

**GEOLOGISCHE  
KARTE VON PREUSSEN  
UND  
BENACHBARTEN DEUTSCHEN LÄNDERN**

**HERAUSGEGEBEN VON DER  
PREUSSISCHEN GEOLOGISCHEN LANDESANSTALT**

---

**LIEFERUNG 333**

**ERLÄUTERUNGEN ZU BLATT  
GREIFFENBERG AM QUEIS**

**Nr. 2882**

**AUFGENOMMEN VON  
G. BERG**

---

**BERLIN**  
**IM VERTRIEB BEI DER PREUSSISCHEN GEOLOGISCHEN LANDESANSTALT**  
**BERLIN N 4, INVALIDENSTRASSE 44**  
**1935**

# Die Veröffentlichungen der Preuß. Geologischen Landesanstalt

sind durch deren Vertriebsstelle Berlin N 4, Invalidenstraße 44, (Fernspr. D 2, 5911) oder durch den Buchhandel zu beziehen. Die Vertriebsstelle der Preußischen Geologischen Landesanstalt ist für den Verkauf geöffnet von 8—15 Uhr. Postbestellungen werden in der Regel unter Nachnahme erledigt. Ansichtsendungen werden nicht ausgeführt. Auf Wunsch werden die Karten gegen Erstattung der Unkosten aufgezogen geliefert, und zwar unzerschnitten oder in Taschenformat gefaltet. Porto und Verpackung werden zum Selbstkostenpreis in Rechnung gestellt.

Unter den von der Preußischen Geologischen Landesanstalt herausgegebenen Veröffentlichungsreihen seien besonders hervorgehoben:

Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern i. M. 1 : 25000.

Geologische Übersichtskarte von Deutschland i. M. 1 : 200000.

Geologische Übersichtskarte i. M. 1 : 500000.

Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands i. M. 1 : 200000.

Tiefbohrkarte des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbeckens. i. M. 1 : 100000.

Gangkarte des Siegerlandes i. M. 1 : 10000.

Geologisch-agronomische Karten der Umgebungen von landwirtschaftlichen Lehranstalten i. M. 1 : 25000.

Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Sitzungsberichte der Preußischen Geolog. Landesanstalt (1926—1932).

Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete.

Archiv für Lagerstättenforschung.

Mitteilungen aus den Laboratorien der Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Ergebnisse von Bohrungen.

Mitteilungen der Abteilung für Gesteins-, Erz-, Kohle und Salz-Untersuchungen. (Mit Heft 7 abgeschlossen.)

Arbeiten aus dem Institut für Paläobotanik und Petrographie der brennbaren Gesteine.

Beiträge zur physikalischen Erforschung der Erdrinde.

Führer durch die Museen der Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Vollständige Verzeichnisse stehen auf Wunsch gern zur Verfügung, können aber nicht kostenlos abgegeben werden, sondern sind entweder nach Einsichtnahme zurückzusenden, oder mit 0,50 RM zu bezahlen.

**GEOLOGISCHE  
KARTE VON PREUSSEN**  
UND  
BENACHBARTEN DEUTSCHEN LÄNDERN

HERAUSGEGEBEN VON DER  
PREUSSISCHEN GEOLOGISCHEN LANDESANSTALT

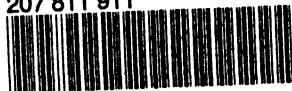
---

LIEFERUNG 333  
ERLÄUTERUNGEN ZU BLATT  
**GREIFFENBERG AM QUEIS**  
Nr. 2882

AUFGENOMMEN VON  
G. BERG

---

**SUB Göttingen** 7  
207 811 911



BERLIN  
IM VERTRIEB DER PREUSSISCHEN GEOLOGISCHEN LANDESANSTALT  
BERLIN N 4, INVALIDENSTRASSE 44  
1935



# Inhalt

	Seite
A. Die Oberflächenformen . . . . .	5
B. Der geologische Bau . . . . .	7
C. Die Gesteinsfolgen . . . . .	11
I. Metamorphe Schichtgesteine (Gruppe des Glimmerschiefers) . . . . .	11
II. Metamorphe Tiefengesteine (Gruppe des Gneises) . . . . .	13
Granitisch körniger Gneis . . . . .	14
Aplitischer Granitgneis . . . . .	14
Pegmatitische Randfazies des Gneises . . . . .	15
Flaser- und Augengneise . . . . .	16
Mischgneis . . . . .	17
Feinschiefriger Gneis . . . . .	17
Amphibolite und Chloritschiefer . . . . .	17
III. Paläovulkanische Gesteine . . . . .	18
Diabasporphyrit . . . . .	18
Geschieferte Diabasbreccie . . . . .	18
IV. Altpaläozoische Schiefer (Gruppe des Phyllites) . . . . .	19
Phyllitischer Schiefer . . . . .	19
Grauwacke . . . . .	20
Kalkstein . . . . .	20
Kalkphyllit . . . . .	21
Quarzphyllit und Quarzit des Talkensteins . . . . .	21
Graphitphyllit und Kieselschiefer . . . . .	22
Gebänderter Phyllit . . . . .	22
V. Rotliegendes . . . . .	24
a) Unterrotliegendes . . . . .	24
Porphyritkonglomerat . . . . .	24
Ockergelbe Arkose . . . . .	25
Konglomerate . . . . .	25
Schiefer-ton . . . . .	25
Melaphyr . . . . .	26
Porphyrit . . . . .	26
b) Oberrotliegendes . . . . .	26

	Seite
VI. Tertiär . . . . .	27
Miozän: Ton und toniger Feinsand . . . . .	27
Pliozän: Quarzkies . . . . .	30
VII. Basalt und Basalttuff . . . . .	31
VIII. Quarzgänge . . . . .	32
IX. Diluvium . . . . .	32
Beckenton . . . . .	34
Vorschüttungssand . . . . .	34
Grundmoräne . . . . .	36
Endmoränenbildungen . . . . .	37
Terrassenbildungen . . . . .	38
Löß . . . . .	39
Gehängelehm . . . . .	39
X. Alluvium . . . . .	40
Aufschüttungen der Talböden . . . . .	40
Schuttkegel der Nebentäler . . . . .	40
Höhere Talstufen . . . . .	40
Altwasserläufe . . . . .	40
Moorbildungen . . . . .	40
D. Die Böden . . . . .	41
E. Das Grundwasser . . . . .	43
F. Nutzbare Ablagerungen . . . . .	44
G. Bohrungen . . . . .	46
H. Wichtige Schriften . . . . .	47

## A. Die Oberflächenformen

Das Gebiet des Blattes Greiffenberg gehört dem Hügellande der Vorhöhen des Isergebirges an. Nur im äußersten NO greifen die aus Rotliegend-Gesteinen bestehenden Höhen, die das Löwenberger Kreidebecken umrahmen, ein Stück weit auf das Blatt über.

Beide Gebiete sind getrennt durch „die Wasserscheide“ (zwischen Bober und Queis), die hier nur durch ein unwesentliches Ansteigen des Hügellandes um einige Dutzend Meter gekennzeichnet ist, weiter im O auf Bl. Liebenthal aber einen ziemlich deutlich abgegrenzten Gebirgsrücken bildet.

Das Hügelland läßt eine deutliche morphologische und auch petrographische und geologische Gliederung in 3 von OSO nach WNW sich hinziehende Zonen erkennen. Eine höhere aus phyllitischen Gesteinen bestehende Zone im NO (Löwenberger Forst—Welkersdorf), eine tiefliegende von Diluvium und Tertiär erfüllte mittlere Zone (Krummöls—Schosdorf—Langenöls und eine wieder höher gelegene aus Gneis und Glimmerschiefer bestehende Zone im SW (von Ottendorf über Wiese nach Friedersdorf und Goldentraum).

Der Landschaftscharakter ist der eines hügeligen Geländes. Die Hänge der einzelnen Hügelkuppen sind meist sanft geneigt, und nur am Rande gegen die breiten Talböden etwas steiler. Die größeren Bäche und Flüsse, wie der Queis südlich von Greiffenberg, der Ölsebach unterhalb Krummöls und das Langenölser Wasser im Mittel- und Niederdorf von Langenöls, auch der westlichste Teil des Welkebaches mäandrieren träge in einer breiten lehmigen Talau.

Fremdartig steht diesen einheitlichen Geländeformen das ganz schmale, tief eingeschnittene Tal des Queis von Greiffenberg bis an den Westrand des Blattes und weiterhin bis nach Marklissa gegenüber. In lebhafter Strömung, meist unmittelbar auf dem Felsengrunde, schäumte hier der Fluß zwischen engen felsigen Talwänden in vielfach gewundener Schlucht entlang, ehe das Ganze durch Anlage großer Talsperren in langgestreckte fjordartige Seen verwandelt wurde.

Über die Entstehung dieser fremdartigen Landschaftsform wird bei Besprechung der Diluvialbildungen zu handeln sein.

Die Höhenunterschiede sind entsprechend der hügeligen Natur des Geländes nicht groß. Der höchste Punkt des Blattes ist eine flache Kuppe im Süden des Westrandes nahe der Südwestecke mit etwas über 442 m Höhe.

Der tiefste Punkt des Blattes liegt am Übertritt des Langenölser Baches über die Westgrenze in 226 m Höhe.

Hydrographisch gehören über  $\frac{9}{10}$  des Blattes dem Flußgebiet des Queis an. Nur die äußerste Nordostecke jenseits der „Wasserscheide“ entwässert zum Bober. Auffallend ist innerhalb des Queisgebietes die Höhenlinie, die fast genau der großen Chaussee von Scholzendorf über Greiffenberg nach Grasehau folgt (alte Straße Löwenberg—Greiffenberg—Friedland), südöstlich von ihr fließen alle Gewässer dem Queis oberhalb seines Engtales teils unmittelbar, teils durch Vermittelung des Ölsebaches zu. Nordwestlich von dieser Linie strömen alle Bäche dem Langenölser Wasser und seinem Nebenfluß, dem Welkebach, zu. Sie erreichen den Queis erst bei Lauban, also weit unterhalb seines Engtales. Das Engtal selbst, so tief es eingeschnitten ist, hat nur ganz kurze und unbedeutende Seitentälchen.

Innerhalb des welligen Hügellandes treten öfters Formelemente von ausgesprochener Ebenheit auf.

Die Aufschüttungsebenen sind nur selten Flußterrassen, meist gehören sie der Verbreitung der glazialen Vorschüttungssande an. Das vordringende Inlandeis ebnete sich sein Vorland durch Zuschüttung mit Moränenmaterial ein und überflutet dann diese seine eigenen Vorschüttungen. Bei seinem Rückzug hat es diese Vorschüttungsgebiete nur mit einer geringmächtigen Grundmoräne überkleidet. Die auffallendste Sandebene diluvialer Entstehung ist diejenige im Nordteil der Mittel-Schosdorfer Feldflur.

Abtragungsebenen sind als unzerteilt gebliebene Reste der in der Tertiärzeit entstandenen Rumpffläche des Gebirges aufzufassen. Alle diese Abtragungsebenen zeichnen sich durch lehmigen, feuchtkalten Boden aus, der oft nur für Wald- oder Wiesenbau brauchbar ist. Wegen der tiefgründigen Verwitterung findet man auf diesen Hochflächen fast gar keine aufgeackerten bestimmbaren Gesteinsbrocken, immer nur zellig ausgewitterte Quarzbrocken, die allein von den verwitterten Gesteinen übrig geblieben sind. Hierdurch wird die genauere Kartierung in solchen Gebieten sehr erschwert.

Die Landschaftsform erinnert in der Umgebung der Goldentraumer Windmühle in auffälliger Weise an die des Koppennes zwischen Wiesenbaude, Riesenbaude und Steilrand des Kleinen Teiches auf der Höhe des Riesengebirges. Sie erscheint wie eine breite flache Talmulde zwischen der Höhe 415,8 im NO und den Höhen mit der neuen Feldscheune im SW (entsprechend dem Silberkamm und dem Hochwiesenberg zu beiden Seiten des Koppennes).



## B. Der geologische Bau

Quer über das Blatt zieht sich, durch zahlreiche Querstörungen in ihrem Verlauf gestört und vielfach von jüngeren Schichten verdeckt, die *Innersudetische Hauptverwerfung*. Es ist dies eine große tektonische Grenzlinie, die von Freiburg im Kreise Waldenburg bis nach Seidenberg im Kreise Görlitz zwei ganz verschiedene Teile des tieferen Untergrundes der Sudeten voneinander trennt.

Im N von ihr liegen Phyllite und Tonschiefer, reich an weithinreichenden Kalkeinlagerungen, geschieferte Grauwacke, schwach geschieferte Diabase und Diabastuffe („Grünschiefer“) in steiler Isoklinalfaltung, südlich von ihr finden sich Glimmerschiefer mit nur ganz untergeordneten kurzen Kalklinsen, die von Orthogneisen, d. h. gneisartig gestreckten Granitintrusionen außerordentlich stark durchsetzt und in weiten Gebieten fast völlig verdrängt sind.

In den Phylliten finden sich Einlagerungen von graphitischen Schiefern und in diesen hat man an verschiedenen Stellen Schlesiens organische Reste obersilurischen Alters gefunden, das altpaläozoische Alter der Phyllite und der zwischen ihnen eingelagerten Grünschiefer ist also sicher erwiesen.

Die Glimmerschiefer sind entsprechend ihrem hohen Metamorphosierungsgrad fossilieer. Es bestehen aber zahlreiche Verdachtsmomente, daß auch die Glimmerschiefer altpaläozoischen Alters sind und stratigraphisch den Phylliten entsprechen, von denen sie nur durch höheren Grad der Metamorphose unterschieden sind. Näheres hierüber findet man in den Erläuterungen zu Bl. Schmiedeberg und in der größeren Abhandlung über die kristallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges.

Die innersudetische Hauptverwerfung trennt also nicht so sehr stratigraphisch weit voneinander liegende Schichten, als vor allem zwei Zonen wesentlich verschiedener Metamorphose. Im S haben wir ein Gebiet, das zeitweilig in ansehnliche Tiefen versenkt war und dort von granitischem Schmelzfluß weitgehend durchtränkt wurde. Im N ist durch den großen Verwerfungsabbruch ein Gebirgsblock bis in die Nachbarschaft dieses Gneisgebietes abgesunken, der früher viel weiter oben in Gebieten lag, wohin die aus der Tiefe aufsteigende Durchtränkung mit granitischem Material nicht vorgedrungen war.

Verfolgen wir den Verlauf der Innersudetischen Hauptverwerfung von O nach W über das ganze Blatt, so sehen wir sie am Ostrande bis an das erste Tälchen nördlich von Krummenöls von Bl. Liebenthal herüberstreichen und können sie etwas gegen N verschoben wieder auf einer Insel von Grundgebirge feststellen, die aus dem Diluvium auftaucht.

Gut ist die Gesteinsgrenze, wenn auch noch von geringem Diluvialmaterial überdeckt, an zwei Feldwegen zu beobachten, die von Krumenöls gegen NO ziehen. Unter den Lesesteinen der Felder wurden hier auch Breccien als aufgeackerte Teile der eigentlichen Spaltenfüllung gefunden. Am Nordrand des Hagendorfer Tälchens sind die Phyllite auf dem Weg am Südrand des Waldes sehr gut in einer durch die Nähe der Verwerfung stark gestauchten Ausbildung zu sehen.

Die Verwerfung nimmt, noch ehe sie Ober-Schosdorf erreicht, eine von ihrem bisherigen Generalstreichen abweichende, fast genau ostwestliche Richtung an. Sie gibt endgültig und völlig ihre sudetische Richtung auf, woher es kommt, daß sie nicht über Lauban gegen Penzig, sondern südlich an Görlitz vorbei gegen die Grenze des großen Lausitzer Granitmassivs zieht.

Bis dicht an das Friedersdorfer Tal heran können wir die Inner-sudetische Verwerfung nicht mehr an der Oberfläche feststellen; da ihr Ausstrich tief unter diluvialen und weiterhin auch unter tertiären Schichten verborgen liegt. Wir wissen nur, daß am Nordrand und weiterhin auch am Südrand des Langenöls Tales sich noch Phyllite finden und daß die Höhen, die sich südlich von Rautenkranz aus dem Diluvium herausheben, schon aus Gneis bestehen.

Vorzüglich ist die genaue Lage der Innersudetischen Hauptverwerfung dann wieder, und zwar mit genau ostwestlichem Streichen, dicht südlich vom Langenöls Sportplatz festzustellen. Dann verschwindet sie wieder unter Diluvium und muß unter diesem durch eine nordsüdliche oder nordwest-südöstliche Spalte abgelöst werden, denn die gradlinige Verlängerung der Ostwestspalte südlich vom Sportplatz würde mitten durch das Gneisgebiet der Höhe 2978 gehen.

Sicher ist die Verwerfung dann noch einmal auf fast  $\frac{3}{4}$  km Länge südlich von Niederlangenöls nachweisbar.

Betrachten wir nun die Grundzüge des tektonischen Aufbaues des Schiefergebirges nördlich und südlich der Hauptverwerfung.

Nördlich, also im Phyllitgebiet, ist dieser Bau sehr einheitlich und doch in den Einzelheiten sehr schwer zu entwirren. Das Streichen ist fast immer WNW—OSO, das Fallen regelmäßig gegen N. Man würde aber durchaus fehlgehen, wollte man daraus den Schluß ziehen, daß man mit Fortschreiten gegen NO in immer jüngere Schichten kommt. Sicherlich liegt Isoklinalbau vor, und manches spricht dafür, daß der Gebietsstreifen Galgenberg — Kreuzberg — Welkersdorf — Grasehau — Hengstberg einem Sattelkern entspricht. Die Phyllite, die im W das ganze Phyllitgebiet des Blattes, im O den südlichen Teil des Phyllitgebietes bis zur großen Quarziteinlagerung einnehmen, sind ganz tonschieferartig, enthalten nur Einlagerungen von Grauwacke und keinen Graphitschiefer, wenig Kalk und keinen Quarzit. Gleicher Art scheinen dann wieder die Phyllite im NW-Teil des Löwenberger Forstes zu sein.

Die Gesteine zwischen dem Quarzitzug des Windmühlenberges (Höhe 436 südlich von Grasehau) und dem Quarzit des Talkensteins, teilweise auch noch nördlich davon bis zum Kirschberg, sind stark phyllitisch und viel ungleichmäßiger, oft schon im Handstück stark gebändert, und reich an graphitischen, oft lyditischen Einlagerungen. Hier setzt auch der Kalk von Welkersdorf auf, mit seiner bezeichnenden Begleitschicht von chloritischem Blasenschiefer. Im O beteiligen sich sogar Diabasporphyrite und echte Grünschiefer (geschieferte Diabastuffe und Diabas) am Aufbau dieses Gesteinszuges.

Daß sich der Quarzit des Talkensteins und der des Windmühlenberges (436,5) stratigraphisch entsprechen und ein einfacher Isoklinalsattel vorliegt, ist nicht wahrscheinlich. Sie sind petrographisch recht verschieden und auch die an ersteren im N, an letzteren im S angrenzenden Schichten sind sich nicht ähnlich. Wahrscheinlicher ist es, daß die Gesteinsgrenze am Kirschberg einer Dislokation oder Faltung mit ausgewaltem Mittelschenkel entspricht. Die Schuppenstruktur dieser Zone (man beachte die kurzen Linsen von Diabas und Kieselschiefer) spricht sehr dafür.

Südlich von der Innersudetischen Hauptverwerfung besteht fast der ganze tiefere Untergrund aus Orthogneis, in dem sich natürlich eine Tektonik im Sinne eines gesetzmäßigen Schichtenbaues nicht feststellen läßt. Im Orthogneis findet sich aber eine Sedimenteinlagerung, die auf der Karte im Gegensatz zu den Phylliten des Nordens als Glimmerschiefer bezeichnet wurde, obwohl man rein petrographisch die Mehrzahl der hierher gehörigen Gesteine noch zu den Phylliten rechnen würde, zu Phylliten allerdings, deren Metamorphose wesentlich intensiver ist als die der phyllitischen Tonschiefer im Norden.

Diese sog. „Goldentraumer Schiefer“ sind, weil sie in alten Zeiten als Dachschiefer nördlich vom Orte Goldentraum gewonnen wurden, schon auf den ältesten geologischen Karten als kleine linsenförmige Einlagerung verzeichnet. Bei der Spezialkartierung ist es aber gelungen, diese Schiefer über die ganze Breite des Blattes von O nach W zu verfolgen, und auch westwärts kann man sie bis in die Mitte des Blattes Markklissa, wenn auch zuletzt nur als einen Zug kleiner Glimmerschieferlinsen, feststellen. Bei Goldentraum und Goldbach kann man eine Dreiteilung dieser Schiefer in einen psammitischen, quarzitischen und pelitischen Horizont (Grauwackenschiefer, Quarzit, Phyllit) feststellen. Nach O zu scheinen nur noch die Grauwackenschiefer in der Form stark geschieferter Arkosen bzw. feldspatreicher phyllitischer Glimmerschiefer aufzutreten.

In der Westhälfte des Blattes hat der Gneis unmittelbar im Liegenden der Schiefer (also südlich) eine eigentümliche feldspatreiche (pegmatitische) Ausbildung, die in viel schönerer Entwicklung weiter südlich im Liegenden einer anderen Glimmerschieferlage, besonders am Kessel schloß bei Flinsberg, beobachtet werden kann. Spuren solcher peg-

matitischen Ausbildung konnten auch im O östlich vom Gipfel des Glaubitzberges wieder festgestellt werden.

Auf das Grundgebirge von Phyllit und Gneis legen sich diskordant verschiedene andere Bildungen, und zwar

1. im NO Sedimente und Ergußgesteinsdecken des Rotliegenden,
2. in der weiteren Umgebung von Langenöls Tone und Sande der Tertiärformation mit einem Braunkohlenflöz,
3. überall, besonders aber in einem breiten Streifen, der diagonal über das Blatt nach SO verläuft, Sande und Kiese des Diluviums.

Die Rotliegendeschichten im NO bilden einen kleinen Teil des Außenrandes der großen Löwenberger Mulde. Sie fallen demgemäß ziemlich flach nach NO ein und werden weiterhin auf dem an die Nordostecke unseres Blattes anstoßenden Blatte Löwenberg von Zechstein, Buntsandstein, Muschelkalk und im innersten Teile des Beckens von Oberer Kreide überlagert. Ganz in der alleräußersten Nordostecke setzt über die Chaussee noch die Fortsetzung der Schmottseiffener Verwerfung und bringt den Kunzendorfer Melaphyr nochmals zutage.

Die Tertiärschichten lagern zumeist flach, fast horizontal, sind aber an den Beckenrändern oft steil aufgerichtet. Man sieht dies z. B. sehr deutlich in der großen Grube der Langenölser Tonwerke.

Daß die ganze Lage des Langenölser Tertiärbeckens tektonisch bedingt ist und mit der Innersudetischen Hauptverwerfung zusammenhängt, ist schon verschiedentlich ausgesprochen worden. Die Zone dieser tektonischen Hauptlinie bildete ein Gebiet geschwächter Schollenfestigkeit, in dem Einbrüche besonders leicht eintreten konnten. Auch alle anderen kleineren Tertiärgebiete in der weiteren Umgebung sind tektonische Einbruchbecken (Friedeberger Becken, Marklissaer Becken usw.), in denen die früher viel allgemeiner verbreitete Decke der Tertiärsedimente vor der Erosion bewahrt blieb. An einigen Punkten, besonders bei Langenöls und Wiesa, durchbrechen Basalte tertiären Alters in senkrechten Schlotfüllungen das Grundgebirge.

Die Diluvialschichten sind mit wenig Ausnahmen (z. B. den kleinen Schotterterrassen im Goldentraumer Queistal) Absätze der nordischen Vereisung. Das von N vorrückende Inlandeis drang in unserem Gebiete talaufwärts in die Täler vor, und wenn es auch in der Zeit seiner weitesten Ausbreitung so ziemlich das ganze Blattgebiet überdeckte (mit Ausnahme des nordöstlichsten Achtels und des südwestlichsten Zehntels), so hat es doch in den präglazialen Talniederungen die größten Mächtigkeiten glazialer Sedimente verursacht, und in diesen Talniederungen bilden die Diluvialsedimente auch heute noch die größten zusammenhängenden Flächen, während sie außerhalb meist nur in einzelnen kleineren Flächenstücken erhalten geblieben sind.

Ein großes präglaziales Tal zog sich in mehreren Kilometern Breite von Nieder-Langenöls über Mittel- und Ober-Langenöls, über ganz Schosdorf dicht südlich von Kruppenöls vorbei und auf dem östlich angrenzenden Blatt bis weit über Liebenthal hinaus aufwärts. Dieses Tal, das ganz auffällig der Phyllit-Gneisgrenze folgt (also tektonisch bedingt war), kann man das präglaziale Ur-Ölsetal nennen, weil es von der Langen und der Kruppen Ölse durchflossen wird. Die Wasserscheide dieser beiden Täler, die Schosdorfer Berge, sind erst später entstanden. In dieses präglaziale Ur-Ölsetal mündete in der Gegend der jetzigen Greiffenberger Bahnhofsvorstadt in süd-nördlicher Richtung das nicht ganz so breite Ur-Queistal. Bei Greiffenberg mündete also nicht, wie jetzt, die Krumme Ölse in den Queis, sondern der Queis in die viel bedeutendere Ur-Ölse ein und floß mit ihr gemeinsam über Langenöls nach Lauban, dort nahm der Fluß einen weiteren von S kommenden Bach (das Hartmannsdorf-Marklissaer Wasser) auf und wandte sich wohl damals schon von Lauban an nach N. Die Talverbindung zwischen Greiffenberg und Marklissa hat damals noch nicht bestanden.

Die Verbreitung der weiten präglazialen Talrinne gibt uns zugleich die Leitlinien für die Verbreitung mächtigerer Diluvialsedimente.

## C. Die Gesteinsfolgen

### I. Metamorphe Schichtgesteine

(Gruppe des Glimmerschiefers)

Die Gesteine, die in einem langen, quer über das Blatt reichenden Zuge nördlich von Goldentraum, Oberwiese und Ottendorf dem Gneis eingelagert sind, sind sämtlich Sedimente, die einem mittleren bis geringen Grad von Metamorphose unterlegen haben. Man kann sie der unteren Epizone oder oberen Mesozone im Sinne GRUBENMANN'S zurechnen. Es ist zunächst sehr auffällig, daß diese Gesteine, die in einem schmalen Zuge zwischen enormen Granitintrusionen (jetzt Orthogneismassen) eingeschaltet sind, keine höhere Umwandlung durchgemacht haben als den Übergang zu Phylliten, Quarziten und Feldspatphylliten. Man kann jedoch zeigen, daß die Metamorphose nicht unmittelbar aus dem pelitischen Sediment Phyllit entwickelt hat, sondern daß sich zuerst Hornfelse, Knotenschiefer und ähnliche Gesteine eines nicht tektonisch beeinflussten Kontakthofes gebildet haben, und daß dann infolge tektonischer Durchbewegung, die wahrscheinlich der Intrusion alsbald folgte, phyllitische Schiefer gebildet wurden. Die Quarzite (q), besonders diejenigen, die am Nordfuß der Höhe 415,8 östlich von Goldentraum durch die Anschnitte des neuen Promenadenweges entlang dem Stau-

becken aufgeschlossen sind, haben keine Schieferung, sondern nur eine dünnplattige Absonderung durch die Gleitbewegungen erworben. Die einzelnen Platten sind nach Farbe, Bruch und mikroskopischem Befund durchaus als dichte Biotithornfelse anzusprechen. Sie zeigen u. d. M. Pflasterstruktur, sind von Biotittäfelchen durchstäubt und führen zwischen dem Quarz versteckt Cordierit.

Schon lange bekannt und in der Literatur vielfach erwähnt sind die phyllitischen, ebenplattigen Schiefer (gl), die in früheren Zeiten als allerdings recht unvollkommene Dachschiefer in einem Steinbruch am Rande des Queistales gewonnen wurden. Dieser Steinbruch bildet jetzt die Bucht des Stausees am Sportsheim. Makroskopisch sehen diese Gesteine oft ganz wie echte kontaktmetamorphe Knotenschiefer aus. Die mikroskopische Untersuchung lehrt aber, daß die Knötchen, wie man bisweilen auch mit unbewaffnetem Auge erkennt, aus wohlgeordneten dicktafeligen Biotitkristallen bestehen. Meist ist nur die Basis als scharfe Grenzfläche gegen die umgebende feinschuppige Schiefermasse ausgebildet. In der Prismenzone ist die Grenze des porphyroblastischen Kristalles nicht scharf, sondern der Kristall löst sich sozusagen durch eine schmale Zone stärkster Biotitdurchstäubung in die feinkörnige, von Biotitplättchen durchsetzte Schiefermasse auf.

Es handelt sich also um einen Knotenschiefer mit biotitreichen Knötchen, die nach einer nicht sehr intensiven Durchbewegung des Gesteines in Biotitporphyroblasten übergegangen sind. Bezeichnend ist, daß auch in den feinschuppigsten Abarten der Quarzite gelegentlich Knötchenbildungen vorkommen,

Eine andere auffällige Erscheinung im phyllitischen Glimmerschiefer am Nordfuß der Goldentraumer Höhe sind die zahlreichen Quarzadern, die teils parallel der Schieferungsfläche als schneeweiße Quarzknauern erscheinen, teils auch in Gangtrümchen von meist weniger als 1 cm Dicke den Schiefer quer durchsetzen. Diese Quarztrümchen sind oft dunkel gefärbt infolge Durchstäubung mit schwarzgrünen Mineralkörnchen, die sich u. d. M. als wurmförmige Aggregate kleinster Chlorit-täfelchen erweisen.

Die Schiefer im Hangenden des Quarzites keilen unweit nordöstlich von Goldentraum aus. Sie ziehen sich immer am Südufer des Stausees entlang, überschreiten aber an einer Stelle auf ein kurzes Stück das Queistal. Die Felsformen dieser isolierten Phyllitpartie unterscheiden sich deutlich von den Formen der Gneishöhen, die sonst weithin dieses Nordufer bilden.

Die Grenze zwischen Phyllit und Quarzit ist nicht scharf. Die beiden Gesteine sind vielmehr durch konkordante Überlagerung mit allmählichem Fazieswechsel verbunden. In den obersten Teilen des Quarzites findet man vielfach noch quarzitisches Phylliteinlagerungen und in den untersten Teilen des Phyllites schiefrige Quarzitbänke.

In ähnlicher Weise, wenn auch mit schnellerem Übergang, werden die Quarzite von Grauwackenschiefern, Arkoseschiefern oder Feldspatphylliten (glf) unterlagert. Diese feldspatreichen Schiefer legen sich erst östlich von Goldentraum an, ungefähr in derselben Zone, in der im Hangenden die Phyllite auskeilen. An ihrem östlichen Ende am Nordhang der Höhe 415,8, wo auch die Quarzite sehr hornfelsartig und wenig durchbewegt sind, sind diese Schiefer noch recht deutlich als ehemalige feldspatreiche Sedimente zu erkennen. U. d. M. gewahrt man jedoch auch hier starke Quetschwirkung. Die klastischen Gerölle sind fast alle durch den Gebirgsdruck zerplatzt, und durch die Differentialbewegung linsenförmig abgequetscht. Die Quarze sind stark undulös, die Grundmasse ist nicht unbeträchtlich rekristallisiert und unterscheidet sich darin sehr deutlich von der Grundmasse der geschieferten Grauwacken im Nordteil des Blattes.

Nach O nimmt der Grad der Durchbewegung schnell zu. Es verwischt sich auch mehr und mehr die Grenze zwischen dem Quarzit und den Grauwackenschiefern. Von der Wiesauer Höhe ostwärts kann man nur noch von einer phyllitischen Glimmerschieferzone sprechen, deren einzelne Lagen bald feldspatreicher bald quarzreicher sind.

Die an der Prallstelle des Queis bei Niederwiesa aufgeschlossenen Gesteine sind eigentliche Glimmerschiefer. Es liegen sogar einzelne stark ausgewalzte schmale Gneisintrusionen zwischen den Schieferblättern.

Sehr feldspatreich und arkoseähnlich sind dann wieder die Schiefer am Nordosthange des Glaubitzberges bei Ottendorf. Die mikroskopische Untersuchung ergibt aber eine nicht unbeträchtliche Kristallinität der Grundmasse, die freilich durch eine jüngste postkristalline Durchbewegung wieder verschleiert ist. Der Glimmerschiefer macht sich hier schon in der Form und Größe der Feldseesteine kenntlich. Man ackert ihn aus den Feldern in kopfgroßen Blöcken, was beim Gneis so gut wie ausgeschlossen ist.

Denselben Charakter wie der Schiefer südlich von Groß-Stöckigt hat das eine winzig kleine Schiefervorkommen in der Nähe eines großen Quarzganges südlich vom Mittelgut Langenöls. Sehr phyllitartig ist hingegen der Schiefer mitten im Gneis am Schosdorfer Berge.

## II. Metamorphe Tiefengesteine

### Alte Tiefen- und Ganggesteine

(Gruppe des Gneises und der zugehörigen Amphibolite)

Die Gneise von Blatt Greiffenberg sind ausnahmslos Orthogneise. Es sind metamorphosierte, tektonisch durchbewegte Granite. Ob und inwieweit primäre Parallelstruktur vorhanden war, läßt sich nicht

sagen. Sicher ist das Bild, das uns die Gneise jetzt liefern, vorwiegend durch die Verschieferung sekundär erworben.

Der granitisch körnige Gneis (gn $\gamma$ ) bildet die ungestreckt gebliebenen Partien des im allgemeinen gneisartig gestreckten Granitmagmas. Er ist also ein Granit und könnte auch als solcher bezeichnet werden, wenn nicht dadurch seine petrographische Identität mit dem flaserigen Gneis unbetont bliebe und leicht die jahrzehntelang herrschende irrthümliche Vorstellung wieder aufkommen könnte, der Granit sei ein vom Gneis zu trennendes jüngerer Magma, das den Gneis in einzelnen Intrusionen durchbricht.

Der „Gneisgranit“ führt Muskowit, doch tritt dieses Mineral meist ziemlich stark gegen den Biotit zurück. Der Biotit findet sich meist in etwa fingernagelgroßen, aus einer großen Zahl kleiner Blättchen aufgebauten, regellos im Gestein verteilten Putzen. Es finden sich aber auch Gesteine und zwar auffälligerweise sogar solche mit erheblicher Flaserung, in denen einzelne scharf ausgebildete Biotitkristalle von 1—2 mm Durchmesser in den serizitischen Gleitfasern liegen (z. B. im Tälchen nördlich von Friedersdorf und nördlich 280,6 im Gebiet des Langenölser Schloßgutes). Der Feldspat im Gneis ist Orthoklas, Oligoklas und, wie das Mikroskop lehrt, auffallend häufig Mikroklin. Der Quarz bildet bis erbsgroße Körner, die oft durch ihre trübblaue Färbung auffallen. Das Kleingefüge ist auch in denjenigen Graniten, die mikroskopisch keine Durchbewegung erkennen lassen, meist ausgesprochen kataklastisch.

Die Verbreitung der granitisch körnigen Gneise geht aus der Karte hervor. Kleine Partien finden sich südlich vom Langenölser Mittelgut und am Friedersdorfer Gut. Auch am Glaubitzberg bei Ottendorf sind granitisch körnige Gneise zu finden.

Die Klüftung des Gneisgranites ist im Vergleich mit der meist sehr schönen Quaderabsonderung der jüngeren Granite sehr unregelmäßig. Die Ursache dieser Erscheinung ist, daß der alte Granit zahlreichen in ganz verschiedener Richtung wirkenden Druckkräften nacheinander ausgesetzt war, die Wirkung der Erscheinung ist, daß die Gneisgranite, auch wo sie ganz frei von eigentlicher Schieferung sind, keinen rentablen Abbau in Steinbrüchen erlauben, weil sie keine ordentlichen Quadern ergeben und regelmäßige Steinbruchswände sich in ihnen nicht herstellen lassen.

Wundervollen Granitgneis mit tiefschwarzen Biotitputzen bis zur Größe eines Zehnpennigstückes in lebhaft fleischroter Quarzfeldspatmasse findet man im Westteil des Nordendes vom Wieser Busch.

Aplitischen Granitgneis (gnA) findet man vielfach im granitisch körnigen Gneis. Die Apliten des Gneisgranit-Magmas unterscheiden sich von ihrem Stammagma durch geringeren Biotitgehalt,



vor allem aber durch geringere und sehr gleichmäßige Korngröße. Daher kann man auch in Gebieten deutlich geflaserten Gneises Aplitgneise von Normalgneisen noch recht deutlich unterscheiden. Erst mit zunehmender Durchbewegung des Gesteines verwischen sich die Unterschiede zwischen ehemals aplitischen und ehemals normalgranitischen Partien.

Verbreitet sind aplitische Granitgneise besonders im Wiesaer Busch. Außer der großen auf der Karte dargestellten Einlagerung im Südteil dieses Waldes finden sich noch mehrfach kleinere auf der Karte nicht darstellbare, recht schön z. B. in einem alten kleinen Stbr. WNW von dem auf der Karte angegebenen südlichsten gnA.

Die Granitfelsen über dem Stausee am Rande des Wiesaer Busches enthalten ebenfalls feinkörnige aplitähnliche Gneise, daneben schönen Blauquarzgneis und vereinzelte Gesteinsstreifen, die etwas geschiefert sind.

Die pegmatitische Randfazies (gnp) bildet eine sehr interessante Abart des Gneises. Sie begleitet immer, allerdings in sehr wechselnder Mächtigkeit, den großen Glimmerschieferzug in seinen Liegenden. Man findet sie hier in der ganzen Westhälfte des Blattes bis an den Queis bei Wiesa, und auch im Süden des Glimmerschiefers vom Glaubitzberg bei Ottendorf sind Spuren dieser Gesteinsart festgestellt. Nur im Liegenden des Glimmerschiefers von Stöckigt fehlt dieses Gestein eigentümlicherweise vollkommen.

Das Gestein ist gekennzeichnet durch großen Reichtum an Feldspat und durch das völlige oder nahezu völlige Fehlen von Biotit. Da der Feldspat Orthoklas und sehr saurer Oligoklas von rein weißer oder höchstens ganz hellgelblicher Farbe ist, ist das Gestein außerordentlich arm an Eisen und erscheint als weiße mittelkörnige Masse, die nur hier und da von etwas Biotit in feiner Verteilung blaßgrau gefleckt ist. Das Gestein zeigt in der Regel keine Schieferung. Es ist sehr schön in dem kleinen Steinbruch auf der Höhe 415,8 östlich von Goldentraum aufgeschlossen und zeigt hier keine Schieferung, sondern unklar verwaschene körnige Textur und Absonderung in holzscheitartigen Stücken, durch mehrere steilstehende enggescharte Kluftsysteme. Vermöge seines hohen Feldspatgehaltes kaolinisiert es leicht und ist daher in dem tiefgründigen Ackerboden der Hochebene bei Goldbach nur schwer nachweisbar.

Die Randfazies ist offenbar als pegmatitische Randschliere aufzufassen. Das analoge Vorkommen am Kesselschloß bei Flinsberg dokumentiert die pegmatitische an leichtflüchtigen Gemengteilen reiche Art seines Magmas durch reichliche Beteiligung von Turmalin. Dieses Mineral fehlt indessen den Vorkommen auf unserem Blatte.

Die stark geschieferten Partien des Gesteins wurden von LEPPLA bei einer kurzen Besichtigung der Gegend im Jahre 1898 nach Ausweis

einer Etikette in der Sammlung der Geolog. Landesanstalt bezeichnender Weise als „Granulit“ angesprochen.

Die Flasergneise (gnφ) und Augengneise (gnα) bilden die große Fläche des Gneisareals, in der die Ausstrichgebiete der anderen Gneisarten nur größere und kleinere Einlagerungen bilden. Wie schon die Kennzeichnung der hierher gehörigen Gesteine durch zwei verschiedene Symbole zeigt, sind die Gneise recht verschieden, aber die einzelnen Abarten sind nicht scharf von einander abzugrenzen. Alle hierher gehörigen Gesteine sind im Gegensatz zu den Gneisgraniten stark durchbewegt.

Die weitaus am stärksten verbreitete der beiden Gneisarten ist diejenige des Flasergneises. Meist ist der Gneis mittelkörnig und ziemlich feldspatreich, im Querbruch herrscht hellrötlichbraune Farbe vor. Auf den Schieferungsflächen, die sich als wellige Fläsern zwischen den Feldspäten und Quarzen hinziehen, ist die Farbe des Gesteins dunkelsilbergrau.

Besonders muß hier einer Abart des Flasergneises gedacht werden, die sich petrographisch kaum definieren läßt, da sie sich in keiner wesentlichen Eigenschaft deutlich vom gewöhnlichen Flasergneis unterscheidet. Sie ist bloß etwas glimmerarm, die Flächen, die die Flaserstreifen im Querbruch einnehmen, sind außerordentlich gering und das Quarzfeldspatgemenge ist besonders fest gefügt. Dieser etwas festere Flasergneis läßt sich daher auf der Karte nicht ausscheiden, aber er tritt vermöge seiner Härte in den Oberflächenformen sehr deutlich hervor. Nicht, daß er etwa gerade einen besonders markanten Höhenrücken bildete, dazu liegt dieser Gesteinszug zu nahe an der Grenze gegen die Immersudetische Hauptverwerfung und das Langenölser Tertiärbecken, das weitgehend denudiert ist. Die Gesteinhärte macht sich aber sehr deutlich im Verlauf der Erosionstäler geltend, die diesen Gneiszug quer durchbrechen. Den östlichen Anfang des Zuges macht die Gneishöhe westlich 317,3 auf Flur Ober-Langenöls. Sie zwingt das Friedersdorfer Tal zu einem Bogen nach Westen, und im Süden dieser Höhe verläuft das Tal, das von Kolonie Schweinitz herunter kommt. Noch viel schärfer sind die nach W konvexen Bögen, die das Klein-Stöckigter Tal um die Höhe 286,6 und das Schloßguttal um die Höhe 293 macht. Westlich schließt sich daran die auffällige Vorhöhe des Gießhübeler Berges mit Partie von gnγ und dann die gerundete Höhe, die von dem Mittelguttal im Bogen westlich umflossen wird. Alle 5 Punkte liegen in einer dem Streichen des Gebirges parallelen Linie und weisen deutlich auf das Vorhandensein einer widerstandsfähigeren Zone im Flasergneis hin.

Wenn das Ausgangsmaterial, aus dem der Gneis entstand, große Feldspate enthielt, sei es nun, daß das ganze Gestein grobgranitisch entwickelt war, sei es, daß der Ursprungsgranit größere porphyrische

Feldspäte enthielt, so entstehen bei der Auswalzung Augengneise. Schöne Augengneise finden sich am Südfuß der Neidburg und am rechten Queisufer  $\frac{1}{2}$  km unterhalb Greiffenberg. Hier treten neben den Feldspatagen große Blauquarze hervor.

Der Mischgneis (gn $\mu$ ) streicht in einer breiten Zone vom Blatt Marklissa, wo er sich weit gegen W hinzieht, über die Westgrenze des Blattes Greiffenberg bis gegen Klein-Stöckigt. Am besten kann man ihn im Gebiet des Kirchhofes von Gießhübel und von dort einen halben Kilometer weit gegen WNW und OSO beobachten. Das einzelne Gesteinstück zeigt in dieser Gesteinszone keine Besonderheiten, entweder ist es ein gewöhnlicher Flasergneis oder ein schwach gestreckter, ziemlich grobkörniger, also etwas pegmatitischer Aplitgneis. Das Bezeichnende der Zone, die in gutem Aufschluß nur auf dem Blatte Marklissa zu studieren ist, ist die innige Wechsellagerung dieser zwei Gneisarten. Durch diese Wechsellagerung wird es bewirkt, daß jeder kleinste Lesesteinhaufen und fast jeder einzelne Quadratmeter Ackerfläche immer Bruchstücke beider Gesteine aufweist.

In schmalen Streifen werden die weiten Gebiete normalen Flasergneises von Gebieten durchzogen, in denen der Gneis ganz extrem ausgewalzt ist, Zonen der stärksten Gleitung bei der Durchbewegung des Granites. Die wichtigsten dieser Zonen von feinschiefrigem Gneis (gn $\sigma$ ) sind auf der Karte angegeben. Besonders stark ist die Schieferung natürlich unmittelbar neben der Innersudetischen Hauptverwerfung, z. B. im Nordteil des Friedersdorfer Tales und südlich vom Schloßgut Langenöls.

Feldspatreiche Lagengneise (gn $\lambda$ ) sind in mächtigen Zonen an der Staumauer der Goldentraumer Talsperre aufgeschlossen.

Die Amphibolite und Chloritschiefer (a) sind auf unserem Blatt ausnahmslos als schwach gestreckte und stark ausgewalzte basische Gänge und Schlieren des Gneisgranites anzusehen. Die basische Ganggefolgschaft besteht, soweit man dies bei dem stark durchbewegten und rekristallisierten Zustand, in dem diese Gesteine vorliegen, noch feststellen kann, aus Kersantiten und Gangdiabasen. Die kersantitische Natur der Einlagerungen kann man meist nur noch daran erkennen, daß Reste der für den Kersantit bezeichnenden mikroporphyrischen Biotitkristalle im Chloritschiefer erhalten sind. Ein schöner, geschieferter basischer Gesteinsgang, der deutlich die Neigung zu diskordanter Einlagerung in den Gneis zeigt (Zug linsenförmig abgequetschter Einzelteile), findet sich dort, wo die Straße, die nach der Sperrmauer führt, aus der nordöstlichen in nordwestliche Richtung umbiegt.

Ganz grobe Amphibolite, die man auf grobkörnige Gangdiabase zurückführen muß, sind Lesesteine  $\frac{1}{2}$  km westlich vom Friedersdorfer

Schloß und das jetzt überflutete schöne Gestein im Queisbett genau östlich vom Langen Berge. Grob, aber extrem hornblendereich, ein amphibolitisiertes Proterobas, ist das Gestein am Talrand südlich vom Kiehnberge.

Erwähnenswert sind noch die im Gneis des Blattes Greiffenberg recht häufig zu beobachtenden meist handtellergrößen tiefschwarzen Chloritlinsen. Sie zeigen in sich trotz ihrer flachen Linsenform keinerlei Schieferung. Makroskopisch haben sie glatten bis muschligen Bruch, mikroskopisch gewahrt man eine dichte Packung geldrollenartig angeordneter Chlorit tafeln (Wurmchlorit, Helminth). Nicht selten bestehen die Linsen aus solchem Helminth und großkristallinem Quarz.

### III. Paläovulkanische Gesteine

Die als paläovulkanische Gesteine auf dem Bl. Greiffenberg zusammengefaßten Felsarten stehen in engster genetischer Beziehung zu den Grünschiefern. Es sind wie jene Diabase, unterscheiden sich von ihnen aber dadurch, daß sie nicht oder fast nicht verschiefert sind. Wir müssen sie, da sie anscheinend konkordant zwischen den altpaläozoischen Schiefen liegen, als Intrusionen auffassen, die nach Abschluß der tektonischen Durchbewegung oder erst in deren letzten Phasen zwischen die Schichten eindringen.

Der Diabasporphyr (D $\pi$ ), der den Grünschieferzug im S begleitet, ist gut aufgeschlossen in einem Steinbruch am Südhang der Höhe östlich von Grasehau. Mit unbewaffnetem Auge ist an diesem Gestein wenig zu sehen: Seine Farbe ist ein dunkles Violett, sein Gefüge filzig strahlig, oft undeutlich diabasähnlich, oder besonders im O des Verbreitungsgebietes mit hanfkorngroßen weißlichen Feldspatresten. An den Rändern des Vorkommens ist das Gestein unvollkommen geschiefert, im Innern der Masse ohne Schieferung und in unregelmäßigen Polyedern abgesondert. U. d. M. erkennt man deutliche Eruptivgesteinsstruktur mit dichtgedrängten Leistenfeldspäten und Resten von Hornblende und wenig Biotit. Die Einzelheiten des Mineralaufbaues sind aber durch starke Neubildung von Albit, durch Chloritisierung aller dunklen Gemengteile und durch völlige Erfüllung des Gesteins mit Nestchen von sekundärem Karbonat gänzlich verschleiert.

Geschieferte Diabasbreccie (D $\beta$ ) von meist dunkelgrüner Farbe tritt mehrfach in kleinen Linsen zwischen den gebänderten Phylliten auf. Auf dem Bl. Markklissa kennt man auch eine vereinzelte geringmächtige Diabaseinlagerung in den grauwackenführenden Phylliten. Spuren dieser Einlagerung fanden sich in völlig zersetztem Zustande unter dem Tertiär der Ziegelei am Bahnhof Langenöls. Viel-

leicht handelt es sich bei den Diabasbreccien um Tuffbildungen, die dann als gleichaltrige konkordante Einlagerungen zwischen den begleitenden Phylliten aufgefaßt werden müssen. Vielleicht sind es aber auch Intrusionen, die erst später zu Breccien zerstückt und in geringem Maße verschiefert wurden. Aufschlüsse, die eine Entscheidung dieser Frage ermöglichen könnten, fehlen leider vollkommen.

#### IV. Altpaläozoische Schiefer

Nördlich der Innersudetischen Hauptverwerfung befinden wir uns in einem Gebiet von Sedimenten, die niemals mit Granitintrusionen in Berührung gekommen sind und wahrscheinlich trotz starker Durchbewegung auch niemals in größere Erdtiefen versenkt wurden. Die Metamorphose ist rein dynamisch ohne wesentliche Rekristallisation. Dies zeigt sich am besten am Zustand der in diesen Sedimenten eingeschlossenen Diabase, die entweder noch ziemlich als solche erhalten, wenn auch meist uralitisiert sind, oder zu feinschuppigen Epidot-Chlorit-Albitschiefern, Grünschiefern, ausgewalzt wurden. Amphibolite sind im Gegensatz zum Gneisgebiet, wo man (bei Giehren) auch Paraamphibolite findet, den Phyllitgebieten gänzlich fremd.

Kalksteine sind in der Glimmerschiefergruppe nur ganz selten noch erhalten und hochgradig marmorisiert oder in Kalksilikatgesteine verwandelt. Im Phyllitgebiet finden sich Kalke, die zwar feinkristallin geworden sind und in denen daher leider alle organischen Reste zerstört wurden, die aber nur ganz selten als eigentliche Marmore bezeichnet werden können.

Die phyllitischen Schiefer (ps) bilden die Hauptmasse der hier zu besprechenden Gesteinsserie; in ihnen bilden alle andern Gesteine, mit Ausnahme der Grünschiefer und Keratophyre, nur Einlagerungen. Es ist über diese Gesteine und ihre makroskopische und mikroskopische Eigenart nur wenig zu sagen. Sie sind feinschiefrig, meist ausgesprochen ebenschiefrig oder gefältelt, aber niemals flaserig. Ihre Farbe ist ein bald dunkleres, bald auch silberhelles Grau. Sie sind weich und zerfallen leicht zu tonigem Verwitterungsprodukt, so daß es auf Hochebenen, wo die Erosion nicht für immer neue Gesteinsentblößungen sorgt, oft sehr schwer ist, Stücke von mehr als Finger nagelgröße zu finden. Sehr oft sind solche Phyllithochflächen aber stark überstreut mit scharfeckigen löcherigen, bei der Verwitterung unzersetzt gebliebenen Quarzen. Gebiete solcher Reliktquarzüberstreuerung müssen einer besonders langanhaltenden und tiefgründigen Zersetzung unterlegen haben und sind wahrscheinlich als Reste der tertiären Landoberfläche aufzufassen. Man findet solchen Reliktquarz z. B. sehr viel im Ostzipfel der Flur Thiemendorf östlich Punkt 298,3.

Mit zunehmendem Korn des ursprünglichen Sedimentes werden die Schieferungsflächen rau und runzelig. Eine scharfe Grenze zwischen diesen rauhen, im Querbruch runzeligen Phylliten und feinkörnigen stark geschieferten Grauwacken existiert nicht. Auf der Karte konnten als geschieferte Grauwacken nur solche Gesteinsbänke ausgeschieden werden, die sehr mächtig und deutlich sandkörnig bei nicht sehr vollkommener Auswalzung sind. Rauhe Phyllite sind vor allem in „Trautmanns Busch“ nördlich vom Westteil des Welkebaches verbreitet.

Die auf der Karte als geschieferte Grauwacke (pgw) ausgeschiedenen Gesteinszonen sind ausnahmslos schon für das unbewaffnete Auge deutlich klastisch. Meist waltet der Feldspat über den Quarz vor, und seine Körner sind größer als die des Quarzes. Grauwacken mit einzelnen großen Quarzkörnern, die von stark durchbewegter Feldspat-Serizitmasse umzogen werden, können leicht für Porphyroide gehalten werden, aber das Mikroskop zeigt auch für diese Gesteinstypen auf Blatt Greiffenberg immer deutlich sedimentäre Entstehung. Ganz grobe quarzitishe Grauwacken (pqx) mit oft über erbsgroßen Feldspat- und Quarzkörnern erscheinen bisweilen gneisartig. Man findet solche Gesteine z. B. nahe nordwestlich vom „W“ der Ortsbezeichnung Welkersdorf, am Gut Kesselschoßdorf. Besonders grob ist die Grauwackenlage, die sich vom Welkersdorfer Galgenberg nach NW zieht.

Ein Kalkstein (k) setzt nahe nordwestlich von der Straße Ober-Schosdorf—Grasehau in den Phylliten mit Grauwackenbänken auf. Er schwillt in den großen verlassenen Kalkbrüchen am Welkersdorfer Forsthaus bis zu 10 oder 15 m Mächtigkeit an, verschwächt sich aber offenbar nach beiden Richtungen schnell. Der Kalk wird von silberhellen, sehr stark phyllitischen Gesteinen begleitet.

Sehr interessant ist die Entwicklung dieses Kalklagers gegen SO. Schon östlich der Chaussee ist es vollkommen verkieselt. Man findet dort nur noch plattigen Hornstein. Linsenförmige Hohlräume zwischen den hellgrauen bis dunkelbraunen Hornsteinlagen stammen von der Auslaugung kleiner unverkieselt gebliebener Kalkreste. Weiterhin findet man auch diese plattigen Hornsteine nicht mehr, dafür liegen aber vielfach, besonders nördlich von Jagen 8 des Löwenberger Forstes, nuß- bis faustgroße Stücke von kompaktem Brauneisenstein umher. Sowohl die Verkieselung als die Vereisung des Kalkes ist sicher auf eine metasomatische Verdrängung des Kalkes durch den Lösungsinhalt von Verwitterungslösungen zurückzuführen.

Die kleine Kalklinse beim Hagendorfer Forsthaus könnte wohl demselben Kalkhorizont angehören, denn die Lagerungsverhältnisse sind so verwickelt, daß die ganz verschiedenen Ausstrichbreiten des Phyllites zwischen dem Kalk- und Quarzitlager des Grasehauer Windmühlen-

berges durchaus nicht eine stratigraphisch tiefere Lage des Kalkes im Welkersdorfer Walde als des Hagendorfer Kalkes beweisen.

Das einzige Mittel, auf Grund dessen man Kalklagen in den Phylliten einigermaßen identifizieren oder unterscheiden kann, ist die Beobachtung der Begleitschichten. Solche Beobachtungen lassen eine Identität der beiden erwähnten Kalke, da beide in Phylliten mit Grauwackenschiefern liegen, durchaus möglich erscheinen.

Ebenso sicher geht aber aus solchen Beobachtungen hervor, daß das Kalklager, welches vom Welkersdorfer Gut über den Kreuzberg bis an die Löwenberg—Laubaner Kreisgrenze hinstreicht, mit den beiden eben besprochenen Kalken nicht stratigraphisch identisch sein kann. Es liegt in denjenigen Phylliten, die durch Reichtum an Kieselschieferlagen ausgezeichnet sind, und wird fast überall in seinem Hangenden von einem chloritischen Kalkphyllit begleitet. In seiner petrographischen Beschaffenheit wechselt es beträchtlich. Beim Welkersdorfer Gut ist es rot und wenig kristallin, am Kreuzberg graubraun. Weiter im NW fanden sich auf den Feldern einige wenige Stücke von weißem, ziemlich hoch kristallinem Kalk.

Der Kalkphyllit ( $k\phi$ ), der den Kalk des Kreuzberges in seinem Hangenden weithin und in oft beträchtlicher Mächtigkeit begleitet, ist ein graues oder graugrünes Gestein mit zahlreichen Kalkeinschlüssen, durch deren Herauswittern ein mehr oder weniger deutlicher „Blasenschiefer“ entsteht. Am besten zu beobachten ist er auf den Lesestein-  
haufen am Nordrande des Kreuzbergwäldchens.

Ein sehr bezeichnendes Gestein ist der Quarzphyllit ( $psq$ ). Er ist schon ziemlich deutlich geschiefert. Er steht in seiner petrographischen Natur den mittelkörnigen bis feinkörnigen Grauwackenschiefern sehr nahe, unterscheidet sich aber von ihnen durch viel höheren Quarzgehalt, durch viel vollkommenere Verflößung der einzelnen Gemengteile und dementsprechend durch viel größere Härte. Dieses Gestein ist in ziemlich großer Mächtigkeit und in gleicher Ausbildung nördlich im Löwenberger Forst und südlich auf dem Grasehauer Windmühlenberg, sowie weiterhin östlich und westlich von diesem entwickelt. Es ist sehr hell und plattig bis ebenschiefrig. Recht verschieden von diesem Gestein ist hingegen der Quarzit des Talkensteins. Es ist im wesentlichen ein Gangquarzit, also eine Spaltenfüllung, die in feinkörnig sedimentärem Quarzitgestein aufsetzt. Die Lesesteine im Gebiet dieses Quarzites sind oft deutliche Gangquarze, großkörnig kristalline Milchquarze. Die guten Aufschlüsse am Blaustein und Talkenstein beweisen aber, daß es sich hier um spätere Neubildung auf Spalten in einem grauen graphitischen Quarzit handelt und daß diese weißen Quarzadern das Gestein kreuz und quer genau so durchziehen, wie die bekannten weißen Kalzitadern vieler Marmorarten. Zwischen Talkenstein und Blaustein kommen dunkelgraue Partien im Quarzit

vor, in denen sich dann die weißen Adern besonders deutlich abheben. Die Bruchflächen solcher Gesteine zeigen das Bild einer Breccie von eckigen dunkelgrauen Bruchstücken mit sehr reichlichem weißen Bindemittel. Die Verflößung beider ist so vollkommen, daß die Grenzen zwischen den dunklen Brocken und dem hellen Zement in keiner Weise den Bruch des Gesteines beeinflussen.

Graphitphyllit (p $\gamma$ ) und Kieselschiefer (pl) sind wieder zwei ganz nahe miteinander verwandte Gesteinstypen. Die erste Art ist ein feinschuppiges, kurzschuppiges Gestein, das meist nur unvollkommen nach der Schieferung spaltet, z. B. besonders deutlich südlich vom Blaustein. Das Korn ist außerordentlich fein.

Die Farbe wechselt sehr stark. Es gibt ganz helle Gesteine, etwa von der Farbe frischer Zigarrenasche, und ganz dunkle, fast schwarze. Dazwischen kommen auch hellgraue mit zahlreichen einzelnen schwarzen Schüppchen und Fleckchen von 1—2 mm Durchmesser vor. Stark geschiefert sind die Graphitphyllite vom Galgenberg und diejenigen, die den Talkensteinquarzit unmittelbar begleiten und von ihm verrieselt sind.

Schwarze Phyllite kommen übrigens auch weiter südlich im Gebiet der mit Grauwacken wechsellagernden Phyllite, z. B. am Hengstberg, vor, doch sind diese durch Ebenschiefrigkeit und Seidenglanz auf den Schichtflächen leicht von den Graphitphylliten nördlich von Welkersdorf zu unterscheiden.

Die Kieselschiefer sind feinlagige und dabei oft außerordentlich intensiv gefältelte Gesteine. Sie bestehen nur aus Kieselsäure (Chalzedon und feinstkristallinem Quarz) ohne Beteiligung von Glimmer. Die einzelnen Lagen sind nur einen Millimeter und oft sogar den Bruchteil eines Millimeters dick. Paketweise sind sie hellgrau und tiefschwarz gefärbt, was namentlich bei intensiver Fältelung auf dem Querbruch einen sehr hübschen Anblick gewährt.

Der gebänderte Phyllit (pb) ist besonders zwischen Talkenstein und Kirschberg typisch entwickelt. Im Längsbruch sieht er meist wie eine sehr tonige Abart der südlichen Phyllite aus. Im Querbruch sieht man eine mehr oder weniger deutliche Bänderung von helleren und dunkleren phyllitischen Lagen. Diese Lagen sind aber fast stets stark gefältelt und oft geradezu ineinander verknüpft, so daß brecciöse und verworren flaserige Texturen im Querbruch zu sehen sind. Häufig wenn auch seltener als nördlich vom Talkensteinquarzit, sind solche Gesteine auch südlich von diesem auffallenden Gesteinszug zu beobachten.

Nach SO zu werden die gebänderten Phyllite durch die sog. Grün-schiefer (pD $\sigma$ ) verdrängt. Im östlichen Boberkatzbachgebirge bilden diese einen weitverbreiteten Horizont, der eine selbständige, wahr-



scheinlich ältere Schichtenfolge bildet. In unserem Gebiet bilden sie, zusammen mit dem Diabas von Grasehau, eine durch tektonische Wirkungen zwischen jüngere Schichten eingeklemmte Scholle. So klein das Gebiet der Grünschiefer auf Bl. Greiffenberg ist, lassen sich die in ihm auftretenden Gesteine kaum petrographisch beschreiben, da fast jedes Lesestück auf den Feldern verschieden ist. Dennoch haben alle gewisse gemeinsame Züge, vor allem die reichliche Beteiligung von feinstkristallinem Chlorit, Epidot und Uralit, wodurch den Gesteinen ihre bezeichnende, bald graugrüne, bald schwärzlichgrüne, bald auch ganz hellgrüne Farbe verliehen wird. Die Beteiligung der drei erwähnten Mineralien wechselt sehr stark, so daß sehr oft fleckige oder im Querbruch geäderte und gemaserte Gesteine entstehen.

Über das geologische Alter der altpaläozoischen Schichten im einzelnen lassen sich nur Mutmaßungen und Wahrscheinlichkeitsschlüsse aufstellen. Wir wissen, daß mit den Tonschiefern und Grauwacken Alaunschiefer und Kieselschiefer verbunden sind, die (z. B. im Gebiet von Lauban) obersilurische Graptolithen führen. Wir kennen ferner im Bober-Katzbach-Gebirge mächtige Kalklagen, die sich, soweit die Lagerung normal ist, im Liegenden einer mächtigen Grünschieferformation hinziehen. Nach NW zu keilen sich die Grünschiefer aus, die Kalke setzen aber bei Ober-Ludwigsdorf nördlich von Görlitz wieder an, und hier sind mit ihnen Schiefer verbunden, in denen man unterkambrische Trilobiten fand. Im Gebiete der Blätter Hirschberg und Kauffung findet man eine besondere Gruppe von Schiefen, die Altenberger Schiefer, die von den Kalken und Grünschiefern mantelförmig umlagert werden, und die man daher für älter als Unterkambrium, also für algonkisch halten möchte. Bemerkenswert ist, daß mit diesen Altenberger Schiefen wiederum Kieselschiefer und Graphitschiefer verbunden sind, die sich von den obersilurischen nur wenig unterscheiden, aber natürlich keine Graptolithen führen. Suchen wir die altpaläozoischen Schiefer des Blattes Greiffenberg diesem Schema einzupassen, so können wir den Grünschiefer mit einiger Sicherheit dem Oberkambrium zurechnen. Die Zugehörigkeit des Welkersdorfer Kalkes zum Unterkambrium ist wahrscheinlich. Die große Menge der Tonschiefer und Grauwacken dürfen wir dem Silur zuteilen, denn auf dem Nachbarblatt Lauban setzen in engem Verband mit diesen Gesteinen die graptolithenführenden Kieselschiefer auf, und im liegenden Teil der Serie, also im unteren Silur, finden wir dieselben feinschichtigen Quarzite, die auf unserem Blatt als Quarzphyllite ausgeschieden wurden. Der Kalkstein am Südrand des Welkersdorfer Waldes ist wohl sicher mit den silurischen Grauwacken zu vereinigen, also als ein im Bober-Katzbachgebirge nicht bekannter silurischer Kalkhorizont aufzufassen. Ein kleines Vorkommen solchen Kalkes in den Tonschiefern und Grauwacken findet sich übrigens auch auf dem Nachbarblatt Lauban im Tal des Schreibersdorfer Wassers.

Sehr schwierig ist die Einreihung des gebänderten Phyllites. Das Vorkommen von Kieselschiefer und Graphitphyllit und die Lagerung von den Tonschiefer- und Grauwackengebieten gesehen jenseits, also wohl im Liegenden des Grünschiefers und des unterkambrischen Kalkes, läßt es möglich erscheinen, daß wir hier Algonkium vor uns haben, doch muß gesagt werden, daß diese gebänderten Phyllite petrographisch von den Altenberger Schiefen recht verschieden sind und daß gebänderte Phyllite und die in ihnen aufsetzende grobe quarzitishe Grauwacke im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge eigentlich mehr für das Untersilur bezeichnend sind. Es ist also nicht unmöglich, daß eine sehr verwickelte Schuppenstruktur vorliegt und die Kieselschiefer auftauchende Schuppen von Algonkium oder eingequetschte Partien von Obersilur in untersilurischem Gesteinskomplex sind.

## V. Rotliegendes

### a) Unterrotliegendes (Lebacher Schichten)

Das Porphyritkonglomerat (ru2p) ist wohl seiner genetischen Natur nach als eine vorwiegend vulkanogene Schuttbildung aufzufassen. Sicherlich ist es kein brecciös entwickelter mächtiger Eruptivgesteinsgang, sondern eine konkordant unter den Rotliegendesedimenten liegende extrusive Eruptivgesteinslage. Die Aufschlußverhältnisse sind ziemlich schlecht. Immer findet man nur die Bruchstücke des porphyrischen Gesteines. Fast stets kann man aber an einer deutlichen Verwitterungsrinde der Einzelbrocken und öfters an dem Vorkommen von Lesesteinstücken, die aus mehreren fest untereinander verkitteten Brocken bestehen, erkennen, daß eine dichte Packung von Brocken fast ohne Bindemittel vorliegt. Nur an der Stelle größter Mächtigkeit des Gesteinszuges in der Nähe der Chaussee Greiffenberg—Löwenberg ist das Material sehr frisch, und die Lesesteine sind auffallend scharfeckig. Besonders nach N nimmt die brecciöse Natur des Gesteines schnell zu. Vorzüglich kann man die Natur der Gesteinsschicht in dem einzigen Aufschluß des Gebietes, in dem kleinen Steinbruch am Talrand nordwestlich gegenüber dem Hansenberge, studieren. Hier zeigt sich zu unterst eine Porphyrbreccie, die zu 90 % aus dicht gepackten Porphyrbrocken besteht, zwischen denen aber auch 10 % scharfeckige Phyllitbrocken liegen. Darüber findet sich ein seltsames Gemenge von ganz frischen und ganz verwitterten, meist etwas schiefriß dünnplattigen Porphyrmassen, die in 20 cm starken Lagen miteinander wechseln, aber dabei nicht geradlinig gegeneinander abgegrenzt, sondern miteinander verzahnt sind. Die Lagen fallen mit 15—20° gegen NO ein. Das Ganze erklärt sich wohl als ein vulkanogenes Agglomerat, das später unter dem Druck der auflastenden Sedimente etwas zusammengestaucht und

vielleicht auch in der Richtung des Schichtfallens in einzelnen Bänken etwas in Bewegung geraten ist.

Die petrographische Natur des Gesteins ist nur aus gelegentlich vorkommenden, in ihrem Innern noch frischen Porphyritbrocken feststellbar. Es ist ein quarzärmer bis quarzfreier Porphyrit mit zahlreichen einzeln eingestreuten, selten mehr als 2 mm<sup>2</sup> großen Biotitblättchen. Wenn diese Biotite sehr zahlreich sind (z. B. in der Nähe der Löwenberger Chaussee), könnte man das Gestein als Glimmerporphyrit bezeichnen.

Makroskopisch gewahrt man in der hellgraubraunen sehr reichlichen Felsitgrundmasse außer den erwähnten Biotitkristallen kleine Feldspate und bei einigen Proben auch kleine Quarze.

U. d. M. erweist sich das Gestein als ein biotit- und orthoklasführender Porphyrit mit länglichen tafelförmigen Feldspäten, also trachytartigem Gefüge. Quarz ist viel zugegen, aber immer nur als sekundäre Ausscheidung; primäre Quarzdihexaeder fehlen.

Die Ockergelbe Arkose (ru2a) liegt unmittelbar auf dem Porphyritkonglomerat auf. Das Gestein besteht aus einer ockerbraunen erdigen Grundmasse, in der zahllose, selten bis millimetergroße, gänzlich kaolinisierte Feldspäte liegen. In dieser Gesteinsmasse sind einzeln (d. h. in Abständen von  $\frac{1}{2}$  bis 1 cm) Quarzkörner eingebettet, die meist hanfkorngroß sind, aber auch Erbsengröße erreichen.

Die Aufschlußverhältnisse dieser Schicht sind sehr schlecht, weil sie überall von grobem Abhangschutt des Porphyrits überrollt ist, dennoch ist sie überall in einzelnen Stücken nachweisbar. Am sichersten findet man sie am steilen Ostabhang des oberen Teiles des Hagendorfer Tales sowie auf der kleinen Anhöhe weiter nordwestlich, also im Nordteil der Forstabteilung 35 der Karte.

Die Konglomerate des Unterrotliegenden (ru2g) unterscheiden sich petrographisch nicht von der Fazies, die überall in Niederschlesien, ja man kann fast sagen überall in Deutschland, die konglomeratischen Schichten des Rotliegenden zeigen. Die Gerölle sind in dieser Schicht wohlgerundet, die Grundmasse ist sandig, mit Feldspatgehalt und tonigem Bindemittel. Bemerkenswert ist das Auftreten einer lokalen Fazies mit einzelnen kindskopfgroßen Geröllen im SO des Verbreitungsgebietes, während sonst Faustgröße der Gerölle kaum überschritten wird. Die großen Gerölle der Stufe ru2g bestehen zumeist aus Isergebirgsgneis.

Der Schiefertone des Unterrotliegenden (ru2t) ist nirgends genügend aufgeschlossen, denn er zerfällt am Ausstrich stets zu zähem, tonigem, rötlichem Verwitterungslehm. Nur an dieser lehmigen naßkalten Natur des Bodens kann man die Gesteinsstufe erkennen. Sie bildet den Untergrund von Cunzendorf und Hagendorf und zieht

sich am Fuß des Melaphyrsteilrandes im Poitzenbergtal und an dem unteren Teil der gegenüberliegenden Berghänge hin. Vereinzelt Brocken zeigen tonig-feinsandige Natur des Sedimentes.

Der Melaphyr (M) ist stets als Melaphyrmandelstein entwickelt und wie alle paläozoischen Mandelsteine sehr stark zersetzt, ragt aber doch als Bergrücken aus der Landschaft heraus. Im Steinbruch dicht am Nordrand des Blattes ist das Gestein besonders stark zersetzt. Das eigentliche Gestein ist eine kleinbröcklig mürbe violettgraue Masse, die Mandelsteinfüllungen sind grüne lettige Massen. Frischen Melaphyr findet man am besten am Südhang des Poitzenberges. Hier ist das Gestein schwarz, fast dicht mit zahlreichen, selten über erbsgroßen Mandelfüllungen von weißem Chalcedon und weißen, schon etwas verwitterten Zeolithen. Stets ist das Gestein so stark verwittert und sekundär umgesetzt, daß die mikroskopische Untersuchung keinerlei Aufschluß über die primäre Natur der Gemengteile mehr gibt, doch ist kein Grund, daran zu zweifeln, daß es sich ursprünglich um ein Plagioklas-Augitgestein handelt.

Ein Porphyrit (P) setzt südlich vom Langenölser Sportplatz in den Phylliten ganz nahe der Innersudetischen Hauptverwerfung und ungefähr parallel mit ihr als gangförmiges Vorkommen auf. Es ist nur durch einzelne meist schon ziemlich verwitterte Lesesteine im Waldboden feststellbar. Das Gestein zeigt in einer weißlichen, erdig zersetzten Grundmasse zahlreiche Glimmertafeln (ursprünglich Biotit, jetzt restlos in Chlorit umgewandelt); die Glimmer sind nicht so wohlbegrenzt wie im Gestein des Porphyritkonglomerates, sind im Verhältnis zu ihrer Dicke viel größer (also flachere Tafeln) und liegen im Gestein in so großer Menge eingestreut, daß sie sich gegenseitig in Kreuz- und Querstellung berühren, also fast ein lockeres Gerüst bilden, dessen Zwischenräume von der Grundmasse erfüllt sind. (Gang-Glimmerporphyrit mit Anklängen an die Kersantitstruktur).

Über das Alter des Gesteines kann man nichts Bestimmtes sagen. Es ist nicht geschiefert, also sicher jünger als die diabasischen Eruptivgesteine der Grünschieferserie. Selbstverständlich ist es nicht tertiär, da die Tertiärgesteine ganz frisch und in unserem Gebiet alle basaltisch sind. Mit einer an Gewißheit grenzenden Wahrscheinlichkeit können wir ihm daher Rotliegendalter zuweisen und es als Ganggestein mit den Effusivgesteinen der Lebacher Schichten parallelisieren.

#### b) Oberrotliegendes

Als Konglomerate des Oberrotliegenden (rog) werden die Schichten im Hangenden des Melaphyrs aufgefaßt. Man hat als Kennzeichen dieses Alters nur die petrographisch ausgesprochen kleinstückige Natur, die allerdings sehr vollkommen mit der übereinstimmt,

die man auch sonst im Oberrotliegenden findet. Ein sehr guter Aufschluß in diesen Schichten fand sich bei den abgelegenen Häusern von Schönau-Cunzendorf nahe am Punkt 280 des Nordrandes von Blatt Greiffenberg. Dicht und regellos geschüttete, meist nur haselnußgroße scharfeckige Schieferbrocken bilden die mächtigen Konglomeratbänke, die nur alle 2—3 m durch eine 10—20 cm mächtige grellrote Schiefer-tonlage unterbrochen werden.

## VI. Das Tertiär

### Das Miozän

Die Tertiärschichten haben auf dem Blatte Greiffenberg sehr weite Verbreitung, entziehen sich aber in hohem Maße unmittelbarer Beobachtung. Teils sind sie unter einer dünnen Decke diluvialer Sedimente verborgen, teils sind sie oberflächlich so stark verlehmt, daß man ihre wahre Natur ohne tiefgehende künstliche Aufschlüsse nicht feststellen kann. Die Erfahrung lehrt auch, daß künstliche Aufschlüsse im Tertiär sehr schnell in einen Zustand geraten, der geologische Beobachtungen unmöglich macht. Die Tone und Feinsande, aus denen sich die Tertiärschichten aufbauen, geraten durchnäßt schnell ins Rutschen und Fließen, vermengen sich und bilden einen zähen tonigen Lehm, der die Grube ausfüllt und jede Beobachtung der Schichtenstellung und der Zusammensetzung einzelner Schichten unmöglich macht. Die alten Ton- und Braunkohlengruben südlich gegenüber dem Gut Ober-Langenöls bieten hierfür ein gutes Beispiel, und auch in den alten Gruben hinter der Nostitzschen Freiheit ist fast nichts mehr zu sehen. In Tertiärgebieten ohne Aufschluß erfaßt der Zweimeterbohrer nichts als unbestimmbaren feinsandig tonigen Lehm, der überdies stark verlehmtem Löß so vollständig gleicht, daß man oft nicht weiß, ob man verlehmtes Tertiär oder verlehmten Löß vor sich hat (z. B. im flachen Gelände am Eintritt der Chaussee Greiffenberg—Langenöls in letzteren Ort). Hier beweist nur ein kleiner Lößaufschluß hinter dem neuen Sportplatz-Restaurant, daß Löß, und nicht wie auf der gegenüberliegenden Talseite Tertiär das Ausgangsmaterial des Lehmbodens bildet. Wir sind also für das Studium des Tertiärs fast ausschließlich auf die noch im Betriebe befindlichen Tongruben angewiesen.

Die einfachsten und klarsten Verhältnisse zeigt die Ziegeleigrube westsüdwestlich vom Schloßgut Langenöls. Hier sieht man unter 2 m teils geschichteter, teils völlig moränenartig struierter Grundmoräne 6 m schneeweiße Tertiärschichten. Es ist im wesentlichen ein etwas sandiger Ton, in dem mehrere bis 30 cm starke Spatsandlagen mit reichlichem Gehalt an gänzlich kaolinisierten Feldspatkörnchen eingelagert sind.

Ganz ähnlich ist das Bohrprofil, welches weiter im Osten eine Bohrung dicht bei der Haltestelle Schosdorf erbrachte. Von 9,3 bis 24,0 m durchteufte sie folgende Tertiärschichten:

- 5,1— 9,3 „Blauer Ton“.
- 9,3—13,0 „Harter fester Ton“,
- 13,0—18,5 „Grober Kies“,
- 18,5—24,0 „Feiner Kies“.

Auch die alten Tongruben hinter der Nostitzschen Freiheit zeigen, soweit man dies an den verfallenen Wänden noch feststellen kann, ähnliche Profile. Hier ist jedoch namentlich in den abgelegeneren nördlichen Gruben die später zu besprechende Lage von groben Quarzschottern zu sehen, die sich zwischen Diluvium und tonig feinsandigem Tertiär einschiebt. Es sei schon hier auf die eigenartige leicht kenntliche zackige Form der Gerölle des Tertiärs hingewiesen.

Durch das Auftreten solcher ausgefressener Quarze im lehmigen Abhangschutt ist z. B. die südliche Verbreitung des Tertiärs gegen den Phyllit in dem zum Mittelgut gehörigen Walde abgrenzbar. Die Grenze wird hier noch betont durch eine starke Eisenguhr absetzende Quelle, die das Wasser, das sich in dem etwas durchlässigen Phyllit bewegt, an der Grenze gegen das fast ganz undurchlässige Tertiär zutage treten läßt.

Nördlich vom Bahnhof Langenöls, im Gelände des Steinberges, scheinen Ton und Feinsand nicht in so geringmächtigen Lagen, sondern mehr im großen miteinander abzuwechseln. Im S bis an die auf der Karte angegebene Linie findet man in gelegentlichen Aufschlüssen, die bis in den Untergrund der 1—4 m mächtigen Diluvialdecke vordringen, immer Tertiärton. Nördlich von der auf der Karte angegebenen Grenzlinie ergaben die spärlichen Aufschlüsse weißen Feinsand mit geringem Glimmergehalt.

In der großen Grube der „Langenölser Tonwerke“ beobachten wir ein ziemlich steiles Einfallen der Tertiärschichten gegen NW. Oben liegen 5—8 m zäher, teils grünlicher, zu unterst auch schwärzlicher Ton, und in diesem schwärzlichen Ton eingebettet finden wir die geringmächtige, hier nicht bauwürdige südliche Ausspitzung des Langenölser Braunkohlenflözes. Darunter folgen weiße von Tonstreifen durchsetzte Feinsande und unter diesen nochmals tonige Schichten, die nach ihrem Liegenden zu ganz allmählich in tonig verwitterten und weiterhin in festen Phyllit übergehen.

Einen ganz ähnlichen Übergang von Ton über tonig verwitterten Phyllit in Phyllit finden wir auffälliger Weise in der Grube von Harmuths Ziegelei dicht nördlich vom Bahnhof Langenöls wieder, und auch in den alten Tongruben der Nostitzschen Freiheit ist in der Tiefe verlehmtter Phyllit gefunden worden. Zu unterst liegt in ersterer Grube ein völlig zersetzter, mit der Hacke als „Ton“ gewinnbarer Phyllit. Man

kann an günstigen Stellen sein ostwestliches Streichen mit steilem gegen N gerichteten Einfallen beobachten. In dem Phyllit liegt ein infolge völliger Zersetzung kaum mehr kenntlicher Diabas, der als eine Einlagerung von dunkelgrünem Ton in dem sonst silbergrauen Ton erscheint. Über diesem Phyllit und dem aus ihm hervorgegangenen Ton liegt das Schuttmaterial des benachbarten Basaltausbruches: Packung grober Basaltblöcke mit Zwischenmaterial von zersetztem Basalt, grellrotem lettigem Schiefer, Phyllitbrocken, Quarzkörnchen usw. Dieser Abhangschutt des tertiären Basaltberges sieht fast wie Geschiebelehm aus. Das nordische Material kommt aber erst über ihm in einer fluvio-glazial durchgewaschenen Zone vor und in den 5,5—6 m mächtigen kiesstreifigen Sanden, die den ganzen oberen Teil der Grube einnehmen.

Die grellroten Tertiärletten, die sich als lokale Bildung südlich vom Basaltdurchbruch ausbreiten, sind offenbar postbasaltische Abschlämmmassen aus dem eben beschriebenen basaltischen Abhangschutt tertiären Alters. Sie sind völlig ungeschichtet, tiefrot und außerordentlich zäh und sehen dem bekannten Posener Flammenton auffallend ähnlich. Aufgeschlossen sind sie in der kleinen Chmielewskischen Grube, wo sie unter 3—4 m unvollkommen geschichtetem diluvialen Terrassenschotter liegen. Derselbe rote Ton findet sich auch in der Grube der verlassenen Ziegelei westsüdwestlich vom Bahnhof und in einem schmalen Streifen quer über den Bahnhof nahe östlich der Überführung der Straße nach dem Basaltwerk. Unter der Überführung selbst am Bahnhofsgebäude und an der evangelischen Kirche ist der Ton schon wieder silbergrau. Die Kanalisationsarbeiten im Sommer 1928 und gelegentliche Kabellegungen längs dem Bahngleise erlaubten es, diese enge Umgrenzung des roten Lettens festzustellen.

Die Lagerung des Langenölser Braunkohlenflözes, welches um das Jahr 1859 eifrig abgebaut wurde, kennen wir aus der Schilderung von HEINRICH (Die Braunkohlengrube Langenöls. Jahrb. des Schles. Vereins für das Berg- und Hüttenwesen Bd. I, 1859, S. 19, 26 und 42) sowie aus einer neueren Arbeit von ILLNER (Abhandl. der Görlitzer Naturforsch.-Gesellschaft 1927), die auf dieser Schilderung von HEINRICH und den im Görlitzer Bergrevieramt liegenden alten Grubenrissen fußt.

Die Grube Heinrich in Langenöls förderte aus 2 Schächten, die 16 und 15<sup>3</sup>/<sub>8</sub> Lr. (= 32 m) unter die Stollensohle vorgedrungen waren und das Muldentiefste der Flözablagerungen erreichten. Die Schächte stehen in ihrem untersten Teil, im Liegenden der Kohle, in „einem tonigen weißen verwitterten Gneus“ (nach Lage der Sache kann es nur der aus Harmuths Ziegelei bekannte tonig verwitterte Phyllit gewesen sein). Die Umgrenzung des Braunkohlenflözes ist nach den von ILLNER gegebenen Linien in die Karte eingetragen. Das von den Schächten „gelöste“, aber wohl nicht restlos abgebaute Feld soll 155 000 □Lr. (also 620 000 qm = 62 Hektar) betragen haben.

Außer in der Gegend von Langenöls tritt uns das Tertiär noch ein-

mal im Basaltbruch auf der Wieser Höhe entgegen. Die Natur der Tertiärschichten, die hier unter dem überquellenden Rande des Basaltdurchbruches aufgeschlossen sind, unterscheiden sich sehr wesentlich von denen des Langenölser und auch des südlich benachbarten Friedberger Beckens. Leider kann man nicht mit Bestimmtheit sagen, ob die Schichten älter oder jünger sind als diejenigen von Langenöls. Da die Sedimente vom Wieser Bruch schon Basalttuff enthalten, also schon während der ersten vorbereitenden Phase des basaltischen Vulkanismus abgesetzt wurden, sind sie wahrscheinlich älter.

Es sind hier im wesentlichen mittelkörnige Spatsande entwickelt. Man sieht sie in steiler, nach dem Inneren des Eruptionsschlotes geneigter Lage verschiedentlich an den Steinbruchwänden und im großen Einschnitt, der den Steinbruch erschließt. Zu oberst lagert dicht unter dem Basalt ein zäher schwarzer glimmerhaltiger Ton, der zu sehr unangenehmen Rutschungen innerhalb des Bruches Anlaß gegeben hat. Im Einschnitt wurde im Spatsand viel eingeschwemmtes Braunkohlenholz, abgerollte Stubben von mehreren Zentnern Gewicht gefunden. Auf der Halde kann man Letten, Spatsand und Spatsand mit lettigen zentimeterstarken Lagen von Basalttuff beobachten. Diese Basalttuffe sind ein bei der Eruption durcheinandergeknetetes Gemenge von Ton, Sand und Basaltbrocken und erinnern im Handstück an die „Porphyriegel“ des Waldenburger Steinkohlegebirges.

### Das Pliozän

Die weißen Quarzkiese (p) wurden schon auf S. 28 kurz erwähnt. Über das genaue Alter dieser Bildungen kann man nur schwer Bestimmtes aussagen. Sicherlich sind sie präglazial und zu einer Zeit entstanden, als sich das Klima und die Erosions- und Sedimentationsverhältnisse grundlegend geändert hatten, gegenüber denen in der Zeit des Ton und Feinsand absetzenden schlammigen Obermiozäns. Ihre enge Verknüpfung mit diesen Schichten macht aber spätertertiäres Alter wesentlich wahrscheinlicher als altdiluviales. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß wir sie zum Pliozän rechnen müssen. Sie sind an zwei Stellen gut aufgeschlossen: einerseits in den Gruben hinter der Nostitzschen Freiheit, andererseits nördlich von der Kolonie Klein-Stöckigt. An letzterem Orte sind sie ziemlich deutlich geschichtet, nicht sehr grobkörnig und die einzelnen Gerölle wenig gerundet. Bei der Nostitzschen Freiheit kommen bis kindskopfgroße Gerölle darin vor. Die Strömung des sedimentierenden Wassers muß hier also recht beträchtlich gewesen sein, und dem entspricht auch die viel vollkommenere Rundung der Gerölle. Die Mächtigkeit des Schotters erreicht bis zu 2 m. Darunter liegt auch hier ein typischer toniger, kaolinreicher, scharfkörniger Miozänsand. Eine Andeutung des Pliozäns findet man in der Nordwestecke des Blattes, wo unter dem typischen sandigen Diluvialkies und über dem Phyllit rein quarzige



Schotter mit recht skelettförmigen Quarzgeröllen in geringer Mächtigkeit zu beobachten sind, die auf der Karte nicht besonders angegeben werden konnten.

## VII. Basalt und Basaltuff

Als neovulkanische Gesteine kommen auf dem Blatte Greiffenberg und auf allen umliegenden Blättern nur Basalte vor.

Die Lagerungsform dieser Basalte ist stets die von Durchbrüchen. Basaltdecken, die auf dem Blatt Marklissa eine weite Verbreitung haben, sind auf Blatt Greiffenberg nicht bekannt. Wir finden zwei große Basaltschlote, den einen bei Wiesa, den anderen dicht am Bahnhof Langenöls, einen ganz kleinen schlotförmigen Basaltdurchbruch, auf dem die Leopoldskapelle steht, und einige ganz schmale Basaltgänge an den Steilhängen des Queistales zwischen Goldbach und Goldentraum. Die Lagerungsformen und der Intrusionsmechanismus der beiden großen Basaltschlote ist von WOCKE sehr eingehend beschrieben worden.

Der Basalt von Wiesa bildet keinen senkrecht in die Tiefe gehenden zylindrischen Schlot, sondern erweitert sich trichterförmig nach oben. Der Mittelpunkt des Trichters und damit der in die Tiefe gehende Kanal muß ungefähr am Südrand des jetzigen Bruches liegen. Am Nordrand und Ostrand des Bruches ist überall unter dem Basalt steil konzentrisch einfallender Tertiärton zwischen Gneis und Basalt nachgewiesen, besonders deutlich im großen Einschnitt.

An der Südwestwand des Bruches ist eine bis 8 m mächtige Partie von Spatgrand zwischen den Basalt eingeklemmt, die gegen W, also gegen das mutmaßliche Zentrum des Trichters, einfällt. WOCKE nimmt eine langsame Kippung der Basaltunterlage nach dem Innern des Trichters und darauf folgende Basaltüberströmung und Basalteinströmung an.

Wesentlich einfacher sind die Lagerungsverhältnisse bei Langenöls. Hier bildet der Basalt einen ungefähr zylindrischen, kreisrunden Schlot, der sich nahe der Mündung nur wenig erweitert, die Form ist also ganz diejenige der berühmten diamantführenden Kimberlit-Röhren in Südafrika. Die Meilerstellung der sehr schönen Säulen ist prachtvoll entwickelt. Nach außen zu wird sie in einer schmalen Zone durch plattige Absonderung ersetzt. Der Basalt grenzt nicht unmittelbar an den Phyllit, den er durchbrochen hat, sondern zwischen beide schaltet sich eine Tuffschicht ein, die man besonders schön im Einschnitt, der den Bruch erschließt, sehen kann. Sie ist bis zu 5 m mächtig und enthält zersetzten Basalt, unzersetzten Basalt und gefrittete Schieferbrocken und Quarzbruchstücke. Am alten Brucheingang (von NW) kann man nahe am Basalt total zersetzten Grauwackenschiefer beobachten.

Seiner petrographischen Natur nach ist das große Basaltvorkommen bei Wiesa nephelinarmer Nephelinbasalt; die kleinen Vorkommen bei Goldentraum, Goldbach und Langenöls sind Limburgite.

### VIII. Quarzgänge

Über das Alter der Quarzgänge, die den Gneis und Phyllit durchsetzen, kann man natürlich nicht Bestimmtes aussagen. Da die von ihnen durchsetzten Gesteine altpaläozoisch sind, können sie sehr verschiedenes Alter haben, und haben bestimmt auch sehr verschiedenes. Die einen streichen sudetisch, die anderen rechtwinklig dazu. Da die Sudetenabbrüche spättertiär sind, so sind wohl auch die Quarzgänge spättertiär, da aber sicher schon in älterer Zeit große Dislokationen eingetreten sind, wird ein Teil der Quarzgänge auch älter sein.

Der Quarzgang im Wald südwestlich vom Schloßgut Mittel-Langenöls ist ungefähr 15 m breit. Er wurde zeitweise in einer flachen Grube von 12 m Breite wohl als Wegeschotter abgebaut. Er bildet infolge seiner Härte einen deutlichen Hügelrücken. Eine Querverwerfung des Ganges um 25 m läßt sich südlich von der alten Abbau-grube durch entsprechende Verschiebung des Hügelrückens sehr deutlich nachweisen.

Daß der Talkensteinquarzit, der am Talkenstein selbst und an vielen anderen Stellen sowie auch unmittelbar nördlich der Blattgrenze in imposanten Felsen zutage tritt, nicht eine einfache Spaltenfüllung, also kein einfacher Gang ist, sondern durch starke Verkie-selung von Quarzitschichten entstand, wurde schon S. 21 erwähnt. Der Blaustein zeigt diese Verhältnisse sehr deutlich.

### IX. Diluvium

Die glazialen Ablagerungen auf dem Blatte Greiffenberg gehören sämtlich der vorletzten, wenn nicht einer noch älteren Eiszeit an. Von der letzten Vereisung wissen wir, daß sie nicht bis in unsere Gegend vorgedrungen ist, sondern wahrscheinlich schon in der Gegend von Grünberg oder wenig weiter südlich ihre äußerste Stillstandslage gefunden hat. Beweise, daß unser Gebiet von einer zweimaligen Vereisung betroffen wurde, sind nicht vorhanden.

Die Natur der glazialen Ablagerungen in unserem Gebiet ist fast ausnahmslos sandig oder kiesig. Deutliche, aber sehr unregelmäßig geschichtete kiesstreifige Sande bilden der Menge nach mehr als 90% der Sedimente. Auch die Grundmoränen sind meist ausgesprochen sandige Schotter mit dem für Moränen bezeichnenden völligen Mangel an lagenweiser Sortierung, und mit regellos gestellten, oft auf der

hohen Kante stehenden größeren Geschieben. Diese Verhältnisse zeigt die oberste Schicht der Sandgrube östlich von den Straßenhäusern, die Sandgrube südöstlich von Baumgarten, nahe östlich vom Fußweg Mittel-Langenöls—Thiemendorf (noch im Walde, aber schon auf Thiemendorfer Flur) sowie die Sgr. südlich Randpunkt 295 bei Thiemendorf. Große Blöcke, Geschiebe von mehr als Rumpfgröße, findet man überall reichlich auf den Feldern. In den Sand- und Schottergruben treten sie aber sehr zurück und sind geradezu selten in natürlicher Lagerung zu beobachten. Es hat dies seinen Grund darin, daß die Glazialsedimente in ihren oberen Teilen schon wieder weitgehend denudiert sind. Sand und kleinere Gerölle sind fortgeführt, die großen Blöcke sind liegen geblieben und daher an der heutigen Oberfläche stark angereichert. Daß bei der postglazialen Denudation nicht nur das Wasser wegspülend, sondern vielfach auch der Wind wegblasend gewirkt hat, zeigen die prächtigen Windschliffe auf vielen der umher liegenden erratischen Blöcke. Besonders schön kann man Windschliffe in der Nordwestecke des Blattes, in den großen Feldern, die zum Niedergut Langenöls gehören, beobachten.

Das Material der glazialen Ablagerungen ist hier, nahe dem Südrand der Vereisung nur noch zum geringen Teil „nordisch“, d. h. aus Skandinavien und vom Ostseestrande stammend. Der weit überwiegende Teil ist „nördlich“, d. h. er entstammt den niedrigen Vorhöhen des Gebirges auf den nördlich anschließenden Blättern. Hier sind besonders bei Wünschendorf und Haugsdorf tertiäre Quarzsande weit verbreitet, die schichtweise und in einzelnen knolligen Partien zu festem Quarzit verkittet sind. Diese Tertiärsande hat das vordringende Inlandeis aufgepflügt und die Quarzitknollen und Quarzitbruchstücke als große Geschiebe in sich aufgenommen. Knollige Tertiärquarzite sind daher unter den Geschieben außerordentlich verbreitet, und aus ihnen bestehen etwa  $\frac{1}{4}$  aller „erratischen Blöcke“ des Gebietes. Die Tertiärquarzite sind keineswegs immer nur durch die Verkieselung von Sanden entstanden. Das Tertiärsediment besteht vielmehr hier in der Nähe der alten Gebirgrümpfe lagenweise auch aus recht grobem Material. Die aus solchen Schotterlagen im Tertiär entstandenen Quarzite sind dann ausgesprochen konglomeratisch.

Das größte Geschiebe von Tertiärquarzit und zugleich das größte Diluvialgeschiebe überhaupt, das sich in der weiteren Umgebung findet, ist ein gewaltiger Block von 6 m Länge, 2 m Breite und 2 m Dicke, der sich in dem engen Waldestal dicht westlich von Punkt 286,6 und südlich vom Schloßgut Mittel-Langenöls findet. Dieser gewaltige Block, dessen Gewicht man auf 80 000 bis 100 000 kg schätzen kann, zeigt noch deutlich die Schichtung des ehemaligen Tertiärsedimentes durch Einschaltung einzelner konglomeratischer Lagen. Er befindet sich jetzt nicht mehr dort, wohin ihn einst das Inlandeis aus der Gegend von Haugsdorf transportierte, denn das Tälchen, in dem er liegt, ist

erst nach dem Rückzug des Inlandeises in den Gneisfelsen eingengagt worden. Oben am Rande des Tales auf der Hochfläche findet man, teilweise von Löß bedeckt, diluviale Sedimente. Das postglaziale Tal hat dann diese Diluvialsedimente durchschnitten, hat den großen Block unterspült, und so ist er in das sich bildende Tal hineingerutscht. Die steil gegen Süden geneigte Lage des Blockes beweist, daß er aus den oberen Teilen der nördlichen Talwand herausgespült worden ist. Das interessante Geschiebe ist zum „Naturdenkmal“ erklärt und damit unter polizeilichen Schutz gestellt worden.

Außer den Tertiärquarziten findet man als „nördliches“ Geschiebematerial Quader- und Rotliegendesandstein, Melaphyr (auf der Westhälfte des Blattes nur selten), Gangquarz und Kieselschiefer.

Beckentone (dt) treten öfters als Einlagerungen von 10 bis 30 cm Mächtigkeit zwischen geschichteten Sanden auf. Sie halten dann im Streichen meist nur ganz kurze Strecken aus, und wenn sie auch in der einen Sandgrube als scheinbar ganz regelmäßig konkordante Einlagerungen zwischen den Sandschichten zu beobachten sind, so fehlen sie oft in benachbarten Gruben schon wieder vollkommen. Solche örtlichen Tonlagen sind also als Sedimente verhältnismäßig kleiner Tümpel aufzufassen, die sich im Gebiet der glazialen Wasserabsätze (fluvioglazialen Sedimente) hier und da bildeten.

Größere Ausdehnung haben nur die Tonschichten, die sich in manchen Gebieten in den untersten diluvialen Ablagerungen absetzten. Diese bildeten sich in weiten, vom vordringenden Inlandeis abgeriegelten Talmulden. Mit dem Herannahen des Eisrandes wurde die Wasserzirkulation kräftiger, statt des Tones setzten sich schichtige Sande ab, so daß die Beckentone meist von mächtigen Sandmassen überlagert sind.

Weite Verbreitung haben sie im Untergrund von Euphrosinenthal und im Gebiet der Greiffenberger Bahnhofsvorstadt. Sie sind in dem Eisenbahneinschnitt, der sich unmittelbar nördlich an den Bahnhof Greiffenberg anschließt, angeschnitten, und haben hier zu Böschungsrutschungen Anlaß gegeben. Auch 1 km südlich vom Bahnhof in dem tiefen Einschnitt, der die Unterführung der Bahn nach Friedeberg unter der „Gebirgsbahn“ ermöglicht hat, sind zu unterst Beckentone ein kleines Stück weit angeschnitten.

Die Vorschüttungssande (ds) über den Beckentonen sind recht gut in der Sandgrube an dem Verladegleis der Köthenschen Superphosphatfabrik beim Bahnhof Greiffenberg erschlossen. Man findet dort streng horizontal geschichteten mittelkörnigen Diluvialsand mit einigen tonigen Lagen. Zu oberst 30 cm Sand mit einzeln eingestreuten nußgroßen Geröllen.

Dort, wo es vor dem vordringenden Inlandeis nicht zu seenartigen

Wasseransammlungen kam, machte sich der Rückstau der dem Eise entgegenlaufenden Gebirgsflüsse dadurch geltend, daß sie ihre Transportkraft verloren und große Mengen von Schottern absetzten. Diese Schotter führen natürlich fast nur Material, welches die Flüsse, und fast kein Material, welches das Eis herangebracht hat. Es sind vorwiegend einheimische Schotter. Wie in den pliozänen Schottern waltet auch in ihnen der Quarz als Geröllmaterial ganz außerordentlich stark vor, denn noch waren die Produkte der tiefgründigen Tertiärverwitterung, die nur Quarz unversehrt gelassen hatte, nicht ganz denudiert. Doch erodierten die Flüsse auch hier und da schon wieder im felsigen Untergrund, so daß auch Gneis-, Quarzit-, Porphy- und Phyllitgerölle in diesen weißen quarzreichen Schottern nachweisbar sind. Hier und da gelingt es auch ein Stückchen nordisches Material in diesen Schottern aufzufinden, das vielleicht auf schwimmenden Eisschollen vom nahen Eisrand hierher gebracht wurde.

Solche vorwiegend einheimischen Schotter sind bezeichnenderweise in der Tieflinie des präglazialen, später von einer Inlandeiszunge überwältigten Tales zu finden. Sie haben ihre wesentlichste Verbreitung einmal in der Weitung des jetzigen Krummenölse-Tales östlich vom Bahnhof Greiffenberg, südlich der jetzigen Alluvialau und dann in den Tiefen der weit ausgebreiteten Sand- und Schotteraufschüttungen 1,5 km östlich vom Bahnhof Langenöls. Hier sieht man in der Nähe der Bahnunterführung in mehreren sehr großen Sandgruben oben 8 m gelben Diluvialsand mit einer 40 cm starken ferretisierten Fuchssandschicht. In den unteren Partien gewahrt man vielfach Geröllschichten, in denen sich einzelne bis rumpfgroße Geschiebe finden. Die untere Hälfte der Sandgrube führt weißen, eckigkörnigen Sand mit vielen kaolinisierten Feldspäten. Nordisches Material konnte in diesem Sand in der Grube unmittelbar an der Bahnunterführung nicht gefunden werden. Derselbe weiße Sand ist auch in den nordwestlich anschließenden Sandgruben mehrfach als untere Schichtenfolge zu sehen, enthält aber hier immer Spuren vom nordischen Material und keine kaolinisierten Feldspäte. Weiter östlich tritt weißer Diluvialsand bei Schosdorf auf. Der neue Schießstand des Schosdorfer Schützenplatzes (südlich von der Kirche) ist 3 m tief eingegraben. Er zeigt unter 2¼ m Lößlehm ¾ m Sand, der streifenweise schneeweiß und glimmerhaltig ist, also als diluvial verschwemmtes Tertiärmaterial aufgefaßt werden muß.

Nördlich von Krummöls treten, den Gneis und Phyllit mantelförmig umgebend, abermals Schotter mit auffallend viel einheimischem Material auf. Hier kann man die Menge des sicher nordischen Materials auf etwa 1% schätzen. Das Korn ist meist haselnußgroß. Gesteine der Phyllitformation sind sehr verbreitet. Auch die Schotter südlich von Kolonie Ober-Hagendorf bestehen fast nur aus scharfeckigen Schieferbrocken. Man könnte das Gebiet für Phyllitboden halten, wenn nicht

Sandgehalt, Verschiedenartigkeit des Schiefermaterials, Spuren von Kantenrundung der Stücke und hier und da ein Feuerstein bewiesen, daß es sich um Diluvialsedimente handelt.

Ganz besonderes Interesse erregt eine kleine Sandgrube östlich von der Straße Langenöls—Thiemendorf 300 m südlich vom Nordrand des Blattes (am Feldweg gegen Punkt 280,3). Hier findet sich ein weißer, transversal geschichteter, steil gegen W einfallender kiesiger Sand mit 99,9% Tertiärmaterial. Daß er aber sicher kein autochthones Tertiär darstellt, beweisen vereinzelte kleine gerundete Gerölle von rotem Granit sowie auch Feuersteinbrocken. Überlagert wird er von typischer kleinkörniger kiesiger Grundmoräne, die am Ostrand der Grube sackförmig in den weißen Schotter eingreift.

Weitaus die größten Sandmassen wurden in unserem Gebiet beim Vorrücken des Gletschers aufgeschüttet. Es sind dies die eigentlichen glazialen Vorschüttungssande, die im Diluvium der Gegend von Greiffenberg eine überragende Rolle spielen. Das ganze weite Sandgebiet zwischen Langenöls und Thiemendorf ist von ihnen erfüllt, und auch die Sande um Mittel-Schosdorf und südwärts bis Rautenkranz sind hierher zu rechnen. Beim Greiffenberger Wasserwerk erreichen sie bis zum Gneis 22—24 m Mächtigkeit. Unter ihnen ist nirgends eine Grundmoräne gefunden worden, über ihnen ist sie unversehrt oder in mehr oder weniger deutlichen Resten vielfach zu beobachten. Das Material ist ausgesprochen nordisch. Die Struktur zeigt deutliche Schichtung in grobe, meist mit Deltastruktur (Diagonalschichtung) aufgeschüttete Sandbänke und eingeschaltete, deutlich von fließendem Wasser transportierte Schotter, deren flache Gerölle parallel gelagert sind und die oft in tiefen Rinnen, ehemaligen Bachbetten, in die unterlagernden Sandschichten eingreifen. Daß auch schmale Beckentonlagen mehrfach zwischen den Sanden vorkommen, ist schon auf S. 34 erwähnt.

Auf den weiten ebenen Flächen, wo kein andauernder Abtransport der obersten Teile des Sandes stattfindet, neigen die Vorschüttungssande zu Verlehmung. Es ist oft recht schwer, ohne Aufschlüsse solche oberflächlich verlehmtten Sande von Geschiebelehmen zu unterscheiden.

Die Grundmoräne (dm) der Vereisung ist zum größten Teil wieder denudiert. Nur einzelne Flecken in der Verbreitung der Diluvialsedimente zeigen den bezeichnenden lehmigen, mit großen und kleinen nordischen Geschieben bedeckten Boden, der auch bei tieferer Bohrung von 1—2 m sich als primäre Bildung und nicht nur als Verlehmungskruste auf Vorschüttungssand erweist. Sehr typische lehmige Grundmoräne findet man besonders nordwestlich und nordöstlich vom Gickelsberge bei Rautenkranz.

Wo Aufschlüsse vorhanden sind, kann man die Überlagerung der wohlgeschichteten Sande mit eingeschalteten fluvioglazialen Schotterlagen durch gänzlich ungeschichtete Moränenbildungen, in denen die

Gerölle dicht gepackt, unsortiert und oft auf der hohen Kante stehend eingelagert sind, an vielen Stellen sehr schön beobachten. Erwähnt seien hier:

die Sandgrube dicht bei den nördlichsten Häusern von Neundorfgräflich;

die Kiesgrube nördlich der Bahn unweit vom Niedergut.

Besondere Erwähnung verdienen die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse in der Ziegelei beim Buschhaus Baumgarten: Zu oberst liegt 1 m brauner, ganz steinarter Lehm, dann (stellenweise fehlend) 30 cm sandiger Schotter, darunter eine bis zu 1 m Mächtigkeit anschwellende Linse von bläulichen, ganz zähen Letten. Abermals folgt eine Schicht von sandigem Schotter, die sich beim Auskeilen der Lettenlinse mit der im Hangenden vereinigt. In der Tiefe ist überall bis  $1\frac{1}{2}$  m tief-schwarzer, etwas sandiger Ton erschlossen mit zahlreichen einzeln eingekneteten Geröllen. Die glaziale Verarbeitung der nordwestlich vorkommenden frühglazialen Beckentone bietet den Schlüssel für dieses auf dem Blatte ganz einzig dastehende Profil.

In weiten Gebieten, die keinerlei Aufschluß bieten, kann man nur schwach verlehnten Vorschüttungssand mit kleinen Geröllen nachweisen. Überall sind aber in diesen Gebieten rumpfgroße und selbst kubikmetergroße erratische Blöcke in großer Zahl zu finden. Da solche Blöcke, wie auch die Aufschlüsse lehren, nicht in den Sanden und Kiesen vorkommen, sondern nur in den überlagernden Teilen der Grundmoräne, muß man annehmen, daß hier die Grundmoräne früher unmittelbar über den Sanden gelegen hat. Solche Gebiete wurden auf der Karte durch eine besondere Signatur ( $\frac{dm}{ds}$ ) bezeichnet. Fast das ganze Diluvialgebiet zwischen Welkebach und Langenöls zeigt auf weite Strecken hin diesen Charakter.

Endmoränenbildungen (dsg) setzen den breiten Streifen der „Schosdorfer Berge“ zusammen, der sich von der Gegend des Welkersdorfer Kalksteinbruches, nahe westlich vom Grauen Wolf, nordwestlich vom Bahnhof Greiffenberg vorbei bis zum Kiehnberge erstreckt. Sie bilden im allgemeinen die Wasserscheide zwischen dem Ölsebach und dem Langenölsler Flußsystem. Nur an einer Stelle sind sie von den Quellbächen des Schosdorfer Wassers bereits durch rück-schreitende Erosion durchnagt, und diese Lücke in dem breiten Sand-wall macht sich die Bahnanlage zunutze, um das Queistal, das sie bei Lauban gekreuzt hat, bei Greiffenberg noch einmal wieder zu erreichen, allerdings um es dann alsbald im Verlauf des Groß-Stöckigter Seitentales wieder zu verlassen.

Die gewaltigen Sand- und Kiesaufschüttungen der Schosdorfer Berge zeigen uns eine vorübergehende Stillstands-lage des Inlandeis

an, und sind für die Herausbildung der jetzigen Tal- und Flußsysteme von ausschlaggebender Bedeutung geworden. Ist doch das ganze wundervolle Engtal des Queis von Greiffenberg bis Marklissa durch diese Stillstandslage verursacht worden.

Weiners große Sandgrube am Schosdorfer Berge zeigt 6—8 m Sand, wohlgeschichtet, nordwärts flach einfallend. Über ihm, die Schichtenköpfe schräg abschneidend, legt sich mit flachwelliger Unterfläche eine 2—4 m mächtige Moräne, teils ungeschichtet, teils deutlich, aber unregelmäßig geschichtet. (Bemerkenswert sind darin bis kopfgroße Geschiebe von lockerem Rotliegendkonglomerat, die nur in gefrorenem Zustand transportiert worden sein können.)

Die Kiesgruben westlich vom Grauen Wolf zeigen meist unten kiesstreifigen Sand, oben Kies mit echter Moränenstruktur, bisweilen an der Basis der Moräne eine Steinsohle. Eine der Gruben läßt eine 2 m mächtige typische Moräne, über- und unterlagert von kiesstreifigem Sande, erkennen.

Daß die Endmoränen in den Gebieten Schlesiens, in denen das Inlandeis talaufwärts in das Gebirge vorstieß, sehr oft die Form geschichteter Sande und Kiese annehmen, ist auch an vielen anderen Orten nachweisbar und mehrfach beschrieben.\*) Das Charakteristikum dieser geschichteten Endmoränen, ihr jäher Absturz gegen die ehemalige Eisfront, ist bei Greiffenberg in der auffälligen Geländestufe östlich und nordöstlich vom Schosdorfer Mittelgut deutlich ausgesprochen. Von der Höhe des Gickelsberges gesehen, erscheinen die Schosdorfer Sandberge wie ein horizontaler Wall, der das Schosdorfer Gebiet gegen O abschließt, und der nur an der Stelle, wo jetzt die Bahn und die Greiffenberg—Schosdorfer Straße ihn kreuzt, einen tiefen Einschnitt zeigt. Über die sehr wichtigen Talverlegungen, die dieser glaziale Sandwall verursacht hat, und über die Entstehung des engen Queistales zwischen Greiffenberg und Marklissa als Folge dieser Sperrung des präglazialen Tales vgl. G. BERG, 1928.

#### Ältere Flußaufschüttungen (d g 1)

Als Schotter einer älteren hochgelegenen Terrasse sind die fluvialen Sande und Kiese anzusehen, die über dem Vorschüttungssande nördlich von Krummenöls liegen und sich gegen Ober-Hagendorf nordwärts ins Schiefergebiet ausbreiten, wobei sie bezeichnenderweise nicht bis auf die jetzige Talsohle herabreichen, sondern einen „Sockel“ von Schiefen und Gneis an ihrer Unterfläche erkennen lassen. Fluvial eingeebnet sind auch die nur aus einheimischem Material bestehenden Schotter östlich vom Bahnhof Greiffenberg, die dort im Tal des Urölsebaches (vgl. S. 35) die Vorschüttungssande vertreten.

\*) Erläuterungen zu Bl. Kupferberg, Bl. Friedeberg, Bl. Warmbrunn; vgl. auch G. BERG 1928.



Postglaziale jungdiluviale Terrassen ( $\delta g_3$ ) finden sich an vielen Stellen des engen Queistales. Ihre Oberfläche liegt meist 8—10 m über dem Queisbett. Diese Terrassenflächen beweisen uns, daß vor langer Zeit, als der Fluß sein Tal noch um 10 m weniger tief in den Gneis eingefressen hatte, ein vorübergehender Stillstand der Tiefenerosion eingetreten war, eine Zeit, in der der Fluß sein Tal nur noch in die Breite erodieren konnte. Eine solche Niederterrasse finden wir in ungefähr gleicher Höhe in allen postglazial eingetieften Tälern des Sudetenrandes (Sattlerschlucht bei Hirschberg, Schlesiertal bei Kynau). Es muß also eine ganz Schlesien betreffende Ursache dieser Unterbrechung der Tiefenerosion zugrunde liegen. Wir werden nicht fehlgehen, wenn wir annehmen, daß das Inlandeis der letzten Vereisung, welches, wie wir schon S. 32 sagten, nur bis unweit südlich von Grünberg vordrang, die Flüsse zu einem weiten Umwege westwärts zwang, damit ihren Lauf verlängerte und ihre Tiefenerosion am Gebirgsrande lähmte.

Petrographisch sind die Ablagerungen auf den postglazialen Terrassenflächen wesentlich sandärmer und kiesiger als die Vorschüttungsande und die nur selten auftretenden Terrassenschotter älterer Zeit. Nur im breiten Queistale südlich von Baumgarten sind sie sandig-lehmig.

Der Löß und Lößlehm ( $\delta l$ ) hat auf dem Blatt Greiffenberg keine sehr große Verbreitung. Als unverwitterter Löß ist er nur an sehr wenig Stellen nachweisbar, da er meist weniger als  $1\frac{1}{2}$  m mächtig und daher meist über seine ganze Mächtigkeit verlehmt ist. Frischen Löß finden wir gut aufgeschlossen als staubigen, kalkhaltigen, ungeschichteten Feinsand mit der bezeichnenden senkrechten Absonderung im Anschnitt hinter der Sportbaude von Langenöls.

Löß und Lößlehm haben ihre wesentlichste Verbreitung in den unteren Teilen der nordostwärts gerichteten Abhänge des Schosdorf-Langenölsler Talzuges. Auch an dem nordostwärts gerichteten Abhang des Krummölser Tales und nordöstlich von der Höhe der Leopoldskapelle ist Lößlehm zu finden. An den südwestwärts geneigten Talhängen ist die dünne Lößdecke regelmäßig vom aufpeitschenden Regen schon weggeschwemmt. Hier tritt allenthalben der gröbere Sand der älteren Eiszeit zutage.

Dem Lößlehm ähnlich sind kleine Partien von sandig-tonigen Abschlämmassen, besonders an den Hängen der Schosdorfer Sandberge. Auch die lehmigen Verwitterungsrinden der tertiären Tone und tonigen Feinsande sind dem Lößlehm sehr ähnlich und oft kaum gegen ihn abzugrenzen. Auffallend ist der kleine Lößfleck über jungglazialen Schotter bei der Finkenmühle im Queistal.

Gehängelehm ( $\delta$ ) bildet sich überall dort, wo die Verwitterungsmasse der Gesteine in flachen Geländemulden sich sammelt und

staut und langsamer Verlehmung verfällt. Die Gehängelehme sind kenntlich und vom Lößlehm unterscheidbar durch die reichliche Führung eckiger Gesteinsbrocken. Gehängelehme sind Bildungen, die auch heute noch entstehen, die aber meist schon vor geologisch langen Zeiten, also im späten Diluvium, ihren Anfang nahmen.

## X. Alluvium

Die Aufschüttungen der Talböden (ag und al) sind im Gebiet des Gneises und Phyllites zumeist kiesig sandig (ag). Nur in den breiten Talauen z. B. des Ölsebaches nördlich und des Queises südlich von Greiffenberg sowie in der Talaue von Nieder-Langenöls lagert über sandigem Kies 0,7 bis 1,0 m toniger Wiesenlehm (al).

Schuttkegel der Nebentäler (s) sind nur an wenigen Stellen des Blattes ausgebildet, z. B. am Austritt eines Seitentälchens in die Aue des Queistales bei Oberwiesa.

Höhere Talstufen (ag') sind im NW des Blattes im unteren Teil des Welketales und des Langenölsers Wassers sehr verbreitet. Es sind meist keine scharf geschnittenen Schotterterrassen, sondern ziemlich lehmige, gegen die Tiefenlinie des Tales schwach geneigte und in den Talboden oft ganz allmählich übergehende Aufschüttungen.

Altwasserläufe (aw) spielen einige Rolle nur in der breiten Talaue des Queis südlich von Greiffenberg. Je nachdem, wie lange diese ehemaligen Flußbetten vom Flusse verlassen sind, sind es noch steilwandige, meist mit Wasser erfüllte und dicht mit Schilf bewachsene Gruben, oder flache, lang sich hinziehende Mulden in der ebenen Talaue.

Moorbildungen (at) sind auf dem Blatte Greiffenberg sehr selten. Eigentliche Moore von nennenswerter Ausdehnung treten überhaupt nicht auf. Nur dort, wo an den Rändern der Alluvionen das von den Seiten dem Tale zuströmende Grundwasser sich staut, kommt es gelegentlich zu sumpfigen Bildungen in den Wiesen, die dann in einigen Dezimetern Mächtigkeit von rein humosen Moorböden überwuchert sind. Die Moore des Blattes Greiffenberg sind also in weiterem Sinne alles Quellmoore.

## D. Die Böden

Die Abgrenzungen auf der Karte erfolgten im wesentlichen nach geologischen, nicht nach agronomischen Gesichtspunkten. Sie gibt mehr die Untergrunds- als die eigentlichen Bodenverhältnisse an. Da aber in unserem Klima die Natur des Untergrundes ein sehr maßgebender Faktor für die Art der Bodenbildung ist, und da auch sehr geringmächtige Oberflächenschichten, wenn sie nur geologisch vom tieferen Untergrunde wesensverschieden sind, dargestellt wurden (z. B. dünne Lößlehmdecken), so kann die Karte auch als Darstellung der wesentlichsten agronomischen Verhältnisse gelten.

1. **Gneisböden** sind ihrem chemischen Bestand nach reich an Kali (infolge des Kalifeldspatgehaltes) und an Phosphorsäure (infolge der im Gneis nie fehlenden mikroskopischen Apatitkörnchen). Die Krume ist locker, luftig, nicht schwer zu bearbeiten, aber sehr reich an Steinen. Etwas tiefergründiger ist der Gneisboden auf den Hochflächen, den Resten der tertiären Landoberfläche, z. B. südlich von Goldentraum. Hier hat die Verwitterung meist recht tonige, naßkalte Böden geliefert, auch ist ein guter Teil des Kaligehaltes ausgelaugt.

2. Die **Schieferböden** (Phyllit, Glimmerschiefer) unterscheiden sich nicht sehr wesentlich von den Gneisböden. Sie sind ärmer an Kali und Phosphorsäure. Meist sind sie noch steiniger als die Gneisböden, doch sind die Steinstücke im Boden von geringerer Größe und namentlich im Phyllitgebiet wesentlich weicher. Die aufgeackerten Schieferstücke zerfriern schnell zu kleinen Schülferchen. Auf den Phyllithochflächen wird hierdurch die Verwitterung sehr beschleunigt, so daß hier tonigere und naßkältere Böden entstehen als im Gneisgebiet. Auch die Gehängelehme sind im Phyllitgebiet sehr schwer und naßkalt.

3. Die **Quarzitböden** sind nahrungsarm und sehr steinig. Zumeist sind jedoch die Quarzite von Schieferlagen durchsetzt, so daß zwischen den zahlreichen harten Quarzitbrocken etwas weiche tonige Krume entsteht, die zusammen mit den Gesteinsbruchstücken einen gar nicht so üblen Boden ergibt.

Das Material der Quarzgänge ist völlig frei von jedem Pflanzennährstoff und überstreut weite Gebiete mit seinen scharfkantigen Bruchstücken.

4. Die **diluvialen Sande und sandigen Lehme** der Grundmoräne enthalten, da sie viel Granit- und Gneismaterial

führen, etwas (wenn auch wenig) Kali und Phosphorsäure. Der in der norddeutschen Tiefebene sehr reichliche Kalkgehalt fehlt unseren Diluvialböden fast ganz. Ein wenig Kalk ist ihnen aus den Muschelkalkgebieten, über die das Inlandeis hinwegflutete, zugeführt, auch enthält das Diluvium in Form von Amphibolit-, Basalt- und Grünschiefersplinterchen etwas Kalksilikat, das sich langsam unter dem Einfluß des Kohlensäuregehaltes im Regenwasser zu Kalkkarbonat umsetzt.

Die Diluvialböden sind locker, luftig, aber ebenfalls steinig, wenn gleich im Acker die Steine durchschnittlich nicht so groß sind wie im Gneisboden und auch infolge ihrer gerundeten Form die Arbeit nicht so erschweren. Allerdings findet man hier bisweilen große Findlingsblöcke, die nur durch mühsames Ausgraben und Fortwälzen mit Hebelgewalt oder durch Sprengung zu beseitigen sind. Wie alle Sandböden, leiden die auf der Karte als ds ausgeschiedenen Partien in regenarmen Jahren sehr unter der Trockenheit. Die als dm bezeichneten Partien sind sandig-lehmig und vermögen kürzere Trockenperioden schon besser zu überstehen.

5. Der L ö ß b o d e n ist der gutartigste Boden des Gebietes. Er ist etwas schwer und zäh, aber doch warm, luftig und nicht leicht versauernd; er neigt sehr zu einer günstigen Krümelstruktur. Dabei ist er steinfrei oder wenigstens steinarm, denn oft ist er so geringmächtig, daß jede Dränierung oder selbst ein tiefes Pflügen den steinigen Sand unter ihm zutage bringt. Sein Nährstoffgehalt ist gut, obwohl er den des besten Gneisbodens nicht erreicht.

6. Die T e r t i ä r b ö d e n gleichen äußerlich den Lößböden sehr, dennoch sind sie von ihnen in vieler Beziehung, und zwar im ungünstigen Sinne, verschieden. Es sind nährstoffarme ausgesprochene Tonböden. Kali- und Phosphorsäure ist aus den Tertiärsedimenten völlig ausgelaugt. Sie sind naßkalt, schwer, klebrig und ohne Neigung zur Krümelstruktur, so daß sie bei feuchtem Wetter schlammig werden, bei trockenem zu steinharten Schollen zusammenbacken.

7. Die A l l u v i a l b ö d e n würden den Diluvialböden völlig gleichen, abgesehen von etwas höherem Kali- und geringerem Kalkgehalt, wenn nicht der Natur der Sache nach („Talböden der Gewässer“) in ihnen der Grundwasserstand meist außerordentlich nah unter der Oberfläche läge. Daher sind die Alluvialböden stets naßkalt und neigen zum Versauern. Es bildet sich in ihnen viel Humus (was sich bis zur Torfansammlung steigern kann). Wo es gelingt, im Alluvium den Grundwasserstand zu senken, resultiert meist ein schwarzer, an organischen Nährstoffen reicher Gemüoseboden. Doch ist solche Grundwassersenkung meist nur sehr schwer zu ermöglichen.

## E. Das Grundwasser

Der Grundwasserstand ist in großen Teilen unseres Gebietes ziemlich tief. Vor allem in den weitverbreiteten Sandböden verfällt das Wasser schnell, und nur wo die Ackerkrume etwas lehmig ist, wird die für den Pflanzenwuchs nötige Feuchtigkeit nahe der Oberfläche aufgehalten. Das eigentliche Grundwasser liegt erst dort, wo der Sand von Tertiär oder Felsuntergrund unterlagert wird. Die gelegentlichen schmalen Lettenlagen im Sand können nur wenig Wasser zurückhalten (örtliche kleine obere Grundwasserhorizonte). Wo die Täler durch den Sand hindurch bis in seine Unterlage eingetieft sind, entstehen Quellen in halber Höhe des Talhanges. Man findet solche z. B. östlich gegenüber den Schosdorfer Kirchen. Eine recht wasserstarke Quelle, die stärkste des ganzen Gebietes, entspringt in einem ganz kurzen, flachen südlichen Seitental des Welkebaches östlich von der Straße Langenöls—Thiendorf. Aus einem kleinen sumpfigen Gebiet entströmt ein ganzer Bach. Offenbar sammelt sich hier viel Wasser im Diluvialschotter über einer muldenförmigen Eintiefung des vertonten Phyllites und tritt an der tiefsten Stelle der Phyllitmulde heraus.

Im Tertiär ist die Wasserzirkulation stets nur sehr gering. Die Tone sind undurchlässig, die Sande sind zu feinkörnig und haben nicht genug Porenvolumen, um starke Wasserzirkulation zuzulassen, vielmehr kommt leicht der Feinsand zugleich mit seinem Wassergehalt als Schwimmsand in Bewegung und kann an Böschungen und in tiefen künstlichen Einschnitten recht unangenehm werden. Dort, wo das Tertiär auf dem Felsen auflagert, bildet sich zumeist kein Grundwasserhorizont, weil das Gestein unter dem Tertiär in der Regel stark kaoliniert und zersetzt ist, bisweilen sogar in Tertiärton allmählich übergeht. Nur wo das unterlagernde Gestein sehr klüftig ist, kann sich in diesen Klüften etwas Wasser ansammeln. Wenn die unterste Schicht des Tertiärs, was aber nur selten und streifenweise der Fall ist, eine Schotterlage darstellt, findet sich in dieser reichliches und gutes Wasser. Wasser sammelt sich auch im Braunkohlenflöz an, ist aber infolge des Schwefelkiesgehaltes der Kohle stets als Trinkwasser unbrauchbar. Im Gneis- und Phyllitgebiet liegt das Grundwasser zumeist sehr flach, im verlehnten Phyllit noch flacher als in dem weniger leicht verlehnten Gneis.

Die Kalksteine, die für Grundwasserströmungen an sich recht geeignet wären, weil sich das Wasser hier seine Zirkulationswege durch Lösungsvorgänge selbst erweitert, sind an Ausdehnung zu unbedeutend, um eine Rolle zu spielen, auch ist ihre steile Stellung für die Grundwasserzirkulation ungeeignet.

In den weiten Wiesen am Ölsebach, oberen Queis und bei Nieder-Langenöls ergänzt sich, wie in allen Alluvionen, das Grundwasser aus dem benachbarten Bach und steigt und fällt mit dessen Wasserstand.

## F. Nutzbare Ablagerungen

Die wirtschaftlich bedeutendsten nutzbaren Vorkommen auf Blatt Greiffenberg sind die **Basaltdurchbrüche**, die allerdings gegen die weitausgedehnten Basaltdecken des Blattes Marklissa an Bedeutung sehr zurücktreten. Sowohl der Basaltdurchbruch am Bahnhof Langenöls als das Basaltvorkommen des Wiesaer Berges stehen in schwunghaftem Abbau. Der Wiesaer Bruch ist durch eine lange Schmalspurbahn mit dem Bahnhof Neundorf-Greiffenstein verbunden. Für das Langenölser Vorkommen konnte das Schotterwerk unmittelbar neben dem Bahnhof angelegt werden. Die kleinen Basaltgänge an den Hängen des Queisales bei Goldentraum kommen für Gewinnung nicht in Frage, ebenso wenig der kleine Basaltdurchbruch an der Leopoldskapelle. Der zum Schloß Tzoscha gehörige Steinbruch im etwas größeren Basaltdurchbruch am Westrand des Blattes steht außer Betrieb. Als recht minderwertiger Basaltersatz beim Straßenbau dient der blasige Melaphyr eines Bruches unmittelbar am Nordrand des Blattes bei Hagendorf.

Nächst dem Basalt ist der Abbau des **Tertiärtones** zu erwähnen. Er liefert das Material zu einer Ofenkachelfabrik im Orte Langenöls. Sehr bedeutend ist die Produktion der Langenölser Tonwerke, die Dachziegel, Dränröhren und ähnliches Gut herstellen. Für Ziegeleizwecke wird der Tertiärton in Harmuths Ziegelei dicht nördlich vom Bahnhof Langenöls gewonnen, andere kleinere Ziegeleien stehen nur zeitweise im Betrieb.

Als **Ziegeleien**, die aus diluvialen Schichten ihr Material entnehmen, sind zu erwähnen ein Betrieb nahe westlich von Greiffenberg an der Straße nach Friedersdorf, der Lößlehm abbaut, und die Ziegelei von Baumgarten, deren Gruben einen an Tertiär- und Beckentonmaterial reichen Geschiebelehm abbauen.

**Sandgruben** sind zu mehreren Hunderten überall auf dem Blatt verstreut. In den mächtigen Vorschüttungssanden und Endmoränenbildungen gibt es vielfach Gruben von 10, 15 und mehr Meter Abbauhöhe. Es seien von diesen hier folgende erwähnt: dicht nördlich der Bahn bei Nieder-Langenöls; an der Bahnunterführung in Ober-Langenöls; am Nordstrand des Tales östlich der Schosdorfer Kirche; am Südennde des Bahnhofs Greiffenberg; am Schosdorfer Berg westlich der Straße Greiffenberg—Schosdorf; am Greiffenberger Wasserwerk, an

der Straße Greiffenberg—Friedersdorf; zwischen Friedersdorf und Straßenhäuser.

Die Gewinnung der Braunkohle im Langenölser Becken ist schon seit 1860 außer Betrieb. Die Flözmächtigkeit war nur 1—2 m, die Lagerung steil und unregelmäßig. Es kommt also nur unterirdischer Abbau in Betracht, der heutzutage für Braunkohle nur unter besonders günstigen Verhältnissen wirtschaftlich ist. Die Förderung betrug bis 1859 1,1 Millionen Tonnen „im Wert von 137 000 Thl. oder je Tonne 3  $\frac{3}{4}$  Sg.“ (Es sind nicht metrische Tonnen von 1000 kg, sondern Förder-tonnen von 3 Zentner Gewicht gemeint.) Es wurde fast nur Kleinkohle und Staubkohle produziert, Stückkohle machte nur 6—8 % der Förde-rung aus. Der Heizeffekt war  $\frac{1}{2}$  desjenigen der Steinkohle.

Die Kalkgewinnung ist ebenfalls seit Jahrzehnten eingestellt. Nur Kalkwerke mit unmittelbarem Bahnanschluß können in Schlesien noch mit den großartigen Werken von Kauffung konkurrieren. Das Vorkommen im Welkersdorfer Walde muß, der Größe des Bruches und der Halden nach zu urteilen, ehemals in starkem Betriebe gestanden haben. Ganz klein und längst verfallen sind die ehemaligen Kalkbrüche am Forsthaus bei Kol. Ober-Hagendorf und im Welkersdorfer Gutspark.

Gneis wird überall gelegentlich gebrochen und für örtliche Zwecke besonders zum Bau von Grundmauern verwendet. Die granitisch kör-nigen Partien des Gneises können als „Granit“ nicht abgebaut werden, da sie von ungleicher Härte und Spaltbarkeit sind und ihnen eine regelmäßige Stellung der Lagerfugen und Querspalten abgeht, so daß kein geordneter Bruchbetrieb möglich ist.

Daß bei Goldentraum früher ein geringwertiger Dachschiefer gebrochen wurde, war schon S. 12 gesagt.

Es muß hier aber auch das Nichtvorkommen eines wertvollen Produktes in dieser Gegend erwähnt werden, nämlich des Goldes bei Goldbach und Goldentraum:

Bald nach dem Dreißigjährigen Kriege war der Kurfürst von Sachsen, zu dessen Landen die Gegend damals gehörte (der Queis bildete seit alters die Grenze zwischen Schlesien und der Lausitz), durch einen Schwindler auf Goldschätze im Queistal oberhalb Tzsochach aufmerksam gemacht worden. Mag es nun der gläserne fettartige Glanz des Quarzes in den Quarz-knuern des Schiefers gewesen sein, mag man das „Katzengold“, die goldig flimmernden verwitterten Biotitblättchen im Schiefer für echtes Gold gehalten haben, — kurz, man verließ sich auf die Angaben des Schwindlers und gründete eine Siedlung nach Städteart mit quadratischem Marktplatz, die man später Goldentraum nannte, und siedelte östlich davon am Gold-bach ein Dörfchen an. Aber schon kurz nach der Gründung mußte man sich überzeugen, daß das erhoffte Gold nicht vorhanden war. Der Bergbau ist niemals ernstlich versucht worden, und Goldentraum ist trotz seines großen Marktplatzes niemals Stadt geworden.

## G. Bohrungen

Zahlreiche Bohrungen sind nordwestlich der Stadt Greiffenberg niedergebracht worden, um das dortige Wasserwerk mit den nötigen Brunnen auszustatten. Diese Bohrungen haben in der Regel den Gneis unter einer 15—20 m tiefen Überdeckung mit diluvialen Sand und Kies (an der Basis auch oft mit feinsandigem Ton) angetroffen. Auch gegen Neundorf hin hat man den Felsuntergrund meist ungefähr in dieser Tiefe, oft aber auch noch wesentlich eher angetroffen.

Die Versuchsbohrungen, die ehemals sicherlich zur Feststellung der Lagerungsverhältnisse des Braunkohlenflözes von Ober-Langenöls gedient haben, sind leider nicht in Archiven niedergelegt. Einen Teil der Tiefenangaben und wichtige Bemerkungen über die Lagerungsform der dortigen Kohle hat ILLNER gegeben.



## H. Wichtige Schriften

- BERG, G.: Die Gesteine des Isergebirges. — Jb. preuß. geol. L.-A. **43**, S. 125 ff., Berlin 1922.
- Einige grundsätzliche Bemerkungen zu den Erscheinungen der nordischen Vereisung am Sudetenrande. — Mon.-Ber. deutsch. geol. Ges. **82**, S. 215 ff., Berlin 1928.
- Die kristallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges. — Abh. preuß. geol. L.-A. N. F. Heft **68**, Berlin 1912.
- DAHLGRÜN, F.: Zur Altersdeutung des Vordevons im westsudetischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 385 ff., Berlin 1934.
- ILLNER, F.: Das Braunkohlenvorkommen bei Ober-Langenöls. — Abh. natf. Ges. Görlitz, **30**, H. 2, S. 67, Görlitz 1928.
- ROTH, J.: Erläuterungen zur geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge. — Berlin 1867.
- SCHWARZBACH, M.: Zur Stratigraphie des Cambriums in der Oberlausitz. — Centralbl. f. Min., Jg. 1932, B, S. 452, Stuttgart 1932.
- SCUPIN, H.: Die nordsudetische Dyas. — Fortsch. d. Geol. u. Pal. Bd. IX, H. 27, Berlin 1931.
- WOCKE, M. F.: Untersuchungen über den Bau schlesischer Basaltvulkane. — Zeitschr. f. Vulkanologie, **10**, S. 177—202, Taf. 24—28, Berlin 1926/27.
- ZIMMERMANN, E.: Beitrag zur Geologie des Oberen Bober-Katzbach-Gebirges. Jb. preuß. geol. L.-A., **47**, S. 41 ff., Berlin 1916.



# Geologische Übersichtskarte von Deutschland im Maßstab 1 : 200000

Die einzelnen Blätter dieses Kartenwerkes entsprechen genau denen der vom Reichsamt für Landesaufnahme herausgegebenen Topographischen Übersichtskarte des Deutschen Reiches i. M. 1 : 200000. Preis des Blattes 5 RM. Bisher sind erschienen die Blätter

Trier-Mettendorf, Mainz, Charlottenburg, Berlin (Nord), Potsdam, Berlin (Süd), Göttingen, Kassel, Fulda, Sondershausen, Jena, Halle a. S. (Doppelblatt), Steffin, Treptow a. R., Prenzlau, Neustrelitz, Pillau, Kolberg, Wollin, Magdeburg, Braunschweig, Hannover, Lauenburg, Stolpmünde, Stolp, Koblenz, Halberstadt

## Kleine geologische Karte von Deutschland

1 : 2 000 000

bearbeitet von W. SCHRIEL

die von der Preußischen Geologischen Landesanstalt herausgegeben wurde, wendet sich an ein größeres Publikum. Vor allem wird sie für Universitäten und Schulen ein willkommenes Hilfsmittel sein, den Studenten und Schüler mit den Grundzügen der Geologie Deutschlands vertraut zu machen. Zur besonderen Einführung dienen die Erläuterungen, die so gehalten sind, daß sie auch dem der Geologie ferner stehenden Laien eine möglichst kurz gefaßte Erklärung der Karte bieten. An den Bergmann und an den Wirtschaftler wendet sich eine Lagerstättenkarte, die den Erläuterungen beigegeben wurde.

Der Preis der Karte mit Erläuterungen und Lagerstättenkarte jetzt nur noch 1 RM - ist so niedrig wie möglich gehalten, damit die Karte möglichst weiten Kreisen zugänglich ist.

Trotz dieses niedrigen Preises zeigt die geologische Karte von Deutschland eine Gliederung der Formationen, wie sie auch wesentlich größere und umfangreichere Kartenwerke nicht besser aufweisen. Der größeren Einteilung in die Perioden des Archaikums, Präkambriums, Paläozoikums, Mesozoikums und Känozoikums folgt eine Unterteilung in Formationen (z. B. Devon, Karbon, Perm, Trias, Jura, Kreide usw.) die selbst wieder in Unterabteilungen gegliedert wurden. Diese Untergliederung erfolgte vor allem in Rücksicht auf die Formationen, die im deutschen Vaterlande ihre Hauptverbreitung haben; das sind vor allem gewisse paläozoische und die mesozoischen Formationen. Die große Fläche des norddeutschen Diluviums wurde durch die besondere Heraushebung der Endmoränen- und wichtigsten Talzüge belebt.

Die Eruptivgesteine, die in Tiefen- und Ergußgesteine gegliedert sind, wurden nach ihrer chemischen Beschaffenheit in saure und basische Gesteine gegliedert und allgemein durch rote und grüne Farbtöne unterschieden. Die Ergußgesteine unterlagen außerdem noch einer Altersgliederung in alte, mittlere und junge Eruptiva.

Durch die Hervorhebung der wesentlichen tektonischen Leitlinien wurde erreicht, daß die Hauptelemente im Bau Deutschlands klar hervortreten. Das erzgebirgische, herzynische und rheinische Streichen läßt sich in den paläozoischen und mesozoischen Gebirgen sowohl im Streichen der Schichten als auch im Verlauf der Verwerfungen meist gut erkennen.

Der lagerstättenkundliche Teil gibt eine kurze Einführung in die wichtigsten Lagerstätten des Deutschen Reiches.

## **Deutsche Torfkarte im Maßstab 1 : 800 000**

Bearbeitet von Bergassessor Dr. O. KAMMELNER, Berlin.  
für den bayerischen Teil von Regierungsrat I Kl. HARTUNG, München

Preis unaufgezogen in 4 Blättern 20 RM

Die „Deutsche Torfkarte“ ist gegenüber der alten Übersichtskarte nicht nur eine wesentliche Verbesserung, sie zeigt auch zum ersten Male, was an Torfmooren von einiger Bedeutung für die heimische Wirtschaft vorhanden ist.

Ein besonderer Vorzug der Karte ist die Verwendung der neuesten, für Verkehrsbehörden eigens hergestellten Topographie, welche die für die Erschließung und Nutzung der Moore wichtigen Eisenbahnen und Wasserstraßen erkennen läßt.

Neben Lage, Mächtigkeit und Größe der Moorflächen werden die verschiedenen Torfarten hervorgehoben. Besondere Signaturen machen die bereits abgetorften oder kultivierten Flächen kenntlich. Auch wurden die Gewinnungs- und Veredelungsbetriebe der Torfindustrie mit Unterscheidung der einzelnen Betriebsarten eingetragen.

## **Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande**

Ein Führer für den Sammler kristalliner Geschiebe

Von JOHANNES KORN

Mit 48 farbigen Gesteinsbildern auf 6 Tafeln und 8 Karten. Preis 4 RM.

Ein wichtiger Gesichtspunkt für die Erklärung des Aufbaus und der Entstehung unseres norddeutschen Flachlandes war von jeher die Bestimmung der Herkunft unserer erratischen Blöcke und namentlich die der Erstarrungsgesteine, die zu diesem Zwecke erheblich besser geeignet sind, als die Sedimentärgeschiebe. Trotzdem sind die Geschiebe kristalliner Gesteine vernachlässigt worden. Das kann bei dem hohen wissenschaftlichen Wert gerade dieser Geschiebe für die Eiszeitforschung befremdlich erscheinen. Es liegt vor allem daran, daß literarische Hilfsmittel in Form zusammenfassender Darstellungen, wie sie für die Sedimentärgeschiebe verschiedentlich veröffentlicht wurden, für die kristallinen Geschiebe fehlten. Die Literatur ist weit zerstreut, schwer zugänglich und zum Teil gar nicht mehr zu beschaffen. Bei dieser Sachlage erschien es geboten, den Sammlern kristalliner Geschiebe ein Hilfsmittel in die Hand zu geben, das sie in den Stand setzt, ohne weitere Literaturstudien und ohne mikroskopische Untersuchung, die ja dem Laiensammler meist unmöglich sein wird, ihre Objekte zu bestimmen und die Heimat der Geschiebe zu ermitteln. Das obengenannte Buch ist als Führer für den Sammler kristalliner Geschiebe gedacht und vorzugsweise für den Laiensammler, insbesondere für die Lehrer berechnet. Das Buch bringt die Besprechung einer großen Anzahl von Geschiebearten, von denen zur Erleichterung der Bestimmung 48 in farbigen Abbildungen wiedergegeben sind. Es bringt seinem Zwecke gemäß makroskopische Beschreibungen der Gesteine und greift nur beiläufig auf mikroskopische Untersuchungen zurück. Eine Anzahl von farbig ausgeführten Karten gibt über die Heimat der Geschiebe und die Wege Auskunft, auf denen sie in der Eiszeit zu uns gekommen sind.