

Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär

Von

ARTUR WINKLER-HERMADEN

Mit 20 Abbildungen

Einleitung

DIE GEOLOGISCHE BÜHNE DER TERTIÄREN SEDIMENTATION AN DER OSTABDACHUNG DER ALPEN.

Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Alpen und jene, welche in den inneralpinen Senken niedergeschlagen wurden, sind zu einer Zeit entstanden, als die großen Deckenschubbewegungen und auch die Hauptfaltung bereits zur Ruhe gekommen waren und damit der alpine Bau in seinem inneren Gefüge bereits gefestigt war. Der jungtertiäre Verputz konnte so, vielfach über die Risse, Sprünge und Schubflächen des Grundbaues ungestört übergreifend, aufgetragen werden. All die großen und kleinen Deckenbahnen der östlichen Alpen, welche die Forschung vergangener Jahrzehnte als Leitlinien in der ostalpinen Struktur festlegen konnte, waren in jungtertiärer Zeit schon erloschen. Die in Faltung und Schuppung sowie in Bruchfaltung zum Ausdruck kommenden, mehr lokalisierten Äußerungen tangentialer Druckkräfte erscheinen in der Zeit des Jungtertiärs auf beschränkte, bestimmte Zonenstreifen eingeengt und erreichten auch dort meist ein, vergleichsweise nur mäßiges Ausmaß. Nichtsdestoweniger haben sich auch noch im Neogen und selbst im Quartär bedeutende tektonische Veränderungen im Gefüge der Ostalpen vollzogen, die vorherrschend in vertikalen Bewegungen, z. T. an Brüchen und Bruchfalten, z. T. an weitreichenden Verbiegungen (Flexuren, Großfalten), ihre Auslösung gefunden haben. Ihre räumliche Verteilung und regionale Auswirkung sind es, welche den

jungtertiären Ablagerungen die Bildungsräume und vielfach auch ihre Erscheinungsform vorgezeichnet haben (114).

Der Ostrand der Alpen gegen die Kleine Ungarische Ebene, ist keine im alpinen Bau begründete tektonische Grenze, sondern entspricht einem allmählichen Absinken der einzelnen Gebirgszonen unter die mantelförmig darüber hinweggreifende, jungtertiäre Schichtfolge des Kleinen Alfölds und seiner Randbecken (Steirische und Landseer Bucht, Wiener Becken) mit durch Jungbewegungen vorgezeichneten und im einzelnen durch die Abtragung bedingten Umrissen. Im Bereiche des steirischen Beckens und besonders in jenem des viel ausgedehnteren der Kleinen Ungarischen Ebene ist ein Großteil des Verbindungsstückes zwischen ostalpiner Zentralzone und innerkarpathischen Kerngebirgen in die Tiefe gesunken und unter mächtigem tertiärem Schwemmschutt begraben. Ein wesentlicher Bestandteil des Ostalpenbaues liegt sonach unter den Sedimenten der westpannonischen Senke verborgen und ist unserer unmittelbaren Beobachtung — von spärlichen, aufragenden Inselbergen abgesehen — entzogen. Doch kommt auch noch in der jungtertiären Zeit eine Reaktion dieses versenkten Alpenbodens durch seine, mehr oder minder mächtige tertiäre Schichthülle hindurch zur Geltung. In Form junger Hebung, und zwar als bruchförmiger oder bruchloser Schollenbewegung, gliederten sich ausgedehnte Teile auch dieser tief versenkten östlichen „Alpenscholle“ im späten Tertiär wieder als Vorstufe an den Alpenbau an und nahmen an dessen letzten tektonischen Schicksalen gleichsinnig Anteil. Schon aus diesem Grunde muß in die Schilderung der jungen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen auch jene ihrer großen, tertiärbedeckten Randgebiete organisch einbezogen werden.

Die nachfolgende Darstellung soll aus praktischen Gründen in regionaler Gliederung erfolgen, wobei der Reihe nach besprochen werden:

I. Die tertiären Ablagerungen der Ennstalzone mit den zugehörigen Augensteinschotterfeldern der nördlichen Kalkalpen.

II. Das steirische Becken und die Umrahmung des Nordostsporns der Zentralalpen (Landseer Bucht, Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte und westpannonisches Becken).

III. Die jungtertiären Ablagerungsräume Kärntens.

IV. Das Tertiär der norischen Senke.

Anschließend daran wird im Schlußabschnitt (V) ein Überblick über den Entwicklungsgang der Ostabdachung der Alpen gegeben, in welchem auch die Zeit der Ausgestaltung des Alpenraumes zum Hochgebirge in den Kreis der Betrachtung einbezogen wird.

I. DIE TERTIÄREN ABLAGERUNGEN DER ENNSTALZONE MIT DEN ZUGEHÖRIGEN AUGENSTEINSCHOTTERN DER NÖRDLICHEN KALKALPEN.

1. Das Tertiär des Ennstals (Abb. 1 u. 2).

In der Talsenke des oberen Ennsgebietes findet sich vom östlichen Pongau (Salzburg) angefangen bis an das Ennsknief bei Hieflau, ein mehrfach unterbrochener Saum tertiärer, z. T. auch kohleführender Ablagerungen (14), die besonderes geologisches Interesse erheischen (Abb. 1). Hierher gehören von Westen nach Osten die Tertiärschichten von Wagrein im Pongau (14), jene von Lobenau bei Radstadt (12), die kohleführende Tertiärscholle am Stoderzinken (10), die junge Schichtfolge am Südfuß des Grimmings und ihre Fortsetzung bei Stainach und Wörschach im Ennstal und schließlich die Ablagerungen im Gesäuse, insbesondere jene von Hieflau (1), (14), (15).

Im allgemeinen handelt es sich um fein-mittelgrobe Schotter mit nuß-überfaustgroßen (selten über kopfgroßen) Geröllen, die aus Quarz, aus Gesteinen der Grauwackenzone (Quarzphyllite, Graphitschiefer, Quarzite, grüne Gesteine), aus „kristallinem“ (Gneise, Pegmatite, Granite) und bei den innerhalb der Kalkalpen gelegenen Vorkommen untergeordnet auch aus mesozoischem Material (besonders Buntsandsteine und ältere Triaskalke) zusammengesetzt sind. Dazu kommen noch Nulliporenkalke von eoänem Habitus. Bei Wagrein im Westen und bei Hieflau im Osten stellen sich über den Schottern feinere Sedimente (Sande und Tone mit Kohlenflözen) ein, die an beiden Stellen auch erschürft wurden. Auch bei Stainach ist der höhere Teil der Ablagerung feinkörniger ausgebildet. Am Stoderzinken folgt über dem Liegendsandstein unmittelbar die Kohle. An der Basis der Tertiärscholle von Hieflau ist die alte Landoberfläche vor der Überschotterung (14) als ein die Triaskalke überziehender und in deren Fugen eindringender Bauxit (199) prächtig erhalten geblieben (Abb. 2b).

Aus der ziemlich einheitlich mäßigen Geröllgröße der Ablagerungen geht hervor, daß sie von Mittelgebirgsbächen aufgeschüttet wurden. Die überwiegend gute Abrollung und eine meist erkennbare Auslese im Geröllmaterial erfordert die Annahme einer gewissen Transportlänge, die Erhaltung auch weicherer Gerölle, jedoch keinen Ferntransport. Die Geröllzusammensetzung deutet auf die Zentralzone (Seckauer und Schladminger Gneismassive), auf die Grauwackenzone, deren Gerölle stark überwiegen, und nur bei den kalkalpinen Tertiärschollen auch auf den Südrand der Kalkalpen, insbesondere auf deren Werfener Saum, hin. Zufuhr kommt demnach nur aus südlicher Richtung in Betracht. So sind im Wagreiner Tertiär keine Spuren von kalkalpinem Material

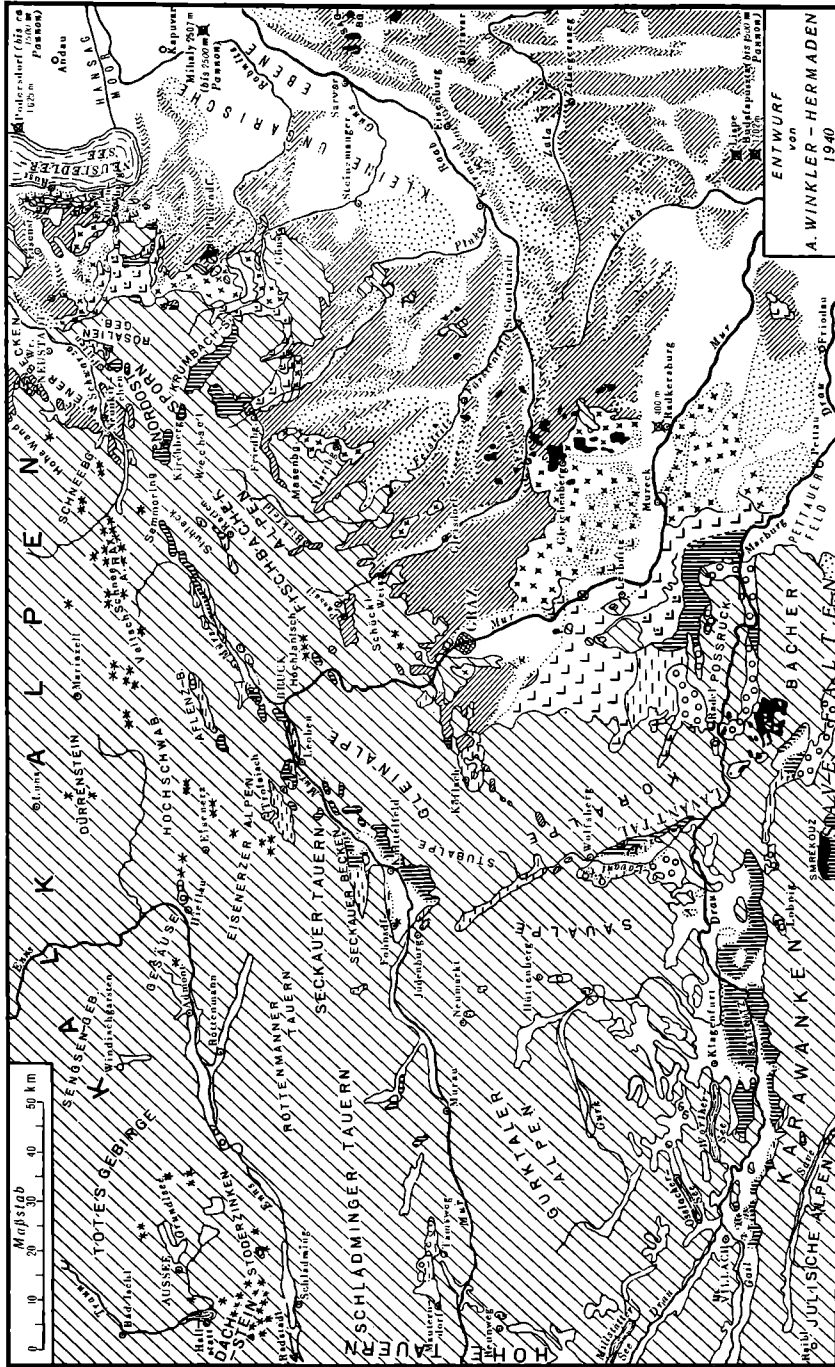















Abb. 1.

Das Jungtertiär der östlichen Zentralalpen und ihres Saums.

zu sehen, fehlen im Stainach-Wörschacher Neogen Einschlüsse aus dem Jura und der Oberkreide, welche Schichten sich nördlich unmittelbar an die Miozänablagerung anschließen, und sind sie auch in jenem von Hieflau nicht vorhanden. Bei auch nur teilweiser Beimischung von Geröllmaterial aus nördlicher Richtung dürften solche nicht fehlen! Aus dem Mangel von Geröllen aus dem Tauernkristallin (insbesondere Zentralgneise und Schieferhülle), aus der starken Betonung von Grauwacken-geröllen und aus dem teilweisen Auftreten von Einschlüssen aus dem basalen Randteil der nördlichen Kalkalpen geht hervor, daß zur Bildungszeit des Ennstaler Tertiärs die Grauwackenzone noch weitergehend die Tauerndecken (und auch das Schladminger Massiv) bedeckt und daß sich der auch gegenwärtig in kräftiger Rückwitterung begriffene Südrand der nördlichen Kalkalpen damals noch eine Strecke weit südwärts über die Grauwackenzone erstreckt hatte. Dies weist auf einen noch weniger tiefgreifenden Abtragszustand der Ostalpen als gegenwärtig hin. Nach gleicher Richtung deutet das Auftreten von Eozängeröllen, welche auf damals noch vorhandene Reste der, ausgedehntere Teile der östlichen Zentralalpen einst überspannenden eozänen Transgression zu beziehen sind, von der uns gegenwärtig, außer zahlreichen Geröllfunden in tertiären Schottern, nur mehr die ganz beschränkten Eozänrelikte von Guttaring und Sonnberg in Mittelkärnten, von Kirchberg a. W. und von Wimpassing im Leithagebirge Kunde geben (12).

Zeichenerklärung zu Abb. I.

	Vorjungtertiäres Grundgebirge.
	Altmiozän (Schotter von Sankt Lorenzen, Radelschotter, untere Eibiswalder Schichten usw.).
	Augensteinschotterfelder.
	Alt-mittelmiozäne Süßwasserschichten, z. T. mit marinen Transgressionsbildungen (Kärnten) (vermutl. älteres Helvet).
	„Schlier“ Südsteiermarks, obere limnisch-marine Serie Ostkärntens, Sattnitz-Konglomerat Südkärntens, Krumbacher Schichten und Auwaldschotter des „Nordostsporns“. Blockschotter d. „Norischen Senke“ (vermutl. jüngerer Helvet).
	
	Tortonische Schichten.
	Sarmatische Schichten.
	Pannonische Schichten.
	Jungpliozäne-altquartäre Terrassen (Schotter mit Lehmbedeckung).
	Hauptverbreitungsbereiche des Jungquartärs.
	Jungtertiäre Eruptiva (Dazite, Andesite, Trachyandesite, Trachyte und Basalte, sowie Tuffe).
	Tiefbohrungen.

In tektonischer Hinsicht sind sämtliche Tertiärreste des Ennstals stärker in Mitleidenschaft gezogen worden und ihre Gerölle oft durch mechanischen Druck zerbrochen. Es handelt sich um Schollen, die am Saum der Kalkalpentrias und in der Grauwackenzone eingeklemmt und z. T. schuppenartig eingeschichtet sind: So konnte beim Wagreiner Tertiär eine Überschiebung von Süden her wahrscheinlich gemacht werden; jenes von Lobenau bei Radstadt wurde von der Trias des Mandlingzuges vom Süden her mittelsteil überschoben (Abb. 2a); am Stoder-

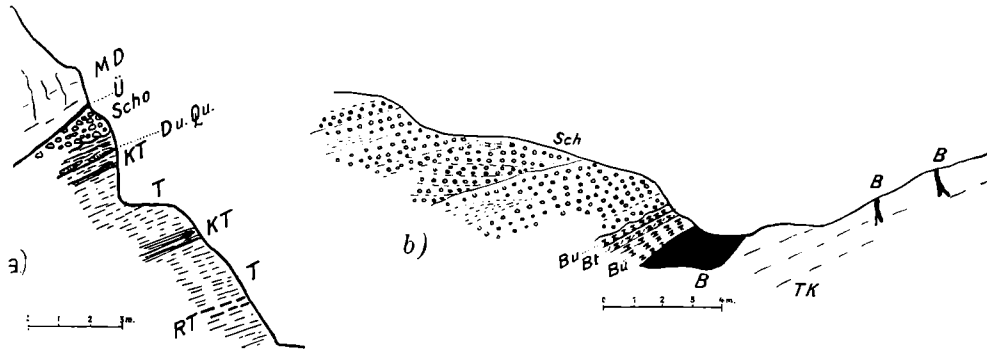


Abb. 2.

(Aus: A. Winkler-Hermaden, Sb. 1928).

Zeichenerklärung zu a)

MD = Mandlingdolomit.
 D = Kleine Dolomitschuppen.
 T = Töne des Wagreiner Tertiärs.
 KT = Kohlige Töne des Wagreiner Tertiärs.
 RT = Rötliche Tertiärtonne.
 Scho = Jüngerer, tertiärer Schotter.
 Q = Quetschschiefer.
 Ü = Überschiebung.

Zeichenerklärung zu b)

TK = Triaskalk.
 B = Bauxit.
 Bu = Bauxit, umgelagert.
 Bt = graue, bauxitische Tonlage.
 Sch = Schotter mit Kiesbänken.

zinken ist das Tertiär mehrfach gefaltet und zwischen Trias eingeschuppt; die Scholle von Hieflau kann als eine von Norden her steil überschobene Faltenmulde angesehen werden. Eine Besonderheit stellt ein jungtertiärer Schotterrest bei Lobenau dar. Er ist etwas jünger und enthält das Wagreiner Tertiär bereits als Gerölle, ist aber von der Überschiebung des Mandlingzuges noch betroffen worden (14), wobei prächtig tektonisch zerschnittene und gekritzte Geschiebe entstanden sind.

2. Die Augensteinschotterfelder der Nordalpen (s. Abb. 1).

Interessante Beziehungen ergeben sich zwischen dem Tertiär des Ennstals und den Augensteinschottern der Nordalpen (14). Unter Augensteinen versteht man jene, oft flächenhafte Überstreuung mit

Schottern auf den nordalpinen Kalkplateaus, die sich vom Unterinntal in Tirol bis an das inneralpine Wiener Becken heran verfolgen läßt. Ihre Geröllzusammensetzung weist besonders auf die Grauwackenzone und auf das zentralalpine Altkristallin als Ursprungsgebiet hin. Infolge meist stärkerer Auslese herrschen Quarze vor; daneben ist reichlich Grauwackenmaterial, ferner Gneis und Werfener Sandstein vertreten, in Einzelfällen auch Juradiolarite. Alles Lösbares ist in den Augensteinen, die ja weitgehende Umlagerungen erfahren haben, im allgemeinen entfernt worden. Geröllzusammensetzung und Geröllgröße — erstere unter Berücksichtigung der nachträglichen Verarmung — stimmen mit jener des Ennstaler Tertiärs gut überein.

Seit langem sind die Augensteine von den Kalkhochplateaus des Salzkammergutes bekannt. Später wurden sie auch in den östlicheren, obersteirischen und niederösterreichischen Alpen erwiesen (5.) (6), (14). Ursprünglich dachte man daran, daß die Aufschüttung der Gerölle durch Flüsse erfolgt sei, welche, von den Zentralalpen kommend, auf den von den nordalpinen Kalkhochplateaus beschriebenen alten Landoberflächen (Verebnungen) geflossen seien. Auf den alten Talböden wären sie in Dolinen zusammengeschwemmt worden. Bei Untersuchungen im Dachsteingebiete (7) wurde jedoch schon darauf verwiesen, daß eine Beziehung zwischen alten Abtragsflächen und Augensteinen nicht zu konstatieren sei. Systematische Untersuchungen der Augensteinfelder auf den Kalkhochplateaus Salzburgs und Obersteiermarks (14) haben ergeben, daß die Augensteine in keiner Weise mit der noch rekonstruierbaren Morphologie der Bereiche in Verbindung zu bringen seien (14), (11). Man habe sich ihre ursprüngliche Bildungsstätte mehr oder minder hoch über der heutigen Landoberfläche zu denken und als ein mächtigeres Schotterfeld vorzustellen, das von den Zentralalpen her große Teile der nördlichen Kalkalpen mit einem Schuttmantel überzogen hatte. Von diesem aus wurden die Gerölle in die bei der nachträglichen Hebung des Gebirges in steigendem Maße zur Ausbildung gelangenden Spalten, Klüfte und Karsthohlformen der Kalkunterlage hinabgesiebt und hinabgewaschen, in welcher sie gegenwärtig noch in Kluftbrekzien und Höhlengangfüllungen angetroffen werden. Durch Auswaschung aus letzteren treten sie schließlich als flächenhafte Gehängeüberstreuung, besonders in den Dolinen, entgegen. Daß die Augensteingerölle tatsächlich aus einer tertiären Schotterdecke entstammen, ist östlich von Hieflau eindeutig erkennbar, wo der schrittweise seitliche Übergang aus einer solchen in ein Augensteinfeld in Erscheinung tritt (14).

Die einstige einheitliche Überschüttung der Gesäuseberge beweisen die bis zu den höchsten Gipfeln verbreiteten Augensteine (1, 2), darunter die großen Geröllager bei der Ennsthütte und Koderalpe mit bis kopfgroßen Ein-

schlüssen von Grauwackengesteinen, Werfener Schiefen und Kristallin, offenbar die Füllung größerer Karstgerinne; ferner ein tektonisch eingeklemmter Rest einer Schotterablagerung am Großen Buchstein in 2000 m Seehöhe (2). Die in den Augensteinfeldern des Dachsteingebietes beobachteten Hornsteingerölle und eckigen Hornsteineinschlüsse in den jungen Gangbrekzien im Kalk lassen sich erklären, wenn angenommen wird, daß die Augensteinüberschotterung höher über der heutigen Oberfläche auf der Bedeckung von Jurakalken erfolgt war (14). Am Gjaidstein findet sich ein Geröllager mit über kopfgroßen Einschlüssen.

Das Alter des Ennstaler Tertiärs läßt sich auf paläontologischer Basis nicht genauer festlegen. Aufgefundene Pflanzenreste wurden von verschiedenen Autoren teils ins Miozän, teils ins Oligozän gestellt, teils wurden sie für die Altersentscheidung als indifferent angesehen.

Für das Alter der Ennstalmolasse und damit auch für jenes der Augensteinablagerungen gibt es, regionalgeologisch betrachtet, folgende Anhaltspunkte:

1. Ein höheres Alter, als jenes der helvetischen (mittelmiozänen) Schichten der norischen Senke ergibt sich daraus, daß der Herkunftsbereich eines wesentlichen Teils der Gerölltypen im Bereiche der norischen Miozänseenen, bzw. noch südlich derselben anzunehmen ist. Einem solchen, unter jüngeren Miozäntegeln erhalten gebliebenen Rest der „Ennstalmolasse“ dürften die von Turnau beschriebenen (174) „Basisschotter“ entsprechen¹⁾.

2. Nach den Beziehungen zum kalkalpinen Deckenschub, an welchem Ennstalmolasse und Augensteinschotter nicht mehr Anteil nehmen, ist eine mindestens nachunteroligozäne Bildungszeit sichergestellt.

3. Die Ennstalmolasse ist augenscheinlich die östliche Fortsetzung jener der „Oberangerbergschichten“ im tirolischen Unterinntal (3), (13), die auf Grund eines Knochenrestes ins Aquitan, auf Grund des Vergleiches mit der oberbayrischen Molasse aber ins Miozän gestellt wurde. Die endgültige Entscheidung über ihr Alter dürfte auch für jenes der Ennstalmolasse maßgebend sein. Wir betrachten letztere hier mit Vorbehalt als dem tieferen (aquitanen-burdigalen) Anteil des (altmiozänen) Hauptzyklus zugehörig.

Zusammenfassend ergibt sich folgendes Bild für die Entstehung der Ennstalmolasse und der letzterer als äquivalent angenommenen Augensteinschotter: Nach Abschluß der großen alttertiären Deckenbewegungen innerhalb der nördlichen Kalkalpen und Ablagerung der mittel-oberoligozänen Molasse am Außensaum erfolgte eine Rücksenkung, welche, wenn nicht die ganzen, so doch sehr große Teile der Nordalpen umfaßte. Von den Mittelgebirgskämmen der Zentralalpen und der Grauwackenzone her wurde ein bedeutender Schottertransport eingeleitet, welcher ein sehr ausgedehntes, wenn auch nicht die ganzen nördlichen Kalkalpen einheitlich überziehendes Schotterfeld geschaffen hat. Letzteres bildete das Ausgangsmaterial für die Augensteinlager.

¹⁾ Eine ähnliche, hier rein kristalline Schotterablagerung findet sich auch südwestlich von Wöllersdorf, am Saum des Wiener Beckens, ein Schichtglied, das wohl das Ausgangsmaterial für die Augensteine des Schneeberg- und Hohe Wand-Gebiets bildete.

Schrifttum.

- (1) Ampferer, O.: Geologie von Hieflau. Tb. 1927.
- (2) — Geologischer Führer für die Gesäuseberge. Geol. B. A. Wien 1935.
- (3) Boden K.: Geröllführung: Mitt. d. geogr. Ges. München. 18, 1925.
- (4) Geyer G.: Erläut. geol. Spezialkarte Liezen. Geol. Reichsanst. Wien 1916.
- (5) Götzinger G.: Neue Funde von Augensteinen. Verh. 1913.
- (6) — Oberflächenformen nordöstl. Kalkalpen. M. G. 56, 1913.
- (7) Machatschek F.: Salzburger Kalkalpen — Ostalp. Formenstudien. Berlin 1922.
- (8) Schwinner R.: Die Niederen Tauern. Ztsch. d. D. u. Ö. Alpenvereins. 55, 1924.
- (9) Spengler E.: Hochschwabgebiet. Geom. II, 1926.
- (10) Stiny J.: Stoder Alpe. Cbl. B. 1925.
- (11) Schmidt W.: Oberflächengestaltung Leobens. Sb. 129. 1920.
- (12) Trauth F.: Eozänvorkommen bei Radstadt. D. 95, 1918.
- (13) Winkler-Hermaden A.: Inneralpine Inntalmolasse. Cbl. 1928.
- (14) — Inneralpine Tertiärablagerungen. Sb. 1928.
- (15) — Führer. Hieflau. Z. D. 1928.
- (15a) — Augensteine, Totes Gebirge. V. 1933.

Abkürzungen:

- Geom. = Zeitschr. f. Geomorphologie.
 Jb. = Jb. d. geol. R. A., bzw. Staatsanst., Reichsstelle f. Bodenf., Zweigstelle Wien.
 Verh. = Verh. d. geol. R. A., bzw. Staatsanst., Reichsstelle f. Bodenf., Zweigstelle Wien.
 M. St. = Mitt. d. naturwiss. Ver. Graz.
 Sb. = Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. Wien.
 D. = Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien.
 Anz. = Anzeiger d. Ak. d. Wiss. Wien.
 M. W. = Mitt. d. geol. Ges. Wien.
 G. R. = Geol. Rundschau.
 Cbl. = Centralbl. f. Min., Geol., Paläont. B. Stuttgart.
 M. G. = Mitt. d. geogr. Ges. Wien.
 P. = Petermanns geograph. Mitteilungen.
 C. = Carinthia II, Klagenfurt.
 B. = Berg- u. hüttenm. Jb., Leoben.
 M. P. = Mineral- u. petrogr. Mitt., Leipzig.
 Fol. Sab. = Folia Sabariensia. Steinamanger.
 Z. D. = Zeitschrift d. D. geolog. Gesellschaft.

II. DAS STEIRISCHE BECKEN UND DIE UMRAHMUNG DES NORDOSTSPORNS DER ZENTRALALPEN (Abb. 1).

Das steirische Becken ist, einschließlich der im Norden folgenden zentralalpiner Einbuchtungen (Landseer Becken, Wiener-Neustadt—Ödenburger Pforte), ein Randteil der großen, niedergebroschenen Scholle der östlichen Zentralalpen, welche im Bereiche der Kleinen Ungarischen Ebene bis an die mesozoischen Züge des Bakonyer Waldes heran, mit mächtigen jungtertiären Sedimenten verschüttet wurde.

Der Entwicklungsgang des steirischen Beckens und seiner Anschlußbereiche läßt sich in mehrere große Hauptzyklen gliedern, deren

ältere Teilzyklen jeweils durch das Einsetzen orogenetischer Bewegungen gekennzeichnet waren (129). Um in dem Entwicklungsgang ganz gleichwertige Hauptzyklen zu unterscheiden, wird im folgenden, unter Zusammenfassung von zwei (jüngsten) Zyklen eines früheren Gliederungsversuches (129), eine Unterscheidung nur von vier tertiären Hauptzyklen vorgenommen:

I. Der oligozäne Hauptzyklus

II. Der altmiozäne Hauptzyklus der savischen Gebirgsbildung.

III. Der mittel- bis obermiozäne Hauptzyklus der steirischen Gebirgsbildung.

IV. Der pliozän-quartäre Hauptzyklus der attischen Gebirgsbildung (einschließlich der jüngeren, von Stille als rhodanisch, walachisch, pasadenisch bezeichneten Phasen).

1. Der Hauptzyklus des höheren Oligozäns.

In der Oligozänzeit war allem Anschein nach der Bereich der östlichen Zentralalpen, einschließlich ihrer versunkenen Teile in der Kleinen Ungarischen Ebene, Festlandboden. Jedenfalls sind von dort keine Ablagerungen aus dem jüngeren Abschnitt des Alttertiärs bekannt. Wohl aber lag südlich davon, in den östlichen Südalpen, eine aus dem südlichen pannonischen Becken tief eindringende Meeres-, Brack- und Süßwasserbucht, in welcher sich mächtigere mitteloligozäne („Rupelstufe“) und oberoligozäne („chattische“) Ablagerungen gebildet haben. Offenbar lag hier die große Senkungsmulde, in welcher sich der mitteloberoligozäne Abtragsschutt der südöstlichen Alpen auf sinkendem Boden aufgehäuft hat. Hier entstanden, über basalen klastischen Bildungen (Konglomerate von Okonina), als tieferes Glied der Schichtfolge die marinen Ablagerungen von Oberburg (mit den Nummulitenkalken von Klanzberg), die ins Mitteloligozän gestellt werden, und darüber die brackisch-limnischen Fischschiefer von Wurzenegg, sowie die produktiven Sotzkaschichten mit einem marin-brackischen Hangendhorizont (83), (166), (167).

2. Der altmiozäne Hauptzyklus der savischen Gebirgsbildung.

(Abb. 3—5 und Tab. auf S. 318—319.)

Die Wende von Oligozän und Miozän ist gerade in den südöstlichen Alpen durch faltende orogenetische Bewegungen gekennzeichnet, denen ein Vulkanismus nachfolgte. In der Tüfferer Mulde der Savefalten bedingten sie eine ausgesprochene Winkel- und Erosionsdiskordanz zwischen den Sotzkaschichten und dem transgredierenden marinen Miozän. Auch weiter nördlich, im Gebiete von Neuhaus bei Cilli, kann diese Diskordanz vermutet werden (83).

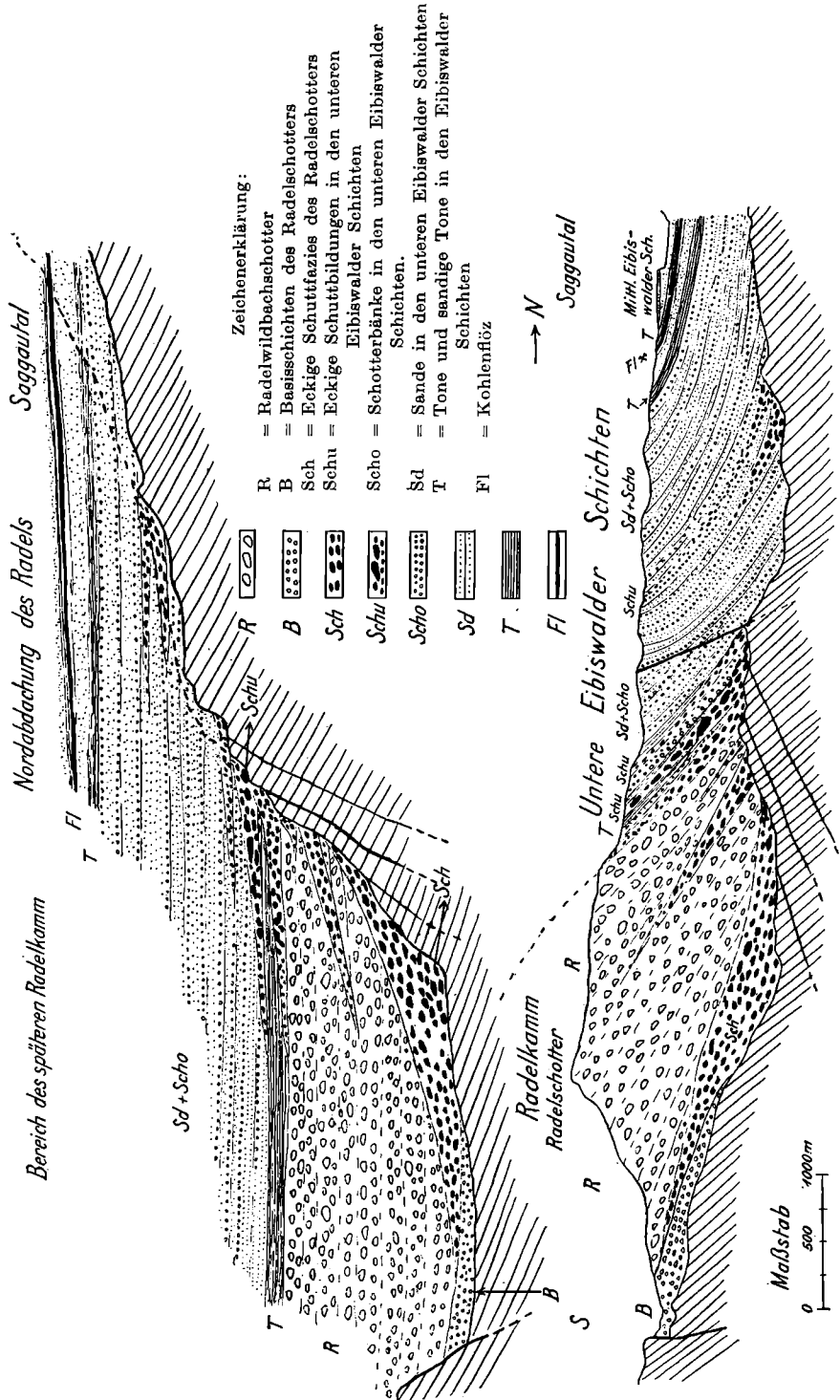


Abb. 3.

(Aus: A. Winkler-Hermaden: „Der Bau des Radelgebirges“, Jb. 1929).
 Oben: Schema der altmiozänen Ablagerungsenke im Südwestteil der steirischen Bucht.
 Unten: Profil über das Radelgebirge (1049 m) in der Richtung auf Eibiswald.

a) *Grobklastische Zwischenbildungen zwischen Oligozän und Miozän.*
 In der südlichen Umgürtung des Südostpfeilers der östlichen Zentralalpen, dem Bachergebirge, erscheinen sehr mächtige grobklastische Schichten, welche als jüngstes übergreifendes Schichtglied der oberoligozänen Sotzkaschichten angesehen wurden. Ich vermute, daß ihnen auf nachbarlichem zentralalpinem Boden die in der Synklinale zwischen Bacher und Poßbruck auftretenden „Schichten von St. Lorenzen“ (127) zeitlich entsprechen¹). Es handelt sich hier ebenfalls um gröberklastische, örtlich sogar als Blockschotter ausgebildete Schuttmassen (Sandsteine, Brekzien und Tone), in denen ich das Auftreten weiter verfolgbarer Dazituffhorizonte feststellen konnte. Dieser, noch auf jugoslawischem Boden gelagerte Schichtkomplex versinkt an der

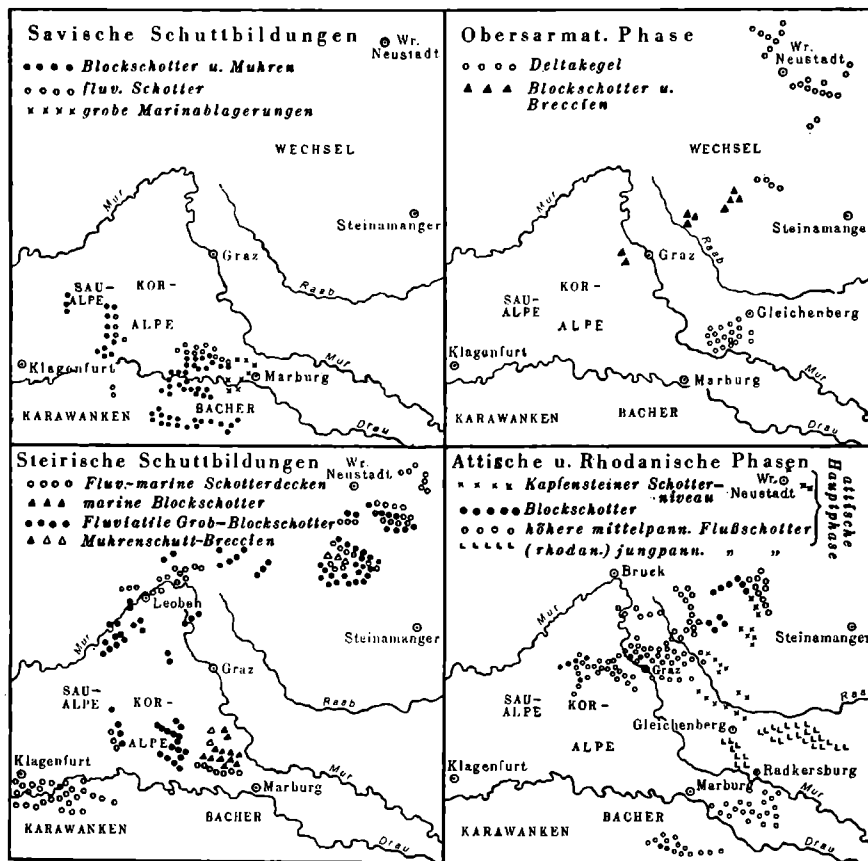


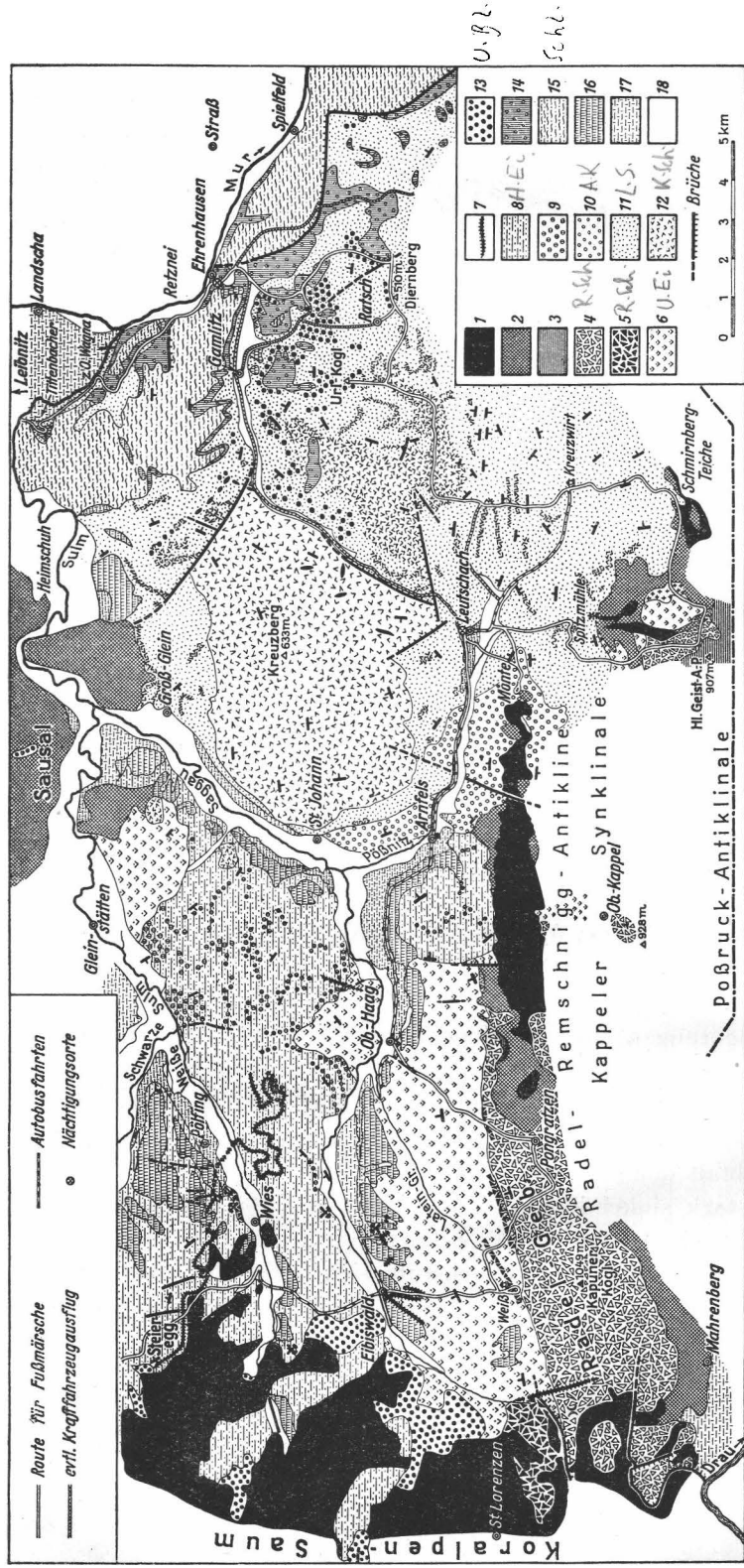
Abb. 4. Verbreitungsskizze der jungtertiären Schuttbildungen im steirischen Becken.

¹) Eine abweichende Altersdeutung dieser Schichten wird in (63) vertreten.

Südseite des Radelkammes (oberhalb von Mahrenberg a. d. Drau), hart an der Reichsgrenze, unter die altmiozänen Radelwildbachschotter hinab. Im Nordwestteil des Bachers und im anschließenden Draudurchbruch bei Saldenhofen a. d. Drau stecken Dazitmassen als prächtige Lakkolithe (121), bzw. als Gänge (137) noch innerhalb dieser Tertiärserie. Den vulkanischen Aufschüttungen folgte somit noch eine Intrusion dazitischer Magmen nach.

Wir können aus dieser Feststellung den Schluß ableiten, daß an der Wende von Oligozän und Miozän am Südostende der Zentralalpen und im unmittelbar anliegenden südalpinen Raum eine große Senkung eingetreten ist, welche den wohl hauptsächlich von Norden, aus den Zentralalpen, kommenden Schutt aufgenommen hat (Abb. 4). Bei der Mächtigkeit und der grobklastischen, z. T. blockschottrigen Beschaffenheit der Ablagerungen und bei ihrer Begleitung durch Dazitintrusionen und Extrusionen und schließlich bei der weithin übergreifenden Lagerung kann es keinem Zweifel unterliegen, daß ihre Entstehung mit einem kräftigen Aufleben tektonischer Bewegungen verknüpft war. Ich sehe hier die erste Teilphase des savischen Hauptzyklus zur Abbildung gebracht. Auf paläontologischem Wege läßt sich das Alter der Schichten — bei Vorhandensein nur spärlicher Pflanzenreste und schlecht erhaltener Konchylien — noch nicht bestimmen. Den Lagerungsverhältnissen nach ist es wahrscheinlich, daß es sich um tiefstes Miozän (127) handelt.

b) *Die Radel-Wildbachschotter* (Abb. 3—5). Im Südwestteil des steirischen Beckens (Abb. 5) lagert im Radel- und Poßbruckgebirge, meist dem Bereich der Reichsgrenze folgend, ein Komplex von Wildbachschottern (98), (127), (116), (61) teils dem Grundgebirge, teils den vorerwähnten „Schichten von St. Lorenzen“ auf. Der Radelschotter entspricht Ablagerungen von Wildbächen, gelegentlich mit Riesenablecken versehen (44), und Schuttbrekzien („Schutt von St. Anton“) (127), deren Ausbreitung auf Muren zurückgeführt werden kann. Der Radelschotter hat sich, wie Abb. 3 andeutet, an einem heute verborgenen Steilabfall der südlichen Koralpe angelagert, wobei auf örtlich besonders stark sinkendem Boden eine, an die 1000 m mächtige, kompakte Wildbachschotter- und Schuttalagerung entlang einer offenbar immer wieder belebten Bruchstufe sich aufgehäuft hat. Die Schaffung des Ablagerungsraums für den Radelschotter, der auch noch das Poßbruckgebirge überdeckt hatte, entspricht einer nördlichen Erweiterung der Randsenke am Südsäume der Koralpe. Das die Schuttmassen für diese liefernde Gebirge muß gleichzeitig in kräftiger Aufwölbung begriffen gewesen sein. Im Radelschotter prägt sich wahrscheinlich die Hauptphase der savischen Gebirgsbildung aus.



U. B. L.
S. K. L.

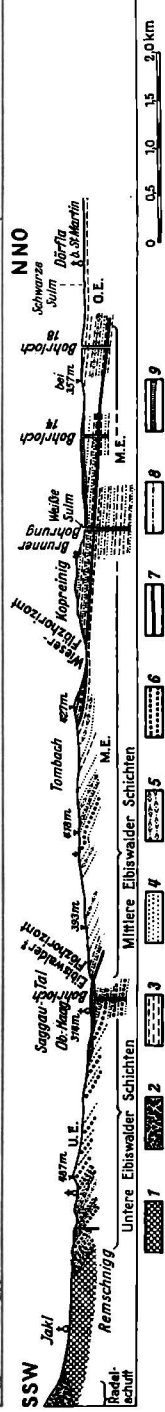


Abb. 5. Geologische Kartenskizze der südweststeirischen Teilbucht und Profil durch dieselbe.
 (Verkleinerte Wiedergabe aus: A. Winkler-Hermaden, „Geologischer Führer durch das Torf- und Vulkanland des steirischen Beckens“, Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin, 1940.)

c) *Die unteren Eibiswalder Schichten* (= E. Sch.). Dem Radel-
schotter lagert nordwärts ein breiterer Saum von mittelgroben Schichten
auf (Abb. 5), welcher aus einer vielfältigen Wechsellagerung von Sanden,
Schottern und untergeordnet sandigen Tonen besteht. An einer Stelle
(Stammeregg bei Eibiswald) (42) stellt sich eine schwache Flöz-
bildung ein. Dort, wo die Senkung am stärksten war, konnten auch hier wieder
sehr bedeutende Schichtmächtigkeiten, die 1500 m übersteigen, fest-
gelegt werden (127), (42). Die „unteren E. Sch.“ sind eine fluviatile
Bildung, die auf ständig sinkendem Boden von nicht allzu gefälls-
reichen Bächen, unter reichlicher Geröllzufuhr von der Korralpe her, auf-
geschüttet wurden, und nahezu ausschließlich aus altkristallinem Ab-
schwemmschutt bestehen. Ein über hundertfacher, aber recht unregel-
mäßiger Wechsel von Sand, tonigem Sand, Kies und faust-kopfgroßem
Schotter, letzterer mit sehr geringer Auslese des Geröllmaterials, kenn-
zeichnet diese, immer noch ziemlich ursprungsnahe Schutt-
ablagerung.

An der Basis der E. Sch., z. T. unmittelbar an der Grenze gegen
den Radelschotter, konnten drei, auf Kilometerlänge ausgedehnte
Züge von Murenschutt-
ablagerungen (Marmor- und Schieferbrekzien)

Legende zur Karte:

- | | |
|---------------|--|
| | 1 = Altkristallin |
| | 2 = Altpaläozoikum |
| | 3 = Trias und Oberkreide |
| | 4 = Radelwildbachschotter und Basisschichten |
| Altmiocän | 5 = Bergsturz- und Murenschutt in Radelschotter und unteren Eibiswalder Schichten |
| | 6 = Untere Eibiswalder Schichten (Grobschotter und Sande) |
| Älteres | 7 = Eibiswalder und Wieser Flöz-
zug |
| Mittelmiocän | 8 = Höhere Eibiswalder Schichten (Sande und Tegel) |
| | 9 = Kalkreiche Schotter in höheren Eibiswalder Schichten |
| | 10 = Arnfelser Konglomerate |
| Zwischenserie | 11 = Leutschacher Sande und Schlier |
| | 12 = Kreuzberg-
schotter (fluvio-marin) und Schotterbänke im Schlier |
| | 13 = Url-
er Blockschotter (fluvio-marin) und Schwanberger Schutt ¹⁾ |
| Torton | 14 = Nulliporenkonglomerate und Kalke (Leithaschichten) |
| | 15 = Mergel und Sande (z. T. Schlierfazies) |
| Quartär | 16 = Ältere quartäre Terrassen |
| | 17 = Niederterrasse |
| | 18 = Alluvium |

Legende zum Profil:

- | | |
|---|-----------------------------|
| 1 = Vortertiäres Grundgebirge | |
| 2 = Radelwildbachschotter | |
| 3 = Tone und sandige Tone | |
| 4 = Sande und feine Kiese | } der Eibiswalder Schichten |
| 5 = Grobe Kiese und Kleinschotter | |
| 6 = Grobschotter | |
| 7 = Hauptkohlenflöze | |
| 8 = Florianer Tegel und Sande (marin) (fehlt am Profil) | |
| 9 = Diluviale Terrassen | |
| U. E. Untere Eibiswalder Schichten | |
| M. E. Mittlere Eibiswalder Schichten | |
| O. E. Obere Eibiswalder Schichten | |

¹⁾ Schwanberger Schutt vermutlich schon zum Torton gehörig!

festgestellt werden, die auch große Bergschlipfshollen aus Schiefergesteinen und Bergsturzesblöcke aus kristallinem Kalk enthalten (127), (61). Vielleicht deuten sie das Aufleben einer 3. Teilphase der savischen Gebirgsbildung an, deren Abtragsschutt in den klastischen Bildungen der unteren E. Sch. zu sehen ist. Die unteren E. Sch. erstrecken sich von den Nordhängen des Radels ostwärts auf jene des Poßrucks. Sie enthalten dort reichlich Daziteinschlüsse, wodurch das schon tiefstmiozäne (vorburdigale) Alter der Ausbrüche auch für den Bereich des Draudurchbruchs bekräftigt wird.

Für das Alter der unteren E. Sch. liegen ebenfalls keine paläontologischen Belege vor. Ihre Lagerung unmittelbar unter „helvetischen“ höheren E. Sch. läßt für sie und auch für den Radelschotter ein etwa burdigales Alter annehmen.

d) Basale, marine Mergel und Sandsteine am Poßruck (Abb. 1). Die unteren E. Sch. von Hl. Geist am Poßruck vermitteln einen, allerdings nicht lückenlosen, seitlichen Übergang zu dem am Nordost- und Ostabfall des Poßrucks — bereits außerhalb der Reichsgrenzen — gelagerten Schichtkomplex der „basalen marinen Sandsteine und Mergel“. Ursprünglich für Süßwasserschichten gehalten, konnte später der marine Charakter (111) und das Vorhandensein einer miozänen Flyschfazies, mit charakteristischen Fließwulsten, Wurmgingen und Resten, Schalensplittern, Seeigelstacheln usw., erwiesen werden (124). Größere Gerölleinschlaltungen enthalten auch hier wieder Dazite.

Die „basalen marinen Sandsteine und Mergel“ kennzeichnen die untermiozäne (voraussichtlich burdigale) Transgression am sinkenden Südsaum der „oststeirischen Senke“. Der Hauptbereich dieses Meeres lag in der Meeresbucht zwischen Drau und Save, wo sich gleichzeitig untermiozäne, marine Mergel abgelagert haben (83). Trotz naher räumlicher Beziehungen zu den „unteren E. Sch.“ gehören die „basalen marinen Sandsteine“ einem, von diesen getrennten Bildungsraum an. Denn zwischen der weststeirischen tiefen Randsenke, in der sich Radelschotter und E. Sch. in großer Mächtigkeit aufgehäuft hatten, und der Meeresbucht am Ostsaum des Poßrucks, läßt sich eine Grundgebirgsschwelle im Raume zwischen Arnfels und Leutschach feststellen, an welcher von Westen und Osten her die tieferen Miozanschichten, bei weiterem Ausgreifen jüngerer gegenüber älteren Horizonten, auseinander anlagerten (Abb. 3). Die „basalen marinen Mergel und Sandsteine“ sind am Ostgehänge des Poßrucks steiler aufgerichtet.

e) Die mittleren Eibiswalder Schichten. Die unteren E. Sch. werden in der südweststeirischen Bucht von dem Komplex der „mittleren E. Sch.“ überdeckt (Abb. 5), die vorherrschend feinkörnig ausgebildet sind und die bekannten Einschaltungen wirtschaftlich bedeutungs-

voller Kohlenflöze (Glanzkohlen des Eibiswalder und des Wieser Reviers) enthalten. Als untere Begrenzung der „mittleren E. Sch.“ wird der Eibiswalder Flözzug, als obere der Wieser Flözzug angenommen (116), (42), (58)¹⁾.

Das Eibiswalder Flöz ist gegenwärtig praktisch schon ganz ausgebaut. Die berühmte Säugerfauna von Eibiswald, welche der sogenannten 1. (miozänen) Säugetierfauna des Wiener Beckens entspricht, wurde hauptsächlich in einem längst aufgelassenen Tagbau bei Schloß Eibiswald gewonnen. Eine Zusammenstellung der Fauna ist in (32) enthalten. Über dem Eibiswalder Flöze herrschen ein lebhafter Wechsel von Sanden und Tonen, höher oben überwiegend Sande, in der obersten Abteilung der an die 400 m mächtigen Schichtfolge wieder mächtigere Tonlager vor. In einiger Entfernung von der Koralpe schalten sich kalkgeröllreiche Schotter ein („Pitschgaukonglomerate“). Geröllbestand und gegen Norden zunehmende Geröllgröße sowie Schottermächtigkeit weisen übereinstimmend auf eine nördliche Herkunft, aus dem Bereich des Grazer Paläozoikums und der diesem aufliegenden Gosaulde der Kainach hin. Die mittleren E. Sch. greifen westwärts an der Koralpe (58), (116), ostwärts am Poßbruck und nordwärts im Untergrund des weststeirischen Beckens transgredierend vor, ohne daß sich dort größere Sedimente einstellen würden.

Es ist möglich, daß der flache Kalkschuttkegel der „Pitschgaukonglomerate“ die Abdämmung des die Kohlenlager von Wies zur Entstehung bringenden großen Moors am Ostsaum der Koralpe bedingt hat, so daß dieses in zeitweise auflandenden Altwasserseen an der Flanke eines, wohl größere Teile der östlichsten Zentralalpen entwässernden Flusses entstanden wäre.

f) *Die oberen Eibiswalder Schichten* (Abb. 5). Die Senkung am Ostsaum der Koralpe, welche die Aufstapelung mächtigerer mittlerer E. Sch. ermöglichte hatte, setzte sich auch in der Zeit der oberen E. Sch. fort. Durch Bohrungen ist deren Minimalmächtigkeit mit 250 m sichergestellt, beträgt aber wesentlich mehr. Das Wieser Flöz, welches als Grenzhorizont zwischen mittleren und oberen Eibiswalder Schichten angenommen werden kann, entspricht einem hochwertigen Glanzkohlenflöz mit reichlichem Kiesgehalt (seinerzeitige Verwertung zur Alaungewinnung!). Im

¹⁾ Entgegen der in (81) vertretenen Auffassung einer Identität von „Eibiswalder und Wieser Flözzug“ und einer Verdoppelung der Schichtfolge infolge eines Bruches, muß auf Grund der festgestellten Lagerungsverhältnisse (deutliches Einfallen der kalkschotterreichen, mittleren unter die oberen E. Sch.; festgestellte typische mittlere E. Sch. im Liegenden der oberen in der Bohrung von Brunn bei Wies) die Selbständigkeit beider Schichtkomplexe als gesichert angesehen werden (116), (42).

Liegenden und im Hangenden weist es Begleitflöze auf. Der Hauptsache nach kann eine autochthone Entstehung angenommen werden; nur in den obersten Partien deuten Quarzeinstreuungen, Lagen mit Fischschuppen, Flossenstacheln und Schneckenmündungsdeckeln eine Allochthonie an. Über der Kohle treten Unionen- und Ostracodenbänke auf. Schildkröten und Säugerreste sowie Fische wurden mehrfach in der Kohle und ihren Begleitschichten aufgesammelt. Bekannt ist auch die fossile Flora von Schönegg bei Wies (32). Dort, wo sich das Flöz dem Korralpenkristallin unmittelbar auflagert, sind Mächtigkeiten bis 5·8 m festgestellt worden; ostwärts nimmt diese, wobei sich in zunehmender Mächtigkeit Liegendschichten (= mittlere E. Sch.) zwischenschalten, auf 1 m und weniger ab.

Das Wieser Flöz konnte am Saume der epirogenetisch sinkenden Korralpe dort mächtiger aufwachsen, wo mit der Niederbiegung der Scholle das Pflanzenwachstum längere Zeit gleichen Schritt halten konnte. Am Grundgebirgssaum bei Steieregg waren diese Bedingungen offenbar auf einer vorher geschaffenen limnischen Strandplattform gegeben. In der Ostfeldverteilung des Reviers von Steieregg zeigt sich der Bestand einer, bis zu einigen 100 m breiten, aber auf 3000 m verfolgbaren „Strömungsrinne“ an (42), (116), in welcher während der Flözbildung schlammiges Material von der Küste durch das Moor verfrachtet wurde.

Die oberen E. Sch. sind über dem Flözzuge als feinkörnige Sedimente mit lebhaften Sedimentationsrhythmus, im höheren Teil der Schichtfolge als ebensolche mit größerem Rhythmus ausgebildet. Sie transgredieren am Saum der Korralpe und besonders im Untergrund der weststeirischen Bucht weit über die mittleren E. Sch. hinaus. Da die über dem Wieser Flöz gelagerte Schichtfolge in ihrer ganzen Mächtigkeit am Korralpensaum tektonisch aufgebogen ist und in die Luft ausstreicht, müssen große Teile dieses Gebirges von oberen E. Sch. bedeckt gewesen sein. Schon in der Zeit der mittleren E. Sch., noch ausgesprochener aber in jener der oberen, muß das Randgebirge weitgehend abgetragen gewesen sein.

f) *Alter der mittleren und oberen E. Sch.* Die Säugetierfauna weist durch das Auftreten höherspezialisierter Miozänformen (insbesondere *Dinotherium bavaricum*) darauf hin, daß in den Faunen des Eibiswalder und Wieser Flözuges kein altmiozäner, sondern bereits ein mittelmiozäner Horizont vorliegt (89), womit auch Landkonchylienreste in Einklang stehen. Die Lagerung der mittleren E. Sch. über mächtigen altmiozänen Schichtkomplexen bekräftigt das angenommene helvetische Alter der Ablagerung. Wenn in einer Kollektion der Leobner Hochschule auch ein Knochenrest, zugehörig zum untermiozänen *Brachyodus onoides* (?) aus dem Eibiswalder Revier (?) entdeckt werden konnte (85), so steht dies mit obiger Alterdeutung in keinem Widerspruch. Denn das Flöz von Eibiswald wird als beiläufiger Grenzhorizont zwischen den ins Untermiozän gestellten unteren und den „helvetischen“ höheren E. Sch. angesehen.

g) *Tektonik des Altmiozäns in Südweststeiermark.* Der Radelkamm und anschließend jener des Remmschnigg bildet die Achse einer jungen Antiklinale (Abb. 3 und 5), deren Kern über dem Kristallin und paläozoischem Grundgebirge von den „Schichten von St. Lorenzen“ und „Radel-schotter“ gebildet wird, über welche sich an der Nordflanke, mit noch sehr beträchtlichen Neigungen, die unteren E. Sch. und darüber, sich ausflachend, die höheren E. Sch. auflegen. Ostwärts setzt sich die Radel-Remmschnigg-Antiklinale in Schlier-falten der Windischen Büheln bis über die Reichsgrenze hinaus fort. Im Westen heben sich die E. Sch., im Südteil der weststeirischen Bucht, am Koralpensaum tektonisch aus. Kleinere, NNW-streichende Verwürfe durchsetzen das Wieser Revier.

h) *Die oberen E. Sch. im Köflach-Voitsberger Kohlenrevier* (Abb. 6). Die oberen E. Sch. versinken an der weißen Sulm zwischen Schwanberg und Gleinstätten unter auflagernde marin-brackische „Florianer Tegel“ hinab, die sie nach neueren Feststellungen (135) diskordant überdecken. In dem breiten Raum der Nordhälfte der weststeirischen Bucht, zwischen den Flüssen Sulm und Kainach, verhüllen diese jüngeren Ablagerungen fast zur Gänze die oberen E. Sch. Wahrscheinlich hat aber die 400 m tiefe Bohrung von Mooskirchen im Kainachtale zum guten Teil obere E. Sch. durchsunken. Die versenkten Süßwasserschichten des Hauptbeckens treten in der Teilbucht von Voitsberg-Köflach wieder an



Abb. 6. Schnitt durch die Fiberstein-Lankowitzer Kohlenmulde des Köflacher Reviers.

Schwarz = Liegendes Fibersteiner Flöz, mittleres Sebastianiflöz, hangendes Pendflöz, Hell-dunkelgraue Tönung = Tegelig-sandige Begleitschichten der Flöze, Ringelchen = Basisschotter, darunter das Grundgebirge.
(Reproduktion nach einer von Herrn Marksheider Ing. Andreas Hofer angefertigten, im Landesmuseum Graz zur Schau gestellten farbigen Darstellung.)

den Tag, wo ihr Aufbau infolge des Erscheinens der bedeutendsten Braunkohlenlager der Ostmark genau bekannt geworden ist (81), (188), (109), (257).

Das Köflacher Kohlenmiozän lagert in einer großen Mulde zwischen der Oberkreide (Gosau) der Kainach im Norden und Nordwesten, dem z. T. von paläozoischen halbkristallinen Kalken und Dolomiten flankierten Abfall des Stubalpen-Kristallins im Westen und Süden, während es gegen Osten (SO), im Anknüpfungsbereich an das weststeirische Hauptbecken, unter jüngeren (pannonischen) Schottern versinkt. Die nach Bohrungen bis 300 m Tiefe mit Miozänschichten erfüllte große Mulde wird durch aufragende paläozoische Schollen in Teilmulden zerlegt (Piberstein-Lankowitz (Abb. 6), Pichling, Gradner Bach-Karlschacht, Schaflos-Rosental, Hödlgrube, Piber-Zangtal-Oberdorf). Die kohleführende Schichtfolge im Köflacher Revier ist wesentlich anders, als jene im Südteil der weststeirischen Bucht ausgebildet. Über dem Grundgebirge lagert hier meist unmittelbar ein mächtiger Liegendflözzug (= Pibersteiner Flöz), von 20 m Mächtigkeit bis auf wenige Meter absinkend, durch Zwischenmittel vielfach in Teilbänke gegliedert; dann eine 40 bis 140 m mächtige Zwischenfolge, aus blaugrauen, fetten oder feinsandigen Tönen und glimmerreichen Sanden bestehend, teilweise mit einem eingeschalteten mittleren Flözzug (= Sebastianiflöz); darüber schließlich das Hangendflöz von 12 bis 50 m Mächtigkeit (= Pendflöz). Über dem Liegendflöz tritt auch Süßwasserkalk auf (81).

Die Kohle des Köflacher Reviers ist im Gegensatz zu jener des Eibiswalder-Wieser nur schwach inkohlt. Sie ist als typische schiefrige „Weichbraunkohle“ mit größerer oder geringerer Beteiligung von Moorkohle und Lignit am Aufbau zu bezeichnen (188). Liegende Baumstämme, darunter solche gewaltiger Dimensionen, sind insbesondere im Tagbau Zangtal ober dem Flöz sichtbar; aufrechte Baumstämme dort und in oberen Teilen des Pendflöztes häufig. Der tiefere Teil der Flöze, mit reichlichen Zwischenmitteln, kann als allochthon, der obere aber als autochthon angesehen werden. Am Aufbau nimmt *Taxodioxyton sequoianum* wesentlichen Anteil. Das Pibersteiner Flöz (in der Piberstein-Lankowitzer Teilmulde) erweist sich als eine ausgesprochene Randbildung, welche (Abb. 6) gegen das Innere des Beckens aufblättert und dann ganz auskeilt. Ein ähnliches rasches An- und Abschwollen der Flözmächtigkeit und eine starke Verzahnung mit Sedimenten beherrscht auch die übrigen Teilreviere.

Die Bildungsverhältnisse der Kohle in dem Köflacher Revier sind wesentlich verschieden von jenen in den meisten übrigen miozänen Braunkohlenlagern der Ostmark. Der Unterschied besteht nicht nur in der geringen Inkohlung und in dem Reichtum an gut erhaltenen Baumstämmen, sondern vor allem in der örtlichen Begrenzung der einzelnen Teilmulden und in der Unbeständigkeit und dem raschen An- und Abschwollen der Flöze. Es fällt auf, daß weitaus der größte Teil der Kohlenmulden des Reviers im Bereiche der paläozoischen Kalke und Dolomite zur Ausbildung gelangte, und, daß die Kohle, trotz auch späterer tektonischer Einmuldung, schon in primären Hohlformen entstanden ist (102a).

Da sich an der Basis der Flöze im Kalk Karsthohlformen zeigen, entsteht die Frage, ob die Flözbildung nicht zuerst in Karstmulden (Poljen) ihren Anfang genommen hat. Aus der Tatsache, daß sich im Köflacher Miozän keine Geröllbildungen von den heute großteils umrandenden Kalkbergen erkennen lassen und selbst an der Basis der Schichtfolge, knapp über dem Kalk, sandig-glimmrige Sedimente einstellen, muß gefolgert werden, daß die Kalkberge der Köflacher Umgebung keine orographische Aufragung, sondern offenbar Depressionen in der am Beginne der miozänen Sedimentation noch in flachen Wellen aufragenden kristallinen und Gosaumrahmung gebildet haben. Im großen stellen die produktiven Ablagerungen eine tektonische Mulde dar, mit mehr oder minder starker Aufrichtung der Schichten an ihren Rändern. Das Ausstreichen der letzteren am heutigen Beckensaum (mit Ausnahme der tieferen Teile) erweist, daß die ursprüngliche Ausbreitung der Ablagerung eine größere gewesen ist und weitere Teile der Randgebirge darunter begraben lagen. Die bedeutende Abnahme im Neigungswinkel zwischen tieferen und höheren Schichten innerhalb der kleinen, produktiven, ovalen Kohlenmulden im Kalkbereich (Rosental, Hödlgrube usw.) weist auf, mit der Auffüllung gleichzeitige Einmuldungsvorgänge hin, wobei außer tektonischer Einbiegung (102a) auch Setzungsvorgänge und Lösungserscheinungen im Kalkuntergrund eine Rolle gespielt haben mögen.

Das Flözbild im Köflacher Revier erscheint offensichtlich durch Auftreten der Kohle auf einer besonders stabilen Scholle der östlichen Zentralalpen bedingt. Bei sehr langsamer Senkung auf einem nur mit sehr schwachem Relief versehenen Boden konnte das organische Wachstum der Moore mit der allmählichen Niederbiegung und mit der feinklastischen Einschwemmung mehr oder minder Schritt halten. Es liegen hier ähnliche Verhältnisse vor, wie am Nordsaum der mitteldeutschen Scholle zur Zeit der tertiären Braunkohlenbildungen!

Die helvetischen, kohleführenden Ablagerungen setzen sich an der Nordflanke der weststeirischen Bucht über die kleine Mulde von St. Bartholomä im Liebochtal zu der durch ihre reiche, im Süßwasserkalk auftretende Konchylienfauna bekannten Ablagerung von Rein bei Gratwein fort (81), (23). Letztere ist mit mindestens 200 m mächtigen Schichten aufgefüllt.

k) Die Transgression des älteren „Schliermeeres“ am Poßbruck (Abb. 7). Am Ost-, Nordost- und teilweise auch am Nordsaum des Poßbruckgebirges greifen über die untermiozänen „unteren E. Sch.“, über die ihnen mutmaßlich gleichaltrigen „basalen marinen Sandsteine und Mergel“ und auch direkt über das kristallin-paläozoische Grundgebirge marine Schlierablagerungen über. Sie leiten eine etwa 2000 m mächtige Schlierfolge in den Windischen Büheln ein, die sich in Teilerien gliedern läßt. Der hier zunächst zu besprechende „tiefste Schlier“ wird im Hangenden durch die Arnfelder Konglomerate begrenzt. Verschiedentlich greifen feine mergelige Schichten, ohne jegliche gröbere Zwischenschaltung, auf den Untergrund über; anderwärts wiederum schalten sich feinkörnige, quarzreiche Konglomerate, die zu Mühlsteinen gebrochen werden, dazwischen ein. Nordöstlich von Hl. Geist a. P. lagert in fast 700 m Seehöhe ein solches, Balanenreste führendes Transgressionskonglomerat des Schliers und ein ähnliches, allerdings fossilfreies, am

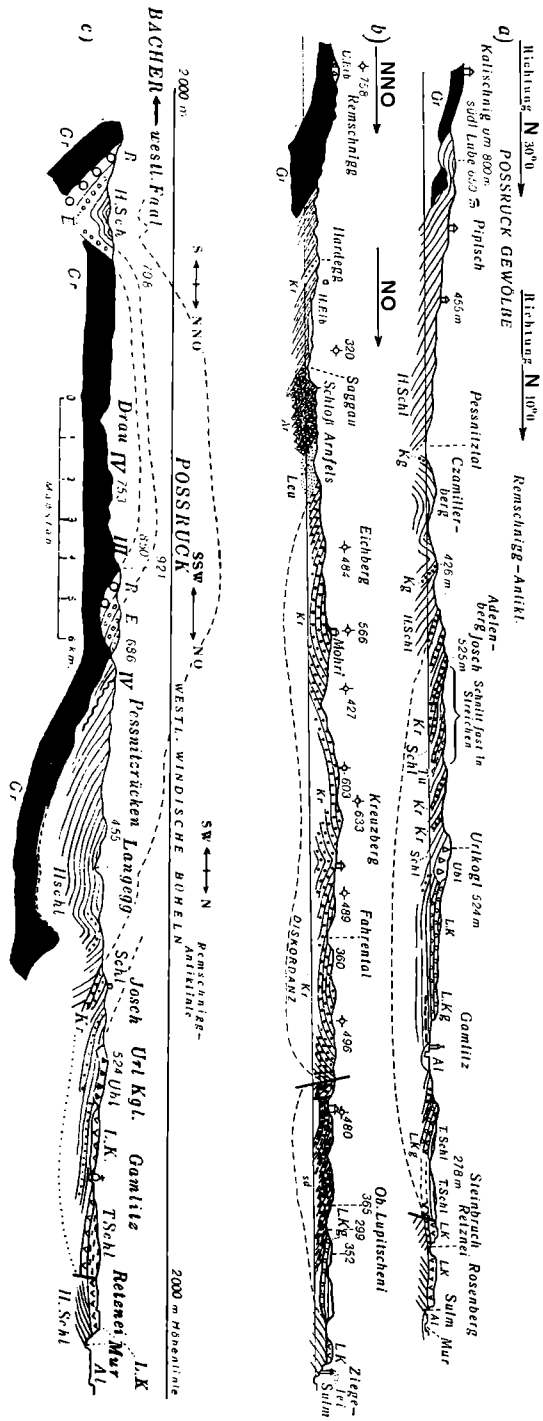


Abb. 7.
 (Verkleinerte Wiedergabe aus „Geolog. Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des steirischen Beckens“,
 Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin, 1939, Taf. II und Textfig. 4.)

- | | | | | | |
|----------|---|---|----------|---|--|
| Gr | = | Vortertiäres Grundgebirge | Kr | = | Kreuzbergschotter |
| R | = | Radelwildbachschotter | Schl | = | Schlier der Kreuzbergserie (Zwischenserie) |
| E | = | Untere Elbtschwälder Schichten | Sd | = | Obere sandige Abteiling der Kreuzbergserie |
| H. Elb. | = | Höhere Elbtschwälder Schichten, mit Konglomeratlagen (Kr) | Tu. | = | Tuffeinschaltung |
| Ar | = | Arnufelder Konglomerate | L. K. | = | Leithakalk |
| Leu | = | Leutschacher Sande | L. Kg. | = | Leithakonglomerat |
| H. Schl. | = | Helvetischer Schlier | T. Schl. | = | Tortonischer „Schlier“ |
| Kg | = | Konglomeratlagen im helvetischen Schlier | Al | = | Alluvium |

Montehügel bei Leutschach, im Liegenden der Arnfelser Konglomeratserie, dem Grundgebirge auf (133), (136).

Der Schlier der Windischen Büheln, und zwar nicht nur der hier besprochene tiefste, sondern auch dessen mächtigere folgende Abteilung, erscheint an dem jungen Faltengebirge steiler aufgerichtet. Die Schlierabsätze hatten die Poßbruckantiklinale in bedeutenden Mächtigkeiten vollkommen überdeckt. Wir finden sie an der Südflanke derselben, in der Muldenzone Faal-St. Lorenzen — zwischen Bacher und Poßbruck — als steileintauchende Einfaltung wieder. Geröllschichten vom Bachergranit bilden an dem zum Bachergebirge aufsteigenden Südschenkel die Basis des fossilführenden Schliers. An der Ostflanke des Poßbrucks wurden in tiefen Lagen des Schliers in größerer Ausdehnung (Wienerberg bei Marburg a. d. Drau) eigentümliche, feste, hellgraue, muscheligg-brechende „Tongesteine“ festgestellt, die wahrscheinlich als Tuffite anzusprechen sind und vermutlich einem nördlichen Vorposten des mittelmiozänen Vulkanismus der Savefalten ihre Entstehung verdanken (111).

Aus dem mitgeteilten Tatsachenbefund erhalten wir das Bild einer Transgression des mittelmiozänen Meeres am Saum des oststeirischen Beckens, welche in die helvetische Stufe verlegt werden kann. Westwärts fand dieses Übergreifen zunächst an der alten Schwelle zwischen ost- und weststeirischem Becken („mittelsteirische Schwelle“) eine Begrenzung. Jenseits dieser lagerten sich im weststeirischen Becken mittlere und an der Koralpe weiter ausgreifende obere E. Sch. mächtiger auf. Es ist wahrscheinlich, daß die marine Transgression des unteren Schliers am Südsaum des oststeirischen Beckens mit dem weiten Vorgreifen der Süßwasserseen der oberen E. Sch. im weststeirischen (Wieser-Köflacher Revier) zeitlich zusammenfällt.

3. Der mittel-obermiozäne Hauptzyklus der steirischen Gebirgsbildung. (Siehe Tab. auf S. 318.)

A. Seine Auswirkungen im steirischen Becken (Abb. 4, 5 und 7).

a) *Die Arnfelser Konglomerate* (116), (136) (Abb. 7, Profil b.) Über der Schwelle zwischen ost- und weststeirischem Becken lagert im Raume zwischen St. Johann im Saggautale—Arnfels und Leutschach ein bis über 500 m mächtiger Komplex konglomeratischer Molasse teils dem Grundgebirge, teils oberen E. Sch. auf. Das Bild ist durch einen vielfachen, sehr regelmäßigen Wechsel von mittelkörnigen (durchschnittlich nuß-kindesfaustgroßen) kalkreichen, gut zementierten Geröllagen mit festen sandigen

Schichtgliederung des Jungtertiärs an der Ostabdachung der Zentralalpen

Stufe	Unterstufe u. Horizont (Facies)	Steirisches Becken	Nordostsporn der Zentralalpen und Umrahmung	Inneralpine Tertiärbecken	Vulkanismus und Gebirgsbildung
Ober- Eoantennische (rumänische)	—	Terrassenlehme und Schotter im Bereich von Mur, Raab und Nebenflüssen. Kieseisinter v. Khofidisch	Terrassenschotter d. Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte	—	Jüngere Hebungsphasen
Mittel-	—	Hochgelegene Terrassenlehme, bes. an oststeirischen Vulkanbergen	—	—	—
Unter-	obere	Silberbergschotter, oststeirisch-westungar. Basalte, Sande u. Tegel des „Oberpannonns“	„Paludinontegelsande“ des Wiener Beckensnaums	—	rhodan. Ph. Basaltorrupt.
	mittl.	Taborer Schotter Lignite von Henndorf Stegersbacher Sch. m. Cong. subglobosa-hemiptyche, Lignite v. Ilz Kapfensteiner Schotter	Lignite von Zillingdorf Cong. subglobosa Sch. Delta des Fölik	—	(?)
Oberes	untere	Melanopaisande Congerien — Ostracoden — Cardientegelmangel Übergangsschichten	Cong. ornithopsis Sch. C. banatica Mergel v. Pinkafeld Übergangsschott. v. Ödenburg	—	attische Ph.
	höhere	Obersarmat. Oolithe, Sande, Mergel u. Lignite v. Feldbach Mittelsarm. Mergel u. Feinsande Carinthisches Delta	Triestingdeltaschotter mit Nubecularia	—	attische Vorph.
Unteres	tiere	Untersarmatische Cardien-Ervillentegelmergel	Kalke m. Cerith. mediterran. Fischrestmergel v. Walbersdorf	—	(?)

P l i o c ä n

M i o c è n		M i t t e l -			
Oberes	Torton	Mittl. u. obere Leithakalke, Sande und Mergel, Cinnamonum-Sdst. v. Wildon, Sande v. Spielfeld Ob. Schlier	Pforte: Leithakalk Schlier v. Walbersdorf Mattersburger Marine-schotter	Landseer Bucht: Marinsande u. Tegel v. Pinkfeld Tauchener Schichten (Schotter, Sande, Leithakalke) Lignite v. Tauchen	Pinkfelder Bucht: Marinsande u. Tegel v. Pinkfeld Tauchener Schichten (Schotter, Sande, Leithakalke) Lignite v. Tauchen
Unteres		Unt. Leithakalke Florian- u. Leithakonglomerate, Sande Gamitzler Flöz <i>Gamitzler Flöz</i>	Marine Hangend-sande und Schotter, Brennbberger Block-schotter	Ritzinger Sande Basaler Kalk Lignite von Ritzing	
mittleres	Zwischen-serie	Urer Blockschotter Kreuzberg-schotter <i>Aufschotter</i>	Mittl. Schlier	Simmersdorfer Hangendschotter (marin ?) Simmersdorfer Konglomerate	3 steirische Nachph. Quarz-trachyt (?)
Oberes	Helvet	Leutschacher Arnfelder Kongl. des 570 m <i>Leutschacher Arnfelder Kongl. des 570 m</i>	Obere } Auwald-schotter Untere }	Krumbacher Schichten Mönichkirchner Blockschotter mit Zöberner Breccie	2 steir. Hauptph. Ob. marin-limn. prod. Schichtfolge d. Lavantals mit Schottern Zaatenitz Kongl. (?) steirische Vorph.
Unteres		Obere Eibiswalder Sch. (Köflacher Sch.) Wieser Flöz Mittl. Eibiswalder Sch. Eibiswalder Flöz 471 m	Horizont der "Lignite von Pitten"	prod. Süßwassersch. der norischen Senke (Leoben, Fohnsdorf, Parsching, Görtschach, St. Kathrein)	Kosentbacher Kohle-schicht (?) u. limn-mar. Schichten d. Klagenfurter Beckens
Oberes	Burdigal	Untere Eibiswalder Basale marin ^c Schichten mit Stammeberger Flöz u. Mergel Bergsturzbrekzien am Radel	—	Molasse des Ennstals und Turnauer Basisschotter	1 Savische Nachph. 2 Savische Hauptph. (?) Dazitintrus.
Unteres	Aquitain	Redelwildbachschotter und Schuttbrekzien v. St. Anton	—	—	1 Savische Vorph. Dazit-sionen
unters		Dazit-lakolithische Schichten von St. Lorenzen m. Dazit-tuffen	—	—	—

Tonen (tonigen Sandsteinen) gegeben. Zyklische Schichtgliederung ist deutlich ausgeprägt. Unter den Geröllen herrschen paläozoische Kalke und Dolomite und andere, auf das Grazer Paläozoikum zu beziehende Gesteine (Diabase, Tuffe, Phyllite usw.) vor, wozu Kreide- und Eozän-gerölle, Sandstein- und Konglomerateinschlüsse von tertiärem Aussehen (E. Sch.?) kommen, während altkristallines Material auffällig zurücktritt. Dies ist um so bemerkenswerter, als die kristalline Koralpe dem Ablagerungsgebiet wesentlich näher liegt, als das Grazer Paläozoikum. Wahrscheinlich lag erstere zur Bildungszeit der Arnfelser Schotter noch teilweise unter einer verhüllenden Decke höherer E. Sch. begraben.

Während die Arnfelser Molasse westwärts den (mittleren) E. Sch. des weststeirischen Beckens wahrscheinlich diskordant auflagert, geht sie ostwärts in die „mittlere“ Abteilung des „Schliers“ (Schliersande und Mergel) der Windischen Büheln über. Sie ist sonach ein großer Schuttkegel, der sich in das schon geraume Zeit vorher von Osten her transgredierte und weiterhin persistierende Schliermeer vorgebaut hat. Auf Grund der Geröllzusammensetzung ist in den Arnfelser Konglomeraten das Mündungsgebiet eines aus dem damals schon in Zertalung begriffenen und gegenüber dem heutigen noch ausgedehnterem Mittelgebirge des Grazer Paläozoikums herabkommenden Flusses zu sehen. Er hat Zuflüsse aus dem Kreidegebiet der Kainach, in geringem Ausmaß wohl auch aus den kristallinen Randbergen erhalten. Es wäre nicht ausgeschlossen, daß seine Wurzeln bis nach Obersteiermark zurückgereicht haben. In tektonischer Hinsicht kann das plötzliche Einsetzen mächtigerer, gröberer Geröllförderung, die vermutlich diskordant ihrer Unterlage aufrucht, auf das Aufleben orogenetischer Kräfte in einer „Vorphase“ der „steirischen Gebirgsbildung“ zurückgeführt werden (135).

b) *Die Leutschacher Sande und die Hauptmasse des Schliers* (Abb. 5 und 7). Die Arnfelser Konglomerate werden zwischen Leutschach und Arnfels von Sanden bedeckt, die nur vereinzelt Gerölleinschlaltungen aufweisen und sich durch marine Versteinerungen als Meeresablagerungen erweisen. Auch sie gehen ostwärts unmerklich in Schlierbildungen über. Die Hauptmasse des Schliers der Windischen Büheln kann als ihr Äquivalent und als jenes der unterlagernden Arnfelser Konglomerate angesehen werden. Der herrschende Gesteinstypus sind Mergel, z. T. bituminös, sehr arm an makroskopischen Versteinerungen, reich dagegen an Foraminiferen (54). Sie enthalten Zwischenschaltungen von Sandsteinen mit Wülsten und Wurmsspuren. Die Gesamtmächtigkeit dieses älteren Schliers übersteigt 1500 m (133).

Die in den Windischen Büheln zur großen Einmündung zwischen Poßruck und Sausal einsinkenden Schlierschichten tauchen aus ihrer diskordanten tortonischen Schichtbedeckung am Südsaum des letzteren Schiefergebirges

wieder auf. Sie haben aber auch noch die antiklinale Wölbung des Sausals überdeckt, da jenseits desselben, an der Nordflanke des Kainberges (nördlich von Leibnitz), vom Grundgebirge abfallende Schliermergel festgestellt wurden (136 b).

Die Ablagerungszeit der Hauptmasse des Schliers entspricht der Fortsetzung der Meeresüberflutung des „untersten Schliers“ in dem stark niedergebogenen oststeirischen Becken, die nunmehr randlich auch in die weststeirische Bucht übergriff.

c) Die Kreuzbergsschotter und der mittlere Schlier (Abb. 5 u. 7). Das im Kreuzberge (633 m) kulminierende Hügelland zwischen unterer Sulm, unterer Saggau und Peßnitz in Südsteiermark wird der Hauptsache nach von einem mächtigen Schutt- und Deltakegel aufgebaut, der, wie eingeschlossene Austern, Turritellen, Balanen usw. beweisen, teilweise schon in der Strandzone des Meeres zur Ablagerung gekommen ist. Auch dieser Komplex geht im Raume zwischen Leutschach und Spielfeld a. d. Mur schrittweise in Schliersande und Mergel über (133).

Seine Selbständigkeit gegenüber den „Arnfelder Konglomeraten“ und „Leutschacher Sanden“ ergibt sich aus der bedeutenden Vergrößerung des Geröllmaterials (Blockeinschlüsse bis 1 m Durchmesser!) gegenüber ersteren, aus dem Auftreten häufiger, mariner, einer Strandzone angepaßter Versteinerungen in vielen Schotterlagen, aus der grundlegenden Änderung in der Geröllzusammensetzung (reichliche Beteiligung kristallinen Korallenmaterials, nebst solchem aus dem Grazer Paläozoikum), aus dem Mangel einer deutlichen zyklischen Schichtgliederung, bei stärkerer Durchmischung von Sand und Schotter im Sedimentaufbau, und schließlich aus einer Winkeldiskordanz zwischen Kreuzberg-oberer Schliereserie einerseits und der Hauptmasse des Schliers andererseits.

Die Herkunft des Geröllmaterials der Kreuzbergsschotter aus nördlicher und westlicher Richtung wird nicht nur durch den Geröllbestand, sondern auch durch die Zunahme der Geröllgröße nach diesen Richtungen hin erwiesen. Westlich der unteren Saggau füllen Riesenblockschotter tiefe Erosionsrinnen in den mittleren E. Sch. auf (Birkkogel bei Radiga und Burgstall) (133).

In den oberen Lagen des geröllführenden Schliers finden sich auf dem wasserscheidenden Kamm der Windischen Büheln, südlich des Urkogels, biotitreiche Einschaltungen, die auf tuffitische Beimengung zurückgeführt werden können. Sie deuten auf eine Fortdauer der Ausbrüche auch noch in dieser Teilphase im Eruptivgebiet der Savefalten an.

Schon die Diskordanz an der Basis der Kreuzbergserie, dann aber auch der grobklastische, z. T. wildbachartige Charakter der Schuttbildungen, weisen auf einen orogenetisch belebten Zeitraum unmittelbar vor und vielleicht auch noch während ihrer Bildung hin. Hier dürfte die Hauptphase der steirischen Gebirgsbildung einzuordnen sein.

Der Urler Blockschutt. Eine dritte Teilphase der „steirischen Gebirgsbildung“ führte im Meeresbereich der südlichen Steiermark zur Ausbildung eingeschnittener breiter Rinnen, von denen die größte im Raume südlich des Gamlitztales (Urkogel-Steinberg) festgelegt wurde.

Es kam zu zeitweilig völliger Trockenlegung des Meeresbereiches. Die Rinnen wurden hernach wieder mit grobem kristallinem und mit Kalkschotter zugefüllt, der in seinem östlichen Teil Meeresversteinerungen enthält (44). Noch weiter östlich gehen die Schotter in geröllführende Marinsande über. Die Entstehung des Urlers Schuttes entspricht nur einer Teilphase aus der großen mittelmiozänen Vorschüttung von Schutt- und Deltakegeln in das Schliermeer hinein, und zwar der jüngsten, die durch vorangehende Erosionen und durch weiteres Vordringen der Schuttkegel gekennzeichnet ist. Hier bildet sich wohl eine Nachphase der „steirischen“ Orogenese ab.

d) Alter der Schlier- und Konglomerat-Schotterfolgen. Der tiefere Schlier wird den oberen E. Sch. gleichgestellt und wie diese in die helvetische Stufe, und zwar in deren tieferen oder mittleren Teil eingereiht. Die „Hauptmasse des Schliers“, mitsamt den „Arnfelder Konglomeraten“, kann nach Lagerung und auch nach dem Bestimmungsergebnis einer Schlierfauna aus dem jugoslawischen Anteil der Windischen Büheln¹⁾ in die helvetische Stufe (75), und zwar voraussichtlich in deren höheren Teil eingeordnet werden. Die Kreuzbergeschotter (Urlers Blockschutt) werden mitsamt den äquivalenten Schlierlagen als Übergangsbildungen zum Torton, das ihnen unmittelbar aufliegt, anzusehen sein.

Tektonik des älteren und mittleren Miozäns (Abb. 5, 7 und 8). Der südliche Abschluß des steirischen Beckens wird durch ein junges Antiklinalsystem gebildet, mit dem Poßruckgewölbe als südlichem Hauptelement, mit der vorgelagerten Radel-Remsnigg-Antiklinale, und mit einem nördlichen Abschluß durch die Wölbung des Sausalgebirges. Dazwischen schalten sich die Kappeler-Synklinale (zwischen Poßruck und Remsnigg) und die breite Gamlitzmulde (zwischen Remsnigg und Sausal) ein. Aus letzterer hebt sich im Raume südlich von Leibnitz noch eine Teilantiklinale von Schlierschichten heraus. Über diesen Faltenbau, an welchem die Hauptmasse des Schliers noch vollen Anteil nimmt, greifen die Kreuzbergeschotter (und der mittlere Schlier) mit einer tieferen Diskordanz (Windische Büheln!), die tortonischen Schichten aber mit einer höheren Diskordanz, teils über Schliermergel (Wagna-Retznei), teils über Kreuzbergeschotter (Gamlitz-NW) über. Jedenfalls sind die Grundzüge des Faltenbaues im Südtail des steirischen Beckens schon in der steirischen Orogenese des Mittelmiozäns (3 Teilphasen!) grundlegend geschaffen worden. Ihre Weiterbildung ist aber noch in jungmiozäner und pliozäner Zeit erfolgt. Die etwa 2000 m mächtigen Sedimente des Schliers und dessen schottrig-konglomeratischer küstennaher

¹⁾ Leider ist die genaue stratigraphische Position der Schlierfaunenfundstellen noch nicht sichergestellt.

Äquivalente sind in ihrer Gesamtheit als die sedimentäre Abbildung größerer tektonischer Umformungen in den kristallinen und paläozoischen Randgebirgen während der steirischen Orogenese anzusehen.

e) *Die tortonischen Schichten des höheren Mittelmiozäns* (Abb. 8). (133), (136). In der Zeit des Torton dringt die 3. jungtertiäre Transgression im steirischen Becken vor. Sie bedingt eine bedeutende Erweiterung des Meeresbereiches, besonders in nördlicher und nordöstlicher Richtung. Nordwärts greift das Meer bis in die Nähe des heutigen „Beckenrandes“ zwischen Graz und Hartberg, aber noch nicht ganz bis an denselben vor. Nordwestwärts reichen die marin-brackischen „Florianer Schichten“ bis an den kristallinen Beckensaum zwischen Deutschlandsberg und Stainz¹⁾; ostwärts greift das Torton an der Schieferinsel östlich von Gleichenberg über; nordostwärts reichen in der Friedberg-Pinkfelder Bucht die Marinabsätze sogar an den Nordostsporn der Zentralalpen heran. Die Zeit des Torton bedeutet somit eine große Erweiterung des Senkungsraumes im steirischen Becken. Das Sausalschiefergebirge ragte zu Beginn des Torton als größere Insel aus dem Meere auf, wurde aber dann zusehends mit Sedimenten eingehüllt. Schieferschuttbrekzien (Seggauberg bei Leibnitz) (Abb. 8a) und solche mit Roterde vermischt (Westflanke des Sausals, letztere unter der Auflagerung der Florianer Schichten und sich mit diesen verzahnend), beweisen die Abfuhr von Gehängeschutt am Inselgebirge.

Die Schichtfolge zeigt, besonders in der Umrahmung des Sausals starke fazielle Unterschiede, läßt sich aber im großen und ganzen folgend gliedern:

a) Basale marine Leithaschotter, Konglomerate und Sandsteine, von der Höhe der Windischen Büheln bis an den Sausal verfolgbar. Überwiegend gut ausgelesene, quarzreiche Schotter mit Austern, Pecten, Balanen, reicher Foraminiferen- und Bryozoenfauna, wahrscheinlich hauptsächlich aus der Aufarbeitung älterer Miozänschichten hervorgegangen.

b) Untere Leithakalke (Nulliporenkalke des Steinberg-Platschzuges in den Windischen Büheln, jene von Spielfeld-Ehrenhausen-Gamlitz; Riffzone Retznei-Frauenberg bei Leibnitz; Kalkriffe an der Nord-, Süd- und Ostflanke des Sausals). (68), (69), (106). Örtlich sehr wechselnde Riffmächtigkeiten. In den großen Kalkbrüchen bei Retznei (Leibnitz S.) erscheinen gewachsene korallenreiche Riffkalke, aus deren Zerstörung die feinkörnigen, als Werksteine sehr geschätzten „Afenzer Steine“ hervorgegangen sind (Abb. 8b). Sie lagern sich auf weitere Erstreckung der Riffflanke an und wurden schon von den Römern in unterirdischen Steinbrüchen gewonnen. Ein prächtiges Korallriff bildet unmittelbar südlich von Leibnitz ein Saumriff vor der Sausalinsel (213), (136).

c) Marine Mergelzone (z. T. schlierartig=oberer Schlier) (Spielfeld, Gamlitz-Leibnitz). Gebiet an der Ostflanke des Sausals, Hauptmasse des „Florianer Tegels“

¹⁾ Die enge Zugehörigkeit der „Florianer Schichten“ zum Torton ergab sich aus neuen Untersuchungen (136a).

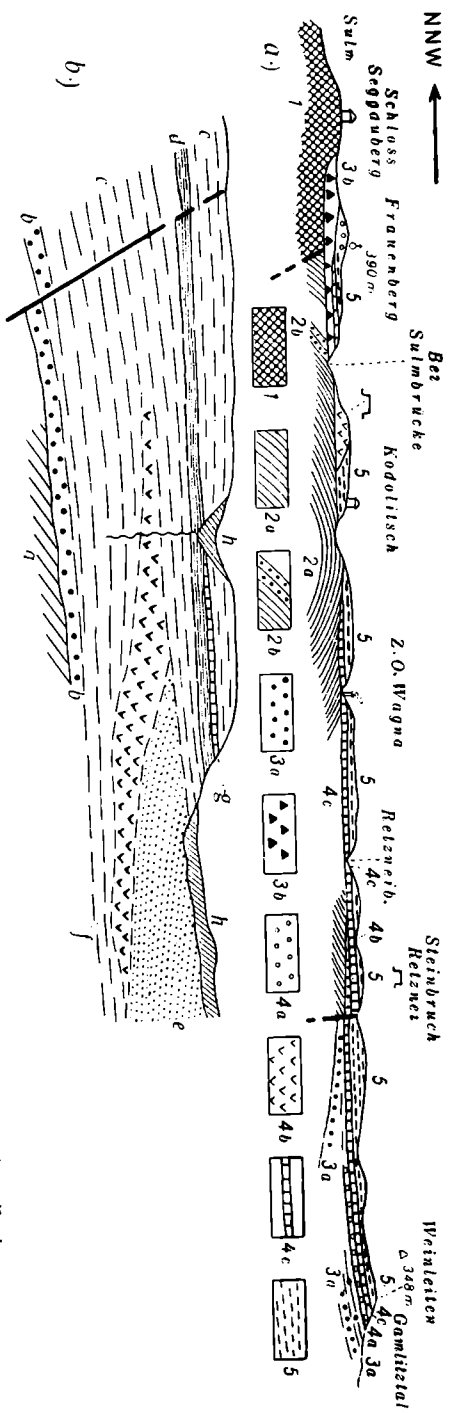


Abb. 8a. Profil durch die Gamlitzter Mulde an der Südflanke des Sausalschiefergebirges bei Leibnitz.

Erklärung zu a.): 1 Paläozoische Sausalschiefer

2a Vortortonischer Schlier

2b Konglomeratlagen darin

3a Geröllmergel und geröllreicher Schlier (im Tortonensis)

3b Schuttbrekzien aus Sausalschiefer

4a Leithakonglomerate, speziell an der Basis des Torton

4b Korallriffkalk

4c Nulliporenkalk

5 Marine Mergel und Sande (z. T. schlierartig)

Torton

Abb. 8b. Detailprofil aus dem Steinbruch des Zementwerks Retzner bei Eihnenhausen.

Erklärung zu b.): a Vortortonischer Schlier

b Geröllmergel

c Mergelige Nulliporenkalk

d Lage von Nulliporenmergel

f (Häuschen) Riffkalk, reich an Korallenstücken

g Reste Kalklage

h Junge Lehmnussfüllung von Dolinen

Torton

westlich und nördlich des Sausals) (Abb. 5. u. 8). Ihre Bildung zeigt, den Riffen gegenüber, eine Vertiefung des Meeres an. Während die gegen das freie Meer zu gelegenen Bildungen an der Ostflanke des Sausals rein marinen Charakter besitzen, finden sich in jenen an der Westflanke, die der weststeirischen Bucht angehören, starke brackische Einschläge. Die flachgelagerten Florianer Schichten dieses Bereiches stehen den südlich der Sulm verbreiteten, stärker aufrichteten E. Sch. schroff gegenüber und lassen, im Raume zwischen Sulm und Laßnitz, eine fazielle Teilgliederung zu (Liegendkomplex, brackische Sande von Hasreit, marin-brackische Haupttegelzone, Hangendsande). Ein einziger, eingeschalteter Kleinschotterhorizont, reich an paläozoischen Kalkgeröllen, deutet eine einmalige fluviatile Zufuhr aus nördlicher Richtung an (116).

GegenSüdwesten und Nordwesten gehen die „Florianer Schichten“ in brackisch-fluviatile Bildungen über, wobei Sande überhandnehmen und Schotter sich zwischenschalten. Bei Deutschlandsberg und Schwanberg münden in den Bereich der Florianer Sande die im nächsten Abschnitt noch zu erwähnenden, mit „Schwanberger Schutt“ erfüllten Rinnen, deren Blockschotter sich teilweise mit ersteren verzahnt. Offenbar lagen hier und in dem Gebiete von Mooskirchen im Nordwesten die Mündungen tortonischer Korallenflüsse, welche durch starke Süßwasserzufuhr ein marines Tierleben nicht zuließen, während in dem zwischengelegenen Teil, am Gebirgsrande bei Stainz, austernführende Schichtbänke sich diesem anlagerten. Erst in einiger Entfernung vom Korallensaum stellen sich in der nördlichen Florianer Bucht sehr fossilreiche Marinschichten ein, deren, im Grazer Landesmuseum aufgestapelte reiche Kollektionen noch einer Neubearbeitung harren (Pölscher Mergel, Oisnitzer Sande, Rostellarientegel) (213), (21).

d) Marine obere Sande (Sande von Spielfeld, Cinnamonumsandstein von Wildon, wahrscheinlich auch Hangendsande von St. Andrä in der Florianer Bucht). Während die austernführenden Sande bei Spielfeld und ihre Äquivalente eine Aussandung des Meeresbodens andeuten, lassen sich die fossilereen, nur Pflanzenreste führenden Sandsteine unter der Leithakalkplatte des Buchkogels bei Wildon auf fluviatile Beeinflussung zurückführen.

e) Obere Leithakalke und Sandsteine. (Obere Nulliporenkalke an der Ostflanke des Sausals im Raume Muggenau-Flamberg-Nikolaiberg-Grötsch; mächtige Leithakalkplatte des Buchkogels und Wildoner Schloßbergs, samt ihrer, durch die Mur getrennten Fortsetzung zwischen St. Georgen und Weißenegg; Leithakalke von Mureck; hierher gehörig vermutlich auch die Nulliporenkalkplatte der Oststeiermark, die östlich Gleichenberg zutagetritt und durch Einschlüsse in den Basalttuffen in weiter Verbreitung erwiesen ist.) Die oberen Leithakalke schwellen im Gebiete von Wildon zu besonderer Mächtigkeit an, eine Riffzone am nicht weit entfernten Nordsaum der steirischen Bucht andeutend. In großen Steinbrüchen bei Weißenegg an der Mur sind die fossilreichen Leithakalke (mit Amphisteginnenmergel) durch Strandhaldenschichtung gekennzeichnet, die der Außenflanke der Riffabdachung entspricht und werden noch von sandigen Leithakalken, Sanden und Tegeln bedeckt (45), (136).

f) Der Schwanberger Schutt (Abb. 4 und 5). An der Ostflanke der Koralle sind tief in das Grundgebirge eingreifende, mit mehrere hundert Meter mächtigen miozänen Blockschottern erfüllte Rinnen feststellbar. Die Blockschotter ruhen an der Ausmündung in das weststeirische Becken diskordant den höheren E. Sch. auf („Schwanberger Schutt“)

(116). Am tiefsten (10 km) greift die Rinne von Schwanberg in der Richtung auf Trahütten in die Koralpe ein. Die Ausformung dieser verschütteten Täler ist auf starke Hebungen in der Koralpe im Gefolge der „steirischen Gebirgsbildung“ zurückzuführen. Die Verschüttung erfolgte im Alttorton, wobei anfänglich noch beträchtliche Höhenunterschiede im schuttliefernden Gebirge bestanden haben müssen.

Die altsarmatischen Ablagerungen des Obermiozäns.

So wichtig die Grenze zwischen den marinen Ablagerungen der tortonischen Stufe und den halbausgesüßten der anschließenden sarmatischen Stufe in bionomischer Hinsicht ist, indem damals das panonische Becken in ein brackisches Binnenmeer verwandelt wurde, so verhältnismäßig geringbedeutend scheint dieser Einschnitt in der allgemeinen tektonischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Alpen gewesen zu sein. Allerdings machte sich damals eine Regression des Meeres geltend, die wohl auf ein etwas stärkeres Aufleben epirogenetischer Bewegungen in diesem Zeitabschnitt zurückgeführt werden kann. Im steirischen Becken sind leider die Grenzschichten zwischen Torton und Sarmat noch nicht genauer untersucht, so daß die Frage, ob damals eine allgemeine Trockenlegung des Meeresbodens eingetreten war und ob sogar schwache Diskordanzen in der Schichtfolge, für die im Profil an der unteren Mur Anzeichen vorliegen, gebildet wurden, noch nicht geklärt werden konnte. Jedenfalls zeigt aber das Auftreten von „oberen Leithakalken“ im südlichen steirischen Becken (Mureck, Buchkogel-Sausal), die als typische strandhaldengeschichtete Seichtwasserbildungen auf Tieferwasserbildungen von Schlierfazies aufruhem. ferner ganz analoge Lagerungsverhältnisse im Bereich der Savefalten und im Gebiet der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte, daß die Grenze zwischen Sarmat und Torton einer weitgehenden Emergenzphase am Meeresboden des östlichen Alpensaums entsprochen hat. Man wird ihr aber nicht den Charakter einer tektonischen Teilphase zusprechen können, weil das Fehlen von ausgedehnteren Schuttfächern und sicheren Winkeldiskordanzen keinen Anhaltspunkt dafür liefert, daß durch größere tektonische Vorgänge eine wesentliche Neubelebung in dem Relief der Randgebirge eingetreten wäre.

Das Altsarmat schließt sich räumlich enger an das Torton an. In der Bohrung von Radkersburg wurden unter dem obertags das Hügelland aufbauenden höheren Sarmat noch 400 m mächtige tiefere sarmatische Schichten durchbohrt, ohne das Liegende anzufahren. Im oststeirischen Vulkangebiet von Gleichenberg tritt unter höheren sarmatischen Schichten tieferes Sarmat in der

Ervilienfazies hervor (Tegel und Mergel mit Feinsanden)¹⁾. Die feinkörnige Schichtausbildung des Altsarmats läßt darauf schließen, daß dieses eine Zeit verhältnismäßiger tektonischer Ruhe und flacher Reliefgestaltung in den Randgebieten gewesen ist.

g) Das Trachyt-Trachyandesitmassiv von Gleichenberg (Abb. 9). In der südöstlichen Steiermark erhebt sich aus der tertiären Sedimentumhüllung ein trachytisch-trachyandesitischer Gesteinskörper, das Eruptivmassiv von Gleichenberg. Es ist die Zinne eines versunkenen Vulkangebiets, die hier zutage tritt. Seine vielmals größere Ausdehnung ist durch Einschlüsse zugehöriger Laven in den pliozänen Basaltuffen der Umgebung von Feldbach, Fehring, Neuhaus und südlich von Gleichenberg sichergestellt (120). Soferne aus erdmagnetischen Messungen (34a), ein Schluß auf die Gestaltung des Untergrundes in der Südoststeiermark gezogen werden kann, dürfte sich im Anschluß an das Gleichenberger Vulkanmassiv und mit ihm zusammenhängend im Raume nördlich von Mureck ein noch größerer analoger Eruptivkörper, vollständig durch junge Sedimente verdeckt, im Untergrund verbergen.

Die zähflüssigen Laven der Gleichenberger Kogeln zeigten zuerst einen Austritt von Trachyandesiten, dann einen Ausfluß von Trachyten, wobei ein allmählicher Übergang sich eingestellt zu haben scheint. In einem großen Steinbruch in der Klause bei Dorf Gleichenberg sind die roten und die grünen Trachyandesite mit einer Einschaltung von Schlackenbrekzien prächtig erschlossen. In den aufliegenden Trachyten sind vulkanische Trümmerbrekzien zwischengelagert, vielleicht das Erzeugnis von Gaseruptionen. Nach der Lagerung der Bänke zu schließen, war die Ausflußstelle an der Nordseite der Gleichenberger Kogeln gelegen, wo sich auch ein Trachytstock innerhalb der Trachyandesite vorfindet. An der Nordostflanke der Gleichenberger Kogeln sind die Trachyandesite durch postvulkanische Vorgänge in Halbopal und in eine helle tonige Masse zersetzt. Diese Vorgänge sind bereits vorsarmatisch. An der Ostflanke des Trachyt-Trachyandesitmassivs erscheint ein Eruptivkörper von Quarztrachyt, der prächtige Fluidalstruktur und grüne, wahrscheinlich als Tuffe zu deutende Einschlüsse enthält. Es liegen Anzeichen vor, daß der Quarztrachyt ein jüngster magmatischer Nachschub ist.

Die petrographische Untersuchung der Gleichenberger Eruptivgesteine hat ergeben, daß in den Trachyten und Trachyandesiten, die sich sehr nahe stehen, Gesteine einer normalsyenitischen bis normalmonzonitischen Zusammensetzung, in den Lipariten solche engadinitischer-aplitgranitischer Zusammensetzung vorliegen. Die Laven nehmen eine Mittelstellung zwischen der atlantischen und der pazifischen Sippe F. Beckes ein (72).

¹⁾ Die seinerzeit (111), (118) für das steirische Sarmat aufgestellte Gliederung unterschied ein Unter-, Mittel- und Obersarmat. Aus neueren Feststellungen geht hervor, daß das Untersarmat an seiner Mächtigkeit gemessen, wohl einem längeren Zeitraum entspricht, als Mittel- und Obersarmat zusammen.

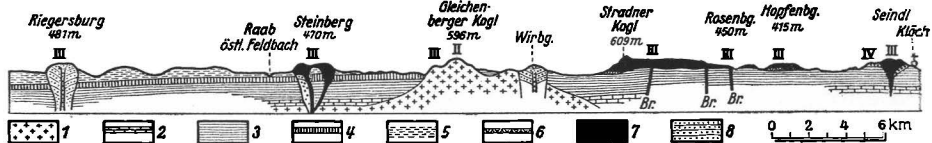
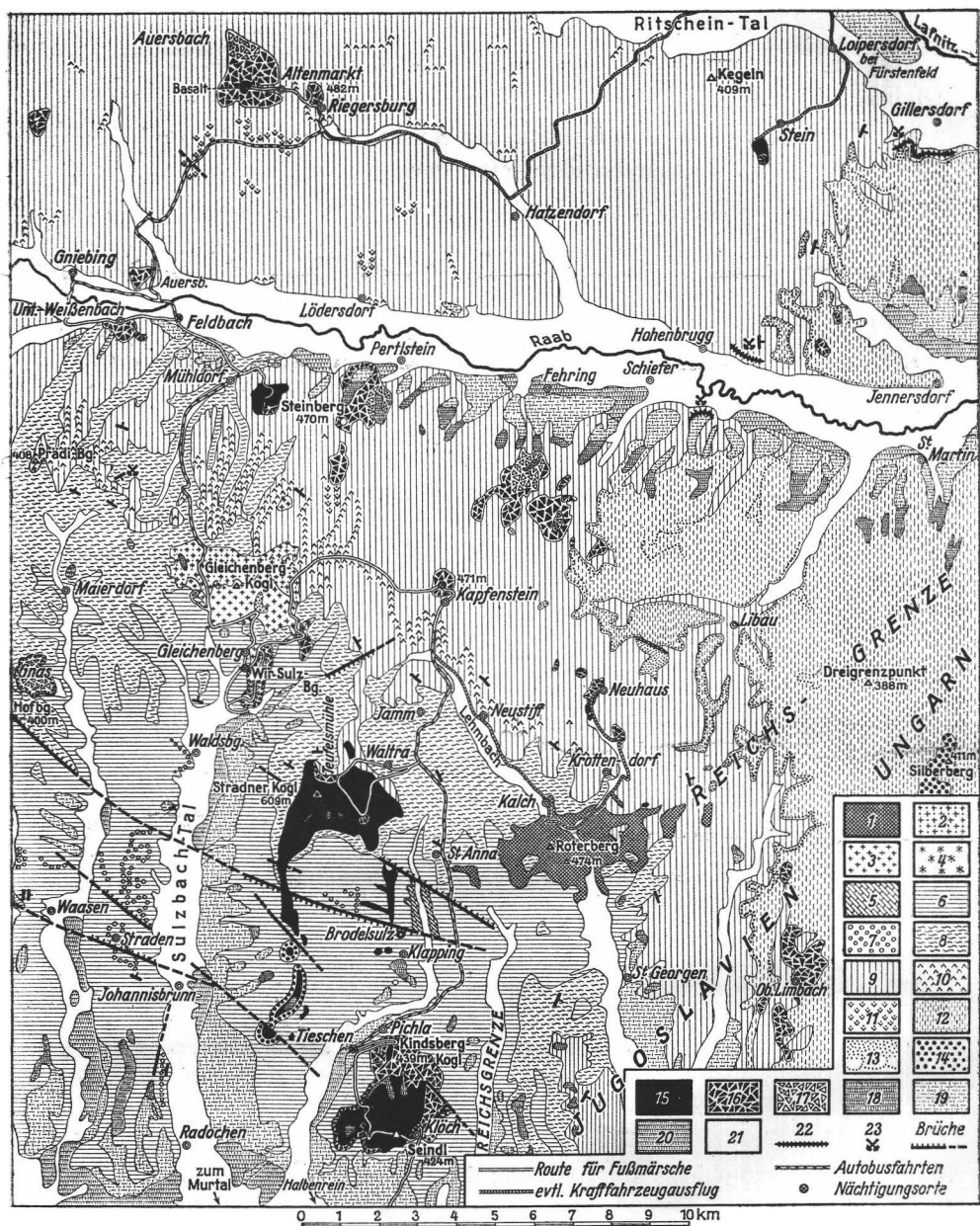


Abb. 9.

(Aus: „Geologischer Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des steirischen Beckens“. Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin, 1939. Taf. 111).

Für das Alter des Eruptivkörpers gilt folgendes: Durch das Übergreifen der (mittel-)sarmatischen Schichten, die auf einer Brandungsplattform den vulkanischen Gesteinen auflagern, ist ein vormittel-sarmatisches Alter erwiesen. Die Tatsache, daß die pliozänen Basalttuffe von Unterweißenbach bei Felzbach Einschlüsse von Leithakonglomeraten enthalten, deren Gerölle aus glasreichen Andesiten bestehen, erweist, daß schon das Meer des Torton an dem Eruptivkörper gebrandet hat (119), (120). Es ist daher ein vortortonisches Alter der Ausbrüche anzunehmen. Es wäre aber denkbar, daß die jüngsten Nachschübe (Quarztrachyte) erst im Torton an die Oberfläche getreten sind.

B. Die Auswirkungen des mittel- bis obermiozänen Hauptzyklus in der Umrandung des Nordostsporns der Zentralalpen (Abb. 10, 11, 12 und 13).

Bastionartig dringt der Nordostsporn der Zentralalpen gegen die Kleine ungarische Ebene, das Wiener und das steirische Becken vor. In diesem Raume ist wiederum ein Stück des mittelmiozänen „steirischen Gebirgsrandes“, zwar nicht mehr morphologisch, aber in Abbildung der von ihm einst ausgegangenen Verschüttungen erhalten geblieben. Das zweifelsohne auch mit ähnlichen mittelmiozänen Schuttbildungen versehene Verbindungsstück zwischen der südweststeirischen Bucht und dem Nordostsporn liegt unter den mächtigen,

Legende zur Karte Abb. 9:

1 = Paläozoikum	12 = Oberpannon
2 = Trachyandesite	13 = Taborer Kleinschotter
3 = Trachyte	14 = Jungpannonische Silberbergschotter
4 = Quarztrachyt	15 = Basalt
5 = Lithothamnienkalke des Torton	16 = Tuffe und Schlackentuffe
6 = Untere und mittlere sarmatische Schichten	17 = Tuffite
7 = Carinthisches Delta des Sarmats	18 = Ältestquartäre (jungstpliozäne) Terrassen
8 = Obere sarmatische Schichten	19 = Älterquartäre Terrassen
9 = Älteres Pannon	20 = Niederterrasse
10 = Kapfensteiner Schotter darin	21 = Alluvium
11 = Einschaltung eines höheren Schotterzuges	22 = Kohlenflöz im Pannon
	23 = Bergwerk außer Betrieb

Legende zum Profil:

1 = Trachyt-Trachyandesitmassiv von Gleichenberg
2 = Lithothamnienkalke (Torton)
3 = Sarmatische Schichten
4 = Unterpannon (Congerienschichten)
5 = Mittelpannon
6 = Jungpannonische Flußschotter
7 = Basalt
8 = Basalttuffe und Tuffite

Die Ziffern (II—IV) bedeuten alterverschiedene jungpliozäne Abtragsflächen

jüngeren Anschwemmungen des oststeirischen Beckens begraben. In den mittelmiozänen Ablagerungen des Nordostsporns der Zentralalpen läßt sich der Abtragsschutt nicht nur der nordöstlichen kristallinen Massive (Masenberg, Hochwechsel usw.), sondern auch jener der Semmeringberge (Semmeringmesozoikum und Grauwackenzone), sowie von Teilen der östlichen Kalkhochalpen feststellen. Er wurde als breiter Fächer über den ganzen heutigen Nordostsporn und darüber hinaus ausgebreitet. In dem Auftreten der groben Schuttbildungen und in Diskordanzen prägt sich das Wirken der steirischen Gebirgsbildung deutlich aus (Abb. 4, S. 306).

a) *Helvetische kohleführende Ablagerungen am Nordostsporn* (Abb. 1). Dem Abschluß des vorangehenden (altmiozänen) Zyklus gehören wohl die kohleführenden Bildungen am Nordostsporn an, deren See- und Moorbecken als Auswirkung der großen helvetischen Transgression anzusehen sind. Ihre, durch starke Störungen zerstückelten und durch die Abtragung stark beschnittenen Reste umfassen die kohleführenden Ablagerungen von Hart bei Gloggnitz, jene der Umgebung von Pitten und von Aspang und das Kohlenrevier von Brennborg bei Ödenburg. (Abb. 1, S. 298.)

Bei Hart lagert dem Grundgebirge ein 16—22 m mächtiges Flöz auf (81), dessen unterer Teil aus Glanzkohle, dessen oberer, durch ein Zwischenmittel getrennter und von Brandschiefern bedeckter, aus Lignit gebildet wird. Dies sei darauf zurückzuführen, daß die Metamorphose der Kohle in einem Zeitpunkt eingetreten sei, als der Inkohlungsgrad der tieferen Flözpartien noch nicht so weit wie in den oberen fortgeschritten gewesen sei. Das Flöz ist durch Gebirgsdruck in eine zwischen Grauwackenschiefer eingepreßte, steile Doppelmulde zusammengedrängt worden. In den schon stillgelegten Revieren von Pitten sind an die 100 m mächtige, kohleführende Schichten erschlossen worden, die ebenfalls starke Störungen aufweisen.

Das bedeutendste Revier ist jenes von Brennborg bei Ödenburg (Abb. 12), das an der Reichsgrenze gelegen, von ungarischer Seite im Abbau steht. Das Glanzkohlenflöz, welches zersetztem Glimmerschiefer aufruht, ist 9—14 m mächtig, (81), (107), (108), worüber nach dem Profil des Helenenschachtes 24 m bituminöser Schiefer folgen. Die Ablagerung erscheint durch größere und kleinere Verwürfe wie zerhackt.

Mit Recht wurde darauf verwiesen (81), daß die in Rede stehenden Ablagerungen, die früher als „Horizont der Lignite von Pitten“ bezeichnet wurden, noch bedeutend stärkere Störungen als die miozäne Füllung des Wiener Beckens erfahren haben, und daß sich ihr Verbreitungsbereich nicht mit jenem der erst später eingebrochenen Wiener Bucht decke.

b) *Die mittelmiozänen Grob- und Blockschotterbildungen am Nordostsporn* (Abb. 4, 10, 11, 12 u. 13). Die kohleführenden Ablagerungen des Nordostsporns werden allenthalben von Grob- und Blockschottern bedeckt, die aber räumlich weit über erstere hinausgreifen. An der steirischen Abdachung des Nordostsporns sind seit langem mächtigere

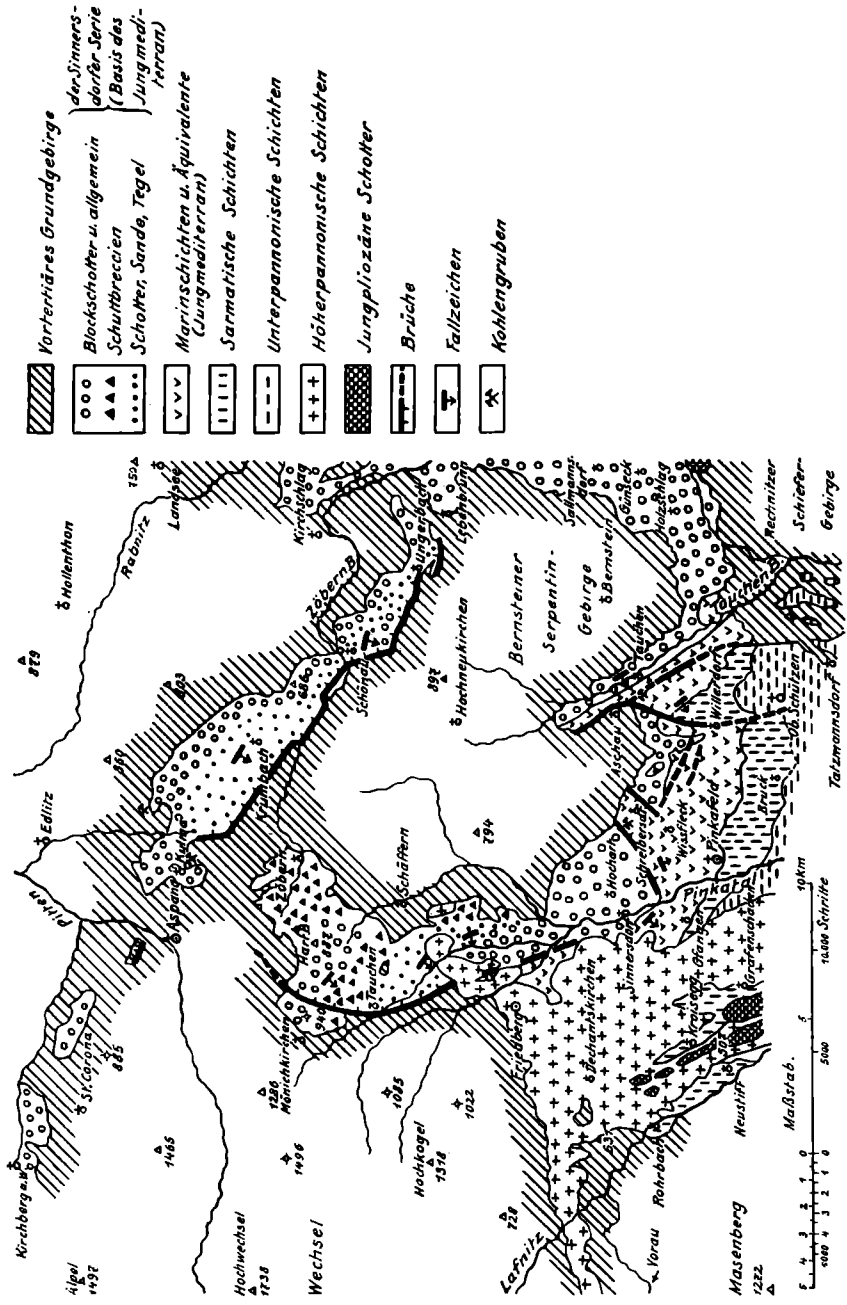


Abb. 10. Geologische Kartenskizze des Abfalls des Nordostsporns der Zentralalpen zur Nordoststeirischen Teilbecht. Aus A. Winkler-Hermaden: „Die jungtertiären Ablagerungen am Nordostsporn der Zentralalpen“. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., math.-unt. Kl. 1928.

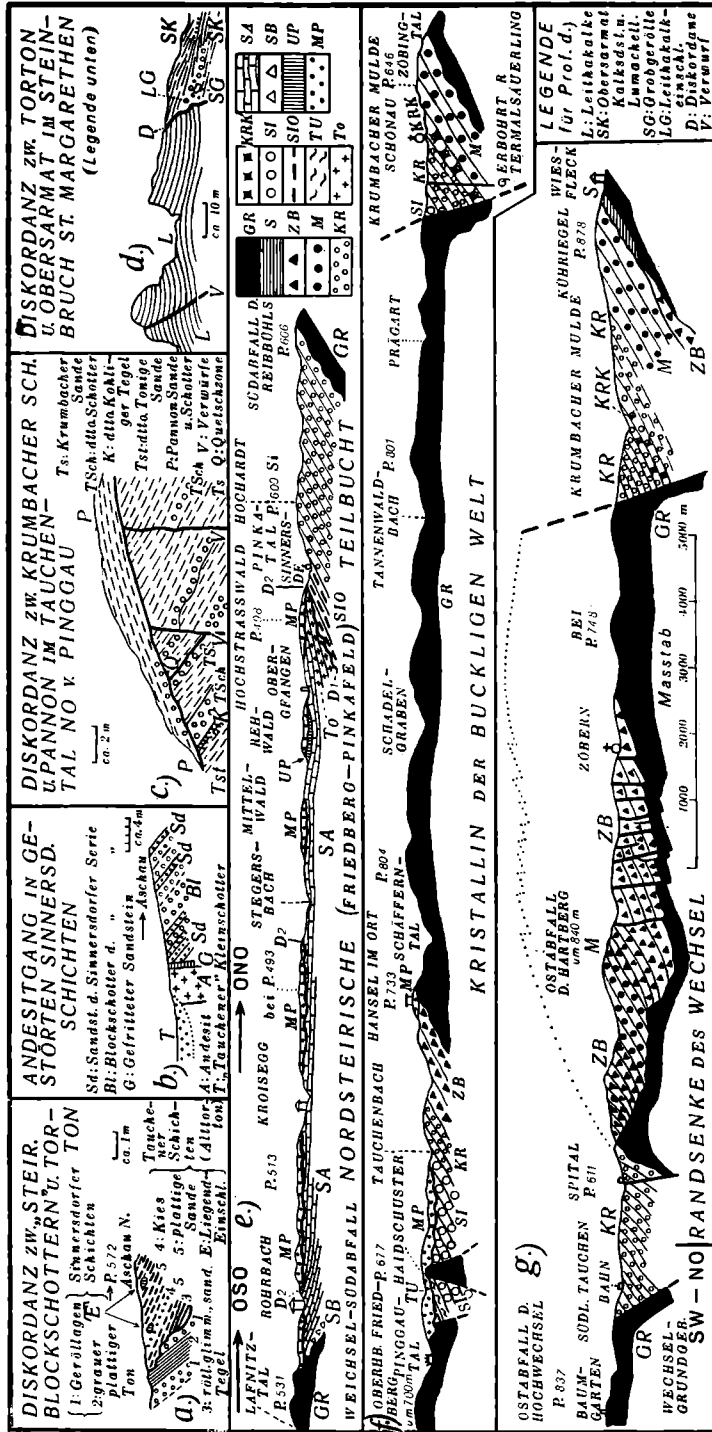


Abb. 11. Einzelprofile aus dem Bereich des Nordostsporns der Zentralalpen. (Nach eigenen Aufnahmen.)

Blockschotter bekannt, die als „Sinersdorfer Konglomerate“ bezeichnet wurden.

Am Ostsaum des Wechselgebietes und Masenbergmassivs breitet sich ein sehr mächtiger Schuttfächer (= „Sinersdorfer Serie“) (Abb. 10) aus, der gegliedert werden konnte (131) in:

a) sehr mächtige Muhrenschuttbrekzien, mit reichlich beigemischter Roterde („Zöberner Brekzie“), mit Einschaltung von Wildbachschotterablagerungen aus Granitgneisen und Wechselgneisen (= „Mönichkirchner Blockschotter“). Die Brekzien enthalten südlich von Zöbern Pflanzenreste und stellen tertiäre Murenbildungen dar (Abb. 11 f).

b) Eine ebenfalls mächtige Serie von Grobschottern, Kleinschottern, Sanden und Tegeln (Wildbach-Fluüßablagerungen), die „Krumbacher Schichten“.

c) Die „Sinersdorfer Blockschotter“, durch reichliches Auftreten von Granitgneisgeröllen gekennzeichnet.

Allein die Mächtigkeit der beiden oberen Horizonte kann auf bis zu 1500 m geschätzt werden.

Die Entstehung dieser gewaltigen Schuttmassen kann nur so verstanden werden, daß ein grabenbruchartiger Senkungstreifen am Saum des stark gehobenen Wechsel- und Masenbergmassivs von Wildbächen und Murengängen aufgefüllt wurde. Die (hangenden) „Sinersdorfer Konglomerate“ griffen trotz ihrer Wildbachnatur im Südteil der Buckligen Welt weiter aus und bedeckten das Bernsteiner Serpentinegebirge und wohl auch das Günser Bergland, an deren Saum sie, steiler abfallend, aus der Gegend von Friedberg und Pinkafeld bis in das Landseer Becken hinein zu verfolgen sind. Das Ursprungsgebiet der Blockschotter lag vor allem in Granitgneismassiven, und zwar im Masenberg und dessen später abgesenkter östlicher Fortsetzung, im Bereiche der heutigen Friedberg-Pinkafelder Teilbucht und vielleicht noch westwärts.

Eine ganz ähnliche Schichtfolge kehrt in der die Bucklige Welt querenden, WNW—OSO-streichenden, asymmetrisch gebauten Bruchzone Kirchberg a. W.—Krumbach wieder (Abb. 11 f und 11 g). Über dem Grundgebirge, bzw. über stellenweise auftretenden helvetischen Kohlschichten (Kulmariegel und Thomasberg bei Aspang) lagern „Mönichkirchner Blockschotter“, bedeckt von schottrig bis feinsandigem „Krumbacher Schichten“; schließlich Grobschotter (auch Blockschotter), die als Äquivalente der Sinersdorfer Konglomerate betrachtet werden

Erklärung zu Abb. 11, Fig. e.), f.) und g.):

GR	= Kristallines Grundgebirge	
S	= Kohleführende Süßwasserschichten des „Horizont der Lignite von Pitten“. (Helvetisch)	
ZP	= Zöberner Brekzie (alter Muhrenschutt)	
M	= Mönichkirchner Blockschotter	
KR	= Krumbacher Schichten (fluviatile Schotter, Sande und Tegel)	} Sinersdorfer Serie (= Zwischenserie)
KRK	= Kalkgeröllreiche Schotterlagen darin	
NI	= Sinersdorfer Blockschotter (Wildbachschotter)	
SIO	= Obere Sinersdorfer Schotter mit Sanden (vermutl. fluviomariner)	
TU	= Biotitreiche Tuffe	
TO	= Tortonische Schichten (marin)	
SA	= Sarmatische Schichten (brackisch)	}
SB	= Blockschotter an der Basis des Sarmats	
UP	= Unterpannonische Congerienschichten (kaspibrack)	
MP	= Mittelpannonische Schotter (fluviatil)	

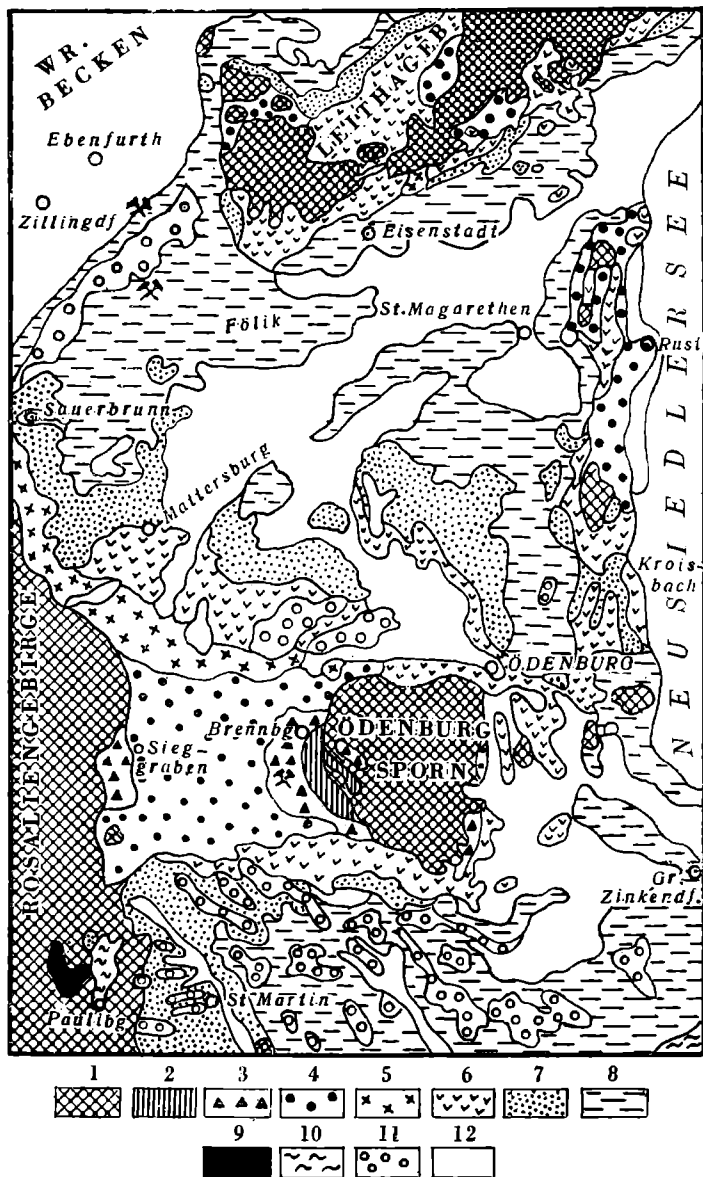


Abb. 12. Geologische Kartenskizze der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte und ihrer Randgebiete.

(Nach M. Vendl, R. Janoschek, J. Kapounek, F. Kümel und eigenen Begehungen.)

können. Die „Krumbacher Schichten“ wurden 400 m tief durchbohrt und enthalten die Einschaltung eines Geröllkegels aus Kalkalpen und Grauwackenzone, ein Beweis dafür, daß damals deren Entwässerung noch nicht zum Wiener Becken, sondern quer über den Nordostsporn hinweg zum pannonischen Becken gerichtet war.

Die Schichten der Krumbacher Mulde bilden die Brücke zu den analogen Ablagerungen bei Pitten und Thernberg im Rosaliengebirge (189), woselbst über kristallinen Blockschottern, welche die Kohlschichten bedecken, mächtigere kalkalpine und Grauwackenschotter lagern. Letztere bilden den Bestandteil eines großen Kalkschuttfächers, der von einem von Westen oder Südwesten gekommenen Fluß (= „Rosalienfluß“) aufgeschüttet wurde (126).

Die sichtbare Stirn dieses Schuttkegels — vermutlich vereinigt mit jener des von Masenberg und Wechsel kommenden Flusses — liegt im Bereiche der (oberen) „Auwaldschotter“ des Brennberggebietes bei Ödenburg (Abb. 12 u. 13). Auch hier lagern kristalline Blockschotter („unterer Auwaldschotter“) an der Basis und werden von mindestens 300 m mächtigen, an Kalkalpengeröllen reichen „oberen Auwaldschottern“ bedeckt (107), (55), (108).

Eine neue Teilphase wird durch die Ausbreitung des „Brennberger Blockstroms“ (55) markiert, der auf eine schroffe Neubelebung der Erosion im Bereiche des Rosaliengebirges hinweist. Im Hangenden geht er — unter Führung auch kalkalpiner Gerölle — in Meeresschotter und Sande über (126), (Abb. 10 u. 11).

Ich vergleiche die „unteren Auwaldschotter“ mit der „Zöberner Brekzie“ und den „Mönichkirchener Blockschottern“ am Wechselabfall; die mittelkörnigen „oberen Auwaldschotter“ mit den „Krumbacher Schichten“ und schließlich den „Brennberger Blockstrom“ mit den „Sinnorsdorfer Konglomeraten“. Auch die oberen, weniger grob ausgebildeten Partien der letzteren sind vielleicht schon eine Marinbildung (Funde mariner Säugerreste im Hochstraßtunnel bei Friedberg) (34), (122).

Analoge vortortonische Blockschotter sind auch im Gebiete des Ruster Berglandes (westlich des Neusiedler Sees) („Ruster Schotter“) (126) und am Südsaum des Leithagebirges, teils als Marinschotter, teils als fluviatile Grobschotter („Mitterriegelschotter“) festgestellt (57a). Sie bezogen ihr Material von einem damals jedenfalls noch ansehnlicheren Leithagebirge.

Die großen Schuttkegel am Nordostsporn der Zentralalpen und die Lagerungsstörungen lassen drei Teilphasen der steirischen

Erklärung zu Abb. 12:

- | | |
|--|-----------------|
| 1 = Vortertiäres Grundgebirge | |
| 2 = Kohleführende Süßwasserschichten des „Horizonts der Lignite von Pitten“ (Helvetisch) | |
| 3 = Auwaldschotter (fluviatil) | |
| 4 = Brennberger Blockschotter, Ruster Schotter, Mitterriegelschotter (fluviatil) | } Zwischenserie |
| 5 = Marine Schotter und Sande im Hangenden der Brennberger Blockschotter | |
| 6 = Marines Torton (Kalke, Sande und Schotter, Schlier) | |
| 7 = Sarmatische Schichten (überwiegend Deltaschotter) | |
| 8 = Pannonische Schichten | |
| 9 = Pliozäner Basalt | |
| 10 = Mittelpliozäne Süßwasserschichten | |
| 11 = Jungpliozäne-altquartäre Terrassenschotter | |
| 12 = Quartär im allgemeinen | |

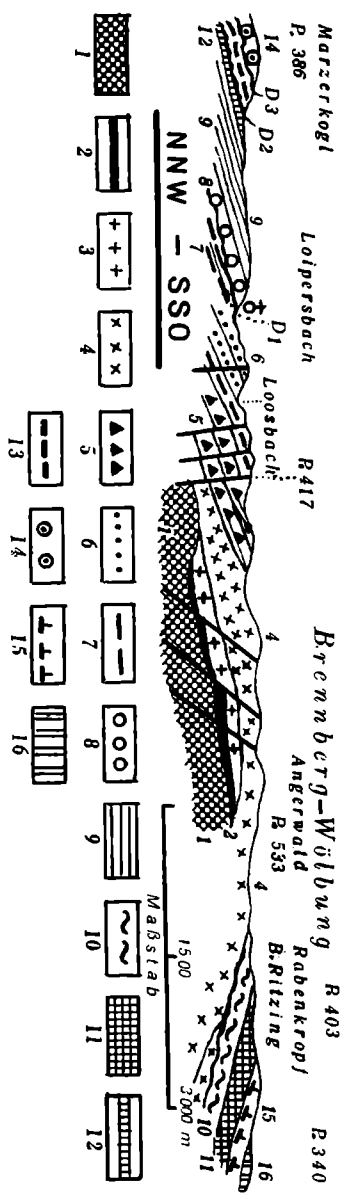


Abb. 13. Profil von der Landseer Bucht über die Brombergwölbung zur Wiener-Neustadt-Odenburger Pforte. (Nach M. Vendl, R. Janoschek und eigenen Beobachtungen.)

Erklärung zu Abb. 13:

- | | | | |
|---|---|----|---|
| 1 | Kristallines Grundgebirge | 8 | Mattersburger Schotter (marin) |
| 2 | Kohleführende Südwasserschichten von Bromberg (beletsch) | 9 | Mariner Schlief von Walbersdorf |
| 3 | Unterer Anwaltschotter (kristalliner Schotter, z. T. Blockschotter) | 10 | Untere Ritziinger Serie (Sande, Kalk, basales Kohlenföz), marin |
| 4 | Obere Anwaltschotter (Kalkgeröllreich) | 11 | Obere Ritziinger Serie (Sande, Schotter, Tegel, Kalk), marin |
| 5 | Brennborger Blockstrom | 12 | Leithakalk im Hangenden des Walbersdorfer Schliers |
| 6 | Pluvionarine Hangendeschotter des Brennborger Blockstroms | 13 | Untersarmatische Tegel und Sande mit Fischresten |
| | Sandig-tegelige Einschlaltungen in „6“ | 14 | Höhersarmatische Dolmaschotter („Triestingdelta“) |
| | | 15 | Sarmatische Kalk, vermutlich Obersarmat |
| | | 16 | Übergangsschichten zwischen Sarmat und Pannone |
- Zwischenserie
- Sarmat Torton

Gebirgsbildung erkennen: Eine erste schafft Hochreliefs, Schuttbrekzien und Blockschotter („Blockschotter von Mönichkirchen“, Zöberner Brekzie, unterer Auwaldschotter) und schließt mit weniger grobklastischen Schichten (Krumbacher Schichten, oberer Auwaldschotter) ab. Eine zweite Teilphase läßt durch das Neuaufleben von Blockschutt und Murenbildung das Wiedererwachen orogenetischer Kräfte annehmen (Sannersdorfer Konglomerate, Brennberger Blockstrom). Sie schließt mit weniger groben, marinen Sedimenten ab. Eine dritte Phase schließlich markiert sich in der Winkeldiskordanz zwischen den Sannersdorfer Konglomeraten und der auflagernden Tortonserie.

c) *Die tortonische Schichtfolge am Nordostsporn der Zentralalpen* (Abb. 10, 11a u. e). In der Friedberg—Pinkafelder Bucht greift das Torton diskordant über steiler aufgerichtete Sannersdorfer Konglomerate über (129). Entscheidende Aufschlüsse wurden bei Aschau (Abb. 11a) und Grodnau sichergestellt, wodurch eine ältere Deutung bestätigt wurde. Jedenfalls haben sich schon vortortonisch starke Abtragungen der „Sannersdorfer Schichten“ vollzogen. Bei Aschau, im Bereiche des Tauchener Kohlenreviers, werden letztere unter Kontaktwirkung (Frittung) von einem Andesitgang durchsetzt (30), (128) (Abb. 11b). Die Intrusion scheint nach neuen Feststellungen schon vortortonisch, wohl im Gefolge der Aufrichtung der Sannersdorfer Schichten erfolgt zu sein.

Das Torton der Pinkafelder Teilbucht zeigt folgende Gliederung (131):

An der Basis kohleführender Schichten, mit einer brakisch-marinen Fauna (Grunder Fazies) im Hangenden.

b) Ein mächtiger fein-mittelgrober Schotterzug mit mariner Fauna (Wiesfleek, Bohrungen im Tauchener Revier) und mit der Einschaltung geringmächtigen Leithakalks. Die Komplexe a und b entsprechen den „Tauchener Schichten“ (= tieferes Torton).

c) Mächtigere tonige Marinsande, Sande und Tegel mit einer zwischengeschalteten Schotterlage; darüber folgen:

d) untersarmatische Schichten mit Ervilien, Tapes, Cardien (Pinkafeld), die sich ohne erkennbare Schichtlücke konkordant dem Torton auflegen.

Da die tortonische Schichtfolge der „Pinkafelder Teilbucht“ mit 5 bis 15° Schichtneigung vom Grundgebirge beckenwärts abfällt, ist zu schließen, daß die marine Transgression auf den Höhen der Buckligen Welt weiter hinaufgereicht haben muß. Eine direkte Meeresverbindung über letztere hinweg, mit dem nur 15 km entferntgelegenen Meeresbereich der Landseer Bucht (Südabfall der Brennbergwölbung), ist wahrscheinlich. Der Senkungsvorgang, durch welchen der 500 bis 600 m mächtigen tortonischen Schichtfolge in der Pinkafelder Teilbucht der Ablagerungsraum geschaffen wurde, hat vermutlich erst in dieser Phase die Einfächerung dieser zum steirischen Becken zur Folge gehabt, indem die trennende, vortortonisch noch Schutt liefernde

Schwelle — ein östlicher Ausläufer des Masenbergmassivs — niedergebogen wurde. Wenn auch der direkte Zusammenhang der tortonischen Meeresschichten der Friedberg—Pinkafelder Teilbucht mit jenen der Oststeiermark, deren nördlichste Zeugen in den Einschlüssen in den Basalttöffen von Feldbach a. d. Raab entgegentreten, noch nicht sicher gestellt ist, so ist er doch als sehr wahrscheinlich zu bezeichnen.

Die Kohlenlager an der Basis des Torton der Pinkafelder Bucht, die im Werk von Tauchen im Abbau stehen, zeigen nachstehende Gliederung (65):

a) Bergwirtschaftlich wichtiges Liegendflöz, bis 30 m mächtig, durch ein beständiges Zwischenmittel geteilt, oben mit Auswaschungen und Schottertaschen versehen.

b) Ein absätziges Hangendflöz, durch ein zirka 100 m mächtiges Zwischenmittel getrennt.

Ein 80 m mächtiger, NW-streichender Verwurf, der eine bis Maltern reichende Tertiäreinbuchtung im Grundgebirge bedingt, durchsetzt die Flözablagerung.

d) *Torton der Brennberger Antiklinale*. (Abb. 12 u. 13). Ein weiterer Verbreitungsbereich tortonischer Schichten findet sich am Nord- und am Südflügel der jungen Brennberger Wölbung, welche letztere die Marinschichten einst lückenlos überdeckt hatten. An der Nordflanke lagert, vermutlich diskordant über seiner Unterlage, der „marine Mattersburger Schotter“, ein zentralalpiner Deltakegel (126), reich an dickschaligen Strandformen. Er bildet die Basis einer mächtigen, auflagernden tortonischen Schlierfolge (Schlier von Walbersdorf), im tieferen Teil noch mit Kieseinschaltungen versehen (213). Er enthält außer dem charakteristischen *Pecten denudatus* eine reiche Marinfrauna (86), (47). Ein schön erhaltenes Walskelett entstammt ihm (Walbersdorf). Deutet der Schlier auf eine rasche Vertiefung des transgredierenden Meeres hin, so können im Hangenden sich einstellende kleine Leithakalkschollen als Anzeichen für ein Seichterwerden des Meeres am Schlusse des Torton angesehen werden (Ödenburg, Mattersburg). Das Schlier zieht ostwärts in den Untergrund der Stadt Ödenburg und damit in den Bereich der Kleinen ungarischen Ebene hinein (107) und stand westwärts mit dem Ablagerungsgebiet des tortonischen Badner Tegels im inneralpinen Wiener Becken in direkter Verbindung.

Auf der Südseite des Brennbergzuges (Nordsaum der Landseer Bucht) sind die offenbaren Äquivalente des tortonischen Schliers der Nordflanke in den Seichtwasserbildungen der Ritzinger Sande (55) gegeben, welche an ihrer Basis Lignitflöze, entsprechend jenen von Tauchen in der Pinkafelder Bucht, enthalten, und von einem Kalkniveau unmittelbar überlagert werden. Wie an der Nord-, so zeigt sich auch an der Südflanke des Brennbergzuges gegen Ende des Torton eine noch weitergehende Ausseichtung des Meeres, die sich in der Einschaltung von Schottern und eines oberen Kalkniveaus ausdrückt.

e) *Torton im Ruster Bergland und im Leithagebirge.* An dem Ruster Bergland (westlich des Neusiedler Sees) greifen tortonische Leithakalke über kristalline Sporne und deren vortortonische Schotterbedeckung transgredierend vor (126), (57a), (107). In den großen Steinbrüchen von St. Margarethen wurde in ihnen eine wohl erhaltene miozäne Seekuh (97) gefunden. In jenen bei Kroisbach am Neusiedlersee sind, nebst größeren Schotterbänken, im Leithakalke dünne Zwischenlagen von Walkerde (Bentonit) festgestellt, die auf zersetzte Liparittuffe (108) zurückgeführt werden. Sie würden anzeigen, daß in nicht zu großer Entfernung vulkanische Ausbrüche auch noch in tortonischer Zeit stattgefunden haben.

In der Nordbegrenzung der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte umsäumen tortonische Schichten, hauptsächlich als Leithakalk ausgebildet, das Leithagebirge, dessen Höhenkamm sie überschreiten. Einen prächtigen Einblick in den Aufbau eines Leithakalkriffs gewähren dort die Steinbrüche des Kreidewerks von Müllendorf (57a), (88a). Einem tieferen, korallenreichen Riff lagern Nulliporenriffkalke mit einer Austernbank auf und werden von mächtigeren, schneeweißen, fein zerriebenen Lithothamnienkalcken bedeckt. Eine besondere Ausbildung des Torton im Leithagebirge sind die Terebratelsande bei Eisenstadt, die in einer etwas tieferen Bucht entstanden sind (57a).

Das Leithagebirge war zwar zur Zeit des Torton in Senkung begriffen und wurde schließlich wohl vollständig von Leithakalkriffen überzogen, bildete jedoch der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte und dem Wiener Becken gegenüber eine riffbedeckte Schwelle.

f) *Altsarmat im Bereiche der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte.* Das Altsarmat schließt sich bei Ödenburg enger an das Torton an. Im Stadtbereich von Ödenburg und bei Kroisbach lagern altsarmatische Kalke über dem Tortonkalk. Sie enthalten eine Mischfauna mit *Cerithium mediterraneum* (107). Daß aber die Sarmat-Tortongrenze auch hier durch Trockenlegungen und Erosionen gekennzeichnet ist, ergibt sich aus der Einschaltung allerdings nur geringmächtiger, aber grober Schotterbänke, aus Einschlüssen von Leithakalk im basalen Sarmat und aus einer bei Kroisbach festgestellten schwachen Winkeldiskordanz. Diese Erscheinungen sind nur ein Teiglied aus den schon seit langem im Wiener Becken (insbesondere im Leithagebirge) (88a) bekannten Erosionserscheinungen an der Grenze beider Stufen. Mit einer ausgesprochenen Erosionsdiskordanz lagert, nach eigenen Beobachtungen, das feinkörnige, Fischreste enthaltende und an seiner Basis mit Geröllausschlüssen versehene Sarmat, dem tortonischen Schlier in den bekannten Ziegeleien von Walbersdorf bei Mattersburg auf (Abb. 13). Eine

ursprünglich weitere Verbreitung altsarmatischer Kalke im Bereiche der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte wird durch tiefsarmatische Einschlüsse in den obersarmatischen Schottern von Wiesen und St. Margarethen bei Rust angezeigt (48), (125).

Der mittel-obermiozäne 2. Hauptzyklus wird somit auch in der Umrahmung des Nordostsporns durch feinkörnige Sedimente abgeschlossen, die einen durch Erosionen unterbrochenen Übergang aus dem Torton ins Sarmat kennzeichnen.

4. Der obermiozäne-pliozäne-quartäre Hauptzyklus der attischen und jüngeren Gebirgsbildungen.

Der 4. Hauptzyklus wird in drei orogenetische (synorogenetische) Teilphasen gegliedert, von denen die erste das höhere Sarmat und Altpannon, die zweite das mittlere und höhere Pannon, die dritte das Mittelpliozän (einschließlich des jüngsten Pannons), das Oberpliozän und das Quartär umfaßt; speziell letztere ist noch weiter gliederbar.

1. Die höhersarmatische-unterpannonische Teilphase.

a) Obersarmat im steirischen Becken. (Abb. 9, S. 328). Die verhältnismäßig ruhige Aufeinanderfolge der älteren sarmatischen Sedimente wird im höheren Sarmat durch das Auftreten weit verbreiteter, grober Schuttkegel unterbrochen, die im steirischen Becken, im südlichen Wiener Becken und in der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte feststellbar sind. Sie markieren eine Diskordanz innerhalb des Sarmats. Die weitgehende Trockenlegung großer Randteile der Ostabdachung der Alpen, die vorher vom Meer bedeckt waren, und die Einleitung des verbreiteten Schutttransports in dieser Zeit weisen auf das Einsetzen einer neuen tektonischen Phase hin. Sie kann als eine Vorphase des 4. Hauptzyklus angesehen werden, der in der attischen Gebirgsbildung Stille's kulminiert (Abb. 4, S. 306).

Im südlichen steirischen Becken ist ein sarmatisches Draudelta festgestellt worden, mit charakteristischer Kärntner Geröllgesellschaft (reichliche Trias-, Porphy-, Karbon-, Grödener Sandstein- und Eozängerolle!) (253). Ich habe es als sarmatocarinhisches Delta bezeichnet (114a). Dieser Schuttkegel- und Deltafächer, stellenweise durch brackische Versteinerungen gekennzeichnet (Tapes, Cardien, Austern), breitet sich im Raume zwischen Mureck und Jagerberg im Westen und dem Gleichenberger-Sulzbachtal im Osten aus. Er enthält verkieselte Baumstämme (Waldsberg bei Gleichenberg) und wird von reichlich Schilffreste führenden Lagunensedimenten begleitet. Die Mächtigkeit erreicht bis 30 m. Die lagenweise bedeutende Geröllgröße (bis Doppelfaustgröße) läßt auf ein beträchtliches Gefälle schließen (118).

Die über dem sarmatocarinthischen Delta gelagerten „mittelsarmatischen¹⁾ Schichten“ deuten auf eine Vertiefung des brackischen Meeres, das auch an der Gleichenberger Vulkaninsel gebrandet hat, hin, wobei über 100 m mächtige, hauptsächlich dünnchalige Cardien, Syndesmien und Ervilien führende Tegelmargel und Feinsande entstanden sind. Nach oben gehen sie allenthalben in Seichtwasserbildungen (= Obersarmat) über, die oft mit einer Austernbank ansetzen und im Gleichenberger Vulkangebiet eine zyklisch gegliederte Schichtfolge von Sanden und Kiesen, oolithischen Kalken (Foraminiferen- und Spirorbisoolithen) und Muschelkalken, sowie Tegeln und Feinsanden aufweisen. (Abb. 9). Sprechen schon die fossilreichen Kalke und Lunachellen für einen Seichtwassercharakter, so wird durch das Auftreten von Kieslagern mit *Melanopsis*, vereinzelt Knochenresten und Aulehmzweischaltungen lagenweise geradezu ein fluvialer Einfluß angedeutet. Dazu kommt der eingeschaltete Lignithorizont in der weiten Umgebung von Felzbach (102), (118). Starke und häufige Schwankungen des Meeresspiegels und zeitweilige Trockenlegungen kennzeichnen somit den oberen Abschnitt des oststeirischen Sarmats.

Die höhersarmatischen Schichten reichen nordwestwärts aus dem Gleichenberger Vulkangebiet bis an und über die Murlinie Graz—Wildon hinaus und bilden den Untergrund der Kaiserwaldterrasse (29). Am Nordsaum des steirischen Beckens transgrediert das höhersarmatische Meer westlich und nordöstlich von Graz, bei Hartberg und schließlich vermutlich auch in der Friedberg-Pinkafelder Bucht. Desgleichen greift es an der paläozoischen Schieferinsel östlich von Gleichenberg vor. Bohrungen östlich, bzw. südöstlich von Weiz haben ergeben, daß hier unter fossilführenden, bis mindestens 150 m mächtigen höhersarmatischen Schichten grobe Kristallinschotter lagern. Bei Hartberg und bis Rohrbach erscheinen an der Basis des Sarmats ebenfalls Blockschotter, örtlich mit brackischen Versteinerungen (24), (131). Zwischen Pinkafeld und Oberschützen sind teils über dem Torton, teils über älterem Sarmat Grobschotterbänke enthaltende Schichten verbreitet, die fossilführende sarmatische Mergelbänke enthalten.

Aus der allgemeinen Verbreitung von Blockschottern an der Basis des höheren Sarmats am Nordsaum des steirischen Beckens geht hervor, daß wahrscheinlich vor bzw. gleichzeitig mit der Vorschüttung des carinthischen Deltas auch in den Randgebirgen eine Neubelebung des Reliefs intrasarmatisch eingetreten war, die auf tektonische Bewegungen schließen läßt.

b) *Zur Frage der Miozän-Pliozängrenze.* Von einem Teil der Forscher wird die Grenze zwischen Miozän und Pliozän zwischen die Congerienschichten („Pannon“ im weiteren Sinn des Wortes) und das Daz-Levantin verlegt, das Pannon also noch dem Miozän zugerechnet; von einem anderen Teil aber wird sie zwischen Sarmat und Pannon gezogen und somit letzteres schon als Altplioziän betrachtet. Nach den neueren Ergebnissen russischer Forscher wäre — im Sinne der Gliederung des für jüngstes Tertiär maßgeblichen pontischen Bereichs — die Grenze zwischen Miozän und Pliozän in die „Congerienschichten“ (Pannon

¹⁾ Richtiger wäre es, das „Mittelsarmat“ als „tiefere Abteilung des Obersarmats“ anzusprechen.

im w. S.) hineinzuverlegen. Darnach würde der tiefere Teil des Pannons (im w. S.) dem russischen Mäot entsprechen und noch zum Obermiozän zuzuzählen sein, während die höherpannonischen Horizonte dem russischen „Pont“ zu parallelisieren und pliozänen Alters wären. Nach älterer Auffassung würde das Sarmat des pannonischen Beckens in seiner Gesamtheit nur dem russischen „Untersarmat“ entsprechen. Durch neue Funde sind aber nunmehr auch die Nübecularienkalke des russischen Mittelsarmats im pannonischen Gebiet (Wiesen [79] und an anderen Stellen) aufgefunden worden. Die Frage, ob in unseren älteren Pannonschichten nicht nur eine Vertretung des russischen Mäots, sondern auch noch eine solche des russischen Obersarmats anzunehmen ist, erscheint noch nicht völlig geklärt. Auf der Tabelle S. 318 wurde eine mögliche Lösung angedeutet.

Ich schließe mich der Auffassung an, welche den Schnitt zwischen Miozän und Pliozän in die vielfach durch Winkel- oder Erosionsdiskordanzen markierte Fuge zwischen unterem und mittlerem Pannon hineinlegt (etwa Horizont der *C. Partsi* oder Basis jenes der *C. subglobosa* der „attischen“ Gebirgsbildungsphase).

Eine rein nomenklatorische Frage ist jene nach den anzuwendenden Stufenbezeichnungen für die „Congerenschichten“ des pannonischen Bereiches. Zum Teil wird, wie es auch hier geschieht, die Bezeichnung „Pannon“ als Sammelname für tiefere und höhere Congerenschichten verwendet (Mäot + Pont), von anderen wird der Begriff Pannon auf die „unteren Congerenschichten“ beschränkt (104).

c) *Unterpannon im steirischen Becken.* Soweit im steirischen Becken festgestellt werden konnte, ist der Übergang vom Sarmat ins Pannon ein allmählicher. Am Profil der Waldtragräben am Stradner Kogel bei Gleichenberg lagern über den obersten sarmatischen Lumachellen einige Meter fossilere Sande und Tegel, die von einer Schicht mit *Melanopsis impressa* (= „Übergangsschichten“) und, zirka 20 m oberhalb, von den für das Unterpannon sehr charakteristischen grauen, feinkörnigen, festen Tegelmern mit *C. ornithopsis* (reichlich Ostracoden und Cardien führend) überdeckt werden. Sande bilden das Hangende.

Das charakteristische Leitgestein des Unterpannons (feste Congerien- und Ostracodenmergel), das dem *C. ornithopsis*-Horizont des Wiener Beckens entspricht, wurde von der jugoslawischen Grenze westwärts bis gegen Gleisdorf verfolgt und am Nordsaum des steirischen Beckens von Hartberg bis Pinkafeld ermittelt. In analoger Position erscheinen im *C. ornithopsis*-Horizont des Wiener Beckens feinkörnige, ostracodenreiche Schiefermergel als charakteristischer Leithorizont (36). Da er auch am Gebirgsrand seine Beschaffenheit nicht ändert (z. B. Hartberg-Pinkafeld), vermute ich, daß seiner Entstehung über große Flächenräume hin gleichartige Sedimentationsbedingungen zugrundeliegen, die auf einen damaligen allgemeinen, weitgehenden Abtragszustand der alpinen Randgebirge zurückzuführen sind. Der höhere Teil des tieferen Pannons wird von überwiegend sandigen Schichten gebildet, die in der Bohrung von Fürstenfeld in einer Mächtigkeit von 140 m noch nicht durchörtert wurden. Sie enthalten an mehreren Stellen eine hauptsächlich aus *Melanopsiden* bestehende Fauna.

Die tieferen pannonischen Schichten des steirischen Beckens umfassen nach der für das Wiener Becken aufgestellten Gliederung die Übergangsschichten des „*Melanopsis impressa*-Horizont“ und den „*C. ornithopsis*-Horizont“. Ob sie noch in den Horizont der *C. Partsi*

hinaufreichen, muß dahingestellt bleiben. Jedenfalls scheidet sie eine weitverbreitete Diskordanz vom Mittelpannon.

d) Höheres Sarmat und Altpannon in der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte (Abb. 12, S. 334). Ähnliche Verhältnisse, wie im höheren Sarmat des steirischen Beckens, sind auch im Bereiche der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte feststellbar. Das Gegenstück zu dem sarmatokarintischen Delta und den jungarmatischen Erosionen bilden dort mächtigere sarmatische Deltaschotter, die als Aufschüttung eine von den Bergen jenseits des inneralpinen Wiener Beckens herabsteigenden „Urtriesting“ und ihrer Zuflüsse erkannt wurden. Sie enthalten nebst kalkalpinem Material (Urpiesting oder Urschwarza?) auffällig viel aus der Flyschzone des Wiener Waldes. Dies weist darauf hin, daß die Wienerwald-Zone, in welcher der Deltafluß mit einem ausgedehnterem Quellgebiet gewurzelt haben muß, damals noch in stärkerer tektonischer Ausgestaltung begriffen war. Vielleicht hat intrasarmatisch ein Aufleben der Randaufschiebung der Flyschzone auf den Schlier des nördlichen Alpenvorlandes stattgefunden. Das südliche inneralpine Wiener Becken muß während eines längeren Zeitabschnittes im höheren Sarmat vollkommen trockengelegt und in eine Flußlandschaft verwandelt gewesen sein, von welcher aus das bis nahe an Ödenburg und an den Neusiedler See heranreichende Delta seinen Ausgang genommen hat.

Zwischen dem Altsarmat, bzw. dem Torton und den Schotterdecken des höheren Sarmats kann in der Wiener-Neustädter-Ödenburger Pforte eine Diskordanz erschlossen werden.

Hierher gehören:

Die diskordante Anlagerung grobschottrigen Jungarmats mit altsarmatischen Gerölleinschlüssen an ein Leithakalkkliff im großen Steinbruch von St. Margarethen bei Rust (Abb. 11, Fig. d, S. 332); eine ähnliche Diskordanz in dem Kalkbruch von Müllendorf und das vielorts festgestellte Auftreten altsarmatischer Kalkgerölle in den Schottern des jungarmatischen Triestingdeltas. Auch am Nord- und Westsaum der Landseer Bucht wird eine allgemeine Transgression des Sarmats beschrieben. Bei Kobersdorf — Pauliberg greifen transgredierende, vermutlich jungarmatische schotterreiche Schichten auf das kristalline Grundgebirge über. Im übrigen weist schon das Auftreten des so weit reichenden Schutt- und Delta Kegels in der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte, der feinkörnige Sarmatschichten überdeckt, auf eine Erosionsdiskordanz innerhalb des Sarmats hin. Die altbekannten Anzeichen der sogenannten „vorpontischen Erosion“ (48) im Gebiete westlich von Ödenburg betrachte ich als zugehörige, untergeordnete Erscheinungen. Sie sind vermutlich durch kurzfristige Trockenlegungen und Erosionen in dem stets um das Meeresspiegelniveau schwankenden Aufschüttungen des höchsten Sarmats entstanden. Ich konnte solche auch in den jüngstarmatischen Schichten in der Schottergrube nördlich von Sauerbrunn feststellen.

Durch diese Erscheinungen wird auch in der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte das Vorhandensein einer schwachen Orogenese innerhalb des Sarmats, die als Vorläufer der attischen Phase angesehen werden kann, angezeigt.

Wie im steirischen Becken ist auch in der Landseer Bucht und in der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte ein allmählicher Übergang aus dem Sarmat in das Pannon angedeutet. Am Nordsaum der Landseer Bucht sind die Übergangsschichten mit *Melanopsis impressa* entwickelt, die auch in der Pforte weiter verbreitet auftreten. Schotter mit *M. impressa* setzen nordwestlich von Ödenburg die schotterreiche Schichtfazies des Obersarmats fort. Der *Congeria ornithopsis*-Horizont dürfte bei Ödenburg fehlen und hier wahrscheinlich durch eine intrapannonische Erosion entfernt worden sein, ist aber im Pfortenbereich weiter nördlich und nordwestlich nachgewiesen (57a).

2. Die mittel-oberpannonische Teilphase.

a) *Die intrapannonische Orogenese.* Ein markanter Einschnitt in der pliozänen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen ist etwa in die Zeit des Horizont der C. Partsch des oberen Unterpannons hineinzuverlegen. Eine Reihe bisher nicht genügend beachteter Erscheinungen fügen sich am Ostrand der Alpen zu dem Bilde einer bedeutungsvollen jungen Orogenese zusammen, die sich auch in sedimentologischer Hinsicht durch gleichzeitige und nachfolgende, vom Gebirge ausgehende mächtigere Verschüttungen kennzeichnet (Abb. 4 auf S. 306). Der pannonische See wurde damals zeitweilig ganz aus dem steirischen Becken verdrängt. Ein System von Flußläufen, der „Kapfensteiner Flußphase“ zugehörig (Abb. 9, S. 328) tiefte sich in den trockengelegten Seegrund ein. Seine Rinnen wurden hernach mit gröberen Schottern zugefüllt. Am nördlichen Grundgebirgssaum des steirischen Beckens wurden gleichzeitig tiefe Erosionsrinnen ausgekolkt, die vielfach weit in das Grundgebirge zurückgriffen. Sie enthalten an der Basis ihrer nachträglichen Verschüttung häufig Blockschotter, die der Fazies nach an jene der „steirischen Phase“ des Mittelmiozäns erinnern (Abb. 4).

Hierher gehören: Die Grobschotter und Blockschotter des Köflach-Voitsberger Gebietes, die rinnenförmig, der Packstraße entlang, in das Gebirge eingreifen; die schottererfüllte Rinne des oberen Liebochtals; jene im Murtal zwischen Stübing und St. Veit ob Graz (27); ein Urraabschuttkegel westlich von Weiz: die 20 km lange und tiefe Schotterrinne, die oberhalb von Birkfeld beginnt und über Anger und den Raum zwischen Kulm und Raasberg bis an den Gebirgsrand östlich von Weiz reicht; Blockschottermassen im Feistritzbereich bei Stubenberg: von mir festgestellte Blockschotterbildungen am Westsaum der Pöllauer Bucht: die tiefe, mit Blockschotter erfüllte, 15 km lange Rinne, die oberhalb Vorau einsetzt und bei Dechantskirchen in die Friedberger Bucht mündet (131), (25), (96), (Abb. 10, S. 331) und schließlich eine analoge, von der Buckligen Welt gegen Friedberg absteigende Schotterfüllung.

In engerer Beziehung zu dem weitgehenden Rückzug der stehenden Gewässer im oberen Unterpannon steht auch der „Lignithorizont von Ilz“ in Oststeiermark, dem wahrscheinlich die Kohlenablagerungen in der Umgebung von

Weiz (Weiz, Kleinsemmering, Oberdorf und Passail) zugehören (118), (52). Bei Kleinsemmering und Ilz wird noch Kohle gefördert. Bei letzterem Orte sind unmittelbar über die Kohle Erosionen feststellbar, welche, ebenso wie dies in der Kohlenmulde von Paldau bei Feldbach festgestellte, taschenförmige Eingreifen der „Kapfensteiner Flußschotter“ bis auf die Kohle, die vollkommene Ausseichung des pannonischen Sees in dieser Zeitphase anzeigen.

An verschiedenen Stellen konnten mit größerer oder geringerer Sicherheit auch Winkeldiskordanzen zwischen dem Unterpannon und den meist mit Schottern einsetzenden höheren pannonischen Schichten festgestellt werden. So greifen die Kapfensteiner Schotter an der Nordflanke der Gleichenberger Kogel bis auf Sarmat über; in der weiteren Umgebung von Gleisdorf überziehen nach eigenen Beobachtungen mittelpannonische Schotter die gestörten Komplexe des älteren Pannons. Bei Hartberg erwies sich das untere Pannon vor Ablagerung der Schotter des Kapfensteiner Niveaus stark abgetragen. In der Friedberg-Pinkafelder Teilbucht finden sich die deutlichsten Anzeichen einer intrapannonischen Winkeldiskordanz: Bei Rohrbach bedecken etwa mittelpannonische Grobschotter diskordant aufgerichtete sarmatische Schichten und bei Pinkafeld greifen solche über Unterpannon, Sarmat und älteres Miozän hinweg (Abb. 11, Fig. c und e, S. 332).

In der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte drang in der gleichen Zeitphase ein Fluß bzw. Deltakegel in den pannonischen See vor, der nach seiner Geröllzusammensetzung als ein Vorläufer der zentralalpiner Pitten angesehen werden kann (125). Vermutlich gehören ihm die im gesunkenen Wiener Becken in der Tiefbohrung von Obereggersdorf erbohrten Kristallinschotter (82) an. In der relativ herausgehobenen Scholle der Pforte setzen diese Schotter, offenbar in einer verschütteten Erosionsrinne dem Unterpannon eingelagert, das Delta des Fölik zusammen, dessen Zugehörigkeit zum Horizont der C. Partsch erwiesen wurde (57a), (Abb. 12, S. 334).

In der weiteren Umgebung von Graz, Weiz und in der Hochlantschgruppe stellen sich an den Flanken intrapannonischer Talungen Kalkbrekzien und Roterdebildungen ein (28), die unter der Bezeichnung Eggenberger Brekzien zusammengefaßt werden. Für die versuchte Einordnung derselben in den mittelmiozänen Abtragszyklus liegen meines Erachtens keine genügenden Anhaltspunkte vor. Vermutlich sind unter dieser Bezeichnung verschiedenalterige Bildungen miozänen und pliozänen Alters vereinigt. Für die Schuttbrekzien, welche sich eng an die pannonische Verschüttung knüpfen, halte ich ein intrapannonisches Alter für wahrscheinlich. Ich fand solche unmittelbar unter dem Mittelpannon, an dem Kristallinsporn beim Raabdurchbruch südwestlich von Weiz angelagert, und — von schöner fossiler Roterde begleitet — an der Basis der pannonischen Blockschotterrinne von Dechantskirchen, in beiden Fällen in so enger Beziehung zu den pannonischen Schichten, daß an der Zugehörigkeit zu letzteren nicht zu zweifeln ist. Es ist ja auch schon an sich wahrscheinlich, daß die tiefgreifenden intrapannonischen Erosionsvorgänge von einer entsprechenden Gehängeverschüttung begleitet gewesen waren.

Bei der intrapannonischen Orogenese, deren sedimentologische Auswirkung geschildert wurde, handelte es sich offenbar nicht um eine

gleichmäßige Aufwölbung der Randgebirge, sondern um hauptsächlich an Flexuren und flacheren Verbiegungen, z. T. aber auch an Brüchen und schließlich, im Südteil der steirischen Beckenumrahmung, auch um in Form von ausklingenden Faltenbewegungen vorsichgehende Schollenverschiebungen (vgl. Abb. 19, S. 390).

So können in diese Zeit eine Fortsetzung der faltigen Aufwölbung des südlichen Abschlusses des steirischen Beckens (Poßruck- und Remschnigg-Radelantiklinale), die postsarmatische Auffaltung der Murecker Antiklinale (Abb. 20 auf S. 393), die Schrägstellung der südlichen Koralpe und ihre Heraushebung am Lavantaler Bruch, das Störungsbündel von Leutschach und Spielfeld (Abb. 5, S. 308), die junge Aufwölbung der Brennbantiklinale (Abb. 13, S. 336) und die Aufbiegung der Scholle des Nordostsporns der Zentralalpen, ein nachsarmatisches Bruchsystem in der Pinkafelder Teilbucht (Bruchlinie Maltern-Tauchentatzmannsdorf) (131), (Abb. 10, S. 331), das Wiederaufleben des Siegrabner Bruchs und der Krumbacher Störung, sowie schließlich die Entstehung der Randbrüche an der Südostflanke des Leithagebirges (57a) eingereiht werden. Auch der Nordrand des steirischen Beckens zwischen Voitsberg, Graz, Hartberg und Friedberg dürfte einem, aus dieser Zeit stammenden, durch jüngere pannonische Sedimentbedeckung maskierten System von Randstörungen (teils Aufbiegungen, teils Brüchen) entsprechen.

In geomorphologischer Hinsicht muß die intrapannonische Bewegungsphase, bei kräftiger Aufwölbung auch der inneren Teile des Gebirges, eine starke Belebung des Reliefs durch gefällsreiche Flüsse zur Folge gehabt haben, deren, im Laufe des höheren Pannons aufgeschüttete Schotter und Sandmassen im steirischen Becken in mehreren hundert Meter Mächtigkeit und deren feinere Schwebstoffe in weit über 1000 m Mächtigkeit im pannonischen Becken aufgestapelt sind.

b) Die mittel-höher-pannonische Schichtfolge im steirischen Becken. Der intrapannonischen Hebung des steirischen Gebirgssaums und auch des Beckens selbst folgte eine Senkungsphase nach, welche am Nordsaum der steirischen Bucht von Köflach über Graz, Weiz, bis in die Friedberger Teilbucht hinein und auch am Ostsaum des steirischen Beckens über den dort auftretenden paläozoischen Schieferbergen vordringend¹⁾ mittel (und ober-)pannonische Sedimente ausbreitete. Da hierbei auch ein bis 20 km breiter Randstreifen des nördlichen Gebirgssaums niedergebogen wurde, kam es zu der bereits geschilderten tiefen Verschüttung intrapannonischer Talungen (Abb. 1, S. 298).

Die Reste der Zuschüttung reichen bis zu bedeutenderen Seehöhen hinauf. Sie liegen bei Köflach bis an und über 900 m Seehöhe (Hochregist, Packstraße), im Passailer Becken in ähnlicher Höhenlage, bei Graz bis über 800 m Seehöhe,

¹⁾ Bis in das höhere Pannon hinein bestand eine östliche Randschwelle, welche das steirische Becken von der Kleinen ungarischen Ebene abschied. (= südburgenländische Schwelle). Torton, älteres und jüngeres Sarmat, sowie Pannon transgredierte an ihrem Saume.

bei Weiz bis etwa 700 m und erreichen am Saum der Friedberger Bucht die gleiche Höhe. Im Becken selbst sind sie infolge des natürlichen Gefälles, jedenfalls auch etwas geringerer nachträglicher Aufwölbung und stark abgetragen, doch noch bis zu Seehöhen von über 600 m feststellbar. (Wasserscheidengebiet zwischen Raab und Mur nordöstlich von Graz, Friedberger Bucht, Gleichenberger Kogeln.) Von morphologischen Gesichtspunkten aus kann gefolgert werden (16), daß die jüngere pannonische Verschüttung auch noch größere Teile der südlichen steirischen Bucht bedeckt hatte, wofür auch die am Buchkogel bei Wildon festgestellte Geröllüberstreuung (550 m Seehöhe!) spricht.

Im Nordwestteil des steirischen Beckens setzen vorwiegend Schottermassen, durch Sand- und Tegelhazonten gegliedert, in dessen Ostteil vorherrschend letztere, die Beckenverschüttung aus der mittel-oberpannonischen Zeit zusammen. Mittel-oberpannonischen Alters dürfte die aus der Köflacher Bucht entspringende, bis an die Mur reichende junge Verschüttung im Nordwestteil des steirischen Beckens sein, desgleichen die sogenannten „Belvedereschotter“¹⁾ östlich von Graz. Im letzteren Bereiche liegen die Anzeichen eines, außer Quarzen und kristallinen Gesteinen, lagenweise reichlich paläozoisches und mesozoisches Kalkgeröllmaterial, Werfener Gesteine und Porphyre enthaltenden Schotterkegels vor (52), der jedenfalls auf die Einmündung eines größeren Flusses, und zwar eines Vorläufers der Mur zurückgeführt werden kann. Ostwärts schließen sich die vorherrschend sandig-tonigen Pannonschichten an, welche im Hangenden des Unterpannons das Hügelland beiderseits der Raab und zwischen dieser und der Feistritz, Lafnitz, Strembach bis zur Pinka hin, aufbauen.

In diesen ausgedehnten Bereichen konnten zwei Hauptschichtgruppen (118), (119) unterschieden werden (Abb. 9, S. 328).

1. Eine tiefere, „Mittelpannon“ bezeichnete, die im Anschluß an das Schottergebiet östlich von Graz, das hauptsächlich aus Sand- und Tegelschichten aufgebaute Hügelland der Oststeiermark aufbaut, und noch die Spitzen von Flußschotterkegeln erkennen läßt („Karnerberg-Schotter“ bei Riegersburg). Bei Kapfenstein wurde in den sonst sehr fossilarmen Ablagerungen eine Cardienfauna, bei Buchbergen, westlich von Fürstenfeld, eine solche von Congerien, Melanopsiden und Neritinen, in der Umgebung von Stegersbach eine reiche und schön erhaltene Fauna mit *C. subglobosa hemptycha*, *C. spathulata*, *Melanopsis martiniana* und *M. vindobonensis*, Unionen usw. aufgefunden (65a). Die durch zahlreiche Fossilfundpunkte gekennzeichneten Faunen der Umgebung von Stegersbach entsprechen jedenfalls dem *C. subglobosa* Horizont²⁾. Die großen, pannonischen Schuttkegel, welche aus der Friedberg-Pinkafelder Bucht in das oststeirische Becken herabsteigen, scheinen sich im Gebiete von Oberwarth-Allhau mit den vorgenannten Schichten zu verzahnen.

Der Abschluß dieser ersten Sedimentfolge wird durch den „Kohlenhorizont von Henndorf“ (östlich von Fürstenfeld) gebildet, der dort und bei Schiefer und Hohenbrugg an der Raab früher abgebaut wurde. Wahrscheinlich sind ihm auch die lignitführenden Schichten bei Oberneuberg (zwischen Strem und Pinka) und die bei Bohrungen im Pinkatale (81) erschürften Flöze

¹⁾ Der Name Belvedereschotter, ist, da irreführend, im Sinne der Ausführungen von F. X. Schaffer zu vermeiden.

²⁾ Ob dieser Schichtkomplex nicht noch auch Teile des tieferen *C. partschi*-Horizonts mitumfaßt, muß bis zum Abschluß der im Zuge befindlichen Faunenbearbeitung offen bleiben.

zuzuzählen. Sie deuten eine weitgehende Vermoorung des pannonischen Seegrundes an, die vielleicht — analog den weitverbreiteten Kohlenbildungen im Wiener Becken — an den Beginn des höherpannonischen „C. cf. balatonica-Horizonts“ zu setzen ist.

2. Eine zweite Schichtgruppe lagert im Hangenden der vorgenannten kohleführenden Schichten und baut das im Grenzbereich gegen Ungarn gelegene Hügelland an unterer Raab, Lafnitz, unterer Strem und Pinka auf. Sie beginnt beiderseits der unteren (steirischen) Raab mit einem Kleinschotterhorizont, der auf 20 km Länge (118) verfolgt wurde („Taborer Schotter“). Darüber baut sich eine mächtige, aus Sanden, Kiesen und Tegeln zusammengesetzte Schichtfolge auf, die ostwärts über die Reichsgrenze hinausreicht (Gebiet von St. Gotthard und Güssing). Eventuell gehört demselben Niveau der am Nordgehänge der trachytischen Gleichenberger Kogeln in 450—500 m Seehöhe aufgelagerte Rest pannonischer Schotter im „Mühlsteinbruch“ an¹⁾, welcher die bekannte fossile Flora von Gleichenberg geliefert hat. Sie ist in Schotter eingebettet, die der Mündung eines Alpenflusses entstammen. Die Baumstämme sind wahrscheinlich angeschwemmtes Treibholz. Nach neueren Untersuchungen (87) enthält die Flora, nebst Angiospermen, reichlich Zypressen und Taxodien. Die Jahresringe der Stämme weisen auf einen jahreszeitlichen Wechsel im älteren Pliozän hin.

c) *Mittleres-höheres Pannon in der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte.* Auch im Bereich der Pforte ist eine Transgression pannonischer Horizonte, und zwar bis auf Leithakalke, sichergestellt, die nach der Fauna schon einem mittleren Pannonabschnitt zugehören (Abb. 13, S. 336).

Dieser Schichtserie sind die mächtigeren, feinen Mergel mit *C. czizeki*, *C. hörnesi* und *Limnocardien* (*C. partschi*- oder schon *C. subglobosa*-Niveau) zuzuzählen, welche in den großen Ziegeleien im Stadtbereich von Ödenburg gut aufgeschlossen sind, während gegen den Neusiedler See zu gelegene Sandkomplexe mit *C. spathulata* auftreten. Die Basis dieser Schichtfolge wird von Grobschottern gebildet. Es kann vermutet werden, daß zwischen den genannten Schichten und den schottrigen „Übergangshorizonten“ mit *Melanopsis impressa* eine Schichtlücke anzunehmen ist, welche dem *C. ornithopsis*-Horizont entspricht. (?)

Eine Transgression des Pannons wird auch vom Südsaum des Leithagebirges beschrieben (57a), wo mittelpannonische Horizonte mit *Limnocardien* auftreten (104). Feinkörnige Absätze des mittelpannonischen Sees im Innern der Pforte sind durch Funde von *C. subglobosa* (57a) sichergestellt. Noch jünger sind die am Eingang zur Pforte vom Wiener Becken her verbreiteten kohleführenden Ablagerungen von Zillingdorf, die der Basis des *C. balatonica*-Horizonts zugerechnet werden. Der Abbau der im Untergrund des südlichen Wiener Beckens weit verbreiteten, leider ziemlich aschenreichen und von Zwischenmitteln durchsetzten, rund 10 m mächtigen Lignitflöze, ruht derzeit vollkommen. An ihrem Aufbau beteiligten sich *Sequoien*- und *Taxodienstämme*. In den Hangendsanden sind aufrechte Baumstämme sehr häufig (88a). Im Raume östlich und südlich des Neusiedlersees sind teils auf Reichsboden, teils auf ungarischem, ebenfalls oberpannonische Schichtkomplexe verbreitet, die dem Horizont der *Unio Wetzleri*-Schichten der ungarischen Geologen zugerechnet werden (104).

¹⁾ Vielleicht gehört dieser aber schon dem spätpannonischen Silberberg-niveau zu.

Am Nordsaum der Landseer Bucht ist eine analoge Transgression des Pannons bis auf Torton ermittelt worden (55), die vermutlich ebenfalls mit einem mittelpannonischen Horizont vor sich gegangen ist.

d) *Die Landschaftsformung in der mittel-höher-pannonischen Teilphase.* Die geschilderte Schichtfolge des mittleren und höheren Pannons in den Randbecken der östlichen Zentralalpen umfaßt in der Gesamtheit den Abtragsschutt, der durch die Auswirkung der „attischen“ Gebirgsbildungsphase und in der anschließenden epirogenetischen Teilphase von dem zuerst stärker, dann abgeschwächt gehobenen Gebirge an dessen Saum niedergelegt wurde. Infolge dieser orogenetischen und epirogenetischen Bewegungsvorgänge muß während der Zeit des mittleren und höheren Pannons auch eine weitgehende Ausgestaltung des Reliefs in den Randgebirgen vor sich gegangen sein. Die morphologischen Detailformen dieses langdauernden Entwicklungsganges sind uns zwar, da es sich um Zeitphasen vorwiegenden Tiefenschurfes handelte, und auch angesichts stärkerer, seitheriger flächenhafter Denudation nur in einzelnen Marken noch erhalten geblieben, deren genauere Verfolgung trotz wertvoller Vorarbeit noch weiteren Arbeiten überlassen werden muß¹⁾. Der Abschluß der großen mittel-höherpannonischen Akkumulationsphase prägt sich aber in der Ausbildung einer schon mehrfach beschriebenen Landfläche aus, die sich in der Umsäumung des steirischen Beckens als eine zwischen 1000 und 700 m Seehöhe gelegenen „Vorstufe“ vom Poßruck und der Koralpe über den Nordsaum der Bucht bis zur Hauptoberfläche der Buckligen Welt am Nordostsporn der Zentralalpen verfolgen läßt (16), (17), (212).

Schöne Talbödenreste, als Terrassen erhalten, die dieser Zeitphase und mittelploziänen Nachphasen zugehören, lassen sich vielfach von der Vorstufe tiefer in das Gebirge hinein verfolgen. Es ist unmöglich, daß die Ausbildung dieser Flachformen am Saum des Gebirges, über welche sich an der Ostabdachung der Alpen schon ein Mittelgebirge bis zu etwa 1000 m Höhe erhoben hatte, gleichzeitig mit der Bildung der groben, mittelpannonischen Schotter vor sich gegangen ist, wie bisher meist angenommen wurde. Sie muß vielmehr in eine Zeitspanne fallen, in der die Flüsse zu keinem größeren Gerölltransporte fähig waren und bei sehr geringem Gefälle hauptsächlich nur Feinsand und Schlamm mit sich brachten und ihre Energie zur Seitenerosion verwenden konnten. Tatsächlich liegen von mehreren Stellen Anzeichen für eine solche Verfeinerung des Ablagerungskorns in hochgelegenen Erosionsresten der pannonischen Aufschüttung vor. Auf die Zeit der mächtigeren groben randlichen Verschüttung des steirischen Gebirgsraums im Mittelpannon ist also anscheinend eine Zeitphase langdauernder relativer tektonischer Ruhe nachgefolgt, in der sehr breite Talböden im pannonischen Mittelgebirge, ein Saum von Abtragsflächen aber am Beckenrande geschaffen wurde (= „Vorstufe“), während in der Bucht selbst vorwiegend feinkörnige Sedimente des höheren Pannons niedergeschlagen wurden.

¹⁾ Bezüglich der Einordnung dieser bisher ins Miozän gestellten Landflächenreste in die pannonische Zeit vergleiche die Ausführungen im Schlußabschnitt.

3. Die jüngstpannonische-quartäre Teilphase.

a) *Jungpannonische Störungsphase.* Vor Beginn des jüngsten Pannon markiert sich an der Ostabdachung der Alpen eine tektonische Phase, welche der „rhodanischen Phase“ Stilles entspricht, in welcher Hebungen in den inneren Teilen des steirischen Beckens und in seinen Randgebirgen anzunehmen sind. Daß damals tatsächlich ausgedehnte Schollenbewegungen vor sich gegangen sind, ergibt sich auch aus den in ihrer Folge eingetretenen basaltischen Eruptionen, die in dieser Zeit nicht nur im steirischen Becken, sondern auch in der Kleinen ungarischen Ebene und im Plattenseegebiete ausgebrochen sind (Abb. 1).

Im einzelnen prägt sich die tektonische Auswirkung dieser spätpannonischen Bewegungsphase vor allem in der Entstehung einer breiten, vorbasaltischen Aufwölbung im südlichen steirischen Becken („Grabenland-Großfalte“) aus, an welcher die Abtragung Teile des Unterpannons und des Sarmats abdeckte (112), (118). Sie war von einer entsprechenden Einmuldung im Nordostteil des Beckens begleitet (Abb. 19, S. 390). Unter einer jüngstpannonischen Schotterdecke und der darüber geflossenen Basaltdecke des Stradner Kogels sind Reste der Abtragsfläche erhalten geblieben (Abb. 9, Profil, S. 328). Weitere Anzeichen für die spätpannonische Bewegungsphase liegen in jungen Einsenkungen in der Landseer Bucht, in der Ausbildung des westlichen Randbruches des Ruster Berglandes (57a), (107) und in den östlichen Saumstörungen gegen die Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte (bis 200 m Sprunghöhe!) vor. In den Randgebirgen wird damals die Zertalung wieder verschärft eingesetzt haben.

b) *Die Silberbergschotter des Jungpannons* (Abb. 14). Im oststeirischen Vulkangebiet und im anschließenden ungarisch-jugoslawischen Grenzraum lagert als jüngstes Sediment, das noch der pannonischen Stufe zugezählt werden kann, ein Schotterkomplex („Silberbergschotter“), der durch seine verhältnismäßig grobe Geröllbeschaffenheit (bis etwa Faustgröße) und durch seine bedeutende Mächtigkeit deutlich das Ansetzen einer neuen Teilphase markiert. Der Schotter wurde vom Silberberge (400 m Seehöhe), nahe dem Dreigrenzpunkt zwischen dem Reiche, Ungarn und Jugoslawien, auf etwa 25 km bis ins oberste Zalatal verfolgt. Unter Berücksichtigung der abgetragenen Hangendschichten kann die Schottermächtigkeit auf 200 m Mächtigkeit veranschlagt werden.

Am Stradner Kogl und bei Klöch überdecken Basalte und Tuffe den über ein Abtragsrelief übergreifenden Silberbergschotter.

Die Tatsache, daß auch noch auf den Höhen des basaltischen Stradner Kogels (609 m) Reste einer Geröllbedeckung festzustellen waren, und aus dem Umstande, daß andere oststeirische Basaltberge eine mittelplozäne, fluviatile

Bedeckung und damit eine sehr bedeutende ursprüngliche Aufschüttungshöhe des Jungpannon erweisen, wird geschlossen, daß die Aufschüttung der Silberbergshotter die basaltischen Ausbrüche überdauert und deren geologische Bauten mit Schottern verschüttet hat. Die einstige weitere Ausbreitung jungpannonischer Schotter im oststeirischen Becken, wo sie heute durch die Denudation schon entfernt sind, geht aus den ungezählten Schotterschollen hervor, die als Einschlüsse in den Basalttuffen der Umgebung von Feldbach, Riegersburg, Fürstenfeld, Jennersdorf, Kapfenstein, Neuhaus, Oberlimbach usw. enthalten sind. Am Silberberge, wo infolge allgemeiner Absenkung der Schichtfolge gegen Osten, die jungpannonischen Schotter als normales jüngstes Glied der Schichtfolge auftreten, scheinen sie sich aus dem „Oberpannon“ durch Wechsellagerung zu entwickeln.

Es ist nicht anzunehmen, daß die Silberbergshotter das ganze steirische Becken flächenhaft überdeckt haben. Wahrscheinlich haben sie in breiten, schwach in das Tertiärhügelland eingesenkten Talungen ausgedehnte Schluttkegel gebildet. Am Gebirgssaum können auf einer Anhöhe südlich Anger (Feistritzgebiet) auftretende hochgelegene pannonische Blockschotter vielleicht als gleichaltrige Bildungen angesehen werden.

c) Der basaltische Vulkanismus an der Ostabdachung der Alpen. Der basaltische Vulkanismus an der Ostabdachung der Alpen ist nur ein Teilausschnitt des großen pliozänen Ausbruchgebietes im westpannonischen Becken. Die Hauptmasse der vulkanischen Eruptionen am Ostalpensaum erfolgte im steirischen Becken, zwei weitere Lavaausflüsse in der Landseer Bucht und ein versprengter Durchbruch im Lavanttal in Ostkärnten. Der basaltische Vulkanismus im oststeirischen Becken umfaßt etwa 42 Ausbruchspunkte (Abb. 1 und 9, S. 328).

Die vulkanischen Vorkommen verteilen sich auf zwei bogenförmig verlaufende Zonenstreifen:

Die 1. Zone folgt dem Nordsaum der vorhin erwähnten jungpannonischen Aufwölbung, deren Richtung auch in dem Verlauf von Vulkanpalten zum Ausdruck kommt. Im Bereiche dieser Zone werden zentral gelegene, an Basaltlaven reiche Ausbruchstellen von zahlreichen Tuffdurchbrüchen umgürtet. Diesen letzteren gehören an: Die Tuffe bei Oberlimbach (jugoslawisches Übermurgebiet); ein Basaltlagergang und zwei Basaltspalten, letztere einem theralitisch-gabbroiden Magma entstammend (94), und fünf Tuffspalten, bzw. Necks bei Neuhaus; das mit tuffitischen und limnischen Kraterseesedimenten erfüllte doppelte Maar von Fehring mit benachbarten selbständigen Tuffdurchbrüchen; das vulkanische Maar von Pertlstein; der Tufftrichter von Kapfenstein — aus drei ineinander geschachtelten Schlotfüllungen zusammengesetzt und bekannt durch seine besonders reichlichen Einschlüsse an Olivinbomben —; weiter das Tuffneck von Gossendorf und der Vulkan des Steinbergs bei Feldbach. Letzterer zeigt eine vultektonische Zusammenschweißung zweier, ursprünglich getrennter Durchbrüche. Sein Aufbau läßt basale Tuffe und darüber zwei basaltische, durch ein Tuffniveau getrennte Lavamassen, die teilweise von einem Schlackenkegel ausgeflossen waren und vielleicht zeitweilig einen Lavasee beherbergt haben (120), (77), erkennen. Weiters sind dem äußeren Saum drei Tuffschlote, bzw. Trichter westlich von Feldbach und das Neck von Edelsbach zuzuzählen.

Den zentralen Ausbruchsbereich gehören an: Das große Vulkangebiet von Klöch (Abb. 14), das aus einem kleinen Stratovulkan mit Radialspalten (Kindsberg-Kogel), einer davon aufgeschütteten Tuffdecke und einem nachträglich eingesenkten Kesselkrater (Caldera), an dessen Rändern vulkantektonische Störungen (Faltungen, Schollenverschiebungen) (112) zu beobachten sind, besteht; ferner die zirka 10 km lange und bis zu 3 km breite nephelinitische Basaltdecke des Stradner Kogels mit mutmaßlicher Förderspalt an ihrem Nordspitz, begleitet

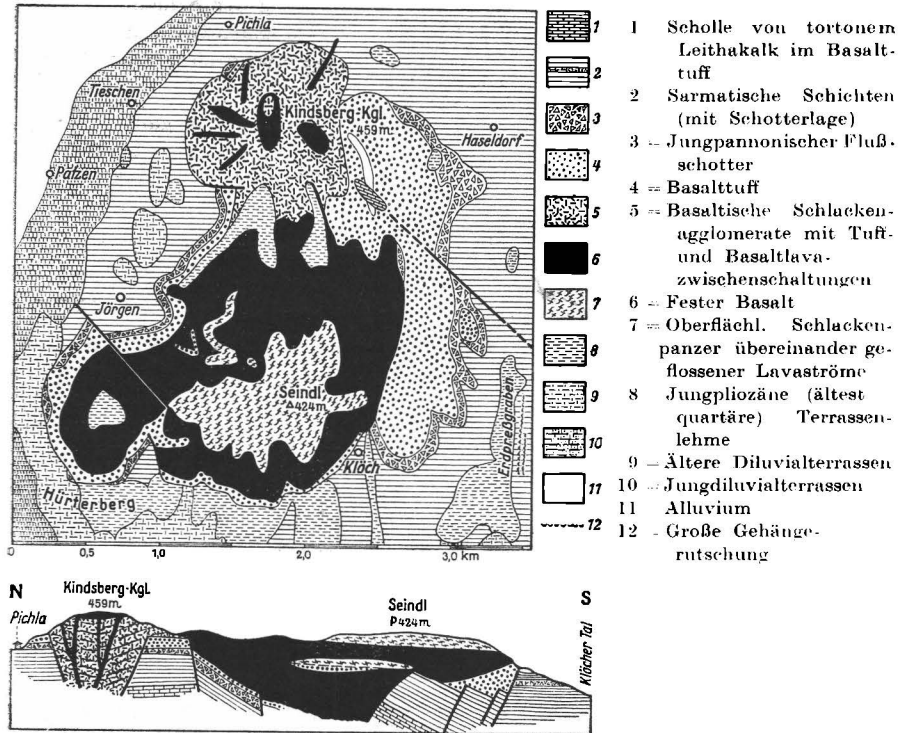


Abb. 14. Geologische Kartenskizze und Profil des Basaltvulkangebiets von Klöch. (Aus: „Geologischer Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des steirischen Beckens“. Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin 1939. Profil 12.)

von Tuffnecks, der Erosionsrest einer bis zu 150 m mächtigen Lavadecke, an deren Aufbau nebst überwiegenden Hauyn führenden Nepheliniten auch Analsimbasalte Anteil nehmen (94); weiter die breite Basaltspalte von Risola; das Tuffneck von Bayrisch-Kölldorf und die schön gegliederte spaltenförmige Maareruption der Wirberge und Sulzberge bei Gleichenberg. Diese letztere läßt eine mindestens vierfache Eruptionsfolge erkennen, wobei während der Ausbrüche vulkanische Trümmerbrekzien, während der zwischengelegenen Ruhepausen aber feinkörnige limnische Sedimente, oder — bei Auswurf von Aschenmaterial aus benachbarten Essen — Tuffite gebildet wurden; schließlich ist hier der Explosionstrichter von Gnas mit seiner späteren Kraterscedimentfüllung anzufügen.

Die 2. Eruptivzone folgt einem gegen Norden konvexen Bogen, im Raume nördlich der unteren Raab. Er beginnt mit den Tuffen von Edelsbach; setzt sich über das kompliziert gebaute Tuffgebiet von Altenmarkt bei Riegersburg (vier Ausbruchphasen: Schaffung eines Tufftrichters, nachfolgende Explosion mit Sedimentschollenbrekzien, Tuffe und Kraterseebildung, neuerliche Explosionen und Bildung eines verengten Tuffnecks mit abschließendem Lavaausfluß) fort, umfaßt die Riegersburg, einen prächtig aus einer weicheren Sedimentfülle herauspräparierten, steilwandig begrenzten Tuffschlot; das Tuffgebiet der Stadt- und Langberge bei Fürstenfeld; das kleine Neck bei Kukmirn; ferner den modellmäßig gebauten, von konzentrisch einwärtsfallenden Schichten erfüllten Tufftrichter von Güssing und schließlich den durch seinen besonderen Reichtum an Hornblendekristallen ausgezeichneten Tuff von Tobaj. Einer deutlich nordnordwestlich verlaufenden Querreihe, die wohl eine Dislokation im tieferen Untergrund abbildet, sitzen außer dem Fürstenfelder Tuffgebiet noch die beiden kleinen Necks von Krieselstein bei Jennersdorf, die Basaltintrusion von Stein bei Fürstenfeld, einem theralitischen Magma entstammend (94), die in pannonischen Schichten steckt und randlich einen Tuffförderschlot aufweist, und das fast ganz unter jungpliozänen Schottern verdeckte Tuffgebiet von Lindegg (nördlich von Fürstenfeld) auf.

Viele Tuffe des oststeirischen Vulkangebietes enthalten guterhaltene Holzstücke (66), die wahrscheinlich aus Treibhölzern in den durchbrochenen jungpannonischen Schottern abzuleiten sind (Pseudotsugen).

In den beiden äußeren Vulkanbögen herrschen die Tuffe über die Lavaförderung bedeutend vor. Erstere sind äußerst reich an kristallinen und sedimentären Einschlüssen des durchbrochenen Untergrunds und an, in der Tiefe gebildeten Olivin-Bronzitfelsbomben (88), Hornblendekristallen und Basalten, welche erstgenannte den Tuffen im zentralen Klöcher und Hochstradner Gebiete ganz mangeln. Daraus wurde gefolgert (113a), daß der Sprengpunkt der vulkanischen Explosionen in den peripherischen Gürteln tiefer lag als in dem Zentralgebiet, das durch raschen Ausfluß der Laven bis über die Oberfläche gekennzeichnet war. In diesem letzteren Bereiche konnte eine schrittweise Verlegung der Ausbrüche von Norden nach Süden erwiesen werden. (Zeitliche Reihenfolge: Basaltdecke des Stradner Kogels, Stratovulkan des Kindsbergkogels, Caldera des Seindls bei Klöch, Säuerlingsgebiet von Radkersburg—Radein—Stainzbach.)

Als ein westlicher Vorposten des oststeirischen Vulkangebietes ist der Basalt von Weitendorf südlich von Graz anzusehen, der Tortonschichten im Kontakt aufgerichtet hat und vermutlich einen oberflächennahen Basaltstock bildet. Trotz seiner, von den übrigen Basalten etwas abweichenden Beschaffenheit (basaltischer Andesit, einem dioritischen Magma zugehörig) (71a) liegt kein Grund vor, ihn aus der Reihe des mittelpлиоzänen Basaltvulkanismus am Alpenrand zeitlich und genetisch herauszulösen.

Ein zweites kleines Basaltgebiet am Ostsau der Zentralalpen befindet sich in der Landseer Bucht. Hier erscheint die kleine Lavadecke des Paulibergs bei Landsee in 700 m Seehöhe am Beckensau, und der tiefgelegene Basalt von Pullendorf in der Bucht selbst. Der Paulibergbasalt ist der Erosionsrest einer einst sicher wesentlich ausgedehnteren Lavadecke, in deren Kern Stöcke und Adern eines hypabyssischen Gesteins (Dolerit), von der Beschaffenheit eines Pyroxen-Essexits, auftreten (57), (92), (113). Die an den Hängen des Paulibergs verbreiteten Basaltblockmassen sind ihrer Entstehung nach auf ein periglaziales Schuttfließen zurückzuführen. Im Basaltgebiet von

Pullendorf wurden zwei Basaltausbrüche und eine nachfolgende, grobe, tuff- und schlackenfördernde Explosion festgelegt (67).

Ganz allgemein wurde für den Basaltvulkanismus des östlichen Alpenrandes auch durch neuere Untersuchungen die Zugehörigkeit zur atlantischen Sippe F. Becke's (Natronreihe) bestätigt (72), (94).

d) Die jungmittelpliozäne-altoberpliozäne Teilphase. Allgemeines. Nach Aufschüttung der Silberbergschotter und der sie begleitenden vulkanischen Massen setzte ein, das ganze jüngere Miozän und Quartär umfassender Aufwölbungsvorgang ein, von dem in regional wechselndem Ausmaße nicht nur die östlichen Alpen, sondern auch das gesamte, tertiärbedeckte steirische Becken und speziell in den jüngeren Phasen auch noch ein größerer Teil der südlichen Kleinen ungarischen Ebene mitgeriffen wurde. Ihm ist die gegenwärtige Modellierung im steirischen Hügellande zu verdanken. Die mittelpliozänen Stadien dieses großen Abtragsvorganges sind uns allerdings nur in spärlichen Resten an einzelnen „Härtlingen“ (Basalt- und Trachytberge, Schieferinselberge!) überliefert, während die heutigen Reliefformen des tertiären Schicht-hügellandes selbst nur von dem Formenschatz der jüngsten Pliozän- und Quartärzeit Zeugnis ablegen.

e) Das jüngeremittelpliozäne Abtragsflächensystem. Der im Mittelpliozän eingeleitete Vorgang der Zerschneidung des steirischen Beckens hat erstmalig im Laufe des höheren Mittelpliozäns eine längerdauernde Unterbrechung erfahren, die wahrscheinlich nicht nur in einem Stillstand der tektonischen Aufwölbung, sondern in einer schwachen Rücksenkung der Schollen ihre Ursache hatte. In dieser Teilphase ist durch das Vorherrschen lateraler Erosion gefällsärmer und jedenfalls auch geschiebearmer Flüsse ein Oberflächenniveau entstanden, das auf den basaltischen Höhen der Oststeiermark und den Randbergen noch erhalten geblieben ist. Spärliche Sedimentreste aus dieser Zeit weisen darauf hin, daß damals eine mit Aulehmen und nur feinem Quarzgeröll bedeckte Inundationslandschaft breite Talungen im steirischen Becken erfüllte, deren Reste auf den Plateauflächen des Stradner Kogels, des Klöcher Massivs, des Steinberges bei Feldbach und des Gleichberger Kogels, nachträglich verstellt, in 470 bis 580 m Seehöhe erhalten sind (119). An den Randgebirgen lassen sich mehr oder minder gut erhaltene Reste dieses Abtragsniveaus vom Poßruckgebirge über den Ostsaum der Koralpe, die Umrahmung des Köflacher Beckens und den Nordrand der steirischen Bucht bis in das Friedberger Becken und die Vorauer Einbuchtung hinein verfolgen, wobei sie besonders im letzteren Bereiche in breiten Terrassen auffällig in Erscheinung treten. Im Bereiche pannonischer Schichten sind diese Niveaus bereits in diese eingesenkt.

f) *Tektonische Bewegungen an der Wende von Mittel- und Oberpliozän.* Die Zerschneidung der jungmittelpliozänen Landoberfläche und die mehrerenorts erkennbaren Verstellungen derselben, insbesondere die bruchförmige Zerstückelung der alten Landoberfläche an der Basaltdecke des Stradner Kogels (Gesamtsprunghöhe mehr als 100 m! (Abb. 9, S. 328) lassen das kräftigere Aufleben tektonischer Bewegungen an der Wende von Mittel- und Oberpliozän annehmen. Sie hatten eine weitreichende flächenhafte Ausräumung des steirischen Tertiärbeckens zur Folge. (Hierher: Schotter und Terrassenlehme am mittleren Hochstraden).

g) *Altobberpliozänes Abtragsniveau.* Auf die vorgenannte Bewegungsphase folgte, vermutlich im älteren Oberpliozän, abermals eine Zeitspanne längerdauernder tektonischer Ruhe nach, in welcher große Teile des steirischen Beckens weitgehend flächenhaft erniedrigt wurden. Diese wurden damals wieder von gefällsträgen Flüssen, mit feinen Inundationsedimenten, durchflossen. Die entstehende Landfläche war von den vulkanischen Härtlingsbergen der Oststeiermark überragt:

Beweise: 1. Vorhandensein von 380 bis über 400 m hoch gelegenen, nur mit feinen Aulehmablagerungen überzogenen Abtragsflächen im Klöcher Vulkangebiet, am Südabfall des Stradner Kogels und am Eisenberge im Pinkadurchbruch, sowie im Sausalgebirge, ferner einer prächtigen, das Schiefergrundgebirge, geneigte sarmatische und pannonische Schichten kappenden Niveaufläche an den paläozoischen Höhen östlich von Gleichenberg.

2. Feststellung analoger, in die mittelpliozäne Abtragsfläche eingeschnittener Terrassen, wie sie am Gleichenberger Kogel und in allgemeiner Verbreitung am West- und Nordsaum des steirischen Beckens auftreten.

3. Die Oberfläche des steirischen Hügellandes ist, abgesehen von den darüber aufragenden Härtlingen, durch eine Höhenflur gekennzeichnet, welche ungestört über jung-mittel- und altpannonische Schichten, höheres und tieferes Sarmat, Torton und Helvet übergreift. Dieser Tatbestand erweist, daß die bedeutenden, noch bis ins Mittelpliozän hinein wirksamen tektonischen Bewegungen, welche in der Verbiegung und Dislozierung der Tertiärschichten deutlich zum Ausdruck kommen, in jenem Zeitpunkt, als diese gleichmäßige Höhenflur in ihrer Urform entstanden war, nicht nur zur Ruhe gekommen waren, sondern die durch die Gebirgsbildung geschaffenen Niveauunterschiede schon durch flächenhafte Abtragung ausgeglichen worden waren; ferner, daß seither im allgemeinen keine wesentlichen differenziellen Teilbewegungen, welche eine stärkere Störung der Höhenflur hervorzurufen in der Lage gewesen wären, stattgefunden haben. Wenn auch die Abtragsvorgänge, die zur Entstehung der Höhenflur geführt haben, schon in älteren Denudationen ihre Vorläufer aufzuweisen hatten, so kann doch die gleichmäßige und einheitliche Nivellierung, welche noch das mittelpliozäne Störungsbild übergreift, erst in höherpliozäner Zeit eingetreten sein.

4. In der Umsäumung des Nordostsporns der Zentralalpen sind im Bereiche des Neusiedlersees höherpliozäne, feinkörnige Sedimente festgestellt worden (104), die keine Grobschottereinschaltungen aufweisen. Ihre Aufschüttung hat offenbar ein Flußsystem zur Voraussetzung, das von den nahen Randgebirgen nur feineres Material herbeigeführt hat.

Aus diesen Feststellungen folgt, daß auf eine jungmittelplozäne Hebungs- und Eintiefungsphase eine Epoche tektonischer Ruhe und flächenhafter Denudation im Bereiche der aus lockeren Schichten aufgebauten Teile des steirischen Beckens nachgefolgt ist, welche in den Randgebirgen deutlich verfolgbare Terrassen hinterlassen hat.

Als Nachwehen des mittelplozänen Vulkanismus können vielleicht die im Eisengebirge (Pinkadurchbruch) am Kleinen und Großen Czatterberg auftretenden alten Geysirabsätze angesehen werden, die prächtige Kieselsinter (Hydroquarzite) hinterlassen haben (22). In ihrer, z. T. schneeweißen, z. T. aber dunkelbraunen und dann stark eisenhaltigen Masse sind reichlich verkieselte Holzstücke und auch Konchylien eingebettet. Die Flora enthält Zerreiben, Reste von *Fraxinus*, *Tilia*, Einschlüsse fossiler Sequoien und Sumpfyypressen sowie einen verkieselten Moostorf (49).

h) Der jüngstplozäne-quartäre Entwicklungsgang der zentralalpinen Randbecken (Abb. 15, S. 359). Die jüngstplozäne, bis in die Gegenwart reichende Entwicklung hat am Ostfuße der Alpen wieder reichliche, allerdings nur rein fluviatile Ablagerungen hinterlassen. Nachdem aus dem Murgebiet quartäre Terrassen schon seit langem bekannt waren (43), (241), hat die geologische Aufnahme der letzten Jahrzehnte (119), (117), (115) die Verbreitung der in das Jungplozän und Quartär zu stellenden Terrassenbildungen in weitestem Umfang auch an allen übrigen Flüssen sichergestellt. Jüngstplozäne und quartäre Terrassen begleiten die Mur an ihrem Lauf durch das steirische Becken zwischen Graz und Wildon an ihrem rechten Ufer, unterhalb von Wildon bis zur Reichsgrenze in zahlreichen übereinander angeordneten Stufen am linken Ufer. Sie finden sich auch an den rechtsseitigen und linksseitigen Zubringern der Mur fast allenthalben entwickelt und setzen nur in dem Durchbruchstal der Sulm durch das Sausalschiefergebirge stellenweise aus. An der Raab sind sie, von Feldbach abwärts, am rechten Talgehänge entwickelt. Besonders große Ausdehnung gewinnen sie im Raume zwischen Feistritz, Safenbach und Lafnitz, wo der zwischen diesen Flüssen gelegene Bereich pannonischer Schichten zum großen Teil von ihnen verhüllt wird. Schließlich sehen wir sie an der Pinka und im Stremtale gut ausgebildet.

Auch in der Landseer Bucht und in der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte sind Terrassenschotter jungplozänen und quartären Alters bekannt (Abb. 12). Auf der Wasserscheide zwischen Schwarza und Vulka deuten sie (208) einen alten, ursprünglich zum Neusiedlersee hinggerichteten Lauf der Pitten an. Auf junge Laufverlegungen der Leitha seit jungplozäner Zeit und auf die Verbreitung zugehöriger Schotterfelder im Bereich der Parndorfer Heide (105) wurde jüngst verwiesen.

Im steirischen Becken konnten bis zu zehn jungpliozäne-quartäre Terrassenniveaus übereinander festgestellt werden. Die Mehrzahl läßt sich auf weitere Erstreckung, aber stets nur in einseitiger Anordnung entlang der Flußtäler verfolgen. Mit Ausnahme des jungquartären Schotterfeldes der Mur im Grazer und Leibnitzer Feld zeigen sämtliche jungpliozänen und diluvialen Terrassen einen gleichartigen Aufbau aus einer nur wenige Meter mächtigen Schotterbasis und einer bis zu 10 m, meist nur 4 bis 6 m betragenden Decke von Terrassenlehm, welche letztere nur gelegentliche Schottereinlagerungen erkennen läßt.

Das Alter der Terrassen des steirischen Beckens ließ sich bisher auf paläontologischem Wege nur in wenigen Fällen belegen (Knochen- und prähistorische Funde in den jungquartären Terrassen des Grazer Feldes und bei Gleisdorf) (43), (53). Nach Analogie mit den Terrassen des Wiener Beckens und mit jenen der Kleinen ungarischen Ebene kann der obere Teil der Fluren ins Jungpliozän versetzt und die darunter gelegenen auf die ältere, mittlere und jungquartäre Zeit aufgeteilt werden. Die dem Jungpliozän zugesprochenen Terrassen liegen bis 150 m (meist nur bis 100 m), die als Quartär angesprochenen Fluren bis zu 60—70 m über den heutigen Talböden (113 b).

Das Flußnetz der Gegenwart befindet sich im steirischen Becken, größtenteils im Stadium fortdauernder Aufschwemmung der Talsohlen mit Inundationslehmen (Aulehmen), bei Beschränkung seines Hochwassergerölltransportes auf die Niederwasserrinne, in gewissen Fällen auch bei Mitführung nur feinen Schlammes (letzteres bei der mittleren Laßnitz und beim Strembach). Gerade die größeren Flüsse dagegen (Mur, Feistritz) besitzen ein alluviales Schotterfeld und zeigen auch deutliche Wirkungen jugendlichen, kräftigen Seiten- und Tiefenschurfs, der bei der Mur allerdings durch die Flußregulierung des letzten Jahrhunderts mitbestimmt ist.

Die Terrassenbildungen im steirischen Becken als Ausdruck schwacher jungtektonischer Hebungen und Verbiegungen.

Die Schaffung des jungpliozänen und quartären Reliefs am östlichen Alpenrande ist in seiner Gesamtheit als Auswirkung jugendlicher tektonischer Bewegungen anzusehen, wie aus folgendem hervorgeht (Abb. 15 und 19, S. 390):

1. Die Tieferlegung der Erosionsbasis in diesem Zeitabschnitt um 120—150 m, wie sie den gesamten Bereich des steirischen Hügellandes kennzeichnet, und in der nördlichen Kleinen ungarischen Ebene und im südlichen inneralpinen Wiener Becken in entsprechenden Verschüttungen ihr Gegenstück findet, kann nur durch hebende tektonische Kräfte erklärt werden. Diese (etwa seit Bildung der

höchstgelegenen jungpliozänen Schotterterrassen) schon eine Million Jahre dauernde Teilentwicklung muß als eine unvollendete angesehen werden, in deren Auswirkungen wir noch mitten drinnen stehen. In voller Übereinstimmung mit dieser Auffassung werden auch für den mehrfach durch Terrassen gegliederten, jungen morphologischen Ausgestaltungsvorgang im Bereiche der südlichen Kleinen ungarischen Ebene, jungtektonische Hebungen als Ursache zugrundegelegt (104).

2. Die Terrassierung weist bei der fast ausnahmslos regelmäßigen Profilierung und rhythmischen Aufeinanderfolge darauf hin, daß hier Erosions-, bzw. Aufschüttungsrhythmen vorliegen, deren Ursache in periodisch wiederkehrenden Schollenbewegungen zu suchen ist. Es kann folgender Ablauf angenommen werden: Eine Hebung mit Tiefenschurf und gleichzeitiger Seitenerosion bedingt die Zerstörung der älteren Talflur und die Schaffung eines neuen, fast immer, gegenüber dem vorangegangenen, seitlich verschobenen Taleinschnitts. Beim Abflauen der Bewegung und Herausbildung einer flacheren Gefällskurve des Flusses wird ein breiteres Schotterfeld im gleichzeitig ausgeweiteten Talboden angelegt. Bei Aufhören der aufsteigenden Bewegung und eventueller Rücksenkung wird der Talboden bei Hochwässern flächenhaft mit einer Aulehmdecke überzogen. In dieser Phase werden die Schotter, sofern überhaupt, nur in der schmalen Niederwasserrinne des stark mäandrierenden Flusses (in Hochwasserzeiten) weiter transportiert. Eine neuerliche Hebung leitet dann einen nächsten Zyklus ein.

3. Die oberpliozänen Terrassen zeigen in jenen Bereichen, in denen aus dem jungtektonischen Befund ein Fortwirken der Gebirgsbewegungen bis ins Jungpliozän anzunehmen ist, eine auffällige Höhenlage. So am Poßruck- und Remschniggkamm, wo Anzeichen für eine Fortdauer der breiten Verbiegung dieser Gewölbe bis in junge Zeiten hinein vorliegen. Die besonders kräftige Tiefenerosion, wie sie hier in dem Bild des steilen und engen Durchbruchstals der Drau zum Ausdruck kommt und von jungen Verlegungen der Wasserscheide zwischen Mur und Drau begleitet wird (133), stimmt damit überein.

4. Die Terrassenverschiebungen im steirischen Becken im Laufe des Jungpliozäns und Quartärs bilden durch ihre schrittweise Verlegung den Verlauf noch in Fortbildung begriffener Großfalten und Großmulden ab (Abb. 15). So zeigt sich eine Weiterbildung der jungpliozänen Wölbung des „Grabenlandes“ im südlichen steirischen Becken durch ein Norddrängen der unteren (steirischen) Raab und durch ein Süddrängen der unteren Mur ab, wobei ein auch aus dem tektonischen Bild erkennbares, östliches Absinken dieser Wölbungsachse an dem Abdrängen der Seitenbäche nach Osten und eine entgegengesetzte Aufbäumung des Stradner Kogelzuges in einem Abweichen des Gleichenberger Sulzbachtales nach Westen zum Ausdruck kommt. Auf diese tektonisch beeinflusste Seitenverschiebung der südwärts drängenden unteren Mur sind die Enthauptung des Quellgebietes des Stainzer Baches und zahlreiche analoge Erscheinungen kleineren Ausmaßes zurückzuführen.

Die Weiterbildung der weststeirischen Tertiärmulde bis an die Gegenwart heran kommt in dem Süddrängen von Kainach, Laßnitz und Sulm und in einem ausgesprochenen Norddrängen der Saggau und ihrer Seitenbäche — von dem jungen Faltengewölbe des Remschnigg weg — zum Ausdruck. Auch im Gefolge dieser Bewegungen haben sich größere Veränderungen im Talnetz vollzogen (einseitige Verschiebungen der Talwasserscheiden zwischen Kainach und Laßnitz, Laßnitz und Sulm, Sulm und Saggau; Ablenkung der Laßnitz bei Deutschlandsberg, aus ihrem, früher zur Sulm gerichteten Laufe, nach Osten hin).

Ferner ist das so aufdringliche, offenbar auf eine posthume Aufbiegung des Hartberger Gebirgsspornes, bzw. seiner verdeckten Fortsetzung zurückführbare, schrittweise Auseinanderweichen der jungpliozänen-quartären Lafnitz und Feistritz hier anzureihen, das sich auch noch an der Südverlegung von Ilz- und Ritscheinbachtal zum Ausdruck bringt. Außerdem entstand schon zur Zeit

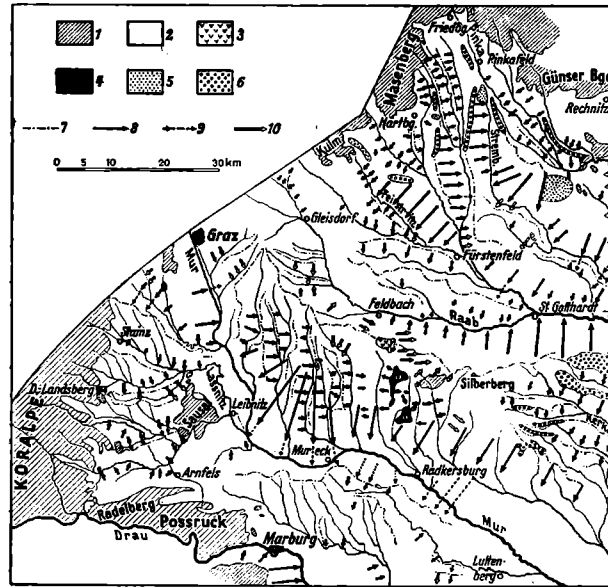


Abb. 15. Skizze der jungen Talverschiebungen und der Terrassenverbreitung im steirischen Becken.

(Wiedergabe aus: A. Winkler-Hermaden „Geologischer Führer durch das Tertiär- und Vulkanland im steirischen Becken“. Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin 1939. Fig. 2.)

- 1 = Vortertiäres Grundgebirge
- 2 = Tertiäre und quartäre Bildungen
- 3 = Miozänes Trachyt- und Trachyandesitmassiv von Gleichenberg
- 4 = Pliozäne Basaltmassen (nur die beiden Hauptvorkommen angegeben)
- 5 = Ausgedehnte Reste jungpliozäner (altquartärer) verlassener Talböden zwischen zwei heutigen Talsystemen (Plateaus)
- 6 = Ausgedehnte Reste jungpliozäner Terrassenschotter und Lehme auf heutigen wasserscheidenden Rücken
- 7 = Asymmetrische Wasserscheiden zwischen Haupttälern
- 8 = Richtung und Größe der jungen (jungpliozänen und quartären) seitlichen Verschiebungen der Talsohlen, an der Verbreitung der Terrassensedimente erwiesen
- 9 = Tendenz zur Seitenverlegung der Talsohle im Bereich der heutigen Alluvialtäler
- 10 = Aus der Talasymmetrie erschließbare Tendenz zur Seitenverlegung der Seitentäler (ohne begleitende Terrassensedimente)

des älteren (jungpliozänen) Abschnitts dieses Entwicklungsganges eine vollkommene Laufänderung der Bäche im Nordteil der oststeirischen Bucht. Lafnitz, Lungitz und Safenbäche, die sich anfänglich ostwärts zur Pinka entwässert hatten, wurden schrittweise in das offenbar schwach eingemuldet und allmählich nach Süden rückende Becken von Fürstenfeld konzentriert, und damit dem

Einzugsbereich der Feistritz angegliedert. Ferner wurde die Pinka aus ihrem, ursprünglich dem Stremtal folgenden bogenförmigen Verlauf, durch Anzapfung von dem einer jungtektonischen Depression entsprechenden Raum von Oberwarth—Groß-Petersdorf aus, abgelenkt und deren heutige kürzere Laufstrecke geschaffen. Eine westwärts gerichtete Verlegung der unteren Pinka kommt in ihrem Abgleiten von dem jungpliozänen-quartären Schotterfeld von Steinamanger zum Ausdruck und kann durch eine, gegen das steirische Becken gerichtete posthume Schrägstellung der Scholle erklärt werden, bedingt durch eine relative Aufwölbung in der Vorlage des in das steirisch-pannonische Becken vordringenden paläozoischen „Günser Sporns“.

In der Vulkasenke und in jener des Neusiedlersees liegen ganz junge, intra-quartäre Senkungsfelder vor, die sogar zeitweilig die Donau bis in den Bereich des letztgenannten hereingezogen hatten (38), (104).

5. Der Innensaum des steirischen Beckens gegen das Randgebirge wird zu meist von einer Zone gebildet, an dem eine Depression der „Kammflur“ und das Auftreten breiter flacher Talmulden zu konstatieren ist. Beispiele: Randsenke Schwanberg—Deutschlandsberg im südweststeirischen Becken, Einsenkung von Weiz—oberes Ilzbachtal und von Stubenberg—Kaindorf im Feistritzgebiete; Pöllauer Einbuchtung und Hartberg—Grafendorf (mit dem Hartberger Moos); Depression Pinkafeld—Oberwarth—Groß-Petersdorf am Saum des Bernsteiner Gebirges; Randsenke von Rechnitz am Südsaum des Günser Berglands; Rabnitzsenke in der Landseer Bucht. In all diesen Fällen handelt es sich um junge, zweifelsohne tektonisch bedingte Einmuldungen, die als Begleiterscheinung einer, noch bis in die Gegenwart wirksamen relativen Aufwölbung der Randgebirge anzusehen sind.

i) Junge Abtragsvorgänge im Tertiärland des steirischen Beckens. Das Tertiärhügelland des steirischen Beckens wird unter der ständigen Einwirkung der abtragenden Kräfte fortschreitend zergliedert, ausgeräumt und etwas erniedrigt. Durch diese Vorgänge wurde das in der Miozän-Altpliozänzeit verschüttete Gleichenberger Trachytmassiv in mittel-oberpliozänen Entwicklungsphasen wieder aus seiner Schichthülle herauspräpariert, die vulkanischen Schlotte und Stiele aus Einsprengungen, die sie ursprünglich in der obersten Schichthülle gebildet hatten, zu z. T. steil aufragenden Kuppen umgestaltet und auch die im Jungtertiär verschütteten Schieferinseln wiederum ihrer jungen Schichtverhüllung beraubt. Am Saum der Randgebirge bildeten sich damals zahlreiche epigenetische Durchbrüche aus. Selbst die mittel- und altpliozänen Landoberflächen sind in dem Bereiche des aus lockeren Tertiärschichten aufgebauten Hügellandes bereits wesentlich abgetragen. „Riedelflächen“, welche das alte Landniveau aus der Zeit der jungpannonischen Aufschüttung noch anzeigen würden, sind daher dort nicht mehr vorhanden. Erst die jüngeren, oberpliozänen Terrassenflächen sind stellenweise als mehr oder minder unversehrte Reste in lehmbedeckten Fluren noch erhalten geblieben.

Einen sehr maßgeblichen Anteil an der Ausgestaltung des jungtertiären steirischen Hügellandes nehmen die Rutschungen (17a), (103), (122a), deren Auftreten sich in Rutschungsterrassen entlang der Hänge, in „Kesselbrüchen“ und zirkusartigen Talschlüssen zu erkennen gibt. Blatternarbig überziehen sie das ganze steirische Tertiärhügelland, in besonders starkem Maße jenes der Oststeiermark. Es gibt hier auf Kilometer Länge ausgedehnte und einheitliche Rutschbewegungen und Abgleiten ganzer Hügel auf gleitfähiger Unterlage. Be-

sonders dort, wo eine Wechsellagerung durchlässiger Sande und undurchlässiger, wasserstauer Tone festzustellen ist, sind größere Rutschungen zu verzeichnen. Die Bewegungen zerstören in tausenden von Fällen alljährlich Kulturland und gelegentlich auch Wälder und richten an Gehöften, sowie Straßen und Wegbauten Schäden an. Trotzdem scheint die Periode einer besonders gesteigerten Rutschungsaktivität einer Zeit der jüngsten geologischen Vergangenheit, und zwar einem Abschnitt der prähistorischen Zeit anzugehören. Wahrscheinlich ist sie in jene Zeitspanne zu versetzen, in der, vor Entstehung der heutigen, alluvialen Talaufschwemmungen, bei Ausarbeitung der jüngsten (verschütteten) Talböden, eine kräftigere Tiefenerosion anzunehmen ist.

4. Beziehungen in der pannonen Entwicklungsgeschichte des steirischen Beckens zu jener der Kleinen ungarischen Ebene.

Das steirische Becken, die Landseer Bucht und die Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte bedeuten am Ostsaum der Zentralalpen nur Ausschnitte aus dem Hauptbecken der Kleinen ungarischen Ebene, welche letzteres eine mächtige Auffüllung mit pannonischen Sedimenten zeigt. Diese erreichen nach der Bohrung von Mihaly II eine Mächtigkeit von rund 2500 m! (79a), (71). Die Oberfläche der Kleinen ungarischen Ebene wird meist von jungpannonischen Schichten eingenommen, die den „pontischen“ Horizonten der „*C. unguiae caprae*“, der „*C. balatonica-triangularis*“ und der „Unio Wetzleri-Schichten“ entsprechen. Zur Ablagerungszeit der beiden letzteren Horizonte war das Kleine ungarische Becken in einen reinen Süßwassersee verwandelt, während in dem anschließenden steirischen und Wiener Becken schon der Horizont der „*C. unguiae caprae*-Schichten“ in ausgesprochener Süßwasserausbildung vorliegt. Im Anschluß an das steirische Becken sind im ungarischen Bereich zwischen Steinamanger, der Raab und der Marczal der „Balatonica-Horizont“, der auch noch das oberste Zalatál aufbaut, verbreitet (104); östlich davon sind aber (zwischen Raab, mittlerer und unterer Zala) und am Saum der Günser Berge die Unio Wetzleri-Schichten entwickelt. Die ersteren sind vorherrschend tonig, die letzteren aber sandig ausgebildet.

Über diesen Schichten war jedoch, wie neuerdings festgelegt wurde (134), (104), noch ein höherer Schotterhorizont verbreitet, der vom steirischen Becken her bis zu den Basaltbergen der Kleinen ungarischen Ebene gereicht und diese überdeckt hatte, wovon Geröllreste Zeugnis ablegen. Ich vermute, daß diese nachbasaltische, jüngstpannonische Schotterdecke, die in der südlichen Kleinen ungarischen Ebene gegenwärtig schon fast zur Gänze der Abtragung zum Opfer gefallen ist, ein Äquivalent der „Silberbergschotter“ des steirisch-

ungarischen Grenzgebietes darstellt. Auf der Höhe des Kandiko (302 m), westlich von Zalaegerszeg, konnte ich über den feinkörnigen Schichten des Jungpannons einen mittelgroben Schotter feststellen (134), in dem ich ein Erosionsrelikt der das südliche ungarische Becken einst oberflächlich auffüllenden, jüngstpannonischen Silberbergschotter vermutete. Letztere dürften sonach dem oberen Teil des Unio Wetzleri-Horizontes der ungarischen Geologen zuzuordnen sein.

Schrifttum.

- (16) Aigner A.: Geom. Studien der Grazer Bucht. Jb. 66, 1916.
- (17) — Geom. Probleme am Ostrande der Alpen. Geom. I, 1925.
- (17a) — Gehängeanbrüche. Geom., 1935.
- (18) Andrusov N.: Pliocene de la Russie meridionale. Böhm. Ges. d. Wiss Prag 1927.
- (19) Andrusov D.: Karpathenmiocän und Wiener Becken. Petrol. 1939.
- (20) Angel F.: Gesteine der Steiermark. Graz 1924.
- (21) Bauer K.: Conchylienfauna des Florianer Tegels. M. St. 1899.
- (22) Benda L.: Eisenberg-Gruppe. Acta Sabariensia. Steinamanger 1929.
- (23) Benesch, Fr. v.: Tertiärbecken von Rein. Verh. 1913.
- (24) Brandl W.: Hartberger Gebirgssporn. Jb. 81, 1931.
- (25) — Geomorphologie des Masenbergstockes. M. St. 1933.
- (26) Clar E.: Tertiär im Untergrund von Graz. Verh. 1927.
- (27) — Geologie der Rannach. M. St. 76, 1933.
- (28) — Die Eggenberger Bresche. Geom. 8, 1935.
- (29) — Sarmat in der Kaiserwaldterrasse. Verh. 1938.
- (30) Cornelius H. P.: Glimmerandesit von Aschau. Fol. Sab., Steinamanger 1933.
- (31) Dittler E. u. Dworak R.: Der Säuerling von Oberschützen im Burgenland. Chemie der Erde, 1935.
- (32) Dreger J.: Schichten von Eibiswald. Verh. 1902.
- (33) Ehrenberg K.: Vorzeitliche Tierwelt. Burgenl. Heimatbl. 3, 1924.
- (34) — Knochenreste von Friedberg. Verh. 1927.
- (34a) Forberger K. u. Metz R.: Magnetische Bodenforschungen zwischen Leibnitz und Radkersburg. B. 87, 1939.
- (35) Friedl F.: Pannonische Sedimente. Wiener Becken. M. W. 24, 1931.
- (36) — Steinbergdom. M. W. 1937.
- (37) Granigg B.: Steiermärkische Kohlenvorkommen. Z. f. Berg- u. Hüttenw. 1910.
- (38) Hassinger H.: Physiographie des inneralpinen Wiener Beckens. Penck-Festschr. 1918.
- (39) Heritsch F.: Das Tertiär von Passail. M. St. 52, 1915.
- (40) — Tuffkogel Kapfenstein. M. St. 51, 1918.
- (41) Heritsch H.: Weitendorfer Basalt. Cbl. 1928.
- (42) Hiebleitner: Wieser Revier. B. 74, 1926.
- (43) Hilber V.: Taltreppe. Graz 1912.
- (44) — Die rätselhaften Blöcke. M. St. 1912.
- (45) — Diskordanz im Leithakalk. M. W. 6, 1913.
- (46) — Nordufer des Miocänmeeres. M. W. 1913.

- (47) Hochstetter H. E.: Walbersdorfer Tegel. Anz. 1934.
- (48) Hoernes R.: Die vorpontische Erosion. Sb. 1902.
- (49) Hofmann E.: Hölzer von Eisenberg. Fol. Sab., III, Steinamanger, 1929.
- (50) — Pflanzenreste Gleichenberg. Verh. 1933.
- (51) Hohl O.: Sarmatische Stufe Gleisdorf. Verh. 1927.
- (52) Hübl H.: Aufnahmebericht Spezialkartenblatt Graz. Verh. 1939.
- (53) — Gleisdorf. M. St. 75, 1938.
- (54) Jaeger R.: Foraminiferen der Windischen Büheln. Verh. 1914.
- (55) Janoschek R.: Nordrand der Landseer Bucht. M. W. 24, 1931.
- (56) Jugovics, L. v.: Basalte ... Ostfuß der Alpen. Jber. ung. g. R. A. 1916, Budapest 1919.
- (57) — Basalte des Pauliberg. Chemie der Erde 1939.
- (57a) Kapounek J.: Eisenstadt. Jb. 1937.
- (58) Kieslinger A.: Vormiocäne Oberfläche. Verh. 1924.
- (59) — Alte und junge Verwitterung. SB. 136, 1927.
- (60) — Hydrographie des Korallengebietes. M. G. 70, 1927.
- (61) — Bau der Koralpe. Sb. 137, 1928.
- (62) — Lavantaler Störungszone. JB. 1933.
- (63) — Geol. u. Petr. des Bachern. Verh. 1935.
- (64) — Tertiäre Verwitterungsböden. G. R. 19.
- (65) Klingner F. E.: Kohlenbecken von Tauchen. B. 82, 1934.
- (65a) Kollmann F.: Aufnahmebericht in Verh. 1939.
- (66) Kubart B.: Tertiärflora. Verl. Leuchner & Lubensky, Graz 1924.
- (67) Kümel F.: Vulkanismus der Landseer Bucht. Jb. 86, 1936.
- (68) Leitmeier H.: Zur Geologie des Sausalgebirges. M. St. 1908.
- (69) — Kainberg. M. St. 1907.
- (70) Loczy L. v.: Geologie der Balatongegend. Res. d. Wiss. Erf. d. Balatonsees, Budapest 1916.
- (71) Loczy L. v. jun.: Ölgeologie des innerkarpathischen Beckensystems. Petrol. 1939.
- (71a) Machatschki F.: Weitendorf. Cbl. 1927. A.
- (72) Marchet O.: Vorsarmatische Ergußgesteine bei Gleichenberg. SB. 140, 1931.
- (73) — Vulkanische Tuffe bei Leoben. M. P. 1935.
- (74) Mayer R.: Morphologie des mittleren Burgenlandes. D. 102, 1929.
- (75) Meznerics J.: Schlierbildungen. M. St. 73, 1936.
- (76) Mohr O.: Wechselbahn. D. 1913.
- (77) Murban: Steinberg bei Feldbach. Mitt. d. Landesmus. Graz 1939.
- (78) Neppel A.: Aufnahmebericht Tertiär-Plabutsch-Buchkogel. Verh. 1939.
- (79) Papp A.: Nubecularien aus Sarmat. Anz. 1939.
- (79a) Papp S.: Die Erdölforschungen in Transdanubien. Banyaszati es Kohaszati Lapok, Budapest, 1939.
- (80) Petrascheck W.: Miocäne Schichtfolge. Verh. 1915.
- (81) — Kohlengeologie der österr. Teilstaaten. VII. tertiäre Senkungsbecken. B. 1924.
- (82) — Kohlengeologie der österr. Teilstaaten. VII/2. Wiener Becken. B. 1925.
- (83) — Kohlengeologie der österr. Teilstaaten. Dinarisches Gebirge. Oberschles. Berg- u. H.-Verein, 1927.
- (84) Petrascheck W. E.: Geröllführung inneralpiner Miocän. Verh. 1929.
- (85) Pia u. Sickenberg O.: Säugetierreste des Jungtertiärs. Denkschr. d. naturh. Mus. Wien. 4, 1934.

- (86) Prochazka V.: Mariner Tegel von Walbersdorf. Razpr. tschech. Akad. Prag 1899.
- (87) Rössler W.: Koniferenhölzer von Gleichenberg. M. St. 74, 1937.
- (88) Schadler J.: Einschlüsse in Basalttuffen. M. P. 1914.
- (88a) Schaffer F. X.: Geol. Führer Wiener Becken. II. Verl. Borntracger, Berlin 1908.
- (89) Schlesinger G.: Mastodonten des naturhistorischen Museums. Denksch. nat. Museum, Wien 1917.
- (90) — Mastodonten der Budapester Sammlungen. Geol. Hung. 2, 1922.
- (91) Schmidt E. K.: Eruptivgebiete Oberpullendorf und Pauliberg. Acta Univ. Szeged. 1, 1929.
- (92) — Basalte von Ödenburg. Mitt. Univ. Szeged. 1929.
- (93) Schoklitsch K.: Einschlüsse in Eruptiven. M. P. 1934.
- (94) — Oststeirische Basalte. N. Jb. 1932 u. Cbl. 1933.
- (95) — Der Quarztrachyt von Schaufelgraben. N. Jb. 1935.
- (96) Schwinner R.: Geologie von Birkfeld. M. St. 72, 1935.
- (97) Sickenberg O.: Sirene aus dem Leithakalk. D. 101, 1928.
- (98) Sölch J.: Blockbildungen. Verh. d. Vers. d. Naturf. u. Ärzte Wien, 1913.
- (99) — Das Grazer Hügelland. Sb. 130, 1920.
- (100) — Ostmurisches Randgebirge. Sieger Festschr. 1924.
- (101) — Epigenetische Erosion. G. R. 91, 1918.
- (102) Stiny J.: Lignite von Feldbach. Bergbau u. Hütte 1918.
- (102a) — Kohlenmulden. N. W. 1919.
- (103) — Technische Geologie. Verl. Encke, Stuttgart 1922.
- (104) Szadeczky-Kardoß E. v.: Rumpfungarländ. Kl. Tiefebene. Mitt. d. berg. u. h. Abt. a. d. Univ. Sopron, 1938.
- (105) — Entwicklungsgeschichte Leithafluß. Földt. Közl. 65, Budapest 1937.
- (106) Terzaghi, K. v.: Flamberg. M. St. 44, 1907.
- (107) Vendl M.: Geologie der Umgebung von Sopron. Mitt. d. berg- u. hüttenm. Abt., Sopron 1929.
- (108) — Daten zur Geologie von Sopron. Mitt. d. berg- u. hüttenm. Abt., Hochschule, Sopron 1933.
- (109) Waagen L.: Köflach und Voitsberg. Verh. 1925.
- (110) — Paläozoikum Kreide und Tertiär Köflach-Voitsberg. Jb. 1937.
- (111) Winkler-Hermaden A.: Geologie und Paläontologie. Jb. 1913.
- (112) — Eruptivgebiet von Gleichenberg. Jb. 1913.
- (113) — Basalt Pauliberg. Verh. 1913.
- (113a) — Die tertiären Eruptiva. Ztschr. f. Vulk. 1, 1914.
- (113b) — Oststeirisches Pliozän. Jb. 1920.
- (114) — Beziehungen zwischen geologischer... Entwicklung. Z. Ges. f. Erdkunde 1926.
- (114a) — Ostabdachung d. Zentralalpen. G. R. 1926.
- (115) — Abbild der jungen Krustenbewegung. Z. D. 1926.
- (116) — Südweststeirisches Tertiärbecken. D. 1927.
- (117) — Die morphologische Entwicklung des steirischen Beckens. M. G. 1927.
- (118) — Über sarmatische und pontische Ablagerungen. Jb. 1927.
- (119) — Erl. geologisches Kartenblatt Gleichenberg. Geol. B. A. Wien 1927.
- (120) — Jungtertiärer Vulkanismus. Ztschr. f. Vulk. 1927.
- (121) — Dazite im Draudurchbruch. Verh. 1926.

- (122) Winkler-Hermaden A.: Friedberg—Pinkafeld. Verh. 1927.
 (122a) — Bodenbeweglichkeit. Fortschritte d. Landwirtschaft. 1927.
 (123) — Die Oststeiermark. Graz 1928, Verl. Leuschner & Lubensky.
 (124) — Mitteltertiärer Flysch. Verh. zool.-bot. Ges. Wien 1928.
 (125) — Erläut. Excursionen d. geol. Ges. Z. D. 1928.
 (126) — Tertiärgeologie im Wiener Becken. Cbl. 1928.
 (127) — Der Bau des Radelgebirges. Jb. 1929.
 (128) — Gesteinsvorkommen Aschau. Fol. Sab. Steinamanger 1933.
 (129) — Über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen. Jb. 1933.
 (130) — Aufschüttung, Abtragung und Landformung. Anz. 1933.
 (131) — Die tertiären Ablagerungen des Nordostsporns. Sb. 1933.
 (132) — Aufnahmsbericht. Bl. Hartberg. Verh. 1934.
 (133) — Erläuterungen zum Blatt Marburg. Geol. B. A. Wien 1938.
 (134) — Beobachtungen in Südwestungarn. Cbl. 1938.
 (135) — Geologischer Bau des steirischen Beckens. Petrol. 1939.
 (136) — Geologischer Führer . . des steirischen Beckens. Bornträger, Berlin 1940.
 (136a) — Jahresber. f. 1938. Verh. 1939.
 (136b) — Jahresber. f. 1939 (in Druck).
 (137) — Žurga F.: Bacher . . . Geogr. Vestnik, Laibach 1926.

III. DIE JUNGTERTIÄREN ABLAGERUNGSRÄUME KÄRNTENS.

In Ost- und Mittelkärnten erscheinen über dem kristallinen und paläozoischen Grundgebirge und über den hier auf zentralalpinem Boden erhaltenen Schollen triadischer, oberkretazischer und alttertiärer Schichten (Eozän des Krappfeldes und des Sonnberges) mächtigere Reste jungtertiärer Ablagerungen. Sie erfüllen in geschlossener Verbreitung die Senke des ostkärntnerischen Lavantals und finden sich in verstreuten Schollen in Mittelkärnten. In Südkärnten liegt schließlich ein weiterer ausgedehnter Verbreitungsbereich jungtertiärer Ablagerungen, und zwar in der nördlichen Vortiefe der Karawanken und in diesem Gebirge selbst, in dessen Bau noch einbezogen.

1. Ostkärnten (Abb. 1, S. 298).

a) *Die altmiozänen Schichten.* Im mittleren und unteren Lavanttal liegt eine mächtige jungtertiäre Schichtfolge vor, die viele Anklänge an jene der weststeirischen Bucht aufweist (168). Am Nordwestsaum der breiten und tiefen Sedimentmulde tauchen über dem kristallinen Grundgebirge der Saualpe kristalline Blockschotter auf, welche Rinnen in ersterem auffüllen (St. Marein, St. Margarethen). Analog dem Radelschotter in Südweststeiermark, dem sie gleichen, werden sie von geröllführenden Sandablagerungen vom Typus der unteren Eibiswalder Schichten Steiermarks bedeckt. Im Südwestteil des breiten unteren Lavanttalabschnittes sind es die grobklastischen

„Granitztaler Schotter“ (140), welche einen größeren Flächenraum bedecken. Sie sind aus dem Abtragsschutt des Südsaums der Sau-alpe, an dem eine Decke von Grödener Sandstein, am Rande des diaphthorisierten kristallinen Grundgebirges, im Altmiozän noch weiter als gegenwärtig hinaufgereicht haben dürfte, zusammengefügt. Im tieferen Teil dieser Serie sind auch Kohlenflöze bekannt. An dem Oberkreidesporn des Herzogberges (nordöstlich von St. Paul), der bereits jenseits des Lavanttals vorspringt und das Becken stark einengt, werden basale Blockschotter, vielleicht Koralpenschutt, von geröllführenden Schichten vom Charakter der „unteren Eibiswalder Serie“ überdeckt.

Über dieser basalen grobklastischen Schichtfolge greifen am Nordwestsaum der breiten Bucht limnische Schichten (kohleführende Sande und Tegel) vor (Flöze von Siegeldorf, wahrscheinlich auch das Opperdorfer Flöz bei Wolfsberg). Voraussichtlich gehört diesem Schichtkomplex der Zug der Süßwasserablagerungen an, welcher sich im oberen Lavanttal bis zum Obdacher Sattel ausdehnt. Er enthält ebenfalls eine flözführende Serie, die insbesondere bei Preblau abgebaut wurde, wo vier Kohlenflöze konstatiert wurden. Das Schichtmaterial ist feinkörnig, aus Tonen, Sandsteinen und feinkörnigen Konglomeraten zusammengefügt. Starke Störungen, z. T. Aufschiebungen des Grundgebirges auf die Kohlenmulde, kennzeichnen diesen, zwischen dem Kristallin eingeklemmten Schichtstreifen (161). Er bildet die Brücke zwischen dem kohleführenden Komplex des unteren Lavanttals und dem produktiven Fohnsdorfer Becken in der norischen Senke (Obersteiermark).

b) *Die Transgression des marinen Schliers im unteren Lavanttal.* Wie auf Grund von Bohrergebnissen bekanntgeworden ist (161), lagert im unteren Lavanttal eine mächtige marine-brackische Schichtfolge, welche eine Mindestmächtigkeit von 470 m aufweist. Sie ist in das Hangende der vorerwähnten (unteren) kohleführenden Schichten zu versetzen und ist durch Schliercharakter, im tieferen Teil als bituminöse Mergel ausgebildet, gekennzeichnet. Obertags treten marine Schlierschichten am Dachberge, im Hangenden der „Granitztaler Schotter“ zutage (140), (141). Sie enthalten dort ebenfalls bituminöse Mergel, eine reichere Meeresfauna (145), welche mit jener der „Grunder Schichten“ in Vergleich gestellt wurde, und neu entdeckte Einschaltungen von vulkanischem Tuff (154). Diese letzteren sind insofern von Bedeutung, als sie voraussichtlich von den Andesiteruptionen des großen, nächstgelegenen Smrekouc-Eruptivgebiets der nördlichen Savefalten abstammen (nur 35 km Distanz!). Sie verweisen die Sedimente mit großer Wahrscheinlichkeit in die helvetische Stufe, in der die Hauptmasse der Andesite ausgebrochen ist. Für ein helvetisches Alter sprechen auch die Lagerungsverhältnisse und die Beziehungen zum steirischen Tertiär.

Konnte schon für die Süßwasserschichten an der Basis des Lavanttaler Tertiärs eine den Blockschottern gegenüber ausgreifende Lagerung festgestellt werden, so gilt dies noch mehr für den „Schlier“, der im untersten Lavanttal als stark reduzierter Schichtstreifen unmittelbar dem Grundgebirge auflagert. Hierher gehören die neu aufgefundenen Meeresschichten ost-südöstlich von St. Paul (140) und die altbekannten marinen („*Mytilus*-schichten“), brackischen („*Cerithienschichten*“) und fluviatilen Ablagerungen bei Lavamünd. Sie finden jenseits der Reichsgrenze in dem miozänen, marin-brackischen Ablagerungsbereich in der Senke von Windischgraz, am Südwestfuß des Bachers, ihr Gegenstück.

Die mächtigen, feinkörnigen Sedimente des Schliers, die unverändert bis an den Lavanttaler Bruch und damit an die heutige Koralpe herantreten, lassen schließen, daß zu ihrer Bildungszeit in der näheren und weiteren Umgebung nur Flachreliefs vorhanden gewesen sein können und insbesondere der schroffe Abfall der Koralpe zum Lavanttal damals noch nicht bestanden haben kann.

c) Die mittleren brackisch-fluviatilen Schichten im Lavanttal. Marin-brackische Schichten mit fluviatilen Einschaltungen bilden einen Zwischenkomplex zwischen dem „Schlier“ und der oberen produktiven Serie im Lavanttal. Der Schlier wird im Profil vom Dachberge bei Mühl-dorf durch Schichten bedeckt, die eine Wechsellagerung von Sandsteinen, Sanden, Schottern und Tonlagen, letztere mit einer brackischen Fauna, aufweisen (168). Eine tiefere Schotterbank mit bis faustgroßen Einschlüssen deutet auf eine Geröllzufuhr von weiter her, und zwar teils auf eine solche aus dem Einzugsbereich der Zentralalpen, teils aus südlicher Richtung (Karawanken ?) und teils schließlich aus einem Porphyritgebiet. Die Ablagerung scheint ihrer Zusammensetzung nach den am Nordsaum der Karawanken verbreiteten „Rosenbacher Kohlschichten“ ähnlich zu sein.

Nach der Berechnung aus einer älteren Profildarstellung würde sich für diesen Zwischenkomplex am Dachberge eine Mächtigkeit von über 800 m ergeben; nach der weiter nordwestwärts gelegenen Bohrung von Wolkersdorf eine solche von höchstens 500 m; letzteres unter der Voraussetzung, daß die in dieser Bohrung angetroffenen bituminösen Liegendschlierschichten dem Schlier von Mühl-dorf, und die zirka 500 m mächtigen Hangendschichten (unter dem Flöz-zug von Stefan) dem sandig-schottrigen Zwischenkomplex am Dachberge entsprechen. Da die Geröllvorschüttung mindestens zeitweise aus südlicher oder südwestlicher Richtung her erfolgt ist, so wäre ein solcher Übergang von den küstennah gebildeten Schichten des Dachbergs zu der zirka 7 km nördlicher gelegenen Schichtfolge der Bohrungen durchaus im Bereiche der Möglichkeit gelegen.

Die Schotter des Dachberges deuten zweifelsohne wieder eine Be-lebung der Erosion und verstärkte Schutzzufuhr aus dem benachbarten

Kristallin und vermutlich auch dem Karawankenbereich an. Ich betrachte sie als Anzeichen einer Vorphase der steirischen Gebirgsbildung, wie sie im weststeirischen Becken durch die „Arnfelser Konglomerate“ markiert wird.

Im untersten Lavanttal konnte ich, über dem Marin gelagert, fossilführende Süßwasserschichten feststellen, die vielleicht auch der „mittleren Schichtgruppe“ angehören.

d) Die (obere) kohleführende Schichtfolge im unteren Lavanttal (161). Über der „mittleren Schichtgruppe“ lagert im unteren Lavanttal ein kohleführender Schichtkomplex, dessen Flöze im Bergbau St. Stefan im Abbau stehen. Es wird ein tieferer Flözzug („Liegendflöz“ — „Hangendflöz“) und ein oberer („Kuchler Flöz“) unterschieden.

Die Flöze führen eine Braunkohle, die von einem bituminösen Schieferthon mit Ostracoden und Fischknöchelchen (über dem Hangendflöz) bedeckt wird. Die Mächtigkeit des Liegendflözes beträgt zirka 1,2 m, jene des Hangendflözes 1,7 m, während das „Kuchler Flöz“ mächtiger, jedoch in fünf Kohlenbänke aufgelöst ist. Die Mächtigkeit der produktiven Schichtfolge beträgt — ohne Berücksichtigung des bereits abgetragenen Hangenden — nach der neueren Bohrung „B“ 328 m.

Die Zwischenschichten zwischen den Flözzügen enthalten marin-brackische Fossilreste (darunter Foraminiferen), so daß wir eine paralische Flözablagerung vor uns haben (151), (168).

Aus dem Bohrprofil ergab sich ferner eine deutliche Mächtigkeitszunahme dieser jüngeren Beckenfüllung in östlicher Richtung, gegen den begrenzenden Lavanttaler Verwurf hin. Dies weist darauf hin, daß schon während der Ablagerung dieser Schichten die epirogenetische Senkung entlang des Lavanttaler Störungssaums verstärkt vor sich gegangen war, und, diesem entlang, eine tiefere Sedimentationsrinne vorgezeichnet war.

Diskordante Blockschotter im unteren Lavanttal. Am Ostsaum des Beckens und am Dachberge erscheinen über der produktiven Schichtfolge grobklastische Schichten, z. T. als Blockschotter ausgebildet. Sie enthalten in einem rotbraunen Bindemittel Korallen-geröllmaterial. Am Dachberge ist die Diskordanz zwischen ihnen und ihren Liegendschichten deutlich. Ihrer Entstehung ist demnach eine kräftige Störungsphase vorausgegangen, die mit einer höheren Teilphase der „steirischen Gebirgsbildung“ in Vergleich gesetzt werden kann.

c) Vergleich mit dem steirischen Becken.¹⁾ Schon die Betrachtung einer geologischen Übersichtskarte macht es wahrscheinlich, daß die an

¹⁾ Der 1937 durchgeführte Vergleich der Schichtfolge des Lavanttals mit jener des steirischen Beckens (168) muß in einem Punkte eine Abänderung erfahren, und zwar wegen der nunmehr geänderten stratigraphischen Einordnung des „Florianer Tegels“, der nicht mehr ins Helvet, sondern an die Basis des Tortons gestellt wird.

der Ostflanke der Koralpe verbreitete alt-mittelmiozäne Schichtfolge auch an der Westflanke dieses Gebirges ihre Entsprechung finden wird. Die Grob- und Blockschotter an der Basis des Lavanttales können den Granitztaler Schottern und den Blockschottern von St. Marein-St. Margarethen gleichgesetzt werden; die auflagernden geröllführenden Sande den unteren Eibiswalder Schichten; die flözführende Serie von Siegelsdorf etwa den mittleren Eibiswalder Schichten Steiermarks. In beiden Gebieten ist ferner eine Transgression des älteren Schliermeeres festzustellen, über dessen Ablagerungen sich in Südsteiermark das Delta der Arnfelser Konglomerate, im Lavanttal die Schotter des Dachberges in das Meer vorbauten, bzw. dieses zeitweilig verdrängten. Die obere produktive Serie des Lavanttales mit ihren marinen Einschaltungen kann weiters mit der oberhelvetischen Serie der Leutschacher Sande und des (mittleren) Schliers in Parallele gestellt werden. Die Blockschotter des Lavanttales schließlich werden als die Äquivalente der analogen Schuttbildungen an der Basis des Torton (Kreuzbergschotter oder Schwanberger Schutt) im steirischen Becken anzusehen sein.

Jedenfalls kommt sowohl in Südsteiermark wie im Lavanttal eine helvetische Transgression deutlich zum Ausdruck. Wahrscheinlich hat sie vom Lavanttal auf den Koralpenbereich übergegriffen, der damals auch von der steirischen Seite her, und zwar mit limnisch-fluviatilen höheren Eibiswalder Schichten, überdeckt war und — wie die feine Sedimentation an beiden Flanken anzeigt — keine stärkere Erhebung gebildet haben kann.

f) *Jungtektonik im Lavanttal.* Die Miozänablagerungen des unteren Lavanttales bilden eine große, nischenförmige tektonische Mulde, die an ihrer Ostseite durch den bedeutenden Lavanttaler Verwurf (157), (253) abgeschnitten wird. Dieser läßt sowohl Vertikalverschiebungen als auch Seitenbewegungen erkennen und wird von sekundären Störungen begleitet, welche die junge Schichtfüllung in Teilschollen zerlegen (157), (168). Das Muldentiefste kann in etwa 1500 bis 2000 m erwartet werden (die derzeitig tiefste Bohrung mit 624 m, noch in höheren, marinen Schichten verblieben!). Die Schichtfolge ist schwach gefaltet (Antiklinale am Dachberg [145!]). Sie ist schräggestellt und am Ostsaum am Lavanttaler Bruch steil aufgerichtet. Im Südteil des unteren Lavanttales ist die Miozänmulde zwischen den Trias-Kreidebergen von St. Paul und der Koralpe auf einen Bruchteil ihrer Breite eingeeengt. Hier ist die Schichtfolge in Form einer steilen Einfaltung eingeklemmt (140). Die steirische Diskordanz zwischen älterer Miozänfolge und vortortonischen Blockschottern ist deutlich angezeigt. Für die Fortdauer der schon damals eingeleiteten Bewegungen am Lavanttaler Bruch bis ins Pliozän hinein, sprechen gewichtige morphologische Gründe (253), (114);

solche sind auch für das Fortwirken der Störung noch in quartärer Zeit beigebracht worden (60).

g) *Basalt von Kollnitz*. Bei St. Paul im unteren Lavanttal erscheint ein isolierter jungvulkanischer Durchbruch (Basalt von Kollnitz). Er kann als der westlichste Ausläufer der großen pliozänen Basaltprovinz angesehen werden, welcher die Ausbrüche im Plattenseegebiet, in der Kleinen ungarischen Ebene, am Saum des Nordostsporns der Zentralalpen, im oststeirischen Becken und der Basalt von Weitendorf, zwischen letzterem und der weststeirischen Bucht, zugehören. Eine etwas abweichende petrographische Zusammensetzung von jener der großen Basaltprovinz, die bei diesem Vorposten leicht durch Beeinflussung von seiten assimilierter Nebengesteine und durch magmatische Differenzierung zu erklären ist („Andesitbasalt“ [162]) reicht meines Erachtens nicht aus, die aus dem regionalen Bild klar sich ergebende Zugehörigkeit dieses jungeruptiven Gesteinskörpers in Zweifel zu stellen. Der prächtig säulenförmig abgesonderte Basalt enthält tertiäre Einschlüsse, auch solche fossilführender Lagen (146), und ist von Tuffen begleitet, in denen Pflanzenreste aufgefunden wurden (155). Ich möchte aber die Frage stellen, ob letztere nicht aus einem Einschluß stammen. Ich betrachte den Ausbruch des Basalt von Kollnitz als Begleiterscheinung jener mittelplioziänen Gebirgsbewegungen, die eine großzügige Verstellung zwischen Koralpe und mesozoischem Bergland von St. Paul zur Folge hatten. Sie kann nach der Niveaudifferenz der ins Altplioziän gestellten Landoberflächen beider Bereiche bis auf etwa 1000 m Sprunghöhe beziffert werden.

2. Die Miozänablagerungen Mittelkärntens.

Aus dem Gebiete von Hüttenberg in Mittelkärnten wurde eine grobklastische Schichtfolge des Miozäns beschrieben und dem Radelschotter und den E. Sch. gleichgestellt (143). Sie ist ein am Westsaum der Saualpe befindliches Gegenstück zu den östlich derselben auftretenden gleichartigen Ablagerungen im unteren Lavanttal. Aus neueren Untersuchungen geht die, wenn auch stark zerstückelte Verbreitung kohleführender Miozäns in Mittelkärnten hervor. Solches tritt nicht nur im Krappfeld auf (151), sondern ist auch noch hart am Rande der Hohen Tauern am Katschberg festgestellt worden (163). Im Zusammenhang mit der schon älteren Feststellung kohleführender Miozänschichten am Neumarkter Sattel kann daher angenommen werden, daß während der Zeit des Helvets größere Teile Mittelkärntens von einer mehr oder minder geschlossenen Sedimentdecke überzogen waren (151).

3. Die jungtertiären Ablagerungen von Südkärnten (Abb. 1 und 16).

Ein interessantes, aber in den Grundzügen seiner Schichtentwicklung und seines Aufbaues trotz eifriger neuerer Bemühungen, noch nicht restlos aufgeklärtes Tertiärgebiet bildet die den Nordkarawanken vorgelagerte „Vortiefe“ (156) in Südkärnten. Die Absätze, welche sie erfüllen, treten teilweise noch in den jungtektonischen Bau der Karawanken selbst ein.

a) *Das kohleführende Tertiär von Lobnig bei Eisenkappel.* Inmitten des triadischen Baues der Karawanken lagert als vermutlich ältestes Schichtglied des südkärntnerischen Jungtertiärs ein eingeklemmter und von Trias überschobener (142) Streifen kohleführender Ablagerungen in der „Mulde“ Lobnig bei Eisenkappel (149). In 1100 m Seehöhe stand hier durch längere Zeiten hindurch ein Glanzkohlenbergbau im Betrieb. Die Kohle wird von einer groben, nach oben zu sich verfeinernden Geröllablagerung überdeckt, die — trotz der Lagerung inmitten der Karawanken — aus Quarzrestschottern besteht. Diese deuten einen von den Zentralalpen über die Karawanken nach Süden zu gerichteten Flußschottertransport an. Eine analoge Ablagerung wurde in den mittleren Karawanken (Sinacher Gupf) ermittelt, ebenfalls in die Karawankentrias eingeschuppt (149).

Die kohleführenden Ablagerungen von Lobnig und ihre Äquivalente können vielleicht als ältestes Helvet (eventuell auch schon höheres Burdigal) angesehen werden.

b) *Die Rosenbacher Kohlschichten und der Horizont der Lignite von Keutschach.* Im Karawankenvorland wird der tiefere Teil der Schichtfüllung von kohleführenden Ablagerungen sandig-toniger Natur, mit eingestreuten Kleinschotterbänken, gebildet (Horizont der Lignite von Keutschach). Sie werden ins Helvet gestellt (149), (150). Die helvetische Transgression ist also auch im Karawankenvorland sichergestellt, wo sie über ein tiefgründig verwittertes kristallines und phyllitisches Grundgebirge übergriff. Die entstehenden Sedimente entnahmen in den tiefen Lagen ihr Material dem aufgearbeiteten Untergrunde. In dem Kohlengebiete von Keutschach, südlich des Wörthersees, folgt sodann über feuerfesten Tonen, in denen Foraminiferenreste enthaltende marine Einschaltungen festgestellt wurden (149), die Flözzone. Letztere zeigt eine Mächtigkeit von 5 m, die sich auf drei Flöze mit starken Zwischenmitteln aufteilen läßt (161). Über 40 m mächtige, feinkörnige Schichten lagern darüber. Als Leitform der Südkärntner landnahen Bildungen gilt *Pseudochloritis gigas*. Das noch zu erwähnende Sattnitzkonglomerat bedeckt die Keutschacher Kohlenablagerung.

Im Ostteil der Sattnitzhochfläche wurde, im Liegenden der Konglomeratplatte, auf der Hochfläche von Rückersdorf eine feinkörnigere Schichtfolge festgestellt, welche Kohlenflöze und brackische Versteinerungen (Cardien, Tellinen) aufweist (164). Sie besteht aus sandigen Tegeln mit Pflanzenresten und feinkörnigen Schottern, die nebst kalkigem Karawankenmaterial auch reichlich Quarze führen. Noch weiter ostwärts finden sich jedenfalls gleichaltrige, kohleführende Schichten in dem stillgelegten Kohlenbergbauggebiet von Oberloibach südlich von Bleiburg, in den knapp jenseits der Reichsgrenze gelegenen Mulden von Homberg und Mies und schließlich in dem großen Kohlenrevier der Liescha-Zone, am Südfuße des Ursulaberges (156). In diesem Bereiche herrschen in Begleitung der Kohle und teilweise noch in den Hangendschichten Kristallinsande und Kleinschotter und Tone vor. Bei Homberg ist durch die Auffindung von Austern- und Turritellenresten die Beteiligung mariner Schichtglieder, bei Liescha jene brackischer, sichergestellt.

Am Nordabfall der Karawanken wurde unter der Bezeichnung von „Rosenbacher Kohlenschichten“ ein Schichtkomplex herausgehoben, der in Schuppen dem tektonischen Bau dieses Gebirges eingeschichtet ist. Es wird die Annahme begründet (144), daß er dem helvetischen Lignithorizont von Keutschach annähernd zeitlich entspricht.

Wichtige Anhaltspunkte ergaben sich über die Herkunft des Geröllmaterials. Dieses entstammt z. T. einer Schieferserie paläozoischen Alters, ähnlich jener, wie sie an der Nordseite des Drauzuges im Weißenseegebiet ansteht; z. T. aus dem Altkristallin nördlich der Drau zwischen Spital und Villach und schließlich teilweise aus dem oberen Mölltal (139). Als besonders bedeutungsvoll wird die Feststellung hervorgehoben, daß die charakteristischen Gesteine von Tauerngneis- und Schieferhülledecken im Geröllbestand noch nicht aufscheinen, woraus ein Schluß auf den Abtragszustand der Alpen in der mittleren Miozänzeit gezogen werden kann. Ich verweise auf meine ähnlichen Ergebnisse bezüglich der Geröllzusammensetzung des Ennstal-Tertiärs. Offenbar war auch in der Zeit des älteren Mittelmiozäns der Bereich der tieferen Tauerndecken durch die Abtragung noch nicht bloßgelegt.

c) Sattnitz- und Bärentalkonglomerat. Der höhere Teil der jungtertiären Schichtfolge Kärntens wird durch die kalkgeröllreichen, mittelgroben Sattnitz- und Bärentalkonglomerate gebildet. Erstere werden von einer kalkalpinen, aus den Karawanken stammenden Geröllgesellschaft zusammengefügt, letztere enthalten aber auch viel Schottermaterial aus den Zentralalpen (darunter Serpentine). Sie sind reich an hohlen Geschieben.

Die Ablagerung des Sattnitzkonglomerats, das unvermittelt den feinkörnigeren Liegendenschichten aufruht, ist durch das Aufleben tektonischer Bewegungen in den Karawanken mitbedingt (156), (152). Sein Alter ist leider noch nicht ganz gesichert, da die aus demselben namhaft gemachten Knochenreste teils auf ein miozänes, teils auf ein altpliozänes Alter bezogen werden können (147). Auf Grund des allgemeinen paläogeographischen Bildes der Sattnitzserie erscheint mir eine mittelmiozäne Bildung wahrscheinlich. In diesem Falle wäre

seiner Entstehung eine Teilphase der steirischen Gebirgsbildung vorausgegangen.

Das am Nordsaum der Karawanken verbreitete, früher dem Sattnitzkonglomerat zugezählte Bärentaler Konglomerat wurde neuerdings von letzterem abgetrennt (152), und wird für jungpliozän, oder gar quartär angesehen, wobei auf einen Fund von „Potamogeton“ Bezug genommen wird. Dieser Pflanzenrest findet sich aber auch in mittelmiozänen Schichten (z. B. in der helvetischen Ablagerung von St. Kathrein am Hauenstein!). Es muß daher die Frage, ob das Bärentaler Konglomerat nicht nur eine faziell abweichende Ausbildung des Sattnitzkonglomerats darstellt, oder diesem mindest zeitlich nahesteht, noch offen bleiben.

d) *Die Entwicklungsgeschichte des südkärntnerischen Jungtertiärs* kann wie folgt kurz zusammengefaßt werden:

1. Im höheren Burdigal oder älterem Helvet muß eine nach Süden gerichtete Entwässerung, von den Zentralalpen über die Karawanken hinweg, bestanden haben (149). Der aus Quarzschottern bestehende Geröllstrom dürfte einem Fluß zugehört haben, der der Meeresbucht in den Savefalten zustrebte.

2. Einer späteren Phase (Helvet) gehört offenbar die Niederbiegung eines breiteren Saums im Kristallengebiet von Mittelkärnten und damit die Entstehung der Karawankenvortiefe an. In dieser Senkungsdepression entstanden ausgedehntere Kohlenablagerungen (Lignite von Keutschach), während gleichzeitig das Meer in kurzweiligen Ingressionen unter und über den Flözen vordrang. In dieser Zeit dürfte eine direkte Verbindung mit dem Schliermeer des Lavantals bestanden haben. Dem höheren Teil dieser Schichtfolge scheinen die „Rosenbacher Kohlschichten“ anzugehören, die innerhalb der Karawanken in selbständiger Verbreitung auftreten.

3. Das Sattnitzkonglomerat (Bärentalkonglomerat) deutet auf eine weitgehende Verstärkung der Geröllzufuhr aus den Karawanken (90% Kalkgerölle!) (160), und auf eine Vergrößerung der Geröllbildung. Sofern die Alterseinreihung ins Mittelmiozän zurecht besteht, wäre es als Folgeerscheinung einer schwächeren Teilphase der steirischen Gebirgsbildung anzusehen.

e) *Tektonik des südkärntnerischen Miozäns* (Abb. 16 u. 19). Im östlichen Teil des Karawankenvorlandes sind flache Aufschiebungen der Karawankentrias auf die kohleführende helvetische Schichtfolge festgestellt worden. In der anliegenden Vorlandzone werden dort Schuppungen zwischen dieser letzteren und dem Grundgebirge angenommen (156). Die Bewegungen werden einer nachhelvetischen Phase zugeschrieben und als Nachklang des vorhelvetischen Deckenschubs angesehen. Aufschiebungen der Trias auf das kohleführende Jungtertiär wurden auch in der innerhalb der Karawanken gelegenen

Kohlenmulde von Lobnig bei Eisenkappel sichergestellt (142), (149). In den Mittel- und Westkarawanken sind schließlich neuerdings ähnliche ausgedehnte Schuppenzonen festgestellt worden, welche die Rosenbacher Kohlschichten tief ins Grundgebirge eingeklemmt aufweisen, wobei es auch zur Entstehung von Triasklappen im Tertiär gekommen ist (152), (153), (144).

Im Gefolge jüngerer Bewegungen, wohl in erster Linie solcher der attischen Gebirgsbildung, ist auch noch eine steile Aufpressung der Karawanken auf das Bärenalkonglomerat erfolgt. Von gewissen Teilen des Karawankenaußensaumes werden auch flache Aufschiebungen

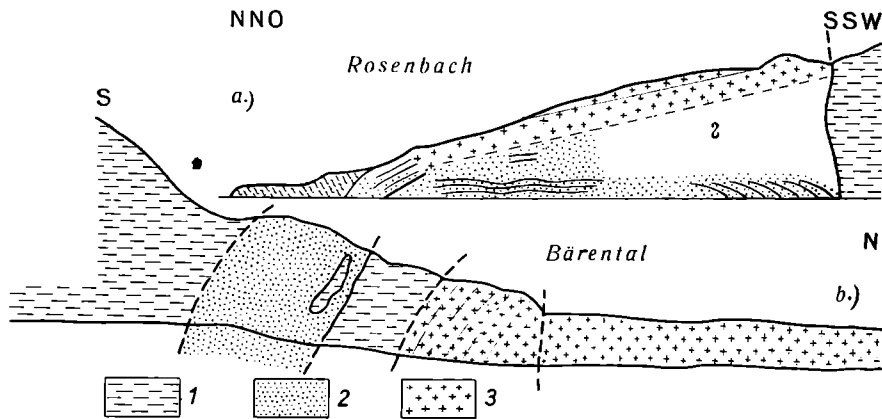


Abb. 16. Geologische Profile von der Schuppungszone am Nordsaum der Karawanken.

(Nach F. Kahler: „Der Nordrand der Karawanken“, Carinthia II, 1935.)

Erklärung: 1 = Trias

2 = Nicht verfestigte Tertiärschichten (besonders Rosenbacher Kohlschichten)

3 = Konglomerate

des Grundgebirges auf die jungen Konglomerate beschrieben (z. B. Ostkarawanken) (156). Die tektonischen Bewegungen haben auch noch den Südsaum der Sattnitzkonglomerat-Platte in die Störungen einbezogen. Jedoch liegen meines Erachtens für die Annahme (150), (169), daß auch das Sattnitzkonglomerat eine „tektonische Decke“ bildet, noch nicht genügende Anhaltspunkte vor.

Von verschiedener Seite (143a), (153), (248) wurde die Fortdauer tektonischer Bewegungen bis in die Eiszeit hinein begründet. Danach kann es keinem Zweifel unterliegen, daß der Nordsaum der Karawanken bis zur Gegenwart einer Zone entspricht, entlang welcher Bewegungen der jungaktiven Baueinheit der Karawanken zur Auslösung gelangen. Sie stehen jedenfalls mit der schroffen Heraushebung dieses Gebirges

über das Senkungsfeld Mittelkärntens in engem Zusammenhang. Nur an wenigen Stellen der deutschen Alpen tritt eine junge Gebirgsgruppe mit über 2000 m hohen Erhebungen so unvermittelt an ein geschlossenes, junges Senkungsfeld heran, wie es im Bereiche der Nordkarawanken der Fall ist. Entsprechend den allgemeinen, in den Ostalpen gemachten Erfahrungen, wie sie insbesondere auch in dem zum Karawankenabfall spiegelbildlichen Südabfall der östlichen Südalpen gewonnen werden konnten (166), (167), wird es sich bei den jungpliozänen-rezenten Störungen der Karawanken nicht um eine Weiterbildung des Deckenschubs handeln, als vielmehr um vertikale Schollenverschiebungen an Brüchen, Flexuren usw., welche einen älteren miozänen, bzw. älterpliozänen Schuppen- und Faltenbau verformen. Diese haben erst die scharfe orographische Individualisierung der Karawanken bedingt. Dies schließt keineswegs aus, daß auch bei diesem jungen Bewegungsmechanismus noch Reste gerichteter, seitlicher tektonischer Spannungen auftreten, konnten, die als Kompression an steilen oder vertikalen Bewegungsbahnen zur Auslösung gelangen.

Aus neuen morphologischen Untersuchungen (138), (165), (160) geht hervor, daß in Mittel- und Südkärnten an einem System nordwestlich und nordöstlich verlaufender Störungen ein treppenförmiger Aufstieg von der relativ tief liegenden Scholle des Klagenfurter Beckens zu den verschiedenen hochliegenden Schollen der Gurktaler Alpen und der Saualpe erfolgt ist. Auch im Bereiche des ersteren werden noch sehr jugendliche bruchförmige Zerstückelungen vorausgesetzt (159). Wenn hervorgehoben wurde (165), daß die diesen großen Schollenbewegungen und der durch diese zweifelsohne bedingten Abtragung korrelierten Sedimente nicht festzustellen sind, erscheint dies vollkommen verständlich. Denn nach den Erörterungen im Schlußabschnitt handelt es sich bei den im Landschaftsbilde zum Ausdruck kommenden Bewegungen um solche pliozänen Alters, deren Abtragung erst draußen im pannonischen Becken niedergelegt wurde.

Schriftenverzeichnis.

- (138) Aigner A.: Geomorphologische Beobachtungen Gurktaler Alpen. SB. 131, 1922.
- (139) Angel F.: Geröllstudien ... Kohlentertiär-Karawanken. R. Canaval Festschr., Carinthia II, 1935.
- (140) Beck H.: Aufnahmsberichte Unterdrauburg und Hüttenberg. Verh. 1921 und 1924.
- (141) — Geologische Spezialkarte Hüttenberg-Eberstein. Geol. B. A. 1931.
- (142) Canaval A.: Lobnig. B. 1919.
- (143) Haberfelner E.: Hüttenberger Erzberg. Anz. 1933.
- (143a) Heritsch F.: Faaker See. Anz. 1936.
- (144) Heritsch F. u. Kahler F.: Nordrand der Karawanken. Anz. 1938.
- (145) Höfer H.: Miocän von Mühldorf. Jb. 1892.
- (146) Kahler F.: Basalt von Kollnitz. Cbl. 1928.
- (147) — Versteinerungsfunde. C. II. 1926.
- (148) — Versteinerungsfunde Kärnten. C. II, 1928.

- (149) Kahler F.: Karawankenstudien II, III. Cbl., B. 1929, 1932.
 (150) — Wörthersee und Karawanken. M. St. 68, 1931.
 (151) — Kohlentertiär. Verh. 1932.
 (152) — Der Nordrand der Karawanken. C. II, 1935.
 (153) — Jugendliche Bewegungen. B. 1937.
 (154) — Vulkanische Tätigkeit im Lavanttal. C. II, 128, 1938.
 (155) — u. Hofmann E.: Kollnitz. Cbl. 1933.
 (156) Kieslinger A.: Karawankenstudien I. Cbl. 1929.
 (157) — Lavanttaler Störungszone. Jb. 1929.
 (158) — Geologie u. Petr. des Bachern. Verh. 1935.
 (159) Paschinger H.: Wörthersee. C. II. 127, 1937.
 (160) — Morphologie. C. II, 1935.
 (160a) — Landschaftliche Gliederung Kärntens. Wien 1926, Seidel & Sohn.
 (161) Petrascheck W.: Kohlengeologie der österr. Teilstaaten. VI/2, Ennstal, Kärnten. B. 1925.
 (162) Schoklitsch K.: Kollnitz. Cbl. 1933, A.
 (163) Staber R.: Tertiärkohlen in Oberkärnten. Verh. 1933.
 (164) Stiny J.: Rückersdorf. Jb. 1934.
 (164a) — Miklauzhof. C. II. 1938.
 (165) Thurner A.: Morphologie Innerkrams. M. G. 1930.
 (166) Winkler-Hermaden A.: Bau der östlichen Südalpen. M. G. 1923.
 (167) — Neue Ergebnisse über östliche Südalpen. G. R. 1936.
 (168) — Unteres Lavanttal. Cbl. 1937.
 (169) Worsch E.: Faaker See. C. II, 1937.

IV. DIE TERTIÄREN ABLAGERUNGEN DER NORISCHEN SENKE .

1. Allgemeines.

Fast bis zum selben Meridian, wie die Miozänschichten Südkärntens, reichen im Bereiche der norischen Senke des oberen Murgebiets jungtertiäre Ablagerungen westwärts in die Zentralalpen hinein, und zwar bis an den Rand der Hohen Tauern heran. Das Neogen der norischen Senke enthält wichtige produktive Kohlenlager, unter denen das Fohnsdorfer und das Leobner Revier an erster Stelle stehen. Es handelt sich dort um zwar unterbrochene, aber in ihrer Gesamtheit dem Alpenstreichenden folgende Sedimentmulden, meist asymmetrisch gebaut (187), welche vom obersten Murtal bis Kapfenberg (Mündungsgebiet der Mürz in die Mur) die O—W-Richtung zum Ausdruck bringen, im Mürzgebiet aber, dem Einlenken des alpinen in das karpathische Streichen entsprechend, in nordöstlich streichenden Teilsenken bis an das inneralpine Wiener Becken heran weiterziehen. Im allgemeinen läßt sich eine basale Schichtfolge mit Kohlenflözen (meist Grundflöze) und feinkörnigen, tonig-sandigen Begleitschichten, von einer jüngeren, diskordant aufgelagerten Grob- und Blockschotterserie absondern, beide mittelmiozänen Alters (188), (257). Die feinkörnigen Ablagerungen der norischen Senke entsprechen tektonisch versenkten

(eingefalteten oder eingeklemmten) Resten einer einst wesentlich weiter ausgedehnten, seither aber durch die Denudation stark zugeschnittenen Schichtfolge (187).

2. Lungau.

Die westlichsten Tertiärablagerungen der norischen Senke finden sich im Salzburger Lungau zwischen Tamsweg und Mauterndorf. Hier füllen über einer sehr mächtigen, mittelgroben, mit Sandsteinen wechselnden Konglomerataufschüttung kohlenführende sandige Tone und Mergel und Sandsteine und darüber schiefrige Mergel und Tone eine große Schichtmulde. Die Hangendschichten entwickeln sich durch Wechsellagerung aus den Konglomeraten (177), (170). Am Aineck reichen die jungtertiären Ablagerungen wahrscheinlich bis 1800 m Seehöhe hinauf! (191). Die Geröllgesellschaft zeigt (170) nur Einschlüsse aus einem Glimmerschiefer- und Phyllitgebiet, dagegen keine aus den nahegelegenen Bereichen der Niederen und Hohen Tauern. Es kann vermutet werden, daß die letztgenannten zur Zeit des älteren Miozäns durch die Erosion noch nicht bloßgelegt waren.

Die Beziehungen der Jungtertiärablagerungen des Lungaus zu jenen der übrigen norischen Senke (speziell Fohnsdorfer Mulde) bedürfen noch weiterer Klärung. Es wäre nicht ausgeschlossen, daß in den mächtigeren, basalen Schottern und Konglomeraten des Lungaus auch noch etwas ältere (burdigale?) Horizonte, als in den kohlenführenden Schichten des Ostens, vorliegen. Trifft diese Vermutung zu, so wäre ein ursprünglicher Zusammenhang mit der Wagreiner Senke nicht ausgeschlossen. Doch betrachte ich diese Frage für noch nicht geklärt.

3. Fohnsdorf-Seckauer Mulde (Abb. 17).

Während bei Oberwölz und Rottenmann im Rantenbachtale miozäne Konglomerate auftreten, welche (177), (170) an die Hangendkonglomerate des Leobner Beckens erinnern, tritt die Mur oberhalb von Judenburg in das ausgedehnte und mit sehr mächtigen Miozänsedimenten erfüllte Fohnsdorfer-Seckauer Becken ein. Die Schichtfolge zeigt (187):

a) Einen Liegendsandstein, der mit rot gefärbten Basisbrekzien dem Untergrund aufruht und eine Einlagerung von feinkörnigem Konglomerat enthält.

b) Das Glanzkohlenflöz, 4 bis 8 m mächtig, mit Ober- und Unterbank, stark durch Zwischenmittel gegliedert, von einer Congerienlage bedeckt und mit bituminösen, Ostrakoden und Fischreste führenden Hangendmergeln versehen.

c) Die sehr mächtige Serie der höheren Mergel und Sande, welche 30 bis 40 m über dem Flöz eine Einschaltung von „Seifenschiefer“ aufweist und Congerien und Melanien führt.

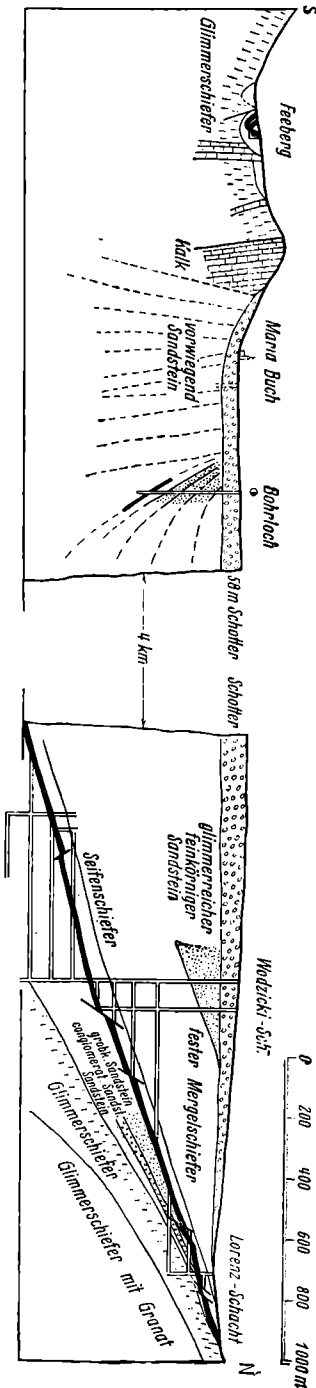


Abb. 17. Geologischer Querschnitt durch das kohlentführende Fohnsdorfer Miozänbecken und die Feeburger Teilmulde.

(Aus W. Petrascheck: „Die Kohlenlager Österreichs“. Ztschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen. Berlin 1937.)

Das Plöz ist durch eine dicke schwarze Linie gekennzeichnet. Der durch große Ringegeben angegebene Deckschotter entspricht der jungdivalen Bedeckung.

Der Bergbau ist bereits bis zu einer Tiefe von über 900 m vorgegrungen! Das Muldentiefste ist noch nicht erreicht. Auf Grund der neueren Grubenaufschlüsse (188) kann, da die Liegendsandsteine nach der Tiefe zu zumindest 500 m Mächtigkeit anschwellen und die Schichtfolge über dem Kohlenflöz etwa bis 1000 m Mächtigkeit aufweisen dürfte, in einer Tiefe von etwa 1500 m erwartet werden (Abb. 17).

Wichtig ist die Feststellung (187), daß durch eine fortschreitende „Transgression“ der Ablagerungsraum des Beckens ständig erweitert wurde, so daß schließlich größere Teile der heutigen umrahmenden Gebirgszüge unter der Süßwasserschichtfolge begraben gelegen sein müssen. Dem Bildungsmedium nach sind die Schichten der Fohnsdorfer Mulde teils als limnisch anzusehen, teils aber durch einen brackischen Einschlag gekennzeichnet. Auf letzteren weist das Auftreten von *Melania Pecchioli*, einer auch in marinen Schichten des Wiener Beckens auftretenden Form, und die Auffindung eines Hai-fischzahnes in der benachbarten und ursprünglich wohl mit dem Fohnsdorfer Becken zusammenhängenden Kohlenmulde von Leoben. Es ist anzunehmen, daß der einstige Ablagerungsbereich der Fohnsdorfer Mulde, über das Miozän am Obdacher Sattel und bei Preblau hinweg, mit der marin-brackischen Bucht des unteren Lavantales in direkter Verbindung gestanden war.

Das Fohnsdorfer Becken bildet (188) eine asymmetrisch gebaute Faltenmulde mit flacher ansteigendem Nord- und steiler aufgerichtetem bis überkipptem, z. T. bruchförmig begrenztem Süd-(Südost-)Flügel (Abb. 17). Es wird südwärts, in

der Feeberger Kohlenmulde, von einer seichteren miozänen Einklemmung im Grundgebirge begleitet.

Am Südsaum des Fohnsdorfer Beckens lagern mächtige, bis über 1000 m Seehöhe hinaufreichende Grob- und Blockschotter, reich an Marmor- und Amphiboliteinschlüssen, die nach Analogie mit den „Hangenschottern“ in den übrigen „norischen Kohlenmulden“ wohl auch hier diskordant der feinkörnigen Schichtfolge aufruhend. Sie brechen gegen Osten (175) an Brüchen am kristallinen Gleinalpmassiv ab.

In der Seckauer Teilmulde wiederholt sich im großen und ganzen das gleiche Lagerungsbild. Ein im Pölstal bei Unterzeiring auftretender Rest miozäner, auch Kohleschmitzen führender Schichten kann als die allerdings unterbrochene, nordwestliche Fortsetzung der Fohnsdorfer Mulde angesprochen werden. Er bildet eine Geröllagen führende Schichteinklemmung, die große Gehänge-rutschungen an der Pöls bedingt. Die von Brüchen durchschnittenen Schichten fallen ostwärts einer wichtigen Störungslinie („Pölslinie“) (196) zu, an der sie als eingeklemmter Schollenrest erhalten geblieben sind. Jedenfalls hat die zusammenhängende Schichtbedeckung bis ins obere Pölsgebiet gereicht und hier Teile der Niederen Tauern mit einem Sedimentmantel überzogen. Im Ostteil des dort schon mit dem Fohnsdorfer Becken verschmolzenen Seckauer Beckens sind im Raume von St. Marein, nördlich der Mur, über der kohleführenden, feinkörnigen Schichtfolge wieder grobe Hangendblockschotter (mit Mergel- und Sandsteinzwischenlagen) verbreitet.

4. Die mittelmiozänen Ablagerungen im Becken von Leoben, Bruck a. d. Mur und in jenem von Trofaiach.

Ein Rest eingeklemmter Miozänschichten stellt die Verbindung zwischen den Ablagerungen des Fohnsdorfer-Knittelfelder Beckens mit den Ablagerungen bei St. Michael, westlich von Leoben, her.

Über der liegenden kohlenführenden Sedimentserie sind auch in diesem Bereiche Grob- und Blockschotter bekannt, mit zu ersteren diskordanter Lagerung (187). Die Schotter bei St. Michael sind dadurch bemerkenswert, daß sie nebst kristallinem Material sehr viel kalkalpine und grobe Eozänkalk-einschlüsse (181) aufweisen. Auf dem Lichtensteiner Berg bei St. Stefan und anderen, am Nordabhang der Gleinalpe bis zu 1100 m Seehöhe gelegenen Stellen, sind ebenfalls grobe miozäne Blockschotter entwickelt, vorzüglich örtlicher Herkunft (200). Diese grobklastischen Ablagerungen sind zweifelsohne fluviatiler Natur. Ein in den Zentralalpen wurzelnder Fluß, der über dem Bereich des zur Zeit seiner Bildung noch weiter sinkenden Fohnsdorfer Beckens geflossen ist, hat bei gegen Osten gerichtetem Verlaufe ein ausgedehntes Grobschotterfeld hinterlassen. Mit ihm vereinigte sich im Raume von St. Michael ein kalkalpiner Fluß, der seine Schottermassen über die Grauwackenzone ins heutige Murgebiet vorgebaut hatte. Seinen Schuttbildungen begegnen wir auch im Trofaiacher und Leobener Becken (Abb. 4, S. 306).

Das Tertiärbecken von Trofaiach am Südfuße der paläozoischen Eisenerzer Alpen (Reiting-Eisenerzer Reichenstein) ist, analog

den meisten übrigen Miozänmulden der norischen Senke, einseitig gebaut und speziell an seinem Südsaum durch einen Bruch begrenzt, und zwar durch die „Trofaiach-Linie“; eine bedeutende Störung, deren streichende östliche Fortsetzung auch die Neogensenke des unteren Mürztales gegen Süden abscheidet (199). Die von den Kalkmassen der Eisenerzer Alpen südwärts zum Trofaiacher Becken absinkenden Schichten enthalten an der Basis rote Kalkkonglomerate mit roten Letten, darüber Tegel und Feinsande mit Kohlenflözen, über welchen sich wieder Grobschotter (= Hangendschotter) einstellen, die reichlich mesozoisches Geröllmaterial führen. Solche sind es auch, welche in transgressiver Lagerung auftretend, in Erosionsrelikten am Kalkplateau des Jesuiterwaldes (südöstlich von Trofaiach) die Verbindung zu den „Hangendschottern“ des Miozäns von Leoben herstellen.

Auf den Hochflächen des Eisenerzer Reichensteins und des Wildfeldes sind Quarzaugensteine und Bohnerze festgestellt worden (199), (173), zu denen ich Funde größerer Augensteinlager auf dem Reiting (Gößeck) ergänzend namhaft machen kann. Sie weisen Quarze und kristalline Gerölle bis Kindesfaustgröße auf und sind bis nahe an den Gipfel zu verfolgen. Sie können nicht mit der miozänen Beckenfüllung des Trofaiacher Beckens in Verbindung gebracht werden, für welche letztere die paläozoischen Randhöhen mindestens zeitweilig Einzugsgebiet gewesen waren; sie werden viel eher auf eine ältere, heute bereits abgetragene Verschüttung zu beziehen sein, die von den Zentralalpen ausgehend zu den nördlichen Kalkalpen gerichtet war. Zugehörige Ablagerungen liegen im Sinne der hier vertretenen Auffassung im Altmiozän des Ennstals vor.

Das Tertiärbecken von Leoben-Bruck bildet einen zusammenhängenden, nur durch Muralluvionen teilweise oberflächlich verdeckten, tief eingeklemmten Schichtstreifen mit südlicher Bruchbegrenzung (Sprunghöhe bis zu 360 m!) und schwacher Überkipfung des Grundgebirges auf das Miozän (187).

In der Leobner Teilmulde ist der Schichtbau (183) dank den großen bergbaulichen Aufschlüssen genau festlegbar. Über dem tief zersetzten Grundgebirge folgt, nur stellenweise durch eine Liegendbrekzie und Konglomerate aus Quarz und Phyllit mit eingelagerten Sandsteinen und einem „Liegendflöz“ geschieden, das Hauptflöz, meist als Grundflöz ausgebildet. Es zeigt eine Mächtigkeit bis zu 20 m. Die hervorragende Glanzkohle ist autochthoner Entstehung und weist vier Einlagerungen von Andesittuff auf (184). Die Inkohlung hatte sich schon bald nach Ablagerung der Kohle vollzogen, da die Hangendschichten bereits scharf begrenzte Glanzkohlenstücke als Einschlüsse enthalten. Der obere Teil der Kohle wird stellenweise durch einen Brandschiefer vertreten, der reichlich Spongiennadeln und Diatomeen enthält, die Bildung einer offenen Wasserfläche im Moor. Die Kohle, bzw. der Brandschiefer werden von 25 m mächtigen bituminösen Tonen bedeckt (mit zwei weiteren vulkanischen Aschenlagen), welche die reiche fossile Flora von Leoben und auch Fischreste geliefert haben. Darüber folgen 140 m mächtige Hangendsandsteine. Mit dem angenommenen helvetischen Alter der Leobner und der übrigen „norischen“

Kohlenbildungen stimmen auch Pflanzen- und Fisch- (186) sowie die Säugetierreste überein (90).

Die kohleführende Schichtfolge von Leoben wird diskordant von einem weit über ihren Bereich hinaus transgredierenden Komplex der „Hangendkonglomerate“ bedeckt, und zwar zunächst von dem Hauptkonglomerat, bis 60 m mächtig und reich an Triaskalkgeröllen, dann den oberen Sandsteinen (bis 40 m mächtig), mit reicher, bereits auf ein etwas höheres Alter (eventuell schon tortonisch?) hinweisenden Säugetierfauna (188) und schließlich das Hangendkonglomerat, aus Kieselschiefer- und anderen Grauwackengeröllen zusammengesetzt. Dieser oberen Schichtfolge sind auch die Konglomerate von Donawitz zuzuzählen, die ganz überwiegend aus mesozoischem Geröllmaterial bestehen und die ganze Serie kalkalpiner Gesteine enthalten.

In der östlichen Fortsetzung der Leobner Mulde ist die kohleführende Serie, überdeckt von kristallinen Grottschottern und kalkgeröllreichen Lagen, am Dürnberg bei Bruck a. d. Mur entwickelt, wo ich auch Eozängerölle auffand.

Als vermutliche südliche Fortsetzung der Hangendschotterdecke betrachte ich eventuell die Konglomerate am Schiffal (200) und in der Bärenschützklamm im Hochlantschgebiet (179). Dort liegen am Nordsaum des Grazer Paläozoikums stark gestörte, eingefaltete und z. T. zwischen Grundgebirge eingeklemmte Reste von Schotterbildungen vor, auf deren Ähnlichkeit mit den Miozänschottern des Murgebiets verwiesen wurde. Ob aus dieser Ablagerungsserie zugehörigen Schichten oder aus den „Süßwasserschichten“ auch die „Augensteine“ hervorgegangen sind, welche auf den Hochflächen des Hochlantsch und des Schöckels, bis in die Gipfelregion hinein, auftreten (178), (210), ist fraglich.

Die vorliegenden Beobachtungen, betreffend die „Hangendschotter“ des Miozäns der norischen Senke und ihrer Umrahmung, lassen sich dahin zusammenfassen, daß aus dem Raume des Murtales zwischen Knittelfeld und Bruck (sowie aus dem Mürtale) in einem Zeitabschnitt des mittleren Miozäns eine aus den Zentralalpen und nördlichen Kalkalpen ableitbare Schotterdecke ihr Geröllmaterial über den Bereich des Durchbruchstals der Mur unterhalb Bruck und eventuell über das Hochlantsch-Schöckelgebiet bis an den Rand des Grazer Beckens vorgebaut hatte. Von der einstigen Ausdehnung geben außerhalb der norischen Senke gegenwärtig nur mehr spärliche, tektonisch eingeklemmte Schotterreste und eventuell „Augensteine“ Kunde. Schwieriger ist die Frage zu beantworten, in welchen Schichten die Äquivalente dieser Schotterdecken im steirischen Becken selbst zu suchen sind. Es erscheint mir möglich, daß der Diskordanz unter den „Hangendschottern“ der norischen Senke die Aufschüttung der Arnfelder Konglomerate im steirischen Becken entspricht, während diese selbst mit den (oberhelvetischen?) Leutschacher Sanden bzw. mit dem, letzteren äquivalenten, mittleren Schlier in zeitliche Parallele gestellt werden könnten.

5. Die miozänen Ablagerungen des Mürztalbereiches.

War in der Mursenke eine Verdoppelung der kohleführenden Tertiärsenken zu verzeichnen, so sind im Bereiche des Mürztales drei parallele Miozänmulden, ONO—NO streichend, feststellbar. Die nördliche Einmuldung umfaßt das Aflenz-Turnauer Becken, eine mittlere — die Hauptzone — liegt im Mürztal selbst, eine südöstliche durchzieht die „Waldheimat“ (Pretulalpengebiet). Wie im Murgebiete ist auch hier eine tiefere kohleführende Serie und eine grobklastische Hangendfolge, die transgressiv weit übergreift, festgestellt.

a) *Mürztal:*

In der Kohlengrube Parschlug im unteren Mürztal ergibt sich folgende Schichtfolge:

- a) Basale Sandsteine mit Konglomeraten örtlich an- und abschwellend mit ortsnahem, z. T. eckigem Material.
- b) Das meist in zwei Bänke gegliederte Glanzkohlenflöz mit einer Einlagerung von glimmerfreiem Seifenschiefer.
- c) Darüber mächtigere Hangendtone und Sandsteine, welche nahe über dem Flöz in Eisensteinen die bekannte „fossile Flora von Parschlug“ geliefert haben.

In der Bohrung von Sölsnitz im benachbarten Mürztale wurde eine Schichtmächtigkeit des Miozäns, in feinkörniger Ausbildung, von 375 m ermittelt, in dem aus bituminösen Gesteinen stammende Ölanreicherungen festzustellen waren (187).

Im Raume von Kapfenberg breiten sich die transgredierenden Hangend-Blockschotter aus, mit Gerölleinschlüssen hauptsächlich aus dem Kristallin des Troiseckzuges.

Das Miozän des unteren Mürztales wird südwärts durch die Fortsetzung der Trofaiaachlinie tektonisch abgegrenzt. In der Parschluger Teilmulde wird es von Sprüngen durchsetzt, die mit 30—40° nach Nordwesten einfallen.

Durch eine Grundgebirgsschwelle unterbrochen, stellen sich in der streichenden Fortsetzung im oberen Mürztal wieder kohleführende Schichten ein. Auch letzteres entspricht einer tektonischen Einfaltung, deren Südflanke steil aufgebogen und überkippt ist, wobei im aufsteigenden Schenkel Teilschubflächen vorausgesetzt werden können (187), (174).

Die Schichtfolge des oberen Mürzgebietes zeigt im tieferen Teile die feinkörnige, „helvetische“, auch hier kohleführende Serie, überlagert von z. T. recht grob ausgebildeten Hangendkonglomeraten. Bohrungen ergaben eine Miozänmächtigkeit von über 450 m. Aus dem Gebiete von Krieglach wurde aus der tieferen Serie ein Geröllschotterkegel beschrieben, der im unteren Teil feinkörnige Grauwacken-, darüber grobkörnige Kalkalpenschotter enthält. Letztere verzahnen sich südwärts mit limnischen Sedimenten. Offenbar lag hier die Mündung eines kalkalpinen Zuflusses in den Randteil des „helvetischen“ norischen Sees vor. Die auch im oberen Mürzgebiet verbreiteten transgredierenden Blockschotter enthalten, nebst überwiegenden Kristallineinschlüssen, auch eine Beimischung aus den Kalkalpen (174).

b) *Aflenz-Turnauer Becken*. Am Südsaum der Kalkalpen des Hochschwabgebiets erscheint, durch die jüngere Aufwölbung des Kletschachzuges vom Müritzal abgetrennt, das Aflenz-Turnauer Becken eingemuldet. Während die Schichten vom Kalkalpenrand flach nach Südosten einfallen, scheint die Begrenzung des Beckens im Süden durch einen Bruch von bedeutender Sprunghöhe gebildet zu werden. Die Füllung des Aflenz Beckens wird durch mindestens 250 m mächtige, feinkörnige Schichten zusammengesetzt (187), an deren Basis Strandbrekzien auftreten (193).

In dem Kohlengebiet von Göriach, im Ostteil des Aflenz Beckens, treten im Liegenden der kohleführenden Schichten basale Kristallinschotter auf. Da letztere — obwohl unmittelbar am Kalkalpenrand gelegen — keine kalkigen Geröllkomponenten enthalten (174), dürften sie ihr Geröllmaterial aus südlicher Richtung bezogen haben. Ich glaube, diese Basisschotter als ursprungsnähere Bildung mit den im Hochschwabgebiet weiter verbreiteten und von mir auch in dessen Nordteil (Zeller Staritzen) in größerer Ausbildung festgestellten „altmiozänen Augensteinschotter“ in zeitliche Parallele stellen zu können.

Bei Göriach sind drei Lignitflöze entwickelt. Über dem 2—4 m mächtigen Unterflöz wurde die bekannte, reiche fossile Säugetierfauna geborgen.

Im Südwestteil des Aflenz-Turnauer Beckens erscheinen Grobschotter (Etmäßler Schotter), die auf ein Geröllfeld hinweisen, das eine reichliche Zufuhr aus den zur Zeit seiner Bildung jedenfalls schon in Aufwölbung befindlichen Kalkalpen erfahren hat, und vermutlich über dem südlichen Gneiszug hinweg mit den kalkgeröllreichen Schottern bei Bruck a. d. Mur in Verbindung gestanden war.

c) *Waldheimat*. Die miozäne Parallelsenke der „Waldheimat“, jenseits der Pretulalpe, besteht aus der kohleführenden Hauptmulde von St. Kathrein, der Teilmulde Kogel bei Rettenegg im Nordosten und einem südwestlich angereihten Tertiärlappen bei Alpl (187). In tektonischer Hinsicht erscheint die Kohlenmulde von St. Kathrein als ein, zwischen zwei südsüdöstlich einfallenden Brüchen eingeklemmter Rest einer ursprünglich ausgedehnteren Schichtbedeckung, die in ihrem Kern eine antiklinale Auffaltung erkennen läßt. Transgredierende Hangenschotter, noch kräftig mitgestört (174), sind jünger als die Hauptbewegung.

Die Mulde von Ratten (Abb. 18) zeigt an der Basis ein, meist in zwei Teilflöze, die sich aber randlich zusammenschließen, zerlegtes Kohlenlager, begleitet von Diatomeenlagen, überdeckt von Hangendtonen. Die vielfach durch kaolinische Sandbänke gegliederte, aus Lignit- und Moorkohle bestehende Flözablagerung wird als allochthone Bildung angesehen. Die Braunkohle, aus deren Hangenschichten eine reichere Flora bekannt wurde (180), steht noch im Abbau. Die Gesamtmächtigkeit des Kathreiner Miozäns erreicht nach Bohrungen 180 m.

Die Kohlenmulde von Rettenegg, durch ein mächtiges, aber räumlich sehr beschränktes Flöz gekennzeichnet, ist schon ganz ausgekohlt. Ich konnte hier seinerzeit Schuppungen in der Kohle feststellen.

6. Überblick über die tektonisch-geomorphologische Entwicklung im Bereich der norischen Senke.

Die Entwässerung im Bereich der norischen Senke war in einem älteren, wahrscheinlich frühmiozänen (aquitänischen? — burdigalischen?) Zeitabschnitt nach Norden, über die heutigen kalkalpinen Hochplateaus hinweg, gerichtet. Nur unter dieser Voraussetzung lassen sich die Quarz- und Kristallingeröll aufweisenden „Augensteinschotter“ deuten, die von der Rax über die Schneecalpe (eigene, reichere Funde!), über die Veitsch, Wetterin, Tonion zur Hochschwabgruppe, Eisenerzer

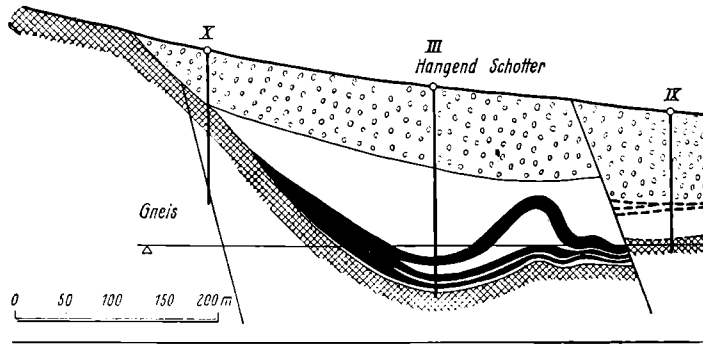


Abb. 18. Geologischer Querschnitt durch die miozänen Kohlemulde von Sankt Kathrein in der Waldheimat. (Bergbau Ratten.)

(Aus W. Petrascheck: „Die Kohlenlager Österreichs“, Ztschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen, Berlin 1937.)

Erklärung: Rastriert = Kristallines Grundgebirge
 Schwarz = Kohlenflöz
 Weiß = Helvetische Sande und Tegel (Zwischenmittel im Flöz und Hangendschichten)
 Ringelchen = „Diskordante“ mittelmiozäne Blockschotter

Alpen und Gesäusebergen weitverbreitet festgestellt sind, und dem Ennstalertertiär dem Alter nach gleichgestellt werden. Wahrscheinlich liegt in den „Turnauer Basisschottern“ (174) ein, unter jüngerer Bedeckung erhaltener, noch nicht verarmter Rest von Äquivalenten der Augensteinablagerungen vor. Die gute Abrollung des Geröllmaterials der Augensteine spricht für ein ziemlich tiefes Zurückreichen der Wurzeln der Augensteinvorschüttung in das Mürz- und Murgebiet hinein.

In der helvetischen Zeit des Mittelmiozäns erfolgte offenbar eine regionale Versenkung des alten Wasserscheidenbereichs und ein relatives epirogenetisches Aufsteigen der nördlichen Kalkalpen, welches letzteres einen, wahrscheinlich im Anschluß an die savische Gebirgsbildung eingetretenen Nachsenkungsvorgang der Nordalpen abgelöst hat. Während anfänglich durch tektonische „Einwalmungen“ im norischen

Bereich (235) einzelne Seen, die vermutlich durch Flußstrecken miteinander in Verbindung gestanden waren, geschaffen waren, so scheint sich im Laufe der Entwicklung eine zusammenhängende Seefläche herausgebildet zu haben. Sie bildete vermutlich aus dem Mürzgebiet in jenes der oberen Mur und von dort über das obere Lavanttal zum Meeresbecken in Ostkärnten einen zusammenhängenden Wasserspiegel. Darauf deutet die Tatsache eines marinen Einschlages in gewissen Schichten des Miozäns von Leoben (Haifischzahn) und brackischer Einfluß in jenem von Fohnsdorf hin (Congerien, Melanien); ferner der Umstand, daß sich in ausgedehnteren Beckenteilen so überaus mächtige limnische Sedimente (Fohnsdorf bis etwa 1500 m!) bilden konnten, die kaum nur von den zwischen den Miozänmulden befindlichen Schwellenzonen, die früher noch wesentlich eingeengt waren, abstammen können; dies gilt um so mehr, als der Abtrag von den flachen Schwellen nur sehr verlangsamt vor sich gehen konnte. Man wird daher zur Auffassung gedrängt, daß — besonders bei zunehmender Ausdehnung der Süßwasserseen — die höheren Gebiete der mittelmiozänen Alpen (Hohe Tauern, Teile der Niederen Tauern und nördliche Kalkalpen) das gewaltige Sedimentmaterial für die norischen Miozänmulden geliefert haben, das diesen offenbar durch Flüsse zugeführt wurde. Die Mündungen solcher sind in einem kalkalpinen Schuttkegel im oberen Mürzgebiet, in einem kristallinen bei Unterzeiring in den Niederen Tauern und in südalpinen und zentralalpinen Schottern im Miozän des Lavanttals gegeben. Ob der aus der fossilen Florenvergesellschaftung gezogene Schluß (182) auf eine Herkunft der Blattreste in der Flora von Parschlug von in sehr verschiedener Höhenlage befindlichen Standorten etwa durch eine Zusammenschwemmung der Blätter in dem großen, miozänen norischen See von weiter her erklärt werden kann, bedarf noch einer Prüfung.

Zu Beginn der steirischen Phase der Gebirgsbildung, vermutlich im Oberhelvet, müssen sich schon kräftigere, orogenetische Bewegungen vollzogen haben, die die Hauptstörung der „kohleführenden Serie“ bedingt und deren zonare Verteilung schärfer herausgearbeitet haben. In einer länger andauernden Abtragsphase, die in der Diskordanz über dem Kohlenmiozän zum Ausdruck kommt, hat sich ein neues Flußsystem herausgebildet, dessen Schuttkegel vielleicht in den „Arnfelder Konglomeraten“ Südsteiermarks vorliegt. In einer anschließenden, vermutlich noch obersthelvetischen (vortortonischen) Phase erfolgten neuerliche, nunmehr aber breit flächenhafte Niederbiegungen im Mur-Mürzgebiet mit Einwalmungen bis zum Saum des Grazer Beckens hin. Hiedurch entstand — im Sinne der hier dargelegten Deutung — eine große fluviatile Verschüttung,

von der außerhalb der norischen Senke nur einzelne, tektonisch versenkte Schollenreste und Augensteine (?) Zeugnis ablegen. Sie dürfte ihr Geröllmaterial aus den Niederen Tauern, höheren Teilen der norischen Alpen, der Grauwackenzone, des Semmeringmesozoikums und der nördlichen Kalkalpen bezogen haben, um vielleicht das Rohmaterial für die Bildung der Hauptmasse des Schliers der Windischen Büheln in Südsteiermark geliefert zu haben. Wie in der Umrahmung der norischen Kohlenmulden auf kleinem Raum festgestellt wurde, so scheinen die „Hangendschotter“ auch in regionaler Hinsicht weithin transgredierend auszugreifen. Von einer Topographie aus dieser Zeit kann aber (außer verschütteten Reliefs) nichts mehr erhalten sein, zumal noch sehr bedeutende tektonische Störungen seither eingegriffen haben. Das gegenwärtig noch erkennbare Relief im Bereich der norischen Senke ist jünger als das System der in der steirischen Phase schon angelegten, in der attischen Gebirgsbildung fortentwickelten Störungen, deren letztere im wesentlichen ins ältere Pliozän zu stellen sind. Hierauf wurde speziell bezüglich der alten Landoberflächen der norischen Senke schon eindeutig verwiesen (238), (171). Spätpliozäne Jungbewegungen haben schließlich auch die „pliozänen“ Landoberflächen noch verstellt (171), (197).

In dem jungen Störungssystem der norischen Senke kommt die alpine O—W-Richtung, bei Kapfenberg in die ONO-Richtung umlenkend, klar zum Ausdruck. Der ältere tektonische Bau wird aber rücksichtslos durchschnitten (174). Dem Charakter nach können die Störungen der steirischen Gebirgsbildung, z. T. wohl auch noch jene der attischen als germanotyp (Bruchfaltung) angesehen werden. In der kennzeichnenden Asymmetrie der Kohlenmulden und in der damit verknüpften steilen Aufpressung oder Aufschiebung des Südflügels über den Muldeninhalt kommt auch noch in diesen Jungbewegungen der von Süden nach Norden gerichtete alpine Druck deutlich zum Ausdruck (187). Der Schichtstreifen der norischen Senke entspricht bekanntlich noch gegenwärtig einer aktiven Erdbebenzone.

7. Zur fossilen Flora und Fauna im norischen Bereich.

Die norische Senke hat eine Fülle wertvollen phyto- und zoopaläontologischen Materials geliefert. Ein großer Reichtum an Pflanzenarten wurde beschrieben. Die Flora zeigt vielfache Anklänge an heutige Mediterranefloren. Die Standortverhältnisse scheinen einen bedeutenden Einfluß auf die Zusammensetzung der Flora ausgeübt zu haben. Nadelhölzer (Taxodien, Sequoien) und Farne haben beim Aufbau der Kohlenflöze eine wichtige Rolle gespielt (180), während von anderen Standorten wiederum reiche Laubwaldfloren aufgezeigt werden konnten.

Es wird ein mediterranes, oder, nach dem Auftreten von heute tropischen und subtropischen Gewächsen, ein noch etwas wärmeres Klima angenommen, das einem feuchten oder mindest sommerfeuchten Klima, mit Regenwäldern, warm temperierter Gürtel entsprochen hat (187). Bezüglich weiterer Einzelheiten, Fauna und Flora der norischen Senke betreffend, sei auf die Ausführungen in 187 verwiesen, in der auch eine tabellarische Zusammenstellung der Funde von Säugerresten enthalten ist. Im allgemeinen kann eine zeitlich einheitliche (helvetische) Fauna festgestellt werden; nur jene in den „Hangend-schottern“ von Leoben weist auf einen etwas jüngeren Horizont hin.

Schriftenverzeichnis.

- (170) Aigner A.: *Niedere Tauern*. Jb. 74, 1924.
- (171) — *Talbildung in Niederen Tauern*. SB. 134, 1926.
- (172) Ampferer O.: *Geologischer Führer Gesäuseberge*. G. B. A. 1935.
- (173) Brandl W.: *Augensteine*. Verh. 1930.
- (174) Cornelius H. P.: *Tertiär und Quartär im Mürztal*. Jb. 88, 1938.
- (175) Czermak F.: *Störungszone von Lobming*. Verh. 1932.
- (176) Ehrenberg K.: *Tierwelt des Burgenlandes*. Burgenländ. Monatsh. 1934.
- (177) Geyer G.: *Tamsweg*. In *Petraschecks Kohlengeol.* VI.
- (178) Götzinger G.: *Drachenhöhlenfußsystem*. In *Abel-Kyrle*, Wien 1931.
- (179) Heritsch F.: *Konglomerat von Gams*. M. St. 1913.
- (180) Hofmann E.: *Pflanzenreste St. Kathrein*. B. 1926.
- (181) Jakobsen W.: *Eozänkalkgerölle*. Verh. 1932.
- (182) Kerner F. v.: *Fossile Floren als Höhenmesser*. M. W. 1925.
- (183) Lackenschweiger: *Leoben*. B. 85, 1937.
- (184) Marchet A.: *Vulkanische Tuffe bei Leoben*. Min.-petr. Mitt. 1934.
- (185) Mayer R.: *Neumarkter Paßlandschaft*. M. St. 62, 1926.
- (186) Menzel P., Weiler J., Krejci-Graf K.: *Tertiär von Leoben*. *Senckenbergiana* 12.
- (187) Petrascheck W.: *Kohlengeologie der österr. Teilstaaten*. VI. *Braunkohlenlager der österr. Alpen*. B. 1924.
- (188) — *Kohlenlager Österreichs*. *Ztschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenw.* 1937.
- (189) Petrascheck W. E.: *Geröllführung inneralpinen Miozäns*. Verh. 1929.
- (190) Schmidt W.: *Zur Oberflächengestaltung Leobens*. Sb. 129, 1920.
- (191) Schwinner R.: *Lungau*. Verh. 1925.
- (192) Sölch J.: *Semmeringproblem*. *Heiderich Festschr.*, Wien 1923.
- (193) Spengler E.: *Tertiäre und quartäre Ablagerungen des Hochschwabgebietes*. *Geom.* 1926.
- (194) Stiny J.: *Parschluger Senke*. M. W. 1912.
- (195) — *Tertiär Waldheimat*. Cbl. 1922.
- (196) — *Pölslinie*. Cbl. 1931.
- (197) — *Altlandreste auf der Gleinalpe*. Cbl. 1931.
- (198) — *Geologisches Kartenblatt Bruck—Leoben*. *Geol. B. A.* 1932.
- (199) — *Weyrerbögen*. Verh. 1931.
- (200) — *Aufnahmeberichte*. Verh. 1926, 1927, 1928, 1929, 1931.

V. ALLGEMEINER ÜBERBLICK ÜBER DIE JÜNGERE TERTIÄRE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DER OSTABDACHUNG DER ALPEN.

1. Die tektonischen Hauptzyklen.

Das Bild, das hier auf Grund der überlieferten geologischen und geomorphologischen Dokumente über den jüngeren Entwicklungsgang der östlichen Alpen und ihrer Randgebiete entworfen wurde, enthüllt ein sehr wechselvolles Geschehen. Die tektonischen Bewegungen sind es in erster Linie gewesen, welche die Verbreitung von Meer und Süßwasserseen und die Bereiche von Gebirgsregionen jeweils vorgezeichnet und deren Entwicklungsgang dauernd entscheidend beeinflusst haben. Es ergab sich die Möglichkeit, in der Entwicklungsgeschichte des Jungtertiärs der Ostalpen mehrere tektonische orogenetische Phasen, mitsamt den sie trennenden epirogenetischen Teilphasen, zu Hauptzyklen zusammenzufassen.

So konnte das orogenetische Geschehen, daß den alttertiären Deckenbewegungen am Ostalpenkörper nachgefolgt ist, an der Ostabdachung der Alpen in vier Hauptzyklen gegliedert werden. Jeder der unterschiedenen Hauptzyklen zerfällt in einen orogenetischen und in einen anschließenden epirogenetischen Teilzyklus. Der „orogenetische Teilzyklus“ wiederum erscheint in mehrere orogenetische Teilphasen, relativ kurzer Dauer, und zwischengeschaltete, über einen längeren Zeitraum erstreckte (sekundäre) epirogenetische Teilphasen gliederbar. Das orogenetische Geschehen, das, wenigstens in den breiten Grenzsäumen zwischen Aufschüttung und Abtragung, in der Entstehung ausgesprochener Winkeldiskordanzen in der Schichtfolge sichtbar zum Ausdruck kommt, hat offenbar aus relativ kurz dauernden Bewegungsstößen bestanden, die sich freilich insgesamt über einen größeren Zeitraum erstreckt haben. Der orogenetisch belebte Teilzyklus war aber mitsamt seinen epirogenetischen Zwischenphasen offenbar von längerer Dauer als der anschließende Teilzyklus rein epirogenetischer Ausgestaltung.

Der I. Hauptzyklus umfaßt den Zeitraum des mittleren und oberen Oligozäns. Während das Meer des (Mittel-)Eozäns noch große Teile der östlichen Zentralalpen überdeckt hatte, wurde es im Gefolge der großen alpinen Deckenbewegungen im höheren Eozän oder Altoligozän von der Ostabdachung der Alpen verdrängt. Im Bereiche der östlichen Zentralalpen wurde im Oligozän ein subaeriler Denudationszyklus eingeleitet, dessen Abtragungsprodukte sich in der anliegenden, südalpinen Restgeosynklinale der Savefalten im Mittel- und Ober-

oligozän abgesetzt haben. Wahrscheinlich war damals noch ein Großteil der Kleinen ungarischen Ebene mitsamt dem Bakonyerwald ein orographischer Bestandteil der Ostalpen.

Der II. Hauptzyklus umfaßte die Zeit des älteren Miozäns (Aquitän, Burdigal und den Hauptteil des Helvets). Der orogenetische Teilzyklus, der Stille's „savischer Orogenese“ entspricht, kann in drei Teilphasen gegliedert werden, die Zeiten des Aquitans und Burdigals umfassend. Die zugehörigen orogenetischen und postorogenetischen Sedimente sind im Südostteil der Zentralalpen, in Südsteiermark, in der anschließenden ehemaligen Untersteiermark (Marburger Kreis) und in Mittel- und Ostkärnten festgestellt (siehe Abb. 4, S. 306). Auch in diesem Hauptzyklus waren östliche Zentralalpen (und kleines ungarisches Becken) anfänglich noch Festlandsboden. Die burdigalische Meeresüberflutung griff in Südsteiermark nur randlich vor, die helvetische (Schlier-)Transgression hingegen, welche den epirogenetischen Teilzyklus repräsentierte, drang über die ganze Ostabdachung — in Südsteiermark, Ost- und Mittelkärnten als Meeresüberflutung, in den übrigen Teilen der östlichen Zentralalpen als limnisch-brackische Wasserbedeckung — vor.

Der III. Hauptzyklus setzte nahe der Grenze von Helvet und Torton (vermutlich schon in Oberhelvet) an und reichte über das Torton bis in die sarmatische Zeit hinein. Der orogenetische Teilzyklus umfaßte das Oberhelvet und das unterste Torton, der anschließende epirogenetische den Hauptteil des Tortons und das ältere Sarmat. Wiederum können im orogenetischen Teilzyklus drei Teilphasen unterschieden werden, die innerhalb der zugehörigen Schichtfolge als Diskordanzen in Erscheinung treten. Auf der steirischen Scholle drang zuerst die Transgression des „mittleren Schliers“, deren Auswirkungen auch noch in Ostkärnten angenommen werden können, besonders aber dann jene des Tortons vor.

Der IV. Hauptzyklus umfaßt den Zeitraum vom höheren Sarmat bis zur Gegenwart. Von ihm liegt offenbar erst der orogenetische Teilzyklus vor. In diesem können drei Teilphasen, unter Zusammenfassung mehrerer sekundärer Unterphasen, herausgehoben werden: Eine obersarmatisch-unterpannonische, eine mittelpannonisch-obersarmatische, eine jüngstpannonische-höherpliozäne-quartäre Teilphase. Ein weiteres Ausgreifen des obersarmatischen Meeres und besonders des pannonischen Sees und seiner Flußschotterdecken über die älteren Senkungsräume hinaus füllt die (epirogenetischen) Zwischenphasen dieses orogenetischen Hauptzyklus aus.

Die Auswirkung dieser vier Hauptzyklen prägt sich in tektonisch-vulkanologischer und in sedimentologisch-geomorphologischer Hinsicht aus. In tektonischer Beziehung kann folgendes hervorgehoben werden:

Dem Beginn des I. (oligozänen) Hauptzyklus kann ein wesentlicher Teil der nachgosauischen Orogenese der östlichen Alpen zugeschrieben werden. Mit Sicherheit sind in diese Phase einreihbar die Faltungen im Eozän von Mittelkärnten, größere Schub- und Faltenbewegungen in den östlichen Südalpen und die nach Norden gerichteten Hauptüberschiebungen in den Karawanken („vorhelvetischer Deckenschub“). Vorchattische Andesitausbrüche in den Savefalten sind zugehörig. Die tektonischen Auswirkungen des II. (altmiozänen) Hauptzyklus sind mangels oligozäner Sedimente in den Zentralalpen nur in den südlich anschließenden Räumen der Savefalten (östliche Südalpen) unmittelbar festzustellen, wo sie in einer Diskordanz zwischen Oligozän und Miozän zum Ausdruck kommen. Dazitische Ausbrüche am Südosteck der Zentralalpen können als Begleiterscheinung dieser „savischen“ Orogenese angesehen werden. Der III. (mittelmiozäne) Hauptzyklus der steirischen Gebirgsbildung bedingt das Eingreifen echter faltender Bewegungen im Südteil des steirischen Beckens, die Einschlichtung noch helvetischer Schichten in den Schuppenbau der Karawanken, Faltungen

Abkürzungen:

F.	= Fohnsdorfer Miozänbecken
SE.	= Seckauer Miozän
TR.	= Trofaiacher Miozänbecken
AF.	= Afienzer Miozänbecken
M.	= Mürtaler Miozänbecken
M. Ü.	= Randüberkippung des Mürtaler Miozäns
R.	= Rattener Miozänmulde (Waldheimat)
FR.	= Frohnleitener Einklemmung
Mi.	= Miozäneinklemmung am Hochlantsch
P.	= Passailer Tertiärmulde
B.	= Birkfelder Tertiäreinbuchtung
WI.	= Randstörung gegen das Wiener Tertiärbecken
S.S.	= Siegrabener Bruch
G.	= Bruchsystem des Gleichenberger Eruptivgebiets
O. L.	= Schichteneinklemmung des oberen Lavantals
U. L.	= Miozänmulde des unteren Lavantals
K. S.	= Aufschuppungszone am Nordrand der Karawanken
E. K.	= Junge Überschiebung auf Miozän von Lobnig bei Eisenkappel
Ü. St.	= Südüberschiebung der Steiner Alpen
SR.	= Andesitgebiet des Smrekouc
Sch.	= Pliozäne Senke des Schönsteiner Beckens
L.	= Lavanttaler Störungszone
D. B.	= Donati-Bacherrandstörung
M.	= Murecker Aufwölbung (= Fortsetzung der Radel-Remschnigg Antiklinale)
ST. L.	= Miozänsynklinale von St. Lorenzen
Ük.	= Miozänüberkippung am Südsaum des Pettauerfeldes
KMA.	= Antiklinale Kollo-Murinsel
RA.	= Ravna-gora Antiklinale

und Schollenbewegungen am Lavanttaler Bruch in Ostkärnten, schließlich große Schichtstörungen, Faltungen und Bruchfaltungen im Bereiche der „norischen Senke“, am Nordostsporn der Zentralalpen und im Wiener Becken. Der trachytische Vulkanismus der Oststeiermark ist als Begleiterscheinung der tektonischen Bewegungen des III. Hauptzyklus anzusehen. Der IV. (höhermiozäne-quartäre) Hauptzyklus schuf das teils schollenförmige, teils bruchlose, mehrphasige Aufsteigen der Ostalpen und ihre Randgebiete, das schließlich auch das ganze steirische Becken und die Randteile der Kleinen ungarischen Ebene mitgriff. Hand in Hand damit vollzogen sich weitere Aufwölbungen am Südsaum des steirischen Beckens, am Nordostsporn der Zentralalpen und in der Brennergzone; ferner die Ausbildung und Weiterbildung eines Bruchsystems in den östlichen Zentralalpen (Lavanttaler Störung, Brüche der norischen Senke usw.) und schließlich junge Schollenaufpressungen am Nordsaum der Karawanken. In den jüngeren Teilphasen dieses Zyklus traten die Vertikalbewegungen als allein herrschend hervor. Dem IV. Hauptzyklus, und zwar schon einer jüngeren Teilphase desselben, ist der steirische — (ostkärntnerische) — westungarische Basaltvulkanismus zugeordnet.

Die epirogenetischen Bewegungen haben innerhalb der Hauptzyklen durch Senkungen die Bildungsräume für die Aufstapelung ganz gewaltiger Sedimentmassen geschaffen, so im II. Hauptzyklus für über 1000 m mächtige, tiefmiozäne, grobklastische Ablagerungen und für die darüber folgenden, bis über 2000 m mächtigen mittel-feinkörnigen Eibiswalder Schichten im südweststeirischen Becken; der III. Hauptzyklus für bis 1500 m mächtige Schliersedimente und für mindest 1000 m starke tortonische und ältersarmatische Ablagerungen in der steirischen Bucht. Im Lavanttal (Ostkärnten) wurden im Gefolge des II. und teilweise wohl auch noch des III. Hauptzyklus bis zu 2000 m mächtige, mindestens zur Hälfte feinklastische Schichten niedergelegt. Im IV. Hauptzyklus schließlich entstanden am Ostrande der Alpen und in der Kleinen ungarischen Ebene feinkörnige Schichten, deren kombinierte Maximalmächtigkeiten, ohne jene des jüngsten Pliozäns und Quartärs, etwa 4000 m erreichen. Beim Ablauf der Hauptzyklen und teilweise auch bei jener der Teilphasen läßt sich feststellen, daß auf die orogenetische Heraushebung jeweils eine Niederbiegung breiterer Randstreifen des vorher aufgewölbten Gebirges nachgefolgt ist, somit letzteres im Anschluß an die Zeiten seiner stärksten Heraushebung wieder Nachsenkungen unterworfen war.

Der durch die vorgenannten orogenetischen und epirogenetischen tektonischen Bewegungen entstandene stockwerksartige Aufbau des steirischen Beckens ist auf Abb. 20 schematisch zur Darstellung

gebracht. Daß das steirische Becken in seiner Gesamtheit als nördliches Vorland der Drau-Save-Faltenzone anzusehen ist und zeitweilig, randlich, auch in deren Faltung miteinbezogen wurde, geht ebenfalls aus der Betrachtung der Abb. 20 hervor.

In geomorphologischer Hinsicht ergibt sich nachstehendes Bild im Entwicklungsgang der Hauptzyklen:

Der II. Hauptzyklus ist als Phase gewaltig gesteigerten Abtrags in den Zentralalpen und damit als reliefformender Vorgang sowohl in der südlichen Steiermark, wie in Ost- und Mittelkärnten sicher gestellt. Nicht nur Blockschotter großer Mächtigkeiten, sondern auch Bergstürze und Murengänge wurden ermittelt. Sie erweisen die Herausbildung eines kräftig zerschnittenen, gewaltige Schuttmassen liefernden Mittelgebirges in diesem Zeitraum. Wenn darauf verwiesen werden sollte, daß aus lokalen Schuttbildungen nicht so weitgehende Schlüsse gezogen werden dürften, so ist dem zu entgegen, daß die Erhaltung der gebirgsnahen Blockschotter nur von Zufälligkeiten abhängt, und daß der mit Blockschutt bedeckte Saum

immerhin in Steiermark und Kärnten schon auf eine Distanz von 80 km Länge nachgewiesen ist (Abb. 4). Seine östliche Fortsetzung liegt unter den Sedimenten des steirisch-pannonischen Beckens begraben.

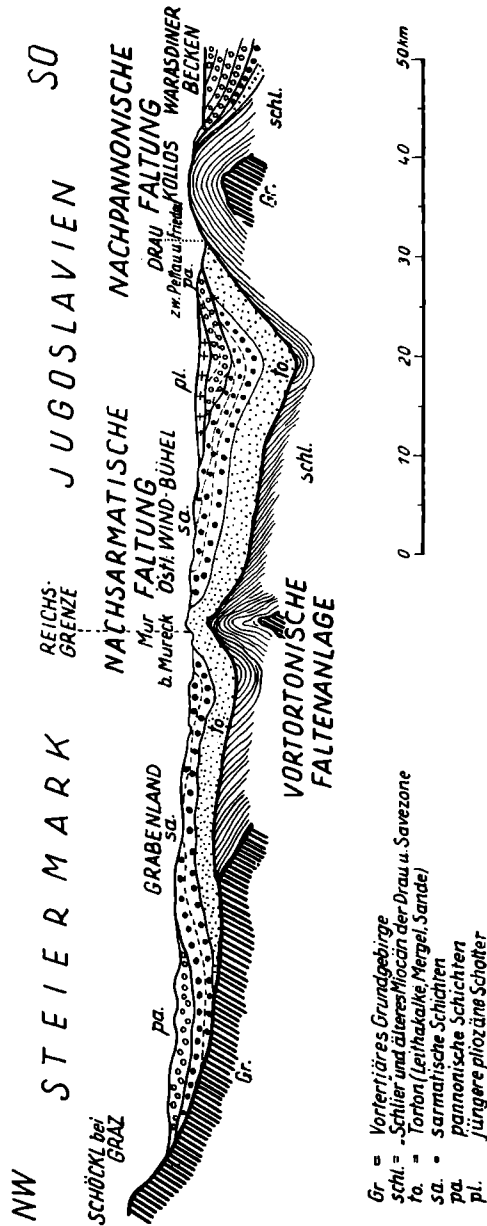


Abb. 20. Schematisches Profil durch das steirische Becken bis zur Drau-Savefaltenzone.

Ebenso wie das kräftige Aufleben des „savischen Gebirges“, als orographischen Elements, läßt sich auch sein Vergehen an der schrittweisen Ausbreitung und Verfeinerung der Miozänsedimente feststellen. Zur Zeit des Höhepunkts der helvetischen Transgression, welche einen Großteil der östlichen Zentralalpen mit ausgedehnten Süßwasserseen überzogen hatte, kann dieses nicht mehr bestanden haben. Auch die an der Oligozän-Miozänwende kräftiger bewegten Nordalpen, die damals vermutlich auch eine orographische Ausgestaltung erfahren haben dürften (Einstreuung der „Buchbergkonglomerate“ in das nordöstliche Schliermeer des Alpenvorlandes!), wurden im Gefolge einer altmiozänen Nachsenkung mit einem Schuttfächer aus den damals noch höher aufragenden Zentralalpen überzogen. Im Helvet wurden sie aber wiederum in einen schwachen, epirogenetischen Aufwölbungsvorgang einbezogen, ohne vorerst eine wesentliche Gebirgshöhe zu erreichen. Die großen Mächtigkeiten des helvetischen inneralpinen Miozäns wurden vermutlich nur teilweise aus den nördlichen Kalkalpen, hauptsächlich wohl aber aus höher aufragenden westlichen, inneren Alpenzonen durch Flüsse zugeführt.

Der III. Hauptzyklus bringt in einer Vorphase, erst im Bereiche des Grazer Paläozoikums und der norischen Senke, dann auch in den übrigen Randgebieten des steirischen (und Ostkärntner) Beckens die Neuschaffung eines Gebirges, jedenfalls von mindest höherem Mittelgebirgscharakter mit sich. Wiederum sind es nicht nur riesige Grob- und Mittelschuttmassen, sondern auch ausgedehnte Anhäufungen von Gehängeschutt- und Murenablagerungen im südlichen steirischen Becken, in Ostkärnten, in der gesamten Umrahmung des Nordostsporns der Zentralalpen und an den Flanken der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte, die auf das Vorhandensein ausgedehnter Steilreliefs und sehr gefällsreicher Bäche in den Randgebirgen verweisen. So müssen beispielsweise die während einer Teilphase der steirischen Gebirgsbildung herabsteigenden Gebirgsbäche im südlichen steirischen Becken, die dort groben Blockschotter auf etwa 40 km Länge — dabei zum größeren Teil über ein Sedimentationsgebiet vorangehender feiner Miozänablagerungen — hinausgeschafft hatten, ein Längsprofil von Wildbachcharakter besessen haben, was bei der Länge der Flußläufe auf eine entsprechende Gebirgshöhe schließen läßt. Geben somit die orogenetischen Teilphasen dieses Hauptzyklus die Möglichkeit, die Entstehung des Gebirges festzulegen, so zeigen die anschließenden epirogenetischen (im Torton und Altsarmat) das Rücksinken desselben (Aufüllung von Talrinnen mit Schwanberger Schutt!) und seinen Verfall. Die relativ feinkörnigen höheren tortonischen (altsarmatischen) Ablagerungen, auch am Gebirgssaum, zeigen dessen bereits erfolgte Abtragung an.

Der IV. Hauptzyklus läßt in einer Vorphase (im höheren Sarmat) das Aufleben von Gebirgsaufwölbungen in der Flyschzone der Nordalpen, deren Schuttmassen über die Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte in die ungarische Ebene hinausgetragen wurden, und starke Denudationen im Innerkärnten (speziell Karawanken), die in dem nach Oststeiermark vordringenden sarmato-carinthischen Schuttkegel sich ausprägen, erkennen. Im Unterpannon deutet die weite Verbreitung der Hauptmergelzone des *Congeria ornithopsis*-Horizonts im Steirischen und Wiener Becken, nach Fazies und Verbreitung dieses besonders einheitlich verbreiteten Sediments, auf ein vollkommenes Abflauen der Gebirgsbewegungen, vermutlich auch der Epirogenese.

Eine zweite Teilphase desselben Hauptzyklus schafft, intrapannonisch (vor dem Mittelpannon), wiederum ein akzentuiertes Mittelgebirge mit tief eingeschnittenen Talrinnen und entsprechender Geröllvorschüttung. Am Nordsaum des steirischen Beckens und, in geringerem Umfang, auch in der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte sind verschüttete Talrinnen, teilweise mit Blockschotter aufgefüllt, aus dieser Zeitphase festzustellen. In den langandauernden Zeiträumen erfolgte, bei Rücksenkung eines breiten Gebirgssaums, eine Ausgleicheung der Oberflächenformen des intrapannonischen Mittelgebirges und gebietsweise jedenfalls auch wiederum eine teilweise Verminderung der Gebirgshöhe. Die Phase fand schließlich in der Schaffung von randlichen Abtragsflächen und in das Gebirge tief eingreifender Terrassen ihren Abschluß.

Die dritte Teilphase (mittelplozän-quartär) setzte am Ende des Pannons mit einer deutlichen Belebung der Erosion ein, die sich in einer, bis in die ungarische Ebene hinein vordringenden, groben-mittelgroben Schuttförderung ausprägt. Sie findet in der Ausbildung eines (mittelplozänen) Abtragsniveaus im steirischen Becken und Terrassen im Gebirge eine Unterbrechung. Unter der Auswirkung wiederum stärkerer epirogenetischer Bewegungskräfte wurde schließlich im Jungplozän und Quartär eine fortschreitende Zertalung der Randgebirge und eine weitgehende Zergliederung des Beckens in die Wege geleitet, wobei nebst eines altoberplozänen Abtragsniveaus eine vielfältige Terrassierung den rhythmischen Charakter dieses Vorganges beleuchtet. Erst in diesem letzten Abschnitt hat das Randgebirge seine heutige bedeutende Höhe erreicht.

In der letzten Teilphase wird auch der südliche Bereich der Kleinen ungarischen Ebene dem alpinen Hebungsraum als zerschnittene Vorstufe wieder angegliedert und dadurch eine orographische Verbindung zwischen Zentralalpen und Bakonyer Wald im Zala-Kerkagebiet wieder hergestellt.

Aus diesen Darlegungen folgt, daß der Entwicklungsgang der Ostabdachung der Alpen im jüngeren Tertiär und Quartär ein mehrzyklischer gewesen ist, und zwar in dem Sinne, daß das Gebirge in seiner morphologischen Gestalt viermal neu geschaffen wurde, um in den zwischengelegenen Zeiten der Epirogenese der Abtragung wieder anheim zu fallen. Die heutigen Alpen sind in ihrer morphologischen Gestaltung nicht das Erbe der oligozänen, alt- oder mittelmiozänen Alpen, sondern erst im letzten, großen pliozänen Hauptzyklus von Grund aus neu geschaffen worden.

Das Gesamtbild des jungen Entwicklungsganges kann folgend zusammengefaßt werden:

In der Zeit des (obersten Eozäns)-Altoligozäns war, offenbar im Gefolge einer nacheozänen Orogenese, das Meer in den östlichen Alpen am weitesten zurückgedrängt und ein einheitlicher, die östlichen Südalpen, Zentralalpen, nördliche Kalkalpen, einschließlich Flyschzone, sowie den Großteil der Kleinen ungarischen Ebene mitsamt dem Bakonyer Wald umfassender Festlands- und Gebirgskörper geschaffen worden. In den Nordalpen und den östlichen Südalpen sind die nachmittelozeänen (aber vormittelozeänen) Decken- und Faltenbewegungen, welche diesen tektonischen Bau geschaffen haben, in weitem Umfang sichergestellt, in den östlichen Zentralalpen bei Vorhandensein nur spärlicher alttertiärer Reste nicht so deutlich herauslösbar. Dieser altoligozäne Alpenkörper, dessen tektonische Strukturen, geschaffen im oberkretazischen und alttertiären Bauplan, ostwärts in die ungarische Ebene hineinstreichen, wurde im Laufe des höheren Oligozäns und des älteren Miozän in zwei tektonischen Hauptzyklen — jeweils in mehrere Einzelphasen gliederbar —, vom Rande gegen das Innere fortschreitend, niedergebogen und zerstückelt. Aus einem Abtragsgebiet wurden die tiefen Rand- und Innensenken geschaffen, in denen damals eine nach Tausenden von Metern zählende Sedimentfolge niedergelegt wurde. Der Vorgang nahm von einer besonders labilen Zone der Erdkruste, den „Savefalten“, seinen Ausgang, welche schon im Mittelozeän wieder unter dem Meeresspiegel versenkt worden war, und in eine alpine Restgeosynklinale verwandelt wurde, die bis in das Obermiozän (in den Randpartien bis ins Altpliozeän hinein) Bestand hatte. Ein kräftiger, andesitischer-dazitischer Vulkanismus begleitete dort den mittelozeänen, den altmiozänen und den mittelmiozänen, durch Orogenesen zeitweilig unterbrochenen Senkungsvorgang.

Im ältesten Miozän griff die Senkung auf das steirische Becken und Südkärnten (vermutlich auch auf den Südtail der Kleinen ungarischen Ebene) über und brachte im Burdigal dort den Randsaum schon unter teilweise marine, Sedimentbedeckung. Offenbar gleich-

zeitig wurde auch die nördliche alpine Randsenke des Altmiozäns sehr bedeutend erweitert und über den nördlichen Kalkalpen (östlich des Inn) eine fluviatile Schotterdecke (Augensteinschotter!) ausgebreitet.

Im unteren und besonders im mittleren Helvet war vermutlich nicht nur der größte Teil der östlichen Zentralalpen, im Westen von dem Saume der Hohen Tauern angefangen, sondern auch ansehnliche Teile der südlichen Kleinen ungarischen Ebene unter den Spiegel des vordringenden mittelhelvetischen Meeres und gleichaltriger Brack- und Süßwasserseen hinabgetaucht. Die nördlichen Kalkalpen und innere Teile der Zentralalpen waren aber damals in schwächerer epirogenetischer Aufwölbung begriffen. Da gleichzeitig die östlichen Südalpen bis zu den Julischen Alpen vom Meere bedeckt waren und der Grenzbereich zwischen östlichen Südalpen und Zentralalpen (Karawanken und Vorland) teils von Flußschotterdecken, teils von Süßwasserseen und Mooren eingenommen und zeitweilig vom Meer gespült waren, so erscheint in dieser mittelmiozänen Phase die östliche Alpenabdachung als morphologisches Gebirge fast völlig ausgelöscht und in weiten Bereichen tief unter jungen Sedimenten begraben.

Die höhermiozäne-pliozäne und quartäre Entwicklung, welche in zwei jüngeren Hauptzyklen vor sich ging, bedeutete nunmehr die Heraushebung des Alpenkörpers und seine räumliche Ausweitung, allerdings nicht mehr unter dem Einfluß vorwaltenden Deckenschubs und der Faltung, sondern unter der Auswirkung von Bruchbildung und Bruchfaltung, die einem wechsellvollen, im wesentlichen vertikal gerichteten Bewegungsimpuls folgten. Im großen und ganzen wurde in dieser Zeit im Bereiche der östlichen Zentralalpen und ihres Vorlandes das Gebirge in Teilschollen aufgewölbt und hiedurch Seen und Meere aus den inneren Alpentteilen und später auch vom Alpenfuß vollständig verdrängt. Nur die Teilgeosynklinale der Savefalten blieb als faltungs-fähiger Senkungsraum teilweise bis ins Pliozän hinein bestehen.

In den östlichen Zentralalpen zeigte sich die Tendenz, gleichzeitig mit der Verdrängung der marin-fluviatilen Bildungsräume aus den inneren Teilen, ein Niederbrechen in den Randteilen, also dort eine Erweiterung des Senkungsfeldes, herbeizuführen (Einbruch des Wiener Beckens und junge Randsenkungen in der steirischen Bucht). Im steirischen Becken läßt sich eine schrittweise Verschiebung der Hebungsräume aus südwestlicher in nordöstliche Richtung fortschreitend feststellen, begleitet von einer gleichzeitigen randlichen Niederbiegung östlicher und nordöstlicher Schollenteile.

Während so der Meeresraum des Torton westwärts noch bis an die Koralpe gereicht hatte, zeigte sich im Sarmat eine Zurückdrängung des Meeres in der südweststeirischen Bucht und ein Übergreifen am Nord- und Ostsaum des

steirischen Beckens und in der Landseer Bucht. Das Mittel- und Oberpannon setzte diese Tendenz der Verdrängung der Senkungsdepression aus Südwesten in einer weiteren Verlegung derselben am Nordost- und Ostsaum des steirischen Beckens fort. Im Laufe des Mittelploziäns wurde schließlich das gesamte steirische Becken den östlichen Zentralalpen angegliedert und teilweise auch in der südlichen ungarischen Ebene die schon erwähnte Verbindung mit dem Bakonyer Wald hergestellt. Die Senkungsräume wurden in den Nordteil der Kleinen ungarischen Ebene und in das große Alföld verschoben, aus welchen erst im Oberpliozän die stehenden Gewässer (bis auf jene in den örtlichen Einsenkungen des Platten- und Neusiedlersees) verdrängt wurden.

So sind die östlichen Alpen, besonders im Ploziän, wieder räumlich erweitert worden und mitsamt den Südalpen, wie schon im Altoligozän, zu einem einheitlichen Gebirgskörper vereinigt worden und ist ihnen auch die Kleine ungarische Ebene, teils als ein Schottervorland, teils als eine zerschnittene Tertiärvorstufe, angeschaltet worden.

Während des jungtertiären Entwicklungsganges mußte sich naturgemäß eine Anpassung des tektonischen Schollengefüges der östlichen Zentralalpen an den jungen Faltenbau der östlichen Südalpen geltend machen, was in Teilbewegungen an der Grenze beider zum Ausdruck gekommen ist (256).

Während im Nordteil der Zentralalpen ost-westliche bzw. ost-nordöstlich gerichtete Strukturelemente bis in jüngste Zeiten zur Entwicklung kamen, entstanden in den mittleren und südlichen Teilen der östlichen Zentralalpen vorherrschend nordnordwestlich-nordwestlich gerichtete Dislokationen (meridionale Brüche Mittelkärntens mit der markanten Lavantaler Störung, Brüche im Wieser und Köflacher Revier und in den Windischen Büheln, NW-Störungen im oststeirischen Vulkangebiete, in der Friedberg-Pinkafelder Teilbucht, in der Krumbacher Senke des Nordostsporns).

Die älteren, voroligozänen Alpen und jene der jüngsten Tertiärzeit zeigen aber bezüglich ihrer Entstehung doch einen wesentlichen Unterschied. Das altoligozäne Gebirge war unter dem Einfluß tangentialer Deckenbewegungen und Faltungen vermutlich nur als Mittelgebirge geschaffen worden, die pliozänen Alpen aber sind das Ergebnis jugendlicher, vorwiegend vertikaler Schollenbewegungen und nur noch örtlich bei ihrer Bildung von einem Ausklang der Seitenbewegungen begleitet gewesen.

Für die hier dargelegte Annahme einer völligen Neuschaffung des morphologischen Alpengebirges an der Ostabdachung der Alpen im Ploziän und damit für ein sehr junges Alter der Reliefformung können folgende Einzelbeweise angeführt werden:

1. Aus der Betrachtung der orogenetischen und epirogenetischen Sedimentation der einzelnen Hauptzyklen geht hervor, daß innerhalb

eines jeden derselben nicht nur die völlige Neuschaffung eines ausgesprochenen Gebirgsreliefs, sondern auch nachfolgend dessen vollkommene Zerstörung und Einebnung, durch Senkungsvorgänge begünstigt, platzgreifen konnte. Die Mächtigkeit der jeweils aufgeschütteten Sedimente war eine so gewaltige, und ihre räumliche Ausdehnung, auch abgesehen von nur lokalen Auffüllungen besonders tiefer Senken, eine so bedeutende, daß sie als volles Abbild des Werdens und Vergehens eines Gebirges angesehen werden müssen. Beim altmiozänen Zyklus lassen sich kombinierte Mächtigkeiten fein-, mittelkörniger Sedimente von 3000 bis 4000 m annehmen, ebensolche beim mittelmiozänen Hauptzyklus. Beim pliozän-quartären Hauptzyklus ergibt die Kombination starker Sedimentanhäufungen etwa 4000 m (ohne Berücksichtigung der oberpliozänen und quartären Ablagerungen). Diese großen Mächtigkeiten zeigen auch, daß es sich bei den in den einzelnen Teilzyklen geschaffenen Gebirgen um tatsächlich jeweils morphologisch bedeutsame Aufragungen gehandelt hat. Da nach der weitgehenden Überflutung der östlichen Zentralalpen im Helvet damals das altmiozäne (savische) Gebirge schon vollkommen abgetragen und weitgehend überflutet war, so kann jenes, das an der Ostabdachung der Alpen die mächtigen Schuttfächer der steirischen Phasen geliefert hat, nicht dasselbe, sondern nur ein neuentstandenes orographisches Gebilde gewesen sein. Desgleichen kann der Gebirgskörper, welcher die mächtigen Schuttmassen des Obersarmats und besonders jene des Altplioziäns abgeworfen hat, nicht mit jenem der steirischen Orogenese des Mittelmioziäns identifiziert werden, da letzterer schon im Laufe des Tortons zweifelsohne im wesentlichen abgetragen worden war.

2. Das pliozäne-quartäre Alter der am heutigen Gebirge erkennbaren Landoberflächen ergibt sich ferner im Bereiche des hier betrachteten Gebietes eindeutig aus Feststellungen über bedeutenden jungen Abtrag am Nordostsporn der Zentralalpen, im Poßruckgebirge und im oststeirischen Becken.

Am Poßruck liegt eine junge Antiklinale vor, an deren Flanken mittelsteil aufgerichtete helvetische Schliermergel beiderseits abfallen. Sie haben den heute aus älterem Grundgebirge bestehenden Scheitel am Poßruckkamm überdeckt gehabt. Von diesem sind 1000 bis 1500 m mächtige mittelmiozäne Schlierschichten, aber auch noch älteres Miozän und Grundgebirge in junger Zeit abgetragen worden. Hochgelegene Abtragsflächen greifen über das Gewölbe schon kappend über. Wenn daher für die Faltung und die gewaltige Abdeckung des Gewölbes auch nur der Zeitraum des höheren Mioziäns in Anspruch genommen wird, so rückt das Alter der hochgelegenen Abtragsflächen und damit jenes der ältest erkennbaren Landflächenreste schon ins Plioziän. In ähnlicher

Weise läßt sich im Bereiche des Nordostsporns der Zentralalpen der höhermiozäne-altpliozäne Abtrag einer mächtigen Schichtdecke im Bereiche der Buckligen Welt begründen, wobei auch hier wieder eine, schräggestellte Schollen und eingeklemmtes Tertiär kappende Landoberfläche festzulegen ist. Hier kann ein mittelplioziänes Alter für die grundlegende morphologische Ausgestaltung, auch aus Beziehungen zu der bis zu diesen Höhen hinaufreichenden pannonischen Sedimentation des steirischen Beckens, erschlossen werden. Die heutige Formengestaltung in diesem Raume ist sonach auch hier ein Werk erst der jüngeren Pliozän- und Quartärzeit.

Das oststeirische Tertiärbecken läßt aus dem Höhenunterschied zwischen dem in einzelnen Resten noch genauer festlegbaren mittelplioziänen Landflächenniveau (am Stradener und Gleichenberger Kogel sowie am Gebirgssaum) die seither erfolgte flächenhafte Abtragung ziemlich genau festlegen. In einem Profil im Meridian von Fehring wurde sie mit 240 m ermittelt. Für den bedeutenden nachmittelmioziänen Abtrag bietet auch die Tatsache einen vollgültigen Beweis, daß die oberflächlichen Aschenaufschüttungen der etwa 40 (peripheren) Tuffdurchbrüche der Oststeiermark, die durch ihre stärkere Verfestigung die sedimentäre Unterlage ohne Zweifel längere Zeit hindurch vor der Abtragung geschützt haben müssen, schon völlig denudiert sind. Die heutigen Kammfluren liegen sonach schon sehr wesentlich (etwa 180 m) unter die mittelplioziäne Landoberfläche erniedrigt. In den aus Felsgesteinen aufgebauten Randgebirgen wird der durchschnittliche Gesamtabtrag nicht wesentlich geringer gewesen sein, da der Einfluß der Festigkeit des Gesteins durch die Auswirkung des stärkeren und höheren Reliefs ausgeglichen wurde.

Diese Feststellungen geben einen deutlichen Hinweis dafür, daß mittelplioziäne Landoberflächen nur mehr in Felsbereichen in breiteren Flächen erhalten bleiben konnten, während altplioziäne auch dort schon sehr weitgehenden Zerstörungen anheimgefallen sein müssen.

3. Die mittelmioziänen Schuttbildungen am Ostabfall des Wechsels zeigen keinerlei Beziehung mehr zu den heute am benachbarten Gebirge erkennbaren ältesten Landoberflächen. Dort lagern in einer mittelmioziänen, ausgedehnten östlichen Randsenke weit über 1000 m mächtige Schutt-, Blockschotter- und Schotterablagerungen, die ihr Material von den angrenzenden Gebirgshöhen der damaligen Zeit bezogen haben. Versetzt man diese, nachträglich teilweise zur nordoststeirischen Senke und zur Krumbacher Grabenzone niedergebogenen Sedimente wieder in ihre ursprüngliche Lagerung, so gelangt man mit dem hangenden Schichtkomplex (Sinnerdorfer Wildbachschotter!) zu

2500 bis 3000 m heutiger Seehöhe ,also hoch über die Gipfelflur des Wechsels hinaus. Daraus folgt, daß zwar der Schutt eines mittelmiozänen Gebirges, tektonisch abgesenkt, teilweise erhalten bleiben konnte, das Gebirge aber selbst, von dem er abstammt, seither schon tief unter seine damalige Oberfläche abgetragen ist, ein weiterer Beweis dafür, daß die noch erkennbaren höchsten Oberflächen der Randgebirge wesentlich jünger als Mittelmiozän sein müssen.

4. Der Abtragsschutt der Ostabdachung der Alpen aus der Pliozän- und Quartärzeit liegt teilweise in der Kleinen ungarischen Ebene und ihren Randbereichen (Wiener Becken, steirische Bucht, Landseer Bucht, östliche Savefalten), teils in der Großen ungarischen Ebene und teils, soweit das Spätpliozän und Quartär in Betracht kommt, in der Walachischen Ebene und im Schwarzen Meer. Neue Bohrungen am Westsaum der Kleinen ungarischen Ebene haben ergeben, daß dort das Altpliozän allein, und zwar auf den ganzen Raum verteilt, ungeahnte Mächtigkeiten besitzt (mindestens 1200 m in randlichen Teilen des nördlichen Wiener Beckens, bis zu 2500 m in der mittleren Kleinen ungarischen Ebene und bis über 2000 m in der südlichen) (79a), (71), (36), (129). Die genauen Daten sind aus (258) zu entnehmen. Aus neuen Untersuchungen geht hervor, daß die von einem Vorläufer der heutigen Donau und den östlichen Alpenrandflüssen herangebrachten Sedimente nicht nur die ganze Kleine ungarische Ebene im Altpliozän durchschnittlich 1500 bis 2000 m mächtig verschüttet, sondern auch unter dem Einfluß fluviatiler Strömungen in südöstlicher Richtung in die Große ungarische Ebene hinein verfrachtet wurden. Seit dem Ende des Pannon bis zur Gegenwart müssen von den östlichen Alpen ähnliche Sedimentmassen der Großen ungarischen Ebene und vor allem der Walachischen Ebene und dem Donaudelta zugeführt worden sein. Der allerdings derzeit nur ganz roh auszuführende Versuch, diese gewaltigen pliozänen Schuttmassen auf die dem Einzugsgebiet der Donau tributären Teile der Ostalpen aufzutragen, zeigt, daß man damit imstande ist, jedenfalls die Täler mindestens bis zu den höchstgelegenen alten Landflächen vollkommen auszugleichen, mit welcher Feststellung eine ältere als pliozäne Reliefgestaltung ausgeschlossen erscheint.

5. Aus den Messungen über den heutigen Abtrag in den östlichen Alpen ergibt sich, daß das Landniveau in der Hochgebirgsregion selbst im Jahresdurchschnitt um etwa 1 mm, in den höheren Teilen der Ostalpen (Inneinzugsgebiet) um 0,3 bis 0,4 mm, in jenem der Drau (oberhalb Villach) um 0,2 mm, im Murgebiete (oberhalb Graz) um etwa 0,1 mm und um ebensoviel im Raabgebiete flächenhaft erniedrigt wird. Es ist bezeichnend, daß auch in bewaldeten Mittel-

gebirgen zwar schwächere, aber immerhin noch recht beträchtliche Abtragswerte ermittelt werden konnten.

Wird die Eiszeit im Sinne neuerer allgemeiner Auffassung auf etwa 600.000 Jahre geschätzt und ein dem heutigen durchschnittlich gleichwertiger Abtrag vorausgesetzt, so würde sich seit deren Beginn in der Hochregion der Ostalpen eine durchschnittliche flächenhafte Denudation von mindestens 600 m ergeben.

In der Pliozänzeit dürfte der Abtrag in den östlichen Alpen zwar, infolge geringerer durchschnittlicher Höhe des Gebirges, etwas abgeschwächt, infolge des wärmeren Klimas aber, analog den gegenwärtig mediterranen und subtropischen Bereichen zu machenden Festlegungen, dank tieferer und rascherer chemischer Verwitterung, wiederum ein größerer gewesen sein. Zur Altersschätzung geologischer Zeiträume können die aus der Messung der Geschwindigkeit des Zerfalls radioaktiver Substanzen gewonnenen Daten als die zuverlässigsten gelten, und zwar insbesondere die mit der Pb.-Methode gewonnenen (207), (216). Darnach kann der Zeitraum seit Beginn des Pliozäns auf rund 7 Millionen Jahre geschätzt werden (249), (201). Nehmen wir für die östlichen Alpengebirge für diesen Zeitraum einen durchschnittlichen Abtragswert von nur 0,1 mm für diesen Zeitraum, welcher wahrscheinlich eher zu niedrig als zu hoch angesetzt ist, so ergibt sich ein durchschnittlicher Abtrag an der Ostabdachung der Alpen seit Pliozänbeginn um mindestens 700 m! Zweifellos muß er im Bereiche höherer Erhebungen ein wesentlich größerer gewesen sein. Daraus und aus der Tatsache, daß selbst in bewaldeten Bereichen die Abtragung auch auf den flachgeneigten Kammfluren der Mittelgebirgsrücken keineswegs vollständig ruht, sondern dort schon allein durch den Lösungsabtrag der Quellen (248) in geologischen Zeiträumen beträchtliche Ausmaße erreicht, muß geschlossen werden, daß auch in den felsigen Berggebieten der östlichen Alpen die altpliozäne Kammflur nicht unwesentlich unter jene der Gegenwart herabgezogen sein muß und daher halbwegs unversehrt Landflächenreste auch aus diesem Zeitraum nicht mehr zu erwarten sind (Einzelheiten in 258).

6. Zuletzt noch eine regionaltektonische Begründung für die Jugendlichkeit des Alpenreliefs. Es wird wohl mit gutem Rechte angenommen, daß die junge Hebung und Aufwölbung der Ostalpen, die als ein der Deckenbildung und Faltung gegenüber, jüngerer selbständiger Akt anzusehen ist, zeitlich und ursächlich mit der Entstehung der Randsenken am nördlichen und besonders am östlichen und südlichen Alpensaume zusammenhängt. Am Ostsaume der Alpen wurde im Bereiche der Kleinen und Großen ungarischen Ebene, im Altpliozän allein, in regionalem Ausmaß eine

durchschnittlich mindestens 1500 bis 2000 m tiefe, örtlich bis 2500 m tiefe Hohlform, einschließlich der jungpliozänen Ablagerungen (und teilweise jener des Quartärs) eine 2500 bis 3500 m tiefe, ganz aufgefüllt. Dem großen jungtektonischen Aufwölbungsvorgang der Alpen, der diese in breiten Zonenräumen bis zu 2000 m Seehöhe emporgetragen hat, stehen analoge, im Ausmaß gleichwertige Senkungen in den ausgedehnten östlichen und südlichen Randsenken gegenüber. Dabei wurde festgestellt, daß nach den neuen Bohrergebnissen der größte und maßgeblichste Niederbruch zwischen Alpen und Bakonyer Wald erst in pannonischer Zeit eingetreten ist (104), für alle Fälle aber die großen Randsenken im Osten und Süden der Alpen erst im Laufe des Pliozäns und Quartärs ihre letzte große Ausgestaltung erfahren haben. Auf Grund dieser Feststellungen muß es als höchst wahrscheinlich gelten, daß auch die jungtektonische Hebung der Ostalpen, die schließlich zu deren Hochgebirgsrelief geführt hat, mit diesen gewaltigen Randsenkungsvorgängen zeitlich zusammengefallen ist. Unter dieser begründeten Schlußfolgerung kann daher auch dem Alpenrelief keine ältere, als pliozäne Bildungszeit zugesprochen werden.

Schrifttum.

- (201) Born A.: Periodizität epirogener Krustenbewegungen. Int. geol. Kongr. Washington 1933.
- (202) Bremer E.: Präglaziales Relief der Ostalpen. Halle 1933.
- (203) Büdel J.: Südliches Wiener Becken. Geogr. Arbeitsber. d. geogr. Inst. Berlin.
- (204) Bädeker D.: Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. Geogr. Jb. a. Österr. 12, 1922.
- (205) Friedl K.: Pannonische Sedimente des Wiener Beckens. M. G. 1931.
- (206) Fuchs Th.: Erosionsepoche zwischen Leithakalk und Sarmat. Sb. 1902.
- (207) Hahn O.: Radioaktivität und Erdgeschichte. Berlin 1926, Verlag Springer.
- (208) Hassinger H.: Geomorphologische Studien aus dem Wiener Becken. Pencks Geogr. Abh. VIII, 1905.
- (209) Heim A.: Geologische Nachlese. Vierteljahresschr. nat. Ges. Zürich 1922.
- (210) Heritsch F.: Geologie der Steiermark. M. St. 54, Graz 1922.
- (211) — Morphologie des Alpenostrandes. Petermanns Mitt. 1923.
- (212) Hilber V.: Baustufen. M. G. 1919.
- (213) Hoernes R.: Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Aus Bau und Bild Österreichs. Wien, Tempsky 1903.
- (214) Hydrographisches Zentralbureau: Schwebestoff- und Geschiebeaufnahmen. Wien 1937.
- (215) Kempf K.: Abtrag der Alpen. München 1937.
- (216) Kirsch G.: Geologie und Radioaktivität. Wien, Verlag Deuticke. 1928.
- (217) Kieslinger A.: Alte und junge Verwitterung. Sb. 136, 1927.
- (218) — Tertiäre Verwitterungsböden. G. R. 19, 1928.
- (219) Klebelsberg, R. v.: Hauptoberflächensystem der Ostalpen. Verh. 1922.
- (220) — Die Erhebung der Alpen. Ztschr. d. d. g. Ges. 77, 1925.
- (221) Kober L.: Landschaft um Wien. Verlag Springer, 1926.

- (222) Kober L.: Der geologische Aufbau Österreichs. Verlag Springer, 1938.
- (223) Kraus E.: Der orogene Zyklus. Cbl. 1927.
- (224) — Der Abbau der Gebirge I. Bornträger, Berlin 1936.
- (225) Krebs N.: Die Ostalpen. F. Encke, Stuttgart. 1928.
- (226) — Talnetzstudien. Sb. pr. Ak. Wiss., Berlin 1937.
- (227) Krejci, Graf K. u. Wenz W.: Stratigraphie. Ztschr. d. geol. Ges., Berlin 1931.
- (228) Lichtenecker N.: Morphologische Entwicklung der Ostalpen. Geogr. Jb. Österr., 1938.
- (229) — Bewegungsbild der Ostalpen. Naturwiss. 35, 1925.
- (230) Machatschek F.: Verebnungsflächen und junge Krustenbewegung. Ztschr. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1928.
- (231) — Das Relief der Erde I. Berlin, Bornträger, 1938.
- (232) Maull O.: Geomorphologie. Enzyklopädie der Erde. Berlin 1939.
- (233) Mühlhofer M.: Schwebstoff und Geschiebeführung des Inn. Wasserwirtsch. 26, 1933.
- (234) Penck A. u. Brückner E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Berlin 1907.
- (235) Penck W.: Morphologische Analyse. Stuttgart 1924.
- (236) Redlich K. A., Terzaghi K. v., Kampe R., Ingenieurgeologie. Verlag Springer, 1929.
- (237) Schaffer F. X.: Geologie der Umgebung von Wien. Verlag Deuticke, 1926.
- (238) Schmidt W.: Gebirgsbau und Oberflächenformung. Jb. 1923.
- (239) Seefeldner E.: Landoberflächen ... Salzburger Alpen. Geom. 1934.
- (240) Simmer: Schwebstoffmessungen an der Drau. Wasserwirt. u. Techn. 1936.
- (241) Sölch J.: Eiszeitliche Talgeschichte. Forsch. z. d. Landesg. 21, 1917.
- (242) — Die Landformung der Steiermark. M. St. 1928.
- (243) Stiny J.: Raabfuß. M. G. 1920.
- (244) — Talnetz und Gebirgsbau der Steiermark. Sb. 1922.
- (245) — Hebung und Senkung. P. 1924.
- (246) — Schweb der Mur. Geom. I, 1925.
- (247) — Bewegungen der Erdkruste und Wasserbau. Wasserwirt. 1926.
- (248) — Miklaushof (Jauntal). C. 128. 1938.
- (249) Stille H.: Der derzeitige tektonische Erdzustand. Sb. pr. Ak. Wiss. 13, Berlin 1936.
- (250) Sueß F. E.: ... Landschaft um Wien. Ztschr. d. d. geol. Ges. 82, 1929.
- (251) Terzaghi, K. v.: Hydrographie und Morphologie im kroatischen Karst. Mitt. d. Jb. d. ung. g. R. A. 20, Budapest 1912/1913.
- (252) Vettters H.: Erläuterungen der geologischen Übersichtskarte von Österreich. Wien. 1937.
- (253) Winkler-Hermaden A.: Jungtertiäre Sedimentation und Tektonik. M. W. 1914.
- (254) — Jungtertiäre Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sb. 1924.
- (255) — Zusammenhänge zwischen tektonischer und geomorphologischer Gebirgsentwicklung. Ztschr. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1928.
- (255a) — Das jüngere Entwicklungsbild der Ostalpen. Ztsch. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1926.
- (256) — Tektonische Probleme in Saviefalten. Jb. 1930.
- (257) — Kohlenlager Österreichs. Ztschr. d. d. geol. Ges. 1936.
- (258) — Die jungtertiäre Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Alpen. Cbl. 1940.