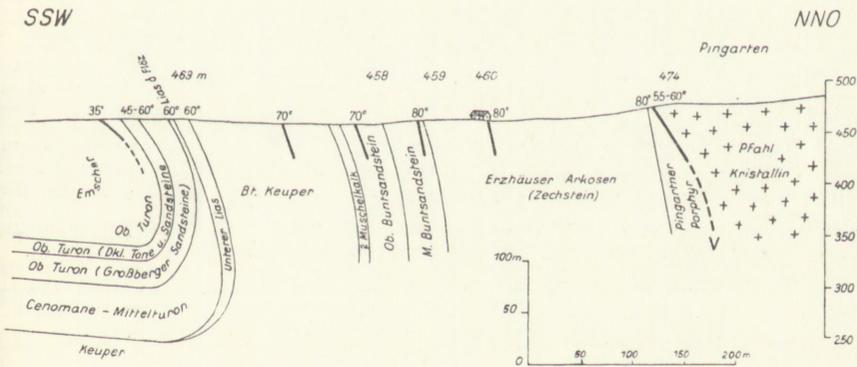


Abb. 56. Die Kreideformation und ältere Schichten bei Pingarten im Bodenwöhrer Halbgraben (Tillmann 1950).

Übersicht über die Danubische Kreide-Formation

Einteilung nach C. W. Gümbel, L. v. Ammon u. a.

Haupt- abteilungen	Benennung der Stufen und Schichten	Gesteinsarten und Mächtigkeit	Wichtigste und häufigste Fossilien	
Obere (marine) Kreide	Senon	?		
	Emscher	10. Hellkofener Mergel	hellgrauer Tonmergel	<i>Ostrea hippododium</i> , <i>Nucula pectinata</i> , <i>Litorina rotunda</i> , <i>Rissoa Reussi</i> ; viele Foraminiferen.
		9. Großberger Sandstein	gelber Kalksandstein 15—20 m	<i>Ostrea vesicularis</i> , <i>Ostrea lacinata</i> , Bryozoen.
	Turon	8. Baculitenmergel	grauer, glaukonitischer Mergel	<i>Baculites anceps</i> , <i>Inoceramus Cuvieri</i> , <i>Cardium Ottoi</i> .
		7. { Callianassa-Kalk Pulverturm-Kalke	gelber, glaukonitischer Kalk 2—3 m	oberste Schicht mit Scheren des Krebses <i>Callianassa antiqua</i> ; <i>Trigonia limbata</i> , <i>Pholadomya caudata</i> .
			gelbe Ablagerungen, schichtig 7—17 m	<i>Scaphites Geinitzi</i> , <i>Klytia Leachi</i> , <i>Inoceramus Brogniarti</i> , <i>Terebratulina striatula</i> und <i>rigida</i> , <i>Rhynchonella plicatilis</i> .
		6. { Glaukonitmergel-Bank Eisbuckel-Kalke	stark glaukonitischer grüner Mergel Kalke, gelegentlich glaukonitisch und kieselig, massig 3—5 m	<i>Ammonites (Pachydiscus) peramplius</i> , <i>Magas Geinitzi</i> , <i>Exogyra columba gigas</i> , <i>Rhynchonella alata</i> , <i>Pleurotomaria lineata</i> .
			5. { Hornsandstein Winzener Knollensandstein	knollige und lose Sande und Sandsteine 3—7 m
		4. Reinhauser Kalke	mergelig-kieseliges Sandstein und Kalk 10—20 m	<i>Inoceramus labiatus</i> , <i>Pecten notabilis</i> .
	Cenoman	3. Eibrunner Mergel	glaukonitischer Mergel und mergeliger Grünsand 0,7—2 m	<i>Ostrea vesiculosa</i>
		2. Regensburger Grünsandstein	oberer plattig, unterer bankig, glaukonitischer Bausandstein 10—17 m	<i>Pecten asper</i> , <i>Exogyra columba</i> (kleine Form), <i>Inoceramus striatus</i> , Haifischzähne.
		1. Grundkonglomerat		
	Untere (terrestrische) Kreide	Schutzfels-Schichten	sandig-lehmige Kluffüllungen 0—10 m	

Das Ostbayerische Bruchschollenland

Zwischen dem kristallinen Grundgebirge im Osten unseres Gebietes und der leicht nach W ansteigenden Juratafel im Westen befinden sich zahlreiche einzelne Bruchschollen mit Graben-, Halbgraben- und Horstbildungen, die zweckmäßig als Ostbayerisches Bruchschollenland zusammengefaßt werden.

Dieses Bruchschollenland beginnt ganz schmal bei *Regensburg* mit der Scholle des Keilberges, der Reinhauser Scholle und den Winzerer Höhen (Abb. 1 u. 49). Nach Norden schließt sich der schmale NS verlaufende Regenstauer Halbgraben mit seinen Überkipnungen im Osten an (Abb. 50). Weiter folgt der Bodenwöhrer Halbgraben (*F. Heim*) mit Überkipnungen längs der Pfahllinie (Abb. 55 und 56). Seine Fortsetzung in NW-Richtung ist das Amberg-Sulzbach-Auerbacher Störungsgebiet, in welchem während der Unteren Kreidezeit in einer NW-SO streichenden Erosionsrinne die bekannten Brauneisenerze abgelagert und später ihrerseits von einer jüngeren gleichsinnig streichenden Verwerfung erfaßt und leicht nach SW überschoben werden (Abb. 59, 60, 61,

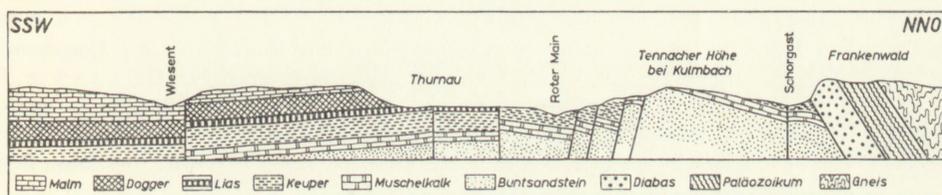


Abb. 57. Schnitt durch das Ostbayerische Bruchschollenland (nach P. Dorn).

63). Nördlich des kristallinen Naabgebirgsvorsprunges folgt die Hirschau-Schnaittenbacher Senke, die im NO von der gleichfalls herzynisch streichenden Freihunger Störung begrenzt wird (Abb. 67 u. 68). Jenseits der Freihunger Störung beginnt die dem kristallinen Grundgebirge angelagerte Weidener Rotliegend-Zechstein-Scholle mit ihren über 1000 m mächtigen Sedimenten. Diese Scholle ist ihrerseits von tektonischen Gräben in herzynischer Richtung durchzogen, in denen jüngere Sedimente (Keuper etc.) erhalten geblieben sind. Bei Weiden beginnt die Fränkische Linie, die in herzynischer Richtung die Westgrenze von Fichtelgebirge und Frankenwald gegen das mesozoische Vorland darstellt. Auch hier ist das Vorland als Bruchschollengebiet entwickelt, und zwar von *Weiden* über *Bayreuth—Kulmbach* bis *Sonneberg* (z. B. Abb. 57).

Längs der Bruchlinien, die von *Regensburg* bis *Schwandorf* im wesentlichen nord-südlich, sodann herzynisch streichen, haben naturgemäß Verwitterung und Erosion stärker als im Grundgebirge und Jura wirken können und so die nach *Regensburg* morphologisch zentripedale Struktur der Oberpfalz geformt. Nicht zu erklären sind damit der Durchbruch des Regen durch die NW-Ecke des Vorderen Bayerischen Waldes und der Naab durch das Naabgebirge zwischen *Nabburg* und *Schwarzenfeld*. Als Erklärung muß z. T. eine vorübergehend vorhandene weiträumige Eindeckung mit Sedimenten herangezogen werden, in denen die einmal vorhandenen Flüsse ihren Verlauf auch dann beibehielten, als sie das kristalline Grundgebirge anzuschneiden begannen. In diesem Bruchschollenland befindet sich eine Reihe wichtiger Lagerstätten.

Literatur über die Danubische Kreide und das ostbayerische Bruchschollenland

- F. Birzer*: Geologie und Baugrundlehre (Erfahrungen in Nordbayern). — Zs. D. Geol. Ges. 92. 1940. 531—537.
- E. Daqué*: Die Fauna der Regensburg-Kelheimer Oberkreide. — Abh. d. Bayer. Akad. d. Wiss. Heft 45, 1939. 218 S.
- P. Dorn*: Zur Kenntnis des oberfränkischen Buntsandsteins. — Geogn. Jh. 39. 1926. 1—10.
 „ Der oberfränkisch-oberpfälzische Buntsandstein. — Zs. D. Geol. Ges. 83. 1931. 13—38.
 „ Geologische Probleme im oberfränkischen Deckgebirge. — Fränk. Monatsh. 10. 1931.
 „ Das Stockheimer Becken. — Jber. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver. 20. 1931.
 „ Über den tektonischen Bau des ostfränkisch-oberpfälzischen Deckgebirges. — Geol. Rundsch. 23a. 1933.
- P. Dorn, H. Kirchner, F. Mayr, F. Trusheim, A. Wurm*: Bericht über die Lehrausflüge vor und nach der Hauptversammlung in Würzburg im September 1935. — Zs. D. Geol. Ges. 87. 1935. 651—679.
- J. Egger*: Ostracoden und Foraminiferen des Eybrunner Kreidemergels in der Umgebung von Regensburg. — Ber. Nat. Ver. Regensburg 12. 1907/09. 86—133.
- B. v. Freyberg*: Geologische Aufnahmeergebnisse zwischen Auerbach und Pegnitz. — Sitz.-Ber. Phys.-Med. Soz. Erlangen. 71. 1939. 209—218.
- B. Galsterer*: Stratigraphie und Tektonik bei Freihung und Pappenberg. — Diss. Erlangen 1935.
- T. W. Gevers*: Der Muschelkalk am Nordwestrand der Böhmisches Masse. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 56 B. 1927. 243—436.
- F. Heim*: Geologischer Überblick über das Schwandorfer Gebiet. — Ber. d. Bayer. Botan. Ges. München. 28. 1950. 1—3.
- R. Herrmann*: Die östliche Randverwerfung des Fränkischen Jura. — Zs. D. Geol. Ges. 60. 1908. 1.
- K. Kauter*: Untersuchungen über den geologischen Bau des Alten Gebirges und des Jüngeren Vorlandes in der Umgebung von Kemnath in der Oberpfalz. — München 1938.
- E. Kautzsch*: Der Einfluß der Böhmisches Masse auf die Entwicklung des Buntsandsteins an ihrem Nordwestrand. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 70 B. 1938. 29—92.
- H. Karrenberg*: Der ostfränkische Raum in seiner postvariszischen paläogeographischen Entwicklung und tektonischen Gestaltung. — Jb. d. Reichsanst. f. Bodenf. 60. 1939.
- W. Klüpfel*: Zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Amberger Kreidegebietes. — Zbl. Min. Stuttgart 1919.
- G. Knetsch*: Der Keuper in der Bayerischen Oberpfalz. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 60 B. 1929.
- G. H. R. v. Königswald*: Das Rotliegende der Weidener Bucht. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 61 B. 1929.
- L. Krumbek*: Einige geologische Beobachtungen im Bodenwöhrer Becken. — Sitz.-Ber. d. Phys.-Med. Soz. Erlangen. 46. 1914. 142.
 „ Über die Freihölzer Großschotter im Vorlande der Blauen Berge bei Amberg. — Geogn. Jh. 33. 1920. 23—32.
 „ Emscher-Sandstein auf dem nördlichen Frankenjura bei Hartmannshof. — Sitz.-Ber. d. phys.-med. Soz. Erlangen. 54/55. 1922/23.
 „ Zur Herkunft des Eruptivmaterials im Rotliegenden von Stockheim am Frankenswald. — Zbl. Min. 23. 1923. 718.

- L. Krumbek*: Beiträge zur Geologie von Nordbayern. Die Rathsbergsschichten, das jüngste Glied des Keupers in Franken. — Sitz.-Ber. d. phys.-med. Soz. Erlangen. 67. 1935/36.
- „ Die Fauna des Turonsandsteins von Seugast bei Vilseck. — Zs. D. Geol. Ges. 93. 1941. 1—24.
- „ Über den Löß und Lias-Alpha auf dem Keilberg (östl. Regensburg). — Zs. D. Geol. Ges. 93. 1941. 459—465.
- L. Lechner*: Die Gliederung der fränkischen albüberdeckenden Kreide. — Zbl. Min. 1924.
- „ Beobachtungen an Cenomanrelikten der südlichen Frankenalb. — Zbl. Min. 1933 B.
- „ Der Neukirchener Ocker. — Zbl. Min. 1933. B.
- „ Der Hartmannshofer Sandstein. — Zbl. Min. 1934 B.
- „ Der Betzensteiner Kreidekalk. — Zbl. Min. 1934. B.
- „ Über das Cenoman auf dem Frankenjura bei Sulzbach. — Zbl. Min. 1935. B.
- „ Über das Turon auf dem Fränkischen Jura. — Zbl. Min. 1935. B.
- „ Fauna und Flora der fränkischen albüberdeckenden Kreide. I. Lamellibranchiaten. — Paläontogr. 85 A. 1937.
- K. Osswald*: Geologie der Umgebung von Erbdorf und die dortigen Steinkohlenlager. — Geogn. Jh. 34. 1921. 113—124.
- N. P. Prokopowicz*: Das Neuburger Weiß, seine Natur und Entstehung. — N. Jb. Geolog. u. Pal. 93. 1951. 1—22.
- E. v. Prosch*: Die Geologie des Gebietes von Kirchenpingarten und Kemnath. — Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 59. 1938.
- H. Putzer*: Der Jura am Keilberg bei Regensburg. — Zbl. Min. 1939 B.
- E. Schmidtil* und *L. Krumbek*: Die Coronatenschichten von Auerbach/Opf. — Zs. D. Geol. Ges. 90. 1938. 297—360.
- Fr. X. Schnittmann*: Beiträge zur Stratigraphie der Oberpfalz. — Zs. D. Geol. Ges. 74. 1922. 1—25.
- „ Beiträge zur Stratigraphie der Oberpfalz. Stratigraphie und Tektonik der Gegend von Hirschau östlich Amberg unter besonderer Hervorhebung der dortigen Karneolbänke und kaolinführenden Keupers. — Zs. D. Geol. Ges. 81. 1929. 127—146.
- H. Sperber*: Geologische Untersuchungen im Bereiche des Hahnbacher Sattels. — Sulzbach 1932.
- H. Steinlein*: Neue Arbeitsergebnisse in der oberpfälzer Trias (Vortragsbericht). — Zs. D. Geol. Ges. 91. 1939. 778—779.
- „ Der Nachweis großer Buntsandsteingebiete im „Keuper“ der nördlichen Oberpfalz. — Zbl. Min. 1940. B. 5—15.
- „ Ein neues Muschelkalkvorkommen bei Hirschau i. d. Opf. (Vorläufige Mitteilung). — Zs. D. Geol. Ges. 94. 1942. 110—114.
- H. de Terra*: Die Umgebung von Erbdorf. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 51. 1925.
- H. Tillmann*: Ergebnisse der geolog. Aufnahme der Freihunger Störungzone, Blatt Kaltenbrunn Nr. 166. — Zs. D. Geol. Ges. 92. 1940. 541—564.
- „ Entwurf einer geologischen Karte der westlichen Oberpfalz. — Exkursionführer 1950.
- F. Trusheim*: Die geolog. Geschichte Südostdeutschlands während der Unterkreide und des Cenomans. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 75 B. 1936. 1—108.
- K. Wanderer*: Die Juraablagerungen am Westrande des Bayerischen Waldes zwischen Regenstau und der Bodenwöhrer Bucht. — N. Jb. Min. 21. 1906.
- A. Wurm*: Über junge Krustenbewegungen im Weidener Becken. — Abh. d. Geol. Landesunters. am Bayer. Oberbergamt. H. 10. 1933. 51—52.
- „ Morphologie und Tektonik am Südwestrand des Bayer. Waldes. — Zbl. Min. 1938 B.

Die Eisenerze von Sulzbach - Auerbach - Amberg

Die Eisengewinnung der Oberpfalz ist von der Latènezeit bis heute von großer Bedeutung. Schürffelder und Schlackenhalde, oft von viele Kilometer langer Ausdehnung, finden sich bei *Kelheim* und *Weltenburg*, *Riedenburg* und *Parsberg*, und zwar aus der Spätlatènezeit, aus spätkeltischer Zeit und in großer Zahl aus dem Mittelalter.¹⁾ Nach *F. Winkelmann*²⁾ hat die Verlegung des Limes von *Petersbuch* ab in südöstlicher Richtung durch die Römer allein dem Zweck gedient, die Eisengewinnung dieses Gebietes einzuschließen. *Karl der Große* soll 787 den Ambergern Rechte am Erzberg verliehen haben; *Ludwig der Fromme* überließ 817 *Ludwig dem Deutschen* das Herzogtum Bayern mit allen seinen Bergwerken. *Sulzbach*, mit seiner

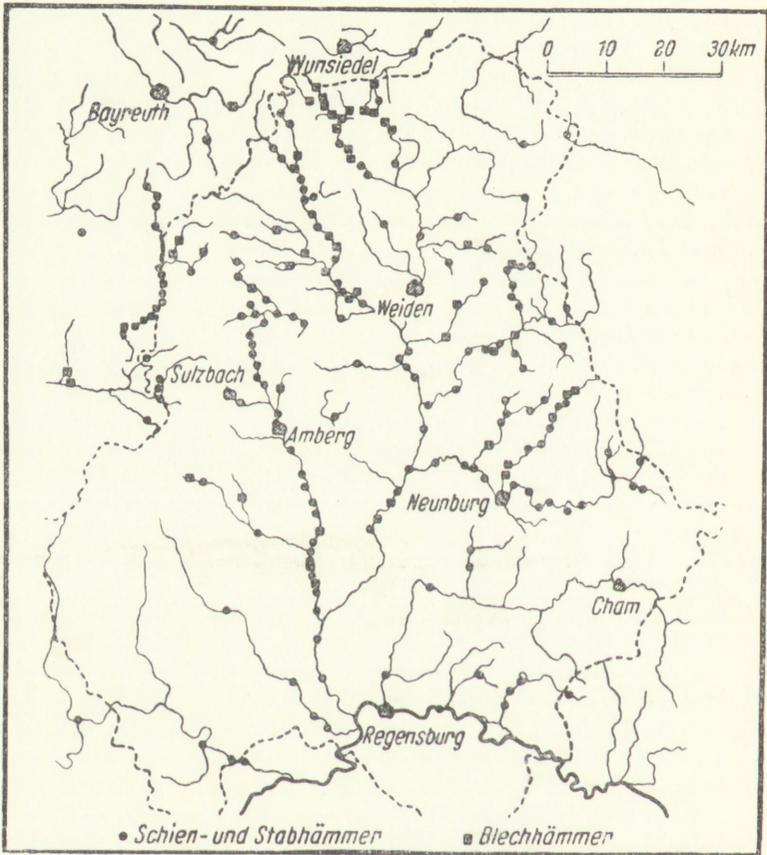


Abb. 58. Stand der oberpfälzischen Eisenindustrie im Jahre 1475.

¹⁾ *F. M. Röss*: Geschichte und wirtschaftliche Bedeutung der Oberpfälzischen Eisenindustrie von den Anfängen bis zur Zeit des 30jährigen Krieges. — Verhandl. d. Histor. Ver. v. Oberpfalz u. Regensburg. 91. 1950. 5—186.

²⁾ *F. Winkelmann*: Die vorrömischen und römischen Straßen in Bayern zwischen Donau und Limes. — XI. Bericht der röm.-german. Kommission 1918/19.

um 1050 angelegten Feste, hatte als „Regierungssitz“ des *Grafen von Sulzbach*, eines der bedeutendsten Dynasten auf dem Nordgau, ganz besondere Chancen zur Entwicklung seines Berg- und Hüttenwesens, leider aber sind aus der Zeit vor dem 13. Jahrhundert offenbar keine Urkunden erhalten geblieben. Im Herzoglichen Urbarium *Ludwigs des Strengen* von 1270 ist zu *Kinding* im Altmühltal ein Eisenhammer genannt; *Wolfram von Eschenbach* rühmt die „Blechturmtauben“ von *Beratzhausen*. Die vom 13. Jahrhundert bis um 1630 bekannten fast 300 Hütten- und Hammerwerke befanden sich zwecks Ausnutzung der Wasserkraft ganz bevorzugt an den Flüssen bzw. in waldreichen Gebieten (vergl. Abb. 58, aus *F. M. Röss* 1950), für sie waren *Sulzbach*, *Auerbach* und *Amberg* bereits die Hauptlieferanten. Die Gründung der Maximilianshütte in *Sulzbach-Rosenberg* erfolgte 1853, die der Luitpoldhütte in *Amberg* 1883.

Die Erze von *Sulzbach-Auerbach-Amberg* sind von „vortrefflicher“ Qualität (*Agricola*) und können ohne Aufbereitung verhüttet werden. Es handelt sich vorzugsweise um „Braunerz“ (Brauneisenerz, *Goethit*, α -FeOOH) von meist mulmiger, selten zelliger bis glaskopffählich fester Beschaffenheit. Bei *Auerbach* kommt neben „Braunerz“ der als „Weißerz“ bezeichnete Spateisenstein (FeCO_3) vor. Der Mangan Gehalt des Braunerzes beträgt durchschnittlich 0,5 %, der des Weißerzes 1,0 %, der P_2O_5 -Gehalt 1—2 %.

Die Entstehung der Erze fällt in die Untere Kreideformation nachdem an der Wende Jura/Kreide durch die jungkimmerische Gebirgsbildung eine weitgespannte Heraushebung der böhmisch-herzynischen Masse samt ihrer mesozoischen Sedimentbedeckung erfolgt war. Offenbar hatten sich in den Jurakalken des Vorlandes längs herzynisch streichenden, mehr oder minder tektonisch vorgebildeten Mulden Erosionsrinnen mit Seen und Tümpeln ausgebildet. In diese wurde durch die abfließenden „Schwarzwässer“ (nach *v. Freyberg* entsprechend dem heutigen Rio negro) aus dem Sedimentdach des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes — und zwar nach *Trusheim* aus dem 60—70 m mächtigen Dogger-Sandstein, nach *Tillmann* aus den Lias-Delta-Eisenerzen der Bodenwöhrer Bucht, nach *v. Freyberg* dort wo sie es fanden — Eisen in Form von schwach positiv geladenen Eisenhydroxydsolen herangeführt und durch die im Karst-Vorland reichlich vorhandenen negativen Elektrolyte in Gelform ausgefällt. Durch Alterung entstand kryptokristallines, durch Teilauflösung und Umkristallisationen glaskopf- bis stalaktitenförmiges Brauneisenerz. Dort wo jüngere, wohl alttertiäre Verwerfungen die Erzkörper durchsetzen, konnten deszendente Eisenlösungen das Calcium des Kalksteines metasomatisch verdrängen ($\text{CaCO}_3 + \text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{FeCO}_3 + \text{Ca}^{2+}$) und den Kalk samt seinen Fossilien zu Eisenspat vererzen (wie z. B. auch in der Soetenicher Mulde der Eifel). Neben dem metasomatischen Spat mag durchaus auch primär sedimentäres Weißerz von bekanntlich zunächst käsig-weicher Beschaffenheit als See-Erz gebildet worden sein.

Das Mangan wurde ebenso wie das Eisen zunächst in Solform, und zwar als $\text{Mn}(\text{OH})_4$ mit schwach negativer Ladung, transportiert und abwechselnd mit dem Eisen ausgeflockt. Durch Umkristallisationen entstanden *Manganschium* und *Pyrolusit* MnO_2 . Nach *Peinert* (1929) und *Jensen* (1939) stammt der Phosphatgehalt der Erze aus dem Dogger-Sandstein.

Gleichzeitig mit den Erzlösungen wanderten mechanische Verwitterungsrückstände (Ton, Quarzsand und -kies) in das Vorland, wo sie gleichfalls sedimentiert wurden und die „Schutzfelsschichten“ der danubischen Kreideformation oder die „taube Erzformation“ lieferten. Da in dem Erzen gelegentlich Weinschenkit ($\text{Y, Er} \text{ PO}_4 \cdot 2 \text{ H}_2\text{O}$) gefunden wird, würde ein eventueller Nachweis von Edeleerden im Lias oder Dogger

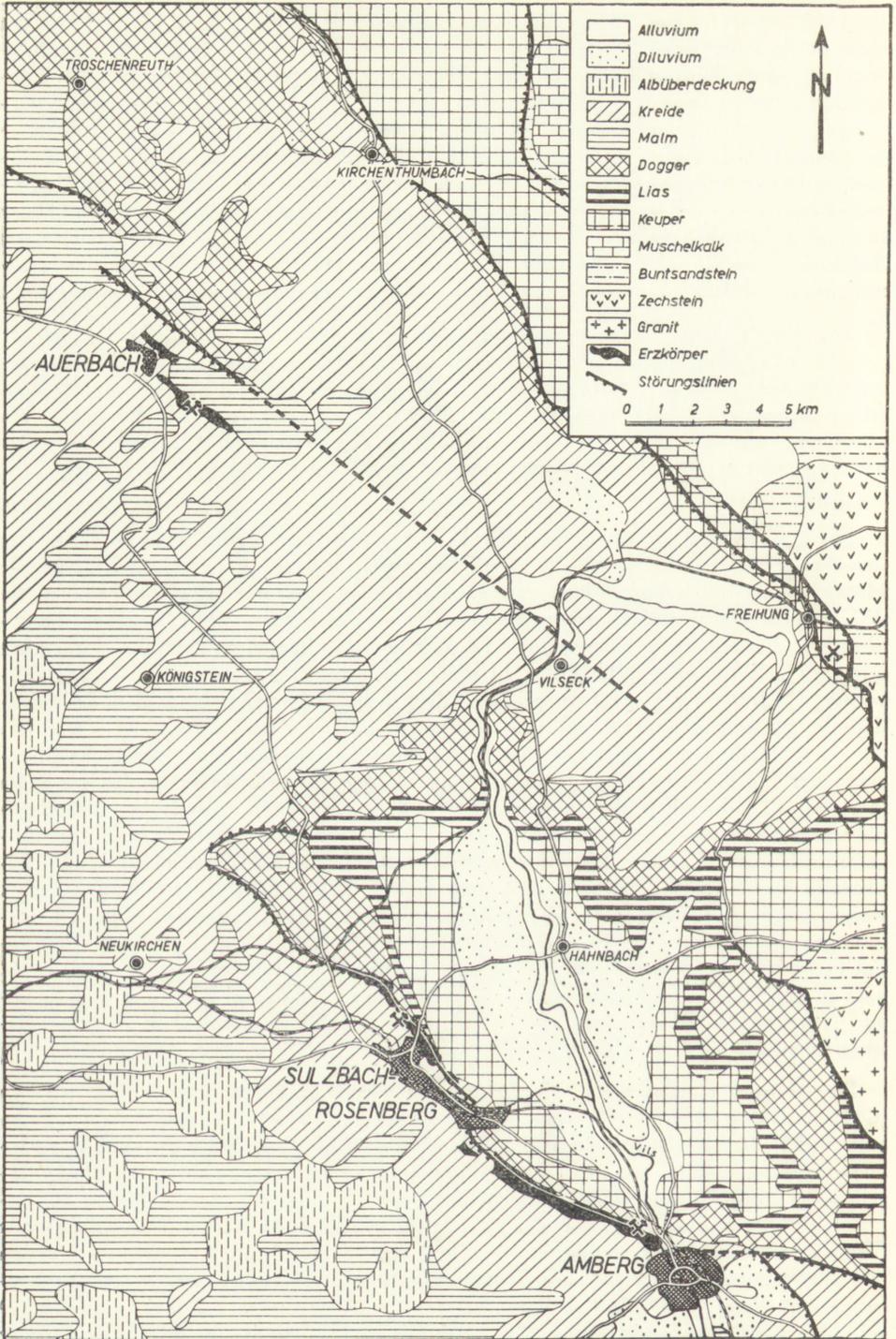


Abb. 59. Geologische Skizze der Kreide-Eisenerzvorkommen von Sulzbach-Auerbach-Amberg ¹⁾ (Fußnote nebenstehend).

am Rande des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes die Herkunft des Eisens mit erhöhter Sicherheit bestätigen können.

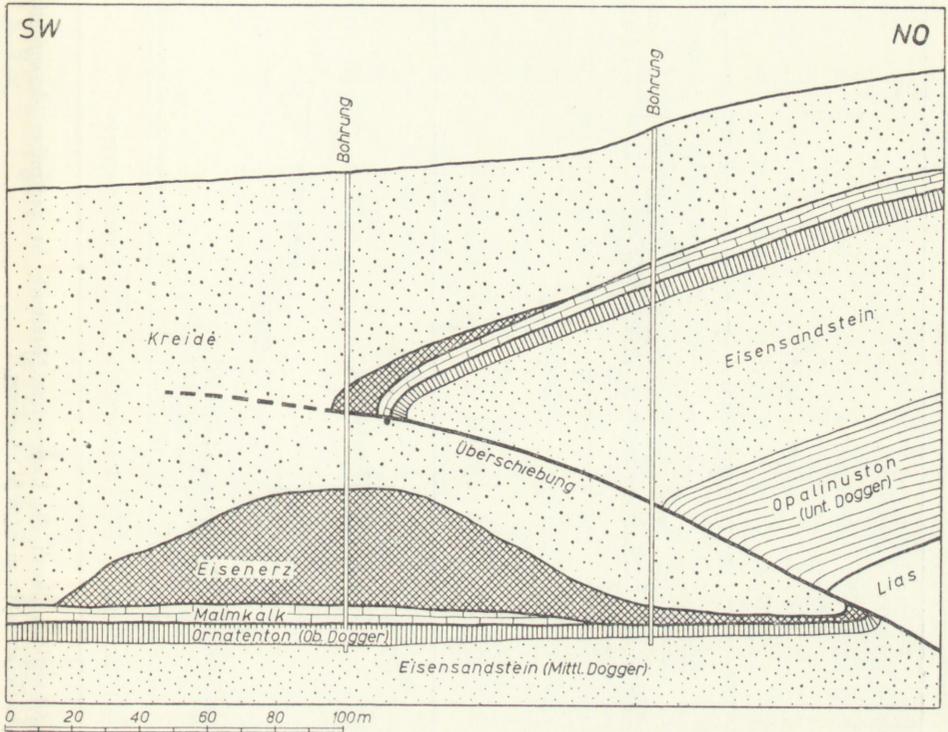


Abb. 60. Ein Querprofil durch den Erzkörper bei Sulzbach-Rosenberg (vgl. Längsprofil Abb. 61).

Die Verwerfungen und Überschiebungen, von denen die Erzkörper meist betroffen wurden (Abb. 60, 62, 63, nach Werkszeichnungen), müssen offensichtlich jünger als die Erzbildungen selbst sein. *B. v. Freyberg* konnte durch Streichkurvenkarten und profilmäßige Darstellung des Auerbacher Erzbeckens exakt nachweisen, daß die Bruchlinien jünger als die Schutzfelsschichten sind, und zwar dürften die ältesten der austrischen Phase *Stilles*, spätere dem Alttertiär angehören. Infolgedessen ist für die Erzbildung die Theorie ascender Spaltenfüllungen wohl endgültig aufzugeben zu Gunsten einer Erklärung als sedimentäre Konzentrationslagerstätten in terrestrischen Gewässern mit nachfolgender teilweiser Umbildung zu Eisenspat durch Metasomatose (*Trusheim, Hartmann, Tillmann* u. a.)

Von den selteneren Mineralien konnten die erdigen Phosphate röntgenographisch als *Apatit*, das Steinmark als *Kaolinit* identifiziert werden. *Wavellit* kennt man

¹⁾ Die Abb. 59—63 sind im wesentlichen nach Werkszeichnungen gezeichnet worden. Der Abb. 29 lag eine geologische Aufnahme von *Tillmann* (1950) u. a. zugrunde, der Abb. 63 eine erste Bearbeitung von *E. Hartmann* (1922). Der Maximilianshütte und der Luitpoldhütte bringen wir für ihr großes Entgegenkommen auch an dieser Stelle unseren Dank zum Ausdruck.

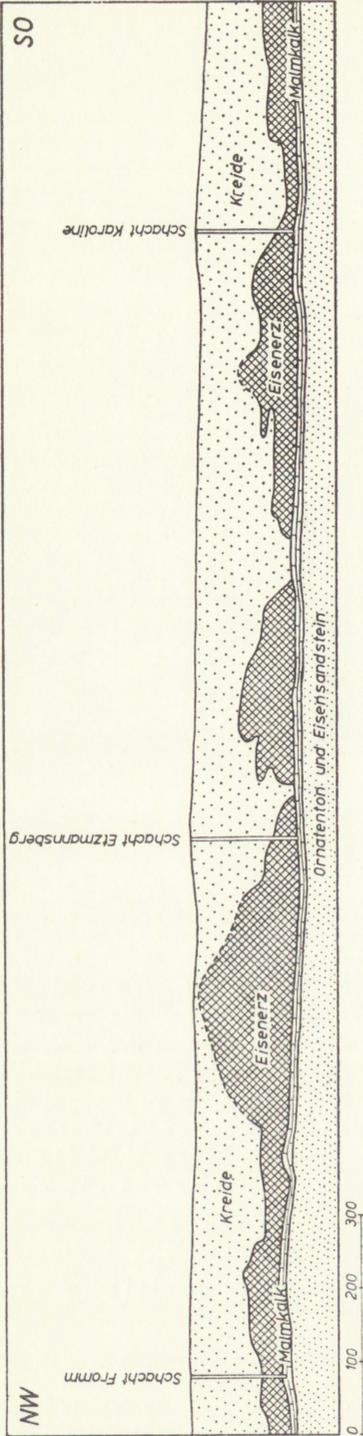


Abb. 61. Längsprofil durch den Erzkörper bei Sulzbach-Rosenberg.

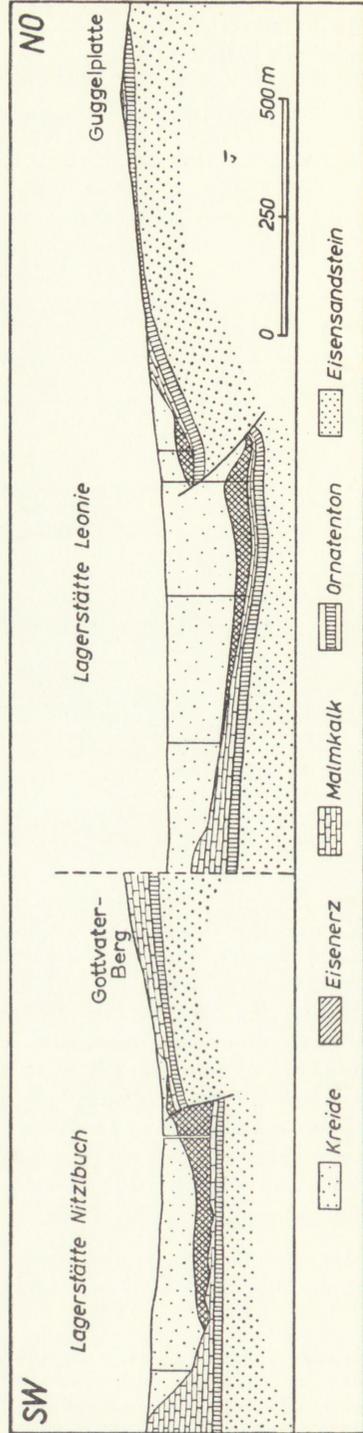


Abb. 62. Querprofil durch den Erzkörper bei Auerbach. Die Schmittlinie durch die Lagerstätte Nitzlbuch ist gegenüber derjenigen durch die Lagerstätte Leonie um 1350 m nach SO versetzt.

von *Sulzbach* und *Amberg*; desgleichen konnte *Crandallit* (früher irreführend als *Kalkwavellit* und *Pseudowavellit* bezeichnet) von den beiden Fundorten nachgewiesen werden. *Weinschenkit* — ein Phosphat der Edelerden Yttrium und Erbium — wurde zuerst von *Auerbach* beschrieben, konnte aber auch bei *Sulzbach* und *Amberg* gefunden werden. An Eisenphosphaten kommt *Vivianit* in Form bläulicher Anflüge und Nadelchen vor. Von der Grube *Nitzelbuch* bei *Auerbach* sind *Laubmannit*, *Rockbridgeit* (beide früher als *Kraurit* bezeichnet) und *Kakoxen* bekannt geworden.

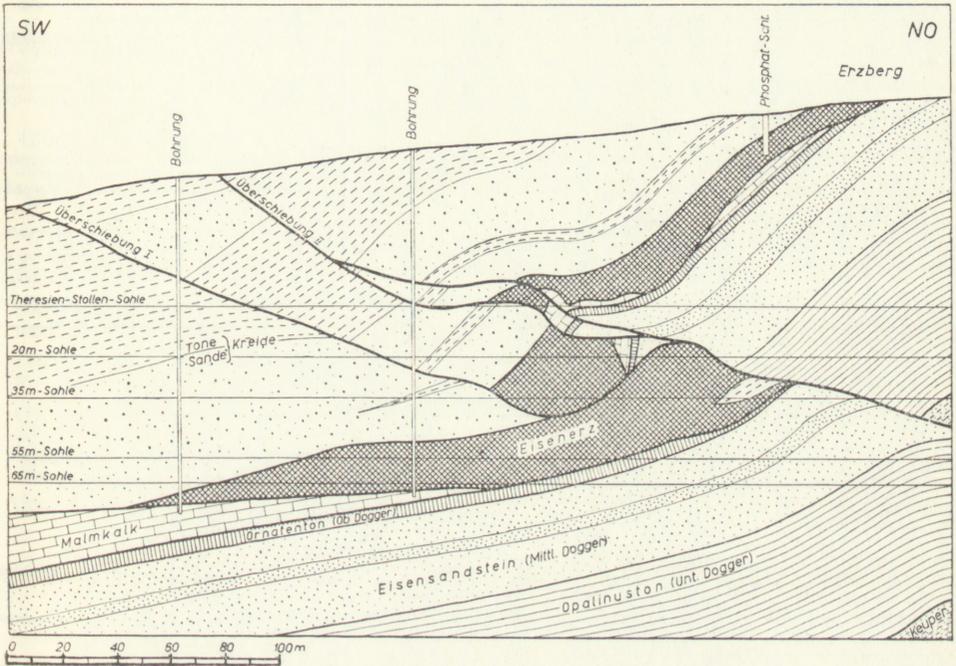


Abb. 63. Querprofil durch den Erzkörper bei Amberg.

Apatit	$\text{Ca}_5 [(\text{F}, \text{OH}) (\text{PO}_4)_3]$	Erdige weiße Aggregate.
Crandallit	$\text{CaAl}_3\text{H} [(\text{OH})_6 (\text{PO}_4)_2]$	Hexagonal-rhomboedrisch; kleine weiße Bündel zigarrenförmig gestreckter Kriställchen.
Wavellit	$\text{Al}_3 [(\text{OH})_3 (\text{PO}_4)_2] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Rhombisch; weiße bis grünliche sphärolithische Aggregate.
Weinschenkit	$(\text{Y}, \text{Er}) [\text{PO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Monoklin; seidige lange weiße Nadelchen, isotyp mit Gips.
Vivianit	$\text{Fe}_3 [\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Monoklin; intensiv blaue Anflüge und kurze Nadeln.

Die sedimentären syngenetischen Eisenerzlager und Farberden der nördlichen Fränkischen Alb.

1 : 500 000

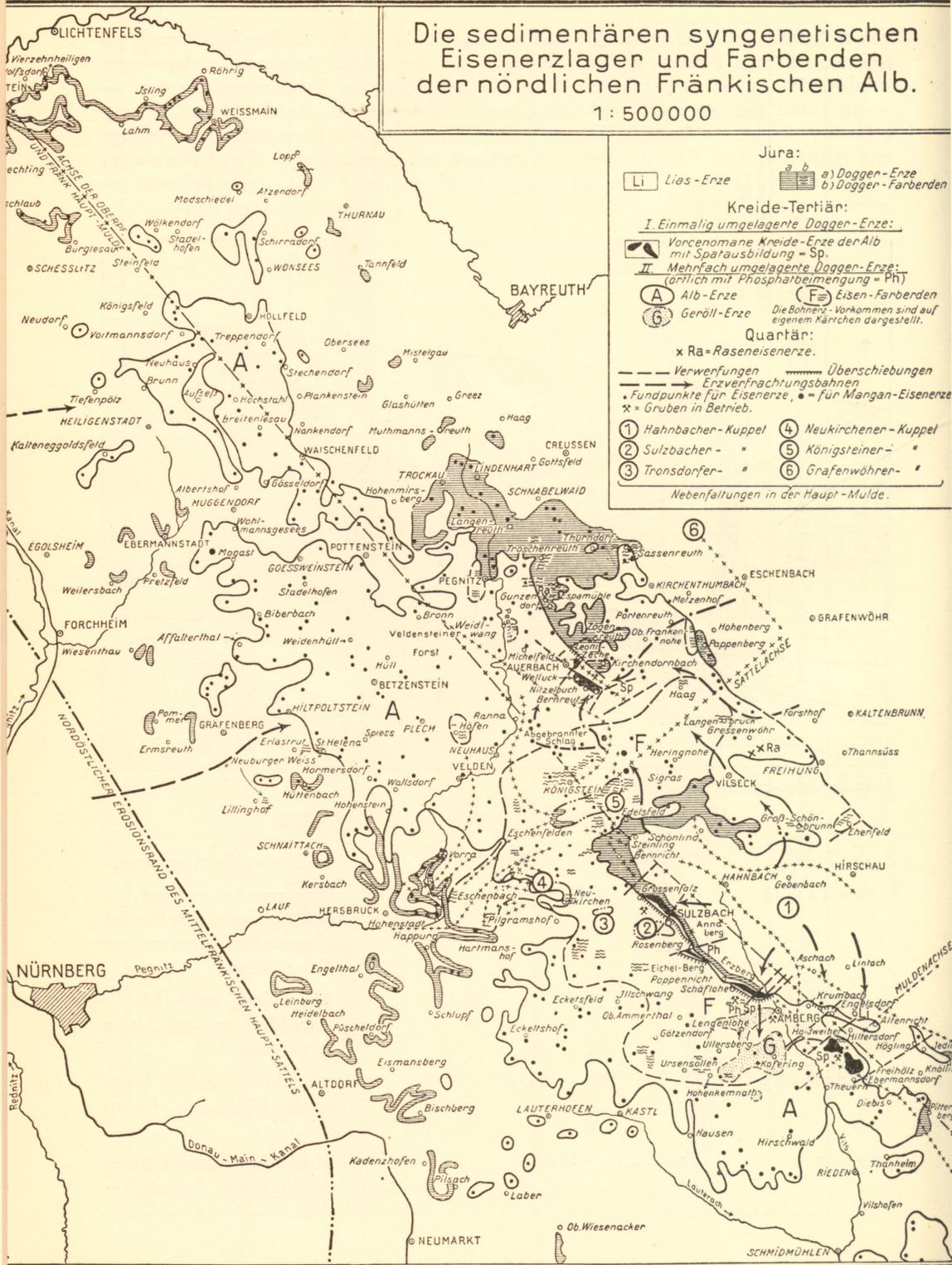


Abb. 64. E. Hartmann (1936): Die Eisenerze der Frankenalb (siehe oben).

Rockbridgeit	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}) \text{Fe}^{3+}_4 [(\text{OH})_5 (\text{PO}_4)_3]$	Rhombisch; traubige Massen und Krusten mit radialfaseriger Struktur, Farbe olivgrün bis grün-schwarz.
Laubmannit	$\text{Fe}^{2+}_3 \text{Fe}^{3+}_6 [(\text{OH})_{12} (\text{PO}_4)_4]$	Rhombisch (?); Krusten mit parallelfaseriger Struktur, Farbe graugrün, grünbraun bis braun.
Kakoxen	$\text{Fe}^{3+}_4 [(\text{OH})_3 (\text{PO}_4)_3] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Hexagonal; gelbe seiden-glänzende lange Nadeln.

Die jährliche Förderung der Eisenerze beträgt bei Sulzbach und Auerbach zusammen 480 000 Tonnen, bei Amberg 80 000 Tonnen. Die ersteren werden in Sulzbach-Rosenberg (Maximilianshütte), die letzteren in Amberg (Luitpoldhütte) zu Roheisen verhüttet und auf Halb- und Fertigfabrikate weiterverarbeitet.

Die bisher angeführten Eisenerze sind während der unteren Kreidezeit in einer von Amberg bis Staffelstein SO-NW-streichenden Hauptmulde der Weißjura-Kalke entstanden (Abb. 64, E. Hartmann 1936). Außerdem kommen in Taschen, Trichern und Höhlengängen vereinzelt Anhäufungen von Rollerzen, Bohnerzen und Eisenfarberden vor, die als Verwitterungsrückstände zu betrachten und ebenso wie die Kreideerze epigenetisch entstanden sind. Als syngenetisch sind meines Erachtens (zum Unterschied von Überschrift in Abb. 64) allein die Lias- und Doggererze zu bezeichnen. Diese wurden gleichzeitig mit den Schichtgesteinen, in denen sie sich heute noch befinden, sedimentiert. Den Ausbiß dieser Schichten zeigt Abb. 64, die Schichtenfolge würde dem Profil des Keilberges (Abb. 1) entsprechen.

Literatur zu den Eisenerzen NO-Bayerns

einschl. der Farberdelagerstätten

- P. Dorn: Die Farberdelagerstätten Bayerns. — München 1929.
 „ Die Beziehungen zwischen Dogger-Beta und der untercretazischen „Amberger Erzformation“. — Zbl. Min. 12. 1937. 507—530.
- W. Fink: Die Eisenerzlagerstätten der oberpfälzisch-fränkischen Jurahochfläche. — In Schuster, Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh. Abt. VI, 1928.
- F. K. Drescher-Kaden: Die nordbayerischen Erzvorkommen. — Z. Prakt. Geol. 29. 1921. 181.
- K. Färber: Eisenerzvorkommen in Bayern, ihre Aufbereitungsmöglichkeiten und Zukunftsaussichten. — Anz. Berg-, Hütten-, Maschinenwesen, Essen 1923.
- Chr. Fikenscher: Die Eisenerzlager von Kirchentumbach in der Oberpfalz. — Samml. Berg- und Hüttenm. Abh. Kattowitz 1914.
- B. v. Freyberg: Der Werdegang der Kreide-Erzbecken von Auerbach/Oberpfalz. — Z. D. Geol. Ges. 92. 1940. 400—416.
- C. Frondel: The Dufrenite problem. — Am. Min. 34. 1949. 513—540.
- H. R. v. Gaertner: Die Typen der Eisenerze im Oberpfälzer Wald. — Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 58. 1937. 851—852.

- E. Hartmann*: Die Erze in der Kreide und im Tertiär. — Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns, Bd. II, München 1936.
- „ Geologie der fränkischen Dogger-Erze. — Abh. Geol. Landesunters. am Bayer. Oberbergamt. Heft 33. 1938. 31—44.
- F. Henrich*: Über ein Vorkommen seltener Erden in Bayern. „Edel-Erden und Erze“. — 1921. Bd. II. S. 181.
- E. Holzappel*: Die Eisenerzvorkommen in der Fränkischen Alb. — „Glück auf“, H. 10. 1910.
- K. Hummel*: Über verschiedene Arten von Eisenmanganerzlagerstätten in Deutschland. — Z. Prakt. Geol. 35. 1927. 17—22, 38—42.
- K. D. Jensen*: Untersuchungen über die Amberger Phosphatlagerstätten. — Sitz.-Ber. d. Phys.-med. Soz. Erlangen. 71. 1939. 285—337.
- F. Klockmann*: Die eluvialen Brauneisenerze der nördlichen Fränkischen Alb. — „Stahl und Eisen“, H. 53. 1913.
- W. Klüpfel*: Zur geologischen und paläogeographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg, zugleich von den Grundlagen ihrer Eisen- und Braunkohlenindustrie. — Abh. Gießener Hochschul-Ges. 3. 1927. 90 S.
- „ Geolog. Notiz über das Vorkommen von Phosphat und Pechkohle bei Amberg. — Z. Prakt. Geol. 29. 1921. 49.
- E. Kohler*: Die Amberger Erzlagerstätten. — Geogn. Jh. 15. 1902. 11—56.
- P. Krusch*: Über das Vorkommen und die Entstehung des Weißeisenerzes. — Z. D. Geol. Ges. 74. 1922. 207—215.
- H. Laubmann*: Die Phosphatminerale und Edelerden des Amberg-Auerbacher Erzkörpers. — Geogn. Jh. 35. 1922. 193—204.
- A. Moos*: Über die Bildung der süddeutschen Bohnerze. — Z. Prakt. Geol. 29. 1921.
- K. Oebbeke*: Die Eisenerze der fränkischen Alb und der Oberpfalz. — München 1924.
- W. Peinert*: Einige Betrachtungen über die Amberger Eisenerzlagerstätten usw. — Berg- u. Hüttenmänn. Rundsch. 13. Kattowitz 1917.
- „ Die Herkunft des Eisens, Phosphors und der Edelerden in der Amberger Erzformation usw. — Z. Prakt. Geol. 37. 1929. 138—140.
- „ Weinschenkite im Bayerischen Dogger-Eisensandstein. — Z. Prakt. Geol. 39. 1931. 192.
- W. Pfaff*: Zur Entstehung einiger Eisenerzvorkommen auf dem Fränk. Jura. — Z. Prakt. Geol. 28. 1920. 165—172.
- A. Rothpletz*: Über die Amberger Erzformation. — Z. Prakt. Geol. 21. 1913. 249—260.
- R. Seemann*: Die geologischen Verhältnisse längs der Amberg-Sulzbacher und Auerbacher-Pegnitzer Störung. — Abh. Nat.-hist. Ges. Nürnberg 22. 1925. 89—152.
- „ Zur Entstehung der Amberger Eisenerzlagerstätten. — Z. Prakt. Geol. 43. 1935.
- E. Schmidtill*: Die oolithischen Eisenerze im Doggersandstein der Fränkischen Alb. — Arch. f. d. Eisenhüttenwesen. Fachber. 9. H. 1. 1935. 1—13.
- „ Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Eisenerze im Doggersandstein der Frankenalb. — Z. D. Geol. Ges. 87. 1935. 541—582.
- „ Die Eisenerze der Ostmark. — Das Bayerland 47. 1936, Nr. 4.
- E. Schmidtill und L. Krumbeck*: Sekundäre Eisenerzanreicherungen im Doggersandstein der Frankenalb. — Jb. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver. 25. 1936.
- H. Strunz*: Isotypie zwischen $YPO_4 \cdot 2H_2O$ und $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. — Naturw. 30. 1942. 64.
- F. Trusheim*: Über die Entstehung der Amberger Eisenerzlagerstätten. — Z. Prakt. Geol. 43. 1935. 45—48.
- A. Wurm*: Über Magneteisenerze im Lias von Bodenwöhr i. B. (Ein Beitrag zur Bildungsgeschichte des Magneteisens). — Geogn. Jh. 37. 1924. 261—264.

Die Kaoline von Hirschau und Schnaittenbach

Am Nordrand des Naabgebirges befindet sich westlich Wernberg die Hirschau-Schnaittenbacher Senke, in welcher eine Folge mesozoischer Schichten dem Naabgebirge angelagert, allmählich nach NNW einfällt, wobei die ältesten Schichten (Buntsandstein) im Süden bei *Hirschau-Schnaittenbach*, die jüngsten Schichten (Keuper und Obere Kreide) nordwärts gegen *Freihung* zu Tage anstehen (Abb. 65 und 66). Bei Freihung zieht eine SO-NW-streichende Verwerfung durch, die „Freihunger Störung“, längs

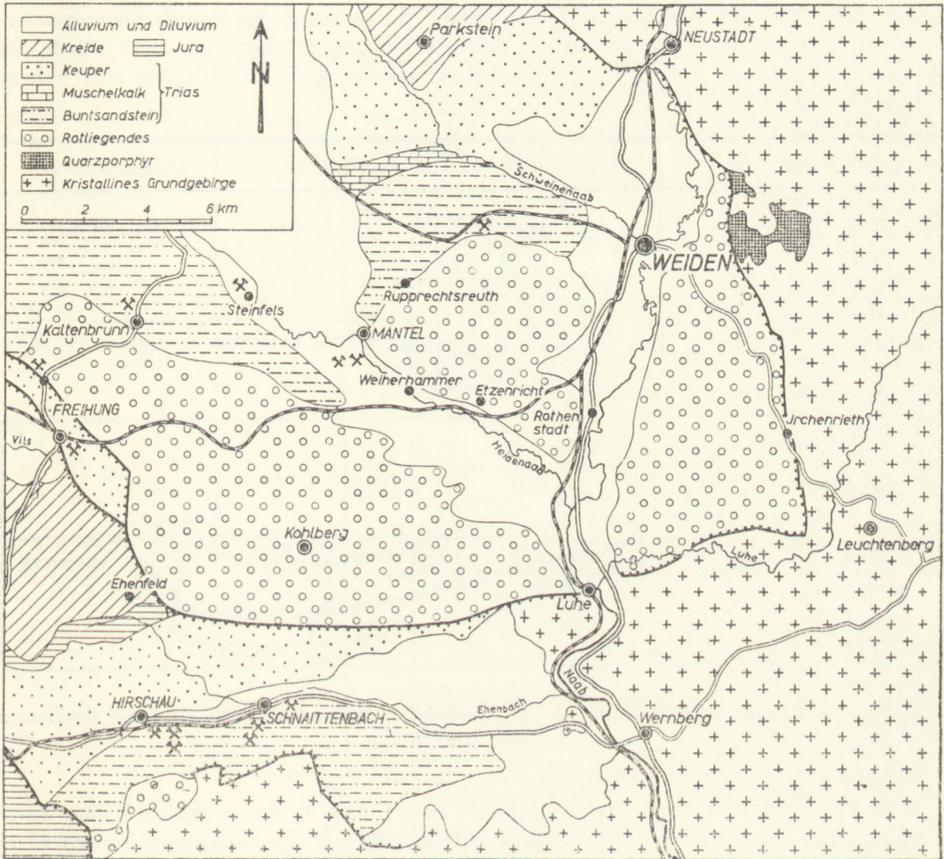


Abb. 65. Lageskizze der Hirschau-Schnaittenbacher Senke. Kaolinsande bei Hirschau, Schnaittenbach, Freihung/Opf. und Steinfels-Kemnath. Bleisandstein bei Freihung.

welcher die weiterhin nach NO anschließende Weidener Scholle gehoben wurde, so daß das Rotliegende (die unterste und älteste Bildung der ganzen Formationsreihe) an die Oberfläche kam und bis an das Grundgebirge bei *Luhe-Tröglersricht* reicht. Die Freihunger Störung verläuft von Freihung über Ehenfeld-Neudorf nach Luhe.

Die Reihenfolge der Schichten, deren petrographische Zusammensetzung und geologische Einstufung sind dem Profil Abb. 67 zu entnehmen.

Im Mittleren Buntsandstein befinden sich die wertvollen *Kaolinfeldspatsande von Hirschau-Schnaittenbach*. Im Gebiet weiter nördlich liegen tektonisch hochgehobene Schollen des gleichen geologischen Horizontes mit den kleineren Vorkommen von *Freihung* und *Kaltenbrunn-Steinfels*.

Die Kaolinsande bestehen durchschnittlich aus 80 % Quarz, 10–20 % Kaolinit und 0–10 % Feldspat; zwischengelagert sind gelegentlich Quarzgerölle und Windkanter. Die Feldspate sind teils frisch, vor allem im Westen bzw. Norden des Gebietes, teils liegen sie als mechanisch unzerstörte Pseudomorphosen von Kaolinit nach Feldspat vor; auch Teilpseudomorphosen sind nach *A. Stahl* zu beobachten. Demnach kann ein wesentlicher Teil der Kaolinisierung, veranlaßt durch sauer reagierende Grundwasserströme, erst nach der Transportierung und Ablagerung erfolgt sein, sonst würde der Kaolin als Zerreibsel vorliegen. Bei *Schnaittenbach* ist die Kaolinisierung eine nahezu vollständige.

Rohkaolin von	Kaolinit	Feldspat	Quarz u. Kies
Schnaittenbach	15–25 %	0,2–1,5 %	85–73,5 %
Hirschau	13 %	6–7 %	80 %
Freihung	10 %	10 %	80 %
Kaltenbrunn u. Steinfels	5–10 %	90–95 % Feldspat + Quarz + Kies	

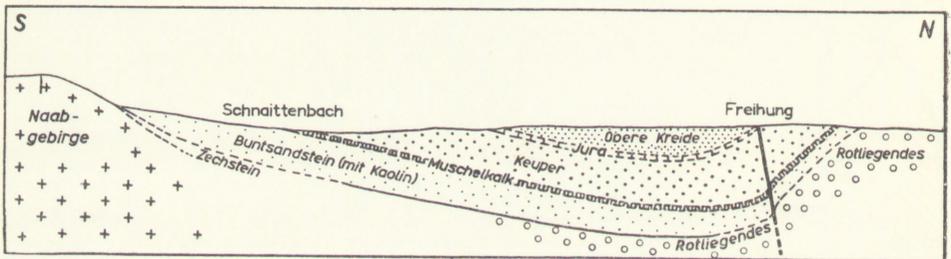


Abb. 66. Schematisches Profil durch die Hirschau-Schnaittenbacher Senke und die Freihunger Störung (überhöht).

Die Kaolinfeldspatsande sind „Arkosen“, entstanden in einem ariden Klima durch Verwitterung der Gesteine des kristallinen Grundgebirges (im Südosten), kurzen fluvialen Transport und terrestrische Sedimentation. Die Einzelkörner sind im Süden wenig abgerundet (kurzer Transportweg), im Norden etwas mehr; ihre Korngröße nimmt in der Transportrichtung nach NNW ab. Die Kaolinisierung ist im wesentlichen postsedimentär erfolgt. Die Mächtigkeit der kaolinführenden Schichten beträgt 30–50 m.

Die Gewinnung der Kaoline erfolgt in großen Tagebauen, so bei *Schnaittenbach* (Fa. „Eduard Kick“, *Dir. Rassel*), bei *Schnaittenbach-Scharhof* (Fa. „Gbr. Dorfner“, *Dir. H. Dorfner*) und bei *Hirschau* („Amberger Kaolinwerke“, *Dir. Drossbach*). Durch mechanische Schlämmaufbereitung werden die Reinkaoline und wertvollen Glassande gewonnen.

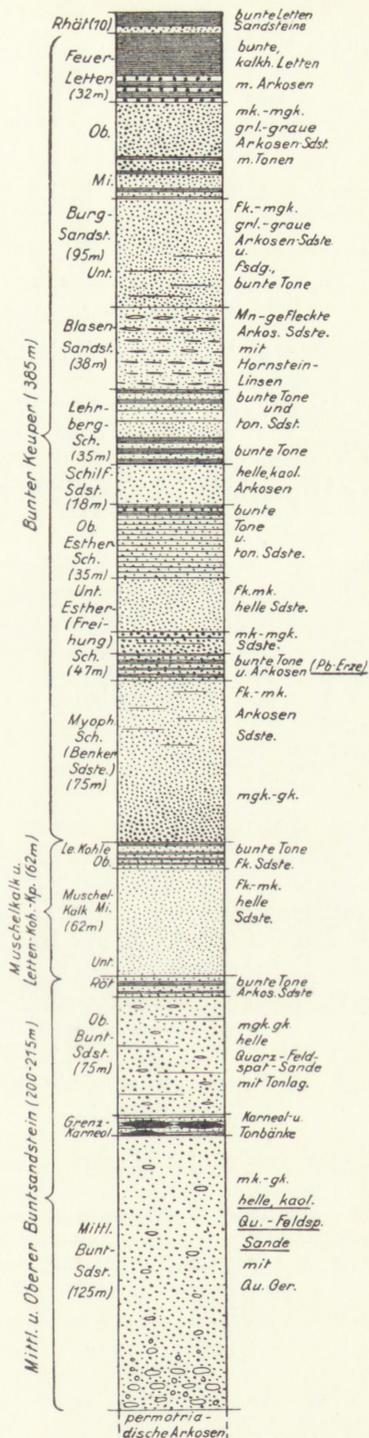


Abb. 67. Die Schichtenfolge und petrographische Zusammensetzung der Sedimentschichten bei Freihung/Opf. (H. Tillmann 1950).

Nach der Röntgenanalyse (*U. Hofmann* und Mitarbeiter) hat sich folgende Zusammensetzung der Reinkaoline ergeben:

	Kaolinit	Quarz	Glimmer
„Schnaittenbach R“	95—96 0/0	4—5 0/0	Spuren
„Schnaittenbach OF“	93—95	5—7	„
„Dorfner Spezial SI“	95—96	4—5	„
„Amberger Kaolin 08“	87	3	10 0/0
Tirschenreuther Kaolin ¹⁾	88	4	8
Zettlitzer Kaolin	93—93,5	2,5—3	4
Glagerit v. Bergnersreuth ²⁾	{ 35 0/0 Halloysit	∞ 1	15
	{ 50 0/0 Metahalloysit		

Im Übermikroskop zeigt das Mineral Kaolinit meist scharf begrenzte Kristallplättchen mit \pm pseudohexagonalem Umriß. Die kleinsten Plättchen weist der Zettlitzer Kaolinit auf, während der Tirschenreuther rund 3mal, der Hirschau-Schnaittenbacher 4- bis 5mal so groß ist. Der Halloysit von *Bergnersreuth* besitzt langgestreckte Röhrenform.

In chemischer Hinsicht ist Kaolinit ein Aluminium-Hydroxyl-Schichtsilikat von der Formel $Al_4 [(OH)_8 | Si_4O_{10}]$. Die gleiche Zusammensetzung besitzt auch Metahalloysit, während frischer Halloysit zusätzlich 4 Moleküle Wasser zwischen den Schichten enthält.

Die Quarzmehle der Firma Eduard Kick-Schnaittenbach besitzen die nebenstehend angegebene durchschnittliche chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	. . .	99,45 0/0
Al ₂ O ₃	. . .	0,30 0/0
Fe ₂ O ₃	. . .	0,04 0/0
TiO ₂	. . .	0,03 0/0
Glühverlust	. . .	0,18 0/0
Alkalien,	}	Spuren.
Kalk u.		
Magnesia		

Die Verwendung der Kaoline erstreckt sich sowohl auf alle Gebiete der Porzellanindustrie (Geschirr, Elektro- und techn. Porzellane) als auch der Steingutfabrikation Sanitär-Keramik, Wandplatten usw.). Große Mengen des Kaolines gehen als Füllstoffe der Papierindustrie zu. Die Quarzsande finden in riesiger Menge Verwendung in der Glasindustrie, ferner in der Keramik als Masse- und Glasurquarz, als Emailquarz, in den Eisengießereien als Form- und Kernsand, als Gebläsesand usf., in der chemischen Industrie für die Herstellung von Carborund, Säurekitt, die größeren Körnungen als Gesteinssägesand (für Travertin), Filtersand, Filterkies, Hartfußbodenbeläge etc.

¹⁾ Die in Abbau befindliche Lagerstätte an der Schmelitz, 2 km südlich *Tirschenreuth* an der Straße nach *Weiden*, gehört dem Granit des Falkenberg-Leuchtenberger Massives an, der hier durch saure Moorwässer oder postbasaltische Säuerlinge bis zu ca. 25 m Tiefe kaolinisiert wurde. Das kaolinführende Gestein besitzt die Struktur des anstehenden Granites, befindet sich also auf primärer Lagerstätte. An seltenen Gemengteilen konnten Turmalin, noch weniger dunkler Glimmer, Zinnstein und Andalusit als feinste Körnchen im Schlämnrückstand röntgenographisch identifiziert werden; ferner gelblichgrüner, röntgenographisch reiner Leverrierit in erbsengroßen Stücken im Rohkaolin. Der Blauton von Tirschenreuth besteht aus 78 0/0 Kaolinit, ca. 20 0/0 Leverrierit und 2 0/0 Quarz.

²⁾ *Bergnersreuth* liegt zwischen Wunsiedel und Arzberg in der Nähe des nördlichen der beiden Urkalkzüge (siehe unter Speckstein).

Die Rohförderung an Kaolinsanden in Ostbayern beträgt 1 Million Tonnen jährlich. Daraus wurden 1951, abgesehen vom „Pegmatitsand“, 222 000 t Reinkaolin und 407 000 t Quarzreinsand gewonnen.

Literatur über den Kaolin von Hirschau-Schnaittenbach

- L. v. Ammon und O. M. Reis*: Die Tiefbohrungen bei Röthenbach und Neukirchen i. Opf. 1911. — Geogn. Jh. 1927.
- J. Dorfner*: Verwendung keramischer Rohmaterialien und Zusammensetzung feinkeramischer Massen auf Grund der chemischen Analyse. — Koburg. Diss. 1914.
- U. Hofmann u. K. Giese*: Über den Kationenaustausch an Tonmineralien. — Koll. Ztschr. 87. 1939. 21—36.
- U. Hofmann u. A. Hausdorf*: Über das Sedimentvolumen und die Quellung von Bentonit. — Koll. Ztschr. 110. 1945. 1—17.
- U. Hofmann u. E. Scharrer*: Zusammenhänge zwischen mineralogischem Aufbau, kolloidchemischen und keramischen Eigenschaften von Tonmineralien. Unveröffentlicht.
- E. Kempcke, F. Endter u. U. Hofmann*: Der Halloysit von Bergnersreuth. — Sprechsaal f. Keramik, Glas, Email 82. 1949. 1—12.
- E. Kempcke, M. Priebäuser u. U. Hofmann*: Der Amberger Kaolin. — Sprechsaal f. Keramik, Glas, Email 84. 1951. 1—19.
- S. Klein*: Beurteilungsgrundlagen für die feinkeramisch verwendbaren Pegmatitsandvorkommen der Oberpfalz. — Ber. D. Keram. Ges. 11. 1930.
- „ Die Bildungsweise der nutzbaren sedimentären Kaolinfeldspatsandvorkommen der nördlichen Oberpfalz und ihr Zusammenhang mit einem kretazisch-tertiären Urnaab-Urvils-System. — Zs. D. Geol. Ges. 84. 1932. 129—157.
- H. Kohl*: Die Biegefestigkeit getrockneter Tone als Maß ihres Bindevermögens. — Ber. D. Keram. Ges. 7. 1926. Nr. 1.
- „ Die Messung der Biegefestigkeit plastischer Rohstoffe und Massen. — Keram. Rundsch. 34. 1926. 603.
- M. Priebäuser*: Die Lagerstätten keramischer Erden der Oberpfalz. — Keram. Ztschr. 6. 1950. 191.
- E. Rasel*: Die oberpfälzischen Kaoline. — Diss. Erlangen 1909.
- A. Stahl*: Die Verbreitung der Kaolinlagerstätten in Deutschland. — Arch. Lagerstättenforschg. 12. 1912.

Die Bleierze von Freihung

In den Keupersandsteinen der mittleren Oberpfalz ist nahe dem Grundgebirge eine geringe Bleierzführung keine Seltenheit (siehe *Gümbel*). Sie stammt aus dem Oberpfälzer Wald, bei dessen Verwitterung auch Erzgänge — man denke an Wölsendorf/Altfalter — der Abtragung anheim fielen. Ein relativ hoher Bleigehalt von 2—4% liegt längs der Freihunger Störung vor. Es handelt sich um eine in aridem Klima entstandene sedimentäre Lagerstätte, deren Sandsteine syngenetisch mit Bleierzten imprägniert wurden und später, offenbar durch längs der Verwerfung zirkulierendes Grundwasser, eine zusätzliche Anreicherung erfahren haben. Als Erzmineral tritt nahe der Oberfläche Cerussit, gelegentlich Pyromorphit, in der Teufe auch Bleiglanz auf.

Die Form der Lagerstätte geht aus Abb. 68 und 69 hervor. Die erzführende Schicht streicht nordöstlich der Verwerfung zu Tage aus. Am Ausbiß beträgt das Einfallen 15—25° SW, nach der Teufe zu wird es zunehmend steiler, bis schließlich auf der

98 m-Sohle an den durch die Verwerfung hochgeschleppten Schichten 70° erreicht werden. Die Freihunger Störung fällt mit 70—80° entgegengesetzt nach NO ein.

Stratigraphisch gehört der erzführende Horizont den Estherienschiechten des Unteren Keupers an; das Liegende bildet der Benkersandstein, das Hangende die „Freihunger

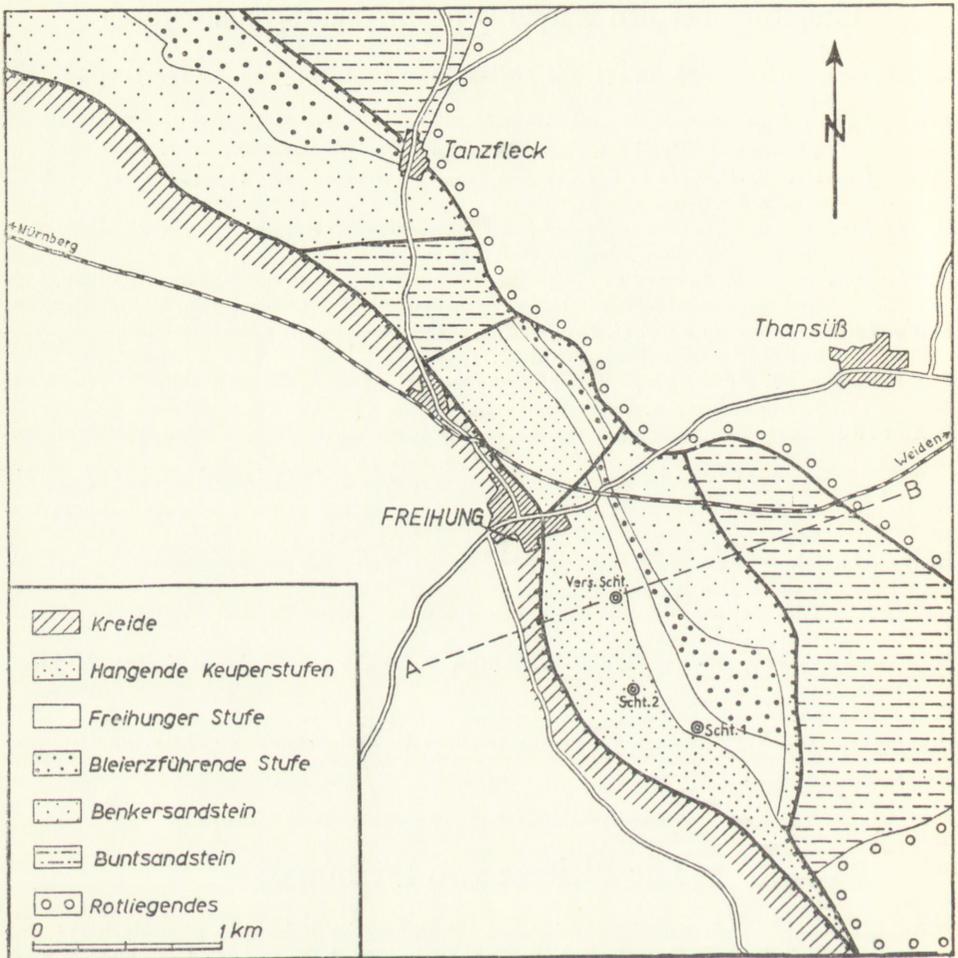


Abb. 68. Lageskizze der Bleisandvorkommen bei Freihung/Opf.
(nach Heißbauer)

Stufe“ (Heißbauer, Steinlein, Tillmann; vgl. Abb. 67). Nach der petrographischen Zusammensetzung handelt es sich um eine lockere, fein- bis mittelkörnige Arkose mit gerundeten Quarzen, frischem Feldspat und Kaolin. Zwischen den hellen Arkosen sind vereinzelt Bänke von bunten Tonen und Letten eingeschaltet. Die Mächtigkeit der erzführenden Schicht beträgt gegen 20 m, bauwürdig dürften ca 2 m sein.

Die Erzführung ist sehr unregelmäßig. Der Cerussit bildet das Imprägnationsmaterial z. T. im bröckeligen Sandstein, z. T. in festen, bis kopfgroßen Tonknollen,

die nach dem Zerschlagen auf dem frischen Bruch glasig glänzen und zu mehr als der Hälfte ihres Gewichtes aus Cerussit bestehen. Das Nebengestein dieser Knollen ist praktisch frei von Erz. Auf Harnischen konnten gelegentlich Cerussitstufen mit schönen Kristallen gefunden werden. Der Bleiglanz tritt vorzugsweise in den tieferen Horizonten auf, gelegentlich als Imprägnation im festen Sandstein ähnlich dem bekannten Vorkommen von Mechernich in der Eifel, häufig jedoch als Vererzungsmaterial von Stücken ehemaliger Koniferenstämme. Diese vererzten Stämme waren bereits vor der Imprägnation plattgedrückt, zeigen jedoch auf Anschliffen prachtvoll die Zellenstruktur, Jahresringe und Rinde des Holzes, das durch den Bleiglanz, in der Rinde z. T. durch Pyrit verdrängt ist. Gelegentlich ist durch spätere Verdrückungen eine bleischweifartige Struktur hervorgerufen. Im Mikroskop konnte auch beobachtet werden, daß Bleioxydationserze, z. T. auch Cerussit, den Bleiglanz umgeben und aus diesem hervorgegangen sind.

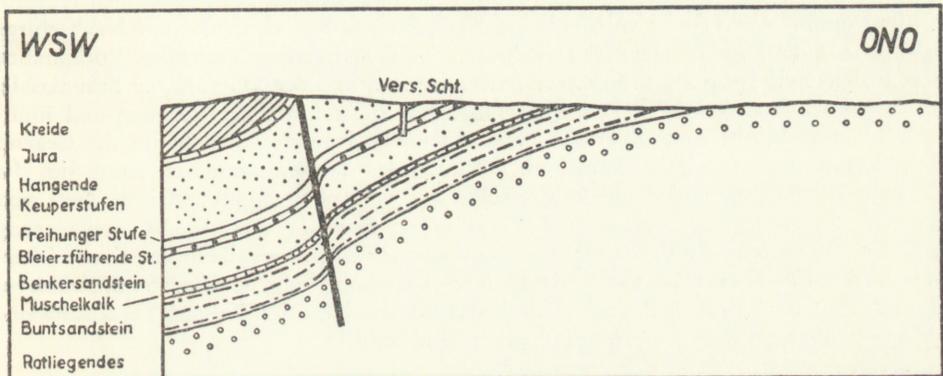


Abb. 69. Querschnitt durch das Bleisandvorkommen bei Freihung auf der Linie A-B der Abb. 68 (nach Heißbauer)

In Anschliffen wurde mikroskopisch ferner Zinkblende festgestellt, die stellenweise längs Spaltrissen durch Bleiglanz verdrängt wird. Häufig tritt sie in Form kleinster Kügelchen ähnlich den „vererzten Bakterien“ auf; auch diese können teilweise oder ganz durch Bleiglanz ersetzt sein. Selten konnten Pyrit und mechanisch-sedimentärer Magnetit beobachtet werden¹⁾. Pyromorphit wurde früher in dem nördlichen Vorkommen bei *Tanzfleck* gefunden.

Die Bleierze wurden in den oberen Teufen bereits im Mittelalter abgebaut, wovon zahlreiche heute noch vorhandene Pingen herrühren. Jedoch konnten damals wegen des starken Wasserandranges aus den Vilsniederungen nur Teufen bis 20 m erreicht werden. Die älteste Urkunde ist nach *Zrenner*²⁾ eine Beschwerde zweier Bauern zu *Großschönbrunn* wegen Ablassung eines Weiher durch den „bambergischen Schmelzmeister“ aus den Jahren 1524—32. *Andreas Schlenck*, „Pergmaister zur Freyung“, schreibt 1736: „Die Zechen, die sich Frey Feld nennen, sind schon nach Laut der Bergbücher vor 2 bis 300 Jahren ausgenützet worden.“ — 1878 kaufte die Bavarian Lead Mining Company — mit dem Sitz in London — die Baurechte und führte bis

¹⁾ Das Material war vor ca. 10 Jahren während wiederholter Befahrungen mit Herrn Dipl.-Bergingenieur *Heißbauer* gesammelt worden.

²⁾ *F. X. Zrenner*, Clausthal 1937.

1891 den Abbau durch, wobei eine Teufe von 98 m erreicht wurde. In den Jahren 1880—84 wurden 212 000 Tonnen Bleisandstein gefördert und daraus 6000 Tonnen Blei gewonnen. Die ausgeschlammten weißen Sande bedecken heute noch als weithin sichtbare vegetationslose Halden und Waschberge das Gelände. 1891 ist die Förderanlage abgebrannt.

Während des letzten Krieges wurde ein Versuchsabbau begonnen, doch waren mit dem Stromausfall 1945 sämtliche Schächte und Stollen in wenigen Tagen ersoffen.

Die tertiären Tone und Braunkohlen der Oberpfalz

So wie vom Naabgebirge aus nach Norden in mesozoischen Schichtgesteinen reichlich weiße Kaoline liegen (siehe vorhergehendes Kapitel), so befinden sich vom Naabgebirge aus nach Süden in jungtertiären Talungen und Seenbecken ergiebige Vorkommen von grauen und grünen Kaolintonen, wechsellagernd mit der Oberpfälzer Braunkohle. Offenbar wurden die älteren kaolinführenden Schichten durch Verwitterung und Fluß-tätigkeit aufbereitet, ausgeschlammmt und die feinsten Kaolinteilchen bis in die Gegend von *Regensburg*¹⁾ fluviatil verfrachtet. Dort wo das Wasser stagnierte, setzte sich die feinste Flußtrübe zu Boden und bildet heute die wertvollen hochfeuerfesten Tone von *Buchtal*, *Schwarzenfeld*, *Schwandorf-Wackersdorf*, *Ponholz* usw. In Wechsellagerung mit den Tonen tritt die Braunkohle auf, im wesentlichen in zwei Flözen, einem Oberflöz und einem Unterflöz. Sie verdankt ihre Entstehung subtropischen Sumpfwäldern, die sich im Obermiocän während zweier Zeitabschnitte, als Gefälle und Toneinschwemmung offenbar geringer waren, üppig entwickeln konnten.

Die Verbreitung dieser Tone und Braunkohlen zeigt im wesentlichen Abb. 70 (*Wappenschmitt* 1936); die Ergebnisse neuerer Bohrungen im Schwandorfer Gebiet sind Abb. 71 (*Knipscheer* 1950) zu entnehmen. Die Kohle ist autochthon entstanden.

Das Braunkohlentertiär überlagert diskordant Gesteine des verschiedensten Alters; es liegt bei *Buchtal*, *Frotzersricht* und *Stulln* auf kristallinem Grundgebirge, bei *Wackersdorf* und *Rauberweiberhaus* auf Keupersandstein, zwischen *Ponholz* und *Haidhof* auf Weißjura, bei *Pittersberg* auf cenomanem Grünsandstein. Die Schichten beginnen zu unterst mit leicht sandigen Tonen, mehreren Metern sehr guten grünen und grauen Tonen (Liegendtone). Es folgt das Braunkohlen-Unterflöz mit durchschnittlich 11 m Mächtigkeit (bei *Wackersdorf*). Das Unterflöz wird vom Oberflöz durch das „Hauptzwischenmittel“, eine Tonlage von 2—3 m Mächtigkeit getrennt. Das nun folgende Braunkohlen-Oberflöz ist im Durchschnitt 22 m mächtig (*Wackersdorf*) und kann mehrere sehr schwache Zwischenmittel besitzen, so eine grüne Tonlage, eine Quarzitlage und Einschaltungen von Diatomeenerde (Abb. 72). Der schließlich folgende hangende Ton ist sehr unterschiedlich in Beschaffenheit, Farbe und Mächtigkeit, stellenweise ist er durch spätere Erosion auch wieder entfernt worden. Bei *Wackersdorf* stand in den letzten Jahren im Abraum Ton in prächtigen roten, braunen, gelben, grünen, blauen, weißen und schwarzen Farben an, alle innerhalb weniger Quadratmeter Querschnitt rasch, scharf und regellos wechselnd. Diese Abraum-Tone sind zunächst fest und werden nach kurzem Kneten breiig-flüßig; sie sind thixotrop.

¹⁾ *Dachbetten*, *Viehhausen*, *Schwetzensdorf* u. a.

In der Braunkohle wechseln lignitische Lagen mit erdig-mulmigen Partien ab. Der Heizwert beträgt 1800-2500 Kalorien, der Wassergehalt 40-50 %. Die Hauptmenge der Wackersdorfer Kohle gelangt im Kraftwerk Dachelhofen in Spezialöfen zur Verbrennung, der andere Teil wird dem Hausbrand zugeführt. Durch die Anwesenheit von fein verteiltem Pyrit kommt es auf den Halden gelegentlich zur Selbstentzündung. Aus dem Liegendflöz der Mathiaszeche ließ sich das Eisenoxalat Humboldt in identifizieren; Pyropissit hat bereits *v. Ammon* beschrieben.

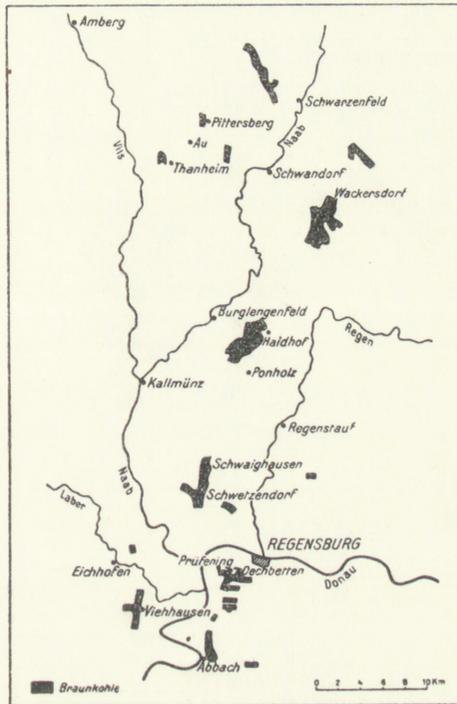


Abb. 70. Die Braunkohlevorkommen der südlichen Oberpfalz.
(Wappenschmitt 1936).

Die röntgenographische Untersuchung der Tone ergab durchweg sehr hohe — um 90 % liegende — Kaolinitgehalte, daneben in Ponholzer Tönen ca. 10 % Levertierit, in Wackersdorfer Tönen ca. 10 % Serizit. In vielen Vorkommen ist der Ton frei von Quarz, in anderen weist er Quarzgehalte von 2-4 %, gelegentlich Gipsgehalte von ca. 3 % auf. Pyrit findet sich in einem bisher nicht abgebauten großen Vorkommen und wird als störend empfunden, er könnte aber nach gelindem Vorbrennen magnetisch entfernt werden. Die Tone werden in großen Werken zu Chamotte und feuerfesten Bausteinen gebrannt.

Die Wackersdorfer Kohle enthält im Oberflöz eine Lage weiß und porös erscheinender Quarzstücke. Sie sind im inneren dunkelblau bis schwarz und lassen im Mikroskop bestens erhaltende Holzstruktur erkennen. Nach dem Röntgenbild liegt Quarz vor, insgesamt also eine Pseudomorphose von Chaledon nach Holz.

Die Diatomeenerde im Oberflöz der Zeche Austria bei *Ponholz* ist durch Bitumen braunschwarz gefärbt. Sie wird abgebaut; nach dem Glühen wird sie rötlich weiß und findet als Isolations-, Füll- und Trägerstoff Verwendung. Im Nordfeld von *Wackersdorf* konnte in den letzten Jahren zwischen Oberflöz und Abraum eine ca. 20 cm dicke Schicht rein weißer bis leicht gelblicher Diatomeenerde beobachtet werden. Nach dem Röntgenbild bestand sie im wesentlichen aus Hochtemperatur-Cristobalit; im Mikroskop konnten auch Lechatelierit und gelegentlich die Formen ehemaliger Diatomeen beobachtet werden.

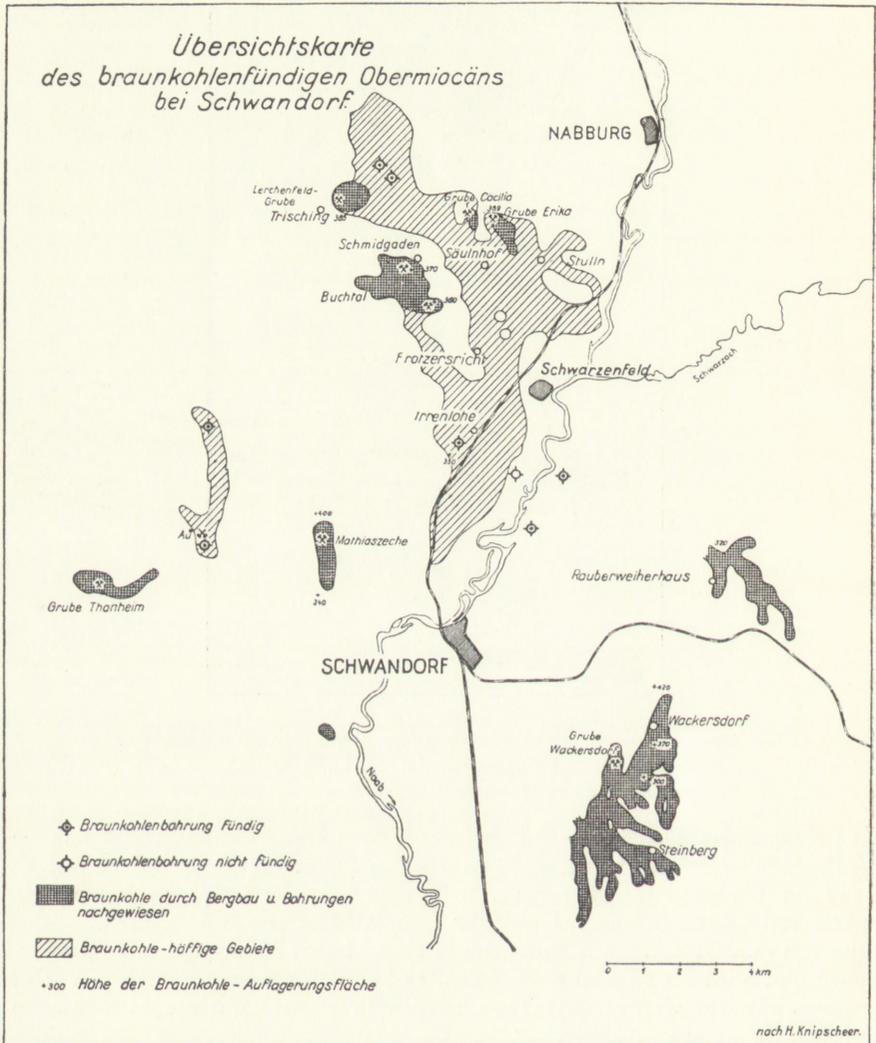


Abb. 71. Die Verbreitung der Braunkohle im Schwandorfer Gebiet.¹⁾

¹⁾ Aus „Geologica Bavarica“ 6. 1950. Das Klischee wurde uns freundlicherweise vom Bayer. Geologischen Landesamt zur Verfügung gestellt.

Über die Fossilien befindet sich eine Zusammenstellung in der Arbeit von *Irene Wappenschmitt*. In Wackersdorf können aus dem Hauptzwischenmittel zahlreiche Blattabdrücke gesammelt werden¹⁾.

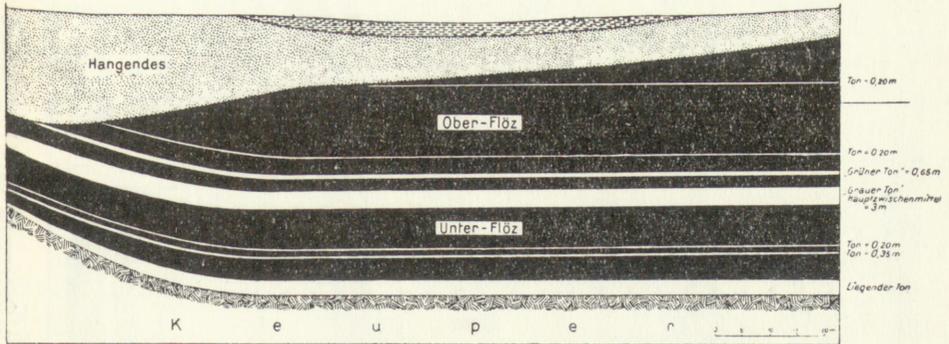


Abb. 72. Stratigraphischer Aufbau der Braunkohlenablagerung Wackersdorf bei Schwandorf (Wappenschmitt 1936).

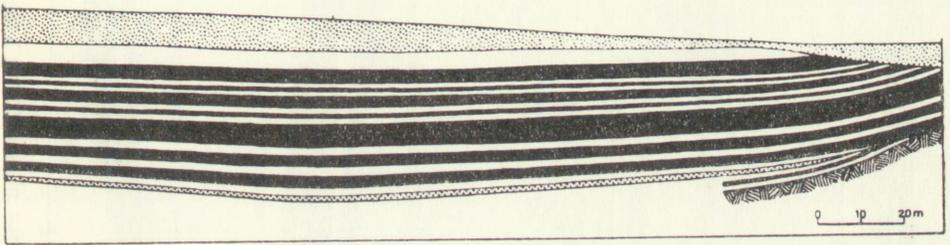
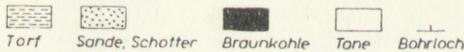


Abb. 73. Braunkohlenablagerung im Sauforst (Haidhof-Ponholz). Ausschnitt aus einem Längsprofil am Urtalrand (Wappenschmitt 1936).



Die Tone und Braunkohlenlager wurden durch spätere Erosion stellenweise zertalt und ausgeräumt, so daß heute nur mehr Teile der ehemaligen Lagerstätten vorliegen. Nach *Tillmann* fällt diese Erosionszeit wohl ins Sarmat. Hierauf folgte die Ablagerung des „Hangendtertiärs“ („Auswaschungstertiär“ *Klüpfels*), einer Folge ziemlich feinkörniger feldspatführender Quarzsande und hellgrauer bis gelber Tone, welche nach aufwärts von Quarzen abgelöst werden (*Tillmann*). Dieses Hangendtertiär füllte nicht nur die Hohlformen aus, sondern deckte auch die Höhen (bis zu ca. 440 m NN) ein. In diesen Sedimenten nahm offenbar der Regen seinen heutigen Verlauf und hat ihn, als er von *Roding* bis *Regenstau* auf das kristalline Grundgebirge kam, in heute eigenartig erscheinender Weise beibehalten. Die heutigen Landschaftsformen sind pliocän und pleistocän geprägt. Im Gefolge der Eiszeiten wurde schließlich im Regensburger Gebiet aus dem Alpenvorland Löß angeweht.

¹⁾ Ein verkieselter Baumstamm von 2 m Umfang aus dem Oberflöz des Wackersdorfer Nördfeldes fand vor kurzem Aufstellung im Eingang zum Mineralogisch-geologischen Institut in Regensburg.



Abb. 74. Querprofil durch die Braunkohlengrube Wackersdorf b. Schwandorf.

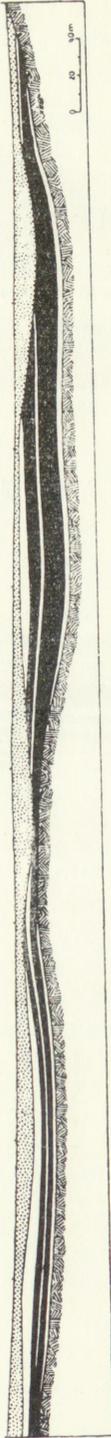
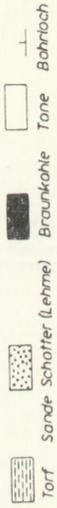
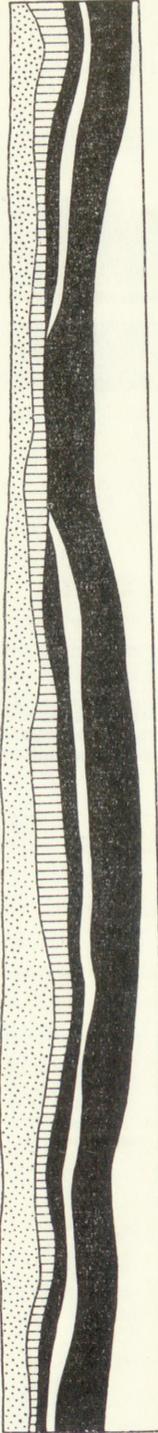


Abb. 75. Querprofil durch die Braunkohlenablagerungen bei Schwarzenfeld a. d. Naab (nach I. Wappenschmitt).



SO



SW

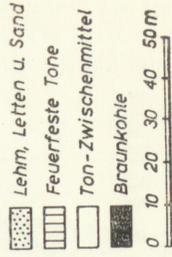
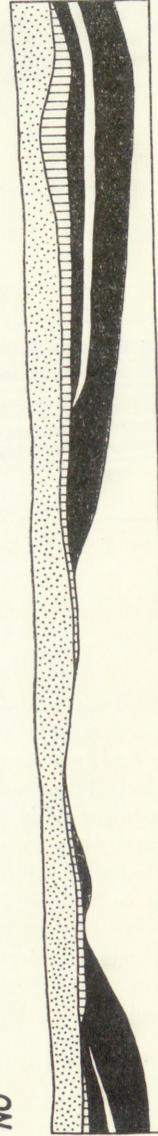


Abb. 76. Die Ton- und Braunkohlenablagerungen bei Budatal. Oben Längsprofil, unten Querprofil (nach R. Schüttig).

Weitere Vorkommen von tertiärem Ton befinden sich auch in der nördlichen Oberpfalz, so bei *Pressath* westlich *Weiden*, bei *Schönhaid* und *Steinmühle* im Tertiärbecken von *Mitterteich*. Diejenigen von *Pressath* werden im Untertagebau gewonnen und sind durch zahlreiche tertiäre Pflanzenreste bekannt geworden. Die Tone von *Steinmühle*, an der Straße *Tirschenreuth—Waldsassen* sind von tertiärem Basalt überlagert. Die mineralische Zusammensetzung ist aus untenstehender Tabelle ersichtlich.

Die mineralische Zusammensetzung tertiärer Tone der nördlichen Oberpfalz¹⁾

a) Tone von Riggau bei Pressath:

	Kaolinit	Serizit	Quarz
„Fetton“	65 0/0	15 0/0	20 0/0
„Magerton“	40 0/0	10 0/0	50 0/0
„Blauton“	45 0/0	10 0/0	50 0/0
„Alba“	55 0/0	25 0/0	20 0/0
„Bolus“ (braunrot)	35 0/0	10 0/0	30 0/0
„Goldocker“	35 0/0	15 0/0	50 0/0

b) Tone von Steinmühle:

	Kaolinit	Glimmer	Quarz
„Klinkerton“	40 0/0	40 0/0	20 0/0
„Bindeton“	20 0/0	30 0/0	50 0/0
„Steinzeugton“	40 0/0	40 0/0	20 0/0
„Steingutton“	55 0/0	35 0/0	10 0/0
„Roter Ton“	30 0/0	30 0/0	20 0/0 + 20 0/0 Fe ₂ O ₃

c) Kapselerde von Schönhaid bei Wiesau:

	Kaolinit	Glimmer	Quarz
„Abraumton“	84 0/0	9 0/0	7 0/0
„Roter Ton“	—	75 0/0 —	5 0/0 + ca. 20 0/0 Fe ₂ O ₃
Kapselerde	80 0/0	10 0/0	10 0/0 (grob)
Standardkapselerde	85—90 0/0	2—7 0/0	8 0/0 (fein)

Die technische Bedeutung der oberpfälzer Tone ist sehr groß. Beispielsweise werden von der Oberpfälzer Schamotte- und Tonwerke G. m. b. H. *Ponholz* jährlich 120 000 t Rohton, von der *Buchtal A. G.* 40 000 t Ton abgebaut; von ersterer werden 60 000 t Rohschamotte, von letzterer 40 000 t Schamottesteine und aus dem Abraumlehm 8 Mill. Dachziegel jährlich gebrannt.

Literatur zur Oberpfälzer Braunkohle

- L. v. Ammon*: Ein Beitrag zur Regensburger Tertiärfauna. — Corresp. Bl. zool.-min. Ver. Regensburg. 27. 1873. 187.
 „ Schildkröten aus dem Regensburger Braunkohlenton. — Ber. Nat. Ver. Regensburg. Beilage 12. 1907/09. 1—35.
 „ Tertiäre Vogelreste von Regensburg. — Abh. Nat. Ver. Regensburg. Beilage 15. 1918. 69 S.

¹⁾ Nach *A. Weiß*, Regensburg (unveröffentlicht).

- O. *Fraas*: Die Fauna von Steinheim mit Rücksicht auf die miocänen Säugetier- und Vogelreste des Steinheimer Beckens. — Jh. Ver. Vaterl. Naturk. Württemberg. 1870.
- C. W. v. *Gümbel*: Über die tertiären Diatomeenlager in den Braunkohlengebilden der Oberpfalz. — Corresp. Bl. zool.-min. Ver. Regensburg. 7. 1853.
- H. *Kiderlen*: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 66. 1931. 215—384.
- H. *Klähn*: Die Mastodonten des Sarmatikum von Steinheim a. Alb. — Paläontogr. 8. Teil XII. 1931.
- W. *Klüppel*: Zur geologischen und paläogeographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. Zugleich von den Grundlagen ihrer Eisen- und Braunkohlenindustrie. — Abh. Gießener Hochschul-Ges. 3. 1927. 90 S.
- „ Die Entstehung der Donau. — Zs. D. Geol. Ges. 80. 1928.
- „ Zur Paläomorphologie des Donaugebiets. — Jb. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver. 1929.
- W. *Meckenstock*: Morphologische Studien im Gebiet des Donaudurchbruches von Neustadt bis Regensburg. — Diss. Berlin 1915.
- K. *Pietsch*: Die Braunkohlen Deutschlands. — Berlin 1925.
- R. *Potonié*: Spuren von Wald- und Moorbränden in Vergangenheit und Gegenwart. — Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 49. 1928. 1184—1203.
- O. *Roger*: Ein fossiles Krokodil von Dechbetten bei Regensburg. — Ber. d. Nat. Ver. Regensburg. 12. 1907/09. 160—167.
- O. *Schneider*: Die Braunkohle im Nördlinger Riesbecken. — „Braunkohle, Wärme und Energie“ 1952. H. 1/2. 40—43.
- P. *Schulz*: Morphologie und rändliche Bedeckung des Bayr. Waldes und ihre Beziehungen zum Vorland. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 54. B. 1926. 289—346.
- M. *Storz*: Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petrogenetisch-geologischen Bedeutung. — Bd. I u. II. 1928.
- Irene Wappenschmitt*: Zur Geologie der Oberpfälzer Braunkohle. — Abh. Geol. Landesuntersuchg. Bayer. Oberbergamt. 25. 1936. 68 S.
- A. *Wurm*: Zur Geschichte der tertiären Flußsysteme im Osten Bayerns. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 71. B. 1933. 165—193.

Die Ostbayerischen Basalte¹⁾

Die Basalte Ostbayerns bilden geographisch ein Quadrat mit dem Parkstein bei Weiden als Südspitze. Von hier aus folgt in herzynischer Richtung — parallel zur Fränkischen Linie — eine Reihe von fast 50 einzelnen Basaltkuppen: *Rauher Kulm*, *Kuschberg*, *Waldecker Schloßberg*, *Anzenberg* usw., die alle den mesozoischen Schichten des ostbayerischen Bruchschollenlandes aufsitzen; in erzgebirgischer Anordnung folgen auf kristallinem Grundgebirge die deckenförmigen Ergüsse vom *Teuchelberg*, *Reichsforst* u. a. Letztere sind als südwestliche Fortsetzung der Linie: Böhmisches Mittelgebirge, Duppauer Gebirge und Egerland anzusehen. Die Mächtigkeit der letzteren erreicht bis zu 45 m. Große Steinbruchbetriebe finden sich bei *Groschlattengrün*, *Silberrangen*, *Triebendorf* und *Steinmühle*.

Das Alter ist offenbar junges Obermiocän, denn bei Steinmühle werden eindeutig obermiocäne Tone vom Basalt überdeckt.

Nach der mineralischen Zusammensetzung handelt es sich um Feldspatbasalt bei *Triebendorf*, *Steinmühle*, *Parkstein*, *Weidersberg*; um Nephelinbasalt bei *Groschlattengrün*, *Silberrangen*, *Rauher Kulm*; eine Mittelstellung nimmt der nephelin-

¹⁾ *Potrzeba* (Berlin), unveröffentlicht.

führende Feldspatbasalt vom *Armannsberg* ein, andere, wie z. B. der *Steinberg/Osfr.* führen reichlich Melilith.

Einschlüsse von Olivin, gelegentlich bis zu Faustgröße, sind allgemein verbreitet, aber nach Größe und Häufigkeit stark wechselnd. Nebengesteineinschlüsse, gefritteter Sandstein und Porzellanjaspis, sind besonders reichlich am *Parkstein*, *Kulm* und *Waldecker Schloßberg* zu beobachten, im Basalt von *Groschlattengrün* finden sich außerdem Einschlüsse von Granitbruchstücken.

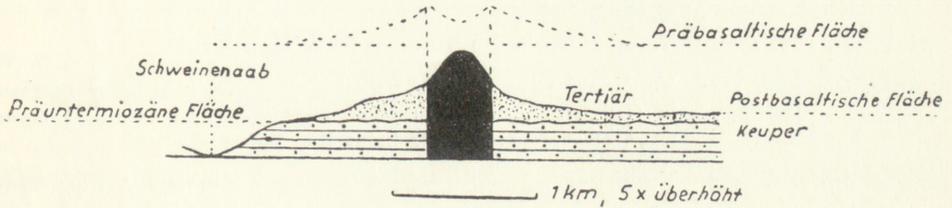


Abb. 77. Schematisches Profil durch den Parkstein (A. Wurm 1933).

Die Basalte zeigen allgemein die typische säulenförmige Absonderung, z. T. in fächerförmiger Anordnung (*Parkstein*, *Triebendorf*); besonders mächtige Säulen sind in *Groschlattengrün* durch einen ausgedehnten, in mehreren Stockwerken erfolgenden Abbau aufgeschlossen.

Zeolithe als Neubildungen auf Klüften und in Hohlräumen sind von verschiedenen Fundorten bekannt geworden (z. B. *Kühnhübel*, *Triebendorf*), reichlich und z. T. in schöner Ausbildung sind sie in *Groschlattengrün* zu finden. Es handelt sich vorwiegend um Phillipsit und Natrolith, auf beiden sitzt als jüngste Bildung Kalkspat auf. Auch kleine, gut meßbare dunkelgrüne Nadeln von Diopsid wurden in *Groschlattengrün* gefunden. Reichlich Aragonit in fast kopfgroßen Kugeln, die innen schöne spießige Kristalle oder traubige Massen enthalten, findet sich im Tuff des *Silberrangen*.

Röntgenographisch reiner Saponit (bzw. Hektorit) konnte im Basalt von *Groschlattengrün* festgestellt werden, er bildet graue bis grünlichweiße Bestege als Kluftausfüllung zwischen den Basaltsäulen, auch faustgroße Knollen. Reiner Nontronit als Kluftmineral ist ebenfalls von *Groschlattengrün* bekannt, ferner auch von der *Zienster Kuppe*, von *Steinmühle* und *Konnnersreuth*. Montmorillonit in grünlichgrauen, fettig glänzenden Stücken kommt im Basalt von *Steinmühle* vor.

Literatur zu den Basalten

- P. Egenter*: Einschlüsse in den Basalten der Oberpfalz. — Ber. Nat. Ver. Regensburg. 13. 1910/11. 54—64.
St. Richarz: Die Basalte der Oberpfalz. — Zs. D. Geol. Ges. 72. 1920. 1—100.
K. Kauter: Untersuchungen über den geologischen Bau des Alten Gebirges und des jüngeren Vorlandes in der Umgebung von Kemnath in der Oberpfalz. Diss. Würzburg 1938.
H. Waldeck: Beiträge zur Kenntnis der Basalte der Oberpfalz. Diss. Erlangen 1905.