

Abhandlungen
der Geologischen Landesuntersuchung
am Bayerischen Oberbergamt
Heft 31/32

Baugeschichte und Erdölfrage im Tertiär
Niederbayerns

Von
Ernst Kraus

Mit 18 Abbildungen und 7 Tafeln

Bayer. Geolog. Landesamt
Bücherei
Inv. No. <i>Zf. 58</i>
<i>31/32/1938</i>
<i>R. A.</i> Jahr

Herausgegeben vom Bayerischen Oberbergamt
München 1938



Baugeschichte und Erdölfrage im Tertiär Niederbayerns

Von
Ernst Kraus

Mit 18 Abbildungen und 7 Tafeln

Inhaltsübersicht

	Seite
Einleitung	4—5
I. Die baugeschichtlichen Grundzüge als Voraussetzung eines Erdöl-Vorkommens	6—7
II. Oligozän (Linzer Sand und Schlier)	7—
Der Erdölsattel von Leoprechting	8—13
III. Miozän	13—41
1. Burdigaler Meeressand und Schlier	13—19
Niederbayern	15—16
Gliederung in Niederbayern	16—19
2. Die brackischen Kirchberger Schichten (Ober-Helvet— Unter-Torton)	19—33
Die ungleichförmige (diskordante) Sohlfläche	19—24
Der junghelvetische Tuttinger Schotter	24—28
Der Fazies- und Schichtwechsel	28—31
Die ungleichförmige Dachfläche	31—32
Die Grenzen der Kirchberger Schichten	32—33
3. Die Obere Süßwasser-Molasse (Torton)	33—41
Der Flinz	33—35
Der tortonische Hauptkies	35—36
Beziehungen zum Hausruck-Schotter	36—41
IV. Sarmat-Pliozän	41—49
Vorbemerkung	41—42
1. Der Restschotter	42—44
2. Die Bildung des sarmatischen Restschotter und seiner Kieselrinde	44—48
3. Die pliozäne Vorlandbewegung, Schotterwanderung und Reliefformung	48—49
V. Der gegenwärtige Bau	49—54
Übersicht	52—53
Verwerfungen	53—54
VI. Baugeschichte und Erdölfrage	54—64
1. Chatt	55
2. Aquitan	55
3. Burdigal	55—56
4. Helvet	56—58
5. Torton	58—61
6. Sarmat	61—62
7. Pliozän	62—64

	Seite
Zusammenfassung	64—67
I. Niederbayern	64
II. Hausruck-Kobernauser Wald	64
III. Bayerischer Wald	65
IV. Mittleres Oberbayern	65
V. Überblick	65—67
Schriftenverzeichnis	68—70

Einleitung.

Die erdgeschichtlichen Fragen, welche ich erstmals 1912/14 an die alterdkundlichen (paläogeographischen) und baugeschichtlichen Ereignisse im niederbayerischen Anteil der nordalpinen Vortiefe herantrug, konnten bislang nur teilweise gelöst werden. Nach einer Unterbrechung in der Kriego- und unmittelbaren Nachkriegszeit konnte 1923—1926 über die alpen nächsten Molasseglieder gearbeitet werden (vgl. Schriftenverzeichnis). Wiederholte Begehungen verdichteten sich seitdem in Niederbayern, wo im Auftrag und mit Unterstützung des Reichsforschungsrates die bisherigen Kenntnisse in den Dienst der Erdölfrage zu stellen waren.

Dieser praktische Einsatz erschien umso nötiger, als im N. des Inns, mit dem die Kartenblätter der Geologischen Landesuntersuchung von Bayern abschneiden, bis zu meiner Karte von Ortenburg-Vilshofen (1915) und bis zu der später von J. STADLER, HCH. ARNDT und FRZ. MÜNICHSDORFER bearbeiteten Karte des östlich anschließenden Passauer Gebietes (1926) keine neueren, größeren Geländearbeiten unternommen wurden, als andererseits aber gerade dort, wie aus einer Zusammenstellung durch FRZ. MÜNICHSDORFER (1911) ersichtlich war, nach der Verbreitung der Gasbrunnen Schlüsse auf Kohlenwasserstoffe in der Tiefe gezogen werden mußten. Auch geophysikalische Untersuchungen, welche die letzten Jahre brachten (D. C. BARTON 1934, H. REICH 1934), können ja bei der planmäßigen Erschließung von Erdöl für sich allein niemals zu befriedigenden Lösungen führen, solange die geologische Lage nicht hinreichend bekannt ist. Weder der sachgemäße Einsatz noch die Auswertung kann ohne ein Mindestmaß an geologischer Ortskenntnis gelingen. Durch Übersichtsbegehungen ohne gute Bekanntschaft mit der Fazies ist diese nicht zu ersetzen.

Wir begrüßen daher den Entschluß des Instituts für angewandte und praktische Geologie an der Universität München, einige Positionsblätter des fraglichen Gebietes aufzunehmen und sedimentpetrographische Untersuchungen durchzuführen. Da die praktischen Fragen im Rahmen des Vierjahrplanes auf die Beendigung freilich nicht warten können, da sie mehr auf faziell-alterdkundlichem und tektonischem Gebiet, auch außerhalb der engen Grenzen weniger Positionsblätter gelöst werden müssen,

so lege ich hier die früher und in den letzten Monaten gewonnenen Ergebnisse vor. Dabei wurde jede nähere Behandlung der Gesteinsfazies, soweit sie nicht zum Verständnis der praktischen Frage nötig schien, vermieden. Da Entstehung, Umbildung, Aufbewahrung und Wanderung der gesuchten Kohlenwasserstoffe nichts anderes bedeuten als getreue Begleitumstände der erdbaugeschichtlichen Entwicklung, also auch der alterdkundlichen Bilderfolge, und weil die Bewegungsgeschichte ihren derzeitigen Niederschlag in dem heute vorhandenen Bau unserer niederbayerischen Molasse gefunden hat, so liegen die Hauptgebiete klar, auf welche eine folgerichtige Untersuchung möglicher Erdölvorkommen eingehen muß.

Wir betrachten zunächst die den Untergrund bildenden, oligozänen Schlier-Schichten, bei deren besonderem Werdegang der Gehalt an Kohlenwasserstoffen aller Aggregatzustände sich bildete, und auf die sich unsere Erdöl-Erwartung gründet. Sie tauchen axial im Osten erst in Oberösterreich an die Erdoberfläche. Die von verschiedenen, ungleichförmigen Schrägflächen getrennten Hangendschichten des Miozäns und Pliozäns, deren Baugeschichte und Bau, ist darnach zu schildern. Schließlich wird zu begründen sein, weshalb die bisher für richtig gehaltenen Bohrpunkte kein Ergebnis bringen konnten, andere dagegen ungleich bessere Aussichten bieten.

Zunächst aber einen Gesamt-Überblick! Hiezu nachfolgende Schichttafel.

Schichttafel

Zeiten		Schicht-Ausbildung (Fazies)		Örtliche Bezeichnung		
Abteilung	Stufe					
Pliozän	Levantin Pont	Fluß- (und See-) Absätze im O. brackisch		Paludinen-Schichten (im O.) Congerien-Schichten (im O.)		
Miozän	Sarmat	Obere Molasse	aus Süßwasser	Cerithien-Schichten (im O.) Flinz, Dinotherien-Sand		
	Torton		aus Brackwasser	Kirchberger Schichten		
	Helvet		aus dem Meer	Luzerner Schichten (im W.)	Grunder Sch.	Heller Schlier
			(im SW. aus Süßwasser) aus dem Meer			
Burdigal	—	—	—	—		
Oligozän	Aquitän	Untere Molasse	aus Süßwasser	Graue und rote Molasse im SW.		
	Chatt		aus Brackwasser	Cyrenen-Schichten Baustein-Zone		
	Stamp (Rupel)		aus dem Meer	Wagneritz-Mergel		
				Dunkler Bitumen-Schlier		

I. Die baugeschichtlichen Grundzüge als Voraussetzung eines Erdölvorkommens.

Die umfassende Senkung des alpinen Geosynklinalraumes, welche in der Trias-Zeit anhub, um mit wechselnden Erfolgen, aber auch (in Hebungszeiten auf Teilschwellen) mit langdauernden und starken Rückschlägen schließlich doch immer unbeirrt dem Senkungs-Bestreben treu zu bleiben, konnte schon zu Beginn der oligozänen Molasse-Zeit nicht mehr das Gesamtgebirge betreffen. Nur die Außenstreifen dieses dynamischen Beckens, dessen versinkendes Innere den Falten- und Deckenbau gebar, waren damals noch Absenkungs-, Sedimentations- und Faltungsbereit. Das Hauptgebirge selbst war aus seinem tiefbaulichen (Hyporogenese) in den hochbaulichen (Epirogenese) Zeitabschnitt übergegangen. Es strebte, allmählich ein Hochrelief bildend, empor oder lag doch schon über dem Meeresspiegel. Noch viel älter war das Hebungsbestreben in dem nördlich benachbarten Klotz der Böhmisches Masse. Alte und älteste Störungsarben, alte Reliefs und Einebenungsflächen besaß sie schon voroligozän.

Aber zwischen dem alpinen und dem böhmischen Schwellenraum vermochte die im Oligozän erneute Absenkung dem vordringenden Meere weite, immer mehr sinkende Räume zu öffnen, die sich mit dem Aufbereitungsstoff der höheren Nachbarschaft, mit unserer „Molasse“ höher und höher füllten. Mit 1—2 km messen wir nicht nur in Alpennähe, sondern auch weiter entfernt in den tiefsten Bohrungen das Oligozän. Die genauere Prüfung des Foraminiferen-Inhalts (V. PETERS 1936) und weitere Beobachtungen (H. VETTERS, R. GRILL 1935) dürften schon heute die Ansicht bestätigen, daß diese starke, allgemein im Alpenraum wirksam gewordene Absenkung etwa des Mittleren Oligozäns einem von Mähren über Oberösterreich, Nieder- und Oberbayern bis ins Allgäu und nach der Schweiz (*Meletta*-Schiefer!) hin zusammenhängenden Meeresstreifen das Leben gab (vgl. z. B. K. A. WEITHOFER 1937).

Zwei Hauptfazies fallen in dem Oligozän-Meer auf: eine geröll- und vor allem sandreiche Randentwicklung und eine feinstsandig-tonige Innen-Ausbildung. Die erste ist am Alpenrand ausgezeichnet durch die Untere Meeres-Molasse mit ihrer Bausandstein-Abteilung, aber auch ihren liegenden Tonmergeln (Wagneritz-Schichten) im Inneren der Murnauer Mulde und ostwärts noch bis Teisendorf. Am Rande der Böhmisches Masse strömten dem Becken die Aufbereitungsstoffe des kristallinen Grundgebirges in Gestalt der hellen Quarzsandmassen (Linzer Sande) zu. Als Mutterstätten für Erdöl kommen diese wasserdurchlässigeren Randschüttungen, in denen die organischen Reste offenbar zu wenig geschützt blieben, nicht in Frage; höchstens als Träger des Erdöls, das später in ihre Poren eingewandert ist. Anders die mit den sandigen Randgebilden gleichzeitige Becken-Innenfüllung der oligozänen Vortiefe:

der dunkle, bitumenreiche Oligozän-Schlier. Dieser Tonschiefer-schlamm deckte offenbar während der fortschreitenden Beckensenkung und deren ausgleichender Zufüllung die Reste der Lebewesen im Bodensatz des Meeres genügend rasch und vollständig zu, so daß sich neben den Salzen, Jodiden, Bromiden, usw. auch diese Reste erhalten und sich allmählich in Kohlenwasserstoffe umbilden konnten. Es bestanden also hier die offenbar (E. KRAUS 1930, 1931) notwendigen Voraussetzungen für die Bildung von festen, flüssigen und gasförmigen Reststoffen in großem Umfang.

Auf diesen Bildungs Umständen und auf der Verbreitung dieses nun nachfolgend zu beschreibenden Oligozän-Schliers ruht in erster Linie unsere Hoffnung auf Erdöl auch im Untergrunde Niederbayerns.

II. Oligozän (Linzer Sand und Schlier).

Beim Schlier handelt es sich um einen Bitumen-reichen, mehr oder weniger dunkelgrauen bis schwarzen oder braunen Tonschiefer, der konkretionäre Knollen von Phosphorit, Knollen und Lagen von Dolomit („Schliersteine“), von Menilit und Markasit enthält. Beckenwärts wird er oft mergelig und enthält *Meletta*-Schuppen in Menge. Aus der großen Foraminiferen-Zahl fallen besonders die Stäbchen von *Bathysiphon* auf. Die Mächtigkeiten sind bedeutend. In der Welser Bohrung liegt dieser Schlier über dem Linzer Oligozän-Sand zwischen 384 und 921,5 m, also 537,5 m mächtig, weiter westlich wird in der Bohrung von Wallern mit 350 m gerechnet. Massivnäher gegen N. schwindet die Mächtigkeit auf 200, 100, 50 m, und es findet schließlich ein Auskeilen gegen die Linzer (oder Melker) Sande statt. Es werden daher zwar ursprünglich bedeutende Mengen an beweglichen Kohlenwasserstoffen in diesem Schlier vorhanden gewesen sein, aber wegen der allgemeinen Neigung der gegen das Vortiefenbecken stärker und rascher absinkenden Schichten vermochten diese beweglichen Stoffe i. a. längs der Schichtfugen und Poren zwischengelagerter Sande in die nordwärts ansteigenden Linzer Sande abzuwandern und durch diese die Erdoberfläche zu erreichen. Die Spuren dieser Abwanderung sind bekannt, fand man doch öfters, kürzlich z. B. wieder in Daxberg bei Eferding (J. SCHADLER und G. GÖTZINGER), Bergteer, Asphaltöl namentlich in den Linzer Sanden. Ähnlich kommt ja auch an der Donau unterhalb (Nieder-Stotzingen) und oberhalb (Ehingen) von Ulm auf 20 km² Asphalt am Vortiefen-Nordrand vor.

Nur dort, wo nicht erst nach der Bildung beweglicher, abwanderungsfähiger Kohlenwasserstoffe und nicht erst nach Entstehung jenes allgemeinen Schichtanstieges gegen N., vielmehr bereits rechtzeitig, also gleichzeitig mit der Vortiefensenkung eine Faltenverbiegung entstanden war, da konnten sich Erdöl und Erdgas erhalten. Denn nur dort konnten sie unter dem undurchlässigen Tondach von Gewölben oder Sätteln mit einer, der allgemeinen Südneigung

entgegengesetzten Einfallrichtung eingefangen werden und erhalten bleiben.

Der Erdölsattel von Leoprechting.

Es ist darum verständlich, wenn bisherige Bohrversuche nur in einem Schichtsaattel, nämlich in dem von Leoprechting bei Taufkirchen a. Pram (W. PETRASCHKEK 1924) auf Erdöl fündig werden konnten. Hier wurde aus dem als Ölsand auftretenden Linzer Sand (10—20 m) am Grunde, bzw. in der nördlichen Vertretungsfazies unseres Oligozän-Schliers gelegentlich einer Wasserbohrung unter 24 m sandigem Mergel und unter Schlier-Mergel in 119,8—126 m Tiefe über Granit ein zähes Asphaltöl (15 Waggons) gelöffelt. Die geringe Tiefe, die Nähe des Grundgebirges und die Kleinheit des gegen eine Granitschwelle im WNW. fortstreichenden Sattels erklären, weshalb von diesem hochwertigen Ausgangsstoff für Schmieröl nur wenig gefunden werden konnte.

An der Ostseite des Rainbach-Tals, N. von Leoprechting, kann man in den verschiedenen Mergelgruben (I bis V im Querschnitt Abb. 1) die

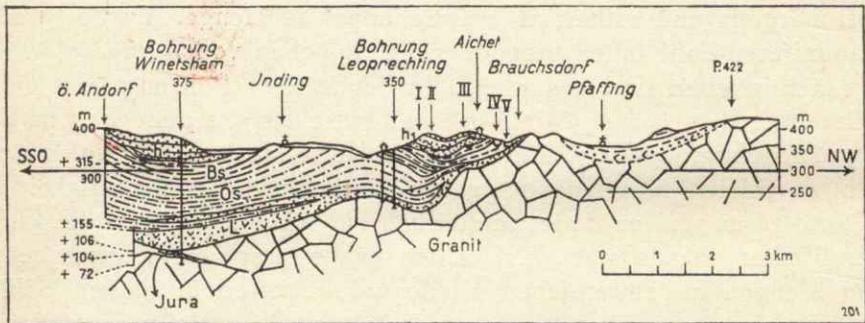


Abb. 1

Lage der Erdöl-fündigen Bohrung von Leoprechting bei Taufkirchen a. d. Pram.

L = Linzer Sand; Os = Oligozän-Schlier; Bs = Burdigal-Schlier; h = helvetische Kirchberger Schichten; h₁ = Umlagerungs-Sand und -Geröll; I—V = Mergelgruben.

NO.-Flanke des Sattels und die ihm nördlich anschließende Mulde schön verfolgen. In der ersten Grube am Rain-Bach (I) rund 500 m N. vom Leoprechting ist der übliche, helle Schlier-Tonmergel völlig zerbrochen in nuß- bis überkopfgröße, durchweg etwas gerundete, teilweise ausgezeichnet eirunde Stücke. Diese sind unregelmäßig, bei Plattigkeit aber ziemlich parallel der Schichtung in mittelkörnigen Quarzsand eingelagert. Der Sand hat bis 3 m dicke Bänke und keilt gegen die Geröllagen aus, welche für sich Bänke von mehr als 2 m Dicke bilden. Im Sande finden sich auch öfters unverletzte, weiße Schnecken- und Muschelschalen. Die Bankneigung ist im S. 20° gegen O., im N. 20° gegen NO. (Höchst-

neigung 25°). Im Liegenden dieser Geröll- und Sandmassen (Fig. 1 u. 2, Tafel I), die neben Quarzsand ausschließlich aus zerstörtem Schlier-Mergel bestehen, erscheint eben noch, 2 m aufgeschlossen, der gewöhnliche, dünn feinsandig geschichtete Schlier-Tonmergel. Er bildet eine gegen SW. ansteigende Sattelflanke, welche aber hier offenbar oberflächlich zertrümmert und abgebaut wurde. Der Tonmergel muß dabei schon hart gewesen sein, denn man sieht nur wenig oder gar keine Verbiegungen seiner losgerissenen und wieder eingebetteten Trümmer. Die fortschreitende Auflösung und Abspülung einzelner Mergelbänke ist ausgezeichnet verfolgbar.

Der Sattel von Leoprechting kann nicht anders als tektonisch gebildet sein. Seine Oberfläche muß eine entsprechende Reliefschwelle am Meeresboden geformt haben, welche, zugleich also mit ihrem tektonischen Sattel, unmittelbar nach Absatz des Miozän-Schliers bereits fertig gewesen sein muß. Denn das Brackwasser, welches die Kirchberger *Oncophora*-Sande (Grunder Schichten des Helvets) heranbrachte und ablagerte, griff mit kräftiger Strömung diese Schwelle bereits an und zerschlug sie. Aus dem Stillwassermeer, welches den mit nur sehr feinem Sand durchsetzten Tonmergel-Schlier absetzte, muß also gleichzeitig mit dem Brackischwerden zu Beginn der Kirchberger Zeit ein sehr stark bewegtes Seichtwasser („Windwasser“) geworden sein. Die bedeutendere Wasserbewegung der Brackwasserzeit schließen wir an sich schon aus der allgemeinen Verbreitung etwas gröberer Sande und aus dem Einwandern einer Fauna, welche bewegte Flußmündungen bevorzugt (*Lutraria*, *Oncophora*). Aber die Verflachung des Wasserbeckens spricht sich im Bereich der auftauchenden, also schon vorher geformten Sattelgebiete durch Wiederaufarbeitung des erst unmittelbar vorher gebildeten und aufgewölbten Mergels in besonderem Maße aus. Vorher, weniger nahe dem Wasserspiegel, machte eine Meeresbodenschwelle von etwa 60 m Höhe nicht so viel aus, daß sie sich im Sediment hätte ausprägen können. Danach scheint (nebenbei) der Schluß nötig, daß hier die Tiefe des Schlier-Meeres wohl mindestens 150–200 m betragen hat.

Der Einwand, daß die Schwelle, also der Sattel, erst beim allgemeinen Emporsteigen und darum Seichterwerden des Meeres zu Beginn der Kirchberger Zeit in kurzer Bewegungsphase entstanden sein kann, ist nicht stichhaltig. Denn die Bohrungen und zahlreichen Oberflächenaufschlüsse in der weiteren Umgebung liefern den Beweis, daß von den Aufragungen des kristallinen Untergrundes, welche teilweise den Kern unserer miozänen Sättel bilden, bereits im Oligozän der granitische Linzer Sand (Abb. 1 und 2) im besonderen Maße abgespült und in den Oligozän-Schlier eingeschwemmt wurde. Folglich waren unsere tektonischen Sättel bzw. Reliefschwellen schon zu oligozäner Zeit in embryonaler Bewegung. Daß der Oligozän-Schlier mit den Linzer

Sanden im Gegensatz zu früheren Ansichten so weit auf das Grundgebirge nach N. vorgreift, konnte J. SCHADLER auf Blatt Linz 1:75 000 usw. erkennen. Ich verdanke dem Genannten einen Einblick in seine zahlreichen Querschnitte und in seine interessante Kartenaufnahme.

Noch in einer 200 m nördlicheren Grube (II) fand ich gegen 20 m Kirchberger Sand (wenig Muschelschalen) mit den gleichen, unregelmäßigen Geröllbänken des zerschlagenen und etwas gerundeten Schliers. Auch mitten im Sande liegen größere Tonmergelstücke oder Geröllschmitzen. Die Mächtigkeit dieses Umlagerungs-Stockwerkes h_1 ist daher bedeutend; sie beträgt mindestens 40—50 m. Die Abspülung dauerte also offenbar lang und betraf einen umfangreichen Flankenteil unseres Sattels.

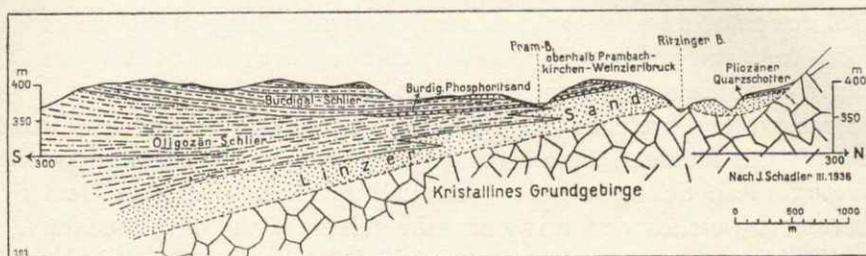


Abb. 2

Linzer Sand. Oligozän- und Burdigal-Schlier am Südrand der Böhmisches Masse, 28 km W. von Linz a. Donau.

Nach einem Querschnitt von J. SCHADLER 1936.

Die nördlicheren Mergelgruben zeigen flachlagernden, dann OSO.- bis SO.- und S.-fallenden Schlier-Mergel. Sehr zu beachten ist, daß noch in 300—400 m von der nördlich anschließenden, 40 und mehr Meter aufragenden Granitschwelle dieser gleiche Schlier-Mergel ohne irgendwelche Anzeichen solcher Annäherung in Grube V (Fig. 3, Tafel II) ansteht. Entweder gab es damals noch keine so bedeutende Grundgebirgsabdachung gegen S. oder das Schlier-Meer war so tief, daß erst viel weiter im N. die Granitküste lag und sich durch gröberes Sediment ausprägen konnte. Einen guten Aufschluß des Brandungsgerölls an der granitischen Kliffküste, die oft große Blöcke zeigt, gibt Fig. 4, Tafel II wieder.

Wir gingen auf die Lage am Massivrand bei Leoprechting nicht nur deshalb näher ein, weil sie die möglichen Umstände anzeigt, unter denen geringere Erdölmengen auch in Niederbayern auftreten können. Da hier nirgends Spuren eines Salzstockes vorkommen, gehört ein solcher nicht notwendig zu unseren Erdölvorkommen. Die Lage zeigt uns außerdem die baugeschichtlichen Voraussetzungen für die Ansammlung von Kohlenwasserstoffen in dem auch unter einem südlicheren Hauptteil Niederbayerns anzunehmenden Oligozän-Schlier.

Diese Voraussetzungen beruhen auf den Bewegungen während der Ablagerung des Schliers und wecken den Gedanken, daß vielleicht auch die Schlier-Fazies selbst — ähnlich jener des Flysches — ihre Eigenart dieser bewegten Baugeschichte verdankt, daß also auch sie orogen ist.

Diese Auffassung habe ich schon wiederholt erörtert (1927, 1932). Eine besondere Rolle spielt dabei auch die bei Besprechung von Bohrungen in solche Vortiefengebiete immer wieder hervorgehobene Beobachtung, daß die tieferen Schichten auch dann, wenn die oberen so gut wie waagrecht liegen, eine stärkere, teilweise von oben nach unten ziemlich regelmäßig zunehmende Schrägstellung, also eine wachsende Faltenverbiegung besitzen (vgl. z. B. O. M. REIS 1922, Julbach-Bohrung). Diese Erscheinung ist markscheiderisch gemessen und bestätigt beim Vergleich der Ablagerungsbreiten in tieferen mit jenen in höheren Schicht-Stockwerken z. B. des Ruhr-Kohlengebietes. Darauf haben K. LEHMANN (1919), R. BAERTLING (1927), H. BOETTCHER (1927) genügend hingewiesen. Die bereits in verschiedenem Sinn erörterten Ergebnisse führen allgemein zu der Vorstellung, daß die Böden der großen Becken nicht nur langsam sinken und sich gleichzeitig mit immer mächtigeren Sedimenten beladen, sondern, daß sie sich gleichzeitig auch falten. Dabei verengt sich die ursprüngliche Ablagerungsbreite immer mehr, und die jüngsten Schichten müssen sich bereits schräg über Mulden und Sättel der tiefsten Schichten auflagern. Diese Absatz-gleichzeitigen oder absatzgleichen („synsedimentären“) Bewegungen spiegeln aber die während der Absenkung sich vollziehende Faltung, also die Gebirgsbildung in der Tiefe wieder. Das Gebirgsgefüge entsteht während dem Hinabgehen, es ist ein „Abbau“.

Diese Vorgänge sind nun nicht nur theoretisch bemerkenswert, sondern erdölgeologisch von größter Bedeutung, denn die dabei entwickelte Relief-Unruhe am Meeresboden schafft sowohl eine eigentümliche, meist schlammbewohnende und daher schalenfreie Bodenfauna (Fukoiden, Kriechspuren, Sand- und Mergelgänge in großer Zahl!), zu deren Resten sich der Bodensatz aus dem Planktonleben gesellt. Die mit der Bewegung verbundenen Schlammrutsche, Strömungs-Verlagerungen, raschen Schichteindeckungen an Abhängen und in Mulden sowie die rechtzeitige Durchmischung des Schlammes mit Lebewesenresten durch die wühlenden Tiere scheinen uns, wie gesagt, Voraussetzungen für die Erhaltung jener allmählich in Kohlenwasserstoffe übergehenden Lebewesenreste zu sein. Denn daß „synsedimentäre“ Senkung und Teilbewegung nötig ist (zu K. KREJCI-GRAF 1936, 13) beweist erstens das Fehlen von Kohlenwasserstofflagerstätten in vielen, nicht entsprechend bewegten Ablagerungen, zweitens das Vorkommen des Erdöls immer im Zusammenhang mit besonders mächtigen Muttergesteinen und drittens in solchen von Flachsee-Herkunft (Flysch, Schlier).

Daß nun der Oligozän-Schlier auch im Innenteil der nord-alpinen Vortiefe nach Bayern herein fortzieht, läßt sich wohl

aus mehreren Beobachtungen entnehmen: Einmal aus der Verbreitung der Erdgas-Vorkommen auch in Niederbayern, dann aus der allgemeinen axialen Senkung, welche gegen W. zu beobachten ist, aus dem Ergebnis der beiden Bohrungen von Eisenhub bei Braunau am Inn (G. GOETZINGER 1926, Abb. 3), dann von Julbach (O. M. REIS 1920, 112; Abb. 16) und

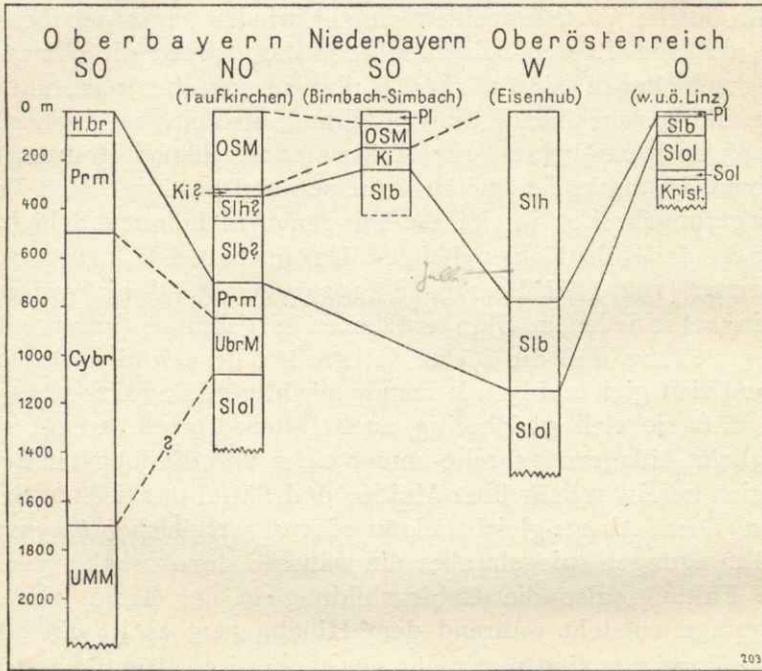


Abb. 3

Vergleich der oligozän-miozänen Fazies in Oberbayern-Niederbayern-Oberösterreich.

UMM=Untere Meeres-Molasse; Slol=Oligozän-Schlier (im Vortiefen-Innenen); Cybr=Cyrenen-Schichten; UbrM=Untere Brackwasser-Molasse; Prm=marine Promberger Schichten; Hbr=brackische Heimberg-Schichten; Slb=burdigaler Schlier; Slh=helvetischer Schlier; Ki=brackische Kirchberger Schichten; OSM=Obere Süßwasser-Molasse (Torton); Pl=Pliozäner Quarz-Restschotter.

schließlich aus jenem der Bohrung von Taufkirchen 45 km NO. von München (H. ANDRÉE 1936). Wir warten zwar noch auf eine genauere Bearbeitung gerade dieser letzteren, schon wegen ihrer Lage inmitten der südbayerischen Vortiefe so wichtigen Tiefbohrung, wobei die Begründung der einstweilen nur in einer Tabelle notierten Stufen in paläontologischer und stratigraphischer Hinsicht, sowie der Vergleich mit unseren bisherigen Erfahrungen zu geben wäre. Aber schon das bisher Bekannte genügt, um die Anwesenheit der Oligozänschlier-Fazies (dunkelgraue dünnschichtige Tonmergel mit seltenen Sand- und Dolomit-Lagen, nach unten kalkärmer!) zwischen etwa 1075 und

1356 m, also mit mindestens 281 m anzunehmen. Wie weit dabei außerdem die bituminösen „Cyrenen-Schichten“ als fazielle Vertretung in Frage kommen, bleibt offen. Die Zusammenhänge sind in Abb. 3 angedeutet.

III. Miozän.

1. Burdigaler Meeressand und Schlier.

Es ist schon lange bekannt, daß der in seinen obersten Teilen durch die Fauna von Ottwang im SO.-Hausruck als Mittel-Miozän (Helvet) bezeichnete helle Miozän-Schlier mit vielen Hunderten von Metern Mächtigkeit zwischen dem Grundgebirgsvorsprung von Schärding im N. und der helvetischen Kreide NO. von Salzburg im S. westwärts — soweit er nicht von jüngeren Schichten bedeckt ist — breit nach Bayern hereintritt. Auch dieser hellgraue, mehr oder weniger feinsandige Tonmergel, der durch meist mm- bis cm-dicke, wechselnd glaukonitische Feinsandschmitzen und -Lagen untergeteilt ist („Streifenschlier“), seltener in dickere Mergelbänke oder in blaugrau geflammten, härteren „Hartschlier“ übergeht, kommt — wenigstens in seinen mächtigeren, tieferen Lagen — als Erdölmuttergestein in Frage. Die Baugeschichte ist ähnlich, der Bitumengehalt aber geringer als im Oligozän-Schlier.

Immerhin zeigt das Gefüge des Schliers auch hier, daß Strömungen, Rutsche und wühlende Tiere am Meeresboden weitgehend für das rasche Eindecken und Erhalten organischer Reste sorgten. Von dünnen Mergellagen geht nach abwärts mitunter (Grottenham) eine flaschenkorkgroße, traubige, nach unten verjüngte Kalkkonkretion als Hohlraumausfüllung. Oft sieht man sandgefüllte, rundliche Bohrgänge (cm-dick) im Mergel oder umgekehrt Mergel-Füllungen (oft konzentrisch-schalig) im Sand. Auch Schrägschichtung in Streifenschlier bemerkt man nicht selten (Unter-Tattenbach), ebenso sehr unruhige, auf Bänkchen beschränkte Wellenlagerung (z. B. liegende Falten im Sand, mitunter im Mergel). Sehr unruhig sind natürlich besonders die grobsandigen, mit Mergel wechselnden Lagen etwa bei Brombach. Neben teilweise wirrer Schrägschichtung gibt es hier gleichfalls cm-dicke, mergelgefüllte Bohrröhren, welche schräg durch den Sand Mergellagen miteinander verbinden, die bis über 20 cm voneinander entfernt sind. Bei Steina, Blatt Kößlarn-N., liegen ähnliche Bohrröhren besonders oft waagrecht.

Wo der Miozän-Schlier in Niederbayern an der Erdoberfläche ansteht, da sind im allgemeinen auch Gasbrunnen bekannt.

Gegen den oberösterreichischen Massivrand hin fällt die Verbreitung beider Schliere zumeist zusammen. Anders am Rande des Bayerischen Waldes. In Niederbayern ist hier kein Oligozän-Schlier vorhanden, auch kein Linzer oder Melker Sand. Wenn das Oligozän vom Alpenrande im S. nordwärts noch weit ausgedehnt ist, so doch nicht mehr bis an den heutigen Rand der Böhmisches Masse. Die von Gallneukirchen, Linz, Eferding usw. bekannten Randerscheinungen streichen nicht mit dem heutigen Aufbiegungsrand der Waldmasse von Schärding gegen NW., sondern sie müssen in westlicher Richtung unter das heutige Becken hineinziehen. Es ist dies erdölgeologisch deshalb so wichtig, weil wir

dann erstens nicht zu weit im N. bohren dürfen, und, weil wir zweitens auch noch weiter im S., am Grunde des heutigen Beckeninneren jene groben Granitsande, die Fortsetzung der Linzer Sande nämlich, erwarten dürfen, welche wegen ihrer größeren Poren ungleich mehr als Erdöl-speicher in Frage kommen, als die feinen Zwischensande im höheren Schlier und in den Kirchberger Schichten. Freilich kann hier in größerem Umfang auch Jura und Kreide, nicht das Grobsand-liefernde Kristallin, auftreten. Doch dürfte auch dann das randliche Oligozän gleichfalls, teilweise wenigstens, grobkörnig sein.

Was wir an Stelle des Oligozäns heute am Bayerischen Wald-Rande vorfinden, ist jedenfalls allein der Absatz des großen burdigalen und des helvetischen Meeresvorstoßes. Ganz wie die große Erweiterung des Oligozän-Meeres der Unteren Meeres-Molasse am Massiv mit mächtigeren Küsten-Sanden einsetzte und danach die feinergekörnnten Absätze im tiefer gewordenen Meere ablagerte, so auch der miozäne Vorstoß. Über die von mir (1915) näher beschriebene, prächtige Abrasionsplatte von Ortenburg—Fürstencell, NW. von Schärding, legte sich zuerst in geringerer Mächtigkeit der glaukonitische Brandungs-Grobsand mit Bänken dickschaliger Austern, massenhaft großen *Pecten*-Schalen u. a. Darüber erst liegt das vom Massivrand im N. gegen S. mächtig an-schwellende, feinere Meeressediment des Miozän-Schliers. Becken-näher könnte auch der gröbere burdigale Meeressand als zweiter, wichtiger Erdöl-speicher in Frage kommen, der über dem oligozänen Erdölmutter-gestein und unter dem schützenden Dach des Miozän-Schliers an tektonisch günstigen Stellen sehr wohl Erdöl führen kann.

Schon die abweichende Verbreitung, der in Niederbayern ungleich weitere Vorstoß des burdigalen gegenüber dem oligozänen Meere, weist uns auf die wichtige Trennung zwischen Älterer und Jüngerer Molasse, nicht nur, wie längst bekannt, in Alpennähe, sondern auch hier. Scharf haben wir die Oligozän-Molasse als Großeinheit von der Miozän-Molasse abzutrennen. Erstere kennt keinen durchgehenden Schnitt zwischen den *Cyprina*-führenden Meeressanden und Linzer Sanden, welche gegen die brackischen Kohle- oder Bitumen-führenden Tone aus-keilen. Vielfach gibt es Übergänge der meerischen gegen die brackische Fazies am Massivrande, ähnlich wie zwischen meerischen Promberger und brackischen Cyrenen-Schichten in den alpennäheren Mulden. Wie weit dabei die stampische Untere Meeres-Molasse noch in der Mitte des oberbayerischen Großbeckens vertreten ist, bleibt offen. Sehr gut denk-bar wäre, daß sie — entsprechend dem sonst erkennbaren, allgemeinen Vorrücken der faltenden Niederbiegung von S. nach N. — als älteste Bildung nur die südlichsten, ältesten Muldentiefen am Alpenrande füllt.

Andererseits gibt es auch in der Miozän-Molasse keine so grundlegenden Trennungsflächen mehr wie an ihrer Sohle gegen das Oligozän. Dieser Hauptschnitt, den auch die Geröllführung anzeigt, erläutert sich

aus zwei verschiedenen, großen Abwärtsbewegungen unserer Vortiefe, welche mit zwei Hauptbewegungszeiten im jungen Gebirge verbunden waren.

Ein Blick nach Oberösterreich lehrt, daß auch dort die scharfe Trennung besteht. Hier ist es der von J. SCHADLER in seiner Wirkung genauer untersuchte Burdigal-Vorstoß (Transgression) im O. und W. von Linz, der in jeder wünschenswerten Deutlichkeit schräg über das Oligozän wegschnitt. Die voranschreitende Brandungswelle der zweiten großen Molasse-Überflutung zerstörte viel von dem Oligozän-Schlier und teilweise sogar von dessen küstennäherer Vertretung, von den Linzer Sanden. Alle feineren Stoffe wurden dabei beckenwärts gespült und dort abgesetzt. Das Größere, vor allem die Konkretionen (Phosphorit, Dolomit) des Oligozän-Schliers, wurde freigelegt, blieb in der Nähe liegen und vereinigte sich zu sehr bezeichnenden Restlagern. In den so entstandenen, glaukonitischen Phosphoritsanden finden wir (J. SCHADLER 1934) besonders bei Linz-Plesching, sowie zwischen Eferding und Waizenkirchen bis 15 cm dicke Bruchstücke von Phosphatkrusten, fossilführende Phosphoritknollen, plattige Dolomit-Konkretionen, Geröll, Grob- und Feinsand von Granit, bis kopfgroße, oft ganz weiche Rollstücke von Schlier-Ton. Im S. und SO. von Prambachkirchen besitzt diese Seehalde des Burdigal-Meeres, offenbar entsprechend der allgemeinen Abdachung des Meeresbodens, eine Schichtneigung gegen S. und SO. J. SCHADLER denkt an eine von NW. gegen SO. gerichtete Strandvertriftung, welche jene Knollen aus dem die flache Abrasionsküste bildenden Oligozän-Schlier spülte. Für die Stärke jener spülenden Wellen und den häufigen, ausgesprochenen Reliefwechsel durch sie spricht jedenfalls Fig. 5, Tafel III. Der Phosphoritsand ist durch eine Fauna am Pfennig-Berg bei Plesching, O. von Linz a. D., als Burdigal erwiesen.

Das Grundgeröll des vordringenden Burdigal-Meeres ruht also mit einer Umlagerungsfläche vortiefenwärts über dem Oligozän-Schlier. Massivwärts ist dieser schon ganz zerstört, und seine burdigalen Zerstörungsreste liegen unmittelbar auf den küstennahen Linzer Sanden (vgl. Fig. 6, Tafel III). Nach oben wechsellagert der burdigale Grundschutt zunächst mehrfach mit Glaukonit-Sanden und geht dann nach oben, sowie gegen S. in den burdigalen Schlier-Mergel über. Er wird südwärts immer mächtiger und enthält neben den dünnchaligen Muscheln (*Tellina*) mitunter *Aturia* (Bad Schallerbach). Neuerdings faßte R. WALLISCH (1936) die Erfahrungen über den Innviertler Schlier zusammen und baute die stratigraphisch wichtige Foraminiferen-Kenntnis (1937) weiter. Wir betrachten die westlichen Fortsetzungen in Niederbayern.

Niederbayern. — Nach den ersten Untersuchungen durch C. W. von GÜMBEL (1887), L. VON AMMON (1888), sowie nach den Ergänzungen durch E. KRAUS (1915), J. STADLER (1925), FRZ. MÜNICHSDORFER (1911, 1925),

O. M. REIS (1920) greift nicht der Schlier, sondern dessen sandige Nordrandausbildung in Gestalt glaukonitreicher Meeres-Grobsande weit nordwärts auf die Böhmisches Masse vor, weiter als das oligozäne Wasserbecken, dessen Reste nur bis östlich Schärding, nicht nördlicher, gefunden werden. Ebenso greift das Burdigal wenigstens ein kleines Stück noch über das Oligozän in der Gegend von Ulm auf die Alb-Platte vor (Abb. 4). Die aquitanische und chattische Beckengrenze kann nach Abb. 5 in Schwaben noch gut getrennt werden. Über beide stieß das Burdigal vor. Aus diesen randlichen Befunden darf also geschlossen werden, daß aus der Lage des oligozänen Vortiefenrandes in Linie

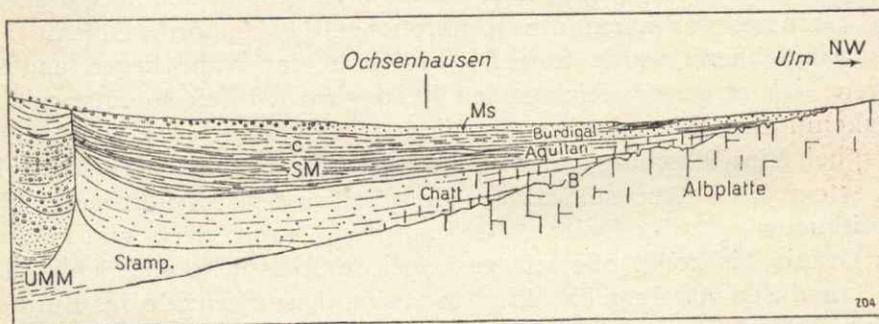


Abb. 4

Das Übergreifen der Vortiefenfüllung auf die Alb-Platte
(ohne Maßstab, Schema).

UMM = Untere Meeres-Molasse; Tertiär, kalkreiche Randfazies = senkrecht gestrichelt;
B = Bohnerz-Relief; SM = rote Schneckenmergel; c = tonig-feinsandige *Corbula*-Schichten;
Ms = Baltringer Muschelsandstein mit Geröllen alpiner Herkunft; punktiert = Sandfazies.

Schärding—Dillingen das Burdigal-Meer um 15—20 km nach der allgemeinen Küstenlinie Vilshofen—Donauwörth nordwärts vorgetrieben wurde (vgl. Abb. 5). Dieser randliche Senken-Zuwachs entspricht der gleichzeitigen Vertiefung des Beckens selbst, welches demzufolge nach der Zeit der Unteren Süßwasser-Molasse von dem kräftig vorstoßenden Burdigal-Meere überschwemmt werden konnte.

Erneute Niederbiegung und Vortiefen-Erweiterung sind offenbar die Äußerungen einer verstärkten Absenkungskraft. Diese brach aus dem nördlich benachbarten Kontinent Europas ein neues Randstück ab oder bezog es ein in das alpine Groß-Geschehen.

Gegen das Beckeninnere keilt der burdigale, Ortenburger Meeres-sand in die küstenferneren Tonmergel und Feinsande der Fazies des miozänen Schliers mit ihren vielen Hundert Metern Mächtigkeit aus.

Gliederung in Niederbayern. — Die schichtmäßige Untergliederung des Schliers ist ebenso wie jene der Kirchberger Schichten nur schwer und unvollkommen zu beurteilen. Bleibt sie doch ganz abhängig von den aus wirtschaftlichen Gründen da und dort, leider meist viel zu spärlich

angelegten und zu etwa zwei Dritteln wieder verfallenen künstlichen Aufschlüssen, während die natürlichen Entblößungen bei der Lockerheit des Gesteins und der Flachheit der Böschungen ganz zurücktreten. Dabei ist mit ziemlich weitgehenden Fazieswechslern zu rechnen. Immerhin läßt sich für den Schlier im unteren Rott-Tal aus den regelmäßigen Neigungswinkeln mit Vorbehalt auf eine wiederkehrende Reihenfolge dieser Abteilungen schließen:

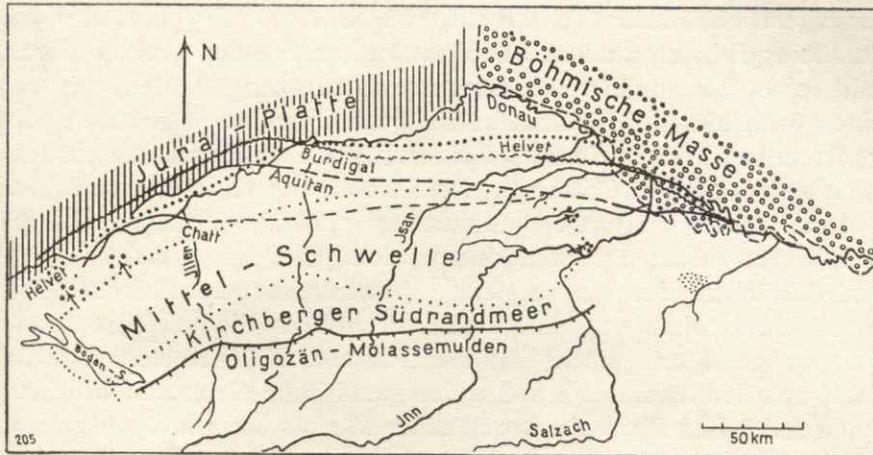


Abb. 5

Vorrückende Beckengrenzen im Chatt, Aquitan, Burdigal, Helvet.

↗ = Flußschotter am helvetischen Südufer zur Kirchberger Brackwasser-Zeit.
 Punktiertes Feld = Atzbacher Sande.

4. Hangendschlier: Streifenschlier mit Feinsand-Lagen, -Schmitzen, Bohrgängen und wenigen, dünnchaligen Vertretern der Ottmanger Fauna: Kindelsbach—Parzham—Weng—(Lücke)—Hirschbach—N. und SW. von Brombach—S. Anzenkirchen—S. Bahnhof Birnbach—S. Kainerding—Thanham—Asbach. Bis 90 m, im O. mächtiger.
3. Überwiegend grob- bis mittelkörniger Glaukonit-Sand: Thal—NO. Grottham und Schwertling—SO. und W. Obertattenbach—Brombach—Abhang S. Bahnhof Birnbach—Oberndorf, Kainerding. Bis über 50 m.
2. Schlier mit untergeordneten Glaukonit-Sandlagen: Grottham—Unter-Tattenbach—SW. Bahnhof Birnbach. Rund 30 m.
1. Grob- und mittelkörniger Glaukonit-Sand mit Schlier-Lagen: Birnbach > 10 m.

Da sich die genannten Verbreitungsgebiete, abgesehen von verdeckten Zwischenstücken, zu geschlossenen Ovalen zusammenschließen, so kann der grob- und mittelkörnige Sand der untersten Abteilungen wohl nicht mit Fazieswechsel, etwa mit Zufuhr durch jene ovalen Hangendstreifen hindurch von N. her erklärt werden. Vielmehr muß der gröbere Liegendsand bezeichnend sein für ältere Schlier-Abteilungen, deren Verbindung nach dem sandliefernden Hinterland hin einst unter den jüngeren, später erst darüber abgesetzten Abteilungen bestand. Es

ist, mit anderen Worten, die älteste Abteilung, welche bei Birnbach zwischen 360 und 370 m MH. entblößt liegt. Sie wird von den höheren Abteilungen als den jüngeren umrahmt.

Diese Vorstellung wird, wie wir noch näher sehen werden, durch das allgemeine Schichteinfallen bestätigt, welches zugleich anzeigt, daß bei Birnbach der Kern eines Gewölbes steht. Sie wird nicht nur aus der Grobkörnigkeit der glaukonitischen Grobsande geschlossen, welche auf gesteigerte Verfrachtungskräfte, also kräftiger strömendes und darum flacheres, küstennäheres Wasser während des Absatzes von 1. und 3. hinweist. Sie ergibt sich aus der Beobachtung, daß in den gröberen Sanden alsbald eine küstennähere Flachwasserfauna aufgefunden wird. Erscheinen doch hier bei Birnbach, Kindlbach, Parzham, Grottham, Kircheng, Brombach, Anzenkirchen, Kainerding die größeren, mit kräftigen Schalen ausgestatteten Gattungen von *Pecten*, *Ostrea*, *Pectunculus*, *Arca*, bzw. deren durch kräftigen Wellenschlag gehäufte Trümmer. Es kann sich auch hier nicht etwa um den vorübergehend in Flachwasser aufragenden Rücken einer durch tieferes Wasser vom nördlichen Festland abgetrennten Untiefe handeln. Denn wie sollten die teilweise bis über Erbsen-großen Quarzgerölle, die spärlichen Geröllchen von schwarzem Dolomit und Hornstein, wie sollte der granitische Grobsand dorthin gekommen sein? Der Birnbach-Brombacher Meeres-Grobsand verlangt vielmehr die Annahme einer bestimmten Zeit, in welcher er von dem offenbar im N. (Bayerischer Wald) gelegenen Granit-Gneis-Gebiet im Zug einer Grobsandlage von der Küste eingespült wurde. Es ist die junge Ausstrahlung des mit den gleichen Flachwassermuscheln versehenen burdigalen Meeres-Grobsandes von Ortenburg, welche hier zwei auskeilende letzte Vorstöße gegen das tiefere Meeresbecken des Schlier-Schlammes im S. unternahm. Ein nördlicheres Zwischenvorkommen des gleichen Grobsandes mit den gleichen Versteinerungen fand ich über Mehlsandmergel O. von Unter-Uttlau, das ist 7 km NO. von Birnbach und 7,5 km SSW. von Ortenburg in 400—410 m MH. Ein anderes liegt O. von Wolfkirchen.

Es muß aber betont werden, daß ganz ähnlich wie in der alpenrandnäheren Oberen Meeres-Molasse auch noch in Niederbayern Hornstein- und Dolomitgeröllchen, wenn auch selten, auftreten, die außerdem auf das Hereinragen alpennaher Flußschotterspitzen schließen lassen.

Brunnenbohrungen im Rottal-Gebiet, deren Ergebnisse mir freilich nur mündlich bekannt wurden, zeigen, daß auch unter den Birnbacher Meeressanden noch mächtigere Schlier-Lagen, vermutlich gleichfalls zunächst noch der burdigalen Zeit liegen, die aber hier nirgends die Erdoberfläche erreichen. In unbekannter Tiefe beginnt darunter dann wahrscheinlich der bitumenreichere, dunkle Oligozän-Schlier. Er ist ja nicht weit im SO. bei Braunau—Eisenhub mit bedeutender Mächtigkeit erbohrt worden.

Entfernen wir uns nun zunächst von der Birnbacher Aufwölbung gegen O., so sehen wir, daß deren, zum Hangendschlier 4. gehörige Schichten zwischen Kindlbach—Parzham sich weit überwiegend gegen O. zu senken, und daß in dieser Richtung immer neuer Schlier und nichts als solcher 15 km und weiter bis über Ruhstorf hinaus erscheint. Es muß folglich dieser Schlier wenigstens teilweise wohl ein noch jüngeres Glied unseres Hangendschlieres sein und hier zwischen Griesbach und dem Inn-Tal eine bedeutende Mächtigkeit besitzen. Weil das Streichen in die W.—O.- bzw. SW.—NO.-Richtung umbiegt, wird durch die Ausstrichbreite freilich eine sehr viel größere Dicke vorgetäuscht. Immerhin tauchen, soweit bekannt, weiter ostwärts keine gröberkörnigen Zwischensande mehr auf, welche das Wiedererscheinen der älteren Abteilungen 1. und 3., ähnlich wie im Inneren des Birnbacher Sattels, wahrscheinlich machen würden.

Wenden wir uns von dem Birnbacher Gewölbe gegen SO., so treffen wir allgemein zwischen Kößlarn und Rothalmünster (S. beim Bahnhof Kößlarn, NO. von Malgertsham, bei Stapfen, Hirla, am Wester-Bach) eine weitere Zahl von Vorkommen glaukonitischer grob- bis mittelkörniger Quarzsande in Wechsellagerung mit dem Schlier, freilich so gut wie ohne Fossilschalen. Gemeinsam ist ihnen die Nachbarschaft oder unmittelbare Überlagerung durch Kirchberger Schichten, was auf die Fortsetzung der höheren Sandabteilung 3. schließen läßt, die auch im Birnbacher Gewölbe oder N. von Griesbach öfters gleich von Kirchberger Schichten bedeckt ist. Sie macht auf deren ungleichförmiges Übergreifen aufmerksam.

2. Die brackischen Kirchberger Schichten (Ober-Helvet — Unter-Torton).

Die ungleichförmige (diskordante) Sohlfläche. — Verfolgt man die Grenzlinie zwischen dem meerischen und brackischen Miozän auf der Kartenskizze Tafel VI oder in den Querschnitten Tafel VII (gestrichelt), so wird deutlich, daß hier eine sehr ungleichförmige Berührungsfläche vorliegen muß. Der Schichtverlust längs dieser Schrägfläche ist praktisch natürlich von sehr großer Bedeutung, weshalb zunächst nähere Angaben folgen sollen.

Im Einzelaufschluß wird die Untergrenze der Kirchberger Schichten nur selten gesehen, da die sandreicheren Schichten, welche gerade hier häufiger sind, für die Mergelung der Felder, also für die Anlage von Gruben wenig in Frage kommen. Bisher wußte man nur von dem anschließenden Oberösterreich, daß zwischen Schlier und den aufliegenden Kirchberger (Grunder) Brackwasserschichten eine ungleichförmige Schrägfläche besteht. So konnte ich auch an vielen Stellen im O. die Beweise für weitgehende Zerstörung des Schliers und für Neuablagerung dieser Trümmer in der Kirchberger Zeit auffinden. Ein Beispiel gibt Fig. 7, Tafel IV vom klassischen Schlier-Gebiet bei Ottnang im Hausruck,

wo in dem übergreifenden Brackwassersand auf über 10 m Mächtigkeit die gerundeten Stücke des aufgearbeiteten Schlier-Mergels eingebettet liegen. Aus den verschiedensten Teilen Oberösterreichs konnten G. GOETZINGER und H. VETTERS nicht nur über die Auflagerung, sondern auch über die Schräg-Anlagerung der brackischen *Oncophora*-Sande an den Schlier berichten (1930, 1935, 1936). Eine noch viel eindrucksvollere Zerstörung vermochte ich über dem Schlier-Sattel in den Gruben am Rain-Bach O. von Schärding zu finden (vgl. oben S. 9).

Es wäre sehr auffallend, wenn die in Oberösterreich ganz allgemein verbreitete und klar ausgesprochene Ungleichförmigkeit (Diskordanz) zwischen meerischem und brackischem Miozän in den gleichen Schichten westlich der Reichsgrenze plötzlich zu Ende wäre (A. WURM 1937, 288). So habe ich denn auch hier nur die Beweise einer Fortsetzung dieser wichtigen Schrägfläche feststellen können.

In der Grube W. von Pettenau (W. von Ering am Inn-Tal) sieht man den in Abb. 6 dargestellten Querschnitt. Anschließend hat man W. von

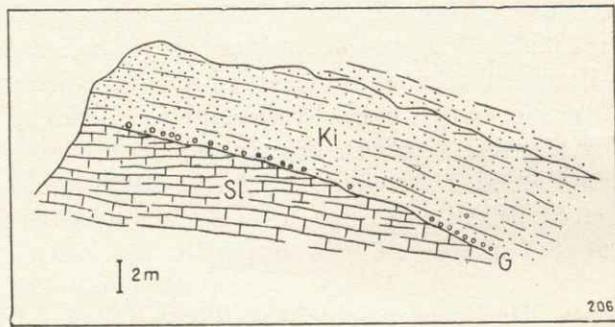


Abb. 6

Grube W. von Pettenau (Inntal-Rand W. von Ering). Schrägfläche G der Kirchberger Schichten (Ki) auf Schlier (Sl). $F = 25^\circ$ ONO.

Sl = hellgrauer, fester Mergel mit dünnen Lagen von glimmerführendem, feinem Sand (6 m);
G = Grenzfläche, auf 1 m Schichtdicke durch Umlagerung unscharf, mit kleinen, bis faustdicken Geröllen von Quarz, Lydit, einzelnen sandigen Konkrektionen, vielen Muschelstückchen;
Ki = mittel- bis grobkörniger, glimmerführender Sand (6 m), mitunter kleine Quarzgerölle, viele Muschelschalen. $F = 15-20^\circ$ NO.

Jezing das Bild Abb. 7. An dem Gehängevorsprung NNO. von Scheiblhub (W. von Ering) fand ich, 15° gegen S. geneigt:

Muschelstückchen- und Grand-führenden Sand	1,5 m;
Muschelstückchen-führenden Quarzsotter	0,1—0,25 m;
Glimmerführenden Feinsand mit Muschelstückchen	0,4 m;
Quarzsotter mit Muschelstückchen	0,05—0,15 m;
Glimmerig-mergeligen Feinsand	über 1,0 m.

Unmittelbar unter und in den tieferen Brackwasserschichten mit *Oncophora*, *Cardium* usw. liegen also plötzlich kleine bis Apfel-große Gerölle.

Die damit etwa bei 360 m MH. am Inn-Tal übergreifenden Umlagerungsschichten der Kirchberger Zeit besitzen durchweg etwas steilere Neigung als ihre Schlier-Unterlage, was sich offenbar aus der Form des örtlichen Abtragungsreliefs erklärt. Auch O. von Spitzendobl gehen die Gerölle weiter.

Weniger ausgeprägt ist die Ungleichförmigkeit N. von Ober-Tattenbach, WSW. der Kirche von Kirchberg im N. der Rott, an einem Auf-

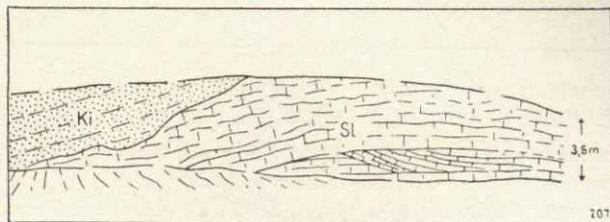


Abb. 7

Grube W. von Jezing (W. von Ering, Blatt Simbach a. Inn), 360/365 m MH. Über Sl = Schlier-Mergel (1 Muschelschale) mit dünnen Sandlagen (teilweise grob), Schrägschichtung, die besonders oben sehr unruhig ist, die übergreifende Schrägfläche und der mittelkörnige, bräunlich-gelbe Sand der Kirchberger Schichten (Ki) mit Stückchen umgelagerter Schlier-Mergel, kleinen Quarzgeröllen und Brackwasser-Muscheln.

schluß, der auch dem Aufnehmenden von Blatt Birnbach, Herrn Dr. WIESENEDER, bekannt wurde. Der liegende, graue Schlier-Mergel ist von glaukonitischem grob- und mittelkörnigem Sand kreuz und quer durchsetzt. Viele kleine *Pectunculus*-, dann *Arca*- und *Ostrea*-Formen gibt es hier. Die Neigung geht bald mehr gegen N., bald mehr gegen S. und SW. Das wird oben glatt abgeschnitten durch eine bereits reichlich *Oncophora*- und *Cardium*-führende Umlagerungsschicht, in der sich eine dünne, ortsteinähnliche, schwarzbraune Verwitterungs-Bank angesiedelt hat. Diese auffällige Bank hat aber mit der heutigen Verwitterung deshalb nichts Näheres zu tun, weil sie ohne Änderung unter die höheren Mergel hereinzieht (Abb. 8). Sie ist offenbar fossil und zwar jungburdigal bis althelvetisch.

Eine schwarze Kieselkruste (x in Abb. 9) hat O. M. REIS (1920) von der Julbach-Bohrung aus — 437 m MH. (812 m Bohrlochtiefe) also um 837 m tiefer als Kirchberg nachgewiesen. Es ist wenig wahrscheinlich, daß diese Bank wie O. M. REIS (1920, 114) andeutet, mit jenem nördlicheren, viel höheren Vorkommen gleichgestellt werden kann. Liegt sie doch nicht zwischen meerisch und brackisch, sondern mitten im mächtigen oligozänen Meeres-Schlier. Wohl aber möchte ich die Kirchberger Verwitterungsbank mit der von mir in der Ortenburger Gegend nachgewiesenen Verwitterungsbank „c“ (1915, 114 ff.) gleichstellen, denn beide sind auffällige Verwitterungsschichten und liegen an wichtigen stratigraphischen Einschnitten im Schichtenstoß. Im N. beginnt bei Ortenburg über

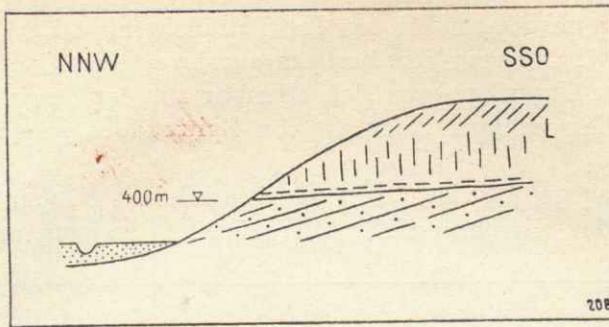


Abb. 8

Aufschluß WSW. der Kirche von Kirchberg.

Grenze zwischen unruhig gelagertem Meeressand-Mergel und hellem Mergel der Kirchberger Schichten (2 m), dazwischen 2—5 cm schwarzbraune Mulmschicht, bedeckt von 20 cm glaukonitischem Sandmergel mit *Cardium-Oncophora*-Schill. Zu oberst 2 m Verwitterungslehm (L).

„c“ ein übergreifender, jüngerer Schlier, bei Kirchberg (das mit dem namengebenden Ort bei Ulm übrigens nichts zu tun hat) der Absatz der weit übergreifenden Kirchberger Schichten. Im N. haben wir längs der betreffenden Übergangsbildungen mehrfach mächtige Umlagerungen und Schichtzerstörungen (1915, 117 f.), die wir aus Oberösterreich und von der Simbacher Inn-Gegend anführten. Schicht „c“ fand STADLER auch im O.

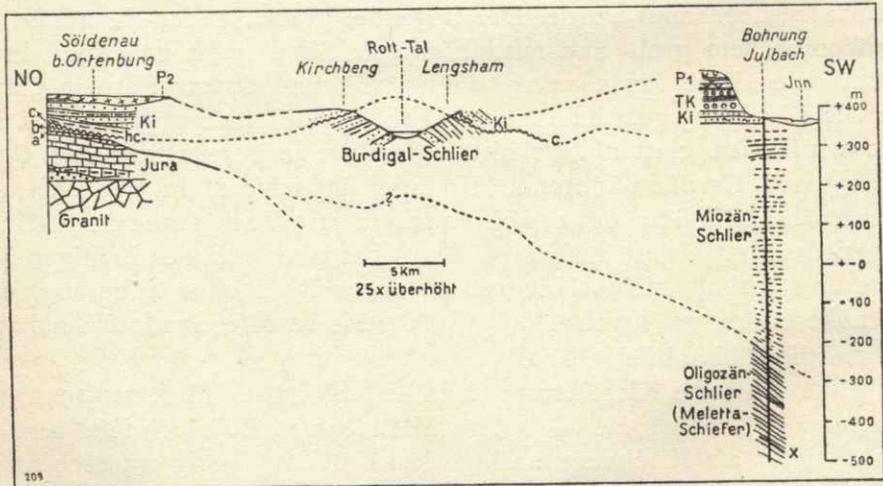


Abb. 9

Zusammenhang zwischen dem Rand der Böhmisches Masse bei Söldenau-Ortenburg, dem Birnbach-Sattel im Rott-Tal und der Inn-Senke (Bohrung Julbach).

a = Austernbank auf Abrasionsfläche; b = Meeressand des Burdigals; c = Verwitterungsbank unter Helvet-Schlier (h_s); Ki = brackische Kirchberger Schichten (Helvet); Tk = tortonischer Hauptkies; P_1 = sarmatischer Restschotter; P_2 = pliozäner Restschotter (schematisch); x = schwarze Kieselhaut auf dolomitisch-konkretionärem Kalk.

bei Nieder-Reisching in 400 m MH. wieder (1925, 82). Sie ist also keine örtliche, sondern eine bedeutsame, weitverbreitete Erscheinung. Und auch die Kirchberger Schichten selbst bilden die weitausgedehnten Spuren einer bestimmten, junghelvetischen Zeit. Von Ulm bis nach Mähren, vom Pfänder am Bodensee über Landsberg a. Lech, Miesbach, den Chiemgau bis in den Hausruck ziehen sie sich fort und können daher nicht mehr als die Absätze eines einzelnen, nördlichen Fluß-Aestuars angesehen werden.

Ein Blick nach Westen lehrt uns, daß zwischen Burdigal und Helvet auch dort ein wichtiger Schnitt in den Schichtfolgen bekannt ist. Nach dem starken Zurückweichen des Meeres der Luzerner Schichten in der nordalpinen Vortiefe stieß es mit den helvetischen St. Galler Schichten umso weiter nach außen vor (E. KRAUS 1928, 126 ff.). So haben wir auch am Rande des Bayerischen Waldes über den küstennahen Grobsanden des Burdigals zunächst die Verwitterungsbank „c“ und dann mit einem Mal die feinkörnigen Schlier-Mergel des tieferen Helvet-Meeres, dessen Nordgrenze weit vorgerückt war bis zu einer noch unbekanntenen Lage. Der Nordrahmen der Vortiefe sank damals tief ab, so daß alpine Flußschotter und Sedimentteile weit nach N. vorstoßen konnten. Ich habe diesen, unten S. 25 näher erläuterten Schottervorstoß als den der „Rothkreuz-Schotter“ (1926, 1928) bezeichnet. Wenn auffallende, verbreitete Ungleichförmigkeiten zwischen burdigalischen und helvetischen Absätzen auftreten, so müssen sie auf Rechnung der kurz vorher, bzw. in der Zwischenzeit selbst vollzogenen Hebungen, Verwitterungen und Abtragungen, Umlagerungen, Erdrindenverbiegungen, teilweise Faltungen gesetzt werden.

Wenn bei Kirchberg, im N. der Rott, über dem Burdigalmeer-Schlier und der Verwitterungslage sogleich Kirchberger Schichten einsetzen und die Ungleichförmigkeit der Überlagerung scheinbar nur gering ist, so kann diese Fläche gleichwohl einer erheblichen Zeitspanne entsprechen. Die schwachen Anzeichen für tiefergreifende Abtragung scheinen dabei dem Schlusse günstig, daß das vordringende helvetische Meer über „c“ zunächst nichts oder nur wenig abgelagert hat. Daß da und dort ein Schichtverlust dennoch eintrat, zeigt der Schichtausfall im Umkreis des Birnbacher Gewölbes, wo die Kirchberger Schichten teils über Sanden 3., teils über Hangenschlier 4. folgen. Dieser letzte scheint freilich im W. ähnlich wie am Ortenburg—Fürstenzeller Massivrand im N. schon ursprünglich keine erhebliche Mächtigkeit erreicht zu haben.

Das steht in scharfem Gegensatz zu den an das Gewölbe östlich angrenzenden Schlier-Gebieten bis zum Inn. Hier besitzt, wie gesagt, der Hangenschlier eine sehr bedeutende Mächtigkeit von Hunderten von Metern. Sie stellt wohl fraglos die Folge einer sehr erheblichen Absenkung im Inn-Bezirk während der althelvetischen Zeit dar. Am Inn liegt somit eine alte Teilsenke. Gleichzeitig aber erhebt sich vor

unserem Auge der westwärts benachbarte Raum des Birnbacher Gewölbes und die nordwärts die Innsenke abschließende Böhmisches Masse, welche beide nur dünne oder gar keine helvetische Meeresabsätze erhalten konnten. Trotz dieses Zurückbleibens beider Teilräume während der Senkung, eines inneren und eines randlichen Raums der Vortiefe, wissen wir von dem weiteren Übergreifen des helvetischen Meeresspiegels nordwärts über den bisherigen Beckenrahmen hinaus. Das heißt: auch die althelvetischen Teilhochgebiete unterlagen noch einer schwachen Senkung; sie unterschieden sich aber scharf von den Teilmulden des Vortiefeninneren durch deren gesteigerte Absenkung.

Durch Zurückbleiben bei der althelvetischen Absenkung und durch schärfere Abtragung des Birnbacher Gewölbes bei der nachfolgenden Heraushebung werden wir die Ungleichförmigkeit an der Sohle der Kirchberger Schichten im Dach dieses Gewölbes am besten verstehen. Damit aber ist klar, daß jenes Gewölbe sich bereits am helvetischen Meeresboden entwickelt haben muß. Gleichzeitig sank ostwärts und südwärts gegen den heutigen Inn zu der Meeresboden und sammelte dort über sich den mächtigen Hangendschlier. Von seiner Mächtigkeit vermittelten uns die Lotungen der Tiefbohrungen in Eisenhub und Julbach eine Vorstellung.

Treffen diese Überlegungen auch nur teilweise zu, dann verstehen wir aber praktisch alsbald, weshalb Löcher in die Inn-nächsten Gebiete kein Erdöl zutage fördern. Andererseits werden Erfolge in dem Birnbacher Gewölbe, das sich somit schon rechtzeitig während der miozänen Senkungs- und Ablagerungszeit, also noch vor Abwanderung beweglicher Kohlenwasserstoffe aufgebogen hat, ungleich wahrscheinlicher. In einem solchen, wie wir sahen, absatzgleichzeitigen („synsedimentären“) Sattel traf man ja auch bei Leoprechting bisher tatsächlich das einzige Erdöl an.

Der junghelvetische Tuttinger Schotter. — Theorie und Praxis wohnen sehr eng zusammen. Diese aus vorstehenden Ausführungen ableitbare Überzeugung wird vielleicht auch durch das Ergebnis unserer Untersuchung über die Herkunft der sonderbaren Gerölle verstärkt, die wir oben an der Schrägfläche zwischen Meeres-Schlier und Brackwassersand vorfanden. Woher stammen sie, welcher Weg führte sie zwischen die Absätze des Meeres und die Sande eines brackischen Flußmündungsgebietes, dessen Vorhandensein ja schon durch v. AMMON aus der Lebensweise der aufgefundenen Brackwasserfauna angenommen worden war? Es liegt am nächsten, diese Gerölle auf Flüsse zu beziehen, die eben in jenes Brackwasserbecken mündeten.

Daß die spärlich über die Schrägfläche verstreuten Gerölle tatsächlich die Ausläufer von Flußschottern darstellen, konnte ich durch Beobachtungen am nördlichen Inntal-Rand nachweisen. In umfangreichen

Baugrund-Aushebungen bei Mooseck, W. von Simbach a. I. (Abb. 10, 11), fand ich NW. von P. 359 bei 375—380 m MH. von oben nach unten:

4. Sandig-lehmig-kiesige Gehängebildungen;
3. 2 m kleinkieselig-glimmerige Sande mit vielen, zerbrochenen Brackwasser-Muschel-schalen;
2. Überwiegend Glimmersande mit Muschelschalen des Brackwassers;
1. Über 1,5 m bis Doppelfaust-grober Schotter mit Sand und sehr vielen Schalen-trümmern von *Oncophora*, *Cardium* u. a.

In geringer Tiefe unter diesem Übergangs- und Umlagerungsstockwerk muß alsbald der Schlier beginnen.

Der Schotter enthält rd. 50 v. H. weiße oder graue Gangquarze und Quarzite, rd. 20 v. H. Gneise und etwas Granite, rd. 20 v. H. Karbonate, darunter etwas mehr Kalksteine (blaugrau, hellgrau, mitunter dicht, hellgrau mit rötlich umrahmten Kalziten, Marmor, feinglaukonitischer, kalkiger Sandstein) als Dolomite (graue und bräunlich-graue, Hauptdolomit-ähnlich; hier keine dunkelgrauen), wenig rote Radiolarite. Im Rest besonders violettrote Buntsandsteine, Porphyrite, Felsitporphyre, Hornsteine u. a. Die Kalkvermittlung ist nur schwach. Restschotter, jedoch nicht ausgeprägt!

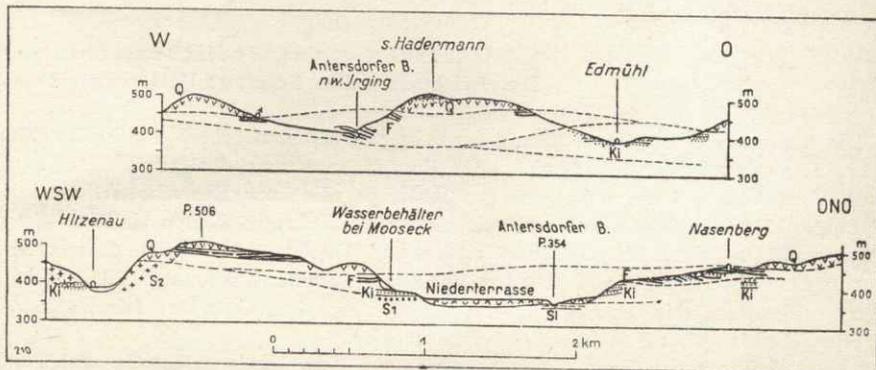


Abb. 10

Ungleichförmige Überlagerung von helvetischem Schlier (SI), Kirchberger Schichten (Ki) mit Schotter (S₁) und tortonischer Süßwasser-Molasse (F) mit Vollschotter (S₂) durch den sarmatischen Rest-Quarzsotter (Q).

Auch 2 km westlicher, hinter Hitzenau (W. von Simbach a. I., Abb. 10), sind dem glimmerreichen, mittelkörnigen Brackwassersand mit doppelklappigen *Oncophora*, *Cardium* gelegentlich Quarzgeröllchen eingeschaltet. Gegen oben erweisen sich die Mergellagen als völlig umgelagert, in Stücken gerollt und zusammen mit Muschelzerreißel und Nuß- bis Apfel-großen Quarzgeröllchen wieder abgelagert. Geröllbringende Flußströmungen drangen also hier bis in das regelrechte Ablagerungsgebiet der Brackwasserschichten vor, konnten aber diese nicht restlos beseitigen, sondern nur oberflächlich umlagern.

Auch die Kirchberger Sande mit *Oncophora* und *Cardium* WSW. von Brombach a. Rott (Tafel VII unten) schließen eine Menge bis Nuß- und Apfel-große Schmitzen von Geröllchen ein. Durch die Buntheit ihrer

Zusammensetzung, welche nichts mit Gesteinen der Böhmisches Masse zu tun hat, erinnern die Moosecker Schotter außerordentlich an die etwa gleichhoch und ebenfalls unmittelbar über dem Schlier liegenden zwischen unterer Rott und Inn.

Dieser „Tuttinger Schotter“ zwischen Malching — Rotthalmünster — Tutting — Zell (SW. von Pocking) setzt W. von Malching in 380/85 m MH. ein, indem er sich unmittelbar auf den Schlier gelegt hat (Abb. 11).

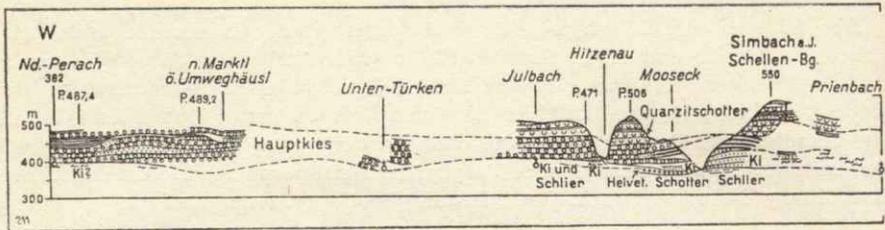


Abb.
Querschnitt am nördlichen Inntal-Rand
Die drei quarzreichen Schotter: Helvetischer Tuttinger

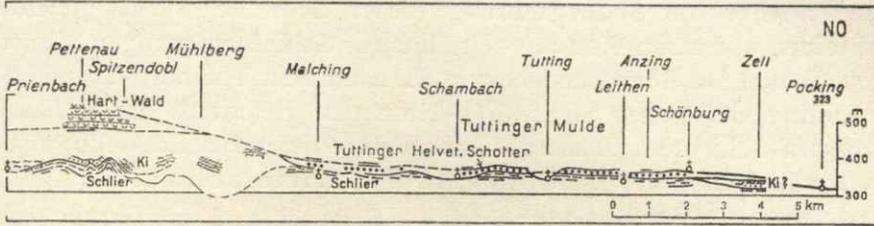
Die braun verrostete Verwitterungsbank ist gegen unten scharf durch Eisenhumus-Ortstein abgegrenzt. Wir haben nicht die Zusammensetzung des gewöhnlichen, tortonischen Hauptkieses, auch nicht jene gewöhnlicher pliozäner Restschotter, sondern in den weniger häufigen Geröllen eine abweichende Geröllführung. Neben vielleicht 80 v. H. Quarzen und Quarziten rd. 10 v. H. Granite und Gneise (oft mürb), dazu vielleicht fast 5 v. H. am Ort bereits fast ganz zerfallene, kleine Karbonatgerölle, recht viel violettrote Buntsandstein-Quarzite, öfters Grauwacke-artige Gesteine, frische, parallelgelagerte Amphibolithe: Kalkführender Restschotter.

18 m mächtig steht dieser Schotter, unten mit 1 m Sand, an Straße und Talhang N. von Malching an, von hellem Letten bedeckt: 75 v. H. helle Gangquarze und Quarzite, 10 v. H. Granite, Gneise, pegmatitische und aplitische Gesteine (besonders die größeren Gerölle), vielleicht 4 v. H. violettrote Buntsandstein-Quarzite, dazu violettes Verrukano-Quarzkonglomerat, über 5 v. H. grünliche Porphyrite, rote grüngeflamme Quarzporphyre, Epidotite, harte Grauwacken-Gesteine, Almandin-führender Amphibolith, frischer Gabbro bis Amphibolith, schwarzer Lydit. Vielleicht 3—5 v. H. ausgelaugte Hornsteine, Kalke und Dolomite (kleinere Gerölle), selten ein roter Radiolarit-ähnlicher Hornstein, ein kieseliges, entkalktes Feinkonglomerat. Über 6 m Glimmersand und Letten der Oberen Süßwasser-Molasse werden noch höher bedeckt von Löß mit *Succinea oblonga* (6 m), der auch den Kalktuff von SW. von Tutting bedeckt und S. von Kühnham sich in braunen älteren Lößlehm und in jüngeren hellen Löß gliedern läßt.

Unterhalb Malching kommt der Schotter überall unter dem tortonen Flinz und über dem Schlier am Gehänge heraus (Abb. 11, 13).

Südwestlich von Leithen sind es bis 50 v. H. Nichtquarze und Quarzite, darunter 20 v. H. Gneis, Granit (oft mürb), reichlich Amphibolithe, Serpentine, Buntsandstein, viele ausgelaugte Kalksteine, Dolomite, vereinzelt bis kindskopfgroß. Westlich von Anzing sind die Gerölle frischer, bedeckt von 5—10 m Glimmersand-Flinz. Auch SW. von Thalling setzt der Schotter (8 m) mit bis kindskopfgroßen Geröllen über dem Schlier (mit *Turritella*, *Tellina* und kleineren Schnecken) ein, hat schon reichlich 25 v. H. Gneis, Granit, Pegmatit, Serpentin, Amphibolith und über 5 v. H. Kalksteine.

Bei Zell ist der Schotter ausgekeilt bis auf eine 1,5 m mächtige, grobe Lage über graublauem Schlier und unter hellem, feinsandig-staubigem Mergel, dessen unbestimmbare Schalenstücke wohl auf Kirchberger Schichten hinweisen. Es scheint also der Tuttinger Schotter hier, SW. von Pocking, bei 336 m MH. auszuspitzen. Da die offenbare Fortsetzung jenseits des gefalteten Schliers W. von Simbach a. I. von mir gleichfalls unter, dort versteinungsreichen, Kirchberger Schichten aufgefunden wurde, dürfte es sich also wirklich um den NO.-Aus-



11.
zwischen Markt-Simbach a. Inn-Pocking.
Schotter, tortoner Hauptkies, sarmatischer Restschotter.

läufer eines in das Kirchberger Brackwasser-Becken vorgeschobenen Flußschotter handelt.

Mächtiger ist der Tuttinger Schotter westwärts gegen Rotthalmünster.

Am Köblerner Bach unterhalb dieses Ortes erscheint er in vielen Kiesgruben zwischen 360 und 380 m MH., nach oben wechsellagernd oder bedeckt mit Süßwasserton, Letten und Glimmersand, schließlich von Löß. Die bis Kindskopf-, ja Fußgroßen Gerölle bestehen aus Quarzen und Quarziten, 15—20 v. H. mürben Gneisen und Graniten, frischem Amphibolith, Porphyrit, reichlich Buntsandstein, öfters geflammtem graurotem Mergelkalk, rot und grün geflasertem Quarzporphyr, Radiolarit u. a. Am reichsten an kristallinen Nichtquarzen (40 v. H.) also besonders an Gneisen, Porphyriten, Amphibolithen, Grauwacken, einigen schwarzgrünen Serpentin, ist der Schotter von Tutting. Der nur 1—2 v. H. betragende Karbonatgeröll-Gehalt springt kaum 500 m weiter im SW. auf einen sehr viel höheren Gehalt in dem „hochterrassenartig“ verkitteten Schotter. Dieser durch eine Letten- und Tonlage gegen oben geschützte Teil des Schotter zeigt viele frische Alpenkalke.

Alle diese Schotter sind offenbar helvetisch und treten nur im S. und SW. auf, nicht weiter nach N. Dies und der Geröllbestand aus alpennahen Grauwacken-Gesteinen und anderen zeigt schon, daß sie von SW. oder W., nicht aber von N. hergekommen sein können. Auch nicht von O., wo ja die Kirchberger (Grunder) Schichten normal verbreitet sind. Nur die Atzbacher Sande im SO. des Hausrucks sind gröber.

Im SW. und W. war aber offenbar im Burdigal und wohl noch im Alt-Helvet die Schlier-Senke des Meeres. Kamen im Jung-Helvet nun von dort Flüsse, so muß sich, etwa gleichzeitig mit unserem Birnbach-Gewölbe,

auch dort der Meeresboden gehoben haben. Über das so entstandene junge Land flossen Wasserläufe und räumten ältere Schotter mit fort, wodurch sich die Restschotter-Ausbildung wenigstens eines Teiles der Tuttinger Schotter erklärt. Die östliche und nördliche Begrenzung des Landes bildete das Brackwasser-Meer in Oberösterreich und am Rande der Böhmisches Masse bis zum Vorland der Alb-Platte bei Ulm und Kirchberg. Die Nordwestbegrenzung war der gleiche Meeresstreifen, denn KIDERLEN (1931) konnte ganz entsprechende Flußschotter-Einmündungen ins Kirchberger Becken im N. des Boden-Sees nachweisen (Abb. 5). Aber die Südbegrenzung dieser Schwelle wurde gleichfalls durch einen Meeresstreifen mit Kirchberger Schichten gezogen. Es zieht ja vom Boden-See über Landsberg a. L. nach dem Thalberg-Graben SW. von Aibling und gegen Siegsdorf—Hausruck gleichfalls die Fazies der *Oncophora*-Schichten. Unsere Flußschotter-liefernde Schwelle erweist sich demnach als eine „südbayerische Mittelschwelle“.

Der Fazies- und Schichtwechsel. — Schotter und erodiertes Relief, mit denen sich unsere Kirchberger Schichten auflagern, zeigen an, daß die Oberfläche des unmittelbar vorher abgelagerten Burdigal-Schliers nicht eben war, sondern mit einem bedeutenden Relief aus der Meeresbedeckung aufstieg. Daß dieses zur Hauptsache nicht erst über dem Meeresspiegel und nicht etwa erst durch außenbürtige Abtragungskräfte entstand, wurde uns oben bei Besprechung des Leoprechtinger Sattels und seines Abbaues, ebenso bei Betrachtung des Birnbacher Gewölbes klar.

Und nun haben wir Anlaß auch noch im SW. von Niederbayern eine größere, Flüsse-entwickelnde Aufwölbung anzunehmen, welche anscheinend während der gesamten jüngeren Helvet-Zeit Gerölle in das Kirchberger Brackwasser-Meer vorschob und es halbsüß machte, somit als Hochgebiet, wenn auch vielleicht als teilweise von Seen bedecktes Land, fortbestanden haben muß. Da auch von dem nördlichen Festland der Böhmisches Masse her Einspülungen erfolgt sein dürften, wird verständlich, weshalb nicht nur an der Unterfläche und am Rande, sondern auch weiter im Inneren des Brackwasser-Beckens umfangreichere Gesteinswechsel entstanden.

Im allgemeinen haben wir unten und oben eine überwiegend sandige Ausbildung, in der Mitte der Kirchberger Schichten eine mergelige. Nördlich von Ober-Birnbach darf man z. B. mit 10 m Feinsand, darüber rund 30 m Feinsandmergel, zu oberst mit bis 20 m glimmerreichem Feinsand rechnen. Aber auch diese Hauptabteilungen dürften nicht durchlaufen, werden zum mindesten gegen oben, bzw. unten weitgehend durch hangende oder liegende Nachbarfazies ersetzt. Östlich bei Thalham (NO. von Simbach a. I.) liegen unter der Oberen Süßwasser-Molasse sehr glimmerreiche, gelb verwitterte Fuchssande mit *Oncophora*, eine für die oberen Kirchberger Schichten sehr bezeichnende Ausbildung, die freilich

auch im Süßwasser-Torton wiederkehrt. Der Glimmer dürfte eine Fern-einspülung von der Böhmischem Masse sein. Unter dem Fuchssand folgt ein ebenfalls bezeichnender Streifentonmergel mit cm- bis dm-dicken Tonmergellagen und glimmerigem Feinsand; in Lagen massenhaft *Oncophora parischii*. Noch tiefer hat man N. von Simbach a. I. wieder mächtigen Feinsand und Mehlsand. In den *Oncophora*-führenden, mehlsandigen Feinsandmergeln bei 410/420 S. von Ernegg (NO. von Ering) hat man sehr ausgedehnte Wellenfurchen (SO.-streichend). Schöne Muldenschrägschichtung mit bis 20° geneigten Reliefböschungen zeigt Abb. 12 c. Auf starke Windwassertrift und Rutsche in offenbar sehr flachem Becken deuten auch die Schichtstörungen Abb. 12 d hin.

Glimmeriger Feinsand mit wenig Zwischenlagen von Staubmergel, auch feinglimmerige Mergel mit *Oncophora* liegen ONO. von Pfarrkirchen a. R., staubiger Feinsand bis Staubmergel mit *Dreissensia-Melanopsis-Cardium*-Schill (Schalenhäufung) S. von Aham (NO. von Pfarrkirchen). Westlich von Schnecking (Blatt Aidenbach-S.) ist der feinglimmerige Brackwasser-Sand mit *Cardium-Dreissensia*-Schill knollig

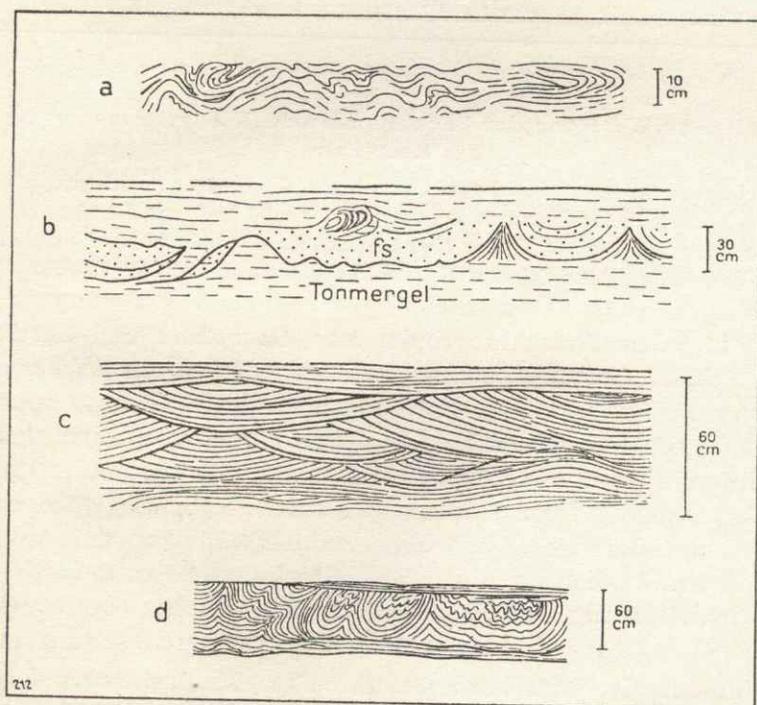


Abb. 12

Teilgefüge in Miozän-Schichten.

a = tortoner Feinsand bei 438 m MH. W. von Nasenberg, N. von Simbach a. Inn; b = Feinsand (Fs) und Tonmergel unter Gehängelehm im Torton-Flinz. Antersdorfer Bach bei P. 390 NW. von Simbach a. Inn; c = Kreuzschichtung der Teilmulden im glimmerreichen Feinsand der obersten Kirchberger Schichten bei 440 m MH., NNW. von Ober-Birnbach.

(konkretionär) hart verkalkt. Östlich vom „Schmidt im Kirn“ hat man zwischen 425/35 m Mergel, teilweise glimmerigen Feinsand mit *Melanopsis-Cardium-Dreissensia*-Schill und Streifen von bituminösen Lagen. Bei Edmühl, NNW. von Simbach a. I., liegen übereinander:

- 405—408 m MH. glimmerführender, mittelkörniger Sand mit dünnen Mergelbänkchen und *Oncophora*, Schrägschichtung, Wallnuß-großen Quarz- und kleinen grauen Kalkgeröllchen;
 390—400 m MH. Streifenmergel mit *Oncophora*;
 383—385 m MH. bei der Mühle glimmerreicher Feinsand-Schill von *Oncophora* und einigen *Cardium*-Schalen. 30 cm über dem Schill liegt eine 2 cm dicke, pflanzenhäckselreiche, schwarze Bank.

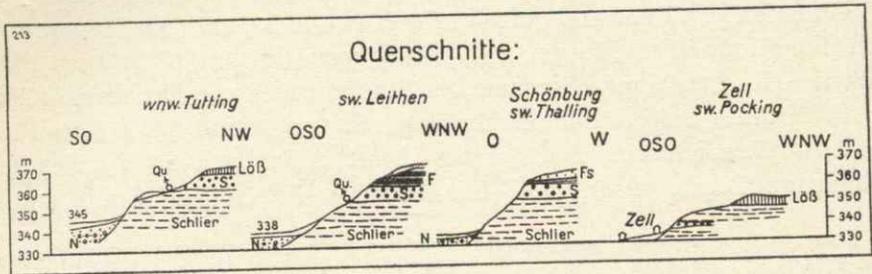


Abb. 13

Querschnitte am Westrand der Pockinger Heide (Niederterrasse = N) südlich des Rott-Tales.

S = wahrscheinlich helvetischer Schotter (vertritt die Kirchberger Schichten), bedeckt von Flinz-Ton (F) und glimmerführendem Feinsand (Fs). Inntal-Löß (mit *Succinea oblonga*) mit Lößlehm bis 8 m Mächtigkeit. Unter oberstem Schlier oder Kirchberger Staubmergel bei Zell 1,5 m grober Schotter über bläulichgrauem Schlier. Q = Quelle.

Fast in jedem Aufschluß findet man *Oncophora* und *Cardium*, oft auch zu Schill („Lumachelle“) angereichert. *Melanopsis impressa*-Schill ist seltener, kommt z. B. SW. von Lengsham und Walksham oder S. von Aham (NO. von Pfarrkirchen; viele *Dreissensien*) vor. Eine 7 cm lange *Unio* gibt es in den höchsten Kirchberger Schichten bei 463 m MH. S. von Aspertshub (S. von Kößlarn) inmitten von Schill (lockere „Lumachelle“) doppelklappiger *Oncophora* und *Cardium*, so daß wohl *Unio* auch im Leben ähnlich zwischen diese Brackwasser-Fauna vordrang, wie wir sie heute häufig genug, z. B. an der östlichen Ostsee etwa im Riga'schen Meerbusen mit *Anodonta* inmitten der Ostsee-Fauna antreffen.

Auffallend ist ein blaßcremefarbener Mehlsandmergel, der in dickeren Bänken und einheitlich bezüglich Körnung und Kalkgehalt über 20 m mächtig wird. Er führt nur selten Versteinerungen und kommt NO. von Kößlarn, S. und SO. von Ober-Westerbach (mit *Oncophora* und *Cardium*) oder N. von Simbach a. I., S. von Aham u. a. O. vor. Diese Fazies geht aber ebenso wie die des Streifenmergels auch in den Meeres-Schlier ein.

Besonders sandreich sind die Kirchberger Schichten, welche den Westteil des Birnbacher Sattels umhüllen, so SO. und SW. von P. 436,6 nördlich der Bahn bei 375/95 m MH. Sie haben schön feingeschichteten, hellen, glimmerigen Feinsand mit *Oncophora*-Schalen; gegen oben erscheinen Zwischenbänke von Stecknadelkopf- bis Apfel-großen Geröllen aus Quarz, seltener rotem und schwarzem Hornstein, Grünstein, mit besonders massenhaften Muscheln. Kräftige, geröllbringende Wasserströmungen reichten also noch bis hierher und fegten den Muschelschill zusammen. Die Abtragung des Birnbacher Sattels geschah schon teilweise vor Absatz der Kirchberger Schichten, weshalb überwiegend nur sandige, dünne Meeresschichten abgesetzt wurden. Die Sandfazies der Kirchberger Zeit sagt wohl, daß dieser Sattel auch im Jung-Helvet als Schwelle höher in die bewegteren Brackwasser-Schichten emporragte als seine von feinerem Schlamm eingedeckte Umgebung. Und daß schließlich diese Sattelaufbiegung auch danach noch weiterging, sieht man aus dem umlaufenden Bau der ihn umhüllenden Kirchberger Schichten.

So ist im Sediment die langdauernde Baugeschichte dieses Gewölbes abgebildet.

Die mit diesen Bodenbewegungen verbundenen Teilbeschleunigungen (Erdbeben!) haben ohne Zweifel eine starke Labilität des Schlammes bedingt, die sich in der lebhaften Sedimentationsunruhe widerspiegelt. Beweise für kräftige Strömung und Strömungs-Versetzung haben wir jedenfalls in Abb. 12 c, Anzeichen für plötzliche Sackungen an zu steil gewordenen Gehängen des bewegten Beckenbodens dürften in den scharfen Teilfältelungen Abb. 12 d zu erblicken sein. Die letzteren Bänke lagen im unteren Kirchberger Sand, der aber noch von etwas Tonmergel unterlagert wird.

Den Fortgang der faltenden und reliefverbiegenden Gebirgsbewegung im Untergrunde der Vortiefe auch noch während der junghelvetischen Kirchberger Zeit können wir also in ähnlicher, wengleich nicht so häufiger Weise, aus dem Sediment ablesen wie für die Schlier-Zeit.

Die ungleichförmige Dachfläche. — Während in der junghelvetischen Brackwasser-Zeit Süßwasserschichten wohl schon teilweise auf der Südbayerischen Mittelschwelle entstanden waren, sehen wir solche nun beim Verschwinden des Brackwassers auch über die Beckenschlamme der Kirchberger Schichten übergreifen: Die tortonische Obere Süßwasser-Molasse oder der „Flinz“ überlagert die Obere Brackwasser-Molasse.

Auch diese Dachfläche ist keineswegs gleichförmig, sondern sie schneidet schräg (diskordant) über verschiedenaltige Brackwasser-Schichten hinweg. Wir erkennen dies am Wechsel der Kirchberger Schicht-Mächtigkeit, auch im besonderen an dem raschen Dickenwechsel der hangendsten Kirchberger Teilschichten. Freilich scheinen weithin Wechsellagerungen oder Gesteins-Übergänge, auch fehlende Schräg-

flächen und aushaltende Höhenlagen eine Gleichförmigkeit nicht selten vorzutauschen. Aber schon der Übergang von einem bereits mit einem gewissen Relief versehenen Brackwasser-Beckenboden in ein Fluß- und Seengebiet, aber auch in eine Pflanzen-bedeckte Landschaft mit ihrer Mindest-Furchung, Abtragung und Absatz von dünnen Umlagerungsdecken setzt ja von vornherein voraus, daß Ungleichförmigkeiten überwiegen müssen. Sie fallen natürlich oft kaum auf, weil die umzulagernde Unterlage aus Lockerstoffen besteht und sie durch geringe Verfrachtung ihre Eigenart kaum verliert.

Besonders klar werden Ungleichförmigkeiten dort, wo spätere Flüsse nicht allein die sonst im allgemeinen abgelagerten tonig-sandigen Hangendschichten des Tortons wegräumten, sondern auch noch in die Kirchberger Liegendschichten vorgriffen. Hiezu gehört freilich die Schrägfläche an der Sohle der Tuttinger Schotter nicht. Diese sind ja noch von offenbar ursprünglichen Kirchberger Fossilschichten überlagert und somit älter.

Die Grenzen der Kirchberger Schichten. — Gegen W. tauchen die Kirchberger Schichten mit ihren vermutlich bald auskeilenden Bänken unter die immer mächtiger werdenden Flinz-Schichten (Tafel VI). Teilweise werden sie ersetzt durch helvetische Fluß-Schotter, welche, etwa längs dem heutigen Inn-Lauf, von der Mittelschwelle stammen und deren östlichster Ausläufer der Tuttinger Schotter ist. Er liegt unmittelbar auf Schlier und zum großen Teil gleich unter Flinz. Die östliche Fortsetzung im untersten Inn-Gebiet scheint die Schärdinger Randschwelle zu meiden und zwischen ihr und einem Gewölbe im S. (Lambrechten—Riedau) bis über Andorf hinaus zu liegen.

Gegen NW. dürfte eine Donau-nahe Senke im N. der Südbayerischen Schwelle die Brackwasser-Verbindung mit dem Kirchberger Gebiet bei Ulm vermittelt haben. In ihr gehen die Brackwasser-Schichten fort; ebenso offenbar gegen SW. in einer Alpenrand-nahen Senke bis zum Pfänder. Gegen O. finden wir die Kirchberger oder Grunder *Oncophora*-Schichten im Nordteil von Blatt Mattighofen 1:75000 und auf Blatt Ried i. I. Im SO. des Hausrucks entwickeln sich die sie vertretenden Atzbacher Sande (Abb. 5).

Wie die Kirchberger Schichten im N. der Rott gegen O. zu aufhören, ist noch ungeklärt. Ich konnte sie wohl O. von Ortenburg noch um ein Stück weiter verfolgen als L. v. AMONN, aber weiterhin im Neuburger Wald fand sie J. STADLER nicht mehr. Ostwärts gibt es nur noch einen mächtigen Hangenschlier und dessen gleichfalls meerische Unterlage bis an den Inn. Möglich, daß auch hier der Oberteil oder die ganze Folge von oben her abgetragen und in die Obere Süßwasser-Molasse umgelagert, bzw. auch von Pliozän-Flüssen weggenommen wurde. Möglich, daß sich, wie ich erstmals 1914 vermutete, ein Teil gegen SO. doch in hangenden Schlier verwandelt, wie er vielleicht auch im N. (Ortenburg)

liegt. Beweisende Beobachtungen sind mir nicht bekannt. Das Auftreten von einer noch über den Kirchberger Schichten liegenden, küstennahen Meeresbank (geröllführender Küstensand mit Bohrmuscheln, Austern, darunter Schlier) unmittelbar im Liegenden der Trauntaler Hausruck-Kohle, von dem mir Herr Dr. SCHADLER freundlichst berichtete, macht die Anwesenheit normalgesalzenen Meeres noch in der helvetischen Spätzeit gegen den Inn zu nicht unwahrscheinlich. Auch fand ich auf Blatt Ried i. I. Faziesübergänge, welche durch weitere Foraminiferen-Studien (R. WALLISCH) zu einer bedeutungsvollen Klärung kommen dürften.

Insgesamt wird das in Tafel VI durch Strichelung roh eingerahmte Verbreitungsfeld der Kirchberger Schichten in Niederbayern und im Innkreis einem helvetischen und teilweise auch späteren Senkungsraum entsprechen. Die Auslappung im NO. ist offenbar tektonisch, die Grenze im SW. und W. durch jüngere Überdeckung zu verstehen. In einer alten Tiefenlinie stieß der helvetische Tuttinger Flußschotter deltaartig längs der heutigen Inn-Senke weit gegen ONO. vor.

3. Die Obere Süßwasser-Molasse (Torton).

Der Flinz. — Etwa mit Beginn der tortonischen Zeit setzten die feinkörnigen, als Flinz bezeichneten Ablagerungen der Oberen Süßwasser-Molasse ein. Die Vortiefenoberfläche stieg nun langsam über den Meeresspiegel empor, und neben Bereichen der Abtragung entwickelten sich früher oder später ausgedehnte und teilweise recht mächtige See- und Fluß-Absätze.

Zu den bezeichnendsten Gesteinen gehören die mehr oder weniger feinsandigen oder glimmerführenden, grauen Tone und oft seifig anzuühlenden Letten. Dann gibt es hellgraue Tonmergel und gleichfalls „seifige“ Kalkmergel mit oder ohne Kalkknollen (Konkretionen), dunkelgraue glimmer- und sandreiche Letten, die in Braunkohlenlagen übergehen und Kohlestückchen führen. Schließlich mehr oder weniger glimmerreiche Feinsande, verwittert zu gelbem „Fuchssand“. Diese Gesteine wechsellagern oft in Fuß- bis Meter-starken Bänken, oder sie bilden für sich dickere Stockwerke.

Südsüdwestlich von Bernwalln (S. von Kößlarn bei 485/490 m MH.) schließt dieser Flinz über einer grauen, glimmerführenden Lettenlage eine an verkohlten Pflanzenstückchen reiche, handhohe Schicht ein, welche gegen hangenden hellen Tonmergel eine Lage perlmutterglänzender, bis 10 cm langer Unioniden zeigt. *Unio*, Schalen von *Helix* gibt es öfters, so NNO. von Nasenberg bei Simbach a. I., Grub SW. von Hadermann bei 453 m MH., NW. von Simbach a. I. (vgl. auch WURM 1937, 290).

Als Wirkung von Eisdruck und wohl auch von Gehängedruck erscheinen die Aufpressungen von Tonmergel in hangendem Feinsand (Abb. 12 b „Frostkeile“?). Die Mächtigkeit des obermiozänen Flinzes

geht in dem untersuchten Gebiet bis 90 m, schwankt aber meist zwischen 30 und 40 m.

Auf Blatt Simbach a. I. fand ich am Waldrand O. von Hinterlexenau bei 440 m MH. im glimmerführenden Staubsand feinstreifige Lagen und dickere Bänke von 3,5 m glimmerreichem, hellgrauem Feinsand, überlagert durch orange-gelb gefärbten Feinsand (1,5 m), oben lettig, gleichförmig überdeckt von über 2 m reinem, gut geroltem und Nuß- bis Doppelfaust-großem Quarzsotter. Dessen Oberkante ist gleichlaufend mit dem Gehänge zu $1/2$ m dicker, weißer Felsbank verkieselt. Zusammen mit dem Flinz ist auch der Quarzsotter verworfen durch zahlreiche, widersinnige Sprünge, welche mit Str. N. 70° O., F. $30-50^{\circ}$ NNW. durch den ganzen Aufschluß setzen. Sie zerteilen sich in dem glimmerreichen Feinsand und verziehen diesen, wie Abb. 14 und Fig. 8, Tafel V zeigt.

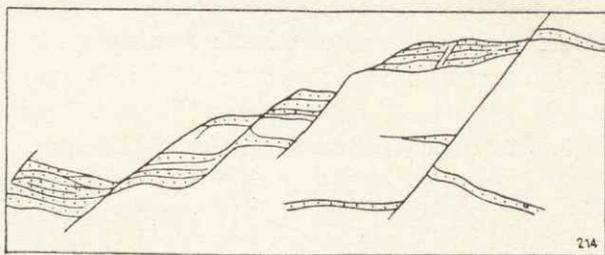


Abb. 14

Teilansicht (2,5 m lang) von Fig. 8 auf Tafel V (rechts unten).

Verwerfungen in 20° OSO.-geneigtem, wenig geschichtetem, tonigstaubreichem Feinsand mit glimmerreichem, mittelkörnigem Sand (punktiert) der Oberen Süßwasser-Molasse. Aufschluß bei 440 m MH., am Waldrand O. von Hinter-Lexenau, Blatt Simbach a. Inn.

Die Schichten haben Str. N. 30° O., F. 20° OSO. und werden durch die Sprünge wiederholt. Die verkieselte Schotterdecke geht auch im anschließenden Wald noch weiter und steigt bis über 510 m MH. südwestlich von Fürstberg empor. Sie ist aber nicht mitverworfen. Die Sprungbildung und wohl auch die Schrägstellung der Schichten dürfte also nach Bildung des Schotter, aber vor dessen Verkieselung anzusetzen sein.

Versteinerungen fanden sich hier nicht, doch ist nach Ausbildung und Lage Torton anzunehmen. Höher oben, zwischen 510 und 530 m MH. bauten einst zwei Ziegeleien guten Ton, offenbar von Letten über dem Schotter, also Pliozän-Flinz ab.

In dieser Gegend zeigt sich somit, daß der vermutlich tortonische Hauptkies noch mitsamt seiner Unterlage tektonisch bedeutend gestört wurde, daß danach eine starke Relief-Umformung eintrat, denn die nachfolgend einsetzende Verkieselung greift schräg über die etwa 70 m betragende Schottermächtigkeit an einer hier der heutigen bereits ähnlichen Gehängeform über. Mit jener kräftigen, offenbar auf Landhebung

zurückzuführenden Zertalung dürfte auch eine tiefe Verwitterung, Entkalkung und Umlagerung besonders der höheren Schotterteile, also die Bildung der etwa sarmatischen Restschotter verbunden gewesen sein.

Höher nach oben reichen die Kirchberger Schichten weiter im NO. bei „Schmidt im Kirn“ (Kirnbach-Tal). Da sehen wir noch bei 430/435 m MH. die versteinierungsreichen Brackwasser-Mergel und Feinsande, 1 m höher bereits die von oben herabgreifenden quarzreichen Schotter. Hier fehlt also der Flinz unter dem Schotter ganz. Es ist nicht zu entscheiden, ob diese Abtragung der liegenden Süßwasserschichten (Torton) bereits im Torton oder erst unter den Flüssen der sarmatischen Hebungs- und Umlagerungszeit vor sich ging. Wahrscheinlicher dürfte das letztere sein, denn die Hangendschotter sind hier bereits Restschotter. Auch im Kirnbach-Tal würde der hangende, sarmatische Quarzschotter die liegenden Süßwasserschichten völlig wegschneiden und sich bei 435 m MH. Kirnbach-abwärts schon bei 420 m MH. unmittelbar auf die Kirchberger Schichten legen.

Demnach würde sich hier das gleiche Querschnittsbild ergeben wie am Antersdorfer Bach NW. von Simbach a. I. (Abb. 10). Dort hat man SW. von Nasenberg bei 436/439 m MH. einen 6° gegen NNO. geneigten Flinz mit sechs sichtbaren, 10–20 cm-Sprüngchen, die alle steil gegen W. absenken. Der schräg geschichtete Feinsand ist in manchen Zwischenbänken höchst unruhig gebogen (Abb. 12). Der Flinz schwillt von 25 m über den Kirchberger Schichten im Antersdorfer Bachtal nordwärts bis auf etwa 90 m an, um aber alsbald westwärts durch Herunterschneiden der hangenden Restschotter bis auf die tortonen Liegendschotter völlig auszukeilen (Abb. 10, 11).

Der tortonische Hauptkies. — Im Flinz liegt ein Hauptschotterlager („Hauptkies“).

So haben wir auf Blatt Julbach Mitte (NW. von Derschlhof) zwischen 450 und über 470 m MH. über mittelkörnigem, grauem Glimmersand-Flinz Quarzschotter und Sand. Die selten über Doppelfaust-groben Gerölle liegen ziemlich kreuz und quer oder in Flußschichtung, haben

85 v. H. Quarze und Quarzite, bis

10 v. H. Gneise, Granite, Pegmatite, darunter Granitgneis mit grünlich zersetztem Biotit,

Rest: etwas Buntsandstein- und Verrucano-Quarzit, schwarzer Hornstein, roter Felsitporphyr, teilweise verschiefert, völlig ausgelaugte Kalksteine, schwarzes Kieselgestein, kein sicherer Radiolarit.

Im Nordteil von Blatt Julbach dürfte Pliozän-Flinz die Verebnungsfläche zwischen 470–500 m MH. bilden, denn in Fuchseck ist ein 19 m tiefer Brunnen mit braunem Sand, aber fast ohne Kies; grauer Ton, glimmerführender Mehlsand, seifiger Letten bildet die Oberfläche hier und hinüber auf Blatt Triftern, z. B. bei 490 m an der Straße gegen Wittibreit, N. von P. 486, O. von Rabensham. Dagegen streicht in tieferer Lage in 470 m MH. bei Thalling der Schotter durch, ebenso am Grasenseebach-Talhang im N. über 400 m MH., unterlagert von Flinz.

Westlich von Simbach a. I., z. B. bei Hitzenau, im Tal N. von Julbach folgt über dem helvetischen Schotter zwischen 400 und 500 m MH. der mächtige Torton-Schotter

mit Sandeinlagerungen, N. von Julbach z. B. bei 435 m mit Zwischenlagen von glimmerreichem Sand, höher auch solche von Letten. Der Gehalt an Karbonatgeröllen (überwiegend graue Dolomite, wohl auch dunkelgraue, hell anwitternde) beträgt hier 10 bis 15 v. H. Die obersten 30 oder 40 m dürften umgelagerten, bereits sarmatischen Schotter darstellen. Die Nichtquarz- und Quarzit-Gerölle treten in ihm weitgehend zurück. Nördlich von Unter-Türken haben die bis über 3 Faust-großen, teilweise Fuß-langen Gerölle 3—5 v. H. Dolomite und Kalksteine, 2 v. H. Hornsteine, 15 v. H. Gneise und Granite (meist zerfressen), Porphyrite, etwas Serpentin. Am Prallhang des Türken-Bachs SO. von Lanhofen ist der Schotter 40—50 m hoch aufgeschlossen (Abb. 11). Starke Schrägschichtung, einige Glimmersandbänke und -Linsen. Von 106 Stück bis 3 Faust-großen Geröllen bestimmte ich 50 Gangquarze aus Phyllit oder Glimmerschiefer, 7 Quarzite, 6 Pegmatite, 2 Aplite, 12 Gneise, 3 Amphibolithe, 1 Grauwacken-Gestein, 3 schwarze Hornsteine, 1 Diabas, 3 Pistazite, 1 Grünstein, 6 rötliche Buntsandstein-Quarzite, 1 Verrucano-Quarzitkonglomerat, 2 schwarze und 2 hellgraue Dolomite, 2 Kalksteine.

Dieser mächtige Schotter zieht sich auf Blatt Julbach nordwärts weit fort. Seine oberflächlichen Lagen scheinen nicht nur durch Verwitterung am Ort, sondern auch durch mehr oder weniger weitgehende Umlagerung an Nichtquarzgeröllen verarmt zu sein. Diese oberste Lage macht sich in östlicher Richtung selbständig und liegt als Decke ungleichförmig über Flinz und Kirchberger Schichten (Abb. 11).

Nach W. zu setzt der mächtige Torton-Schotter, gegen unten vielleicht durch Helvet-Schotter ergänzt, am Nordrande des Inn-Tals (Abb. 11) ununterbrochen fort und senkt sich mit seiner Unterlage aus Kirchberger Schichten allmählich. Seine Auflagerungsfläche ist etwas wellig, hat aber bei Hitzenau 400 m, am Türken-Bach 370 m, oberhalb der Alz-Mündung im Peracher Bogen etwa 360 m, bei Mühlendorf unter 260 m, steigt dann in Dorfen aber wieder auf 305 m (Bohrung a. i. Erl. zum Blatt Neuötting, 1923). Er wird gegen den mächtiger werdenden Flinz dünner, schrumpft am Bahnhof Neuötting auf 28 m, erreicht aber NO. von Mühlendorf rd. 70 m, bei Dorfen 75 m. Ähnlich verhält sich der Hauptkies im Rott-Tal W. von Pfarrkirchen.

Immer hat man reichlich Gneise, weniger Granite, rötlichen Buntsandstein, schwarzen Hornstein bzw. Lydit, vereinzelt graue Dolomite, grünen Serpentin. Gegen oben nehmen die sandig-tonigen Lagen westwärts allmählich überhand: Die tonige Bank 2 in Abb. 15 schwillt westwärts von Aufschluß zu Aufschluß rasch an; es beginnt das Auskeilen gegen den Flinz im W.

Erst ganz gründliche Teiluntersuchungen über die Dachziegellagerung, Gestein und Größen der Gerölle werden für die Flußläufe Näheres auszusagen erlauben. Die vom jeweiligen Relief und von schwachen Bodenbewegungen beherrschten Mächtigkeiten erlauben dies noch nicht.

Beziehungen zum Hausruck-Schotter. — Der Hausruck-Schotter enthält Säugetierreste (*Hipparion* u. a.) und liegt über unterpliozänen Braunkohlen-Schichten. Er ist Unter-Pliozän und zeigt in der Zusammensetzung seiner Gerölle so starke Schwankungen, daß sowohl der sicher helvetische Tuttinger Schotter bei Simbach—Pocking—Rotthalmünster, wie der westwärts gegen offenbar tortonen Flinz auskeilende und darum selbst

tortone Hauptkies in die Weite dieser Schwankungen einbezogen werden kann. Es ist darum verständlich, wenn Arbeiten von H. KINZL (1926) und H. GRAUL (1937), welche das Hauptgewicht auf Morphologie und Geröllart legten, hier eine einzige, große Schotterplatte annehmen. Es sind ja auch die Höhenlagen an den Rändern der Einzelschotter nur wenig voneinander verschieden.

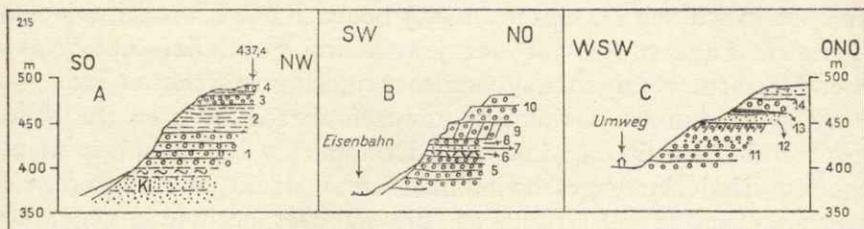


Abb. 15

Querschnitte durch den tortonen Hauptkies am nördlichen Inntal-Gehänge des Innbogens zwischen Markt und Nieder-Perach.

A = westlichster Schnitt ONO. von Nieder-Perach; B = S. von P. 489,2; C = O. von Umweghäusl.

Ki = Kirchberger Schichten; 1 = Schotter und Sand; 2 = Wechsel von grauem, tonig-mergeligem Feinsand, glimmerreichem Ton und Sandmergel; 3 = kleingerölliger Schotter; 4 = Lehm und Kies; 5 = ziemlich grober Schotter, darin umgelagerte Mergel- oder Tonfetzen; 6 = Umlagerungsbank (0,5 m) mit größeren Blöcken und Fetzen größerer Konkretionen von Mergel und Ton; 7 = Sand mit Mergelstück-Bank, oben Feinsand, 6 m; 8 = mittelgerölliger Schotter; 9 = verfestigter Schotter; 10 = Schotter, oben Sand, auch Letten; 11 = mittelgerölliger Schotter, oben auf einige Meter unregelmäßig durch Kalk verkittet; 12 = glimmerreicher, fein- bis mittelkörniger Sand, in Zwischenlagen mergelig, 6–10 m; 13 = grünlich-grauer, glimmerführender Ton, 3 m; 14 = mittelgerölliger Schotter und Sand, darüber sandig-lehmige Decke.

Ganz wie im helvetischen und tortonen Schotter fand ich im unterpliozänen (pontischen) Hausruck-Schotter neben den bis fußgroßen Quarzen (mit den Quarziten zusammen vielleicht 60 v. H.) reichlich, teilweise über 10 v. H. weiche Granite und Gneise. Die roten Buntsandsteine aber sind WNW. von Guggenberg noch zahlreicher (örtlich vielleicht bis 8 v. H.), ebenso die dichten, schwarzen Dolomite, die vielen Grauwacke-Gesteine, die reichlicheren Serpentine. Gegen oben nehmen die Kalkstein-Gerölle mächtig zu. Am Hof-Berg NNO. von Frankenburg (Fig. 9, Tafel V) haben wir dementsprechend (vielleicht bis 8 v. H. Kalk) eine Kalkverkittung, die nirgends so stark ist wie im höheren Hausruck-Schotter und die am nördlichen Inntal-Gehänge nur ausnahmsweise und nur bis zum „Hochterrassen“-Aussehen geht. Vor allem habe ich im helvetischen oder tortonen Schotter oder gar im jüngeren Restschotter bisher nirgends den so bezeichnenden und in alpennahen Miozänschotter-Ausstrahlungen mit größten, bis $1\frac{1}{2}$ m langen Blockgeröllen und mit

größter Häufigkeit (bis 60—80 v. H.) erscheinenden Flysch-Sandkalk finden können. Er fehlt dem südlicheren Hausruck-Schotter dagegen keineswegs. Wiederum kommt der dunkelgraue Dolomit, der in den oligozänen, alpennahen Schottern so reichlich ist, genau wie in Alpennähe so auch an der unteren Isar, in Niederbayern und im Hausruck jeweils noch in den älteren Lagen der vorstoßenden Schotter der tortonischen und, im Hausruck, unterpliozänen Zeit vor, verschwindet aber dann immer gegen oben (auch von H. GRAUL [1937] beobachtet). Es scheint demnach die vorletzte Lagerstätte, aus der jeweils infolge Relief- und Wasser-Belebung der zur heutigen Lagerstätte umgelagerte Schotter kam, noch recht reich an dunklen Dolomiten gewesen zu sein. Waren das damals noch unverkittete Oligozän-Schotter? Erlahmende Reliefenergie mag zu geringerer Eindeckungsgeschwindigkeit und damit zu stärkerer Zerstörung der Gerölle geführt haben, die schärfer dezimiert, gegen oben mehr Restschotterlager aufbauten.

Den Hausruck-Schotter habe ich 1933 auch in seinem SW. gelegenen Wurzelgebiet bei Friedburg auf seine Gerölle untersucht. Neben gelegentlichen, lagenartig eingeschalteten Schwärmen von Geröllen wiederaufgearbeiteter, hellgrauer, wohl dem Schlier entnommener Tonmergel fand ich bei etwa 525 m MH., also im untersten Hausruck-Schotter, unter den größeren Geröllen:

40 v. H. weiße und graue Gangquarze und Quarzite;

20 v. H. meist helle und ziemlich verwitterte Granite und Gneise (nicht kleiner als andere Gerölle), darunter schön gefalteter Glimmerschiefer;

bis 10 v. H. rote Buntsandstein- und Verrucano-Quarzsandsteine, blaß-fleischrote quarzitisches Arkose;

5 v. H. Kalksteine, besonders frische Sandkalke; wohl Hauptdolomit; Dogger-Kalk; 1 Flysch-Kalk oder Lias, 1 Kieselkalk; heller, schwach spätiger Marmor, 1 (nur!) schwarzer Hornstein. In kleinerer Korngröße scheinen die Karbonate reichlicher zu sein.

Über 10 v. H. Amphibolithe, Phyllit-Quarzschiefer, Epidotschiefer, Strahlsteinschiefer, gestreckter Porphyrit, violetter, felsitischer Feldspatporphyr, schwarzgrauer Porphyrit mit hellen Feldspatleisten, grünlichschwarzer Saussurit, 1 roter Quarzporphyr mit kleinen fleischroten Orthoklasen und schwärzlichem Quarz.

Solche Zusammensetzung entspricht also wieder im großen ganzen dem schon oben für Helvet- und Torton-Schotter Gesagten. Unterschiede sind: Zunahme der Buntsandstein-Gerölle, Erscheinen der Flysch-Sandkalke, Mannigfalt der vulkanischen und metamorphen Grauwacke-Gesteine im Hausruck. Dagegen konnte ich bei Friedburg keinen einzigen sicheren Radiolarit, keine herkunftsmäßig klaren Trias-Kalke, Lias-Gesteine, Aptychen-Kalke der Nordalpen, und nicht viele Flysch-Gesteine finden, auch fast keine schwarzen Dolomite. Nichts von Flysch-Sandstein oder -Kieselkalk, nichts von Gesteinen der helvetischen Kreide, des Eozäns, der Gosau, die doch heute im S. so reichlich erscheinen. Auch wer nur flüchtig die unmittelbar südlich benachbarten alpinen Gesteine kennt, die Massive von Dachstein-Kalk u. a., der muß den Gedanken einer Geröllherkunft unmittelbar aus diesen ablehnen.

Er wird auch nicht von einem „alten Inn“, einer „alten Salzach“ sprechen können, welche den Hausruck-Schotter belieferten.

Auch der bekannte Ausweg, daß eben im Unter-Pliozän die nördlichen Kalkalpen noch eine Fastebene waren, ist unmöglich, um alles Vorhandene zu erklären. Denn erstens sind die Schotter viel zu grob für einen mindestens 60 km langen Fastebenenweg aus den Zentralalpen, welche zudem in vieler Hinsicht eine abweichende Zusammensetzung haben. Zweitens würde auch eine Fastebene, die angesichts der pliozänen Vorlandbewegungen sich nur recht teilweise verwirklicht haben dürfte, niemals ohne Härtlingsauftragungen bestanden haben. Solche hätten aber aus Radiolariten, Kalk- und Dolomitauftragungen, im Flysch aus Kieselkalken und Sandsteinen, in dem helvetischen Streifen aus Gault und Eozän-Kalken bestehen müssen. Fast nichts von alledem in dem Schotter! Warum brachten aber die so merkwürdig transportfähigen Fastebenenflüsse nicht dies vor allem? Warum ist gerade bezüglich dieser Hartgesteine der Gegensatz gegenüber den quartären Schottern (vgl. z. B. die Riß-Bildungen von Straßwalchen!) so groß? Sollten die alpinen Flußwurzeln mitsamt ihrem unterpliozänen Oberflächen-Stockwerk völlig abgetragen, die oligozänen Augensteinschotter-Verebnungen aber erhalten geblieben sein? Sollten im Unter-Pliozän noch weit nördlich über den heutigen Kalkalpen Ausläufer-Schuppen der Grauwacken-Zone gelegen haben, von denen die vielen Grauwacken-Begleiter in den Schottern herrühren?

Bei einem Vergleich mit der gegenwärtigen Schotterführung darf man nicht übersehen, daß ein solcher kaum zugänglich ist. Wurden die alluvialen Schotter doch infolge des diluvialen Eistransportes und der unzähligen Zufuhren aus zweiten und dritten Lagerstätten völlig unnormale. Auf die an anderem Ort näher zu beleuchtenden Herkunftsfragen, die in ihrer ganzen zeitlichen Tiefe und Verwickeltheit überschaut werden wollen, kann aber hier nicht weiter eingegangen werden.

Klar zeigen bereits die vorgebrachten Beobachtungen, daß im großen ganzen gewiß Ähnlichkeiten in der Geröllführung zwischen helvetischem Schotter, tortonischem Hauptkies und unterpliozänem Hausruck-Schotter bestehen. Aber wenn die betreffenden Flüsse immer wieder von ähnlich zusammengesetzten Schwellengebieten im S. herankamen, so ist das ganz selbstverständlich. Die Schwankungen selbst innerhalb eines zeitlich und räumlich zusammengehörigen Schotters (Hausruck-Kobernauser Wald) sind so groß, daß das Kennzeichen der Geröllführung ein genügend scharfes Urteil über Zugehörigkeit anderer, entfernterer Schotter nicht erlaubt.

Aber auch die Höhenlage kann keine hinreichende Auskunft geben. Denn schon 12 km im SO. des Inns endet der Hausruck-Schotter, und die von H. GRAUL (1937) gezeichneten Streichkurven seiner Unterfläche können, da sie schon im Hausruck-Kobernauser Wald sehr gebogen ver-

laufen müssen, auch außerhalb dieses Raumes bis zum Inn sich recht verschieden biegen. Die Verbindung des unterpliozänen Hausruck-Schotters mit dem sicher helvetischen bei Simbach a. I. und SW. von Pocking ist auf keinen Fall richtig. Der Hauptkies über dem helvetischen Schotter zieht nach W. in den Flinz hinein, von dem wir, wie mir Herr Dr. R. DEHM kürzlich wieder versicherte, keine andere als obermiozäne Versteinerungen sicher kennen, und keilt teilweise gegen diesen aus. Auch mit diesem, offenbar tortonen Hauptkies darf der unterpliozäne Hausruck-Schotter nicht zu einem gemeinsamen Streichkurvenbild der Unterfläche verbunden werden (FRZ. MÜNICHSDORFER, K. BODEN 1930, 126). Ebensowenig sind die „Kohlenton-Schichten“ welche im Hausruck unterpliozän, im Westen aber obermiozänes Alter haben, trotz ihrer faziellen Ähnlichkeit beiderseits des Inns einander gleichzustellen. Der schon von F. E. SUESS (1891) und A. WURM (1937, 292) betonte „Widerspruch“ im Alter ist also durchaus berechtigt und muß berücksichtigt werden.

Naheliegend aber ist eine Verbindung des im Liegenden der Hausrucker Braunkohlenschichten erbohrten Munderfinger Schotters mit seinen reichlichen dunkelgrauen Dolomiten (H. GRAUL 1937, 194) mit dem gleichfalls solche Dolomitgerölle führenden, tieferen Torton-Schotter im NW. Dieser Liegendschotter wurde in GRAUL's Streichkurvenbild nicht mit einbezogen.

Aber auch noch nicht mit dem, wie wir hören, sarmatisch umgelagerten (ersten) Restschotter, der danach oberflächlich verkieselte, ist eine Verknüpfung des echten Hausruck-Schotters möglich. Wohl aber eine solche mit dem unter dessen Höhe offenbar als ältere Furchenfüllung im Schlier eingesenkten Überrest des dann noch verkieselten Grimberg-Schotters (Abb. 16).

Der Hausruck-Schotter selbst ist dagegen, wie schon H. KINZL (1927, 260) betonte, im allgemeinen frischer als die verkieselten Restschotter von Grimberg und im NW. des Inns. Er unterscheidet sich durch größere Mannigfalt, teilweise durch höheren Kalkgeröllreichtum, und die starke Verkalkung. Wenn irgendwo von einer unmittelbaren Herkunft aus Alpennähe gesprochen werden kann, so — abgesehen vom Tuttinger — beim Hausruck-Schotter. Alle anderen weiter nach außen gelangten Vorlandschotter sind ungleich mehr verdünnt durch Seitenzufuhr aus umgelagertem und darum widerstandsfähigstem Rest-Gestein und haben selbst die eine oder andere Gesamtumlagerung hinter sich.

Zeitlich richtig müssen wir die verschiedenen Füllungseinheiten der Vortiefe zusammenordnen, um deren Antwort auf gemeinsam erfahrene Kraftäußerungen und damit die Baugeschichte zu erkennen. Zeitlich und entstehungsmäßig müßte der Hausruck-Schotter danach mit den nachquarzitischen Quarzrestschottern von Ortenburg und vom Neuburger Wald zusammengenommen werden. Wenn hiegegen betont wird, daß aber der Hausruck-Schotter kein echter Restschotter sei, so bedenke

man, daß die Neuburger Wald-Schotter auch eine ungleich längere Fahrt und schärfere Auslese durch zögernde Einbettung, Verwitterung und Umlagerung aus älterem Bestande hinter sich haben. Aber beiderlei Schottermassen verdanken doch offenbar der gleichen pliozänen Hauptbewegung und Feuchtigkeit ihre Ansammlung und weitere Verlagerung.

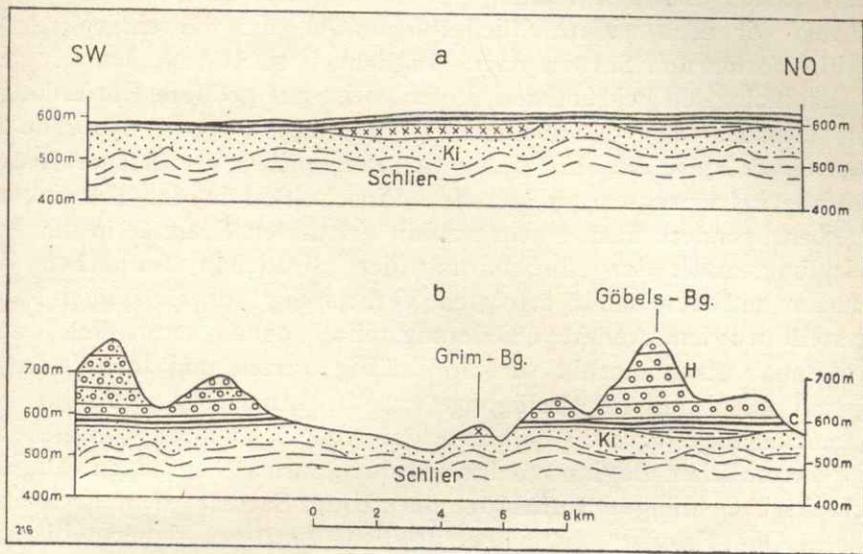


Abb. 16

Querschnitte durch das Gebiet des Radl-Tals oberhalb von Frankenburg (Hausruck).

Abbildung a: Im Jung-Sarmat. Der in einer Erosionsrinne liegende, altsarmatische Grimberg-Restschotter verkieselt unter den Sümpfen, die im Pont die Hausruck-Kohle bilden.

Abbildung b: In der Gegenwart (z. T. nach H. GRAUL 1937). Ki = Kirchberger *Onco-phora*-Schichten; c = Pont mit Hausruck-Kohle; H = Restschotter.

Diese Hauptbewegung war eine überwiegende Senkung in der sich überschotternden Vortiefe vom Hausruck bis zum Neuburger Wald und gegen O., wohin die Flüsse sich dann richteten. Dagegen herrschte gleichzeitig im angrenzenden Gebirge und wohl in seiner Vorschwelle eine allgemeine, starke Heraushebung. Denn das Gebirgsrelief verwandelte sich im Pliozän aus einer Fastebenen-Landschaft (mit vorgelagerten Teilschwellen) in das über 2000 m hoch aufragende Hochgebirge, welches zu Anfang des Quartärs bereits bestanden haben muß. An der Hebung beteiligten sich später auch Hausruckteile, während die untere Salzach-Inntal-Senke tiefer blieb.

IV. Sarmat-Pliozän.

Vorbemerkung. Meine Trennung von Torton und Sarmat, welche, wie R. SEEMANN (1929, 85, 117) offenbar richtig ausführte, paläontologisch

in der schwäbisch-bayerischen Hochebene weder nach den auftretenden Säugetieren noch jetzt auch nach den Wirbellosen (einstweilen oder überhaupt) möglich erscheint, möchte ich mit Rücksicht auf die alterdkundlichen und baugeschichtlichen Bedürfnisse einer näheren Gliederung hier dennoch aufrecht erhalten. Versagt einmal — ähnlich wie in anderen, kurzen Zeiten die Entwicklungsgeschwindigkeit der Tierstämme, so brauchen wir eben andere Gliederungsmittel, um die eingebürgerten Begriffe Torton und Sarmat nach Möglichkeit zu stützen. Da wir auch bei paläontologisch begründeten Stufen meist auf größere Entfernungen nichts Genaueres über die absolute Gleichzeitigkeit wissen, so sehe ich keinen Grund, jene Begriffe fallen zu lassen, die ja im Wiener Becken gleichfalls keineswegs nach scharfen Einschnitten in der Entwicklung des Lebens, sondern nach einem weithin sichtbaren Ereignis in der Erdentwicklung, nach der Abschnürung der nördlichen Teilbecken vom Weltmeer und der daher erfolgten Verbreitung der *Cerithium*-Fauna aufgestellt wurden. Andere Gliederungsmittel stehen namentlich wegen des offenbar als immerhin verhältnismäßig kurzen und im W. ausgeprägten Vulkanismus zur Verfügung (vgl. W. KRANZ 1937, 201, Anm. 20). Mit seinem, auch für die Geschichte der Alpen und ihrer Vortiefe ohne Frage wesentlichen Beginn möchte ich das „Sarmat“ anfangen. Die ihm gleichzeitige Oehninger Stufe wäre als „Unter-Sarmat“ dem nachvulkanischen „Ober-Sarmat“ gegenüberzustellen. Letzteres dauerte bis zum Einsatz der pontischen *Hipparion*-Fauna und deren Vertreter (E. VON STROMER 1937, 11).

Vulkanismus, Reliefänderungen, Gebirgsbildung stelle ich mir im übrigen entsprechend den Ausführungen 1935 nach wie vor als Folgen der Unterströmungen vor.

1. Der Restschotter.

Die Anreicherung von Gangquarz, Quarzit und anderen besonders widerstandsfähigen Geröllen in den jüngstmiozänen und pliozänen Schotterlagen schien mir (1915, 135) das wesentliche an diesen Schottern zu sein, deren unmittelbare Herkunft von irgendeinem Gebirgsgebiet der Umgebung vergeblich gesucht worden war. Über die Meinung von K. GUNDLACH & R. TEICHMÜLLER (1936, 177), eine ruckweise Aufwölbung der inneren Alpen habe die Quarzgerölle geliefert, sind wir in Bayern schon lange hinaus. Meine Ansicht, daß folglich kräftige Zerstörung und Umlagerung älterer Schotter gewirkt hätten, wurde ebenso wie der für solche härteste Überreste geprägte Ausdruck „Restschotter“ allgemein angenommen.

So haben H. SCHULZ (1926) und H. KINZL (1927) mit mir die Abkunft unserer Quarzrestschotter durch Umlagerung der westlichen obermiozänen Vollschotter angenommen, ersterer dachte sich dabei die erste und zweite Lagerstätte zeitlich und räumlich mehr zusammenhängend, letzterer mehr

getrennt. O. M. REIS stimmte meiner Ableitung jüngerer, pliozäner Um-lagerungsflüsse in Rinnen zu, und auch zwischen Rott und Inn gibt es zahlreiche Anzeichen für Restschotter-Anlagerung. Also müssen die Restschotter in der Hauptsache einer selbständigen, jüngeren Flußbelebung ihre Entstehung verdanken.

Die Zusammensetzung des Quarzrestschotters ist recht gleichartig. So findet sich unter älterem Lößlehm in der Grube NW. von Rothalmünster (an der Straße bei 400—405 m MH.) 90 v. H. Quarz und Quarzit, wohl 5 v. H. Buntsandstein- und Verrucano-Quarzit, quarzitischer Gneis. Außerdem dunkler Hornstein, zerfressener Pegmatit, kein Kalk; bis drei Faust-grob, mit Sandschmitzen. In dem verkieselten und kaolinischen Restschotter des Sturz-Holzes, bei 515 m MH. (WSW. von Bayerbach), treffen auf 100 Gangquarze mit oder ohne phyllitische Reste 10 helle, sedimentäre Quarzite (etwa Semmering-Quarzit) mit grünlichen oder talkig-weißen Bestandteilen, 2 violettrote Buntsandstein-Quarzite, 1 schwarzer Quarzitschiefer, wie ich ihn mehrfach auch im Steinkard antraf, 3 verkieselte Grauwacken-Gesteine. Höchstens 1 v. H. machen aus: zersetzter Gneis, roter und grüner Quarzporphyr, quarzreicher Glimmerschiefer mit Turmalin-nadeln, schwarzer Hornstein, Kieselskelett vielleicht von Kieselkalk.

Die ältesten, noch höchstgelegenen Restschotter im W. sind an der Oberfläche auf $\frac{1}{2}$ —2 m Tiefe zu einer undurchlässigen Felsplatte verkieselt, der Schotter wie der Sand. Dabei wurde das ganze Eisen weggeführt, der Quarzit ist meist schneeweiß. In der Schottertiefe scheinen geringere, mitunter sehr bedeutende Mengen von weißem Kaolin eingeschlämmt worden zu sein. Solche gibt es z. B. im Forst Steinkard N. von Griesbach, O. von Holzhäuser bei 515—525 m MH. oder im untersten Schotterteil bei 510 m MH. am Rande des Sturz-Holzes OSO. von Asenham.

Sehr oft sehen die Restschotter kräftig orangebraun aus. Doch waren auch sie ähnlich so vielen anderen Restschottern vorher völlig weiß gebleicht, denn kurze Zeit unter spülendem Regen genügt, um die Gerölle wieder schneeweiß zu machen.

Ganz im allgemeinen beginnen die Restschotter unten mit den größten, drei Faust- bis sogar Fuß-großen Geröllen und werden nach oben feiner, was wohl die erlahmende Transportkraft widerspiegelt. Meist findet man überhaupt keine Reste von Kalkskeletten mehr, oft sogar keine kristallinen Gesteine außer luckig zerfressenen Gangquarzen und Quarziten, wenig Buntsandstein-Quarzit, Hornstein. Verlehnte Restschotter sind wohl immer am Gehänge mehr oder weniger weit abwärts gewandert, verrutscht, was wahrscheinlich zur Hauptsache als Folge der gesteigerten Bodenbeweglichkeit (Bodenfluß) über dem diluvialen Eisboden anzusehen ist.

Mitunter sieht man die ursprüngliche Restschotter-Unterfläche, wie sie mit Kolken (z. B. bei Simbach a. I. in der Grube NNO. von Nasenberg auf einer 10^0 W.-geneigten Auflagerungsfläche auf dem liegenden Flinz) herabgreift. Unverrutschter, nicht verlehnter Restschotter zieht am Gehänge angelagert öfters sehr tief, beinahe bis auf die heutige Talsohle hinab (so W. von Brombach bis 369 m, O. von Rott bis 370 m).

Man ersieht, daß in der wechsellagernd bald abtragend, bald ablagernd wirksamen Restschotter-Zeit des Pliozäns die Haupttalformen von heute entstanden sein müssen. Dagegen läßt die im Alt-Pliozän verkieselte Schotteroberfläche noch selten erheblichere Hangformen erkennen. Das Zusammenspiel der inneren und äußeren Kräfte schuf während des Pliozäns sowohl die Hauptformen in der Vortiefe wie jene in den Alpen.

Ganz deutlich sieht man z. B. von den Höhen des Sturz-Holzes und Grafen-Waldes ostwärts in das Kößlerner Tal eine Kette von Restschotter-Vorkommen hinabsteigen. Sie sind von oben nach unten dem Torton-Flinz, den Kirchberger Schichten, dem Tuttinger Helvet-Schotter, ja noch dem Schlier seitlich angelagert.

Über Quarzrestschotter legt sich ähnlich wie auch über Vollschotter ein Pliozän-Flinz, der gegen unten mit ihm wechsellagert und die Plateau-Ebenen bedeckt (S. von Hadermann bei 500 m MH., NW. von Simbach a. I.; 500 m N. von Hitzenau; W. von Riedlöd (also bei 460 m NO. von Kößlern; Hochfläche 515—530 m SW. von Kößlern). Das heißt eine Altwasser- und Seenlandschaft löste die Flußmäanderlandschaft ab.

2. Die Bildung des sarmatischen Restschotters und seiner Kieselrinde.

Außer den schon für Blatt Ortenburg—Vilshofen und westlicher gelegene Strecken 1915 skizzierten Flußrinnen, in denen der umgelagerte Torton-Schotter heute als Restschotter dem älteren Miozän angelagert liegt, wurden in südlicheren Gegenden von den mehr oder weniger verwitterten Torton-Schottern auch weit ausgedehnte Restschotterplatten ausgespült und ostwärts weiter geschafft. Beweisende Querschnitte haben wir in Abb. 10, 11 gesehen. Als Voraussetzung dieses großzügigen Vorganges hat nun eine im Pliozän oder kurz vorher einsetzende Heraushebung des abzubauenen Gesteinskörpers zu gelten. Diese Hebung muß zuerst in westlicheren Randgebieten Niederbayerns eingesetzt haben, denn die Abbaustoffe wanderten mit den verfrachtenden Flüssen von dort gegen O. Wäre aber jener westlichen Anschwellung nicht eine östliche Reliefebenheit oder Senke angeschlossen gewesen, so hätten die Abbaustoffe doch wohl weiterwandern müssen. Aus der Verbreitung der ziemlich mächtigen, ältesten Restschotter zwischen Ortenburg — Pfarrkirchen — Triftern — Simbach a. I. — Kößlern — Birnbach — Griesbach schließen wir also wohl mit Recht auf eine sanfte, vermutlich noch sarmatische Eindellung in diesem Bereich. Fortsetzungen hatte der Schotter und wohl auch unsere Sarmat-Delle am Südrande der Böhmisches Masse über den Neuburger Wald gegen Waizenkirchen und von da südwärts im O. des Inns bis Kirchheim — Frankenburg i. Hausruck — Haag. Auf der Karte von H. KINZL (1927) sind diese Schotter-Verbreitungen gezeichnet.

Erkennbar als ältere, einheitliche Restschotterdecke werden die ge-

nannten Vorkommen durch eine, besonders von H. SCHULZ betonte, offenbar einheitlich-klimatisch bedingte Verkieselung und Kaolinisierung, welche damals anscheinend in gleicher Weise auch eine Verbnungsfläche im Bayerischen Wald (die „550“-m-Fläche) betroffen hat. Es läßt sich in der Tat zeigen, daß nirgends etwa zwei übereinanderliegende Verkieselungs-Stockwerke auf eine Wiederholung jener Oberflächenumwandlung hinweisen, und daß sich hier ein einheitlicher Vorgang abspielte, der eine zeitliche Gleichsetzung aller verkieselten und kaolinisierten Oberflächenstücke erlaubt.

Wann geschah die Verkieselung, wie alt ist diese Landoberfläche?

Diese Markierung der Landoberfläche kann erst nach Absatz der tortonen Süßwasser-Molasse und nach ihrer, die Umlagerung ermöglichenden Heraushebung im W. geschehen sein. Aber sie war schon beendet zur Absatzzeit des fossilmäßig als Unter-Pliozän gesicherten Hausruck-Schotter. Denn dieser liegt bereits seitlich über dem schon verkieselten Grimberg-Schotter (Abb. 16) und seine untersten, äußersten Ausläufer enthalten schon die weiterfortgeschleppten Abbaustücke jener verkieselten Restschotterdecke. Folglich werden wir die sarmatische Zeit als Zeit der Hebung im W. und der Umlagerung der ersten Restschotter gegen O. ansehen müssen, das Jung-Sarmat oder älteste Unter-Pliozän (Pont) als die Verkieselungs- und Kaolinisierungszeit.

Sehr beachtenswert ist, daß die schotterschluckende, sarmatische Haupteindellung am Rande des Birnbacher Sattels im Rott-Tal ostwärts ausklang. Dorthin werden nämlich die verkieselten Schotter dünner und hören auf. Es scheint danach, daß der, wie wir hörten, bereits in der helvetischen Zeit gewachsene Birnbacher Sattel der sarmatischen Senkung widerstand, sich eher noch hob. So können wir am ehesten den umlaufenden Bau der Kirchberger Schichten verstehen.

Die Gesamtlage wäre auf einem schematischen Querschnitt (Abb. 17) zu skizzieren. Das niederbayerische Gebiet, welches schon in helvetischer und tortonischer Zeit nach Verschwinden des Meeres die Flußläufe und damit die Schotter in sein Senkungsfeld gezogen hatte, dessen westlicher Teil nach der Torton-Mächtigkeit zu schließen, dann bedeutend sank, hob sich im Sarmat im W. und füllte von dorthin den ersten Restschotter nach O. um in eine Teildelle. Anschließend schwoll aber auch unser östlicherer Teil empor, namentlich das bereits alte Birnbach-Gewölbe. Der Osten wuchs empor gegen den unablässig arbeitenden Hobel der Verwitterung und Abtragung, so daß er immer mehr die Schichtrinde seines Rückens verlor. Die nicht zerkleinerbaren Abbaustoffe sammelten sich teils in der Flachdelle im W. des Birnbacher Gewölbes, teils rollten sie an diesem im N. und S. ostwärts vorbei bis Waizenkirchen, bis Haag und Grimberg. Die Unebenheiten und die durch Teilverbiegung geschaffenen Landwellen glichen sich durch Abtragung und Ablagerung

beträchtlich aus. Weithin deckte der sarmatische (älteste) Restschotter alles ein. Zusammen mit der 550 m-Fläche des Bayerischen Waldes, deren Verebenung gleichfalls nur in einer langen Zeit der Bewegungsruhe entstanden sein kann, veränderte sich nun seine Oberfläche, denn die Verwitterungskräfte hatten Muße genug, sich scharf geltend zu machen. Kaolinisierung und, auf dem Quarzschotter, Verkieselung griffen die Verebenungen scharf an.

Wie aber ist diese Zersetzung vorzustellen? Warum betraf sie nur jene Landoberflächenteile, die man sich für die damalige Zeit als zusammenhängende, tiefliegende Flußschotter-Ebene zusammengesetzt denken kann? Warum, wenn Verwitterung maßgebend war, ergriff die Verkieselung und Kaolinisierung nicht auch etwas höher und etwas entfernter gelegene, im Grunde aus gleichem Gestein bestehende Flächen z. B. des Bayerischen Waldes?

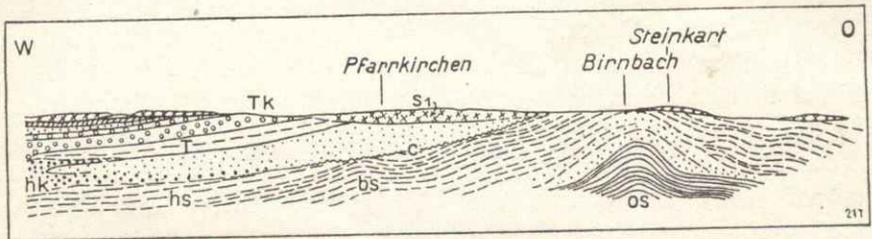


Abb. 17

Schematischer Querschnitt (ohne Maßstab) im Rottal-Gebiet für die sarmatische Verkieselungszeit der ersten Restschotter auf der „550 m“-Fastebene. Die im Osten, besonders im Birnbach-Gewölbe mit Oligozän-Schlier (os) und Burdigal-Schlier (bs) aufgewölbte Jungtertiär-Folge (Helvet-Schlier = hs; Verwitterungsbank = c; Tuttinger Helvet-Schotter = hk; Kirchberger Schichten = feinpunktiert; Torton = T; Torton-Kies [Hauptkies] = Tk) ist abgetragen. Die Umlagerungsreste s₁ (sarmatischer Quarzrestschotter) sind ausgebreitet und verkieseln unter ausgedehnten Sumpflagen.

Die einzige mit dem Klima zusammenhängende Einwirkung, die für jene Zeit auch sonst den Ablagerungen eingeprägt wurde, ist die reichliche Ansammlung von pflanzlichen Stoffen des gemäßigten Klimas in Sümpfen, welche rasch genug von Schlamm und Sand eingedeckt wurden, daß sich daraus Braunkohle bilden konnte. Die Braunkohlen zwischen Deggendorf — Hengersberg — Schwanenkirchen — Rathsmannsdorf — Passau — Rittsteig und Feinberg im nördlichen und diejenigen von Wildshut — Hausruck im südlichen, später schräg herausgehobenen Nachbargebiet sind die Fortsetzungen schwacher Braunkohlenbänkchen, die schon vorher zur tortonischen Flinz-Zeit entstanden waren.

Da also das gemäßigte Klima keine ungewöhnlichen Eigenschaften gehabt zu haben scheint, Ansammlungen von Mooren aber ihren Untergrund stark bleichen und kaolinisieren können, auch wohl mitbeteiligte Kieselsäure beweglich zu machen vermögen, so liegt es am nächsten,

hier an die Folgen der einst in ausgedehnten Niederungen aufruhenden Moore zu denken.

Wenn es nicht schon vorher oder später zu entsprechenden Einwirkungen gekommen war, so wohl deshalb, weil noch eine zweite Vorbedingung erfüllt sein mußte: Es mußten durch hinreichend lange Ruhezeit die gleichen zersetzenden Kräfte angreifen können, und es mußte hinreichend lange eine ziemlich gleichmäßige Höhenlage des Grundwasserspiegels an der Erdoberfläche möglich sein. Da sich aus der Pflanzenwelt ein ungewöhnlich feuchtes Klima nicht ableiten läßt, dürfte wohl durch sanfte tektonische Verbiegung eine solche Stagnation der sonst abfließenden Gewässer auf der weitgehend eingebneten Landfläche und durch langdauernde tektonische Ruhe ein solcher Zustand durch lange Zeit festgehalten worden sein. Ein vergleichbares, flächenhaftes Auftreten des vermoorenden Grundwassers kennen wir ja heute z. B. im N. der Münchener schiefen Schotterebene (Erddinger und Dachauer Moos).

Bei diesem Versuch einer Deutung erinnern wir uns an die ganz ähnliche und im allgemeinen auch angenommene Erklärung der so auffallenden Bleichsande und gebleichten Oberflächen des Pliozäns im Bereich der mittelhessischen Mittelgebirge durch W. SALOMON-CALVI (1919, 15 ff.). Er schreibt: „Die Flüsse der pliozänen Landschaft schlichen langsam dahin, wie es heute die Bäche auf dem Katzenbuckel-Plateau tun. Sie flossen in sumpfigen Mäandern, Seen und Tümpel bildend, über die Gleichgewichtsfläche hinweg. Die Sumpfbildung erzeugte Moore, die Moorbildung Bleichung des Untergrundes.“ Wir erinnern uns an die bekannten Ausbleichungen und kräftigen chemisch-physikalischen Umsetzungen, welche unter heutigen Mooren oder unter Kohlelagern überall beobachtet werden. Auch daran, daß die Kaolinlager des Bayerischen Waldes heute wohl allgemein nicht mehr durch postvulkanische Wirkungen, sondern durch Moor-Zersetzung gedeutet werden, daß H. SCHULZ eine Verbindung dieser Kaolin-Flächen mit dem Vorlandsschotter recht wahrscheinlich gemacht hat.

Wir würden demnach eine tektonische Aufbiegung im Abflußgebiet unserer sich stauenden Vortiefengewässer als Grund für die ungewöhnlich ausgedehnte Vermoorung und danach für die Bleichung, Kaolinisierung, Verkieselung als naheliegend halten. Diese tektonische Aufbiegung wäre wohl dort zu suchen, wo sowohl die sarmatische Schotteransammlung als auch deren Verkieselungsspuren ostwärts zu Ende gehen, das heißt, auf der von der Böhmisches Masse gegen die Alpen zulaufenden Queflinie Waizenkirchen — Riedau — Wolfsegg — Vöcklabruck. Denn die Hauptabdachung in unserer Vortiefe, in welcher das helvetische Meer zurückging, dürfte auch im Sarmat bestanden haben.

Hielten wir für die frühsarmatische Zeit eine erste Hochwölbung, begleitet von Abtragung gegen O., im westlichen Niederbayern für wahr-

scheinlich und für die anschließende Zeit eine kräftige Hochwölbung des ost-niederbayerischen Sattelbezirkes selbst, so kommen wir jetzt zu der Vorstellung, daß noch weiter im O. eine stauende Aufbiegung einsetzte. Damit entsteht das Bild einer vom Fröhsarmat bis ins Unterpliozän von W. gegen O. sich sehr langsam verschiebenden Bodenwelle.

3. Die pliozäne Vorlandbewegung, Schotterwanderung und Reliefformung.

Die jungarmatische (altplioazäne?) Ruhelage, welche im Bayerischen Wald die ausgedehnte 550 m-Vererbung und Kaolinisierung, in der Vortiefe wohl die Stagnation, Versumpfung, Kaolinisierung, Bleichung und Verkieselung brachte, ging allmählich zu Ende. Denn jene sehr ausgedehnte Vererbung und ihre Decke wurde von Flüssen alsbald wieder kräftig zerschnitten, zertalt. Es muß sich folglich die Erosionsbasis gesenkt, bzw. unser Vortiefenteil gehoben haben. Diese innenbürtige Belebung brachte kräftige Verbiegungen, Einzelgebiete eilten anderen bei der Hebung beträchtlich voraus. Anders wäre nicht zu verstehen, daß neben ausgedehnten Abtragungsgebieten auch wieder größere Fracht-Niederlassungen in Form dicker Flußschotterplatten oder von Tal-schotterschläuchen möglich wurden. In dieser bewegten Zeit entwickelte sich allmählich das Talnetz von heute.

Die abgetragenen und weitergeschafften Quarzitblöcke der verkieselten Schotteroberfläche zeigen in ihrer Verbreitung schön den umfassenden Abbau und Umlagerungsvorgang, der nun alles beherrschte.

wur Die Ortenburger Restschotter enthalten bereits die umgelagerten Quarzitblöcke. Diese Zerstörungstrümmer gehen weiter durch den Neuburger Wald und bedecken nach H. KINZL das ganze Inn-Viertel. Sie werden auch am SW.-Rand der Birnbacher Schwelle zwischen Pfarrkirchen und Simbach a. I. gefunden. Wir hörten, daß jene älteren, umgelagerten Restschotter mit Quarzitblöcken bereits tiefer und tiefer in die heutigen Täler hereingreifen, daß diese folglich damals in Ausbildung begriffen waren. Tief greifen beispielsweise diese Abtragungstrümmer schon in die Hauptfurchen am Inn, am Kößlarner Bach, an der Rott, an der Wolfach herab, und für die Spätzeit des Plioazäns konnte ich 1915 die Festlegung der Ur-Donau auf ihrem heutigen Lauf erkennen.

Die Herausbildung des jetzigen Talnetzes setzt die Anbahnung eines östlichen Hauptgefälles voraus, welches einer allgemeinen Kippung der Vortiefe gegen O. gleichgekommen sein wird. Die Frage dieser Kippung ließ ich 1915 noch offen, 1928 betonte ich das östliche Senkungsgebiet. Auch GUNDLACH & TEICHMÜLLER (1936, S. 178), sowie A. WURM (1937, 320) haben neben der bereits von mir 1926 erkannten Nordwärtsverlagerung des Hauptsenkungsfeldes der Vortiefe die Kippung gegen O. hervorgehoben.

Sehr gut untersucht, namentlich durch die neuen Arbeiten von E. SEEFELDNER (1935) und H. GRAUL (1937), ist die fortschreitende Hebungs- und Abbaugeschichte von Hausruck-Kobernauser Wald. Über die verkieselnden Quarzschotterreste des Grim-Bergs breiteten sich die Braunkohlensümpfe und Tonablagerungen (Abb. 16), dann die noch unterpliozänen, 200 m mächtigen Hausruck-Flußschotter, deren Mächtigkeit auf eine bedeutende unterpliozäne Absenkung im O. unserer helvetischen Mittelschwelle, die auch im Sarmat nur schwach niedergebogen worden war (Sarmat wenig bekannt), schließen läßt. Aber auch dieses oberösterreichische Hausruck-Senkungsfeld wurde nachfolgend bedeutend eingengt. Denn in ihm erhob sich das Hausruck-Viertel mit etwa drei Anläufen, welche wohl durch drei Zwischenzeiten schwachen Rück-sinkens oder der Abfluß-Stauung (drei pliozäne Hauptschotterfluren von H. GRAUL!) unterbrochen waren. Dabei verbreiterte sich die Anschwellung nach GRAUL (1937, 238) wohl allmählich in westlicher Richtung und stieg im ganzen um mindestens 200 m höher. Im Verhältnis sank das untere Salzach-Inn-Gebiet ab, denn es ist nicht möglich, die Streichkurven der Hausruckschotter-Unterfläche quer über diese Muldung mit der helvetischen, tortonischen oder sarmatischen Schotter-Unterfläche zu verbinden. Außerdem senkt sich die Tortonsschotter-Unterfläche auch WNW. von Simbach—Braunau ganz bedeutend südwärts gegen die Inn-Mulde, welche ja bereits zur Kirchberger Brackwasser-Zeit als überschotterte Talsenke bestand (Tuttinger Schotter!).

V. Der gegenwärtige Bau.

Die Neigungswinkel im Burdigal, Helvet, Torton sind zwar fast durchweg flach, aber selten trifft man wirklich waagrechte Lage. Abgesehen natürlich von den auf bestimmte Bänke und Bankgruppen beschränkten, außenbürtigen Ablagerungswinkeln ist die Lagerung sicher tektonischer Natur. Es wird dies nicht nur klar, wenn man die feinkörnigen Mergel-, Ton- und Feinsandlagen sehr mächtiger Aufschlüsse alle in der gleichen Richtung einfallen sieht, sondern vor allem auch, wenn die benachbarten Aufschlüsse diese selben Schichtneigungen wiederholen. In Tafel VI habe ich die wichtigsten Fallzeichen angegeben.

Es ergibt sich ein recht unruhiges Lagerungsbild, das aber, wie die in Tafel VII gezeichneten Querschnitte erkennen lassen, sehr wohl zu ziemlich regelmäßigen Sätteln und Mulden zu ordnen sind. Ähnliches gelang in Österreich bereits PAVAI VAJNA (1926), H. VETTERS und G. GOETZINGER (1930).

Auffallend ist, daß in Niederbayern die tieferen Schichten: Burdigal-Schlier und helvetische Brackwasser-Schichten kräftigeres und häufigeres Schichteinfallen zeigen als der hangende Flinz. Weil in größeren Tiefen bei den Bohrungen noch größere Neigungswinkel auf-

gefunden wurden, scheint hier eine allgemeine für die Vortiefe bezeichnende Regelmäßigkeit vorzuliegen. Das ist erdölgeologisch von großer Bedeutung.

Die tektonische Haupterscheinung ist der am Rott-Tal unterhalb von Pfarrkirchen im Schlier mit 15 km ostwestlicher Länge und 8 km nord-südlicher Breite ausgeprägte, flache Schichtsaattel von Birnbach mit ältesten Burdigal-Grobsanden im Kern. Da seine lockeren Gesteine leicht abtragbar sind, ist es nicht verwunderlich, wenn dieser Birnbacher Sattel reliefmäßig nicht zum Ausdruck kommt und gerade in ihn das Rott-Tal eingesenkt wurde. Mit im W. gut ausgeprägtem, umlaufendem Bau legt sich um dieses Gewölbe der Streifen der Kirchberger Schichten.

Die Grenzfläche zwischen meerischem Schlier und brackischen Kirchberger Schichten ist eine wichtige, weil hier wohl wesentlich gleichzeitig entstandene Leitfläche. Sie begleitet in einiger Entfernung nördlich und südlich das Rott-Tal. Zwischen Brombach und Pfarrkirchen senkt sich diese Fläche westwärts unter das jüngere Helvet-Torton (Tafel VI), womit sich der Birnbacher Sattel als axial gegen W. gekippt zu erkennen gibt. Nach O. ist dementsprechend die Sattelabsenkung nicht so bedeutend und nur durch die östlichen Einfallrichtungen von Griesbach — Kindlbach — Asbach dargestellt. Aber die Grenzfläche Schlier-Kirchberger Schichten umschließt hier den Sattel nicht. Sie zieht vielmehr im NO. von Griesbach gegen N., von Rothalmünster an, wo der Tuttinger Schotter an die Stelle der Kirchberger Schichten tritt, gegen ONO. Damit ist für den Nordteil die Heraushebung der älteren Vortiefenfüllung mit Annäherung an die Böhmisches Masse angezeigt, für den Südteil aber die Absenkung SSO. gegen das Rott-Inngebiet. Im ganzen bleibt die schwache westliche Achsensenkung dem Birnbacher Sattel aus der Höhenlage unserer Leitfläche deutlich erkennbar: Sie fällt von 435 m MH. bei Köblarn — Griesbach (NO. davon noch höher!) auf 380 m südwestlich von Brombach ab. So kommt denn auch in der undeutlichen „Rott-Schwelle“ bei GUNDLACH & TEICHMÜLLER 1936, S. 170 für das Helvet-Ende unser Birnbach-Sattel bereits zum Vorschein.

Bei Köblarn ist die meerisch-brackische Grenzfläche zweimal gegen WSW. vorgetrieben und deutet so einen axial westgeneigten Faltenbau an (Querschnitt Tafel VII, Mitte). Die Richtungen des Einfallens, die freilich auch hier nicht sehr oft beobachtet werden können, sprechen gleichfalls für zwei axial westwärts geneigte, WSW.—NNO.-streichende „Köblarner Teilsättel“.

An der Südflanke des südlicheren bei „Maier am Hof“ sieht man eine flache Teilsattelaufbiegung mit N.30°O.-Streichen.

Eine an diese beiden Sättel südlich anschließende Mulde, in deren Mitte Tutting liegt, scheint es zu sein, welche den Tuttinger Helvet-Schotter aufgenommen hat. Dessen Auflagerungsfläche auf dem Schlier liegt am Inn-Tal bei 330—360 m MH., während der Schlier in den

nördlicheren Kößlerner Teilsätteln unter den emporsteigenden Kirchberger Schichten noch über 410—435 m MH. aufragt.

Die Tuttinger Helvet-Schotter liegen somit in einer „Tuttinger Mulde“. Diese streicht ONO. quer über den Inn durch das Pockinger Niederterrassenfeld, also auch gegen die Bohrpunkte von Füssing und NO. Pocking. Wenn wirklich, wie die allgemeinen Erfahrungen über den Bau der Vortiefen lehren, die schwachen Bauformen des jüngsten, obersten Stockwerks nur die sanfte Nachformung schärferer Falten in größerer Tiefe sind, so ist nach dem tektonischen Bau an den genannten Bohrpunkten kein Erdöl zu holen. Sie liegen nämlich in der Tuttinger Flaechmulde, welche, wie wir sahen, schon alt ist und die große Inn-Senke vertieft. Zu bohren aber wäre in Sätteln!

Besser aufgeschlossen ist schließlich das Teilfaltengebiet zwischen Simbach a. I. und Malching (Abb. 18). Hier wird durch die

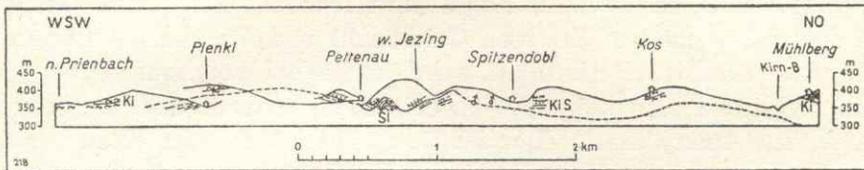


Abb. 18

Faltung der Grenzfläche zwischen Schlier (Sl) und Kirchberger Schichten (Ki, sandig = Kis) am nördlichen Inntal-Rand zwischen Prienbach und Erling.

Einfallsrichtungen eine erste, rundliche Aufwölbung am Inntal-Nordgehänge bei Erlach (NO. Simbach a. I.) angezeigt. Ein zweiter Teilsattel hebt den Schlier unter den Kirchberger Schichten NO. vom Bahnhof Prienbach um etwa 30 m heraus. Seine gegen NO. abfallende Flanke liegt bei Pettenau und wohl noch bei Stubenberg, so daß der Sattel ein nordwestliches Hauptstreichen besitzt. Bei Pettenau (Abb. 6) legt sich auf den nordöstlichen Sattelschenkel aus Schlier schräg und ungleichförmig anscheinend der unten geröllführende Sand der Kirchberger Schichten, woraus auf das bereits burdigalisch-althelvetische Alter der beginnenden Sattelbildung geschlossen werden kann.

Ein kleiner, aber ungewöhnlich scharf ausgeprägter Teilsattel ist am Gehängevorsprung NNO. von Scheiblhub, an den vorigen also anschließend, aufgeschlossen. Seine SW.-Flanke steigt mit nicht weniger als 60° gegen NO. an, seine NO.-Flanke fällt mit 25° . Hier folgt dann eine WNW.-streichende Mulde aus Kirchberger Schichten, an deren nördlichen Muldenschenkel aus Schlier in der Grube W. von Jezing wiederum schräg übergreifende („diskordant transgredierende“) Kirchberger Sande (Abb. 7) sich anlagern, gleichfalls als Zeichen für das burdigalisch-althelvetische Verbiegungsalter des hier nördlich anschließenden Teilsattels.

Bei Spitzendobl senkt sich dieser zu einer neuen Mulde, und vor Mühlberg wölbt sich noch ein letzter Teilsattel, bevor dann bei Malching die vom Tuttinger Schotter bedeckte Mulde einsetzt. Deren vielleicht auch im Schlier nicht fehlende Teilverbiegungen können wegen der spärlichen Aufschlüsse nicht beobachtet werden. Waren Sättel vorhanden, so wurden deren Köpfe wahrscheinlich durch den helvetischen Fluß abgeschnitten.

Jedenfalls sehen wir am Inntal-Gehänge im Schlier mindestens vier Teilsättel mit NW.- bis W.-Streichen aufgeschlossen. Die kräftigste Neigung beträgt örtlich 60° . Die Falten wurden bereits im Burdigo-Althelvet angelegt und haben Höhen von 30 bis über 100 m.

Aber auch noch im nordöstlichen, gegen die Böhmisches Masse am Neuburger Wald herausgehobenen Schlier von Karpfham — Poigham — Ruhstorf — Kleeberger und Sulzbach-Tal haben wir überwiegend geneigte Lagerung. Im O. des etwa bis Karpfham reichenden Birnbacher Gewölbes gibt es bei Strennberg (SO. von Griesbach) und Parnham — Loiterding an der Rott nördliches Einfallen, nahe östlich bei Poigham aber 8° Südfallen. Während also hier W.—O.-Streichen herrscht und die sehr ungenügenden Aufschlüsse weiter im O. nördlich der Rott einen Einblick nicht zulassen, zeigen die Aufschlüsse im Kleeberger Tal O. bei Hausmaning, sowie jene im Sulzbach-Tal und weiter auf der Karte von J. STADLER (Mitarbeiter: FRZ. MÜNCHSDORFER und H. ARNDT) nordöstliches Hauptstreichen. Dabei fällt das weit überwiegende SO.-Einfallen auf, welches jedenfalls die Fortsetzung der Tuttinger Mulde noch im Bereich der untersten Rott (und des Inns) anzeigt. Aber auch diese Absenkung besitzt Teilsättel wie ein Schlier-Gewölbe mit $8-15^{\circ}$ geneigten Schenkeln O. von Hausmaning beweist.

Übersicht.

Abgesehen von einer weiter im N., östlich von Wolfakirchen, aus dem Erscheinen grober Burdigo-Meeressande erschließbaren Aufwölbung haben wir also als Hauptgewölbe im Rott-Tal jenes von Birnbach, das zwischen Brombach und Kindlbach mit etwas gebogenem W.—O.-Verlauf 15 km Länge erreicht. Es hebt sich axial gegen O., so daß hier die Kirchberger Schichten überhaupt nicht mehr eintauchen. Gegen NO. setzt nur Schlier fort, der Teilsattel, im ganzen aber allgemeines SO.-Fallen gegen die untere Rott-Inn-Senke zeigt.

An das durch Fallwinkel und durch (im Hauptteil) umlaufenden Bau von Kirchberger Schichten und Miozän-Flinz um einen Schlierkern wohl ausgeprägte Birnbacher Gewölbe schließen sich die zwei kleineren, axial gleichfalls WSW.-geneigten Kößlerner Sättel an. Ihnen folgt gegen SO. die flache Tuttinger Mulde, welche in das Senkungsfeld der Pockinger Niederterrasse ausläuft. Noch südlicher fanden wir zwischen

Malching und Simbach a. I. vier kleinere, zur Hauptachse NW.-streichende Teilsättel, örtlich im Schenkel bis 60° geneigt.

Weniger regelmäßig sind die Verbiegungen im NW. von Simbach a. I.—Braunau. Sie entsprechen damit jenen der Kirchberger Schichten im NO. von Blatt Mattighofen, wo sich bei Mettmach wieder versteinungsreicher Meeressand heraushebt. Regelmäßiger, aber noch nicht genügend verfolgt, scheinen die Flachsättel und -Mulden in der Gegend von Ried i. I., sowie am Massivrand bei Taufkirchen—Leoprechting—Andorf.

Ausgedehntere Gewölbe (Brachyantiklinalen) und Mulden vermochten im südlichen und östlichen Umkreis des Hausrucks bekanntlich auch H. VETTERS & G. GOETZINGER (1930, S. 76—79) nachzuweisen. Diese schließen aber aus den Einfallswinkeln auf Verwerfungen, welche Teile der Breitsättel absenken.

Verwerfungen.

Diese könnten sehr wohl auch das teilweise sehr plötzlich umspringende Streichen und das auf ausgedehnte Strecken gleichbleibende Schichteinfallen (durch Schichtwiederholung!) in Niederbayern erklären. Jedenfalls fanden sich verschiedene Aufschlüsse mit zahlreichen, wenn auch nur kleineren, zumeist widersinnigen Verwerfungen. Solche schneiden bei 350—360 m MH. durch den mit $3-5^{\circ}$ OSO. geneigten Streifenschlier-Mergel mit fossilführendem Glaukonitsand NO. von Aicha (Südwestteil von Blatt Griesbach).

Welches nachburdigale Alter diese Sprünge haben, ist nicht zu sagen. Ganz entsprechende, widersinnige Staffelbrüche konnten aber mehrfach auch noch in Torton-Flinz nachgewiesen werden. Nachortonische Sprünge erwähnten wir z. B. oben S. 35 von dem Flinz-Aufschluß am Nasen-Berg N. von Simbach a. I. Die westabsenkenden Sprünge sind steil gegen W. bzw. S. geneigt und streichen zwischen NNW.—SSO. und W.—O. Noch zahlreichere und größere, widersinnige Verwerfungen durchziehen mit Str. N. 70° O., F. $30-50^{\circ}$ NNW. den Torton-Flinz, sowie auch den hangenden, offenbar sarmatischen (verkieselten) Restschotter O. von Hinterlexenau (440 m MH., Blatt Simbach a. I.). Da diese Sprünge die vermutlich im ältesten Pliozän verkieselte Platte des Schotter nicht mehr zerschlagen, dürfte die Sprungbildung nicht nachsarmatisch sein. Es liegt nahe, auch die faltige Schichtenverbiegung des Torton-Flinzes als sarmatisch aufzufassen. Diese Faltenverbiegung erreichte aber Verbreitung und Ausmaß der Falten im Schlier und in den Kirchberger Schichten nicht. Auch dies zeigt, daß die letzteren zur Hauptsache schon gleichzeitig mit oder kurz nach der burdigal-helvetischen Sedimentation entstanden sind.

Die wahrscheinlich annähernd gleichzeitig gebildeten Falten und Verwerfungen gehen auch in Oberösterreich weiter. Daß zum wenigsten der verkieselte, also wie wir hören, sarmatische Grimberg-Schotter

stärker nach N. aufgekippt ist als der unterpliozäne Hausruck-Schotter, daß also auch hier Bewegungen während der Ablagerung deutliche Lageunterschiede älterer gegenüber jüngeren Schichten brachten, ersehen wir z. B. aus den von H. GRAUL angeführten, gründlichen Beobachtungen.

VI. Baugeschichte und Erdölfrage.

Wir fassen die gewonnenen Beobachtungen und Folgerungen erweiternd zusammen, um aus dem tertiären Stoffwechsel unseres Vortiefenteiles auf die Bewegungsgeschichte zu schließen und dann aus dem Gesamt-Werden die praktischen Folgerungen für die Erbohrung von Erdöl abzuleiten.

Die Geschichte der Vortiefe und ihrer ungewöhnlich mächtigen Füllungen ist zwar eine Senkungsgeschichte. Aber bei genauerem Zusehen herrschte eine außerordentliche Teilbeweglichkeit, welche wir alt-erdkundlich aus der sedimentär abgebildeten Reliefunruhe, stratigraphisch aus Gesteinsart, Schrägflächen, Umlagerungen, tektonisch aus dem Bauformen erschließen. Wir bemerken, daß der einzige Bau, der überhaupt in der Vortiefe nachweisbar ist, während der Ablagerung und Absenkung entstand. Es wiederholt sich also das Gleiche wie in der Flysch-Zeit für den Bau der Alpen selbst. Folglich ist die Vortiefenabsenkung nicht ein von der Entstehung der tektonischen Bauformen, also von der Gebirgsbildung (Orogenese) abzutrennender Vorgang, den man ihm mit einem besonderen Namen („Epirogenese“) unterscheidend gegenüberzustellen hätte. Denn die in einer Zeit noch unzureichender Kenntnis der Vortiefen als von der Gebirgsbildung grundsätzlich abweichend gedachte, sehr weiträumige Eindellung ohne Faltung liegt nicht vor. Vielmehr entsteht auch hier der tektonische Bau beim Hinabgehen, nicht als „Hochfaltung“. Er ist ein Abbau. Zur gleichen Folgerung war ich bei der genaueren Bearbeitung der Molasse-Alpen im Allgäu schon 1923 gelangt. Die allgemeine Geltung dieses Gedankens wird sich aus den nächsten Bänden meines Werkes „Der Abbau der Gebirge“ ersehen lassen.

Und die praktische Erdölfrage hat mit dieser scheinbar rein theoretischen Feststellung sehr viel zu tun. Denn erst die Teilunruhe, welche die gleichzeitige Gebirgsfaltung in der Tiefe auch dem sedimentierenden Beckenboden brachte, die sich in dem häufigen Wechsel von hoch und nieder, steil und flach, von diesem oder jenem Sediment ausdrückt, welche also gerade das erzeugt, was wir „orogenes Sediment“ nennen, schuf auch das Erdölmuttergestein. Dieses muß ja die Massen der Lebewesenreste enthalten, welche hauptsächlich durch die mit der orogenen Tiefenbewegung zusammenhängende Unzahl außenbürtiger Kleinkatastrophen rasch und erhaltungsfähig genug eingebettet wurden. Die Bilder der Kleinrutschungen, der raschen und plötzlichen Korngrößenänderung, der Strömungsverlagerung, der schlammwühlenden Meeres-

boden-Tierwelt mit ihren, den Flysch-Fukoiden entsprechenden Gängen, haben wir in der Schlier-Fazies zur Genüge kennen gelernt. Sie ist eine orogene Fazies.

1. Chatt.

Die Hauptmenge der organischen Reststoffe enthält der dunkle, bitumenreiche Oligozän-Schlier Oberösterreichs, für dessen Vorhandensein im Untergrunde des südlicheren Niederbayerns die Gründe angegeben wurden. Weil sich das Becken unserer Vortiefe erst schrittweise gegen N. zu erweiterte und daher im Oligozän der grobsandliefernde Grundgebirgsrand der Böhmisches Masse noch weiter südlich, jedoch im N. des bei Eisenhub schon erbohrten bituminösen Oligozän-Schliers befunden haben wird, so können wir zwischen unterem Inn und unterer Rott jene grobporigen, küstennäheren Sande (im O. Linzer oder Melker Sande) erbohren, welche als gute Erdöl-speicher dienen konnten.

2. Aquitan.

Ein Blick auf die Schichtenfolge am oberösterreichischen Massivrand, an der Alb und an den Alpen lehrte, daß im späteren Oligozän (Aquitan) eine allgemeine Heraushebung des Beckenbodens einsetzte, so daß weithin Süßwasserbildungen, an den nördlichen Beckenrändern auch Abtragungen begannen. Schon damals konnte ein Teil der in bewegliche Kohlenwasserstoffe verwandelten Lebewesenreste verloren gegangen sein, wenn nicht schon damals Sattelverbiegungen im tieferen Untergrund das seitliche Emporsteigen der Gase und des Erdöls gegen die porenreichen Ränder verhinderte.

Wir sehen, wie wichtig es für die Herausbildung größerer Erdöllagerstätten ist, daß gleichzeitig ungefähr mit Senkung und Ablagerung auch schon der Untergrund faltig verbogen wurde.

3. Burdigal.

Der ersten, großartigen Vortiefensenkung und Faltung im Stamp und Chatt folgte also eine aquitane Hebung. Dann aber setzte eine zweite, großzügige Senkung und Faltung der gesamten Vortiefe im Burdigal ein. Nun griff ja das altmiozäne Meer mit seiner bezeichnenden Flachmeer-Tierwelt in seinen glaukonitreichen Küstensanden um ein gutes Stück weiter nach N. auf Alb und Böhmisches Masse vor. Ausgedehnte Randstreifen des schon bei der chattischen Überflutung gebildeten Oligozän-Schliers wurden in der Linzer Gegend durch die neue Brandung zerschlagen, und die ausgespülten Phosphoritknollen sammelten sich dort im burdigalen Glaukonitsand. Wiederum keilen die randlichen Meeressande, so wie die Linzer Sande, beckenwärts gegen die Schlier-Fazies aus, welche erneut die Spuren großer Ablagerungs-Unruhe und Absenkung und damit wieder die Möglichkeit der Einbettung organischer Überreste erkennen läßt. Wiederum zeigt diese Fazies eine absatz-

gleichzeitige („synsedimentäre“) Faltenverbiegung. Von den randlichen Einbrüchen und Teilüberschiebungen bei Ortenburg — Vilshofen schien es uns schon 1915 (S. 162) am wahrscheinlichsten, daß sie in dieser Burdigal-Zeit entstanden.

Den Beweis der schichtgleichen Faltung lieferten uns die schichtmäßigen Urkunden, welche beim Nachlassen des Tiefenzuges, bei der jungburdigalen Heraushebung und bei der nachfolgenden Senkung eingepreßt wurden. Wir fanden mehrfach die Reste der jungburdigalen Verwitterungsrinde „c“. Im Hausruck bildete die Schlier-Oberfläche schon ein recht kräftiges Relief, in welches unter brandender Zertrümmerung das helvetische Brackwassermeer seine Kirchberger *Oncophora*-Sande einlagerte. Ausgeprägte Sattelzüge, so der von Taufkirchen a. Pram — Leoprechting, der breite von Birnbach am Rott-Tal, jene von Simbach a. I. — Malching, müssen bereits vorhanden gewesen sein als zwischen das Sattelrelief die neue, helvetische Flut der Kirchberger Sande gleichfalls zertrümmernd vordrang und ihre Sande ungleichförmig (diskordant) an- und auflagerte.

Einstweilen wurde von allen nur der Leoprechtinger Sattel (zufällig) angebohrt und er führte gutes Erdöl. Freilich ließ die zu große Massivnähe eine sehr erhebliche Ölmenge nicht zu. Immerhin schätzte man nach H. VETTERS (1936, 4) die Lagerstätte auf 60000 t, von denen wegen aufgetretener Schwierigkeiten nur 180 t gelöffelt werden konnten. Es scheint mir darum nötig, bei Erschließungsversuchen von Erdöl in gleichartigen Gewölben Niederbayerns zu bohren, die ich auffinden konnte.

4. Helvet.

Um die helvetischen Fazieswechsel, das Eindringen der Tuttinger Schotter in ein altes Muldengebiet, das also für Bohrungen nicht in Frage kommt, zu verstehen, muß ergänzend etwas weiter ausgeholt werden.

Nur ein einziges Mal können wir von einem allgemeinen, alpinen Schotter- und Feinstoff-Vorstoß bis weit ins Beckeninnere, der feinen Sinkstoffe bis an den Rand der Böhmisches Masse berichten: Es war die helvetische Zeit des von mir (1926, S. 173) als „Rothkreuzschotter-Vorstoß“ bezeichneten Ereignisses (vgl. auch Abriß der Geologie von Bayern, 1928, S. 132 und Mittelallgäu, 1932, S. 222). Damals erfolgte der zweite, nach Abb. 5 noch raumgreifendere Vorstoß gleichzeitig mit der zweiten miozänen Groß-Absenkung in der Vortiefe. Es gelangten subalpine Flußschotter, deren Ausläufer wir in der Oberen Meeres-Molasse von Baltringen kennen, mit ihren Spitzen über die oligozän gefüllten und abgesunkenen Molasse-Mulden hinaus und machten deltaartig Halt an dem südlichen Kirchberger Randmeer (Abb. 5), das sie dann im Torton verschütteten.

Vorher aber, im Burdigal-Frühhelvet, bestand offenbar noch das viel breitere Meer der Oberen Meeres-Molasse und ließ den alpinen Sinkstoffen den Weg weit nordwärts frei.

Das wurde grundlegend anders in der jüngerhelvetischen Brackwasser-Zeit. Aus dieser kennen wir nur eine schmale, südliche Kette von Vorkommen echter Kirchberger Schichten, die vom Pfänder über Landsberg a. Lech zum Thalberg-Graben bei Miesbach und in den Chiem-Gau zieht. Ein zweiter Streifen Kirchberger Schichten verläuft weiter im N. vom württembergischen Albrand über die Ulmer Gegend und offenbar von da ostwärts nach Aidenbach — Ortenburg in Niederbayern und nach Oberösterreich.

Was zwischen diesen beiden Brackwassergebieten war, zeigen uns die Flußschotter an, welche deltaartig in Flußmündungsgebieten sich zwischen die Kirchberger Schichten im W. (Württemberg nach H. KIDERLEN 1931, S. 333) und nach unseren Feststellungen auch im O. (Tuttinger Schotter zwischen Malching — Rothalmünster — Tutting — Pocking) einschoben. Die schotterbringenden Flüsse können nicht aus den genannten Brackwassergebieten gekommen sein, sondern sie müssen aus dem Zwischengebiet derselben, das als Schwelle in der Mitte damals aufgewölbt gewesen war, hergekommen sein. Von einer solchen „südbayerischen Mittelschwelle“ allein, aber nicht unmittelbar von den durch das südliche Brackwasserbecken abgetrennten Alpen konnten die Flüsse und deren Gerölle herkommen (Abb. 5). Die Schotter aber mußten durch Umlagerung aus älteren, bereits vorjunghelvetisch auf die Mittelschwelle vorgeschobenen Flußschottern gewonnen worden sein. So verstehen wir sehr wohl, daß die Tuttinger Schotter und auch die Gerölle, welche wir über die ungleichförmige Schrägfläche (Diskordanz) zwischen Schlier und Kirchberger Schichten, ja noch in letzteren selbst gelegentlich antrafen, bereits quarzreich und die deutlichen Anfänge von Restschottern sind. Sie wurden umgelagert aus den offenbar zur Zeit des großen Rothkreuz-Vorstoßes bis auf den sich später herauswölbenden Rücken der südbayerischen Mittelschwelle gelangten Flußschottern.

Im W. und O. kennen wir also einstweilen deutliche Ästuarschotter als Ausstrahlung der jung aufgewölbten Mittelschwelle. Im Raume dieser selbst, der nachfolgend wieder niedersank, besitzen wir einstweilen nur die Tiefbohrung von Taufkirchen a. Vils. Sie durchfuhr in der Tat mächtige Quarzschotter, von denen die untersten wohl in die helvetische Zeit gehören.

Wir haben somit in ersten Umrissen eine junghelvetische Mittelschwelle mit einer nördlichen und südlichen Teilmulde, wobei sich letztere als nördlicher Muldenzuwachs der älteren, schon oligozängesenkten und gefüllten Pechkohlen-Mulden einstellte. Die nördliche Teilmulde aber wurde in den beiden Zeiten gesteigerter Vortiefensenkung neu dem Südrande des europäischen Festlandes abgerungen und als Zuwachsstück

der Vortiefe niedergebogen. Im schwäbischen Westen handelt es sich dabei nur um die Wiedereroberung eines bereits im Chatt und Aquitan wenigstens für Süßwasser-Ablagerungen aufnahmefähigen, also noch weniger tief niedergezogenen gewesenen Randstückes.

Damit steht eine junghelvetische Großfaltenbildung der Vortiefe vor uns und beweist erneut deren Beweglichkeit.

5. Torton.

Nach dieser Zeit des faltenden Vorwärtsgreifens gegen N. scheint zunächst eine allgemeine Entspannung, ein Nachlassen des großfaltenden Zuges nach unten eingetreten zu sein. Der letzte Rest der alpin-geosynklinalen Tethys im N. konnte zugefüllt werden, weil er sich nicht weiter vertiefte, und er zog sich endgültig gegen O. ins Wiener Becken zurück: Die südbayerische Mittelschwelle ist nur der Vorläufer der Schwäbisch-bayerischen Hochebene, welche nun zum erstenmal allgemein emporschwillt. Noch nicht aber endgültig!

Im Torton sehen wir dann teilweise recht mächtige See- und Fluß-Ablagerungen („Obere Süßwasser-Molasse“) sich über die Vortiefe ausbreiten. Das setzt erneute, kräftige Senkung voraus. Das Verschwinden der besonders tiefen, und darum vom Meer noch ausgefüllt gewesenen Teilfurchen ermöglichte es den alpinen Abbaustoffen auf dem Rücken der Flüsse besonders weit nordwärts vorzudringen, und die gleichwohl wieder einsetzende Senkung konnte immer wieder durch Neuzufuhr ausgefüllt werden. Die starke Verbreitung und die viele Hunderte von Metern erreichende Mächtigkeit des Torton-Flinzes („*Silvana*-Stufe“) läßt somit gegen frühere Senkungszeiten eine gewisse Abschwächung der Teilsenken bildenden Tiefenkräfte erkennen.

Aber zu unterschätzen ist auch die tortonische Niederbiegung nicht. Ihr Haupttraum liegt nur wieder anderswo als vorher. In jeder Zeit wanderte nämlich — beurteilt nach den jeweiligen Hauptmächtigkeiten der Einzelfüllungen unserer Vortiefe — der Schwerpunkt der Absenkung. Er rückt von der eozänen über die stampische und chattische, burdigale, helvetische und tortonische Zeit mit immer neuen Antrieben der Absenkung und der gleichzeitigen Faltung weiter und weiter nach außen (E. KRAUS 1932, S. 214—223). Er ist auch im einzelnen stark verteilt auf gleichzeitig sich niederbiegende Längsmulden. Weil die ostwestliche Vortiefen-Niederbiegung ab Mittel-Oligozän schräg zu den von Murnau mehr gegen ONO. (Haunsberg) vorgetretenen Nordalpenrand erfolgte, lag die südlichste Molasse-Mulde am westlichsten und wurde jede nördlichere gegen O. zu länger. Weil der abzusenkende Nordrand (Böhmische Masse) zur Hauptsache eine diagonale (NW.—SO.- und untergeordnet SW.—NO.-) Struktur besaß, wurden aus ihr im O. entsprechend spitze Teiltrümmer („Becken“) herausgebrochen und konnte im W. die Vortiefen-Erweiterung zwischen Schärding und Regensburg glatter und großzügiger durch

Längsschollenniederbrüche erfolgen. Umriß, Umfang und Erfolg der Teilabsenkungen erweisen sich also weitgehend abhängig von der Art des zu überwältigenden Gefüges. Die in der erdgeschichtlich durch so lange Zeiten als kräftig hochstrebendes Erdrindenstück sich zeigende Böhmisches Masse leistete dabei besonderen Widerstand.

Wenn wir nun für die tortonische Zeit eine vermehrte Niederbiegung gegen W. zu, wo die Alb-Platte bereits zur Oligozän-Zeit sich als weniger widerstandsfähig erwiesen hatte, erkennen, so mag auch hiebei die Untergrundsstruktur maßgebend gewesen sein. Auf jeden Fall überschreitet im Torton die Vortiefen-Beckenfüllung nicht nur weit nach N. die Jura-Platte; sie wird gleichzeitig auch in ihrer südlichen, von der standfesteren Böhmisches Masse entfernteren Fortsetzung besonders kräftig niedergebogen. Denn aus der westwärts auf sehr viele Hunderte von Metern ansteigenden Obermiozän-Mächtigkeit und zweitens aus der westlichen Abdachung der Schichten und Falten ist eine solche großzügige Niederkipfung zu entnehmen. Dagegen erhielten im O. der Linie Forst Hart (Aidenbach) — Pfarrkirchen — Hitzenau (Markt) — Traunstein die widerstrebenden Vortiefenteile nur einige Zehner von Metern Torton, das in Oberösterreich dann überhaupt verschwindet.

Gegen die oberbayerische Hauptsenke, in welche sich unsere Mittelschwelle verwandeln mußte, stießen nun überschotternde Flüsse kräftig vor.

Nach dem ersten, burdigalen Rothkreuzschotter-Vorstöß, dessen nördliche Ausläufer, wie wir hörten, von einer später, junghelvetisch aufgewölbten Mittelschwelle dann weiter nach außen umgelagert worden waren, haben wir einen zweiten, tortonischen Vorstoß, den wir in Anlehnung an v. AMMON und C. W. v. GÜMBEL allgemein als den des Hauptkieses bezeichnen wollen. Seine ausdrucksvollen Überschotterungsplatten bilden heute die Härtlingsrücken eines Irschen-Bergs, Tauben-Bergs, Tisch-Bergs, Peißen-Bergs, Auer-Bergs, Maria-Bergs und Schwarzen Grats bei Kempten und Isny. Sie ziehen noch weit in die Schweiz hinein. Nordwärts über den Rand der oligozänen Pechkohlenmulden vorgeschoben scheinen sie durch die Mächtigkeit ihrer Häufung anzudeuten, daß die vorherige Kirchberger Südmeermulde, in der sie Platz fanden, noch im Torton in besonderer Senkung begriffen war. Die sehr umfangreichen Geröll-Kaliber (Fuß- bis einen halben Meter groß) und die oft geradezu wildbachmäßige Aufschotterung beweist ein starkes Nordgefälle, welches andererseits auf ein kräftiges Emporschwellen im Bereich der oligozänen Muldenstreifen schließen läßt. Hier lag das Scharnier, der Mittelschenkel, zwischen einer ausgeprägten, niedersinkenden Mulde im N. und einer kräftig aufsteigenden Geländeschwelle im S.

Darum ist es nicht verwunderlich, wenn gerade unter diesem kritischen Relieffnick an der Wurzel der großen Tortonsschotter-Deltas die

mächtige, ganz Südbayern durchschneidende Peißenberger Überschiebungsfläche (Zackenlinie in Abb. 5) aufriß. Die im Schwellenkern emporgewölbte Obere Meeres-Molasse wurde über die vorher nördlich in die Muldentiefe geschütteten Torton-Schotter geschoben. Da wir Sedimentation, Reliefformung und tektonische Bewegung als das zusammengehörige, außen- und innenbürtige Zusammenspiel eines einheitlichen, dynamischen Geschehens erschauen, setzen wir die Zeit der Peißenberger Überschiebung früh an: sie bahnte sich schon an während der tortonischen Schotterbewegung und vollendete sich kurz nach Abschüttung der letzten noch mitbewegten Hangendschotter, also spätestens in sarmatischer Zeit. Das ist aber die Zeit der großen Umlagerung unserer ältesten Restschotter. Eine solche Datierung bestätigt sich aus der Beobachtung, daß die altpliozäne („miopliozäne“) Verebenung bereits das Relief des überschobenen Gesteinskörpers abstützt (A. PENCK 1935). Und das ist — soweit wir heute nach R. SEEMANN (1929, S. 118) überhaupt vergleichen können — zugleich die Zeit der riesigen Vulkan-Explosionen und Eruptionen von Hegau — Schiener-Berg — Urach — Kirchheim — Steinheim — Ries, das heißt der Durchblasung der Alb-Platte, die in ihren Höhepunkten (Ries) auf der Erde ihresgleichen kaum hat.

Solche offenbaren Zusammenhänge zwischen Vortiefenbewegung, randalpinem Baufortschritt und vulkanischen Kräften widerlegen ein übriges Mal den Versuch das Kräftespiel der Vortiefe entstellungsgeschichtlich und in der Bezeichnungsweise loszureißen von der Dynamik des Gebirges selbst. Die Ganzheit des Geschehens möge gesehen werden!

Unsere von kräftigen tektonischen Teilverbiegungen begleitete tortonische Absenkung äußerte sich auch in den Außenbereichen des schwäbisch-bayerischen Beckens. Die vorher am Jura-Rand entstandenen Abtragungsformen und Täler werden jetzt weitgehend „plombiert“ durch die Obere Süßwasser-Molasse, also von den Sinkstoffen der Flüsse und Seen (H. KIDERLEN 1931, S. 342). Ebenso schieben sich nun über den Rand der Böhmisches Masse weithin eindeckende Süßwasserbildungen, vielfach mit Braunkohle-erzeugenden Sümpfen. Weithin greifen, wie wir sahen, in Niederbayern die bis 90 m mächtig werdenden und gleichfalls immer wieder zur Braunkohlebildung ansetzenden Flinzlagen vor, und mächtig breitet sich der Hauptkies aus.

Auch dieser Schotter ist aber keine frische Zufuhr aus den heutigen Alpen selbst, sondern er erweist sich als zum wenigsten sehr verdünnt durch die Umlagerungsreste der älteren Rothkreuzschotter-Vorstöße, welche offenbar zum großen Teil von der noch immer im Abbau begriffenen Mittelschwelle — ebenso wie der Helvetschotter — herrühren. Es scheint im W. und N. sowie im O. an einem Mittelteil dieser Schwelle ein Hauptfluß vorbeigelaufen zu sein, doch können wir hier nicht die Faziesverteilung besprechen, welche uns die alterdkundliche Geschichte

und die Bewegungen in Schwaben-Oberbayern zu erschließen erlaubt. Ohne Zweifel senkte sich zunächst auch im mittleren Oberbayern die südbayerische Mittelschwelle im Torton kräftig, belud sich mit den Schottern, welche in den südlichen Inselbergen (Tauben-Berg — Tisch-Berg — Peißen-Berg) umfangreiche „Deltas“ aufschütteten, jedoch auch noch bis in den tieferen Untergrund von Taufkirchen a. Vils — München — Augsburg vorstießen. Eine danach im S. aufsteigende Sattelschwelle entließ unter Verwitterung und Umlagerung diese zu Restschottern werdenden Hauptkieslager weiter nach N. (gegen die Donau) und nach O. (Niederbayern). Wir erbohren sie heute im Flinz von Taufkirchen a. Vils unter 460 m MH., unter München zwischen 460 und 430 m, unter Augsburg — Bobingen zwischen 476 und 450 m MH. Torton-Schotter und Senkung machten ostwärts in Niederbayern Halt: In Oberösterreich ist weder Torton-Flinz noch Torton-Schotter in erheblicher Weise ausgebreitet worden; der Hausruck-Schotter ist ja jünger.

6. Sarmat.

Für Niederbayern und die westlich anschließenden Vortiefenteile muß nach Ablagerung des Torton-Flinzes und des Hauptkieses ein bedeutender Umschwung eingetreten sein. Die soeben erst abgelagerten Schichten sehen wir erstens verbogen und von Staffelbrüchen durchsetzt. Zweitens bemerken wir, wie sie in schräger Lage abgestutzt und seitlich abgetragen werden. Abb. 10 und 17 zeigen neben der Schiefstellung auch die schräge Überlagerung durch sarmatischen Restschotter. Dieser entstand, wie wir schon (1915) für die Ortenburger Gegend und jetzt für südlichere Gebiete sehen, durch Umlagerung aus dem Torton.

Im mittleren Oberbayern lagerte sich zunächst während einer ruhigen Seenzeit auf das Torton ein offenbar schon sarmatischer Flinz-Mergel („Fm“ bei S. KLEIN [1937]; „Wirbeltierlager“ von E. VON STROMER an der Isar unterhalb Münchens). Eine erneute, weiter nordwärts rückende Aufschwellung belebte dann aber Flußläufe, welche die Flinz-Oberfläche furchten, so daß sie z. B. bei München zwischen 500 und 525 m MH. hoch liegt, und in die Rinnen den Rest-Quarzschotter und -Sand legten: „Schweißsand“ bei München; oberer Flinz-Sand (S. KLEIN) in der weiteren Umgebung der Münchener Schiefen Ebene. Gleichzeitig wohl explodierte das Ries, denn seine Kalkbrocken wurden in diesem Flinz-Sand der Augsburger Gegend aufgefunden (L. REUTER, 1926, S. 196; W. FREUDENBERG; R. SEEMANN 1929). Zeitlich wird dies der ersten, sarmatischen Umlagerung der nachfolgend verkieselnden Restschotter in Niederbayern entsprechen.

Alldas: Reliefhebung, Umlagerung, tektonische Beanspruchung und explosive Erdinnenkraft setzt eine kräftige sarmatische Boden-Teilbewegung voraus, und wir tun wohl recht, diese mit der gleich-

zeitigen, letzten großen Schubphase der Alpen, welche die Peißenberger Schubfläche schuf, in dynamische Beziehung zu setzen.

Wir kennen noch zu wenig die Verbreitung der sarmatischen „*Sylvestrina*-Schichten“ (Öhninger Schichten), um die Baugeschichte schon jetzt klarer zu erfassen. Jedenfalls gab es auch zur Sarmat-Zeit zahlreiche, die Gebirgsbewegung in der Tiefe abbildende Teilwellen des Reliefs. Denn eine allgemein nördliche Hauptabdachung bestand auch jetzt nicht; fehlen doch, im Gegensatz zum Diluvium, noch frische, nicht umgelagert von dem jungen Alpenrelief herangekommene Flußschotter. Zunächst muß sich eine allgemeinere Abdachung gegen O. bei Heraushebung im W. entwickelt haben. Denn die westlicheren, höher gehobenen Teile lieferten nach O. in Form der Restschotter unzerkleinerbare Abbaustoffe. Doch vermochte diese Hebung bei weitem nicht die viel bedeutendere tortonische Absenkung im W. wieder auszugleichen: Noch heute herrscht die allgemeine axiale Neigung gegen W.

Danach muß, wie wir hörten, die Aufwölbung sich ostwärts verlagert haben, bis sie im Jung-Sarmat — vielleicht noch ältesten Pont — eine, den glatten Abfluß der Gewässer für lange Zeit stauende Queraufwölbung zwischen Waizenkirchen und Vöcklabruck bildete. So wanderte die sarmatische Bodenwelle langsam gegen O. durch unser Gebiet. Die unter Beibehaltung dieser Gesamtlage einsetzende Ruhezeit machten wir nicht nur verantwortlich für die schon vorher begonnene Einebnung der 550 m-Fläche des Bayerischen Waldes, sondern auch für deren und der sarmatischen Restschotter Kaolinisierung bzw. Verkieselung unter Sümpfen.

7. Pliozän.

Der Ruhezeit folgte aber wieder eine Zeit starker innenbürtiger Umwälzung: Hebungen allein erklären uns die nun einsetzende Wiederschneidung der eben gewesenen Landschaft, sowie die Einlagerung der umgespülten Restschotter in Furchen. Senkung der Erosionsbasis im O., also Abkippung der Vortiefe dort, muß gleichzeitig angenommen werden. Trotz dieser erneuten Heraushebung in Niederbayern erhielt sich aber noch immer die allgemeine, tortonisch geschaffene Großabdachung tektonischer Art gegen W.

Während des Pliozäns entstanden — nicht anders als im Bayerischen Wald und in den Kalkalpen — die Haupttalzüge. Doch verschoben sich gerade in dieser Zeit die Hebungs- und Senkungs-Bereiche noch ganz bedeutend. So zeigt das Zurücktreten mächtiger Restschotter über dem Birnbach-Gewölbe, im Gegensatz zu der nördlicheren, donaunäheren Restschotter-Rinnensenke, deutlich das erneute Herauswachsen dieses Gewölbes. Für das Gleiche spricht die Sattel-Verbiegung der Sohl- und der Dachflächenhöhe des Sarmat-Restschotters im westlichen Randgebiet dieses Sattels, die A. WURM (1937) zuerst darstellen konnte.

Letzte, nördlichere Erhebungswellen schoben schließlich auch im

mittleren Oberbayern nach einer langen, verwitternden Verebenungszeit von ihrem Rücken während des untersten Ponts die Quarzgerölle und Sande mit *Dinotherium giganteum* N. von München, die Restschotter von Ortenburg — Neuburger Wald und die Hausruck-Schotter gegen benachbarte Teilsenken (Flachmulden) ab. Daß dies alles auch im mittleren Oberbayern nicht ohne weiträumige Vortiefenverbiegungen geschah, ist (entgegen S. KLEIN 1937, S. 407) klar und schon aus den stark verschiedenen Höhenlagen z. B. der Flinzmergel-Oberfläche zu entnehmen.

Ganz ähnlich haben wir, nach einer kürzlichen Zusammenfassung von J. BARTZ (1936) auch z. B. in Rheinhessen nach einer jungmiozänen, sarmatischen, Ruhezeit der Verebenung und kräftigen Verwitterung eine unterpliozäne Belebung und Zusammentragung der Quarzrestschotter und -Sande (Eppelsheimer Dinotherien-Sande). Es folgte dem eine etwa mittelplozäne, noch stärkere Neubelebung innenbürtiger Art: Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges, Einsenkung der unteren Main-Ebene, Neueinbruch des Rheintal-Grabens, dazu Fluß-Umlenkung in neuer Richtung gleichzeitig mit der Verfrachtung unserer Ortenburg — Neuburger Wald-Restschotter und mit der Hebung des Hausrucks.

Im Kobernauser Wald — Hausruck setzte während des Unter-Pliozäns die Unter-Salzach — Inn-Senke fort; daher der 200 m mächtige Hausruck-Flußschotter. Aber, von O. beginnend, stieg dann auch dieser Raum in drei Hauptbewegungen mehr als 200 m hoch heraus. Dabei verschob sich die Wölbung langsam in westlicher Richtung (H. GRAUL), bis noch die heutige Unter-Salzach — Inn-Senke übrig blieb.

Hätte der die abtragenden Oberflächenwässer verschluckende und darum vor Abtragung schützende Schotter hier nicht oben gelegen (als Quittung auf vorherige Senkung), so wäre auch diese aus lockeren Sedimenten bestehende Relief- und Bau-Wölbung ganz, wie das Birnbach-Gewölbe, unter der erosiven Feile reliefmäßig verloren gegangen. Die Abtragungs-Geschwindigkeit ist ja sehr verschieden, bei dicken durchlässigen Gesteinen im allgemeinen sehr gering, weshalb die jüngsten Bewegungen der Erdrinde im Relief nur sehr unvollkommen zur Abbildung kamen. Das gilt ebenso für jedes einzelne alterdkundliche Landschaftsbild der Vorzeit in unserer Vortiefe.

Berücksichtigen wir dies, so wird wohl verständlich, weshalb z. B. im Kalk des Faltenjura, trotz seiner schönen Verebenung, doch Teilwellen der Landschaft da und dort noch zusammenfallen mit tektonischen Sätteln, und, daß auch durch das zerschnittene Kalkalpenrelief noch die jungen Breit-Gewölbe hindurchscheinen. Dann verstehen wir aber auch, wieso wichtige, alte und mit vererbtem Hebungsstreben versehene Gewölbe, die für die Erdöl-Erschließung in erster Linie in Frage kommen, reliefmäßig in Niederbayern völlig unkenntlich sind. Abgesehen von dem jungen Schotter ist das weiche Gestein nicht fähig, tektonische Bauformen in der Landschaft aufzubewahren. Und so mußte unser Weg zum tekto-

nischen und damit praktischen Verständnis über feintektonisch-stratigraphische Beobachtungen gehen. Er führte zur Erkennung einer großangelegten, äußerst beweglichen Baugeschichte unseres Vortiefenteiles. Das Erdöl teilte dieses Schicksal und sein Verbleib richtet sich natürlich nach dessen Ablauf.

Zusammenfassung.

Wir fassen nachstehend übersichtlich zusammen und geben die außen- und innenbürtigen Abläufe zunächst für einzelne Teilgebiete; dann versuchen wir einen baugeschichtlichen Überblick.

I. Niederbayern.

1. Helvet: Kirchberger Brackwassermeer, darin u. a. Birnbach-Gewölbe, im NO. Böhmisches Masse, im SW. Tuttinger Flußgebiet der südbayerischen Mittelschwelle; gegen S. und O. teilweise Übergang ins Meer des Hangenschliers. Allgemeine Absenkung mit flachen Faltenwellen.
2. Torton: Flache Eindeckung durch Seetone, -Mergel, -Sande (Flinz), Vorstoß der Flüsse mit dem Hauptkies, örtlich Sumpf-(Braunkohlen-) Bildung. Abklingen der Senkung, langsames Aufsteigen.
3. Alt-Sarmat: Abspülung des im W. herausgehobenen Flinzes, Umlagerung der zu Restschotter zersetzten Gerölle, ostwärts ungleichförmig schräg über Burdigal-Falten, Helvet, Torton. Innenbürtiger Umbruch: Heraushebung, anfänglich rascher, im W. von Forst Hart — Pfarrkirchen — Hitzenu. Abkipfung gegen O.
4. Jung-Sarmat: Entkalkung, Kaolinisierung, Weißerdebildung, Quarzschotter-Verkieselung. Lange Ruhezeit.
5. Pont: Einschneiden von Flüssen, Umlagerung des Randes höherer Schotterplatten in tiefere Restschotter-Rinnenzüge bei östlicher Abflußrichtung: Ortenburg — Neuburger Wald (485—420 m MH.) in einer Massivrand-Niederbiegung. Heraushebung, geringer am Massivrand.

II. Hausruck-Kobernauser Wald.

1. Helvet: Zerschneidung der Schlier-Oberfläche durch bis gegen 50 m tiefe Senken; deren Ausfüllung mit umlagernden *Oncophora*-Sanden. Teilweise Hangenschlier. Im SO. Atzbacher Sande aus rascher fließendem Wasser. Nach Heraushebung schwache Senkung unter Teilaltenverbiegung (Böschungsrutsche).
2. Torton: Meeresrückzug nach O., schwache Abtragung. Geringe Heraushebung.
3. Alt-Sarmat: Einlagerung des ersten Quarzrestschotters (Grimberg). Schwache Einsenkung.
4. Jung-Sarmat: Verwitterung, Verkieselung der Restschotter-Oberfläche. Ruhe.
5. Pont: Fortsetzung der Sumpf-(Braunkohlen-) Bildung, der Altwasser- und Seenabsätze. Kräftige Überschotterung infolge Senkung um über 200 m.
6. Jüngeres Pliozän: Dreimaliges Einschneiden mit anschließender Umlagerung höherer Schotter in tiefere Lagen. Dreimalig beschleunigte Heraushebung, Verlagerung der Schwellung gegen W.

III. Bayerischer Wald.

1. Helvet: Übergreifen der Meeresküste auf den sich niederbiegenden Südwestrand.
2. Torton: Ausbildung der 550 m-Verebenung. Schwache Heraushebung, dann Ruhelage.
3. Alt-Sarmat: Ruckartige Heraushebung, dann Ruhe und Schaffung der 420 m-Verebenung, im Vorland erster Restschotter.
4. Jung-Sarmat: Kaolinische Verwitterung, Umlagerung in Kaolinabsätze. Verrieselung unter Vermoorung auch im Vorland. Lange Ruhezeit.
5. Pont: Teilweise Zerstörung der Kaolinlager, Furchung durch die Flüsse der zweiten Restschotter. Niederbiegung in NW.—SO. (Hengersberg — Passau).
6. Jüngerer Pliozän: Randliche Braunkohlensümpfe Hengersberg — Passau. Hauptabdachung gegen OSO., Heraushebung der Böhmisches Masse, Anlage der heutigen Täler. Festlegung des jetzigen Donaulaufes (in 350 m bei Vilshofen).

IV. Mittleres Oberbayern.

1. Helvet: Heraushebung der südbayerischen Mittelschwelle, Absenkung der donau-näheren Kirchberger Brackwasser-Rinne.
2. Torton: Haupteinmuldung und mächtiger Absatz (bis einschließlich Flinz-Mergel von München) auf dem nördlichen Hauptteil der versinkenden Mittelschwelle. Deren Südteil wächst sattelschwellenartig (Peißenberg-S. — Penzberg-N. — Miesbach-N.) und wird nordwärts abgetragen in die Deltamulde des heutigen Inselbergstreifens Peißen-Berg — Tisch-Berg — Tauben-Berg. Achsen-Hauptneigung von Niederbayern gegen W.
3. Alt-Sarmat: Peißenberg-Überschiebung im Mittelschenkel zwischen Sattelschwelle (S.) und Mulde (N.). Innenbürtiger Umbruch: Jetzt Heraushebung, Erosionsfurchung der Flinz-Oberfläche und Reliefübersandung durch den oberen Flinz-Sand (Schweißsand von München). Gleichzeitig im NW.: Vulkanismus von Hegau-Alb-Ries; Öhninger Stufe.
4. Jung-Sarmat: Ausbildung der „miopliozänen“ Verebenungsfläche, kräftige Verwitterung, Weißerdelager-Abspülung gegen O. (Landshut). Ruhe.
5. Pont: Schiefstellung der Verebenungsfläche, Heraushebung der Inselberg-Schwelle im S., auch des Nordteils der südbayerischen Mittelschwelle. Flußschotter von Gessertshausen (W. von Augsburg) — Pöttmes. Herausbildung der Donau-Senke, erste Anbahnung des jetzigen Flußnetzes.

V. Überblick.

Zeit	Hauptereignisse:	
	außenbürtig	innenbürtig
7. Ober-Pliozän (Ast)	Urdonau-Lauf festliegend, Belvedere-Schotter im O., Restschotterterrasse	Teilhebungen: Böhmisches Masse, Niederbayern, Hausruck. Senkung längs Donau und unterem Inn
6. Mittel-Pliozän (Piazentin)	Urdonau pendelt über dem S.-Rand der Böhmisches Masse, Fortbildung des heutigen Flußnetzes	Fortschreitende Achsenaufrichtung im W. (Sigmaringen — Ulm). Teilhebungen
5. Unter-Pliozän (Pont)	Abtrag im W., 2. Restüberschotterung gegen O. (Ortenburg — Neuburger Wald, Hausruck); Braunkohlensümpfe von Hengersberg — Passau; Wildshut — Hausruck; Umlagerung des <i>Dinotherium giganteum</i> -Sandes bei München	V. Neubelebung: Hebung in SW. Niederbayern, im Birnbach-Gewölbe Senkung im Donau-Gebiet, Hausruck, Ausklungsphase

Zeit	Hauptereignisse:	
	außenbürtig	innenbürtig
4. Jung-Sarmat	Kaolinisierung, Verkieselung, Weißerde, Versumpfung auf 550 m-Fläche und 1. Restschotter; „miopliozäne“ Verebnung, „Alpenfußfläche“, Maarfüllungen	Ruhezeit, stauende Schwelle im O.
3. Alt-Sarmat: Oehninger Stufe	Bildung des 1. Restschotters mit Grimberg-Schichten durch Umlagerung gegen O., des Flinz-Sandes (Schweißsand bei München), beides in flachen Erosionsrinnen. Blöcke der Ries-Explosion bis Augsburg-Pöttmes, Aschenregen. Neu-richtung der Flüsse in Alb und Vortiefe	Erneute Hebung der Mittelschwelle; Umbruch: Großkipfung der Vortiefe gegen O. abwärts. Peißenberg-Überschiebung (letzter alpiner Großschub). Staffelbrüche im Torton und am Alb-Südrand. Vulkanismus Hegau-Alb-Ries: Abschluß der Senkungs- und Kraftzeit IV.
2. Torton	Mächtiger Süßwasser-Flinz mit Hauptkies, Braunkohlenlagen in Oberbayern; dünn in Niederbayern, aufhörend in Oberösterreich. Süßwasser-Überflutung des Südtails von Alb und Böhmischer Masse. Plombierung alter Täler	IV. Absenkung und N.-Übergreifen der Vortiefe: Niedermuldung des N.-Hauptteils der Mittelschwelle, Aufsattelung ihres Südtails. Groß-Achsensenkung von Niederbayern gegen W.
1. Helvet	Kirchberger Brackwasser-(<i>Oncophora</i> -) Schichten in Donausenke und am Alpenrand, Flußläufe und Schotterdeltas in Württemberg und Niederbayern (Tuttinger Schichten). Übergreifend: St. Galler Schichten der Oberen Meeres-Molasse, Grunder Schichten, Hangend-Schlier, wohl in <i>Oncophora</i> -Schichten übergehend	Hochwölbung der südbayerischen Mittelschwelle, Einmuldung der Donau-Senke und des alpennäheren Streifens: III. Große, allgem. Senkung, Teil-faltung und Reliefunruhe im Becken. Senkung übergreifend auf Böh-mische Masse im NW. bis Isarmündung. Rothkreuz-Phase
Früh-Helvet	NO-SW-Fluß von Nordbayern über Graupensandrinne in's Meer bei Schaffhausen	Albsüdrand-Flexur; Hochlage
Spät-Burdigal	Verwitterungsbank „c“ in Niederbayern, Reliefbildung auf Schlier in Hausruck-Niederbayern; Süßwasser-Schichten in Oberer Meeres-Molasse (Pfänder); Seichtmeer-Fazies; alpine Gerölle im W. bis zur Alb	Nachlassen der Senkung; Heraushebung
Haupt-Burdigal	Übergreifender Ortenburger Meeressand bis zum Kliff, Phosphoritlager bei Linz. Der Sand beckenwärts in Schlier auskeilend. Luzerner Schichten der Oberen Meeres-Molasse	II. Große, allgemeine Absenkung im Becken, Teil-faltung: Birnbach, Köß-larn, NO. von Simbach, Leoprechting, Reliefunruhe, wohl Hauptein-brüche am Massivrand. Hauchen-berg-Phase

Zeit	Hauptereignisse:	
	außenbürtig	innenbürtig
Alt-Burdigal	Sichere Ablagerungen unbekannt	Hochlage, Ruhe. Beckenrand wohl: Schärding-Dillingen
Aquitän	Untere Süßwasser-Molasse übergreifend gegen Alb-Rand, vorchattisches Relief ausfüllend. Linzer Sand am Rand der Böhmisches Masse, beckenwärts auskeilend in Oligozän-Schlier	Nachlassende Senkung (Alb, Hochgrat), Aufsteigen
Chatt		I. Große, allgemeine Absenkung mit Einmuldung der Vortiefe (Pechkohlen-Mulden), Teilfaltung und Reliefbildung am Schliermeer-Boden. Alpennäher: dreiphasige Bewegung (1932, 217).
Stamp	„Untere Meeres-Molasse“ im S.	

Einzelarbeit wird diesen ersten Versuch einer Gleichsetzung über größere Entfernungen unserer Vortiefe prüfen und zurechtrücken müssen, so daß Alterdkunde und Baugeschichte an Klarheit und Sicherheit gewinnen.

Das Bild unserer schwäbisch-bayerischen Vortiefe ist jedenfalls, vom niederbayerischen Boden her gesehen, sehr verwickelt und macht damit keine Ausnahme von dem zunächst verwirrenden Ineinandergreifen buntester Ereignisse und Strebungen, welche uns ein tieferes Eindringen in die Baugeschichte auch sonst für jedes hiezu geeignete Erdrindenstück zugänglich werden läßt. Daß dem so sein muß, lehrt ja schon ein verstehender Blick auf die gegenwärtige Formung, auf Gefüge und Gesteinsverteilung an der heutigen Erdoberfläche. Solche verwickelte Konzentrate mit einer Unzahl von Böden und Formen aus verschiedensten Zeiten und Kraftquellen, mit den Spuren der mannigfaltigsten Phasen der Baugeschichte im Sediment und Gefüge, ja mit den Folgeerscheinungen einer unendlichen Lebensfülle, die alle in die Raum- und Zeitebene der Gegenwart hineingepropft sind, bestanden natürlich zu allen erfaßbaren Zeiten der Vergangenheit. Darum sind wir uns darüber klar, daß die zeitliche und dynamische Entwirrung solcher Knäuel das einzige Mittel ist, die Tür zum Verständnis, so gut es geht, zu öffnen. Beschreibung der Erscheinungen allein oder Spiel der Phantasie ohne jenes naturnah zergliedernde Vordringen schaffen es nicht. Erst ein folgerichtiges Ablösen der Bausteine und ein geistiger Wiederaufbau läßt uns die Ganzheit des Bauplanes und damit den Schritt des irdischen Werdens verstehen.

Und das bleibt nicht eine, vielleicht geistvolle Spielerei. Wir versuchten zu zeigen, daß solches Eindringen die einzige und praktisch blutnotwendige Voraussetzung für ein Vorankommen in der Erdölfrage ist, ja für die planmäßige Erschließung des unserem Volke geschenkten Bodens als dem naturgewachsenen Heimatelement, welches die Eigenart unseres kulturellen Daseins wesentlich mitzubestimmen hat.

Schriftenverzeichnis.

- AMMON, L. VON: Die Fauna der brackischen Tertiärschichten in Niederbayern. — Geogn. Jh., 1, 1888, S. 1—22, München 1888.
- ANDRÉE, H.: Das bayerische Tertiärbecken zum erstenmal durchbohrt! — „Öl und Kohle“, 13, S. 151—153, Berlin 1937.
- BAERTLING, R.: Das Verhältnis zwischen Sedimentation und Tektonik im Ruhrbezirk. — Congrès de stratigraphie carbonifère. Heerlen 1927.
- BARTON, DON. C.: Magnetic and torsion-balance survey of Munich tertiary basin, Bavaria. — Bull. American ass. of Petroleum Geol., 18, 1934, Nr. 1, 69—96.
- BARTZ, J.: Das Unterpliozän in Rheinhessen. — Mitt. d. Oberrhein. Geol. Ver., 25, S. 121—224. Stuttgart 1936.
- BODEN, K.: Die Geröllführung der miozänen und oligozänen Molasseablagerungen im südbayerischen Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. — Mitt. Geogr. Ges. München, 18, S. 429—504, München 1925. — Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen. Stuttgart 1930.
- BOETTCHER, H.: Faltungsformen und Primärdiskordanzen im Niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge. — „Glückauf“, 63, Nr. 4, S. 113—121, Halle a. S. 1927.
- GOETZINGER, G.: Neueste Erfahrungen über den österreichischen Schlier. — „Petroleum“, 22, S. 1—7, Wien 1926. — Exkursion in den Hausruck. Führer für die INQUA-Konferenz in Österreich 1936, I, S. 105—110, Wien.
- GOETZINGER, G. & VETERS, H.: Aufnahmebericht auf Blatt Ried-Vöcklabruck und Blatt Wels. — Verh. Geol. Bundesanstalt, S. 76—79, Wien 1930.
- GRAUL, H.: Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. — Mitt. Geogr. Ges. München, 30, S. 180—259, München 1937.
- GRILL, R.: Das Oligocänbecken von Gallneukirchen bei Linz a. D. und seine Nachbargebiete. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 28, S. 37, Wien 1935.
- GÜMBEL, C. W. VON: Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete und die Stellung des Schliers von Ottwang. — Sitzb. d. Kgl. Bayer. Ak. d. Wiss., math.-phys. Kl., 1887, Heft II, S. 221—325, München 1887.
- GUNDLACH, K. & TEICHMÜLLER, R.: Die postmiozäne Verbiegung der nordalpinen Saumtiefe. STILLE — Festschrift 1936, S. 169—195, Stuttgart 1936.
- KIDERLEN, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Palaeogeographie des süddeutschen Tertiärs. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 66, S. 215—384, Stuttgart 1931.
- KINZL, H.: Über die Verbreitung der Quarzitkonglomerate im westlichen Oberösterreich und im angrenzenden Bayern. — Jahrb. Geol. Bundesanstalt, 77, S. 233—263, Wien 1927.
- KLEIN, S.: Der oberste Feinflinz im Alpenvorland und südlichen Tertiär-Hügelland. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 89, S. 384—409, Berlin 1937.
- KRAUS, E.: Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau. — Geogn. Jh., 28, S. 91—168, München 1915. — Der Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des bayerischen Allgäu. — Abh. Danziger Naturf. Ges., 1, S. 1—25, Danzig 1923. — Geologische Forschungen im Allgäu. I. Molasse. — Geol. Archiv IV, München 1926. — Der orogene Zyklus und seine Stadien. — Centralbl. f. Min. usw., 1927, B, S. 216 bis 233, Stuttgart.

- KRAUS, E.: „Miozän“ in M. SCHUSTER's „Abriß der Geologie von Bayern“, II. Abt., S. 125 bis 136, München 1928.
- Geologische Gedanken über Erdölbildung. — Centralbl. f. Min. usw., 1930, B, S. 488—505, Stuttgart.
- Die tektonische Geburt von Erdöl und Kohle. — Mém. congrès intern. mines usw. VI. e. Sess. Liège 1930, S. 225—238, Lüttich 1931.
- Geologie des Mittelallgäu. — N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 69, B, 1932, S. 189—256.
- Die Einheit der Erdinnenkräfte. — N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 73, B, S. 404—464, Stuttgart 1935.
- Der Abbau der Gebirge. I. Der alpine Bauplan. Berlin 1936.
- KREJCI-GRAF, K.: Die Entstehung des Erdöls. — „Kali“, H. 6—11, Halle a. S. 1936.
- LEHMANN, K.: Bewegungsvorgänge bei der Bildung von Pingen und Trögen. „Glückauf“, 55, Nr. 48, S. 933—942, Halle a. S. 1919.
- MÜNICHSDORFER, FRZ.: Die Gas- und Schwefelbrunnen im bayerischen Unterinngebiet. — Geogn. Jh., 24, S. 233—257, München 1911.
- Erläuterungen zu Blatt Mühldorf Nr. 676 der Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, München 1921.
- PAVAI-VAJNA, FR. VON: Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdrinde. — Földtani Közlöny, 55, S. 282—297, Budapest 1925.
- PENCK, A.: Die Fußfläche der Alpen in Oberbayern. — Geografiska Annaler, S. 641 bis 653, Stockholm 1935.
- PETRASCHEK, W.: Die Gegend von Taufkirchen im oberösterreichischen Innkreis und das dortige Erdölvorkommen. — Berg- und hüttenm. Jahrbuch d. montanist. Hochschule Leoben, 72, S. 49—54, 1924.
- PETTERS, V.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. — „Petroleum“, 32, S. 10—12, Wien 1936.
- REICH, H.: Zur magnetischen Aufnahme des Münchener Tertiärbeckens und den daraus gezogenen erdölgeologischen Schlüssen. — „Öl und Kohle.“ Ber. über d. Gesamtgebiet d. Min.-Öle, H. 3, S. 103—106, 1934.
- REIS, O. M.: Einzelheiten über Gesteinsarten, Schichtung und Aufbau des niederbayerischen Tertiärs rechts der Isar. — Geogn. Jh., 31/32, 1918/19, S. 93—118, München 1920.
- REUTER, L.: Die Verbreitung jurassischer Kalkblöcke aus dem Ries im südbayerischen Tertiärgebiet. — Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., 14, S. 191—218, Stuttgart 1925.
- SALOMON, W.: Die Bedeutung des Pliozäns für die Morphologie Südwestdeutschlands. — Sitzb. Heidelb. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl. A, I. Abh., 22 S., Heidelberg 1919.
- SCHADLER, J.: Phosphoritvorkommen in Oberösterreich. — Min. u. Petrogr. Mitt., 45, S. 466—469, Leipzig 1934.
- SCHADLER, J & GOETZINGER, G.: in Verh. Österr. Geol. Bundesanstalt 1932.
- SCHULZ, H.: Morphologie und randliche Bedeckung des Bayerischen Waldes in ihren Beziehungen zum Vorland. — N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 54, B, S. 282—346, Stuttgart 1926.
- SEEFELDNER, F.: Hausruck und Alpen. — Z. Ges. f. Erdk., Berlin 1935.
- SEEMANN, R.: Stratigraphische und allgemeingeologische Probleme im Obermiozän SW.-Deutschlands. — N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 63, B, S. 63—122, Stuttgart 1929.
- STADLER, J.: Geologie der Umgebung von Passau. — Geogn. Jh., 38, S. 39—118, München 1925.
- STROMER, E. VON: Der Nachweis fossilführenden, untersten Pliozäns in München. — Abh. Bayer. Ak. d. Wiss., math.-nat. Abt., N.-F., H. 42, München 1937.

- SUESS, F. E.: Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. — Ann. Naturh. Hofmuseums Wien, 6, H. 3 u. 4, Wien 1891.
- TEICHMÜLLER, R. & KORDIUK, B.: Zur Frage der Erdölführung Bayerns. — „Öl und Kohle“, 12, S. 413—419, Berlin 1936.
- VETTERS, H.: in Verh. Geol. Bundesanstalt Wien 1920, 1928, 1929, 1930.
— Erdöl und Erdgas in Österreich. — „Bohrtechniker-Zeitung“, 12, S. 1—8, Wien 1936.
- WALLISCH, R.: Der geologische Bau des Alpenvorlandes zwischen Salzach-Inn und Enns.
1. Der österreichische Schlier. — Mitteil. f. Erdkunde Linz, 5, S. 106—126, Linz a. D. 1936.
— Zur Foraminiferenfauna des Schliers von Ried im Innkreis und Umgebung. — 66. Jahresber. Bundesgymnas. Ried i. I. 1936/37, S. 1—24, Ried i. I.
- WEITHOFER, K. A.: Das Vorkommen von Erdöl und Erdgas, von Jod- und Schwefelwasser im südlichen Bayern. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 87, S. 166—190, Berlin 1935.
— Die Fortsetzung der Bayerischen Oligozänmolasse in Ober- und Niederösterreich. — Zentralbl. f. Min., Jg. 1937, B, S. 161—174, Stuttgart.
- WURM, A.: Beiträge zur Kenntnis der nordalpinen Saumtiefe zwischen unterem Inn und unterer Isar. — N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 78, B, S. 285—326, Stuttgart 1937.



Fig. 1

Aufn. von E. KRAUS

Umgelagertes Schlier-Konglomerat in Sand eingebettet und von ihm bedeckt; am Grund und rechts noch Schlier. Schlier-Grube am Rain-Bach, 500 m N. von Leoprechting, NO. von Taufkirchen an der Pram.



Fig. 2

Aufn. von E. KRAUS

Umgelagerte Schlier-Stücke am Abhang einer, am Meeresboden einst rechts (SW.) gelegenen Schwelle im Sand. Unter Hut und Hammer beginnt nach unten der ursprüngliche, nicht umgelagerte Schlier. Schlier-Grube am Rain-Bach, 500 m N. von Leoprechting, NO. von Taufkirchen an der Pram.

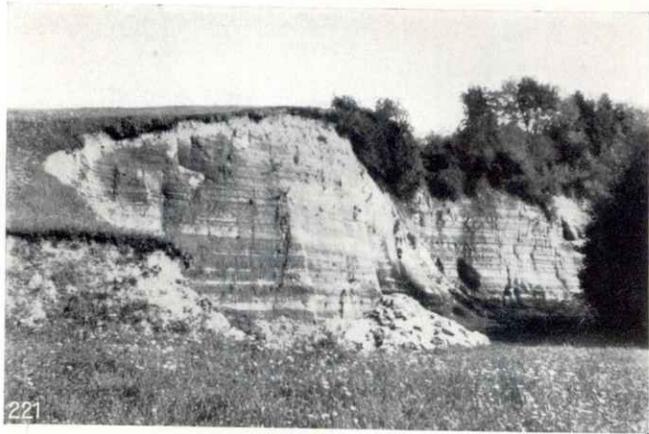


Fig. 3

Aufn. von E. KRAUS

Schlier-Grube SO. von Brauchsdorf. Schichtung durch Feuchtigkeitswechsel betont; 400 m südlich eines > 40 m überhöhenden Granitrückens. Am Rain-Bach, N. von Taufkirchen an der Pram.



Fig. 4

Aufn. von E. KRAUS

Brandungsgeröll des Schlier-Meeres an der nördlichen Granitküste (Kliff rechts). Schlierton-Stücke zwischen dem Geröll. Bruch W. von Gstocket (Rothsteinger-Bruch bei km 31,5 der Reichsstraße in 340—350 m MH.).



Fig. 5 Aufn. von E. KRAUS

Burdigaler Küstensand mit Schrägschichtung und Schrägflächen. Zwei Hauptgerölllager. Phosphoritsand-Grube NNW. von Prambachkirchen. Hauptneigung 15–30° gegen N. und O. von einem, im Kern aus Granit bestehenden Rücken weg.



Fig. 6 Aufn. von E. KRAUS

Sandgrube im hellen Linzer Sand (Oligozän) mit grandgerölligen Granitschmitzen und -Lagen. Oben lößartige Gehängebildung. Weißer Graben W. von Ober-Rudling (Straßenkil. 29, W. von Eferding).



Fig. 7

Aufn. von E. KRAUS

Kirchberger (*Oncophora*-) Sand mit Stücken und Geröllen des im Helvet umgelagerten Schlier-Mergels.

Grube bei Ottnang, südöstlicher Hausruck.

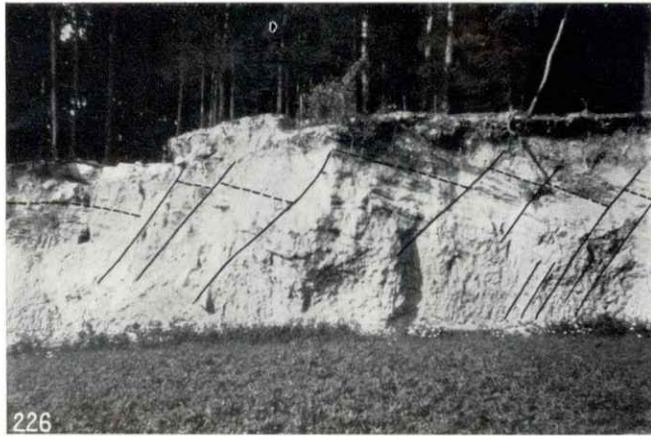


Fig. 8

Aufn. von E. KRAUS

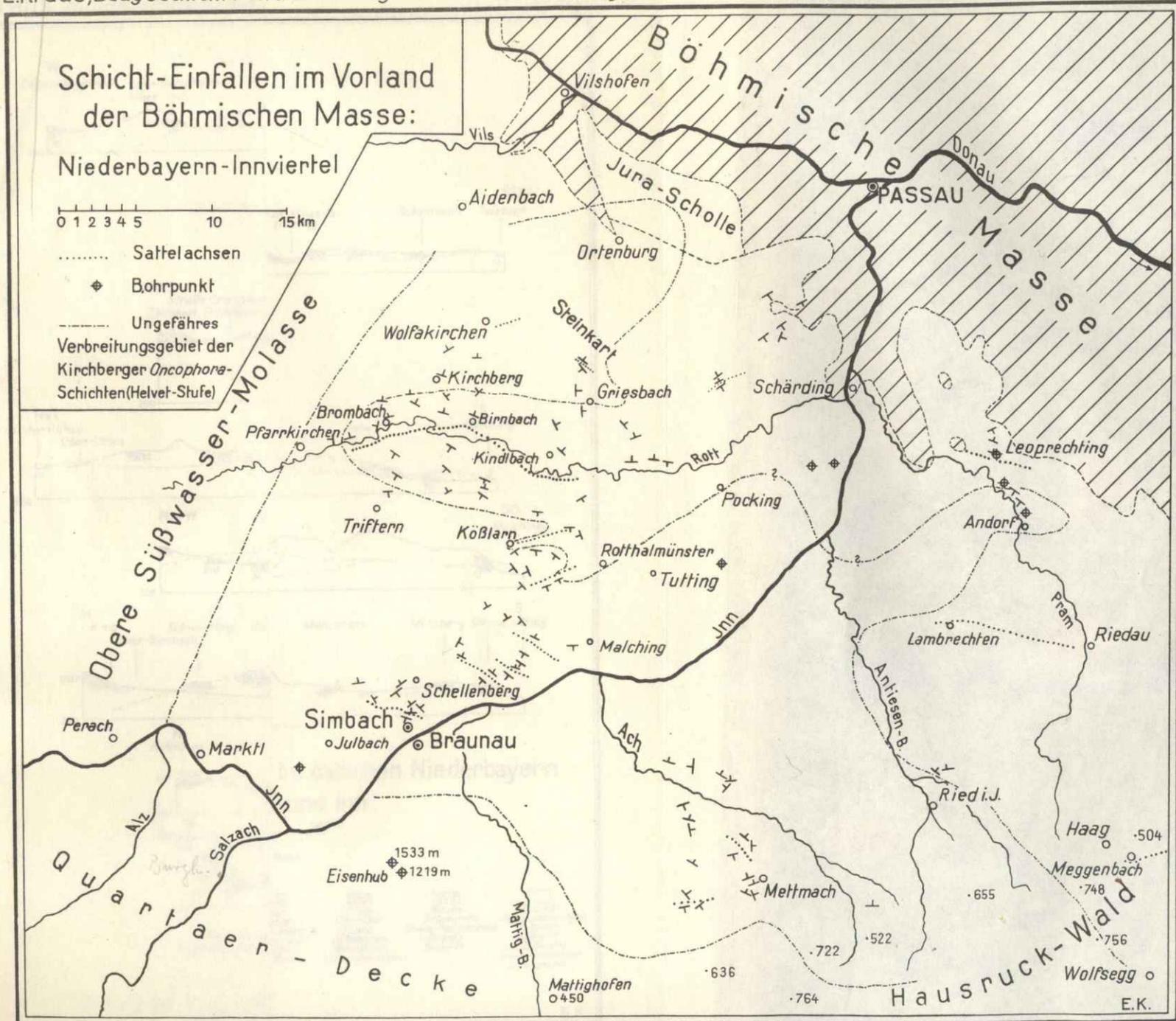
Aufschluß im Ober-Miozän mit Staffelbrüchen. Sandgrube O. von Hinter-Elexenau, 440 m MH.
Oben ist die weißverkiesselte Quarzschotterdecke nicht verworfen.

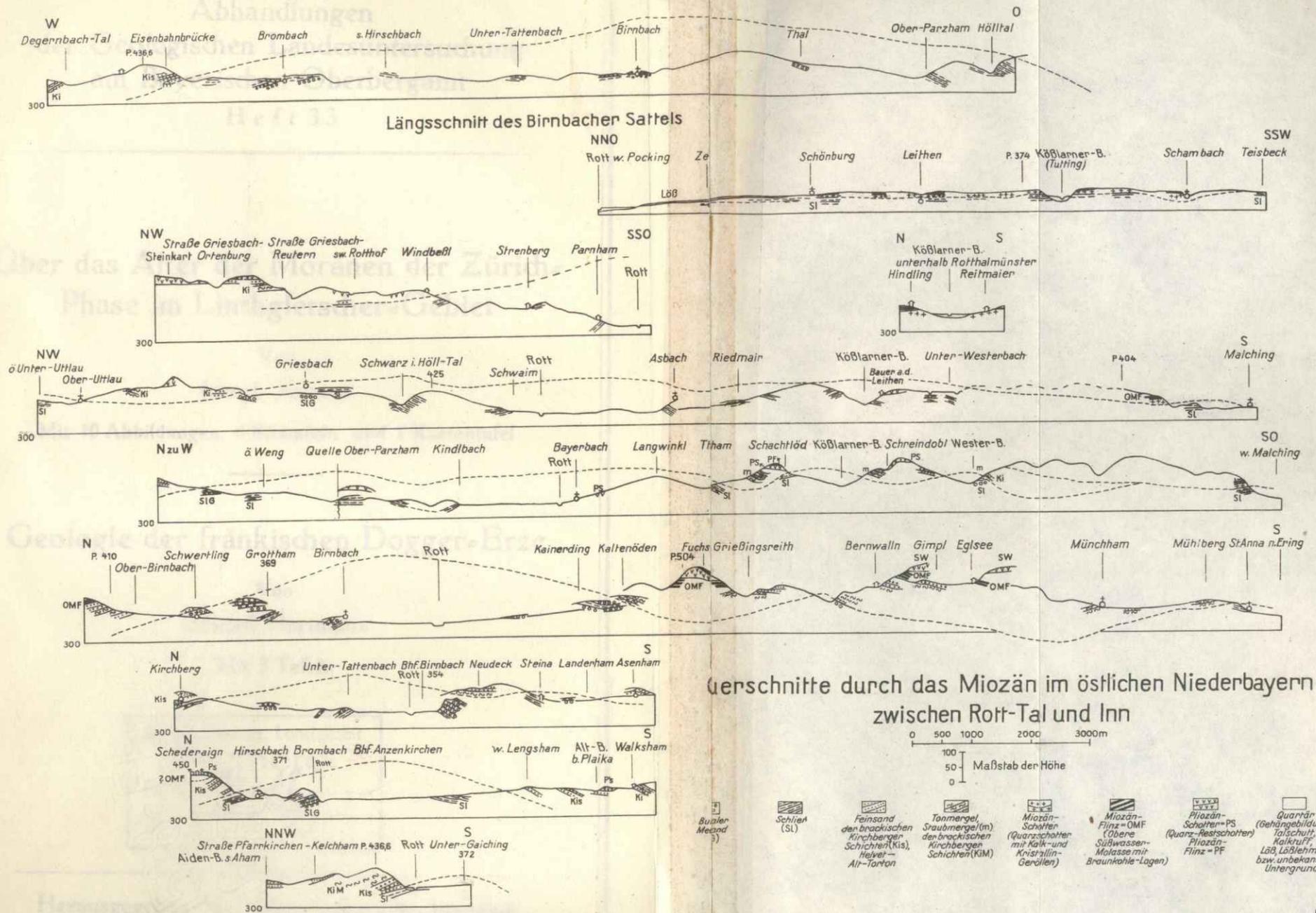


Fig. 9

Aufn. von E. KRAUS

Kalkzementierter Hausruck-Schotter (Unter-Pliozän) im SW. des Hof-Berges, NNO. von
Frankenberg, Hausruck.





Abhandlungen der Geologischen Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt.

Schriftleitung:
Dr. Heinrich Arndt.

Bisher erschienen und zu beziehen durch das Bayer. Oberbergamt, München 34:

- Heft 1:** Adolf Wurm, Die Nürnberger Tiefbohrungen, ihre wissenschaftliche und praktische Bedeutung. — Wolfram Fink, Oberbergdirektor Dr. Otto M. Reis (zu seinem Obertritt in den Ruhestand). 1929, 50 S., Preis 2.40 RM.
- Heft 2:** Georg Prießhäußer, Die Eiszeit im Bayerischen Wald. 1930, 47 S., Preis 3.— RM.
- Heft 3:** Mattheus Schuster, Die „Engelsquelle“ in Rothenburg o. d. Tauber. — Ludwig Simon, Die Gegend von Tölz in der Nacheiszeit. 1. Die Sonderstellung des Tölzer Isar-Sees. — Hans Nathan, Eine zwischeneiszeitliche Mollusken-Fauna aus Südbayern. 1931, 41 S., Preis 3.50 RM.
- Heft 4:** Karl Boden, Beschaffenheit, Herkunft und Bedeutung des ostalpinen Molasse-Schuttetes. — Ludwig Simon, Die Gegend von Tölz in der Nacheiszeit. 2. Die Beziehungen zwischen Kirch-See, Ellbach-Moor und Tölzer Becken. 1931, 43 S., Preis 3.— RM.
- Heft 5:** P. Magnus Deml, Gesteinskundliche Untersuchungen im Vorspessart südlich der Aschaff. 1931, 47 S., Preis 3.— RM.
- Heft 6:** Adolf Wurm, Das Fichtelgebirger Algonkium und seine Beziehungen zum Algonkium Mitteleuropas. — Paul Dorn, Untersuchungen über fränkische Schwammriffe. 1932, 44 S., Preis 3.— RM.
- Heft 7:** Mattheus Schuster, Die Gliederung des Unterfränkischen Buntsandsteins. I. Der Untere und Mittlere Buntsandstein. 1932, 62 S., Preis 3.— RM.
- Heft 8:** Ernst Kraus, Der bayerisch-österreichische Flysch. 1932, 82 S., Preis 3.50 RM.
- Heft 9:** Mattheus Schuster, Die Gliederung des Unterfränkischen Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. a. Die Grenzschichten zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein. 1933, 58 S., Preis 3.— RM.
- Heft 10:** Eduard Hartmann, Geologie der Reichenhaller Solequellen. — Josef Knauer, Die geologischen Ergebnisse beim Bau der Bayerischen Zugspitzbahn. — Adolf Wurm, Junge Krustenbewegungen im Weidener Becken. 1933, 52 S., Preis 3.— RM.
- Heft 11:** Friedrich Hegemann und Albert Maucher, Die Bildungsgeschichte der Kieslagerstätte im Silber-Berg bei Bodenmais. — Fritz Heim, Gliederung und Faziesentwicklung des Oberen Buntsandsteins im nördlichen Oberfranken. — Josef Knauer, Die Gehängerutsche (Blattanbrüche) bei Garmisch-Partenkirchen. (Ein Beispiel für die erodierende Kraft des Hagels.) 1933, 56 S., Preis 3.— RM.
- Heft 12:** Alfred Kirchner, Die saxonische Tektonik Unterfrankens und ihre Einwirkung auf die Morphologie und Flußgeschichte des Mains. 1934, 50 S. Preis 3.— RM.
- Heft 13:** Oskar Kuhn, Die Tier- und Pflanzenreste der Schlotheimia-Stufe (Lias- α , bei Bamberg. 1934, 52 S., Preis 3.— RM.

- Heft 14:** Albert Sch ad, Stratigraphische Untersuchungen im Wellengebirge der Pfalz und des östlichen Saargebietes. 1934, 84 S., Preis 3.— RM.
- Heft 15:** Mattheus Schuster, Die Gliederung des Unterfränkischen Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. b. Das Untere Röt oder die Stufe des Plattensandsteins. 1934, 64 S., Preis 3.— RM.
- Heft 16:** Mattheus Schuster, Dr. phil. Otto Maria Reis, Oberbergdirektor a. D. †. — Hans-Joachim Blüher, Molasse und Flysch am bayerischen Alpenrand zwischen Ammer und Murnauer Moos. 1935, 55 S., Preis 3.— RM.
- Heft 17:** Mattheus Schuster, Dr. Franz Münichsdorfer, Regierungsgeologe i. Kl. †. — Karl Boden, Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzen-Bach. I. Teil. — Joseph Knauer, Überzählige Schichtablagerung und Scheintektonik. 1935, 55 S., Preis 3.— RM.
- Heft 18:** Karl Boden, Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzen-Bach. II. Teil. — Hans Nathan, Quarz mit Anhydriteinschlüssen im unterfränkischen Keuper. — Ludwig Simon, Kleine Beobachtungen am Laufen-Schotter des Salzachgletscher-Gebietes. Ein Beitrag zur Frage der Nagelfluhbildung. 1935, 57 S., Preis 3.— RM.
- Heft 19:** Hans Nathan, Geologische Untersuchungen im Ries: Das Gebiet des Blattes Ederheim. 1935, 42 S., Preis 3.— RM.
- Heft 20:** Clemens Lebling zusammen mit G. Haber, N. Hoffmann, L. Kühnel und E. Wirth, Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königs-See. 1935, 46 S., Preis 3.— RM.
- Heft 21:** Joseph Knauer, Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungs-Phase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. 1935, 65 S., Preis 3.— RM.
- Heft 22:** Mattheus Schuster, Die Gliederung des Unterfränkischen Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. c. Das Obere Röt oder die Stufe der Röt-Tone. (1. Die Unteren Röt-Tone und der Röt-Quarzit). 1935, 67 S., Preis 3.— RM.
- Heft 23:** Mattheus Schuster, Die Gliederung des Unterfränkischen Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. c. Das Obere Röt oder die Stufe der Röt-Tone. (2. Die Oberen Röt-Tone mit den Myophorien-Schichten). — Anhang: Die Buntsandstein-Bohrprofile von Mellrichstadt v. d. Rhön und von Gräfendorf a. d. Saale. 1936, 53 S., Preis 3.— RM.
- Heft 24:** Erich Bader, Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Unteren Keupers zwischen Ostwürttemberg und Unterfranken. 1936, 72 S., Preis 3.— RM.
- Heft 25:** Irene Wappenschmitt, Zur Geologie der Oberpfälzer Braunkohle. 1936, 68 S., Preis 3.30 RM.
- Heft 26:** Friedrich Birzer, Die Monotis-Bank in den Posidonien-Schiefeln, besonders Frankens. — Otto Joos, Zur Geologie der Ehrenbürg (Walberla) bei Forchheim. 1936, 46 S., Preis 3.30 RM.
- Heft 27:** Rudolf Hundt, Über Schwimm- oder Schwebblasenfunde von Graptolithen im Alaunschiefer des Ober-Silurs Oberfrankens und Ost-Thüringens. — Moritz Abend, Neuere geologische Beobachtungen in der näheren und weiteren Umgebung von Lichtenfels am Main. — Erich Bergmann, Die Lagerung der Trias- und Jura-Schichten im Vorland der nördlichen Frankenalb. 1937, 49 S., Preis 3 — RM.

- Heft 28:** Rudolf Schüttig, Lithogenesis des Rotliegenden im Nordostteil der Rheinpfalz. 1938, 68 S., Preis 3.— RM.
- Heft 29:** Werner Bitter, Lithogenesis des Ober-Karbons und Unter-Perms im Nordwestteil der Rheinpfalz. — Joseph Knauer, Die Mindel-Eiszeit, die Zeit größter diluvialer Vergletscherung in Süddeutschland. — Hans Nathan, Mitteilungen aus der geologischen Aufnahme: 1. Die Beziehungen zwischen Gips und Grenzdolomit bei Sulzheim am Steigerwald. 2. Ein neues Nephelinbasalt-Vorkommen bei Ober-Spiesheim am Steigerwald. 1938, 50 S., Preis 3.— RM.
- Heft 30:** Joseph Knauer, Die Herkunft der Blei- und Zinkerze im Rauschenberg-Gebiet bei Inzell. — Mattheus Schuster, Geologische Beobachtungen im Diluvium zwischen Eichenau und Puchheim. — Eduard Hartmann, Geologie der Peißenberger Pechkohlen-Mulde. 1938, 46 S., Preis 3.— RM.
- Heft 31/32:** Ernst Kraus, Baugeschichte und Erdölfrage im Tertiär Niederbayerns. 1938, 70 S.
- Heft 33:** Joseph Knauer, Über das Alter der Moränen der Zürich-Phase im Linthgletscher-Gebiet. — Eduard Hartmann, Geologie der fränkischen Dogger-Erze. 1938, 44 S.

Amtliche Geologische Kartenblätter von Bayern 1:25000

Stand vom Dezember 1938

Nordbayern.

Erschienen:

- a) Die Positionsblätter: Motten-Wildflecken b. Brückenau Nr. 9/10 (Doppelblatt); Blatt Bischofsheim a. d. Rhön Nr. 11; Mellrichstadt v. d. Rhön Nr. 13; Hendingen b. Mellrichstadt Nr. 14; Brückenau i. d. Rhön Nr. 22; Geroda b. Brückenau Nr. 23; Stangenroth b. Bad Kissingen Nr. 24; Neustadt a. d. Saale Nr. 26; Naila b. Hof Nr. 32; Schönderling b. Brückenau Nr. 39; Aschach b. Bad Kissingen Nr. 40; Kissingen Nr. 41; Poppenlauer b. Münnerstadt Nr. 42; Wallenfels b. Kronach Nr. 51; Presseck b. Stadtsteinach Nr. 52; Gräfendorf b. Gemünden Nr. 64; Hammelburg-Nord b. Gemünden Nr. 65; Euerdorf b. Bad Kissingen Nr. 66; Ebenhausen b. Bad Kissingen Nr. 67; Hammelburg-Süd b. Gemünden Nr. 91.
- b) Die Gradabteilungsblätter (über die Hälfte größer als die Positionsblätter): Wunsiedel Nr. 82; Kemnath Nr. 124; Miltenberg-Süd Nr. 151; Erlangen-Nord Nr. 161; Gräfenberg b. Erlangen Nr. 162; Erlangen-Süd Nr. 180.

Südbayern.

Erschienen:

Die Positionsblätter: Schrobenhausen Nr. 552; Dachau b. München Nr. 667; Ampfing a. Inn Nr. 675; Mühldorf a. Inn Nr. 676; Neuötting Nr. 677; Pasing b. München Nr. 691; München Nr. 692; Taufkirchen b. Mühldorf Nr. 699; Gauting b. München Nr. 712; Baierbrunn b. München Nr. 713; Immenstadt i. Allgäu Nr. 856; Hindelang i. Allgäu Nr. 857; Fischen b. Oberstdorf Nr. 874; Oberstdorf Nr. 885.

Weitere Kartenveröffentlichungen.

Bodenkarte Bayerns 1:400000, mit Erläuterungen.

**Geologische Übersichtskarte der Pfalz und der angrenzenden Länder 1:200 000
(ohne Erläuterungen).**

Die Karten nebst den Erläuterungen dazu können, auch von Wiederverkäufern, von der Vertriebsstelle im Oberbergamt, München, Ludwigstraße 16, bezogen werden.