

Geologie der Umgebung von Bad Steben im Frankenwalde.

Von

Dr. Karl Walther,

Privatdozenten in Jena.

Mit einer geologischen Karte, zwei Tafeln (III—IV) und fünf Textfiguren.

Sonderabdruck aus den Geognostischen Jahreshften 1907. XX. Jahrgang.

München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1908.

Geologie der Umgebung von Bad Steben im Frankenwalde.

Von

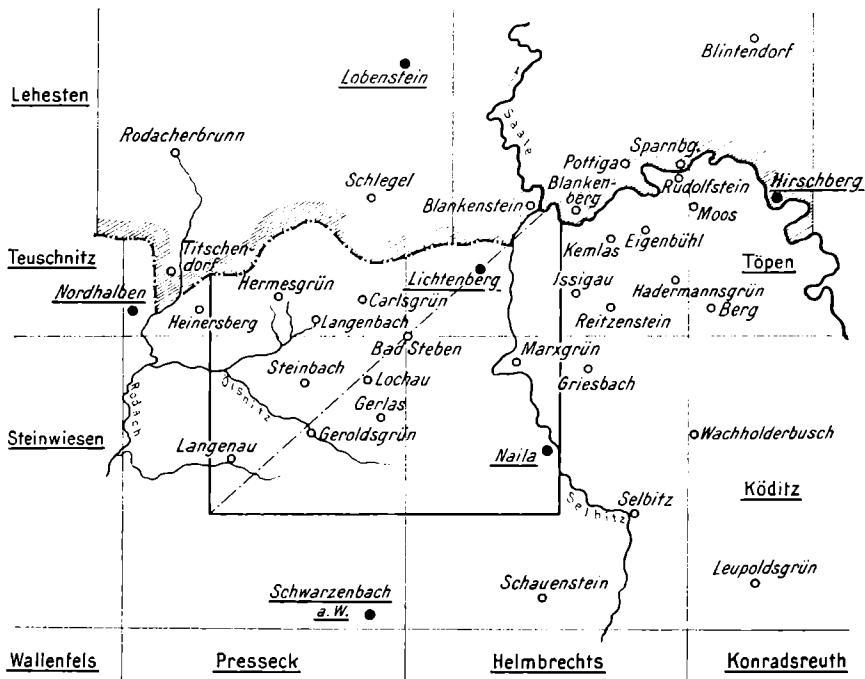
Dr. Karl Walther,

Privatdozenten in Jena.

Mit einer geologischen Karte, zwei Tafeln (III—IV) und fünf Textfiguren.

A. Allgemeines, Oberflächengestaltung und Entwässerung.

Die vorliegende Karte wurde gewonnen aus der Vereinigung der vier bayerischen Meßtischblätter (Topographische Karte 1 : 25 000) Nordhalben, Lichtenberg, Schwarzenbach a. W. und Naila, derart, daß nach ihrem Zusammenstoßen der Ort Bad Steben in der Mitte des Blattes gelegen ist (s. den stark umrandeten Teil der Skizze Fig. 1, die auch den Anschluß an die preußische Aufnahme darstellt). Der Nordrand unseres Blattes wird durch die bayerische Landesgrenze gebildet (in der Skizze schraffiert)



Figur 1.

nach Osten ragt es nur 1—2 km über die Selbitz hinüber, während nach Süden und Westen eine deutliche topographische Begrenzung fehlt, die jedoch auf der geologischen Darstellung ersetzt wird durch einen breiten Rand culmischer Gesteine.

Wie noch zu zeigen sein wird, ist der geologische Anschluß an die seit einigen Jahren aufgenommenen, aber noch nicht erschienenen Blätter der preußischen geologischen Landesaufnahme vollkommen. Das bayerische Gebiet wurde bekanntlich bereits in den siebziger Jahren des vorigen Jahrhunderts durch C. W. v. GÜMBEL aufgenommen¹⁾ und das vorliegende Blatt stellt so die Neuaufnahme eines Ausschnittes des Blattes Münchberg dar. Dieses wird in seiner südöstlichen Hälfte vom Fichtelgebirge eingenommen, dem sich nordwestlich der Saale der Frankenwald anschließt. Während jenes durch das Vorkommen zahlreicher großer Granitstöcke auf der Karte leicht kenntlich ist, wird dieser von den kristallinen Schiefen des sogen. Münchberger Gneißmassivs und paläozoischen Sedimenten gebildet.²⁾ Der Kamm des Gebirges — soweit dieser Ausdruck angebracht ist —, dem bis Rodacherbrunn (s. Fig. 1) der Rennsteig folgt, biegt in der Nähe dieses Ortes aus der nordwestlichen in eine nordnordwestliche Richtung um³⁾ und betritt am Nordrande unseres Blattes an der Wasserscheide zwischen Fränkischer und Thüringischer Muschwitz unser Gebiet. Die Höhe des Gebirges beträgt hier durchschnittlich 700 m über N.N.; der Streifen von Höhen, die sich aus dem welligen Gelände erheben, verläuft zunächst in der Richtung NNW-SSO ungefähr in der Linie Knöcklein—Schwedenwacht bei Langenbach und Friedelhöhe südöstlich davon. In der Nähe des Punktes 659,6 an der Straße Steinbach—Obersteben wird wieder die südöstliche Richtung aufgenommen und über Hagenbühl, Hirschberglein und dem höchsten Punkt der Straße zwischen Geroldsgrün und Gerlas beibehalten. Der Kamm erreicht schließlich im Spitzberg bei Dürrenberg mit 729 m seine größte Erhebung. In die südliche Fortsetzung, außerhalb unserer Karte, fällt schließlich die bedeutendste Höhe des Frankenwaldes, der Döbraberg bei Schwarzenbach a. W. (795 m). Tektonisch ist unser Gebiet insofern besonders interessant, als in dasselbe die Ausläufer der großen Querstörung Gräfenthal—Probstzella—Lobenstein („Frankenwälder Hauptquersattel“ E. ZIMMERMANN⁴⁾) fallen, eines für den geologischen Bau des ostthüringisch-oberfränkischen Schiefergebirges wichtigen Elementes. Hiervon wird weiter unten die Rede sein. Deutlich spiegelt die Oberflächengestaltung unseres Gebietes den geologischen Bau wieder. Die Formationen, welche sich in konzentrischen Bändern den tiefsilurischen Phykodenschichten bei Unterzeitelwaidt und am Lerchenhügel östlich davon anschmiegen, liefern durchaus verschiedene landschaftliche Formen. Das Silur markiert sich hierbei wenig, nur der ziemlich mächtige Obere Quarzit (π_2) ergibt infolge seines größeren Widerstandes gegenüber der Abtragung eine Erhebung in dem welligen Gelände, den Rumpelbühl nördlich von Bad Steben. Mit dem Mitteldevon⁵⁾ („Thüringischem Unterdevon“), das außer leicht verwitterbaren Sedimenten zum großen Teil aus körnigen, meist tiefgründig verwitterten Intrusivdiabasen be-

¹⁾ Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges etc. 1879. Ohne die Verdienste GÜMBELS auch nur im mindesten schmälern zu wollen, muß doch gesagt werden, daß, wenn man die Karte nachprüft, sie sich öfters als nicht ganz genau, stellenweise sogar auch als unrichtig erweist. Viel trägt hierzu allerdings der ungenügende Maßstab der Karte bei.

²⁾ Vielfach findet man die unrichtige Angabe: Bad Steben im Fichtelgebirge. Dieses liegt jedoch 20—30 km entfernt.

³⁾ Siehe die gute „Handkarte von Thüringen“ in 1:250 000 (physik. Ausgabe) aus dem Verlage von J. Perthes in Gotha.

⁴⁾ (1) Zur Geologie und besonders zur Tektonik des vogtländisch-ostthüring. Schiefergebirges. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 54, 1902, S. 336 und (2) „Zur Kenntnis und Erkenntnis der metamorphischen Gebiete von Blatt Hirschberg und Gefell“. Jahrb. d. Preuß. Geol. Land.-Anst. 1902, S. 372.

⁵⁾ K. WALTHER, N. Jb. f. M. B. B. XXIV, S. 221.

steht, folgt dann ein Band, das sich im allgemeinen durch Eintönigkeit der Oberflächenformen kennzeichnet.

Ganz anders dagegen das Oberdevon, in welchem neben Deckendiabasen Breccien und Tuffe die Hauptrolle spielen. Ein breites landschaftlich außerordentlich anziehendes Band mit zum Teil bedeutenden Höhen zieht sich so von der Nordostecke unseres Blattes nach SW, behält diese Richtung bis ungefähr Geroldsgrün bei, wendet sich dann nach NW und schließlich, in der Gegend des Langenbaches, nach NNW. Diesem Bande gehören die vielbesuchten romantischen, reich gegliederten Felspartien des tiefeingeschnittenen Selbitz (Höllens-) Tales an, weiterhin kleinere, aber immer stark zerrissene Felsmassen, wie der Galgenberg südlich Lichtenberg, die Sachsenruhe bei Bad Steben, der Hohe Bühl und der Mühlberg bei Thierbach, das Hirschberglein bei Geroldsgrün, dann aber besonders das mit dem Höllental an Schönheit wetteifernde Dürrenwaider- (Ölsnitz-) Tal. Ebenso sind das Langenbachtal, sowie dessen nach Hermesgrün führender Seitenast durch reiche Gliederung und anziehende Formen ausgezeichnet. Auch außerhalb dieses Hauptzuges tritt das Oberdevon stets durch felsige Massen hervor, so bei Gerlas und besonders am Burgstein, östlich von Langenau. Dagegen ist bei Naila die Abtragung und Verwitterung der Gesteine zu intensiv und die oberdevonischen Breccien treten infolgedessen nur schwach (westlich Martinsberg) hervor. Die Waldungen, welche die in Rede stehenden Schichten bedecken, bilden nur ausnahmsweise größere Komplexe; charakteristisch sind kleine Bestände, welche sich an die Felspartien halten (z. B. am Galgenberg, Lerchenhügel bei Thierbach, bei Gerlas, am Hagenbühl bei Steinbach u. s. w.), während die Zwischenflächen, zumal dort, wo in den Tuffen größere Einsprenglinge schwerer verwitterbarer dichter Diabase fehlen, z. B. am Langen-Bühl, Felder- und Wiesenflächen sich einschalten. Im Gegensatze hierzu sind die Culmgebiete mit ausgedehnten zusammenhängenden Forsten (vereinzelt sogar Laubwald) bedeckt, die Oberflächenformen werden gerundeter und milder als die in den vom Oberdevon gebildeten Teilen, zusammenhängend mit dem Auftreten großer Massen von leicht verwitterbaren Sandsteinen. Die Talformen sind in den Gebieten des Culms sanfter als im Oberdevon, wofür das Ölsnitztal unterhalb Dürrenwaid und das Froschbachtal südlich vom Mühlberg gute Beispiele sind. Vielfach werden sogar in den höheren Teilen die Talformen monoton, eine Erscheinung, die in den ausgedehnten Frankenhäuser Culmgebieten überall zu beobachten ist.

Die Entwässerung unseres Gebietes geschieht entsprechend seiner Lage auf der Wasserscheide des Gebirges nach zwei Seiten hin, zur Elbe und zum Rhein. Jener sind die Saale in der Nordostecke unseres Blattes mit der Selbitz tributär, diesem durch Main und Rodach die Ölsnitz und der Langenau-Bach. Das Selbitztal ist ein typisches schmales und tiefeingeschnittenes Quertal, während seine Seitenäste, Culmitz-, Froschbach- mit Loh- und Thierbachtal, sowie Stebenbach und Lichtenberger Lohbachtal teils Quer-, teils Längstäler sind. Die letztgenannten, dem Streichen der Schichten folgenden liefern gern flache und breite Einsenkungen. Dem lieblichen Quertal der thüringischen Muschwitz folgt die Landesgrenze gegen die reußischen Gebiete.

Der Abfluß in den höheren Teilen des Talsystems der Saale ist verhältnismäßig schwach, doch ist das Gefälle vielfach nicht so gering, daß die starke Versumpfung der oberen und mittleren Taläste allein hierauf zurückzuführen wäre. Es scheint mir vielmehr hieran ein Mangel an Kultivierung schuld zu sein. Mit verhältnismäßig geringer Mühe würden sich ausgedehnte, jetzt mit sumpfigen Gras-

flächen bedeckte Teile durch eine entsprechende Drainage, wenn nicht in Ackerland, so doch in nutzbare Wiesen umwandeln lassen.

Das dem Selbitztal an Bedeutung ungefähr entsprechende, dem Main zugehörige Talsystem ist das der Rodach (s. Fig. 1), dem außerhalb unseres Gebietes die Seitenzweige der fränkischen Muschwitz, der wasserreichen Ölsnitz und des Langenaubaches zufließen. Am Südrande unseres Blattes längs der Straße nach Wallenfels werden schließlich noch die obersten Zweige der Lamitz sichtbar, welche in die am Döbraberger entspringende Wilde Rodach fließt.

Bei der hohen Lage unseres Gebietes ist naturgemäß das Maß von Abtragung und in die Tiefe gehender Verwitterung der Gesteine sehr bedeutend.¹⁾ Wenn dazu noch an vielen Stellen eine mangelhafte Entwässerung und infolgedessen Bedeckung mit ausgedehnten sumpfigen Grasflächen kommt, so kann man sich vorstellen, daß die Aufschlüsse großenteils sehr mangelhaft sind, eine Erscheinung, die dem ganzen ostthüringisch-vogtländisch-frankenwälder Faltenhorste eigentümlich ist. Zu diesen die Kartierung erschwerenden Umständen treten nun noch andere hinzu, die im Gesteinsmaterial selbst begründet liegen. Zunächst ist hier zu nennen die große Fossilarmut der Schichten, die eine paläontologische Bestimmung derselben unmöglich macht. Glücklicherweise sind — wie schon mehrfach anderwärts betont — gewisse an sich zum Teil unbedeutende petrographische Verschiedenheiten durch das ganze Gebirge so konstant entwickelt, daß nach ihnen mit Sicherheit das geologische Alter der betreffenden Schichten festgestellt werden kann. Allerdings ändert sich dieses gegen den Rand des sogen. Münchberger Gneißmassivs dahin, daß eine große Eintönigkeit der Sedimente eintritt, wodurch z. B. die devonischen Bildungen petrographisch einander so ähnlich werden, daß man sie kaum mehr voneinander unterscheiden kann. Der Beginn dieser Erscheinung ist schon in unserem Gebiete zu beobachten. Weiterhin wird die Kartierung speziell des Devons, aber auch zum Teil des Silurs dadurch noch erschwert, daß große Teile dieser Formationen durch diabasische Massen gebildet werden oder solche Gesteine, die aus der unmittelbaren Aufarbeitung derselben entstanden und häufig kaum von jenen zu trennen sind. Ferner ist hier noch zu nennen die große Gleichförmigkeit der culmischen Bildungen, der es zuzuschreiben ist, daß an eine Feststellung der Tektonik in den weiten von der genannten Formation bedeckten Gebieten nicht zu denken ist. Schließlich sei noch erwähnt, daß die topographische Unterlage, gerade was die Verzeichnung von Steinbrüchen, Gruben u. s. w. — selbst wo solche seit längerer Zeit bestehen — öfters sich nicht ganz zutreffend erweist. Speziell machte sich dies bei der Eintragung von Erzgängen u. s. w. bemerkbar.

B. Geologischer Aufbau.

An dem geologischen Aufbau der Umgebung von Bad Steben beteiligen sich folgende Formationen:

- a) Paläozoische Formationen und deren vulkanische Gebilde.
 - I. Das Silur inkl. „Cambrium“,
 - II. das Devon,
 - III. der Culm.

¹⁾ Am Preußenbühl NO von Marxgrün ist der Diabas so tiefgründig zersetzt, daß er zur Ziegelfabrikation zu benutzen ist.

- b) Quartäre Formationen.
 IV. Das Diluvium,
 V. das Alluvium.

a) Paläozoische Formationen und deren vulkanische Gebilde.

I. Das Silur.

1. Das Untersilur (s_1).

Die ältesten im vorliegenden Gebiete vorkommenden Schichten gehören der Phykodenzzone des Untersilurs an¹⁾ (s_1 cb). Hierfür ist das Vorkommen von *Phycodes circinnatum* BRON., jenes bekannten problematischen Gebildes, am Lerchenhügel bei Lichtenberg beweisend. Der Horizont baut sich aus grünlich-grauen metamorphen Schieferen auf, die durch Einschaltung quarzitischer Lagen ein gebändertes Aussehen erhalten und meist stark quarzdurchtrümmert sind. Auch beobachtet man häufig eine starke Faltung der einzelnen Stücke sowie eine Verquarzung einzelner Partien.

An die Phykodenschichten schließt sich das weitere Untersilur an und zwar in vollkommener Entwicklung. Man unterscheidet im wesentlichen nach petrographischen Verhältnissen folgende Stufen:

- a) die Stufe der unteren Schiefer ($s_1 \alpha$),
- b) die Stufe des oberen Quarzits und Thuringits (π_2 und oo),
- c) die Stufe der oberen Schiefer ($s_1 \beta$).

Das Liegende der unteren Schiefer, der untere Quarzit und Thuringit (bekannt durch das von GÜMDEL erwähnte vereinzelte Vorkommen von Orthidenresten im Leuchtholz bei Isaar) hat sich in unserem Gebiete nicht gefunden. Auf die Phykodenschichten folgt unmittelbar

a) die Stufe der unteren Schiefer ($s_1 \alpha$). Die hierher gehörigen Sedimente zeichnen sich im allgemeinen durch Ebenföchigkeit und gute Spaltbarkeit aus. Das Gestein ist ein feinkörniger milder glimmerarmer und deshalb matter Tonschiefer von schwarzer bis schieferblauer Farbe. Ein derartig feines Korn und eine zu vollkommener Schichtung hinzutretende Schieferung, wie sie im östlichen Thüringen an einzelnen Stellen zu beobachten ist und die Verwendung des Gesteins zur Griffelfabrikation gestattet, ist im vorliegenden Gebiete wie auch weiter gegen den Rand des Münchberger Massivs zu nirgends vorhanden. Innerhalb des Lichtenberger Vorkommens ist der untere Schiefer am Rumpelbühl in Lesesteinen zu beobachten, anstehend ist er gut aufgeschlossen in der durch Einschnitte föhrenden Weggabelung südlich des „L“ vom Worte Lichtenberg. Offenbar liegen hier Schichten vor, welche zu der Phykodenzzone unmittelbar überleiten. Sie haben zum Teil mit den Gesteinen dieser Abteilung den sandig-quarzitischen Charakter gemeinsam, unterscheiden sich jedoch von ihnen durch größere Ebenföchigkeit und im allgemeinen dunklere Farben. Auch föhren sie an einzelnen Stellen jene algenartigen rostgelben Gebilde wie sie u. a. ZIMMERMANN (1)²⁾ S. 343 und E. WEISE (Erläut. zu Blatt Plauen-Pausa S. 6) als charakteristisch für die vorliegende Stufe beschrieben haben.

b) Die Stufe des oberen Quarzits (π_2) wird nördlich von Bad Steben eingeleitet durch Einschaltung des oberen Thuringithorizontes (oo), der hier aus

¹⁾ K. WALTHER l. c. S. 314.

²⁾ Siehe Anmerkung 4 auf S. 146.

einem stark glimmerhaltigen feinkörnigen Quarzit besteht. Das hohe spezifische Gewicht und die rötliche Färbung des Gesteins deuten an sich schon auf den Gehalt an Magneteisen hin. In der Tat ist das Gestein gespickt mit sehr vielen Körnchen dieses Minerals.

In ziemlich großer Verbreitung findet sich sodann der eigentliche obere Quarzit in dem Lichtenberger Komplex und ist dort am Rumpelbühl gut aufgeschlossen. Es ist ein gelblich-graues, zum Teil massiges, zum Teil dickblättrig-schaliges Gestein, stets reich an feinen Glimmerblättchen, aber arm an tonigen Zwischenlagen. Es liefert einen äußerst steinigen Boden. Durch Zurücktreten der quarzitischen Lagen entwickelt sich aus dem Quarzit

c) die Stufe der oberen Schiefer ($s_1\beta$). Auch die Gesteine dieser Abteilung legen sich gleichmäßig dem Lichtenberger tiefen Untersilur an, erscheinen aber infolge eines Einbruches jüngerer Schichten (s. unten) noch einmal westlich davon zwischen Carlsgrün und dem Stebener Kurpark. Hier — an den etwas eingeschnittenen Wegen, die von dem kleinen Teiche in dem neueren Teile des Parkes nördlich der Ober-Stebener Straße zum Heideholz führen — ist das Gestein am besten aufgeschlossen, wenngleich in stark verwittertem Zustande. Es sind bläulich-weißlich-graue blättrige sandige Tonschiefer, die sich beim Verwittern mit gelblichen und schmutzig-braunen Häutchen überziehen. Sie unterscheiden sich von den Vertretern der unteren Abteilung sofort durch den großen Gehalt an Glimmerblättchen, die das ganze Gestein durchsetzen, sowie an kleinen kornartigen Einschlüssen. Von organischen Resten wurde nichts beobachtet.

Was nun die im Silur auftretenden Eruptivgesteine anlangt, so gehört hierher der durch GÜMBEL¹⁾ bereits ausführlich beschriebene „Proterobas von der Buttermühle“ auf der reußischen Seite der Thüringischen Muschwitz an der Straße von Lichtenberg nach Schlegel (s. die Karte). Weiter sind zu diesem porphyrischen Diabas noch verschiedene stock- und gangförmige Vorkommen in dem benachbarten Gebiete zu stellen. Gute Aufschlüsse finden sich besonders im Wilden Hölzle nördlich von Lichtenberg. Hier tritt das Gestein in Felsen zutage, die von gelbgrünen Bändern epidotischer Verwitterungsmassen durchzogen werden. Das Gestein besteht, wie schon makroskopisch zu erkennen ist, aus großen weißen und gelblich-weißen Feldspäten in einer lauchgrünen, von Hornblende mit eingestreuten Körnchen von Magnet- und Titaneisen gebildeten Grundmasse. Es entspricht u. a. völlig dem porphyrischen Proterobas von Bühl bei Seubtendorf (Bl. Hirschberg).²⁾

2. Das Obersilur.

Das Obersilur zerfällt im vorliegenden Gebiete wie in den thüringisch-voigtländischen Teilen in drei Abteilungen, den unteren Graptolithenschiefer, den Ockerkalk und den oberen Graptolithenschiefer.

a) Der untere Graptolithenschiefer (s_2). Dieser Horizont wird ausschließlich aus Kieselschiefern gebildet, welche vermöge ihres Widerstandes gegenüber dem Verwitterungsvorgang allenthalben heraustreten. Neben den schwarzen scharfkantig- und splitterigspaltenden und stets stark quarzdurchtrümmerten finden sich auch stark kohlige tiefschwarze weichere Lagen. Bei der Verwitterung bleicht das Gestein aus, es wird fast weiß und überzieht sich zum Teil mit einer braunen eisenhaltigen Haut. Außerhalb unseres Gebietes sieht man an guten Aufschlüssen häufig, daß

¹⁾ a. a. O. S. 204.

²⁾ ZIMMERMANN (1, loc. cit. diese Abb. S. 146 Anm. 4) S. 348.

die Kieselschiefer durch ihren verhältnismäßig geringen Widerstand gegenüber der Schichtenfaltung¹⁾ stark gefaltet und ineinander gepreßt sind. Dieser Vorgang verrät sich auch bei uns häufig in der Beschaffenheit der Schichtoberfläche an den blätterigen Zwischenlagen zwischen den eigentlichen Kieselschieferlagen, indem jene ein glänzendes spiegelartiges Aussehen bekommen.

Die besten Aufschlüsse des vorliegenden Horizontes befinden sich an der Nordwestecke des Heideholzes sowie am Hohlwege von Bad Steben nach Unterzeitelwaidt. Am letztgenannten Platze finden sich nicht selten Graptolithenreste (*Monograptus* sp.).

b) Der Ockerkalk ($s_3\alpha$), der auf dem Blatte Hirschberg noch ziemlich verbreitet ist, findet sich in unserem Gebiete nur ganz schwach entwickelt in unmittelbarem Anschluß an den unteren Graptolithenschiefer. Das einzige Vorkommen liegt an einem wenig eingeschnittenen Wege, der vom Gasthaus Friedrich Wilhelmstollen nach Lichtenberg hinaufführt (s. die geol. Karte). GÜMBEL (a. a. O. S. 456) erwähnt, daß der Horizont auch bei Mordlau durch den Bergbau aufgeschlossen sei. Zu Tage ist nichts davon zu beobachten, doch findet sich das Gestein auf den Halden bei dem genannten Gehöfte. Das lokale Vorkommen des Ockerkalkes dürfte einerseits auf Verdrückungen zurückzuführen sein, andererseits sich erklären lassen teils aus ursprünglichen Absatzverhältnissen (s. unten) dieses Flaserkalkes, teils aus Abtragungen, die zur Festlandszeit des Unterdevons erfolgten (K. WALTHER a. a. O. S. 257). Das Gestein am genannten Punkte ist ein schwach kalkflaseriger Schiefer. Der Kalk besitzt zum Unterschiede gegen den des liegenden Mitteldevons eine graublauere Farbe.

c) Der obere Graptolithenschiefer ($s_3\beta$) hat eine noch geringere Verbreitung als der Ockerkalk und findet sich als kleines inselförmiges Vorkommen am genannten Wege von Steben nach Unterzeitelwaidt. Er ist hier gut aufgeschlossen und petrographisch so entwickelt wie im ganzen ostthüringischen Gebiete. Das Gestein ist ein blätteriger ebenflächiger kieselig Alaunschiefer, der, ursprünglich schwarz, bei der Verwitterung hellrötlichgrau ausbleicht.

Er führt zahlreiche Formen von geraden Monograptiden. Bemerkenswert ist das Vorkommen eines nicht näher bestimmbareren Vertreters der Gattung *Cyrtograptus* (vgl. ROEMER-FRECH *Lethaea palaeozoica* S. 650). Die wenig gut erhaltene Form ist dadurch ausgezeichnet, daß die Nebenzweige an Größe sehr verschieden sind. Es ist allerdings möglich, daß dies lediglich eine Druckerscheinung ist.²⁾

Auch im Obersilur finden sich, dasselbe teilweise ersetzend, körnige Diabase. Sie sind den devonischen, weiter unten zu beschreibenden ganz analog ausgebildet und stets stark zersetzt. Diese unterscheiden sich jedoch dadurch von den älteren, daß sie gern eine charakteristische kugelig-schalige Absonderung zeigen. Am Wege Steben—Unterzeitelwaidt ist dieser Unterschied gut zu beobachten.

II. Das Devon.

Wie schon früher vermutet war und von mir neuerdings a. a. O. eingehend nachzuweisen versucht wurde, fehlt im ganzen thüringisch-voigtländisch-fränkischen

¹⁾ K. WALTHER, a. a. O. S. 242, Fußnote 3.

²⁾ GÜMBEL führt l. c. S. 460 *Cyrtogr.* aff. *Murchisoni* CARR. aus $s_3\beta$ von Lippelsdorf bei Gräfenthal an. — Herr R. EISEL in Gera, der beste Kenner thüringischer Graptolithen, teilte mir in dankenswerter Weise mit, daß das vorliegende Stück sehr ähnlich einem Exemplar sei, das Prof. TÖRNQUIST aus Lund bei Gräfenwarth SW von Schleiz gefunden und als *Cyrtograptus radians* beschrieben habe (Geolog. Forhandlingar; Stockholm 1887).

Gebiete das Unterdevon; das Meer hatte sich zurückgezogen (s. WALTHER a. a. O., S. 257) und drang erst zu Beginn des Mitteldevons wieder vor, indem es dabei über die älteren Sedimente mehr oder weniger übergriff. Das Devon gliedert sich demgemäß in Mittel- und Oberdevon.

1. Das Mitteldevon (tm).

Diese Abteilung zerfällt in ihrem gesamten Verbreitungsgebiete in zwei sehr ungleichwertige, mehr oder weniger nur facieell verschiedene Glieder, den Knollenschiefer und die eigentlichen Styliolinen- und Nereitenschichten (K. WALTHER l. c. S. 271). Zum größeren Teile wird es jedoch durch körnige Diabase vertreten. Die liegendsten Schichten sind, wie am genannten Wege bei Steben zu sehen ist, auch hier, abgesehen von diabasischen Massen, graptolithenschieferähnliche schwarze und ausbleichende blätterige Sedimente, die jedoch einen mehr sandigen Charakter haben und im allgemeinen weniger ebenflächig als die älteren ähnlichen Bildungen sind.

Es folgt darauf an dem eben genannten Wege nach abermaliger Diabaseinschaltung der Kalk-Knollenschiefer (tnk). Das Gestein war an einer einzigen Stelle nur vorübergehend zu beobachten. Die äußerst mürbe erdige Beschaffenheit des echten, aber nicht näher bestimmbarer Tentakuliten führenden Gesteins deutet auf einen ehemaligen schwachen Kalkgehalt hin, der längst ausgelaugt worden ist. Besser ausgebildet ist der Horizont an den beiden anderen Stellen, südlich des „O“ vom Worte Obersteben und am Ostabhange der Friedelhöhe.

An der erstgenannten Lokalität läßt sich, wenn man von S kommt, der allmähliche Übergang der Styliolinen-schichten in den Knollenschiefer gut verfolgen und hie und da kann man in diesem auch noch charakteristische hellgrau gefärbte Kalklinsen finden. Die Ausbildung des Horizontes ist hier wie in der ganzen Gegend diejenige der östlichen Facies (K. WALTHER l. c. S. 263)¹⁾. Ziemlich gut aufgeschlossen ist schließlich der Knollenschiefer an der Friedelhöhe.

Es folgen nun die eigentlichen Styliolinen- und Nereitenschichten (tmt) die fast an allen Stellen, besonders aber an den Wegen von Steben nach Geroldgrün und Schafhof Styliolinen, besonders *Styliola laevis* RICHT. führen. Weitere Fossilien konnte ich nicht feststellen. Dagegen sind Nereiten, jene problematischen wurmähnlichen Gebilde, an einigen Stellen, z. B. an der Schwedenwacht bei Langenbach und an der Friedelhöhle südlich davon verbreitet. Gut aufgeschlossen sind die Schichten am Westabhange des Eichensteins gegen die Selbitz zu, an der Südwestecke des Stebener Kurparkes, am Höhenpunkte 661 nordwestlich von Obersteben, an der Schwedenwacht und anderwärts. Die Sedimente besitzen eine ziemlich kurz-klüftige Beschaffenheit, nur in der Nordostecke des Blattes bilden sich hie und da größere Tafeln, auf die, wie vielfach im östlichen Thüringerwalde, erfolglos Schürfe auf Dachschiefer angelegt worden sind. Das in Rede stehende Formationsglied setzt sich zusammen aus grünlich oder gelblich grauen wulstigen Tonschiefern, die einerseits namentlich bei der Verwitterung eine etwas sandigere Beschaffenheit annehmen, damit im Zusammenhange ebenflächiger werden und dann gern Styliolinen führen, andererseits zumal an den Stellen größerer Inanspruchnahme durch die Gebirgsfaltung in dünne glimmerreiche Platten und Linsen eines grau gefärbten, splitterig brechenden²⁾ Quarzits (Nereitenquarzit) übergehen. Wo dieser in der-

¹⁾ Ich beobachtete den Knollenschiefer auch noch bei Selbitz an der Straße von Naila nach Hof, ein Vorkommen, das GÜMBEL nicht erwähnt.

²⁾ Zu diesem rechne ich auch nach längerem Schwanken die scheidartig spaltenden blätterig-

beren Massen auftritt, liefert er bei der Verwitterung ein sehr charakteristisches mürbes, dunkelbraunes Gestein, das GÜMBEL als Döbrasandstein bezeichnete (so z. B. in der Nähe des Knollenschieferorkommens südlich von Obersteben).

Es ist mir wahrscheinlich, soweit man hierüber etwas Bestimmtes sagen kann, daß die Abteilung des Mitteldevons eingeleitet wird durch Lager körniger Diabase (s. das Profil auf der geolog. Karte), welche teilweise das Obersilur noch vertreten.

Es folgen dann sedimentäre mitteldevonische Bildungen und weiterhin abermals Diabas, welcher, da in ihn schon tiefoberdevonische Bildungen sich einschalten, zum Teil zu dieser Abteilung gehört. Kontaktwirkungen der Diabase wurden nirgends beobachtet.

Die Diabase des Mitteldevons, die sich in der zu beschreibenden Ausbildung auch im Silur und Oberdevon finden, treten sämtlich in der körnigen Ausbildung auf. Die Farbe der wenig verwitterten Gesteine ist blaugrau bis grau- und bräunlichgrün, bei weiter vorgeschrittener Verwitterung schmutziggrün bis braun. Zumeist herrscht eine typisch ophitische, hie und da schwach intersertale Struktur. Besonders charakteristisch diabasisch-körnig struiert ist das sehr grobkörnige Gestein, welches oberhalb der Selbitzmühle am linken Ufer der Selbitz ansteht und ein alt oberdevonisches („mitteldevonisches“) Alter haben dürfte (s. die geologische Karte). Durch den Bahnbau ist es gut aufgeschlossen. Unter dem Mikroskop erkennt man divergentstrahlig angeordnete dicksäulenförmige Plagioklase, deren Zwillingstreifung infolge starker Verwitterung des Minerals häufig nicht mehr zu erkennen ist. Der Augit füllt meist die Hohlräume aus, welche von den sich kreuzenden Plagioklasleisten gebildet werden. Hier wie bei dem S. 168 beschriebenen Gestein beobachtet man deutlich ein Weiterwachsen des Augits in den Plagioklas hinein. Der erstgenannte ist farblos bis schwach rötlichbraun, bei der Verwitterung bräunt er sich hie und da, womit stärkere Doppelbrechung verbunden zu sein scheint. Hiermit steht die Erscheinung im Zusammenhange, daß dort, wo der Augit infolge von Verwitterung sich zu einem Haufwerk kleiner Körner auflöst, diese lebhaftere Polarisationsfarben zeigen. Allenthalben findet sich das Mineral von zahlreichen Rissen und Sprüngen durchzogen. Zwillinge nach $\infty P \infty$ mit schmaler eingeschalteter Lamelle sind nicht selten. An vielen Stellen zeigt der Augit Übergänge in faserige chloritische Substanz, teils von den Rändern des betreffenden Kristalls aus, teils vom Inneren im Anschluß an Blätterdurchgänge. In größerer Menge tritt die chloritische Substanz flächenartig auf, mit unregelmäßiger Begrenzung ohne oder mit nur sehr schwachem Pleochroismus. Titaneisen, zum großen Teil in Leukoxen umgewandelt, ist sehr verbreitet.

Es seien hier noch einige Gesteine angeführt, die nach ihrem Vorkommen und nach ihrer feinkörnigen Beschaffenheit zu schließen, vermutlich zum Teil schon dem Oberdevon angehören, sich aber dem typischen Diabas auf das engste anschließen.

Ein bemerkenswertes Vorkommen ist das eines typischen Olivindiabases, einer Ausbildungsweise des Diabases, die im Frankenwalde sehr selten ist. Das Gestein tritt an der Höhe „Zimmerbühl“ westlich des Punktes 642,7 NO von Steinbach auf und ist durch Steinbruchbetrieb gut aufgeschlossen. Mit unbewaffnetem Auge beobachtet man in dem bläulichgrauen feinkörnigen Gesteine bis zu 8 mm dicke Einsprenglinge von Olivin mit typischer Maschenstruktur.

schaligen glimmerreichen Quarzitschiefer zwischen Mordlau und dem Pavillon im nördlichsten Teile des Stebener Kurparks (s. geologische Karte).

Unter dem Mikroskop kann man hier wie bei den folgenden Gesteinen alle Stadien der Umwandlung des Olivins in fast farblosen, gelblichen und bläulichgrünen Serpentin gut verfolgen. Völlig serpentinierten Olivinen stehen solche gegenüber, bei denen ein lebhaft polarisierender Kern noch auf Olivinsubstanz hindeutet. Die Umwandlung geht teils von den charakteristischen Sprüngen aus, teils folgt sie bestimmten Richtungen im Kristall. Im ersten Fall beobachtet man hier und da eine Ausfüllung der Sprünge durch Serpentinbänder, die im Innern bei + Nicols eine verworrene, aus kleinsten Körnern und Fasern bestehende Struktur besitzen, während die beiderseitigen Ränder durch je zwei schmale Bänder gebildet werden, von denen das äußere aus deutlich begrenzten feinen, senkrecht zur Längsrichtung des Sprunges stehenden Fasern, das innere im Übergang zur Struktur der Achse des Sprunges diesen Bau weniger deutlich zeigt. Derselbe Unterschied in der Struktur zwischen verworrenem und parallelfaserigem Serpentin fällt auch bei den nicht seltenen kugeligen Gebilden auf, die bei + Nicols das bekannte schwarze Kreuz zeigen.¹⁾

Im zweiten Falle erfolgt die Serpentinisierung in ihren Anfangsstadien längs zweier sich schneidender Spaltensysteme durch den ganzen Kristall hindurch. Diese sind derart angeordnet, daß der Olivinrest im Innern des Kristalls parallel mit ihnen auslöscht.²⁾

Auf den Sprüngen scheidet sich allenthalben reichlich Eisenerz in Körnern und staubförmigen Massen aus.

Bei dem in Rede stehenden Gesteine vom Zimmerbühl liegen die unregelmäßig begrenzten Olivinkörner in einer ungefähr zu gleichen Teilen von Feldspat und Augit gebildeten ophitisch struierten Grundmasse.

Macht das Vorkommen des eben geschilderten Gesteines ein tiefstoberdevonisches Alter wahrscheinlich, so ist das Auftreten eines ganz analog ausgebildeten Diabases in sicher oberdevonischen Diabastuffen und -Breccien wohl als die Folge einer Aufsattelung der Schichten anzusehen (s. das Profil auf der geol. Karte). Das Gestein ist infolge großer Mengen von serpentiniertem Olivin noch dunkler als das vorige und die Grundmasse, die durch viel Plagioklas nebst Augit gebildet wird, ist noch feinkörniger und erscheint infolgedessen zum Teil dunkel und durchsichtig.

Ein typischer Paläopikrit mit charakteristischer pockennarbiger Oberfläche findet sich ausschließlich bei Lochau, wo auf der GUMBELschen Karte „Leukophyr“ verzeichnet ist. Das frische Gestein besitzt eine schwarze Farbe und bedeckt sich mit einer rostbraunen Verwitterungsrinde, auf welcher sich die großen Olivinkristalle dunkel und die Augite als helle Flecken abheben. Unter dem Mikroskop beobachtet man eine aus faserigen serpentinigen Verwitterungsprodukten und kleinen Augitkörnern bestehende Grundmasse, der jedoch der Plagioklas fast vollständig mangelt. Als Einsprenglinge treten wieder große meist serpentinierte Olivine mit Maschenstruktur und größere Augitkörner auf. Kleine Serpentinphäroide, wie sie oben bereits angeführt wurden, finden sich nicht selten.

Diabase, Olivindiabase und Pikrite stellen also hier nahe miteinander verwandte Gesteine dar, ähnlich wie es E. WEISE aus der Gegend von Plauen beschrieben hat.⁴⁾

¹⁾ Vgl. R. BRAUNS n. Jb. f. Min. B. B. 5, S. 292.

²⁾ Vgl. R. BRAUNS Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch. 40, 1888, S. 467.

³⁾ An dem Wege, der durch das „I“ vom Worte „Hagenbühl“ führt.

⁴⁾ Erläuterungen zu Bl. Plauen-Pausa S. 25.

Besonders angeführt seien hier noch zwei Gesteine, die sich unter dem Mikroskop als Olivindiabase erweisen und die dadurch ausgezeichnet sind, daß der offenbar aus dem Olivin hervorgegangene Serpentin nicht nur in dem ganzen Gestein gleichmäßig verteilt ist, sondern daneben noch in schwarz erscheinenden sphärischen Bildungen allenthalben in demselben auftritt. Das eine dieser Gesteine findet sich zusammen mit dem auf S. 153 beschriebenen Olivindiabas am Wege von Steinbach nach Hirschberglein, das andere bildet ein winziges, auf der Karte nicht ausscheidbares Vorkommen dicht bei dem weiter unten zu erwähnenden Fossilfundpunkte im Längenbachtal unterhalb Mühlleiten (s. die geolog. Karte).

In dem erstgenannten Gestein erreichen die kugelig ellipsoidisch oder unregelmäßig flatschig gestalteten Serpentinaggregate zum Teil die Größe einer Bohne. Sie zeigen analog, wie oben bereits angeführt, einen aus einen oder mehreren Bändern gebildeten radiaifaserig struierten Rand, während das Innere aus kleinsten verworrenfaserigen Serpentinaggregaten besteht, die ihrerseits wieder sphärische Anordnung besitzen und das schwarze Kreuz zwischen gekreuzten Nicols aufweisen. Die feinkörnige Grundmasse besteht aus normal leistenförmigen Plagioklasen, eingeklemmten Augitkörnern und Eisenerz.

Vorzüglich zeigt schon makroskopisch das an zweiter Stelle genannte Gestein die Erscheinung, daß die hier nur wenig über mohnkorngroßen Serpentine sich zusammensetzen aus einer Anzahl winziger kugelig Gebilde. Die Oberfläche der glänzend schwarz erscheinenden Serpentin Körner ist eine grubig-warzige, brombeerähnliche und erinnert an die mancher Rogensteine des unteren Buntsandsteins. Vielfach sind die Serpentine herausgefallen und man beobachtet hie und da eine sekundäre Ausfüllung der Hohlräume durch kohlen sauren Kalk. Unter dem Mikroskop bietet sich (s. Tafel IV, Fig. 1) dem Auge eine typisch ophitisch struierte Grundmasse dar mit langleistenförmigen Feldspäten und seltenem Augit, die völlig durchzogen ist von Eisenerz in zierlichen Kristallaggregaten. Einzelne große Plagioklaskristalle treten als Einsprenglinge auf. Die Serpentine zeigen teilweise noch Reste der Kristallbegrenzung des ehemaligen Olivins. In diesem Falle sind wieder Rand und Inneres, wie oben geschildert, verschieden struiert. Meist ist jedoch der Rand zerstört und das Korn erscheint als aus vielen sphärolithischen Gebilden zusammengesetzt. Bei fortschreitender Verwitterung, die sich auch durch Bräunung der gelblich-grünen Masse und Ausscheidung von Eisenoxydhydrat verrät, scheiden sich zahllose, winzige lebhaft polarisierende Körner aus, die wohl als Leukoxen aufzufassen sind. Bemerkenswert ist die Erscheinung, daß die größeren Serpentin Körner verschiedentlich Stücke der Grundmasse eingeschlossen enthalten.

2. Das Oberdevon (to).

Das obere Mitteldevon ist in Ostthüringen und den angrenzenden Teilen mit Sicherheit nicht nachweisbar und es folgen auf die Styliolinen- und Nereiten-schichten sofort die Vertreter des ältesten Oberdevons.¹⁾ Diese Abteilung wurde im vorliegenden Gebiete in eine untere und eine obere Stufe gegliedert. Der paläontologische Nachweis,²⁾ daß hier Stufen vorliegen, die in der Tat mit der rheinischen Intumescens- und Clymenienstufe zu parallelisieren sind, ist allerdings noch zu erbringen. Das Hauptmerkmal des thüringischen Devons, seine Lücken-

¹⁾ K. WALTHER a. a. O. S. 256 und 320.

²⁾ Eine Neubearbeitung des gesamten thüringischen Goniatiten- und Clymenienmaterials in Hinsicht auf die Stratigraphie des Oberdevons ist sehr erwünscht.

haftigkeit, zeigt sich auch in unserem Gebiete und zwar in der nur ganz vereinzelt Vertretung des oberen Oberdevons. Die GÜMBELSche Karte ist in diesem Punkte sehr irreführend. Wie dieser Forscher, um einen Hiatus zwischen Ober-silur und Mitteldevon zu vermeiden, die in dem letztgenannten auftretenden Fossilien für unterdevonisch ansah, so glaubte er auch im Oberdevon eine offenbar vorhandene primäre Lücke vermeiden zu müssen und schied daher ganz unbestreitbare Culmschichten als Oberdevon („Cypridinschiefer“) aus, während er die sogen. Planschwitzer Tuffe (samt den dazu gehörigen mächtigen Breccien) ins Mitteldevon stellte. Es hat deshalb z. B. zwischen Geroldsgrün und Marxgrün (Bl. Münchberg) den Anschein, als ob zwischen „Schalstein“ und Culm normal das Oberdevon einlagere. In der Tat aber folgt auf den erstgenannten sofort der Culm und nur vereinzelt schalten sich Bildungen ein, die man als hochoberdevonisch ansprechen muß. Bei der in ihren Grundzügen einfachen Lagerung am Südostende des „ostthüringischen Hauptsattels“ — wo, wie gezeigt, eine gesetzmäßige Schichtenfolge sich an die Phykodenschichten westlich Lichtenberg anschließt — wäre es schwer zu erklären, wieso allein durchgehends das Oberdevon etwa infolge Verquetschung nicht zutage treten sollte. Man kann vielmehr behaupten, daß primäre Lücken im Absatze vorliegen. Um so eher erscheint dies mir glaubwürdig, wenn man an die petrographische Ausbildung des höheren Oberdevons in Ostthüringen denkt.

Für das gesamte Paläozoikum — Silur, Devon und Culm — dieser Gegenden ist eine petrographische Facies überaus charakteristisch, die sich in dieser Allgemeinheit in keinem der deutschen Mittelgebirge sonst findet, das ist die der Flaserschiefer und -kalke. Obersilurischer sogen. Ockerkalk, mitteldevonischer Knollenschiefer, die Intumescens-Kalke des älteren und die Clymenienkalke des jüngeren Oberdevons, sowie schließlich die Kalke des Culms im östlichen Frankenwalde — alle sind in ihrer Anlage Flaserschiefer und werden nur lokal zu kompakteren Kalkablagerungen. Dabei spiegelt das geologische Gesamtvorkommen einzelner dieser Schichtglieder, z. B. der Bildungen des Oberen Oberdevons und des Culms, gerade im östlichen Frankenwalde (fälschlich „Fichtelgebirge“) die Entstehungsweise dieser Flaserschiefer wieder. Die lokal in das Streichen des betreffenden Formationsglieders eingelagerten Kalkmassen¹⁾ des geologischen Kartenbildes entsprechen so den kleinen Kalkknoten, welche augengneisartig den Schiefer ausbauchen, im petrographischen Bilde. Auch im Vorkommen der Fossilien besteht diese Analogie: der Gehalt an tierischen Resten, z. B. des gesamten höheren Oberdevons, ist an die Kalkeinschaltungen geknüpft und im Gestein selbst führen im wesentlichen nur die Kalkknollen Fossilien, während der Schiefer selbst gewöhnlich davon frei ist. Das Vorkommen des Kalkes ist also von tierischen Lebewesen abhängig,²⁾ wo sie fehlen, wie z. B. im Culm des westlichen Frankenwaldes, da sind Kalke nicht entwickelt, während sie im Osten auftreten und die facielle Ausbildung von Kohlenkalk bedingen.

Das eben Gesagte möge die Art des Auftretens der höheren Oberdevonstufe in unserer Gegend erläutern.

Der paläontologische Nachweis, daß durch die Diabastuffe und -breccien allein — wie ich annehme — das untere Oberdevon vertreten wird, dürfte bei der großen

¹⁾ Vgl. E. KAYSER, Lehrbuch der Formationskunde, 2. Aufl. 1902, S. 133.

²⁾ K. WALTHER l. c. S. 249.

Fossilarmut dieser Abteilung kaum jemals zu erbringen sein. Es ist jedoch gewiß berechtigt, die Grenze zwischen älterem und jüngerem Oberdevon dort zu ziehen, wo mit dem Übergange grob klastischer, zum Teil aus Eruptivmassen sich herleitender Bildungen in Tonschiefer mit Kalkvorkommen auch ein Wechsel der Tierwelt sich vollzieht und zahlreiche Cephalopoden an die Stelle von Korallen und Brachiopoden treten.¹⁾

Die untere Grenze des Oberdevons markiert sich auf dem kartierten Blatte sehr scharf durch die gleich zu schildernden t_0, t_1 -Sedimente. Danach folgen nun also der Komplex von Diabasen, Diabastuffen (Schalsteinen), -breccien und -konglomeraten, ferner lokal Tonschiefer und Kalke und schließlich die Culmformation. Der tektonische Bau der Schichten ist, wie schon erwähnt wurde und im einzelnen weiter unten noch zu zeigen sein wird, in seinen Grundlagen ein einfacher und die ganz vereinzelt in den sogen. Schalsteinen auftretenden Fossilien sprechen durchaus für ein devonisches Alter der genannten Bildungen. Es ist deshalb auch die Ansicht GÜMBELS (a. a. O. z. B. S. 398), daß ein Teil der Schalsteinbildungen, z. B. die des Höllentals, wegen der in ihnen aufsetzenden Erzgänge ein „kambrisch“-silurisches Alter besitzen, meines Erachtens durchaus von der Hand zu weisen.

Das liegendste Glied des Unteren Oberdevons (t_0, t_1) wird von den Gesteinen gebildet, die bislang auf den preußischen und sächsischen Karten als Mitteldevon bezeichnet wurden, sich aber durch ihre Fossilreste als älteres Oberdevon erweisen (s. S. 155, Anm. 1). Es sind zunächst matte, schwärzliche, hie und da stark weißlich ausbleichende blätterige Schiefer, die einesteils an die Graptolithenschiefer des Obersilurs erinnern, andererseits den Nereitonschichten bisweilen ähnlich werden, von denen sie sich jedoch durch das Fehlen der Quarzitlagen unterscheiden. Derartige Sedimente finden sich an der Westseite des einzelnen Häuserkomplexes am Nordrande von Lichtenberg, sowie besonders an der linken Seite des von hier zur Schlegeler Straße führenden Weges. In den meisten Fällen sind jedoch die Sedimente nicht so blätterig und dünn-schichtig, sondern massiger und besitzen bei großer Härte und feinem Korn splitterig-muscheligen Bruch, der ihnen ein kieselschiefer- oder adinolähnliches Aussehen verleiht.

Derartig unregelmäßig, auch griffelig und scheidartig zerfallende scharfkantige Gesteinsbrocken finden sich besonders in der Umgebung der Friedelhöhe. Diese Schichten von den nächst jüngeren auf der vorliegenden Karte zu trennen, wie es in den benachbarten reußischen Gebietsteilen durchgeführt ist, hielt ich nicht für angezeigt, da die jüngeren gleich zu schildernden Bildungen mit den etwas älteren in engem Zusammenhange stehen.²⁾ Die erstgenannten etwas jüngeren Absätze beginnen den petrographischen Charakter aufzuweisen, welcher der Hauptmasse der altoberdevonischen Gesteine so charakteristisch ist, den tuffigen. Es schalten sich allmählich nämlich in die schmutzig gelblich- und grünlich-braunen teils rauhen, teils auffallend wetzschieferähnlichen Absätze einzelne dünne Lagen grau-wackiger und tuffiger sehr mürber Schiefer, sowie diabasischer stark verquetschter Bestandteile ein, die an einzelnen Stellen in gröbere Bänke übergehen.

¹⁾ K. WALTHER l. c. S. 271. Die Clymenienkalke unserer Gegend setzen auf diese Weise die Bildung der Intumescenskalke in anderen Teilen fort, während die Iberger Facies, die in Ostthüringen petrographisch eine ausgesprochen klastische ist, an der Grenze des älteren gegen das jüngere Oberdevon ihr Ende findet.

²⁾ Am Wege Steben—Schafhof fand ich ein Gesteinsstück, das zu einem Teil aus dem geschilderten kiesigen Gestein, zum anderen aus einem tuffig-sandigen Schiefer gebildet war.

Während die erstgenannten Bildungen, die sich den dunkeln kieselschieferähnlichen Absätzen unmittelbar anschließen, am Südwestrande von Lichtenberg gut zu beobachten sind, finden sich die tuffigen Einlagerungen gut entwickelt an dem Wege oberhalb der Höllthal-Bahnstrecke am linken Selbitzufer, sowie an der Weggabelung genau nördlich des Punktes 642,7 zwischen Steinbach und Steben. Stets sind die in Rede stehenden Gesteine mehr oder weniger stark zu lederähnlichen, braunen, einen lettigen Boden liefernden Massen verwittert. Dieser Umstand, sowie die oft erwähnte allenthalben außerordentlich wechselnde petrographische Beschaffenheit des „Mitteldevons“ läßt diese Abteilung für den Eingeweihten zwar verhältnismäßig leicht erkennen, macht aber die Beschreibung zu einer schwierigen Aufgabe. Fossilreste konnten nirgends festgestellt werden, obgleich die petrographische Ausbildung der tuffigen Grauwacken an der genannten Weggabelung zwischen Steinach und Steben lebhaft an jene der Fossilfundpunkte bei Schleiz und Probstzella¹⁾ gemahnt.

Der Rest des unteren Oberdevons, das auf dem vorliegendem Blatte eine ganz außerordentliche Mächtigkeit bei großer Mannigfaltigkeit der Erscheinungsform erreicht, wird gebildet von Diabastuffen und -breccien, denen sich von vulkanischen Gesteinen Diabasmandelsteine, Aphanite sowie vereinzelt körnige Diabase zugesellen.

Die Diabastuffe und die Diabasbreccien (to,f) stehen in innigem Zusammenhange, so daß eine kartographische Trennung unmöglich ist. Während die Breccien infolge ihrer größeren Widerstandskraft gegenüber der Verwitterung zur Bildung der schon erwähnten grotesken Felsmassen in der Umgebung des Höllthals, am Mühlberg, Hirschberglein, Burgstein und im Dürrenwaider Tal Anlaß geben, sind die von den einschlußfreien bis -armen Tuffen gebildeten Geländeteile, wie besonders am Langenbühl NW Steinbach zu ersehen, durch wellige Formen und größere Fruchtbarkeit des Bodens ausgezeichnet, wodurch sie sich zur Anlage von Feldern geeignet machen.

Die Entstehungsweise aller dieser Bildungen²⁾ dürfte eine sehr verschiedenartige sein. Zeigen einerseits die allerdings sehr seltenen Fossilvorkommen, daß man es mit marinen Bildungen zu tun hat, so erinnert die Absonderungsform der Tuffe mehrfach daran, daß hier lediglich druckmetamorphe geschieferte Diabase vorliegen. Man beobachtet hier eine eigentümlich wulstig-säulenförmige Absonderung, die gewissermaßen zwischen der des Diabases und derjenigen eines Sedimentes steht. Sie ist gut zu erkennen in dem kleinen Steinbruche nordöstlich des Schwarzen Teiches an der reußischen Grenze, ferner am Knöcklein östlich davon, in der Weggabelung der Straße von Langenbach nach Nordhalben und der nach Rodacherbrunn, in einem Steinbruche zwischen Mühlleiten und Langenbach, am Langenbühl und am Westabhang des Hagenbühls bei Steinbach, an der Ostseite des Galgenberges bei Lichtenberg und an einigen Stellen im Höllenthal (s. Fig. 2). Es handelt sich hier um Ausbildungsweisen, die GÜMBELS „Hauptschalstein“ entsprechen und die sich auszeichnen durch mikroklastische bis dichte Struktur, wodurch häufig eine große Festigkeit erreicht wird, welche die Gesteine als Baumaterial Ver-

¹⁾ K. WALTHER a. a. O. S. 312. Am Wege Steinbach—Langenbach, dort wo derselbe aus seiner nordsüdlichen Richtung plötzlich in die ostwestliche umbiegt, fanden sich auch die für den in Rede stehenden Horizont so charakteristischen, ganz ebenso auch auf dem Blatte Probstzella (Leutenberg) verschiedentlich zu beobachtenden brotlaibähnlichen Linsen, die im Innern eine fein-tuffig-sandige Beschaffenheit besitzen und nach außen in das sie beherbergende Schiefermaterial übergehen.

²⁾ Auf ihre große Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung ist GÜMBEL a. a. O. S. 222 eingehend eingegangen.

wendung finden läßt. Die Farbe ist ein lichtiges bläuliches Grün; hie und da schließt das Gestein scharfkantige Brocken eines hornigen Schiefers ein, der an einzelnen Stellen (z. B. am Knöcklein) so häufig ist, daß der Hauptschalstein in

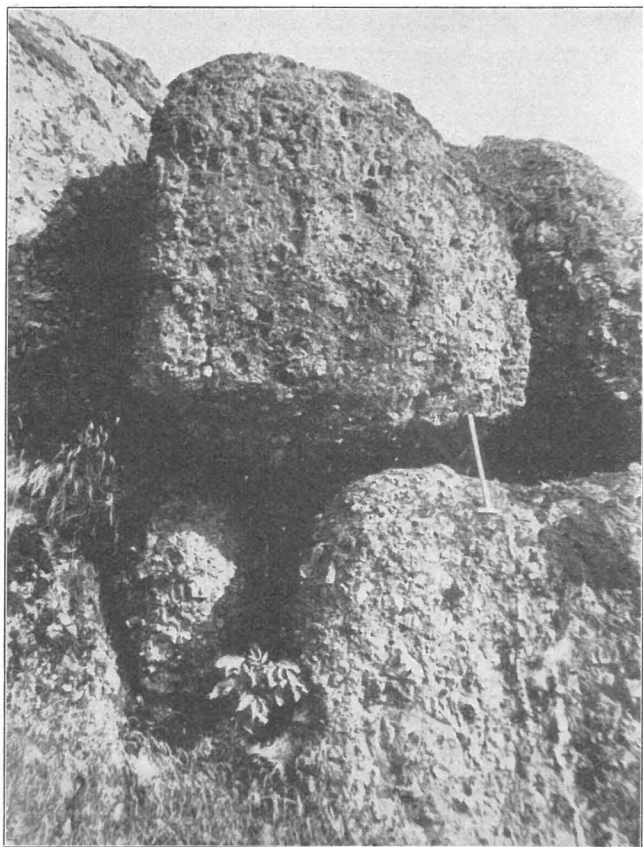


Figur 2.

Wulstig-säulenförmig abgesonderter Diabastuff. Höllental, in der Nähe der Säuerlinge.

Schalsteinbreccie übergeht. Das Korn dieser „Hauptschalsteine“ wird häufig so fein, daß die Unterscheidung von aphanitischen Diabasen sehr schwierig wird, zumal ja auch die chemische Zusammensetzung auffallend ähnlich ist. Das Gestein des Preußenbühls an der Straße nach Issigau, dessen chemische Zusammensetzung GÜMBEL l. c. S. 227 angibt, ist hierfür ein gutes Beispiel. So mag manches unter den dichten Diabasen des Höllthals von einem anderen mit demselben Rechte als dichter Schalstein bezeichnet werden. Ganz ähnliche Verhältnisse herrschen unterhalb Mühlleiten auf der rechten Talseite.

Häufig führen die in Rede stehenden Gesteine mehr oder weniger große Mengen von kohlenurem Kalk, der dieselben teils in kristallinen Körnern völlig imprägniert und ihnen ein gesprenkeltes Aussehen verleiht, teils als linsenförmige Nester sich einschaltet. Dieser „Kalkschalstein“ wird häufig, zumal bei Auslaugung der Kalkputzen, dem Diabasmandelstein so ähnlich, daß die Unterscheidung schwierig wird. Durch den angegebenen Vorgang entstehen schmutzig braune Massen, welche ein Erkennen der hie und da eingeschlossenen Fossilien unmöglich machen. GÜMBEL erwähnt a. a. O. S. 480 f. solche von der „Schloßhöhe zwischen Steben und Thier-



Figur 3.
Sackförmig abgesonderte Diabasbreccie. — Zwischen Steinbach
und Geroldgrün.

bach“ (Lerchenhügel auf unserer Karte), sowie vom Gevattergraben nordwestlich Steinbach. An der erstgenannten Stelle beherbergt das sandig-tuffig-brecciöse Gestein zahlreiche unbestimmbare Korallen- und Crinoidenreste sowie nicht selten Bruchstücke von *Atrypa reticularis* LIN. Im Gevattergraben sind die Aufschlüsse infolge Aufforstung so mangelhaft geworden, daß von den „tuffigen Sandsteinen mit Spiriferen“ leider nichts mehr zu finden war. Dagegen gelang es unterhalb Mühlleiten auf der rechten Talseite wenig oberhalb der Straße in einem sehr feinkörnigen, durchaus diabasähnlichen geschiefertem Gestein eine Stelle zu finden, an der das Gestein in einen Kalkflaser-Schiefer übergeht, der neben zweifelhaften Resten eines Ortho-

ceras sowie eines Goniatiten ein kleines Bruchstück einer Koralle sowie eines leider wenig gut erhaltenen Spiriferen einschloß.)

Durch Größenzunahme der Tuffbestandteile entsteht die Diabasbreccie, die in imposanten Felspartien im Hermesgrüner, Dürrenwaider, im oberen Langenauer Tal, am Mühlberg bei Thierbach²⁾ und besonders in der Umgebung des Höllenthalles auftritt. Allenthalben zeigt das Gestein die Neigung, sich in klotzigen, quaderigen bis sackförmigen und kugeligen Massen abzusondern, wie es in der Umgebung des eben geschilderten, an zweiter Stelle genannten Tales besonders in die Augen fällt (s. Textfigur 3). Schichtung ist nur vereinzelt vorhanden. Wie man schon aus der Abbildung ersehen kann, setzt sich das Gestein aus zahllosen, hellfarbigen, im allgemeinen bis faustgroß werdenden scharfkantigen Brocken zusammen, die fast

¹⁾ Ich bezeichne denselben als *Spirifer* cf. *multifidus* Scur. nom. (Spiriferen Deutschlands S. 69, Tafel VII, Fig. 7—9). Der Umriss der Dorsalschale ist querelliptisch, die größte Breite im Schloßrand gelegen. Die Wölbung der Schale ist vollkommen gleichmäßig, so daß der Sattel sich nicht heraushebt. Die ziemlich groben Rippen sind teilweise unregelmäßig gespalten.

²⁾ E. RIMANN (Beitrag zur Kenntnis der Diabase des Fichtelgeb., im bes. des Leukophyrs GÜMBELS, N. Jb. f. M. B. B. 23, S. 7) führt Deckendiabase u. a. vom „NW-Abhang des Spiegelwaldes gegen Bobengrün, Thierbach und Marxgrün“ an. Außer in unmittelbarer Nähe von Thierbach und in nordöstlicher Richtung davon ist mir nichts von Effusivdiabas dort bekannt.

ausschließlich aus aphanitischem Diabas bestehen. Daneben finden sich Bruchstücke von Mandelsteinen und körnigen Diabasen.¹⁾ Das tuffige Bindemittel tritt stark zurück und ist wenig widerstandsfähig. So einfach die Erkennung der Breccie ist, wenn sie in Felsmassen, die lange Zeit der Wirkung der Atmosphärien ausgesetzt sind,²⁾ dem Beschauer entgegentritt, so groß werden die Schwierigkeiten bei der Kartierung, wenn das Gestein sich aufgelöst hat und nach seinen Lesesteinen beurteilt werden muß. Auch hieraus erhellt also wieder, daß die kartographische Scheidung zwischen Breccie und dem an ihrem Aufbau in erster Linie beteiligten dichten Diabase notwendigerweise eine sehr unsichere ist.

Neben den eben angeführten Gesteinen, die man als Phanerobreccien bezeichnen könnte, finden sich an manchen Stellen solche Gesteine, deren einzelne Bruchstücke infolge sekundärer Verkittung oder großen Druckes sich derartig fest aneinander gepreßt haben, daß sie als einheitliche Masse erscheinen und infolge ihrer Dichte wiederum dem oberdevonischen Diabas ähnlich werden. Derartige Bildungen (Kryptobreccien) finden sich im Langenbachtal, besonders aber in der Umgebung des Punktes 576 NO Thierbach, sowie auf der linken Seite der Selbitz gegenüber Einsiedel.³⁾ Beim Anschlagen mit dem Hammer erhält man häufig keine sichere Auskunft und man tut am besten, den dicken Moosteppeich, der allenthalben, so auch an dem erstgenannten Punkte, die einzelnen Felspartien im Walde überkleidet, abzuheben. In den meisten Fällen erkennt man darauf die das Gestein zusammensetzenden Brocken. Die sekundäre Verkittung wird im allgemeinen durch ein eisenschüssiges Mittel erreicht, welches häufig so reich an Kieselsäure ist, daß ein förmliches Gitterwerk von Eisenkiesel das Gestein durchzieht.

In den hangendsten Schichten des unteren Oberdevons schalten sich, wie es unterhalb Langenbach andeutungsweise bereits vorkommt, linsenartig Kalkknotenschiefer ein (to₂k), über denen meist sofort der Culm folgt. Nur an einer Stelle, bei Horwagen, entwickelt sich um ein Kalklager noch ein Komplex von Schiefern, den wir samt jenem als das obere Oberdevon bezeichnen.

Das größte und wichtigste der älteren Kalkvorkommen ist das südwestlich von Naila gelegene. Es handelt sich hier um einen ausgesprochenen Flaserkalk, bei welchem der Kalk in zahllosen, aber höchstens faustgroßen Linsen auftritt und netzartig von der einförmig grauen Schiefermasse durchzogen wird. Das Gestein wurde früher auch gebrannt; heute ist der Abbau wenig lebhaft und liefert das Material zu Grenzsteinen und dergleichen. Fossilien kommen offenbar nicht vor oder sind wenigstens sehr selten.

Ähnlich der eben beschriebenen ist die Ausbildung des Kalkvorkommens, das sich oberhalb des Forsthauses Langenau findet und in einem früher betriebenen großen Steinbruche zutage tritt.⁴⁾ Das Gesteinsmaterial ist hier, da die Schiefermasse zurücktritt, technisch nicht ohne Wert. Interessant ist die Beobachtung, daß die wenig geneigten Schichten des Flaserkalks unmittelbar von Schiefer überlagert werden, die man nach ihrer petrographischen Beschaffenheit zum Culm rechnen

¹⁾ An einer einzigen Stelle, bei Bobengrün, fand sich ein leider nicht anstehender Block devonischer Breccie mit gerundeten granitischen Einschlüssen.

²⁾ Eine besonders stark verwitterte, kaum mehr als solche erkennbare Breccie findet sich in dem Bahneinschnitte auf der Westseite der Höhe 542 nördlich Marxgrün.

³⁾ Auch die gut aufgeschlossenen Felsen hinter dem alten Gasthaus Hölle bestehen aus derartig dichten Breccienmassen.

⁴⁾ Auf der Karte nicht vermerkt.

muß. Von Fossilien fand sich ein kleiner Zweischaler, den ich nach seinem charakteristischen Umriss, dem fast in der Mitte der Schale gelegenen Wirbel, sowie seiner konzentrischen Skulptur als *Paracyclas* sp. bestimme (s. Tafel IV, Fig. 2)¹⁾.

Technisch unbedeutend sind die beiden Kalkvorkommen nördlich und südlich oberhalb Dürrenwaid, die aber dadurch an Interesse gewinnen, daß sich in dem hellgrauen Kalke des erstgenannten Fundpunktes zahlreiche, allerdings wenig gut erhaltene Fossilien finden.

Das wichtigste unter ihnen ist *Spirifer Verneuli* MURCH. Sein Vorkommen ist insofern hier von Bedeutung, als es auf das untere Oberdevon im allgemeinen beschränkt ist.²⁾ Das mir vorliegende Bruchstück zeigt deutlich die zahlreichen, gedrängt stehenden, sowohl Seitenteile wie Sattel bedeckenden Rippen. Außerdem wurden neben zahlreichen Resten von *Atrypa reticularis* LIN. noch beobachtet: *Strophalosia productoides* MURCH., ausgewachsen und jung,³⁾ sowie zwei kleine Exemplare von *Pentamerus galeatus* DALM. (= *P. brevirostris* SOW. bei GEINITZ, Grauwackenform. in Sachsen S. 59, Tafel 15, Fig. 1—3).⁴⁾

Während diese Fossilien in den die größeren Kalkknollen begleitenden schwach kalkflaserigen, zum Teil noch tuffigen Schiefen festgestellt wurden, fielen in den kompakteren Kalkmassen zahlreiche Reste großer Orthoceren auf, die nach dem Durchmesser der Bruchstücke zu schließen, zum mindesten wohl einen halben bis dreiviertel Meter lang gewesen sein mögen. Der Querschnitt der Stücke ist stets ausgesprochen eiförmig, entsprechend dem von *O. ellipticum* MÜNST. aus dem Clymenienkalke.⁵⁾ Von Interesse ist schließlich das Vorkommen wenig gut erhaltener Goniatiten. Sie besitzen kugeligen Umriss, sind enggenabelt und führen sämtlich auf dem Steinkerne Einschnürungen, so daß es sich wohl zweifellos um Vertreter der Gattung *Chiloceras* handelt. Das mehrfache Auftreten dieser Form in der Nachbarschaft von flaserigen Tuffen mit *Spirifer Verneuli* deutet auf mitteloberdevonisches Alter des vorliegenden Kalkes hin, ein Ergebnis, das mit dem geologischen Vorkommen durchaus im Einklang steht.

Während die bis jetzt beschriebenen Flaserkalke ausgezeichnet sind durch ein zum Teil stark zurücktretendes verkittendes Schiefermaterial, entwickelt sich in der Umgebung des größten und technisch wichtigsten Kalkvorkommens ein Komplex von Sedimenten, die wir samt jenem als oberes Oberdevon (to_3) bezeichnen. Die Schiefer (to_3t) gehen ganz allmählich aus den Tuffen und Breccien hervor, wie besonders in der Umgebung des Punktes 589 westlich Bobengrün zu erkennen ist. Denn einerseits besitzen die Schiefer noch eine deutlich tuffige Beschaffenheit, die sich im unmittelbar Liegenden des Horwagener Kalklagers und sogar innerhalb des-

¹⁾ BEUSHAUSEN, Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devons, S. 165, Tafel XV. — Die in der Nähe des Kalkbruches befindliche durch Auslaugung von Kalk entstandene Tropfsteinhöhle erwähnt bereits GÜMBEL l. c. S. 510. Das Maß der unterirdischen Auswaschung derartiger Kalkvorkommen ließ sich im Herbst 1907 in einem neu erschlossenen Steinbruche an der Straße von Selbitz nach Leopoldgrün (s. Figur 1) beobachten. Es bot sich dort durchaus das Bild eines unterirdischen Karrenfeldes.

²⁾ SCUPIN, Spiriferen Deutschlands S. 81.

³⁾ K. WALTHER, l. c. S. 287.

⁴⁾ Die vorliegenden Stücke entsprechen einem Zwischenstadium von Fig. 2 und 3 bei GEINITZ l. c., besitzen also einen ziemlich deutlich ausgesprochenen Sattel, aber nicht so stark ohrenförmige Seitenteile wie bei Fig. 3. Der schnabelförmige Wirbel der Ventralklappe ist etwas beschädigt; unter ihm sieht man die dreieckige Stielöffnung.

⁵⁾ GEINITZ, l. c. Taf. 2 und 3.

selben stellenweise noch vorfindet, und andererseits schließen sie — an den östlichsten Häusern von Bobengrün — noch Brocken fremder Gesteine ein. Charakteristisch ist hauptsächlich die rauhe, sandige Beschaffenheit der Schiefer sowie ihre rötlich-grau-violette Färbung, die mit einer fahlgrünlichen wechselt. Hie und da, z. B. an dem Wege, der aus dem Orte Bobengrün nach NW führt (zum Fuß des B vom Worte Bobengrün), ferner zwischen Ziegelhütte und Horwagen, führen die Schiefer zahlreiche kleine Kristalle von Quarz und besitzen zum Teil ein culmähnliches Aussehen. Ebenflächige tonige und gut spaltende kryptoklastische Sedimente treten aber erst in nächster Nähe des Horwagener Kalkes auf. Auffallend ist an ihnen, daß sie ungleich besser die Folgen des Gebirgsdruckes zeigen als die sandigen Bildungen. Sie sind nämlich einerseits häufig lebhaft gefaltet und gerunzelt und besitzen andererseits einen auffallenden seidenartigen Glanz der Oberfläche, der ihnen ein durchaus phyllitisches Aussehen verleiht.¹⁾

In größerer Nähe des eigentlichen Kalkes nehmen nun die lebhaft violett und grün gefärbten Schiefer kristallinen Kalk in Form von flachgedrückten Linsen auf und es entsteht so ein typischer Flaserschiefer, der durch Zurücktreten des Schiefers an manchen Stellen in reinen Kalk übergeht. Das Gestein besitzt lebhaft, teils rote und grüne Färbungen in den verschiedensten Tönungen und liefert geschliffen und poliert einen prächtig aussehenden sogen. Marmor. Die Schönheit des Gesteins wird eben bedingt durch seinen flaserigen Charakter, der sich auch in den tiefsten Schichten noch äußert und in dem Wechsel von schieferiger und kalkiger Masse begründet liegt. Die Schichten fallen im allgemeinen nach Süd; das Gestein wird senkrecht dazu vermittlems eines maschinell betriebenen Drahtseils ohne Ende, das über den ganzen Bruch gespannt ist, in zum Teil sehr große Blöcke zersägt. Wegen Mangels eines Bahnanschlusses müssen diese auf Wagen nach Marxgrün geschafft werden.

Aus dem oben Gesagten geht hervor, daß der Horwagener Flaserkalk lediglich einen linsenförmigen Komplex starker Kalkanreicherung in einem jung oberdevonischen Tonschiefer darstellt und daß eine Erschöpfung des Kalkes beim weiteren Abbau in vertikaler wie besonders in horizontaler Richtung einmal eintreten muß.

Fossilien treten nur ganz vereinzelt auf, obwohl sie es ja sind, denen der Kalk sein Dasein verdankt. Sahen wir aber schon bei den diesen begleitenden Schiefen, sobald sie eine feinklastische Beschaffenheit besitzen, eine Umwandlung infolge des Gebirgsdrucks, so ist, wie so vielfach in gefalteten Sedimenten zu beobachten, der Kalk hiefür am empfindlichsten. Er wandelt sich in eine kristallinische Masse um, wobei die in dieser enthaltenen Fossilien wo nicht vollkommen vernichtet, doch so stark verändert werden, daß ihre Bestimmung schwierig wird. So verhält es sich bei dem von mir seinerzeit beschriebenen tiefmitteldevonischen Knollenschiefer („Tentakulitenknollenkalk“), dessen koralligene Entstehung teils aus dem geologischen Auftreten des Horizontes, teils aus dem Vorkommen zahlreicher Bruchstücke von Korallenstücken zu folgern ist.²⁾ Diese sind häufig vollkommen in kristallinen Kalk umgewandelt, dergestalt, daß man vermuten muß, es sei auf diese Weise ein großer Teil der Stücke nach ihrer wahren Natur gar nicht mehr zu erkennen.

¹⁾ Vgl. K. WALTHER, Petrogr. Untersuchung einiger klast. Gesteine etc. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 59, 1907, S. 433.

²⁾ K. WALTHER, a. a. O. S. 319 unter 5.

Auch im vorliegenden Falle ist die Bestimmung der wenigen Fossilreste eine unsichere und ihre Gewinnung aus dem roten stark durchtrümmerten Kalke, der in seinem Aussehen alpinen Triaskalke durchaus gleicht, eine sehr schwierige. Neben Crinoidenstielgliedern und zahlreichen Bruchstücken kleinerer und größerer Orthoceren fanden sich wieder Reste von Chiloceren, wie sie von Dürrenwaid beschrieben wurden, sowie flachscheibenförmige involute Cephalopoden mit kantigem Rücken und einer schwachen gegen diesen genährten Spiralfurche auf den Seiten. Von der Sutura ist nichts mehr vorhanden, der Charakter der Erscheinung ist jedoch ganz der einer *Clymenia* aus der Reihe der *Cl. striata*.¹⁾

Auch im Oberdevon finden sich intrusive, körnige Diabase, die vollkommen denen, die im Mitteldevon aufsetzen, entsprechen. Die Hauptmasse der diabasischen Eruptivgesteine gehört jedoch der effusiven Facies zu, d. h. den Diabasmandelsteinen und den mit ihnen in fortwährendem Wechsel auftretenden Aphaniten (Dd).²⁾ Es sind lagerartige Vorkommen, deren Bildung in unserem Gebiete auf die Zeit des unteren Oberdevons beschränkt blieb.

Die effusiven Diabase mögen ehemals in noch bedeutend größerer Mächtigkeit vorhanden gewesen sein, sie wurden jedoch zum großen Teile aufgearbeitet und zur Bildung der ausgedehnten Diabasbreccien verwendet.

Den Diabasen im Liegenden des Oberdevons, welche sofort auf die Zone to,t folgen,³⁾ gehören die großen Massen zu beiden Seiten des Höllenthalles an, die ihre Fortsetzung im Galgenberg, Hohrad und in der Sachsenruhe finden. An einer Verwerfung wird dann dieses Band nach S verschoben. Nach der Umbiegung in die Nordwestrichtung findet der ältere oberdevonische Diabas bei Langenbach an einer Querstörung sein Ende. Dafür entwickelt sich infolge der sattelförmigen Lagerung der Schichten (s. S. 177) an der westlichen Grenze des Devons noch einmal eine Zone effusiver Diabase, deren Grenze gegen die Breccien des Dürrenwaiders Tales bei der Neumühle deutlich zu beobachten ist. Bei Geroldsgrün und Hirschberglein wird das Diabasband sehr schmal, verschmilzt dann mit dem der to,t-Zone folgenden und findet weiterhin am Hohen Bühl und Preußenbühl noch einmal eine größere Entwicklung. Auch südlich von Naila beobachtet man zusammen mit Diabasbreccien dichte Diabase.

Im allgemeinen überwiegen die Mandelsteine über die Aphanite; besonders gut sind die ersteren in der Umgebung der Höhe 692 nördlich von Steinbach entwickelt. Das zum Teil geschieferte und hiedurch gewissen Tuffen ähnliche Gestein erhält durch die zahllosen, teils runden, teils länglichen und unregelmäßig gestalteten, meist mit Kalkspat oder Quarz ausgefüllten Blasen ein schlackenförmiges Aussehen, das dadurch noch hervorgehoben wird, daß bei fortschreitender Verwitterung die grünlich-graue Farbe in ein schmutziges Braun übergeht. An einigen Stellen zeigt das Gestein jene charakteristische primäre Kugelabsonderung, wie sie E. DATHE vom Gallenberg bei Lobenstein ausführlich beschrieben hat⁴⁾ und wie sie aus verschiedenen anderen Gegenden bekannt geworden ist. Von hiefür besonders charak-

¹⁾ Ich verdanke diesen Hinweis Herrn Dr. DREVERMANN in Frankfurt a. M.

²⁾ An dem Bergrücken, der sich von dem westlichen Teile des Ortes Hermesgrün nach S zieht, ist die Grenze zwischen körnigem und dichtem Diabase gut aufgeschlossen und läßt sich leicht erkennen.

³⁾ Vgl. die analoge Beobachtung E. WEISES in den Erläuterungen zu Blatt Plauen-Pausa S. 45.

⁴⁾ Beitrag zur Kenntnis der Diabasmandelsteine. Jahrb. d. Preuß. Geol. La. für 1883, S. 431. Vgl. auch E. ZIMMERMANN (1, S. 389, [s. S. 146, Anm. 4]).

teristischen Aufschlüssen seien genannt der Südrand des Wäldchens beim Punkt 580.8 an der Geroldsgrün—Stebener Straße sowie eine Stelle im Höllenthal auf der östlichen Seite der Bahn zwischen den beiden Übergängen westlich des Wortes „Tal“ unserer Karte. Die konzentrische Anordnung der Blasenräume in den $\frac{1}{2}$ —1 m im Durchmesser haltenden Kugeln ist vorzüglich zu erkennen.

Auf die Ähnlichkeit mancher Schalsteine mit den Mandelsteinen wurde schon hingewiesen. Weiter beobachtet man hie und da, z. B. in der Umgebung der Punkte 692 N Steinbach und 576 NO Thierbach (s. auch S. 161) eine starke Durchtrümmerung des Mandelsteins mit tuffigem Material. Auch hiedurch wird die Unterscheidung wieder erschwert.

Die mit den Mandelsteinen in innigem Zusammenhange stehenden Aphanite haben gesondert im allgemeinen keine große Verbreitung. In etwas größerer Ausdehnung finden sie sich zwischen Hermesgrün und Mühlleiten, im Forstorte „Neuer Raum“. Überall zeichnet sich der Aphanit aus durch ein sehr feines Korn, das dem Gestein ein dichtes, kieselschiefriges Aussehen verleiht. Zu dieser Ähnlichkeit trägt der splitterige Bruch noch bei, demzufolge das Gestein in scharfkantige polyedrische Brocken zerfällt. Sie liefern, wie schon erwähnt, das Hauptmaterial zur Bildung der Diabasbreccien.

Der Aphanit ist ein schwach rötlich- oder violettgraues Gestein, das in unserem Gebiete stets mehr oder weniger durch Augit porphyrisch und reich an Eisenkiesputzen ist. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß die zahlreichen, zum Teil ziemlich umfangreichen Körner des erstgenannten Minerals häufig „polysomatische“ Bildungen aus mehreren Kristallen sind.

Die einzelnen Kristalle, welche oft Zwillingbildung aufweisen, sind stets sehr unregelmäßig begrenzt. Vereinzelt beobachtet man größere Titaneisenkörner, die von einem schwach grünlichen Rande einer serpentinigen Verwitterungssubstanz umgeben werden. Aus der Feststellung ganz unregelmäßig begrenzter größerer Kristalle, die eine maschige Struktur und zahlreiche Zonen von Magnetitkörnchen aufweisen, ergibt sich, daß man es hier mit ehemaligen Olivineinsprenglingen zu tun hat. Die Grundmasse besteht einerseits aus kleineren Augiten und einem Haufwerke hie und da fluidal angeordneter Plagioklase, andererseits aus einer krümelig-globulitischen, lebhaft polarisierenden Masse, die man als Leukoxen bezeichnen darf, zumal an einzelnen Stellen auch noch winzige Titaneisenkörner als Ausgangsmineral dieses Umwandlungsproduktes erhalten sind.

Die Aphanite stehen hie und da in so inniger Wechsellagerung mit tuffigem Material (z. B. in der Nähe des Fossilfundpunktes im Langenbachtal), daß ihre Trennung von sehr feinkörnigen Tuffen auf diese Weise ganz besonders erschwert wird.

Die SO-Grenze des Hölle—Thierbacher Aphanitstreifens wird durch eine interessante Bildung gekennzeichnet, die sich auch vereinzelt an dessen Nordwestgrenze sowie ganz analog nördlich Hirschberglein und an der Ostseite von Steinbach findet. Das gleich zu besprechende Gestein (Dpd auf der Karte) ist in einem kleinen Bahneinschnitte nordwestlich der Modelmühle am besten aufgeschlossen. Man hält es beim ersten Anblicke für ein Diabaskonglomerat, beobachtet man doch in einer tuffig erscheinenden Grundmasse zahlreiche bis über kopfgroße gerundete mannigfach gestaltete Gerölle, die sich unter dem Mikroskop als aus ophitisch struiertem Diabase bestehend erweisen. Nordwestlich davon, dicht an der Stebener Bahn, gesellen sich noch vereinzelt Kugeln eines sphärisch abgesonderten Mandelsteins hinzu. Die Grundmasse des Gesteins hat eine rötlich-graue Farbe und eine

dichte, zähe Beschaffenheit. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß sie neben sehr reichlichem Eisen aus großen Mengen von lebhaft polarisierenden kleinen Augitkörnern und viel blaßgrünem chloritischem oder serpentinigem Material besteht, welches in flaserigen Massen das ganze Gestein imprägniert. Von Feldspat sind nur Spuren zu beobachten.

Man geht wohl nicht fehl mit der Annahme, daß hier eine durch ausgesprochen basischen Charakter ausgezeichnete Randfacies des effusiven Diabases vorliegt, welche kleinere und größere Auswürflinge einschließt. Ehemals weiter verbreitet, wurden diese peridotitischen Bildungen später bis auf lokale Vorkommen weggeführt.¹⁾

So bieten die oberdevonischen Eruptivgesteine nebst ihren Aufarbeitungsprodukten ein äußerst mannigfaches, aber nicht leicht scharf zu zeichnendes Bild, das deshalb auch nur in seinen Grundzügen geschildert werden konnte. Für das Studium dieser Bildungen ist gerade die Umgebung von Bad Steben ein klassischer Boden.

III. Der Culm.

Die Gesteine des Culms (c_1) umgeben die devonisch-silurischen Bildungen der Gegend von Bad Steben in einem breiten Bande. Dieses erstreckt sich einerseits vom Ostrande unserer Karte, wo es eine große Breite besitzt, nach NO immer mehr sich verjüngend und über Issigau und Eisenbühl nach Rudolfstein, andererseits nach SW und W in großer Verbreitung bis an den Rand des Gebirges. Gegenüber der devonischen Formation ist der Culm durch große Einförmigkeit der Gesteinsentwicklung ausgezeichnet. An seinem Aufbau beteiligen sich Tonschiefer, Sandsteine, Quarzite und vereinzelt gröbere Grauwacken und Grauwackenkonglomerate. Irgendwelche Gesetzmäßigkeit in der Anordnung der verschiedenen Gesteine konnte nur insoweit festgestellt werden, als reine dachschieferige Schichten lediglich am Westrande des Blattes sich einfinden.

Der Tonschiefer bildet das Hauptgestein des Culms. Er steht in innigem petrographischem Zusammenhange mit den jüngstdevonischen Bildungen. Von Interesse ist hiefür das Profil an dem Wege, der aus dem Orte Bobengrün in nordwestlicher Richtung zum Fuße des „B“ im ebengenannten Worte führt (s. die Karte). Man kommt dort aus dunkel gefärbten tuffigen Schiefen, die noch vereinzelt jene kleinen Quarzkristalle enthalten, wie sie S. 163 als charakteristisch für die Tonschiefer des oberen Oberdevons angegeben wurden, in matt-schwarze, knollige bröckelige culmische Schiefer, wie ich sie ganz analog auch auf dem Blatte Hirschberg am Wege von Zappothen über den Punkt 445 südlich davon zur Ruhmühle an der Saale im Hangenden von Oberdevonkalken beobachtet habe. Auch bei Thierbach finden sich dort, wo der Culmstreifen den Rand des Thierbachtals erreicht, derartige zum Teil schwärzlich gefärbte Übergangsbildungen, die aus dem Grunde bereits zum Culm gezogen wurden, da sich in ihrem Fortstreichen nach NO jenseits des Ortes Thierbach Einschaltungen typischer Culmsandsteine finden. Derselbe Zusammenhang zwischen matten, grau- bis schwärzlichgrünen tiefstculmischen Sedimenten und Sandsteinen besteht in der Umgebung des Hohl-

¹⁾ Die Ähnlichkeit des Gesteins von dem genannten Bahneinschnitte mit einem oberdevonischen Deckdiabas von Niederscheld in Nassau, den R. BRAUNS beschreibt (N. Jb. f. Min. B. B. 21, S. 304, Taf. XVI, Fig. 1) ist auffallend. Man darf sich auch unser Gestein als ein „durch Explosionen gebildetes Trümmergestein“ vorstellen, „in welches außer der ausgeworfenen Lava auch noch manche Teile durchbrochener Felsarten gelangten.“ (Zitiert nach R. LUDWIG.)

weges, der von dem vereinzelt Gehöfte am Südostrande von Bobengrün zum Forstorte „Birken“ führt.

Von den oberdevonischen Tuffen und Breccien setzen sich die culmischen Sedimente scharf ab und zwar treten diese sofort in so charakteristischer, weiter unten zu schildernder Entwicklung auf, daß von einer Zurechnung eines Teiles zum Oberdevon keine Rede sein kann (s. S. 156). So finden sie sich gut aufgeschlossen an den Wegen zwischen Geroldsgrün und Hertwegsgrün, ferner zwischen Hirschberglein und der Geroldsgrün—Stebener Straße, dann längs der Bahnstrecke von Naila¹⁾ nach Marxgrün, sowie südlich und westlich von dem erstgenannten Orte.

Die an diesen Lokalitäten auftretenden Tonschiefer besitzen unverwittert eine schwarze Farbe und sind bisweilen glänzend, meist aber matt und erdig. Die Schichtflächen sind stets bedeckt mit außerordentlich feinen Glimmerblättchen. An allen Orten beobachtet man die Einschaltung feiner bis gröberer Bänke eines quarzitischen Sandsteins. Besonders auffallend ist die Menge dieses Gesteins an den Wegen zwischen Geroldsgrün und Hertwegsgrün. Bei der Verwitterung bleicht das Gestein schnell aus und bedeckt sich mit einem Häutchen von schmutziggelbem Eisenoxyd. Die charakteristische Farbe dieser Verwitterungsprodukte läßt die Culmschiefer leicht von denen des tieferen Untersilurs unterscheiden. Überall zeigt sich der Schiefer stark zerfallen, eine Verwitterungserscheinung, die durch die Dünnschichtigkeit des Gesteins zusammen mit einer intensiven Transversalschieferung unterstützt wird.

Reine Tonschiefer finden sich am Westrande des Blattes und werden in den Brüchen bei Lotharheil als Dachschiefer abgebaut, während der Betrieb gleich unterhalb Dürrenwaid auf beiden Seiten des Langenbachtals aufgelassen ist. Er geschieht in dem erstgenannten Bruche durch Stollen. Das Material der Brüche zeichnet sich vor dem anderer Gebiete vorteilhaft dadurch aus, daß es arm ist an Schwefelkies und infolgedessen eine große Wetterbeständigkeit besitzt. Leider spaltet das Gestein nicht sehr ebenflächig und dünn-schichtig, was zur Folge hat, daß die Dächer der damit gedeckten Häuser sehr schwer werden.

Von Fossilien fand sich im Bruche Lotharheil ein Exemplar eines der Gattung *Sphenopteris* zugehörigen Farns.²⁾

Die in die eben beschriebenen schieferigen Sedimente eingeschalteten Sandsteine gewinnen im Gebiete des Gerlaser und Spiegelwaldes eine große Verbreitung, finden sich auch am Nordrande von Froschgrün und sind am Nordhange des Spitzberges, sowie im Christusgrüner Froschbachtal gut aufgeschlossen. Es sind meist reine Quarzsandsteine, die so loskörnig sind, daß sie leicht zu Sand zerfallen, der in seiner gelblich- und rötlich-braunen Farbe durchaus an die des mittleren Buntsandsteins erinnert. Hie und da ist das Gestein kalkhaltig und scheint vereinzelt Fossilien zu beherbergen. So wurde ein allerdings durchaus nicht näher zu bestimmender Rest (Crinoidenstielglied?) in der Nähe der Devon-Culmgrenze an dem Wege gefunden, der vom Westhange des (westlichen) Mühlberges in südöstlicher Richtung zu einem Stege über den Froschbach führt.

Durch Aufnahme von Schiefer- und Feldspatbröckchen geht der Sandstein untergeordnet in grauackennähnliche Bildungen über. Echte Kalkgrauackern finden

¹⁾ Am Bahnhof dieser Stadt sind die steil aufgerichteten und gefalteten Schichten besonders gut aufgeschlossen.

²⁾ Ich verdanke das Stück der Freundlichkeit des Herrn Kantors KADNER in Geroldsgrün.

sich lediglich in der Umgebung von Hertwegsgrün, wo das in mächtigen Bänken auftretende Gestein in Brüchen abgebaut und zumeist als Schotter benützt wird. Es ist ein unverwittert blaugraues Gestein, bei welchem in einer kalkigen Grundmasse zahlreiche Schiefer- und Feldspatstückchen eingebettet liegen. Die Grauwacke steht in Wechsellagerung mit Nestern von Schiefen und ist reich an Putzen von Pyrit.

Die Mächtigkeit des Culms ist in den dem Oberdevon zunächst liegenden Gebieten offenbar eine nicht sehr große. Dies zeigt sich in der weiter unten zu schildernden Einfaltung schmaler Culmbänder bei Bobengrün und südlich Naila, dann in den einzelnen Hervorragungen des devonischen Untergrundes aus der culmischen Decke, wie es in der Umgebung von Geroldsgrün nicht selten vorkommt und gut zu beobachten ist. Wie oben schon erwähnt, ist die unmittelbar dem oberdevonischen Kalke auflagernde Decke in dem Steinbruche südlich Langenau aufgeschlossen. Über die interessanten Culmkonglomerate SO von Marxgrün s. S. 173.

Im Anschluß an den Culm, in welchem sie vorzugsweise aufsetzen, seien beschrieben die sogen. mesovulkanischen Eruptivgesteine, d. h. Bildungen, die ein jungkarbonisches bis permisches Alter besitzen. Es sind gangförmige Vorkommen von geringer horizontaler Verbreitung, die in kurzen gestreckten Bändern vielfach quer zum Streichen zutage treten und deren Vorkommen auf die Südostecke und die westliche Hälfte unseres Blattes beschränkt ist. Häufig beobachtet man das Gestein nicht mehr ausstreichend, sondern nur in zahlreichen losen Blöcken. Im vorliegenden Gebiete handelt es sich um drei Typen dieser Gesteine, die als Mesodiabas (MD), Kersantit (K) und Porphyrit (P) bezeichnet seien.

Das an erster Stelle genannte Ganggestein ist das häufigste. Es hat ein hohes spezifisches Gewicht und besitzt in unverwittertem Zustande eine dunkelblaugraue Farbe, überzieht sich jedoch bei der Verwitterung mit einer schwarzbraunen Rinde, die vielfach eine eigentümlich grubige Oberfläche besitzt (von ehemaligen Olivinkörnern herrührend?). Das Gestein gibt beim Anhauchen Tongeruch und braust beim Betupfen mit HCl stark auf. Unter dem Mikroskop ergibt sich ganz das Bild eines melaphyrischen Gesteins; man beobachtet eine divergentstrahlige Anordnung der langleistenförmigen Plagioklase, zwischen die sich mehr oder weniger große schwach rötlich-braune, lebhaft polarisierende Augitkörner einschließen. Daneben ist Titaneisen¹⁾ in großer Menge, vereinzelt auch chloritische oder serpentinige Substanz vorhanden (s. Tafel IV, Fig. 3)²⁾.

Weniger verbreitet im vorliegenden Gebiete sind lamprophyrische Ganggesteine, die unter dem Begriff „Kersantit“ (K) zusammengefaßt seien. Ihr Hauptmerkmal ist die massenhafte Ausscheidung kleinerer und größerer Biotitblättchen, die zumal bei vorgeschrittener Verwitterung dem Gestein ein goldglänzendes Aussehen verleihen. Ein vorzüglicher Aufschluß dieses „Glimmerdiabases“ (GÜMBEL) findet sich in dem Flaserkalkbruch südwestlich Naila. Beim Abbau des Kalkes blieb die lamprophyrische Gangbildung stehen und läßt sich infolgedessen genau verfolgen. Infolge der vorgeschrittenen Verwitterung zerfällt das Gestein zu einem tonigen Sande, der zur Mörtelbereitung Verwendung findet. Dieses Vorkommen steht offenbar mit dem

¹⁾ In einem Gesteinsstücke aus der Gegend nördlich Forsthaus Langenau wurde ein haselnußgroßer Einschluß schlackigen Titaneisens festgestellt.

²⁾ Die Ähnlichkeit dieser Struktur mit der von tholeyitischen Diabasen ist auffallend (MATH. SCHUSTER, Beiträge z. mikrosk. Kenntnis der bas. Eruptivgest. aus d. bayr. Rheinpfalz. Geogn. Jahreshfte für 1906, S. 18 f.)

langgestreckten bei Marlesreuth südlich davon in Verbindung, mit dem es auch die gemeinsame Streichrichtung hat.

Ganz untergeordnet ist schließlich noch das gangförmige Vorkommen eines Porphyrits (P) (Paläophyr GÜMBEL) westlich des Aschengrundes in der NW-Ecke des Blattes. Die rötliche Farbe des Gesteines ist charakteristisch.

Metamorphe Bildungen.

In den obigen Ausführungen wurde eines besonders interessanten Komplexes von Gesteinen noch nicht gedacht, dessen Umfang durch die Lokalitäten Unterklingensporn — Höhe 603 westlich davon — Marxgrün—Modelsmühle—Hügel—Saarhaus bezeichnet sei. Die hier auftretenden, im übrigen Kartengebiet völlig unbekanntes Gesteine haben sämtlich die Eigenschaft gemeinsam, daß sie keine ursprünglichen Bildungen sind, sondern ihr jetziges Aussehen einer tiefeingreifenden Umwandlung verdanken.¹⁾ Diese Erkenntnis fehlte GÜMBEL vollkommen, woraus sich die erhebliche Abweichung der vorliegenden von GÜMBEL'S Kartierung erklärt. Zugleich tritt damit unser räumlich beschränktes Gebiet in Verbindung mit einem ungleich größeren Areal metamorpher Bildungen, die sich einerseits auf bayerischer Seite zwischen der Saale im Norden und den Orten Berg und Selbitz²⁾ südlich davon entwickeln, andererseits von dem genannten Flusse, wo sie in der Umgebung der Stadt Hirschberg besonders ausgeprägt erscheinen, in einem schmalen nordöstlich verlaufenden Bande durch reußisches und sächsisches Gebiet bis Greiz zu verfolgen sind.³⁾ Hierauf haben zuerst TH. LIEBE und E. ZIMMERMANN hingewiesen, doch gelang es erst den genauen langjährigen Untersuchungen des letzteren gelegentlich der Aufnahme der Blätter Hirschberg und Gefell eine einheitliche Auffassung der Metamorphose zu gewinnen.⁴⁾ In die Streitfrage hier Dynamo-, hier Kontaktmetamorphose mich einzumischen erübrigt sich, es sei aber noch einmal darauf hingewiesen, daß Produkte der letzteren nur vereinzelt in der Nähe des als Granit erkannten Hirschberger „Gneises“ sich finden,⁵⁾ daß dagegen Schieferung, Fältelung, Runzelung gerade an mikro- und kryptoklastischen Bildungen hier wie so vielfach in offensichtlichem Zusammenhange mit Umwandlungen des Gesteins stehen.⁶⁾ Man wird sich also auch hier mit den Worten LOSSENS einverstanden erklären müssen: „Nur dann, wenn die petrographische Ausbildung der Gesteine eine substantielle und strukturelle Übereinstimmung mit den erfahrungsgemäß aus den Kontakthöfen um jene eugranitischen Massen bekannt gewordenen Eigenschaften aufweist, wird man eine, weil durch die Erosion nicht bloßgelegte, nicht kontrollierbare Kontakteinwirkung in sehr vorsichtige Erwägung ziehen dürfen.“⁷⁾

¹⁾ In den Westalpen würde man wohl sicher derartig fremde Bildungen für „wurzellos“ erklären.

²⁾ S. GÜMBEL, Bl. Münchberg sowie unsere Skizze Fig. 1.

³⁾ S. d. Bl. Hirschberg, Gefell und Mieseldorf (noch nicht erschienen), sowie Naitschau (Elsterberg) und Greiz (Reichenbach) der preußischen und Plauen sowie Plauen—Pausa der sächsisch. geol. Spezialkarte.

⁴⁾ S. S. 146 Fußnote 4.

⁵⁾ Vgl. G. BERG, Mikrosk. Untersuchungen von Gneisen und kontaktmetamorphen Schiefen der Umgegend von Hirschberg i. Th., Jb. pr. geol. Landesanst. für 1907, Band 28, Heft 3.

⁶⁾ Vgl. z. B. den hochmetamorphen stark gerunzelten, glimmerreichen Untersilurschiefer an der Lehestenwand (ZIMMERMANN [1, zitiert oben S. 146] S. 364). Eine analoge Beobachtung machte ich an den vermutlich gleichalterigen phyllitischen, auffallend karminrot gefärbten und quarzitisierten Schiefen am Wege Kautendorf—Neutauperlitz—Hof, die nach zwei senkrecht zueinander verlaufenden Richtungen gefaltet sind.

⁷⁾ K. A. LOSSEN, Über das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten paläoz. Gebirgskernen etc. Jahrb. preuß. geol. Ia. für 1884, S. 67.

Bemerkenswert ist der gelappte Umriß des metamorphen Gebietes, der sich in den drei langen Zipfeln Hirschberg—Marxgrün, Hirschberg—Selbitz und Hirschberg—Greiz ausspricht. In den ersten beiden haben GÜMBEL „ältere Schalsteinbildungen und Chloropitschiefer“, deren metamorpher Charakter schon mehrfach betont worden ist,¹⁾ ihre Hauptverbreitung. Und bis nach Selbitz ziehen sich — zwischen diesem Orte und dem Gehöfte Wachholderbusch (s. Fig. 1) in großen Felsen aufgeschlossen — jene alten Quarzite, die mit dem zwischen Phykodenschichten und unterem Untersilurschiefer lagerndem²⁾ Hirschberger „Gneis“ in inniger Verbindung stehen. Bedenkt man nun noch den Zusammenhang dieser Bildungen mit dem seltsamen von GÜMBEL bereits beschriebenen Zinnerzvorkommen am Büchig, sowie die auffallende starke Verquarzung der die genannten Quarzite unterlagernden durchaus phyllitischen Phykodenschichten z. B. kurz unterhalb der Lamitzmühle SO Hirschberg (s. Tafel III Fig. 1), so kann man sich vorstellen, daß auch postvulkanische Prozesse und postvulkanischer Metamorphismus in diesen Gebieten in Berücksichtigung zu ziehen sind³⁾ (s. auch S. 174).

Allem Anschein nach ist das oben umgrenzte metamorphe Gebiet unserer Karte auf allen Seiten von Verwerfungen umgeben. Denn während an der Höhe 542 und derjenigen nördlich davon noch das normale südöstliche Fallen zu beobachten ist, herrscht auf dem rechten Selbitzufer in der Nähe von Marxgrün das nordwestliche. Auch der durch das Granitkonglomerat, das in der Nähe des Punktes 490 das Selbitzthal quert, gebildete Südostrand des metamorphen Gebietes ist so scharf, daß man an eine Begrenzung durch eine Störung denken muß, zumal da südöstlich von derselben wieder das normale Fallen eintritt.

Da für das Verständnis der Bildungen innerhalb des in Rede stehenden Marxgrüner Gebietes die Verhältnisse benachbarter nordöstlich gelegener Vorkommen zu berücksichtigen sind, so seien zunächst einige Angaben über Beobachtungen in der Gegend von Issigau und Reitzenstein wenig außerhalb unseres Gebietes (vgl. die Skizze Fig. 1, S. 145) hier angeführt. Es mag dabei gleich darauf hingewiesen sein, daß eine erschöpfende Darstellung der metamorphen Bildungen, die nach allem zu schließen aus sehr heterogenen Elementen sich zusammensetzen, hier nicht gegeben werden soll und wegen mangelnder Detailkenntnis des gesamten auf bayerischer Seite gelegenen metamorphen Gebietes auch noch nicht gegeben werden kann.

Die von E. ZIMMERMANN als culmisch erkannten Dachschiefer von Blintendorf nördlich Hirschberg (s. Fig. 1) finden auf bayerischer Seite bei Rudolfstein⁴⁾ und besonders zwischen Eisenbühl und Kemlas ihre Fortsetzung, wo sie in großen Brüchen aufgeschlossen sind. Auch ungefähr einen Kilometer südlich von dem letztgenannten Orte befinden sich noch Schürfe auf fein gerunzelten Dachschiefer. Dieser Streifen samt seiner südwestlichen Fortsetzung bis Marxgrün wurde von GÜMBEL als tiefsilurisch („kambrisch“ z. T.) angegeben (s. Bl. Münchberg). Und in der Tat besitzen die Sedimente besonders am Nordrande von Issigau, dann an der direkten Straße von hier nach Berg und längs derjenigen nach Marxgrün einen so phyllitischen Charakter, daß man zunächst an ein hohes Alter, etwa das der Phykoden-

¹⁾ S. z. B. bei J. E. HIRSCH, Die Insel älteren Gebirges und ihre nächste Umgebung im Elbtale etc. Jahrb. K. K. geol. Reichsanstalt 41, 1891, S. 255.

²⁾ ZIMMERMANN (1) S. 375.

³⁾ LEPSIUS, Geol. v. Deutschland, 2, S. 171 Fußnote. Es ist auffallend, daß die Lagerung der genannten Phykodenschichten eine sehr wenig gestörte ist.

⁴⁾ ZIMMERMANN (1) S. 375.

schichten, denken muß. Zudem beobachtet man gerade am Nordrande von Issigau die Einschaltung sandig-quarzitischer Lagen, wie sie für die genannten Bildungen charakteristisch sind (s. ob.). Zugleich drängen sich jedoch andere Beobachtungen auf. Das Gestein ist z. T. auffallend dünn- und ebenschieferig (besonders in den Hohlwegen am Nordrande von Issigau) und ferner zeigt es mit aller Deutlichkeit die starke Inanspruchnahme durch den Gebirgsdruck in Gestalt von zahlreichen liegenden Falten, Verquetschungen sowie einer feinen Runzelung im einzelnen. Auch ist die weitgehende Verquarzung des Gesteins in gang- und lagerförmigen Vorkommen bemerkenswert, eine Erscheinung, die sich auch weiter nordöstlich durch das Auftreten zahlreicher Reste von Quarztrümmern ausspricht. Dazu tritt noch an einzelnen Stellen eine auffallende sekundäre Rotfärbung des Gesteins. Im Gegensatz dazu beobachtet man mitten in diesen offenbar hochgradig metamorphen Schiefern — und zwar an dem Wege, der durch das „d“ vom Worte Heinrichsdorf führt — auffallend unveränderte matt graubraune bröckelige vermutlich culmische Schiefer, die leider gegen Issigau zu stark lehmig zersetzt sind.

Wir dürfen also nach dem Gesagten wohl auch dem Marxgrün-Heinrichsdorfer Schieferstreifen ein culmisches Alter zuschreiben.

In einer etwas günstigeren Lage bei Bestimmung des geologischen Alters befinden wir uns bei den Gesteinen, die den eben besprochenen nach SO vorge-lagert sind. GÜMBEL verzeichnet hier zwischen Reitzenstein und dem Spiegelwald „ältere Schalsteinbildungen“ und Untersilur nebst zwei Vorkommen von Paläopikrit. Das südliche derselben südlich von Marxgrün ist auf unserer geologischen Karte noch enthalten; in beiden Fällen handelt es sich jedoch um typische und zwar grobkörnige Diabase, wie sie für das Mittel- und untere Oberdevon charakteristisch und so gewissermassen leitend sind.

Die metamorphen devonischen Gesteine (Dm) der Gegend von Marxgrün sind sämtlich durch einen beträchtlichen sekundären Gehalt an kohlensaurem Kalk ausgezeichnet. Dies geht an einzelnen Stellen — z. B. besonders hart am Selbitzufer zwischen Marxgrün und dem ersten Tälchen östlich davon — soweit, dass ein massiger Kalkschiefer entsteht, der in großen Blöcken, welche mit einer rostfarbigen Verwitterungsrinde überzogen sind, auftritt. Die verbreitetsten Gesteine aber sind tuffartige Bildungen, die infolge der Auslaugung des Kalkes häufig ein eigentümliches zerfressenes Aussehen erhalten. Die Hohlräume der ursprünglich vorhandenen Kalkputzen sind dabei gewöhnlich mit mulmigem Brauneisen erfüllt.

Die Schichten sind gut aufgeschlossen u. a. links der Selbitz in einem kleinen Bruche innerhalb des kleinen Waldvorsprungs westlich des „U“ vom Worte Unterklingensporn sowie auf dem rechten Ufer in einer kleinen Felspartie am Fuße des „n“ vom Worte Marxgrün. Diese tuffigen Gebilde leiten sich aller Wahrscheinlichkeit nach von Diabasen her; sie stehen offenbar in inniger Beziehung mit ebenflächigen Schieferen, die ein durchaus altes Aussehen haben.¹⁾ Von besonderem Interesse sind jedoch Einlagerungen seidig glänzender flaseriger Gesteine, wie sie besonders auf dem rings von Wald umschlossenen Felde auf der Nordseite des zweiten Tälchens nördlich des zweiten „n“ vom Worte Klingensporn auftreten. Die völlig flach gequetschten Flasern erweisen sich bei genauerer Untersuchung als aus Feldspat bestehend, so daß man es sicher hier mit einem druckmetamorphen Variolit zu

¹⁾ S. den auf der Karte nicht vermerkten Steinbruch in der Weggabelung gleich nördlich des 1-Zeichens südöstlich von Marxgrün.

tun hat, einem Gestein, das im ganzen ostthüringisch-frankenwälder Schiefergebirge so recht charakteristisch für das Oberdevon ist. Etwas weiter westlich, wenig über dem Spiegel der Selbitz, weist das Gestein einen noch höheren Grad der Metamorphose auf. Es ist in eine durchaus hornfelsähnliche, wenig geschieferte Masse umgewandelt, die auf angewitterten Flächen eine ganz schwach flaserige Struktur zeigt. Unter dem Mikroskop beobachtet man eine von etwas lichterem schmalen Bändern durchzogene undurchsichtige Grundmasse und an einzelnen Stellen eingelagerte Aggregate von Feldspat (z. T. in deutlichen Kristallen) und große Mengen von Kalkspat.

Der Beweis für die Richtigkeit unserer Annahme, daß wir es hier mit metamorphen oberdevonischen Varioliten zu tun haben, ergibt sich aus der Untersuchung der Verhältnisse bei Issigau und Reitzenstein. Auch dort reihen sich — wie schon kurz erwähnt wurde — an die metamorphen Culmbildungen nach SO „ältere Schalestein- und Chloropitschiefer“ an und diese schieferigen Gesteine schließen am Kniebühl¹⁾ einen Variolit ein, der an einer Klufffläche vorzüglich die für das Gestein so charakteristische kugelschalige Absonderung zeigt (s. Tafel III, Fig. 2). Die „Kugeln“ sind durch den Gebirgsdruck verquetscht und zu brotlaib- wie linsenförmigen Gebilden ausgewalzt. Das blaßblaugrün gefärbte, stark geschieferte Gestein zeigt jedoch sehr deutlich die konzentrische Anordnung der zum Teil mit weißlich-grünen Massen gefüllten Hohlräume ganz so wie es von gleichabgesonderten Mandelsteinen im Höllental angegeben wurde (s. S. 163). Auch hier liegen die Variolen nicht dicht am Rande der Kugeln, sondern sind von ihm durch einen blasenfreien Rand geschieden.

Unter dem Mikroskop erkennt man wieder eine undurchsichtige, bei starker Vergrößerung sich in Haufwerke winziger lebhaft polarisierender Körnchen auflösende Grundmasse. Die zahlreichen Hohlräume derselben enthalten stark doppelbrechende Körner von (chloritisiertem) Augit, massenhaft feine lange Nadeln von vermutlich Aktinolith sowie Feldspatreste.

Ein näheres Eingehen auf diese interessanten Gesteine würde hier zu weit abführen; jedenfalls ist so viel klar, daß man es hier mit sehr verschiedenartigen Bildungen zu tun hat, deren hochgradige Umwandlung ihnen den Anschein hohen geologischen Alters verleiht, das sie in der That aber nicht besitzen.

Bei dem nun folgenden, die südöstliche Begrenzung des metamorphen Streifens bildenden konglomeratischen Gesteine (elm) können, was geologisches Alter und Entstehungsgeschichte anlangt, nur Vermutungen hier ausgesprochen werden.

Wie von LIEBE²⁾ bereits erwähnt und in den Erläuterungen zu den Blättern Greiz (Reichenbach) der preußischen sowie Plauen—Pausa, Plauen—Ölsnitz und Bobenneukirchen—Gattendorf der sächsischen Spezialkarte ausführlich beschrieben wurde, tritt im unteren Culm dieser Gegenden eine konglomeratische Bildung auf, die ausgezeichnet ist durch die Führung von Granitgeröllen. Dieser Granit muß also, da, wie bereits erwähnt, auch in den devonischen Breccien derartige Stücke vorkommen, ein vordevonisches Alter besitzen. Die Zone der vereinzelt Vorkommen des Granitkonglomerates zieht sich im Liegenden des Culms aus der Gegend von Netzschkau SO Greiz über Steinsdorf nach Kauschwitz (Sekt. Plauen—Pausa), dann mit nordsüdlicher Richtung nach Planschwitz bis in die Gegend von Hof.

Über den weiteren Verlauf ist, da auf bayerischer Seite Spezialkarten nicht

¹⁾ Am Südwestrande des kleinen sich an den Reitzensteiner Schloßpark anschließenden Gehölzes.

²⁾ Schichtenaufbau Ostthüringens a. a. O. S. 25.

vorliegen und die GÜMBEL'sche Karte darüber keinen weiteren Aufschluß gibt, nichts zu sagen. Sehr bemerkenswert ist nun, daß zwischen Reitzenstein und Unterklingensporn (s. Figur 1 und die geolog. Karte), wie ich vermute, an Verwerfungen eingequetscht, ein Gestein auftritt, das dem voigtländischen entspricht. Die Granitbrocken, neben denen sich zahlreiche Stücke von Diabasen finden, sind an einzelnen Stellen so massenhaft vorhanden, daß die Breccie stark zerfällt und sich zu Sand auflöst, der in Schürfen gewonnen wird und zum Scheuern etc. Verwendung findet. Aus der zum Teil bedeutenden Größe der Granitbrocken (s. Figur 4), darf man annehmen, daß granitische Massen in nicht großer Tiefe verborgen sind.

Als die Fortsetzung der Reitzensteiner Breccie, der wir ein hochoberdevonisches oder tiefeulmisches Alter zuschreiben können, ist nun der erwähnte Streifen grob klastischer Bildungen bei Unterklingensporn aufzufassen. Das Gestein kommt zu beiden Seiten der Selbitz vor und ist vorzüglich abgeschlossen besonders in dem tiefen Einschnitte, durch welchen die Bahn nach Hof führt. Es ist schon von weitem deutlich zu erkennen durch seine außerordentlich starke Durchtrümerung mit schneeweißem Quarz, der zum Teil in losen Blöcken verstreut ist. Die Quarz-



Figur 4.

Granitbreccie, Reitzenstein bei Issigau. — (Der Hammer steht vor einem besonders großen Brocken von Granit.)

führung und der innige Verband der Gemengteile des Gesteins machen es in hohem Grade widerstandsfähig gegenüber der Zerstörung. Infolgedessen neigt es sehr zur Bildung felsiger Partien, wie sie sich in der Nähe des Bahneinschnittes und besonders jenseits des kleinen dabei mündenden Baches finden. Auffallend ist schon makroskopisch der ausgesprochen metamorphe Charakter. Es sind nämlich die im Umfange zwischen Splitter- und über Kopfgröße schwankenden, vielfach vollkommen gerundeten Brocken innig, zum Teil flaserig mit einer Grundmasse verschmolzen,¹⁾ die zum Teil ein völlig kristallines Aussehen besitzt. Die Brocken bestehen in erster Linie aus tiefsilurischem glimmerreichem Quarzit und mattem weichem Schiefer des Untersilurs sowie aus Granit. Daneben finden sich auch Bruchstücke von obersilurischem Kieselschiefer und — worauf besonders hingewiesen sei — solche aus der benachbarten metamorphen Devonzone. — Das Verhältnis zwischen Grundmasse und Geröllen ist sehr schwankend. Während diese an einzelnen Stellen

¹⁾ Vgl. Erläut. zu Bl. Plauen—Pausa S. 49.

stark zurücktreten, sind sie ein anderes Mal bei geringem Umfange so zahlreich verteilt, daß das Gestein ein flaseriges Aussehen erhält („Wurstkonglomerat“ GÜMBELS).

Unter dem Mikroskop zeigt sich verschiedentlich der metamorphe Charakter der Grundmasse auf das beste. Sie besteht in erster Linie aus Quarz, Feldspat und hellem Glimmer. Die Körner des erstgenannten Mineralen sind vielfach mosaikartig ineinander gefügt, besitzen unregelmäßige Begrenzung und zeigen häufig die charakteristische mikropegmatitische Verwachsung mit Feldspat. Kaolinige Verwitterungssubstanz ist durch das ganze Gestein verbreitet. Vereinzelt erscheint es stark mit kohlenurem Kalk imprägniert und durchtrümmert. Wohl sicher hat man es hier mit einem metamorphen Gestein zu tun, bei dessen Entstehung man in Hinblick auf die starke in keiner Weise in die benachbarten Gesteine fortsetzende Quarzdurchtrümmern an postvulkanische Metamorphose denken muß und an die bekannten „Konglomeratgneise“ erinnert wird.¹⁾

Sollte man das Gestein petrographisch genau definieren, so hätte man es als „hemimetamorphes Feldspatkonglomerat“ oder als recht eigentliche „Grauwacke“ zu bezeichnen.²⁾

Alles in allem besteht also der Marxgrüner Komplex aus Gesteinen, deren metamorphen Charakter wir wohl feststellen können, bei denen wir jedoch über das Wesen der Metamorphose im unklaren bleiben. Daß der Gebirgsdruck die Hauptrolle dabei gespielt hat, ist aber wohl ganz sicher.

b) Quartäre Formationen.

IV. Das Diluvium.

Gehängelehm (da).

An einigen Stellen, so im Thüringer Muschwitztal, am Nordabhang des Wolfsteins in der Nordostecke unseres Blattes, am Bahnhof Marxgrün, an der Schleifmühle nördlich von Naila sowie bei der Gerlaser Ziegelhütte beobachtet man in einer höheren Talstufe lehmiges von der Verwitterung der umgebenden Gesteine stammendes Material, untermischt mit gröberen Brocken, das sekundär wieder abgelagert ist. Am Wolfstein prägt sich so ein ziemlich umfangreicher Schuttkegel aus, dessen zum Teil sehr grobes Material zumeist aus diabasischen Massen besteht. Hieher mag auch manches gehören, was sonst als Eluvium, d. h. als tiefgründiger Verwitterungsboden bezeichnet worden ist. Der Verwitterungslehm ist an der Schleifmühle vorübergehend in einer kleinen Grube gewonnen worden.

V. Das Alluvium.

Alluviale Bildungen finden sich im Talboden der heutigen Gewässer (a). Es sind in den Quellgebieten der Bäche meist lehmige Produkte, die aus der Zerstörung der nächsten Umgebung entstanden sind. Etwas weiter unterhalb, wo das Wasser erhöhtes Gefälle und damit größere zerstörende Kraft besitzt, finden sich Kiese und Sande sowie größere Blöcke, die in ungeheueren Massen oft das Tal erfüllen und dessen rauhen Charakter bedingen. Besonders ist dies im Höllental ausgeprägt. Das Material der Blöcke läßt naturgemäß teils auf die Umgebung, teils

¹⁾ C. GÄBERT, Die Gneise des Erzgebirges etc. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 59, 1907, S. 367.

²⁾ K. WALTHER, Petrographische Untersuchung einiger klastischer Gesteine etc. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 59, 1907, S. 417.

auf das Quellgebiet der betreffenden Wasseradern einen Schluß ziehen. So finden sich im Höllentale Blöcke von Diabasen und Breccien, in den Gebieten des Culms von Sandstein und Mesodiabas etc. Im Culmitztal — in der Nähe des Teiches von rechteckigem Umriss — beobachtet man zahlreiche aus sehr dunklem Kohlenkalke bestehende Blöcke, der weiter oberhalb bei Poppengrün ansteht und in Steinbrüchen gewonnen wird.

Zahllos sind schließlich die Stellen kleinerer und größerer, durch ihre schwarze Farbe auffallender mooriger und torfiger Absätze (at), die vereinzelt (im Krötensee-wald, an der Wasserscheide zwischen thüringischer und fränkischer Muschwitz) abgebaut und als Brenn- oder als Streumaterial Verwendung finden. Die Vorkommen sowie die kleinen moorigen Bildungen sind stets an mehr oder weniger abflußlose quellige Plätze mit schwer durchlässigem, aus einem hellen Ton bestehenden Untergrunde gebunden und verdanken ihre Bildung in erster Linie Sumpfmossen, dann aber auch Resten von Nadelhölzern etc.

Von großer Bedeutung ist das ausgedehnte Moorage bei Bad Steben, das planmäßig abgebaut und zu therapeutischen Zwecken verwendet wird. Dr. M. STIFLER, ehemals Badearzt in Bad Steben, gibt folgende Beschreibung des Vorkommens:¹⁾

„Stebener Moor besteht aus Heide- und Torfmoosen, Wollgras etc. (Sphagneto-, Eriophoreto-, Cellunetum-Moor) und ist auch Wiesen- und Holzmoor (Gramineto-, Hypneto-, Arboretum-Moor), also eine Zwischenstufe zwischen Hoch- und Niederungsmoor. Bei dem Stebener Moor muß aber noch ein anderes Motiv, nämlich Bergabrutsch, Windbruch oder Waldbrand, mitgespielt haben, es finden sich darin zahlreiche starke Baumstämme, Geäste und große Lager von Blättern und Nadeln (Hirschgeweihe als Rarität), in welcher letzteren Eisenoxydhydrat und zahlreiche Pyrrhosideritkristalle eingelagert sind. Das Moor ist, frisch gestochen, ziemlich homogen, gelbbrot; schwärzt, an die Luft gebracht, sich sofort, ein Beweis der intensiven Zersetzungsvorgänge und der flüchtigen Säurebildung.“

C. Allgemeine Tektonik.

Das tektonische Bild der vorliegenden Karte steht unter dem Einflusse von zwei Faktoren, dem erzgebirgischen (variscischen) Falten-system und dem Frankenschwälder Haupt-(Quer-)sattel E. ZIMMERMANN'S.²⁾

Wie schon mehrfach erwähnt, zeichnet sich das ostthüringisch-vogtländisch-Frankenschwälder Gebiet dadurch vor den übrigen deutschen Rumpfgebirgen aus, daß es den Faltenverlauf der „mitteldeutschen Alpen“ am regelmäßigsten und deutlichsten wiedergibt. Der genannte Forscher unterscheidet eine Reihe von Hauptsätteln und -Mulden, die von den Schichten des Silurs, Devons und Culms gebildet werden.³⁾ Parallel zu dem großen „Cambrium“-Silur-Sattel, der sich an den von Eruptivgesteinen und Sedimenten des Rotliegenden gebildeten eigentlichen Thüringerwald nach Osten anschließt, verläuft aus der Gegend von Berga an der Elster in südwestlicher Richtung ein weiterer, allerdings stark zerstückelter Sattel („westvogtländischer Hauptsattel“) aus gleichfalls sehr alten Gesteinen, dessen Kern westlich von Lichtenberg sein Ende findet. Diesem folgt dann die vogtländische Haupt-

¹⁾ Bad Steben für Kurgäste und Ärzte. Halle.

²⁾ LIEBE und ZIMMERMANN, Zonenweise gesteigerte Umwandlung der Gesteine in Ostthüringen. Jahrb. preuß. geol. La. 1886, S. 154 und E. ZIMMERMANN (1) S. 344 f.

³⁾ S. als Übersichtskarte das Blatt Dresden der geol. Karte des Deutschen Reiches von R. LEPSIUS.

mulde, welcher der in der Umgebung von Hirschberg a. Saale intensiv zerschobene Streifen culmischer Sedimente angehört, der sich von Elsterberg über Mehlteuer nach Blintendorf und Ullersreuth bis in unser Kartengebiet hinzieht. Das Grenzgebiet zwischen dieser Mulde und dem bei Lichtenberg sich ausprägenden Sattel wird durch den breiten Streifen devonischer Bildungen des Höllentales bis gegen Horwagen und Geroldsgrün zu markiert. In ihn ist wohl sicher eine große Menge sekundärer Falten eingeschaltet, von denen jedoch infolge des Mangels an Vergleichshorizonten zunächst nur zwei kleine Aufsattelungen, östlich von der Selbitzmühle und südlich von Naila, zu beobachten sind. Bei Bobengrün und Thierbach, wo die Verhältnisse infolge tiefgründiger Verwitterung der Gesteine schwer zu entziffern sind, beobachtet man am (westlichen) Mühlberge durchgehend nordwestliches Einfallen, das sich auch am Oststoß des Horwagener Kalkbruches geltend macht. In die hier auftretende vom unteren Oberdevon gebildete Mulde faltet sich bei Bobengrün und Thierbach zunächst jüngerer Oberdevon ein, dem unregelmäßig ein schmales Band von Culm aufliegt. Etwas weiter westlich, in der Nähe der Höhe 589, hat man sich vorzustellen, daß die etwas nach NW verschobene Synklinale, deren Flanken von Deckendiabas und Breccien gebildet werden, das höhere Oberdevon eingemuldet enthält. Umgekehrt beobachtet man in der Nähe des Horwagener Kalkbruches eine schwache Einfaltung culmischer Sedimente, deren Rand nach O in die Höhe gebogen ist.

Sehr charakteristisch sind die inselartigen Vorkommen devonischer Bildungen innerhalb der culmischen Sedimente, wie sie namentlich außerhalb unserer Karte gegen den Rand der Münchberger Gneißkuppel zu ein ebenso wechselvolles wie — zumal infolge der ungenügenden Aufschlüsse — schwer zu entzifferndes Bild liefern. Ob hier überall nur Aufsattelungen oder horstartige Bildungen älterer Schichten vorliegen,¹⁾ oder ob transgredierende Lagerung des unteren Culms mit im Spiele ist oder ob schließlich, wie oben schon angeführt, die culmische Decke nur geringe Mächtigkeit besitzt, das läßt sich schwer und nur nach einer Detailkartierung des Frankenwälder Gebietes angeben. Hierbei würde sich das Kartenbild, wie aus dem oben Gesagten zum Teil schon erhellt, stark nach der Seite hin ändern, daß der Culm in erster Linie am Aufbau der Schichten sich beteiligt und ältere Schichten nur lokal sich in ihn einschalten.

Drei derartige NO streichende, in Felsmassen zutage tretende, mehr oder weniger langgestreckte Bänder beobachtet man in der Umgebung von Geroldsgrün: eines im SW und zwei in der Nähe der Straße nach Steben. Was das erstgenannte Vorkommen anlangt, so liegen in dem Kalkbruche SSW von Langenau die Schichten sattelförmig; der devonische Kalk wird dabei von einer geringmächtigen Culmdecke überlagert, die durch den Steinbruchbetrieb zum Teil abgehoben ist. Am SW-Fuße des Burgsteins ist sattelförmige Lagerung aufgeschlossen.

Auch südlich von Naila ist die nur dünne meist wegerodierte Culmdecke, welche den zum Teil horizontal liegenden Kalk überdeckt, in die devonischen Sedimente eingefaltet.²⁾ Die kuppelförmige Lagerung kommt dabei nördlich von der Querstörung

¹⁾ Vgl. analoge Vorkommen z. B. auf dem Blatte Probstzella.

²⁾ Diese Einfaltung oder Einquetschung ist ganz gut an der Straße von Naila nach Schwarzenbach a. W. zu beobachten. Man kommt auf dieser nach S vorgehend bei südwestlichem Schichten-einfallen aus den oberdevonischen Breccien in ein schmales Band culmischer Schiefer und dann in den darüber liegenden Kalknotenschiefer des verlassenen Bruches hart am Rande der Straße.

zum Ausdrucke. Auch hier hat man, allerdings nicht so stark als weiter östlich bei Martinsberg, mit starker Verlehmung der Gesteine zu kämpfen.¹⁾

Das ungefähr nordöstliche Schichtenstreichen, welches für den unterhalb der SW-NO-Diagonale unseres Blattes gelegenen Kartenteil (s. Fig. 1, S. 145) das herrschende ist, findet sich vereinzelt auch noch oberhalb der genannten Linie. So beobachtet man es an den mitteldevonischen Bändern am Wege von Steben nach Unterzeitelwaidt, dann in einzelnen Teilen des Carlsgrüner Kieselschiefer- und des westlich davon gelegenen tmt-Streifens, schließlich in dem oberdevonischen Schieferstreifen an der Ostseite der Friedelhöhe und dem mitteldevonischen Bande, das sich am Ostrande des Ortes Langenbach nach NNO erstreckt. Es ist jedoch auffallend, daß man fast nirgends in den eben erwähnten Fällen die rein erzgebirgische Streichrichtung bemerkt, sondern daß sich eine Beeinflussung derselben durch einen Faktor zeigt, nämlich den oben bereits erwähnten sogen. Frankenwälder Haupt-(Quer-)Sattel.

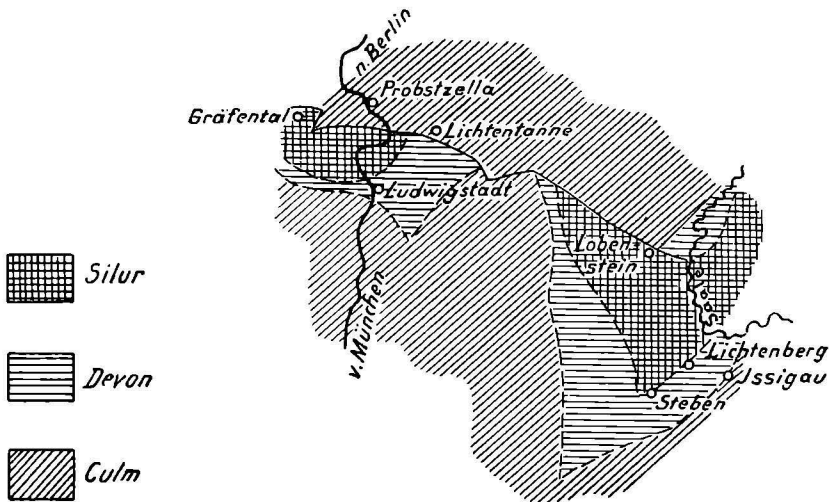


Fig. 5

Maasstab: 500 000

Wie bekannt,²⁾ hat sich in allen deutschen Faltenhorsten eine quer zu der Richtung des Faltenwurfes verlaufende tektonische Kraft geltend gemacht, die gleichzeitig mit oder kurz nach der Bildung der Falten Teile derselben kulissenartig gegeneinander verschob. Das Maximum dieser Kraft konzentriert sich in der Bildung von Aufsattelungen. Sie sind im ostthüringischen Faltengebirge besonders gut entwickelt, in erster Linie in der Gestalt des genannten Quersattels, der sich in der Tat auch mit Deutlichkeit als Sattel geltend macht. Lediglich der Südwestflügel desselben ist erhalten, während der Nordostflügel infolge einer großen, bereits bei Gräfenfalter beginnenden und sich über Probstzella—Lichtentanne bis nach Lobenstein hinziehenden Verwerfung in die Tiefe gesunken ist.²⁾ Will man versuchen, den Aufbau dieses Quersattels grobschematisch wiederzugeben, so könnte es wie nebenstehend geschehen (Fig. 5). Man hat sich dabei vorzustellen, daß die ungefähr

¹⁾ Der Bahnbau der im Sommer 1907 von Schwarzenbach a. W. aus in Angriff genommenen Bahnstrecke nach Naila dürfte interessante Aufschlüsse liefern.

²⁾ E. ZIMMERMANN, Jb. pt. geol. La. für 1898, S. LXXXII. — Vgl. auch K. WALTHER, l. c. S. 244.

senkrecht zum NO-Streichen der Schichten wirkende aufsattelnde Kraft die bereits erzgebirgisch zusammengepreßten und deshalb in der Querausdehnung beschränkten Schichten an der Umbiegungsstelle aufblättert. Das Auftreten der bereits erwähnten devonischen Inseln innerhalb des Culmgebietes, welche auf die ursprüngliche Größe des Devongebietes schließen lassen, wird auf diese Weise verständlich.

Auf S. 177 wurden einige Fälle angeführt, in denen auch auf dem vor unserer Diagonale links gelegenen Teile noch das erzgebirgische Streichen zu beobachten ist. Man kann sich aber denken, daß gerade hier die durch den Frankenwälder Hauptsattel hervorgerufene Umbiegung der Sedimente zum Ausdruck gelangen wird. Die Mitteldevon-Streifen am genannten Wege bei Steben, in der Nähe der eigentlichen Umbiegungsstelle, besitzen infolgedessen eine der ostwestlichen sehr genäherte Streichrichtung (s. die Signatur im Kieselschiefer). Ferner zeigen das angeführte Carlsgrüner Kieselschieferband sowie die beiden aus mitteldevonischen Sedimenten gebildeten westlich davon gelegenen Streifen deutlich den Kampf zwischen ursprünglicher erzgebirgischer und sekundärer herzynischer Richtung, wobei das letztgenannte Vorkommen in einzelne Stücke ausgewalzt erscheint.

Das Umbiegen des ganzen Devonkomplexes von der Diagonale in Fig. 1 anfangend bis zur Landesgrenze im N geschieht in drei Stadien, von denen jedes Stadium seine charakteristische Streichrichtung hat und auf ein bestimmtes Gebiet beschränkt ist. Die Verhältnisse seien durch folgende tabellarische Übersicht dargestellt:

| Streichrichtung | Verbreitungsgebiet |
|--------------------|---|
| 1. SO—NW | Zwischen Geroldsgrün und Dürrenwaid einerseits sowie dem Gehöft Fichten und der Höhe 692 NNW Steinbach andererseits. |
| 2. SSO—NNW bis S—N | Zwischen Carlsgrün — Friedelhöhe — Höhe 632 NNO Dürrenwaid—Hermesgrün—Landesgrenze in der Nähe des Punktes 623 NO von Hermesgrün. |
| 3. SO—NW | Zwischen Hermesgrün—Knöcklein und dem Schwarzen Teich. |

Geht man von diesen mehr peripher gelegenen Teilen gegen das Umbiegungszentrum vor, so beobachtet man in dem sich unmittelbar an die Lichtenberger Phykodenschichten anlegenden Untersilurbande im großen und ganzen nur die erzgebirgische und die hercynische Streichrichtung.

Schon aus dem Verlaufe des Thuringitbandes geht hervor, daß die Schichten von den Phykodenschichten gegen SW abfallen. Messungen im W, im Hermesgrüner und Langenbacher Tal, sowie die Gestaltung des Oberdevonabschlusses in der Südwestecke des Blattes bestätigen dieses. Offenbar ist der Fallwinkel senkrecht zur hercynischen Streichrichtung ein nicht sehr großer. Dies zeigt sich in der Ausstrichsbreite sowohl des gesamten Devonbandes als auch in der seiner einzelnen Teile. Im Gegensatze dazu finden sich bei der erzgebirgischen ursprünglichen Faltungsrichtung häufig schmale Bänder, die auf eine intensivere Faltung

schließen lassen. Dabei wurden geringmächtige Formationsglieder wie der Kiesel-schiefer und der obere Graptolithenschiefer des Obersilurs häufig völlig unterdrückt oder zu schmalen Bändern ausgewalzt. Die besonders große Ausstrichsbreite des oberen Schiefers des Untersilurs sowie des Kiesel-schiefers am Landeshügel bei Steben zeigt, daß hier die eigentliche Umbiegungsstelle der erzgebirgischen in die hercynische Richtung sich befindet. Die Halbierungslinie des Winkels zwischen diesen verläuft in der Tat auch — was zu erwarten ist — von der Mitte des Phykodenkomplexes auf die genannte Höhe zu.

Mit der Faltung der Gesteine stehen einerseits mechanische, andererseits chemische Umwandlungen in engem Zusammenhange. Jene bedingen — zumal in mikro- und kryptoklastischen Sedimenten — Fältelung, Runzelung und transversale Schieferung der Gesteine, diese in erster Linie die Bildung von serizitischen Produkten, wodurch das Material ein phyllitisches, sozusagen gealtertes Aussehen bekommt. Da jedoch diese Erscheinungen in offenbarem Zusammenhange mit anderen metamorphosierenden Faktoren stehen, so sind sie in einem besonderen Abschnitte abgehandelt worden (s. S. 169—174).

Hier mögen nur noch einige Bemerkungen über die gleichfalls im Gefolge der Faltung stehenden Verwerfungen folgen.

Diese tektonischen Elemente treten in unserem Gebiete in erster Linie in einer Richtung auf, die mehr oder weniger der hercynischen genähert ist und teilweise in die ostwestliche übergehen kann. Störungen dieser Art bedingen die Verschiebung einzelner Schichtstreifen gegeneinander, wie es in der Gegend von Lichtenberg, vom Bahnhofe dieses Ortes bis südlich von Steben, dann an der Grenze des Oberdevons gegen den Culm zwischen Preußenbühl, Modelsmühle und Horwagen und an anderen Punkten zu beobachten ist. An einigen Stellen erlangen jedoch diese Verwerfungen größere und für den gesamten tektonischen Bau der Gegend bestimmende Bedeutung. Es sind das von Westen anfangend die Verwerfung auf der Ostseite von Langenbach mit ihrer Fortsetzung in der Richtung gegen Lochau, das Carlsgrün—Stebener Störungssystem und die Querverwerfungen südlich von Marxgrün.

Die erstgenannte bewirkt ein plötzliches Abschneiden des breiten inneren Aphanitbandes (s. o.), das bei Hermesgrün wieder zum Vorschein kommt.

Bei weitem das wichtigste Verwerfungsgebiet ist jenes von Carlsgrün und Steben. Die Ursache der Dislokationen liegt hier wohl in dem Drucke begründet, der bei Entstehung des „Frankenwälder Haupt-Quersattels“ in ungefähr südwestlicher Richtung auf die erzgebirgisch gefalteten paläozoischen Gesteine ausgeübt wurde. Es fand eine Zerreißung und ein Einbruch derselben sowie eine Überschiebung der randlichen Partie auf die eingebrochene Scholle statt (s. d. Profil). Dieser Grabenbruch nimmt in unserem Gebiete seinen Anfang zwischen der Krötenmühle und der kleinen mitteldevonischen Scholle, die der Verwerfung nördlich von Carlsgrün anliegt, und erstreckt sich mehrfach zerstückelt nach SSO bis nach Steben hinein, in den Raum zwischen Kurpark und der Laugenbacher Straße. Dabei nimmt die östliche Randspalte ihren Anfang bei der genannten Mühle, ist in dem sich von hier nach S ziehenden Tälchen sowie auch weiter gegen SO nicht unmittelbar zu beobachten,¹⁾ findet aber ihren Ausdruck in der Zerschiebung der

¹⁾ Der Diabas in dem Winkel zwischen der punktierten Verwerfung und dem Mordlaurer Gang-zug hat wohl silurisches Alter und vertritt den Kiesel-schiefer weiter südöstlich.

mitteldevonischen Bänder zwischen der Langenbacher Straße und dem mehrfach erwähnten nördlich gerichteten Hohlwege.

Mit einiger Sicherheit ist sodann die westliche Randspalte zu verfolgen, die sich durch die an Quellen reiche Beschaffenheit des Geländes¹⁾ südöstlich vom Pavillon verrät.

Die Verwerfung, welche die Devonstreifen an dem genannten Hohlwege nördlich von Bad Steben nach O abschneidet, bewirkt in ihrem Verlaufe eine Verschiebung des mittleren und oberen Devons.

Sehr gut ausgeprägt sind weiterhin die hercynisch verlaufenden Störungen, welche den stark metamorphen Streifen culmischer und devonischer Gesteine östlich gegen den Culm in der Nähe des Punktes 603 abschneiden.

Neben diesem hercynischen Störungsverlauf spielt die Nord- und Südrichtung als Resultierende aus erzgebirgischer und hercynischer Richtung eine wichtige Rolle. Ihr folgt meist die Klüftung der Gesteine. Sie findet sich innerhalb der oben besprochenen Steben—Carlsgrüner Störungszone und auch der Ostrand des Lichtenberger Phykodonschieferorkommens wird durch eine solche Verwerfung gebildet. Ferner zeigt sich die genannte Störungsrichtung bei Geroldsgrün und Naila.

Besonders hingewiesen sei schließlich noch auf die Art der Grenze zwischen dem oberdevonischen aphanitischen Diabase und der Culmformation. Diese Grenze ist überall sehr scharf und man beobachtet so wenig etwas von Wechsellagerung zwischen den beiden genannten Gliedern, daß ihr Aneinanderstoßen wohl nur längs Verwerfungen erfolgen kann. Es zeigt sich auf diese Weise, daß auch der gegen SW schauende Teil des „Frankenwälderhauptquersattels“ von Verwerfungen betroffen wurde, die allerdings bei weitem nicht die Bedeutung besitzen wie diejenigen, welche das genannte tektonische Element gegen N und NO begrenzen (s. S. 177).

Östlich von der in Rede stehenden Verwerfungsreihe zwischen Culm und Oberdevon, die sich vom Geroldsgrüner Knock bis zum Lachengrund an der Landesgrenze hinziehen, herrscht sattelförmige Lagerung des Devons, die sich besonders deutlich in dem auf S. 178 unter 1. genannten Komplex ausspricht. Dem gegen den Culm zu gelegenen äußeren Aphanitbande stellt sich demzufolge ein innerer bereits namhaft gemachter Streifen desselben Gesteines gegenüber, während im Kern des Sattels der ältere körnige mittel- bis tiefoberdevonische Diabas erscheint. Dieser bleibt jedoch, wie aus den verschiedenen inselartigen Vorkommen sowohl innerhalb der Tuff- wie (nördlich des Langenbachtals) der Aphanitzzone hervorgeht, wenig tief unter der Erdoberfläche verborgen. Aus der Beobachtung, daß die Schichten sowohl auf der Südwest- wie Nordostseite des Steinbacher Diabaskomplexes nach S bis SO fallen, muß man weiterhin annehmen, daß die in Rede stehende Aufsattelung nach NO überkippt ist. Die innere aphanitische Diabaszone stößt dann an einer Reihe von Verwerfungen gegen die älteren körnigen Diabase in der Umgebung der Friedelhöhe ab und es zeigt sich jenseits der Störungen schwach muldenförmiger Bau, der sich u. a. in der Lagerung des durch das „F“ vom Worte „Friedelhöhe“ gehenden to,t-Streifens, sowie besonders in derjenigen des langgestreckten Tuffbandes zwischen Langenbach und Knöcklein äußert (s. d. Profil auf der Karte).

Erzgänge und Mineralquellen.

Der schon im Mittelalter in unserer Gegend betriebene, aber längst völlig aufgelassene Bergbau auf Eisen, Kupfer und andere Erze hat in dem mehrfach

¹⁾ Jetzt trocken gelegt und in den Kurpark hinein bezogen.

genannten GÜMBEL'schen Werke eine so eingehende Besprechung gefunden, daß es genügt, hier darauf hinzuweisen.¹⁾ Die Erzgangspalten verlaufen fast ausschließlich in hercynischer Richtung und besitzen nur selten, wie bei Steben, tektonische Bedeutung.

Von besonderer, in neuester Zeit sich noch steigernder Bedeutung sind die Mineralquellen und Kohlensäureexhalationen (ΔQ), wie sie sich verschiedentlich im Höllentale, dann besonders in Bad Steben und bei Langenau finden. Während der auf der Karte angegebene „Sauerbrunnen“ östlich Wolfsbauer versiegt ist, tritt ganz in der Nähe bei dem über die Selbitz führenden romantisch gelegenen Holzsteg eine Reihe von Sauerlingen auf, die sich durch die braunrote Färbung ihrer Umgebung bemerkbar machen. Leider liegt ihre Austrittsstelle so tief, daß sie nur bei niedrigem Wasserstande bemerkbar werden. An eine Ausnützung der Quellen ist, da sie sich für gewöhnlich unmittelbar in die Selbitz ergießen, nicht zu denken.

Große Mengen von Kohlensäure sind neuerdings in Kleinschmidten auf dem linken Ufer der Selbitz erbohrt worden (Höllensprudel).

Die Quellen von Steben und Langenau unterscheiden sich in der Weise voneinander, daß die erstgenannte reich an Eisen (als Karbonat) und verhältnismäßig arm an Kohlensäure ist, während die letztere sich durch große Mengen freier Kohlensäure bei geringem Eisengehalt auszeichnet. Da in neuester Zeit bei der steigenden Beliebtheit des Stebener Bades das dortige Wasser mehrfach nicht ausgereicht hat, so wird das von Langenau mitbenützt.

Daß das Auftreten der Sauerlinge an das Vorkommen von Spalten und Erzgängen geknüpft ist, leuchtet ein. Bereits GÜMBEL macht darauf aufmerksam, daß dies sowohl für die Quellen im Höllental als für die von Steben („Ehrlich-Gangzug“ s. d. Karte) und Langenau zutrefte.²⁾ Der genannte Forscher spricht sich in einem älteren Gutachten dahin aus, daß die Quellen mit besonderer Vorliebe dort auftreten, wo derartige Spalten und Gänge ein Tal kreuzen, was in der Tat auch der Fall ist. Womit dies zusammenhängt, vermag ich nicht zu sagen; das Vorhandensein einer „ursprünglichen Talspalte, welche die Stelle eines Leitungskanals versieht“, kann lediglich vermutet werden. Bei Langenau und im Höllentale ist nichts davon zu beobachten; bei Steben wäre an eine Störungslinie zu denken, die das Carlsgrüner Silurband nach Süden abschneidet.

In der Nähe der wertvollen Stebener Eisensauerlinge auf neue Wassermengen zu bohren, halte ich für äußerst gewagt. Es könnte dadurch erheblich mehr geschadet als genützt werden. Dagegen würde wohl ein Hinüberleiten des Langenauer Wassers nach Steben auf nicht allzu große technische Schwierigkeiten stoßen.

Erläuternde Bemerkungen zu dem Profile am Rande des Kartenblattes.

Das Profil verläuft von der Höhe des Punktes 632 bei Unterzeitelwaidt senkrecht zum Streichen der Formationsglieder bis zur Höhe 669 südlich Dürrenwaid. Es zeigt die aus der Ausstrichsbreite gefolgerte verhältnismäßig flache Lagerung

¹⁾ S. auch Dr. HÜBSCH, Geschichte der Stadt und des Bezirkes Naila. Helmbrechts 1863, Selbstverlag des Verfassers.

Über alten Bergbau, der auf Stebener Gängen betrieben wurde, vergleiche weiters die Abhandlung von Dr. ALBERT SCHMIDT, Die Kupferbergwerke und das Nickelvorkommen im ehemaligen Gebiete der Hohenzollern am Frankenwald (Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Preußisch. Staate 1908).

²⁾ Das Vorkommen eines offenbar fast NS verlaufenden Gangzuges im oberen Stollengrund ist unzweifelhaft, konnte jedoch nicht mit der nötigen Sicherheit eingetragen werden.

der Schichten und den Übergang der jüngeren Bildungen aus den älteren. Bei Mordlau und Steben tritt ein grabenförmiger Einbruch des Mitteldevons ein, demzufolge dieses (durch Diabase vertreten) neben das Untersilur zu lagern kommt. Der Graben wurde als durch eine Überschiebung des südwestlichen Teiles entstanden angenommen, gemäß den Angaben (GÜMBEL l. c. S. 400), daß das Einfallen der Schichten in der Gegend von Mordlau ein sehr flaches südliches sei. Der Ockerkalk des Obersilurs ist zutage nicht zu beobachten; er findet sich jedoch auf den Mordlauer Halden und wurde seinerzeit durch die Grubenbaue durchörtert. Er wurde deshalb schematisch lokal unter der Erdoberfläche eingetragen und zwar mit übertriebener Mächtigkeit. Es folgt dann ein großer Komplex von intrusivem Diabas mit eingelagerten mittel- und altoberdevonischen Schichten, die an einem von Hermesgrün herkommenden Verwerfungssystem abgeschnitten werden. Jenseits desselben ist sattelförmige Lagerung zu verzeichnen, die gegen den Culm gleichfalls an Verwerfungen sich absetzt.

Inhalts-Übersicht.

| | Seite |
|--|---------|
| A. Allgemeines, Oberflächengestaltung und Entwässerung | 145—148 |
| B. Geologischer Aufbau | 148—175 |
| a) Palaeozoische Formationen | 149—174 |
| I. Das Silur | 149—151 |
| 1. Untersilur | 149—150 |
| 2. Obersilur. | 150—151 |
| II. Das Devon | 151—166 |
| 1. Mitteldevon | 152—155 |
| 2. Oberdevon | 155—166 |
| III. Der Culm. Metamorphe Bildungen. | 166—174 |
| b) Quartäre Formationen | 174—175 |
| IV. Das Diluvium | 174 |
| IV. Das Alluvium | 174—175 |
| C. Allgemeine Tektonik | 175—180 |
| Erzgänge und Mineralquellen | 180—181 |
| Anhang: Erläuternde Bemerkungen zu dem Profile am Rande des Kartenblattes | 181—182 |



1.

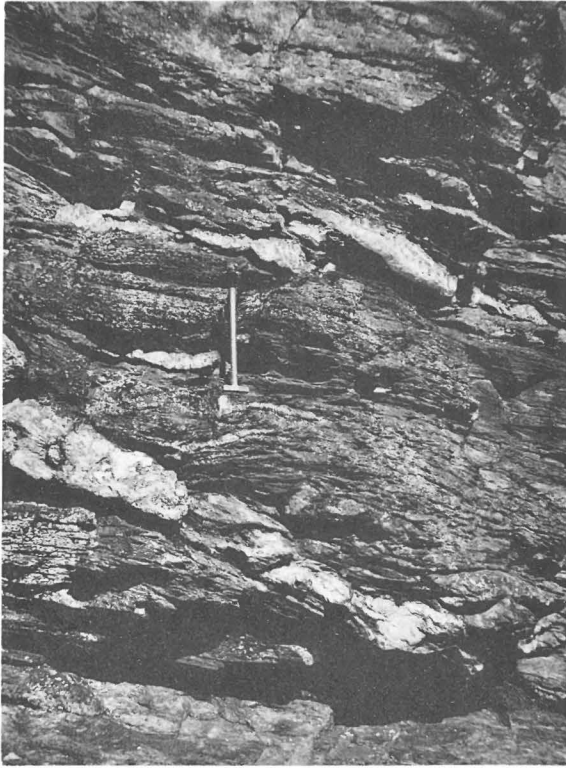


Fig. 1. Tiefe Untersilurschichten, von Quarz injiziert.
Lamitzmühle oberhalb Hirschberg a. S.

2.



Fig. 2. Geschieferter metamorpher Variolit.
Kniebühl bei Reitzenstein.

1.



Fig. 1. Körniger Diabas mit Serpentinkegeln.
Steinbach bei Geroldsgrün. + Nicols.

2.

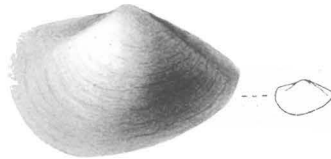


Fig. 2. *Paracyclas* sp.
Mittl. Oberdevon, südlich von Langenau.

3.

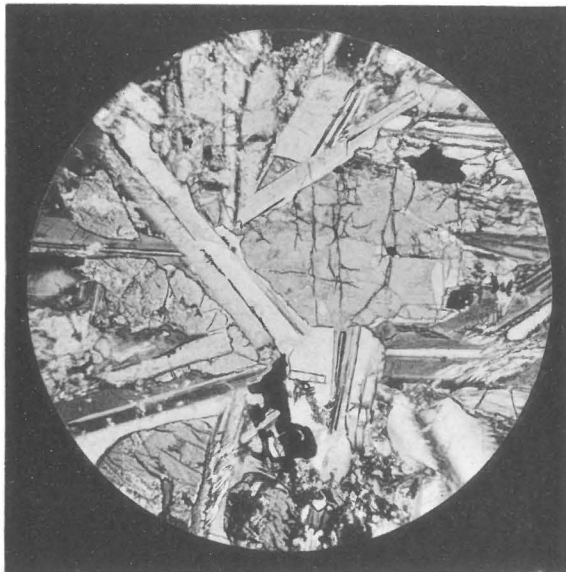


Fig. 3. Mesodiabas.
Rotmaisgrund zwischen Nordhalben und Dürrenwaid.