

MITTEILUNGEN
des Reichsamts für Bodenforschung
Zweigstelle Wien

3

Zur Geologie des
ostalpinen Jungtertiärs

I

Inhalt:

	Seite
Winkler v. Hermaden, Arthur: Grundsätzliches zur Erforschung des Jungtertiärs am Alpenostabfall	3
Tauber, A. F.: Zur Sedimentation und Herkunft der oberpliozänen Schotter („Belvedereschotter“) im nördlichen Wiener Becken	13
Hübl, Harald-Hans: Die Jungtertiärablagerungen am Grundgebirgsrand zwischen Graz und Weiz	27

WIEN 1942

Reichsamt für Bodenforschung, Zweigstelle Wien
Wien III, Rasumofskygasse 23

Grundsätzliches zur Erforschung des Jungtertiärs am Alpenostabfall

VON ARTHUR WINKLER V. HERMADEN, Prag

Inhalt

1. Grundlegende stratigraphische Fragestellungen	3
2. Die Festlegung der tektonischen Phasen im Jungtertiär des östl. Alpensaums	6
3. Das Ausmaß jungtertiären Abtrags und die Mächtigkeit der randlichen Aufschüttungen	7
4. Zur Altersfrage der ostalpinen Landformen	9
5. Anzahl und Entwicklung der jungtertiären Gebirgsformationen der östl. Alpen	9

Aufgefordert, einleitende Worte zu dem vorliegenden, dem alpinen Randtertiär gewidmeten Heft der Mitteilungen des Reichsamts für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, beizusteuern, greife ich im folgenden einige wichtige Fragestellungen heraus, die sich auf die jungtertiäre Entwicklung der Ostabdachung der Alpen beziehen; das Ziel ist dabei, auf Grund der vorliegenden Erfahrungen die Richtungen anzudeuten, in welchen meines Erachtens eine Lösung der Fragen zu suchen sein wird, und Anregungen zu ihrer weiteren Verfolgung zu geben.

1. Grundlegende stratigraphische Fragestellungen

Die stratigraphische Einordnung des östlichen Alpenrandtertiärs ist auch noch nicht in allen Hauptpunkten vollkommen geklärt. Die Grenzziehung zwischen Oligozän und Miozän, jene zwischen der helvetischen und der tortonischen Stufe des Mittelmiozäns und schließlich die Parallelisierung des Obermiozäns und des Alt- und Mittelplozäns des östlichen Alpenrandes mit den äquivalenten Bildungen Osteuropas bedarf noch endgültiger Festlegung. Dazu kann folgendes angegeben werden:

Oligozäne Ablagerungen treten an der Ostabdachung der Alpen nur in den Savefällen auf. In der zugehörigen „Tüfferer Bucht“ (Untersteiermark) scheidet zwar gefaltetes Oligozän und transgredierendes Miozän eine seit langem bekannte Diskordanz (BITTNER, PETRASHECK); in dem Nordteil der Savefällen ist aber die Abtrennung des untersten Miozäns vom Oberoligozän noch nicht eindeutig geklärt. Die Zugehörigkeit der dort über sicher oberoligozänen (chattischen) produktiven Sotzkaschichten auftretenden, von F. TELLER als obere Abteilung der letzteren betrachteten, transgredierenden Konglomeratbildungen im Raume südlich und südwestlich des Bachers zur chattischen oder schon zur aquitanischen Stufe ist ebensowenig sichergestellt, wie die Beziehungen dieser Schichten zu den vermutlich tiefstmiozänen, luffitreichen Ablagerungen in der Senke zwi-

schen Bacher- und Poßbruckgebirge (= Schichten von St. Lorenzen (WINKLER V. HERMADEN [1929]) und zu den ebenfalls tuffitreichen „basalen marinen Mergeln und Sandsteinen“ am Ostsaum des Poßbruck.¹⁾ Eigene eingeleitete Untersuchungen dieser Fragen sind noch nicht abgeschlossen.

Die Grenze zwischen Helvet und Torton, welche Stufen einander in dem Südwestteil des Grazer Beckens überlagern, ist zwar in großen Zügen, aber nicht im einzelnen schon genau festlegbar. Die Hauptmasse des steirischen Schliers gehört nach geologischen (WINKLER V. HERMADEN [1940 b]) und nach paläontologischen (MEZNERICS) Kriterien zur helvetischen Stufe des Miozäns. Eine obere, mit küstennahen Deltaschottern (Kreuzbergschotter) verzahnte Abteilung des (vortortonischen) Schliers ist durch ausgesprochene Diskordanzen — im Liegenden von der Hauptmasse des Schliers, im Hangenden von dem übergreifenden, unzweifelhaften Torton — abtrennbar und in ihrer Zuordnung zur helvetischen oder tortonischen Stufe noch nicht festgelegt. Dagegen kann die Zugehörigkeit des „Florianer Tegels“ der weststeirischen Bucht (sogenannte „steirische Grunder Schichten“) auf Grund des engen Verbands mit den sicher tortonischen Bildungen im östlich anschließenden Raume an der Mur als letzterer Stufe zugehörig gesichert gelten (WINKLER V. HERMADEN [1940 c]).

Die Gliederung des Obermiozäns und älteren Pliozäns in die sarmatische und pannonische Stufe, sowie teilweise auch in Unterstufen und Zonen der letzteren, ist sowohl im Wiener Becken (FRIEDL) als auch im steirischen Becken (WINKLER V. HERMADEN [1927]) schon weitgehend durchgeführt. Jüngst konnte ich auch die Grenzschichten zwischen Sarmat und Pannon (Horizont der *Melanopsis impressa*) in der Oststeiermark (Waldraben am Stradner Kogel) zwischen fossilführenden Schichten des obersten Sarmats und den Mergeln des *Congeria ornithopsis*-Horizonts des Unterpannons festlegen.

Strittig ist dagegen noch die Parallelisierung der sarmatisch-pannonischen Ablagerungen des Alpensaums mit jenen Osteuropas. Die von N. ANDRUSOV, LASKAREV, SCHRETER und anderen vertretene Auffassung, daß die sarmatischen Ablagerungen Ungarns und des Alpenrandes ausschließlich dem Untersarmat Rußlands entsprechen würden, erscheint mir noch nicht ausreichend erwiesen. Durch neue und durch ältere, nunmehr wieder bestätigte Funde sind die für das „mittlere“ Sarmat Rußlands kennzeichnenden Nubecularien an zwei Stellen im Sarmat des Wiener Beckens (Wiesen bei Ödenburg [PAPP]; Hainburger Berge) und im ungarischen Becken (SZADÉCKY-KARDOSS) sichergestellt. Besonders ist aber auf Grund des vielfach nachgewiesenen Auftretens von Übergangsschichten von Sarmat und Pannon im Wiener Becken (FRIEDL, TAUBER, BOBIESKÜPPER) und in der steirischen Bucht (WINKLER V. HERMADEN [1927]) das Vorhandensein auch obersarmatischer Schichtkomplexe am Alpenrand anzunehmen. Ich halte es für durchaus möglich, daß die pannonische Bucht und ihre Ausläufer am Alpenfuß infolge abweichenden Salzgehaltes im Meere z. T. abweichende fazielle Ausbildungen gegenüber dem russischen Sarmat, besonders in ihren höheren, von Flußmündungen stark beeinflussten Teilen, aufweist und daß daher die Verschiedenheiten in der Fauna

¹⁾ Sie bilden das Liegende des mächtigen miozänen Schliers der Grazer Bucht.

und Fazies nicht auf Altersunterschieden, sondern auf solchen des Bildungsmediums beruhen. D. ANDRUSOV gibt allerdings eine etwas andere Deutung. Er sucht den Tatbestand eines konkordanten, allmählichen Übergangs der sarmatischen Schichtfolge des Wiener Beckens in die pannonische mit der Annahme einer Vertretung nur „untersarmatischer Schichten“ (im Sinne der russischen Gliederung) im pannonischen Alpenbereich dadurch in Einklang zu bringen, daß er der Vermutung Ausdruck gibt, daß die Congerenschichten des Wiener Beckens (= tieferes Pannon bzw. Pannon s. str. der deutschen und ungarischen Geologen) eine gleichaltrige fazielle Ausbildung sowohl des höheren Sarmats Rußlands als auch des Mäots darstellen.

Für die Grenzziehung zwischen Miozän und Pliozän gilt folgendes: Wenn man im Sinne neuer Auffassungen die Congerenschichten des Wiener Beckens (Unterpannon) mit der mäotischen Stufe (nach ANDRUSOV auch noch außerdem mit dem höheren Sarmat) Rußlands in Parallele stellt und das obere Pannon des Wiener Beckens und Ungarns der pontischen Stufe des euxinischen Beckens vergleicht, so ist — im Sinne der osteuropäischen Geologen — etwa die Grenze zwischen Miozän und Pliozän in die pannonische Stufe hinein zu verlegen u. zw. über den Horizont der *C. subglobosa*. Nicht ganz genau, aber annähernd stimmt diese Grenzführung mit jener überein, welche als Scheide zwischen Miozän und Pliozän die Diskordanz im älteren Pannon (etwa im Horizont der *C. partschi* gelegen) verwendet (WINKLER v. HERMADEN [1940 b]).

Nach LASKAREV erscheinen im Strumatal in Mazedonien marine Schichten des Unterpliozäns (Piacenzastufe), von der Tethys gegen den Raum der damals schon ausgesüßten „Parathetys“ vordringend, über Süßwasserablagerungen, welche die „pannonische Pikerimi-Fauna“ enthalten und die ihrerseits sarmatische Schichten überdecken. Dies weist darauf hin, daß die altpliozäne marine Transgression des Mittelmeergebiets zwar jünger als das Pannon im engeren Sinne ist, aber dem Pont (= höheres Pannon) des pontischen und ungarischen Beckens zeitlich entspricht. Auch die übergroße Schichtmächtigkeit des Pannons am Alpensaum und im Alföld befürwortet eine Aufteilung desselben auf oberstes Miozän (im Sinne der osteuropäischen Geologen) und Unterpliozän. Jedenfalls bedarf, sowohl die Auffassung, welche das gesamte Pannon (Pannon s. str. + Pont) zum Miozän rechnet,²⁾ als auch jene, welche im Pannon ausschließlich Unterpliozän sieht, einer Revision.

Bei der Gliederung des alpinen Randtertiärs, welches auf einer bewegten Bühne, z. T. in Einzelsenken, in enormen Mächtigkeiten zur Ablagerung gelangt ist und zahlreiche größere und kleinere Diskordanzen erkennen läßt, ist stets zu berücksichtigen, daß die Ablagerung nicht ununterbrochen vor sich gegangen war sondern daß sich Abtragszeiten zwischengeschaltet hatten. Stratigraphische Vergleiche, die nur auf der sichtbaren Aufeinanderfolge der erhaltenen Schichtkomplexe beruhen und auf Zeiten der Denudation keine Rücksicht nehmen, führen daher leicht zu unzutreffenden Verallgemeinerungen örtlicher, unvollständiger Schicht-

²⁾ Von den französischen Geologen (DEPERET, HAUG) wird bekanntlich das „Pontien“ in seiner Gesamtheit noch zum Miozän gerechnet, was auf der offenbar nicht zutreffenden Parallelisierung der Congerien-Schichten des Rhonetales mit dem gesamten osteuropäischen Pannon-Pont beruht.

gliederungen. Solche Schichtlücken sind am Alpensaum, insbesondere in Pannon, inmitten des Sarmats (mit dem Vordringen großer Deltakegel ins Meer!) (WINKLER V. HERMADEN [1927, 1940 b]) und an der Wende von Torton zum Sarmat³⁾ anzunehmen. Für letztere bilden alte Feststellungen im Wiener Becken, Ermittlungen im Raum von Odenburg (VENDL) und eigene neue Beobachtungen bei Wildon und Mureck in Steiermark eindeutige Belege.

2. Die Festlegung der tektonischen Phasen im Jungtertiär des östlichen Alpensaums

Die Untersuchungen der letzten Jahrzehnte haben eindeutige Beweise für die Mehrphasigkeit des jungtektonischen Geschehens am östlichen Alpenrand geliefert. Durch ausgesprochene tektonische Diskordanzen ist das Auftreten der savischen Phase (zwischen Oberoligozän und Unter-miozän) in den untersteirischen Savefalten (Tüfferer Bucht) und im Draudurchbruch, der steirischen Phase in der südweststeirischen Bucht und am Nordostsporn der Zentralalpen und der attischen Phase in dem nordoststeirischen Teilbecken und in den östlichen Savefalten erwiesen. Sehr verbreitet sind die indirekten Anzeichen der jungtertiären orogenen Phasen und Teilphasen, die sich in mächtigen Grob- und Blocksedimenten und in bedeutenden Mächtigkeiten typisch orogener Sedimente (KRAUS) ausprägen (WINKLER V. HERMADEN [1933 a, 1940 a, 1940 b]). Zeigt schon die Verdoppelung-Verdreifachung von echten Diskordanzen innerhalb der vorgenannten Hauptphasen, wie sie teilweise feststellbar ist, auf eine Gliederung derselben in Teilphasen, so wird dies aus dem in der savischen, steirischen und attischen Phase sichtbaren, stoßartigen Vordringen mehrerer aufeinanderfolgender Schutt- und Deltakegel, z. T. mit ausgesprochen orogenen Sedimenten, noch deutlicher zum Ausdruck gebracht. Ein altmiozäner Flysch im steirischen Becken, Blockschotter und mächtige Konglomerate sowie molasseähnliche Ablagerungen und sehr mächtige Schliersedimente können als sedimentäres Abbild den vorgenannten miozänen orogenen Haupt- und Teilphasen zugeordnet werden. Dabei ist im Auge zu behalten, daß die Kräfte der Orogenese zeitlich und der Intensität nach von Raum zu Raum von wechselnder Dauer bzw. verschiedenem Stärkegrad gewesen sind: In Untersteiermark sehr kräftig (mit Ausnahme der steirischen Phase) und bis tief ins Pliozän andauernd; im Südteil des steirischen Beckens abgeschwächer. aber noch mit ausgesprochener Faltung in der steirischen Phase; am Nordostsporn der Zentralalpen und in der norischen Senke etwas schwächer; noch geringer an den kristallinen Randbergen der westlichen steirischen Bucht und im inneralpinen Wiener Becken. Auch ist im Laufe des Jungtertiärs eine Einengung der Faltenbereiche festzustellen und eine Ausdehnung der vertikalen Hebungsgebiete. Zwischen den Phasen und auch den Teilphasen liegen Senkungszeiten, in welchen Transgressionen vorgegriffen haben (WINKLER V. HERMADEN [1940 a]).

Der jungtertiäre Alpenkörper ist im Vergleich zu jenen der germanischen Scholle und der Böhmisches Masse selbstredend dauernd in

³⁾ Größere tektonische Bedeutung kommt aber dieser Erosionsdiskordanz zwischen Torton und Sarmat offenbar nicht zu.

stärkerer tektonischer und erosiver Ausgestaltung gewesen, was sich sinnfällig in den gewaltigen jungtertiären Sedimentmächtigkeiten am Alpenrand zum Ausdruck bringt. Trotzdem müssen die tektonischen Einzelphasen der jungtertiären Alpenwerdung, wie die ausgesprochenen und weiträumig verbreiteten Winkeldiskordanzen beweisen, mehr bedeuten, als eine, gewissermaßen nur zufällige Kulmination kontinuierlicher Gebirgsbildung. Für die weitere Festlegung von Teilphasen, ihrer räumlichen Verbreitung und sedimentologischen Auswirkung eröffnet sich für die Forschung noch ein ausgedehnteres Feld.

Neuerer erzielter Ergebnisse halber füge ich hier noch eine Mitteilung über Festlegung und Auswirkungen der attischen Phase am Ostalpenrand an. Sie ist in den östlichen Savefalten an einer Diskordanz zwischen Miozän und transgredierendem höherem Pannon (Lichtenwalder Becken, Orlica), in der intrapannonischen (Winkel-) Diskordanz in der nordoststeirischen Teilbucht (WINKLER v. HERMADEN [1940 b]) ausgeprägt und von größeren Schuttförderungen (sogen. „Belvedere-Schotter“ von Graz [HÜBL], Kapfensteiner Schotter der Oststeiermark, Delia des Fölik im südlichen Wiener Becken usw.) begleitet. Im Boden von Wien konnte eine analoge Erosionsdiskordanz (TAUBER) ermittelt werden, deren zeitliche Einordnung in den *C. partschii*-Horizont des Unterpannons möglich war. Dagegen hält die viel berufene „vorponontische Erosion“ — wenigstens in einer Verallgemeinerung dieser Vorstellung — einer sachlichen Kritik nicht stand. Ich halte es auf Grund der vorliegenden Befunde für erforderlich, ihr eine regionale Bedeutung abzusprechen.

3. Das Ausmaß jungtertiären Abtrags und die Mächtigkeit der randlichen Aufschüttungen

Sowohl das Ausmaß jungtertiären Abtrags wie jenes der gleichzeitigen Aufschüttungen war bisher zweifelsohne meist weitgehend unterschätzt worden. Als ich 1933 die Auffassung begründete, daß die Abtragung an jungen Aufwölbungen an der Ostabdachung der Alpen seit dem mittleren Miozän 1000 bis 1500 m mächtiges lockeres Schichtmaterial vollkommen abzudecken in der Lage war und daß in der steirischen Bucht einige 100 m tertiärer Sedimente noch seit dem Mittelpliozän flächenhaft ausgeräumt wurden, konnten diese Feststellungen wohl überraschen. Es ergaben sich aber weitere Bestätigungen hierfür. Untersuchungen, die 1941 in den südöstlichen Savefalten (Uskoken, Orlica, Wachergebirge) durchgeführt wurden, ließen erkennen, daß an diesen jungaktiven Faltungs- und Hebungswellen mit sogar noch größeren Beträgen von jugendlicher Denudation zu rechnen ist. Wenn auch im Bereiche fester Gesteine der flächenhafte Abtrag naturgemäß wesentlich geringer ist, so sprechen doch verschiedene Umstände dafür, daß in dem langen Zeitraum, der seit dem Mittelmiozän verflissen ist, auch dort die alte Landoberfläche der vorgenannten Zeit um viele 100 m tiefer gelegt sein muß, was — in etwas eingeschränktem Sinn — auch für Kalkmassive Geltung haben muß.

Mit der Feststellung der Größe jungtertiären Abtrags stimmt auch das Größenausmaß der gleichaltrigen Aufschüttungen, die am Ostalpenrand bekannt sind, überein (WINKLER v. HERMADEN [1940 a]). Schon 1933

konnte ich auf Grund von Erdölbohrungen in der Kleinen Ungarischen Ebene auf Pannonmächtigkeiten bis zu 2000 m hinweisen. Neuere Bohrungen haben noch größere Werte für die pannonische Verschüttung (nach der Bohrung von Mihaly im Raabgebiete ca. 2500 m, bei Görgeteg Pannonunterkante in 2059 m!) ergeben. Größere Teile der Kleinen und auch der Großen Ungarischen Tiefebene werden sonach von tiefen und breiten Senken durchzogen, welche bisher ungeahnte Mächtigkeiten des Pannons aufweisen.⁴⁾

Eine kausale Verknüpfung der dieser Aufhäufung zugrunde liegenden tektonischen Senkung mit der pliozänen Aufwölbung der östlichen Alpen liegt auf der Hand. Auf Grund der Tiefbohrungen in der Kleinen und Großen Ungarischen Ebene, bearbeitet von v. SÜMEGHY und STRAUZ, läßt sich die oberstmiozäne-altpliozäne Alpenhebung in der pannonischen Sedimentation wiedergespiegelt erkennen. Im großen und ganzen weist die vorherrschend feinkörnige, tonig-mergelige Fazies des Unterpannons auf eine noch geringere Erhebung der Alpen, die überwiegend sandig-tonige des Oberpannons (= Pons) auf eine verstärkte Sedimentzufuhr aus einem bereits stärker höhergeschalteten Randgebirge hin. Im einzelnen prägt sich aber offenbar schon im Oberhorizont des Unterpannons⁵⁾, das Sand- und Kieslager enthält, die attische Hauptphase der Gebirgsbildung aus.

Wurde der pannonisch-mittelpliozyäne Abtrag der Ostabdachung der Alpen hauptsächlich in der pannonischen Randsenke Westungarns in so bedeutender Mächtigkeit niedergeschlagen, so blieb jener der Miozänzeiten zum wesentlicheren Teil schon innerhalb der Alpen oder der unmittelbar anliegenden Randsenke (weststeirische Bucht, Wiener Becken, nordoststeirisches Teilbecken, Savefalten) liegen, wobei er auch in diesen Räumen sehr bedeutende Mächtigkeiten der übereinander und nebeneinander aufgestapelten (1000 bis etwa 6000 m), zeitlich aufeinanderfolgenden Schichtablagerungen aufweist. Doch greifen auch tiefere, mit mächtigeren miozänen Sedimenten erfüllte Senken schon in die Kleine Ungarische Ebene, insbesondere in deren Südteil ein (über 700 m mächtiges Marin in der Bohrung von Selnica, nach SOMMERMEIER), deren grundlegende tektonische Ausgestaltung erst im Pannon erfolgt ist. Auch im inneralpinen Wiener Becken ist auf Grund der geophysikalischen Untersuchungsergebnisse mit sehr mächtiger mariner miozäner Sedimentfüllung zu rechnen (JANOSCHIEK 1942). Die bisher gewöhnlich angenommenen geringen Abtragsbeträge in miozäner und pliozäner Zeit am Alpensaum sind in Hinblick auf die erwiesenen Bohrmächtigkeiten unannehmbar und auch mit der aus dem Zerfall radioaktiver Substanzen ermittelten Zeitdauer des Jungtertiärs (Pliozyän allein etwa 6.000.000 bis 7.000.000 Jahre!) unvereinbar. Im übrigen kann das bedeutende Ausmaß der Abtragung, wie angegeben, auch durch direkten Nachweis (WINKLER v. HERMADEN [1933 a, 1940 b]) erhärtet werden. Hier gilt es sich von überlebten gewohnten Vorstellungen freizumachen, die, von einem anthropozentri-

⁴⁾ Da die Erdölbohrungen auf Aufwölbungen des Untergrundes angesetzt zu werden pflegen, ist nach Ansicht der Erdölgeologen in den zwischengelegenen Einmündungen mit noch größeren Pannonmächtigkeiten zu rechnen.

⁵⁾ Es ist in seiner mächtigen mittleren Abteilung tonig-mergelig ausgebildet.

schen Standpunkt ausgehend, die uns aus dem Jungtertiär überkommenden geologischen Dokumente mit dem physiogeographischen Bild der Gegenwart zu verknüpfen suchen und nicht berücksichtigen, welche gewaltigen Umstellungen seither durch die 3000 m und mehr betragenden jungen Absenkungen in den Randbecken und durch Hebungen ähnlichen Ausmaßes in den Randgebirgen, sowie durch die begleitenden Vorgänge der Aufschüttung seit dem älteren Miozän hier vor sich gegangen sind. Auch das orographisch-morphologische Bild der Miozänzeit mußte naturgemäß eine vollständige Umgestaltung erfahren.

4. Zur Altersfrage der ostalpinen Landformen

Mit diesen Bemerkungen ist auch schon die Konsequenz angedeutet, die sich bezüglich des Alters der Altreliefs an den östlichen Alpenbergen zwangsläufig ergibt. Im Sinne der schon 1933 zum Ausdruck gebrachten Auffassung (WINKLER v. HERMADEN [1933 a, 1933 b]) muß der Standpunkt vertreten werden, daß auf den ostalpinen Bergen, auch nicht auf den Kalkhochmassivs, keine älteren als altpannonen (= also etwa oberstmiozäne) Landoberflächenreste mehr vorausgesetzt werden können. Für größere Teile der alpinen Randgebiete (südöstliche Savefallen, für die Vorstufe der östlichen Zentralalpen und des Nordostsporns usw.), muß für die Herausbildung der beherrschenden morphologischen Form sogar erst ein mittelplozänes Alter gefordert werden. Direkte Beweise ergeben sich da und dort aus dem Übergreifen der Oberflächen über junge, erst im Gefolge alt- oder sogar mittelplozäner Faltung flächenhaft abgedeckte Wölbungen und Faltungen (Poßbrück, Nordostsporn der Zentralalpen, südöstliche Savefallen) und aus den viel stärkeren Faltungen und Störungen obermiozäner und altplozäner Ablagerungen im Vergleich zu den meist geringen Deformationen der beherrschenden Altreliefs.

Ein näheres Eingehen auf diese für die junge Alpengeschichte wesentlichen Fragestellungen kann an dieser Stelle ebensowenig erfolgen, wie auf eine Widerlegung dagegen vorgebrachter Einwendungen (LICHTENECKER, v. MACHATSHECK, MAULL), was einer in Vorbereitung befindlichen Arbeit vorbehalten bleiben muß. Die geomorphologische Forschung wird sich aber für alle Fälle in viel stärkerem Maße als bisher mit diesen, aus dem Beobachtungsschatz erwachsenen geologischen Feststellungen beschäftigen und manche Altersdeutungen von Altreliefs einer Revision unterziehen müssen.

5. Anzahl und Entwicklung der jungtertiären Gebirgsformationen der östlichen Alpen

Die Ergebnisse, welche hier skizziert wurden und deren weitere Verfolgung bei tertiärgeologischen Arbeiten in den Ostalpen wesentlich ist, erweisen ein sehr starkes Ausmaß jugendlicher tektonischer Bewegungen (Hebungen, Senkungen, regional auch Faltungen), einen bedeutenden jungen Abtrag und sehr mächtige miozäne und plozäne Sedimente im Inneren der Alpen und im besonderen in deren Randbecken. Wie betont wurde, läßt sich der morphologische Formenschatz der Gegen-

wart in den östlichen Alpen nur mit dem pliozänen (pannonen + jungpliozänen-quartären) alpinen Abtragszyklus in Beziehung bringen.

Die Ostalpen haben daher ihre Höhenlage ausschließlich der pliozänen, überwiegend sogar erst mittelpliozänen, quartären ungleichmäßigen und teilweise bruchförmigen Aufwölbung zu verdanken. Bei dieser Sachlage entfällt jede Möglichkeit, irgendwelche ältere Sedimente (miozäne, oligozäne, oder noch frühere) mit heute noch erhaltenen Altreliefs am Gebirgssaum in Beziehung zu setzen. Das, in auch schon nur mehr mannigfach veränderten Resten gerade noch erkennbare morphologische Ausgangsrelief der letzten Formung der östlichen Alpen wurde auf Grund vergleichender Sedimentanalyse — seiner Entstehungszeit nach — in das Altpannon eingereiht, wobei die Kulmination seiner Ausbildung mit einem bestimmten, weit verbreiteten charakteristischen, mergeligen, besonders feinkörnigen Schichtglied innerhalb des Horizonts der *C. ornithopsis* (FRIEDL, WINKLER v. HERMADEN [1940 b]) gleichgestellt wurde (= Oberhorizont des *C. ornithopsis*-Niveaus mit *Cardium simplex* [TAUBER]).

Nun geben aber die Sedimente des untersten Miozäns (Schichten von St. Lorenzen, Radl-Wildbachschotter, untere Eibiswalder Schichten) als auch jene des vortortonischen Mittelmiozäns (Arnfelser Konglomerate und Kreuzberg-Konglomerate Südweststeiermarks; Tauchener Schichten, Sinnerdorfer Blockschotter (WINKLER v. HERMADEN [1940 b]), Auwaldschotter und Brennerberger Blockschotter [JANOSCHIEK 1931] in der nordoststeirischen Teilbucht und am Nordostsporn der Zentralalpen) Zeugnis von bedeutenden älteren Gebirgsbildungen und Gebirgshebungen in ältestmiozäner bzw. intramiozäner Zeit. Das morphologische Bild dieser miozänen Gebirge ist bereits vollständig denudiert, der Schutt aber, der davon abgetragen wurde, ist in örtlichen Einsenkungen erhalten geblieben. Da sowohl über den altmiozänen Grottschuttbildungen mächtige Feinsedimente auflagern und über letztere weit hinaus tief in die Ostalpen eingreifen, als auch in gleicher Weise über den Blockschottern der steirischen Phase des Mittelmiozäns mächtigere Marinsedimente am östlichen Alpensaum lagern und transgredierend vorgreifen, so müssen die Gebirge, welche in den vorangehenden Zeiten den Schutt geliefert hatten, schon in der Phase der höheren Eibiswalder Schichten bzw. in jener des Torton eine weitestgehenden Erniedrigung, hervorgegangen aus Abtragung und tektonischer Nachsenkung, unterlegen gewesen sein.

So begründe ich die Auffassung, daß der in der Plio-
zän-Quartärzeit schrittweise entstandenen, gegenwärtigen Ostalpengeneration im Laufe des Jungtertiärs zwei weitere vorangegangen waren,⁶⁾ u. zw. im unteren Miozän (savische Phasen) und im vortortonischen Mittelmiozän (steirische Phasen). Beide sind voneinander und letztere von den jüngsten Alpen, die morphologisch erst durch die attische Phase und nachfolgende geschaffen wurden, durch langdauernde Zeiträume weitgehender Gebirgsabtragung und Verflachung und durch ausgreifende Meeres- und Süßwasserüberflutungen getrennt. Die jungtertiär-quartären Alpen sind ihrer Entstehung nach keine Einheit, sondern aus drei zeitlich

⁶⁾ Ganz abgesehen von denen des Alttertiärs.

aufeinanderfolgenden und selbständigen Gebirgen, die in morphologischer Beziehung unabhängige Gebilde darstellten, zusammengebaut.

Schriftenverzeichnis

(nur kleine Auslese der neueren Schriften)

- ANDRUSOV, N.: Le pliocène de la Russie meridionale. — Mem. d. böhm. Ges. f. Wiss., Prag 1927.
- ANDRUSOV, D.: Karpatenmiozän und Wiener Becken. — Petrol. Wien-Berlin 1938, Nr. 27.
- BOBIES, K. A. & KÜPPER, H.: Das Anninger Gebiet. — Jb. geol. Bundesanst. Wien 1927.
- FRIEDL, F.: Steinbergdom bei Zistersdorf. — Mitt. geol. Ges. Wien **29**, 1937.
- GILLET, G.: Essai de synchronisme du miocène sup. et du pliocène dans l'Europe centrale et orientale. — Bull. Soc. Geol. France. Paris 1933.
- HÜBL, H.: Aufnahmsbericht über Blatt Graz. — Verh. geol. Bundesanst. Wien 1939.
- KRAUS, E.: Der orogene Zyklus. — Cbl. f. Min. Stuttgart 1927.
- JANOSCHEK, R.: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. — Mitt. geol. Ges. Wien **24**, 1931.
- JANOSCHEK, R.: Methoden und bisherige Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen im inneralpinen Wiener Becken. — Mitt. alpenländ. geol. Vereins **33**, Wien 1940 (1942).
- KREJCI-GRAF, K.: Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns. — Geol. Rundschau Berlin 1932.
- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — Verlag Springer, Wien 1938.
- KOLLMANN, K.: Arbeitsbericht für 1939. — Verh. Reichsst. Bodenf., Zweigst. Wien 1939.
- LASKAREV, V.: Sur les conditions géologiques et geom. des gisements de la fauna pikermienne dans les environs de Veles. — Ann. geol. peninsule Balc. **7**, Belgrad 1923.
- LICHTENECKER, N.: Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. — Geogr. Jahresber. Österr. Wien 1938.
- LOCZY, L. v. JUN.: Recherche d'hydrogene carbonat. in Ungheria. — Internat. Z. ungr. geogr. Ges. **67**, Budapest 1939.
- MACHATSHECK, F. v.: Das Relief der Erde. I. — Verl. Borntraeger, Berlin 1938.
- MAULL, O.: Geomorphologie. — Verl. F. Deuticke, Wien 1938.
- MEZNERICS, I.: Die Fauna des steirischen Schliers. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark Graz 1935.
- PAPP, A.: Untersuchungen zur sarmatischen Fauna von Wiesen. — Jb. Reichsst. Bodenf., Zweigst. Wien **89**, 1939.
- PETRASCHECK, W.: Kohlenlager der dinarischen Gebirge. — Z. berg-hüttenm. Ver. Oberschlesien. Kattowitz 1929.
- SÖLCH, J.: Landformenkunde der Steiermark. — Verl. naturw. Ver. f. Steiermark. Graz 1927.
- SOMMERMEIER, L.: Die erdöhlöffigen Gebiete in Jugoslawien. — Öl u. Kohle **36**, 1940.
- STILLE, H.: Grundfragen der Gebirgsbildung. — Verl. Borntraeger, Berlin 1924.
- STINY, J.: Zur Oberflächenformung der Alllandreste auf der Gleinalpe. — Zbl. f. Min. B. Stuttgart 1933.
- SZADECKY-KARDOSS, E. v.: Geologie der rumpfungarländ. Kl. Tiefebene. — Mitt. berg- u. hüttenm. Abt. Univ. Sopron (Odenburg) 1938.
- TAUBER, A. F.: Studien im Sarmat und Pannon des Königberg—Gloriettebergzuges in Wien. — Verh. Reichsst. Bodenf., Zweigst. Wien, 1939.

- SÜMEGHY, J. V.: Zusammenfassender Bericht über die pannonischen Ablagerungen des Györer (= Raaber) Beckens Transdanubiens und des Alfölds. — Mitt. aus Jb. ung. geol. Anst. Budapest **32**, 1939.
- TELLER, F.: Erl. zur geol. Spezialkarte d. österr. Monarchie, Blatt Praßberg an der Santh. — Geol. Reichsanst. Wien 1898.
- VENDL, M.: Daten zur Geologie von Brennbach und Sopron (Odenburg). — Jb. berg- u. hüttenm. Abt. Univ. Odenburg (Sopron), 1933.
- WINKLER v. HERMADEN, A.: Über sarmatische und pannonische Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. — Jb. geol. Bundesanst. Wien 1927.
- : Die Dazit im Draudurchbruch. — Verh. geol. Bundesanst. Wien 1929.
- : Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrand der Alpen. — Jb. geol. Bundesanst. Wien 1933 (1933 a).
- : Aufschüttung, Abtragung und Landformung am Ostrand der Alpen. — Anz. Akad. Wiss. Wien 1933 (1933 b).
- : Das jungtertiäre Entwicklungsbild der Ostalpen. — Zbl. f. Min., Abt. B. Stuttgart 1940 (1940 a).
- : Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. In: F. X. SCHAFFER, Geologie der Ostmark, als Sonderdruck ausgegeben 1940 (1940 b). Wien (Deuticke).
- : Die geologischen Verhältnisse im mittleren und unteren Laßnitztal, Südweststeiermark. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **149**, Abt. I. Wien 1940 (1940 c).
-

Zur Sedimentation und Herkunft der oberpliozänen Schotter („Belvedereschotter“) im nördlichen Wiener Becken

VON A. F. TAUBER, Wien

(Mit 1 Tafel und 5 Textabbildungen.)

Mit einem chemischen Beitrag von O. HACKL

Die fluviatilen Quarzschotter, welche die tertiäre Sedimentation im Wiener Becken beschließen, haben ihrer geologischen Erforschung und stratigraphischen Parallelisierung größere Widerstände entgegengesetzt als irgend eine andere Schichtfolge der Beckenfüllung.

Ließ die Lückenhaftigkeit der wenige Meter Mächtigkeit nie übersteigenden Schotterdecke ihr terrassengebundenes Auftreten lange Zeit unerkannt, so wurde vor kurzer Zeit durch den Nachweis jüngster tektonischer Verstellungen der Schotterlager (K. FRIEDL, 1936) die durch SCHAFFER bereits 1902 im Wiener Stadtgebiet durchgeführte Altersstufung auf morphologischer Basis zu einer für andere Beckenteile höchst unsicheren Methode gestempelt. Dazu kommen Unterschiede der Schotterzusammensetzung innerhalb terrassenmäßig zusammengehöriger Schotter und umgekehrt Ähnlichkeiten der Zusammensetzung nicht altersgleicher Schotterreste. Die wenigen stratigraphisch brauchbaren Fossilien in dem Schotter, der nach Fazies und geologischem Auftreten dem obersten Pliozän zuzuzählen ist, sprechen für ein wesentlich höheres jungunterpliozänes Alter. Freilich stammen diese von ABEL (1910) und JÜTTNER (1940 a) gefundenen und beschriebenen Reste:

Brachytherium cf. *goldfussi*,

?*Aceratherium* sp.,

Dinotherium sp.,

Dinotherium giganteum,

Hipparion gracile,

Chalicotherium aff. *goldfussi*,

Steneo fiber jaegeri,

durchwegs aus einem nur kleinen Gebiete der Gegend von Nikolsburg (Niederlönau), während andere Schotterreste mit Ausnahme der Fundorte bei Dobermannsdorf, welche mehrere Reste von *Elephas planifrons* (SCHELSINGER, 1912) (diese Form deutet auf höheres Mittelpliozän) geliefert haben, keine Fossilien führen. Für die artenreiche „Belvederefauna“ des Wiener Stadtgebietes hat ja SCHAFFER (1906) den Nachweis geführt, daß sie nicht

aus dem Belvedereschotter, sondern aus den obersten pannonischen Sanden stammt. So schließt die Diskrepanz des geologischen und paläontologischen Altersbefundes ein noch zu lösendes Problem in sich. Zwar wurde durch die Auffindung unterpannoner, faziell durchaus ähnlicher Schottervorkommen¹⁾ mit typischer „Belvederefauna“ (TAUBER, 1939 a) auf diese Frage für einige Vorkommen neues Licht geworfen — ohne indes die Deutung dadurch zu erleichtern.

Ein zweites Problem betrifft die Herkunft der Schotter, die Art und den Verlauf der Flüsse, als deren Absätze sie zu betrachten sind. Darf man hoffen, durch weitere Funde und zukünftige paläontologische Forschung Klarheit über die Altersstellung dieser Schotter zu erlangen, so schien diese Hoffnung für die zweite Frage der Eigenart der sedimentierenden Flüsse nicht in gleichem Maße berechtigt zu sein. Die Herkunft der einzelnen Schotterkomponenten läßt sich nur selten mit der erforderlichen Sicherheit auf bestimmte engbegrenzte Herkunftsgebiete zurückführen. Die Aussichtslosigkeit, auf diesem Wege die Bahnen der oberpliozänen Flußläufe rekonstruieren zu können, führte zu einer vorwiegend morphologischen Behandlung dieses Problems, welche tatsächlich beachtliche Erfolge zeitigte, in manchen Fällen aber Trugschlüssen unterlag, wie nun meine Untersuchungen gezeigt haben.

Erstmalig habe ich im Laufe dieser Arbeiten versucht, sedimentpetrographische und gefügekundliche Methoden zur Klärung der Sedimentations- und Herkunftsverhältnisse dieser Schotter — nachdem ich die praktische Verwendbarkeit dieser Methodik bereits durch ähnliche Arbeiten dargelegt hatte (TAUBER, 1939 b) — heranzuziehen. Die Ergebnisse waren über alle Erwartung klar und eindeutig. Sie sind im folgenden kurz zusammengestellt.

In der Zeit von April bis Juli 1940 wurden Beobachtungen an den oberpliozänen Schotterresten der Umgebung von Nikolsburg, Feldsberg, Lundenburg und Auspitz ausgeführt. Zur Beobachtung gelangten 1. Gefüge (Regelung) der Schotterreste, 2. petrographische Zusammensetzung, 3. Korngröße, 4. Abrollungsgrad.

I. Die Strömungsverhältnisse.

An Hand von 21 eingemessenen Gefügediagrammen und 4²⁾ mangels an Zeit nur geschätzten (in dem Kärtchen, Taf. 1, durch Kreuzschraffen gekennzeichnet) wurde die Stromrichtung der sedimentierenden Flüsse ermittelt. Die Einmessung der Diagramme gestaltete sich zeitraubend und schwierig, da sich zur Regelung eignende, längliche und flache Gerölle und Geschiebe, wie überall im „Belvedereschotter“ und in weit transportierten Stromschottern, in deren Herkunftsgebiet widerstandsfähige Schichtgesteine nahezu fehlen, ausgesprochen selten sind. Überall zeigte sich jedoch typische fluviatile Regelung. Auf dem Kärtchen sind diese Diagramme vereinfacht und verkleinert wiedergegeben. Die Pfeile, welche durch sie gelegt sind, deuten die aus ihnen abgeleitete Stromrichtung an. Wir entnehmen ihnen vier verschiedene Strömungsrichtungen. Die auf-

¹⁾ Welche sich nur durch die Gesteinsart der Gerölle — die aber selbstverständlich örtlich wechselt — unterscheiden.

²⁾ Im Kärtchen (Taf. 1) sind nur 20 Diagramme zur Darstellung gelangt.

fälligste und bedeutendste ist die NW--SO-Richtung. Westlich von ihr, am S-Ende der Pollauer Berge bei Nikolsburg, macht sich eine WNW--OSO-Strömung geltend, zu welcher eine N--S-Strömung stößt. Im O vereinigt sich die NW--SO-Strömung mit einer N--S bis NO--SW gerichteten Strömung an der Linie Eisgrub--Lundenburg.

II. Petrographische Provinzgliederung.

Den Beweis, daß es sich hier bei den verschieden geregelten Schottern tatsächlich auch um Sedimente verschiedener Flüsse beziehungsweise Ströme handelt, lieferte die Komponentenverteilung, welche für zusammengehörige Gebiete relativ konstant, für nicht zusammengehörige stark different ist. Trotzdem zeigen alle oberpliozänen Schotter bei aller Differenz eine gewisse Geschlossenheit. Dies sowohl in bezug auf Fazies als auch auf Komponentenverteilung. Den krassen Gegensatz zu älteren, zum Beispiel sarmatischen Schottern zeigt die Gegenüberstellung der Statistiken A--D und E (Abb. 1). Letztere entstammt den tortongeröll-führenden, orographisch höchsten, sarmatischen Schottern des Altenberg--Fuchsenberg-Zuges nördlich Bratelsbrunn (westlich Nikolsburg). Auf den diesem Hügelzug vorgelagerten Terrassen finden wir wieder echte Oberpliozänschotter, welche reichlich verkieselte Hölzer führen. Letztere sind außerordentlich häufig, -- teilweise als Gerölle, teilweise ungerollt den Schottern beigemengt, so daß wir annehmen müssen, daß ein erheblicher Teil dieser verkieselten Koniferen älteren, wohl oligozänen und miozänen Schichten entstammt. Auch in den rezenten Schotterabsätzen der Thaya findet man solche verkieselten Hölzer, die sich hier also -- mindestens zum Teil -- auf tertiärer Lagerstätte befinden. Von anderen Fossilien treten nur noch gelegentlich abgerollte Schalen von *Helix* und in einigen Aufschlüssen sehr häufig sarmatische Fossilien (immer stark abgerollt) auf.

Zu 90 v. H. bestehen diese Schotter aus Quarz, Kristallingestein (vorwiegend helle Gneise) und Hornstein. Unter anderen Sedimentgesteinen spielen violettliche Arkosen und Konglomerate eine größere Rolle, daneben Sandsteine, selten Kalke.

Der größte Teil des betrachteten Gebietes gehört der Gneis-Quarz-Provinz (Iglawaschotter) an, deren mittlere Zusammensetzung in Abb. 1 A wiedergegeben ist. Abgesehen von Hornstein spielen Sedimentgesteine keine Rolle.

Der Sedimentgestein-Quarz-Provinz (Schwarzawaschotter) gehört der östlich sich mit der NW--SO-Strömung vereinigende N--S- bis NO--SW-Strom an. Aufschlüsse in entsprechenden Schotterresten sind selten. Ihr wesentlicher Gesteinsbestand zeigt neben Quarz und Gneis einen erheblichen Anteil Hornstein, Sandstein und Arkose. Die mittlere Zusammensetzung weist fast 34 v. H. Sedimentgestein auf, wovon sich allerdings nur etwas mehr als 10 v. H. aus Sandstein, Arkosen und Kalken rekrutieren (Abb. 1 B). Wenn wir von den Schottern stark lokalen Charakters (Abb. 1 D) absehen, ist jedoch dieser Sandsteingehalt relativ groß und, da im entsprechenden Gebiet überall vorhanden, auch sehr charakteristisch. Jedoch nimmt dieser Sandsteingehalt im Rakwitzer Hügelgebiet auffällig ab. In den Sandgruben von Auerschitz (südlich Niemtschitz, nördlich Auspitz) finden sich in einem alten terrassierten Tal,

welches heute fast trocken liegt, oberpliozäne Schotter durchaus ähnlicher Zusammensetzung, aber mit geringerem Flyschsandsteingehalt (Abb. 5). So müssen wir annehmen, daß der Sandsteingehalt dieser Provinz im wesentlichen aus dem Saitz—Rakwitzer Hügelland stammt. Gelegentlich treten bis 8 v. H. Arkosegerölle auf. Auch abgerollte sarmatische Fossilien (vorwiegend Cerithien) und sarmatische Muschelkalke sind, wie bei Zischkow, nicht selten.

Die Hornstein-Quarz-Provinz (Jaispitzschotter), westlich an das Gneis-Quarz-Gebiet anschließend, hat einen größeren Hornstein- als Gneisgehalt. Besonders häufig sind in ihr kleine schwarze Hornsteingerölle von etwa 1 cm Durchmesser (Abb. 1C).

Die als Flysch-Quarz-Provinz ausgeschiedenen Schotterreste verdienen eigentlich nicht die Bezeichnung „Provinz“. Es handelt sich, wie der hohe Flyschsandstein- und Kalkgehalt erweist, um einen Quarzschotter mit stark lokalem Einschlag. Sein Verbreitungsgebiet ist dementsprechend

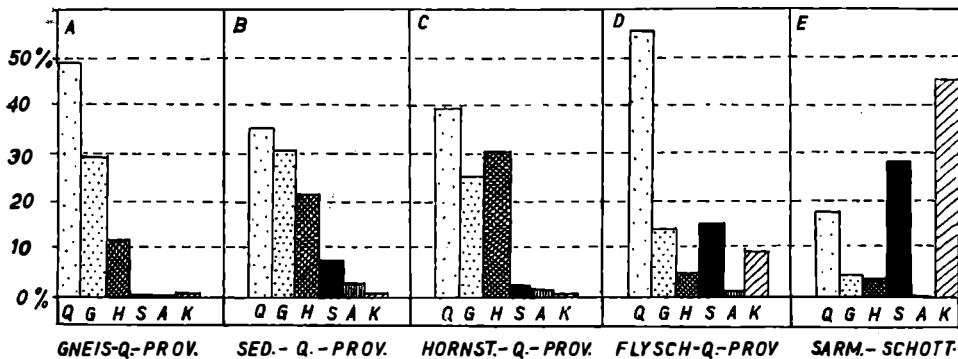


Abb. 1.

Die mittlere Komponentenverteilung in den petrographischen Schotterprovinzen. Q = Quarz, G = Gneis, H = Hornstein, S = Sandstein, A = Arkose, K = Kalke.

viel kleiner. Auffällig ist die Verschiebung des Verhältnisses von Quarz und Gneis zugunsten des ersteren. Eine Deutung hierfür kann vorläufig nicht gegeben werden.

III. Herkunft der Schotterkomponenten.

Was die Herkunft der einzelnen Komponenten betrifft, so ist manches noch recht unklar. So leicht sich der hohe Quarz- und Gneisgehalt aus dem Einzugsgebiet der oberpliozänen Flüsse unserer Gegend erklärt, so schwierig ist die Beantwortung der Frage nach der Herkunft der Hornsteine. Vorwiegend sind es kantengerundete weißliche, gelbe, graue und schwarze Radiolarite,³⁾ häufig findet man aber auch sehr gut gerollte und dann immer eine sekundäre schwarze Rindenschicht besitzende Stücke. Abrollung und sekundäre Schwarzfärbung stehen also

³⁾ Frische Anschläge zeigen dunkle Punkte, welche wohl auf Radiolarien zurückzuführen sein dürften.

in einem gewissen Zusammenhange. Wir werden später noch darauf zurückkommen.

Es bestand die Vermutung, daß diese Hornsteine einem ehemals dem Kristallin der Böhmisches Masse auflagernden Mesozoikum entstammen. Auch die Mittel- und Oberjurakalke der Gegend von Brünn wären als Liefergebiet in Betracht zu ziehen. Um etwas über die stratigraphische Zugehörigkeit der Hornsteine zu erfahren, bemühte ich mich, in ihnen Versteinerungen zu finden. In der Tat gelangen mir Funde von Lamelli-branchiaten. Daß diese Hornsteine den Pollauer Bergen nicht entstammen können, geht aus der Armut an Hornsteingeröll des lokalen Schotters der Flysch-Quarz-Provinz hervor. Auch K. JÜTTNER, der beste Kenner der Pollauer Berge, schrieb mir in einem Brief vom 6. August 1940: „Der Hornstein ... kann nur zum kleinen Teil aus den Pollauer Bergen stammen. Er ist bestimmt zugeführt, und zwar aus folgenden Gründen: 1. Schon im Torton waren die orographischen Verhältnisse den heutigen sehr ähnlich, die Pollauer Berge bildeten Inseln in einem seichten Meere; das beweist der Leithakalk, der sich an den Flanken der Kalkberge, am Ufer der Inseln, direkt auf dem Jurakalk absetzte, und mehr noch beweist es die Tatsache, daß die Jurakalke an manchen Stellen von tortonischen Bohrmuscheln und *Vioa* angebohrt sind. Die Kalkberge sind demnach seit dem Torton nicht mehr wesentlich denudiert worden. Es ist also unmöglich, daß im Oberpliozän aus ihnen infolge ihrer Abtragung soviel Hornstein hätte herausgeschwemmt werden können. 2. Da die Schotterdecke überwiegend aus harten Gesteinen besteht (Quarz, Hornstein, Urgestein), deutet sie auf einen langen Transport im Wasser hin, muß also von weither gekommen sein. Wäre das Schottermaterial, zum Beispiel der Hornstein, lokalen Ursprungs, so müßte viel mehr Sandstein dabei sein, der doch um die Pollauer Berge an vielen Stellen anstehend gefunden wird ... 3. Die ungeheure Masse der Hornsteine in Ihren Provinzen 1, 3⁴⁾ setzt voraus, daß riesige Jurakalkmassen abgetragen worden sein müssen. Sie müssen so umfangreich gewesen sein, daß sie im Gebiet der Pollauer Berge gar nicht Platz finden würden, denn, wie Sie schon bemerkt haben, ist der Ernstbrunner Kalk frei von Hornstein, und die Klentnitzer Schichten führen nicht viel davon ... Die drei Gründe sind so schlagend, daß es ganz unmöglich ist, an den lokalen Ursprung der Hornsteine zu glauben...“

Ein Resultat, das mit den Schlüssen JÜTTNERS völlig übereinstimmt, ergab auch die Regelungsrichtung der hornsteinführenden Schottermassen. Denn diese zeigt keine Abhängigkeit von Strömungsrichtung, Hornsteinführung und dem Pollauer Bergzug.

Hingegen sehen wir, daß die Ströme, welche ja ihre Schottermassen aus der Böhmisches Masse bezogen, einen ganz gewaltigen Anteil Hornstein führten, welcher aber nicht nur aus dem Brünnner Mittel- und Oberjura stammen konnte (was höchstens allein für die Schwarzawaschotter gelten könnte), sondern auf ehemals in der Böhmisches Masse weitverbreitete hornsteinführende Gesteine zurückgehen muß; daß sich unter diesen Sedimenten Jura befand, ist durch die nachstehend beschriebenen Funde gesichert. Es ist sehr wahrscheinlich, daß wir — ähnlich wie es uns die

⁴⁾ Gemeint ist die Gneis-Quarz-Provinz und die Hornstein-Quarz-Provinz.

Landschaft westlich Brünn auch heute noch zeigt — mit einer Juratransgression über die alte Masse zu rechnen haben.

Die obenerwähnten Fossilien hat Herr Kollege Dr. G. TOTTH (Paläontologisches und Paläobiologisches Institut der Universität Wien) in liebenswürdigster Weise als

Lima (Limatula) helvetica OPP.,

Megerlea (Trigonellina) pectunculus SCHLOTH.

bestimmt.

Wie mir G. TOTTH weiter mitteilt, sind beide Formen bezeichnend für außeralpinen Jura, und zwar *Lima (Limatula) helvetica* für Bathonien und Callovien und *Megerlea (Trigonellina) pectunculus* für die Kordaten-*transversarius*-Zone (Oxfordien), für die Schwammfazies des unteren und mittleren Malm und für den tithonischen Plattenkalk der *beckeri*-Zone.

Da die letzterwähnte Form sich in einem porösen Hornstein fand, ist die Zuteilung zu der Schwammfazies des unteren bis mittleren Malm als wahrscheinlichste zu bezeichnen.

Somit ist eine zumindest teilweise Meeresbedeckung der Böhmisches Masse wenigstens vom oberen Dogger bis unteren Malm als sicher anzunehmen. Diese Ergebnisse decken sich vollkommen mit der Schichtfolge des Brünner Jura (Schwedenschanze).

Die weißen, rosafarbenen und violetten Arkosen und Konglomerate, welche besonders die Sediment-Quarz-Provinz (Schwarzawaschotter) und die Hornstein-Quarz-Provinz (Jaispitzschotter) auszeichnen, haben ihre Heimat teilweise im Rossitzer Kohlenbecken (oberkarbones Rokytina- und Balinkakonglomerat, Arkosen der flözführenden Serie, permische Arkosen), teilweise aber auch in den weite Flächen bedeckenden Kulm- und Unterdevon-Konglomeraten im O und NO von Brünn.

Da nun die Iglawa ihre Konglomerate und Arkosen nur aus dem Rossitzer Becken empfängt, welches sie in 4 km langem Laufe durchheilt, die Schwarzawa ihre Arkosen und Konglomerate aber sowohl aus dem Rossitzer Becken als auch aus der Gegend östlich Brünn (durch den Česavabach) empfängt, so ist klar, daß letztere mehr von diesen Gesteinen führen muß als erstere. Dies trifft tatsächlich zu (vgl. Abb. 1, A u. B).

Wenn nun der Schwarzawaschotter von Auerschitz und Groß-Steurowitz (nördlich Auspitz) 7 bis 8 v. H. solcher Konglomerate und Arkosen führt, so kann uns dies nicht mehr verwundern. Wir sehen darin eine Stütze für die Vermutung, daß die Schwarzawa ehemals ihren Lauf über die Auspitzer Senke genommen hat (JÜTTNER, 1940 b).

Der Iglawaschotter ist wesentlich ärmer an solchen Gesteinen. 3 v. H. werden im Arbeitsgebiet nirgends überstiegen, doch kommen unter den Blöcken des Iglawaschotters (in dessen westlichem Verbreitungsgebiete, vgl. Abb. 3) auch solche von Arkosen und Konglomeraten vor — besonders schön in dem Aufschluß des Unterthemenauer Ziegelwerks bei Lundenburg zu sehen.

Der Jaispitzschotter führt einen ebenfalls verhältnismäßig hohen Anteil an Arkosen und Konglomeraten. Diese werden ihm noch heute aus einem nördlichen Zufluß, welcher ihn bei Tesswitz erreicht (Hosterlitzbach), aus dem südlichen Ende der Rossitzer Synklinale zugeführt. Allein aus diesem

kleinen Liefergebiet ist der relativ große Gehalt an Arkose und Konglomerat schwer zu erklären, wenn man bedenkt, daß die Schuttmassen des Hosterlitzbaches durch die aus dem oberen Jaispitztale kommenden „verdünnt“ wurden. Eine befriedigende Lösung ergibt sich jedoch, wenn wir den Verlauf des Jaispitzbaches und dieses Zubringers betrachten:

Bei Durchlaß (Tvořivaz) verläßt der Jaispitzbach das kristalline Grundgebirge, und sein wenige hundert Meter breites, scharf eingesägtes Tal weitet sich, die eigenen alten oberpliozänen Schotter und die liegenden sarmatischen (?) Sedimente durchschneidend, zu einem länglichen Becken von 2 bis 3 km Breite und 6 bis 7 km Länge. Die erlahmende Transportkraft des Jaispitzbaches lagert hier den größten Teil der mitgeführten Sinkstoffe ab; das ganze Becken ist darum mit Schottern erfüllt, über welche sich sumpfige Wiesen hinbreiten. Nässe und Unfruchtbarkeit des Beckengrundes fliehend, ziehen sich Dörfer und Straßen höher die Hänge der Talung hinauf. So überschreitet das Wasser des Jaispitzbaches, entlastet von einem großen Teil des mitgeführten Geschiebes, einen geringen Gefällsknick am Ausgange des Beckens bei Tesswitz, wo harte Schliersandsteine sich näher an seine Ufer drängen. Gerade hier aber ergießt der Hosterlitzbach seine schuttführenden Wasser in die Jaispitz. Was wir demnach heute als Jaispitzschotter bezeichnen, ist zu einem unverhältnismäßig hohen Anteil Hosterlitzbachschotter, vermengt mit den Schottern geringer Seitenbäche, welche tertiären Sandstein mitbringen. Auch in oberpliozäner Zeit mag eine ähnliche Morphologie geherrscht haben. So jedenfalls erhalten wir eine zwanglose Erklärung für die relativ hohe Arkose- und Konglomeratführung der oberpliozänen Jaispitzschotter ohne die unbegründete und schwer vorstellbare Annahme, daß die Gesteine des Rossitzer Beckens zu oberpliozäner Zeit eine bedeutendere Verbreitung nach S besessen hätten.

Unter dem geringen Sandsteingehalt herrscht der Flysch vor. Nicht selten findet man nummulitenführende, gelbe und rostbraune Sandsteine des Eozäns, besonders häufig in der Flysch-Quarz-Provinz, was um so bemerkenswerter ist, als uns heute derartige Gesteine aus den Pollauer Bergen nicht bekannt sind. Wohl führen die eozänen, vorwiegend mergelig entwickelten Niemtschitzer Schichten des Subbeskidikums gelegentlich Sandsteinbänke (RZEŇAK, 1895), jedoch sind Nummulitensandsteine bisher nur aus dem Beskidikum der Umgebung von Rakwitz und Saitz bekannt (KETTNER, 1923). Ob nun diese nicht sehr seltenen Nummulitensandsteine der Flysch-Quarz-Provinz doch den Pollauer Bergen entstammen oder vielleicht ebenfalls aus der Umrandung der Böhmisches Masse gekommen sind, kann augenblicklich nicht entschieden werden.

Andere Sandsteine mögen übrigens auch aus dem Perm und Karbon der Rossitzer Kohlenmulde und den unterdevonischen Sandsteinvorkommen bei Misslitz und Hosterlitz und der Gegend nordöstlich Brünn hergebracht worden sein.

Wie schon weiter oben erwähnt, fanden sich besonders in der Sediment-Quarz-Provinz (Schwarzawaschotter) häufig sarmatische Sandsteine. Meist haben diese den Typus des Vorkommens von Nexing (Blatt Untergänsersdorf). Auch einzelne Formen abgerollter sarmatischer Fossilien sind recht häufig. So findet man *Pirinella picta*, *Pirinella disjuncta* sowie Bruchstücke von Cardien.

Was die Kalksteingerölle betrifft, so stammen die meisten Kalke aus dem Mesozoikum der Pollauer Berge. Einen nicht unwesentlichen Beitrag mögen die Jurakalke, welche wohl mit den aus der Böhmisches Masse gekommenen Jurahornsteinen vergesellschaftet gewesen sind, gestellt haben. Geringfügiger wird die Beteiligung mittel- und oberdevonischer Kalke in der Gegend von Brünn und Kodan (bei Hosterlitz) zu erwarten sein. Auffällig ist die sehr geringe Beteiligung tertiärer Kalke, welche noch in sarmatischen Schottern bis zu 60 v. H. (Nulliporenkalk) ausmachen kann. Ob der Mangel derselben im Oberpliozänschotter aus der geringen Widerstandsfähigkeit dieser Kalke gegen Abrollung allein erklärt werden kann, erscheint mir fraglich.

IV. Abrollungsverhältnisse.

Eine eingehende Untersuchung des Abrollungsgrades, welche — da ja gesteins eigene Faktoren mitberücksichtigt werden müssen — für die einzelnen Gesteinsgruppen (Quarz, Gneis, Hornstein usw.) getrennt durch-

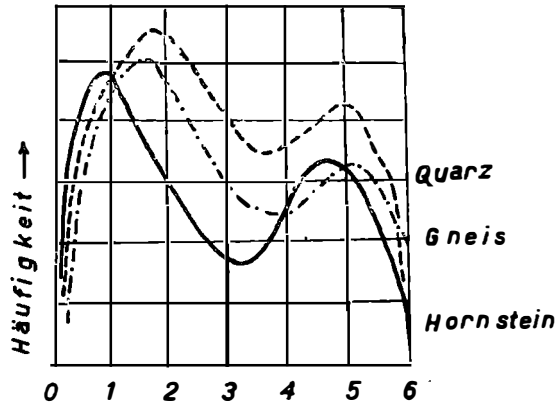


Abb. 2.

Abrollungsgrad und Häufigkeit in der Gneis-Quarz-Provinz. 0 = unabgerundet, 1 = sehr schlecht gerundet, 2 = schlecht gerundet, 3 = mittelmäßig gerundet, 4 = gut gerundet, 5 = sehr gut gerundet, 6 = vollkommen gerundet.

geführt wurde, ergab zwei Maxima; eines bei kaum kantenbestoßenen, ein zweites bei sehr gut gerundeten Stücken. Diagramm Abb. 2 zeigt diese Verhältnisse für Hornstein, Quarz und Gneis.

Die Zahlen 0 bis 6 drücken zunehmende Abrollung aus. Sie wurden geschätzt. Da ich die Erfahrung gemacht habe, daß man unwillkürlich geneigt ist, dem Gesamtbild der Abrollung irgend eines Aufschlusses entsprechend, jeweils einen anderen Maßstab für den Abrollungsgrad bei freiem, hilfsmittellosem Auszählen anzulegen, zeichnete ich mir auf ein Stück Karton sechs Übergangsstadien von vollkommen ungerollten bis vollkommen gerollten Gesteinsstücken für verschiedene Ausgangsformen auf, und nach dieser Aufstellung konnte durch Vergleich nun in jedem Aufschluß nach einheitlichem Maßstabe schnell und sicher der Abrollungsgrad ermittelt werden. Diese Methode hat sich, da sie im Felde sofort den

nötigen Überblick gibt, sehr gut bewährt. Alle anderen Methoden der Festlegung des Abrollungsgrades sind mühsam, keineswegs genauer, und bedeuten meist Laboratoriumsarbeit. Über die angewandte Methode wird an anderer Stelle eingehend berichtet.

Die Tatsache des Auftretens zweier Maxima ist mit der Annahme einer ungestört verlaufenden Abrollung bei einheitlichem Ausgangsmaterial unverträglich. Wir gelangen zu der Überzeugung, daß bereits ältere Schotter mitverarbeitet wurden, welchen wir das zweite Maximum bei „sehr gut abgerollt“ zuschreiben.

Der Beweis hierfür konnte später durch die Auffindung eines kugelförmig abgerollten Moldavits — ein bisher einmaliger Fund in oberpliozänen Schottern — erbracht werden, welchen ich in den Schottern des Aufschlusses, unmittelbar westlich der Straße Eisgrub—Feldsberg, südlich des Bischofwarter und Mitterteichs (Aufschluß Nr. 134 bei K. JÜTNER, 1939, S. 402 und Taf. XIII) entdeckte.

Professor Dr. F. E. SUSS, der das Fundstück in liebenswürdigster Weise begutachtete, äußerte Zweifel an der Identität dieses kosmischen Glases mit den böhmischen Tektiten und empfahl mir, eine Analyse davon anfertigen zu lassen. Diese Analyse wurde in dankenswerter Weise von den Herren Bergrat Dr. O. HACKL und Dipl.-Ing. FABICH im chemischen Laboratorium der Zweigstelle Wien des Reichsamts für Bodenforschung durchgeführt. Die Untersuchung des Fundstückes ergab:

Dimensionen: 28, 34 und 39 mm. Das Volumen war ungefähr 19 cm³, das Gewicht 44,53 g (44,5291). Das spezifische Gewicht wurde zu 2,346 ermittelt. Die Farbe war die des grünen Flaschenglases, während das Pulver fast rein weiß wurde. Beim Zerschlagen lösten sich schalenartig gebogene Schichten ab. Die Analysenresultate sind folgende:

Kieselsäure	SiO ₂	79,97%
Titansäure	TiO ₂	0,28 „
Aluminiumoxyd	Al ₂ O ₃	9,34 „
Eisenoxyd	Fe ₂ O ₃	0,15 „
Eisenoxydul	FeO	1,56 „
Manganoxydul	MnO	0,04 „
Kalziumoxyd	CaO	2,79 „
Magnesiumoxyd	MgO	1,98 „
Kaliumoxyd	K ₂ O	3,24 „
Natriumoxyd	Na ₂ O	0,73 „
Wasser bis 110° C	H ₂ O bis 110° C	0,12 „
Wasser über 110° C	H ₂ O über 110° C	0,36 „
Kohlensäure	CO ₂	Spuren
Phosphorsäure	P ₂ O ₅	0,02%
Gesamtschwefel	S	0,03 „
Chromoxyd	Cr ₂ O ₃	0,01 „
Vanadinoxyd	V ₂ O ₃	0,01 „
	Summe	100,63%

Der Vergleich mit anderen Moldavitanalysen zeigt weitestgehende Übereinstimmung mit letzteren. Auch Bergrat Dr. HACKL äußerte sich in gleicher Weise. Somit ist ein Zweifel an der Identität des gefundenen Stückes

mit den Moldaviten des Iglawatales ausgeschlossen. Also enthält unser Oberpliozänsschotter aufgearbeitete Moldavitschotter. Letztere besitzen häufig Krusten von Mangan- und Eisenhydroxyden. Auf diese scheinen die sekundären Schwarzfärbungen der gut geröllten oberpliozänen Schotterstücke zurückzugehen.

Der Schotter, in welchem der Moldavit gefunden wurde, gehört der Gneis-Quarz-Provinz an und stellt die Ablagerung der oberpliozänen Iglawa dar. Dieses auf gefügekundlichem Wege erlangte Ergebnis findet durch diesen Fund seine Bestätigung.

Auffallend war ferner das nicht seltene Auftreten von Rauchquarzen unter den Geröllen, welche, wie mir K. JÜTTNER mündlich mitteilte, bei Oslawa im Iglawatale anstehend zu finden seien. Ähnliche Rauchquarze

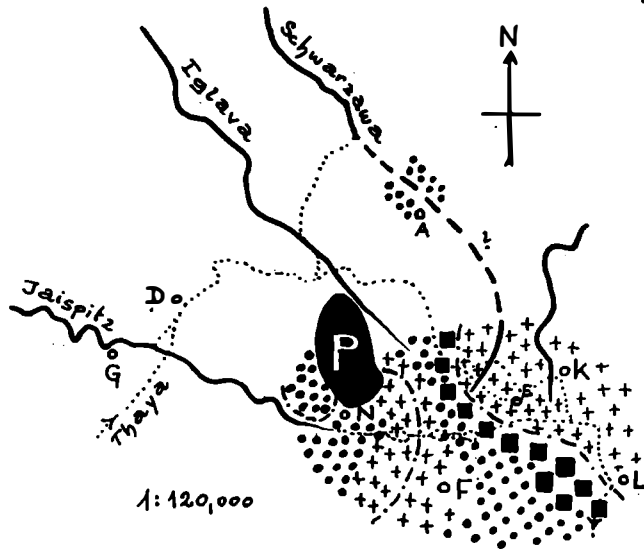


Abb. 3.

Die Verteilung der Korngrößen. Nur die jeweils größten sind berücksichtigt. Quadrate = Blöcke > 20 cm \varnothing , Vollscheibchen 20 cm bis 10 cm \varnothing , Kreuze < 10 cm \varnothing . Ortschaften: A = Auspitz, D = Dornbirn, E = Eisgrub, F = Feldsberg, G = Grußbach, K = Kostel, L = Lundenburg, N = Nikolsburg, P = Pollauer Berg.

hatten schon F. E. SUSS (1906) und später JANOSCHEK (1937) in den Moldavitschottern des Iglawatales gefunden, während an den gleichen Fundstellen Hornstein weitgehend zurücktrat. Dagegen trifft man kugelrunde Gerölle aus durchscheinendem Quarz nicht selten an, welche „vielleicht aus älteren, schon aufgearbeiteten Schottern stammen“ (JANOSCHEK, 1937).

V. Die Korngrößenverteilung.

Die Korngrößenverteilung innerhalb der Sedimentationsgebiete der einzelnen oberpliozänen Ströme zeigt wohl eine gewisse Abhängigkeit von dem Strömungsverlauf. Diese Abhängigkeit ist jedoch nicht so beschaffen und so deutlich, daß es möglich wäre, ohne gefügekundliche Untersuchungen die Strömungsrichtung aus ihnen abzuleiten (Abb. 3). So zerfällt

das Iglawastromgebiet in drei Streifen verschiedener maximaler Korngrößen ohne eine merkliche Abnahme der Geröllgröße mit wachsender Entfernung vom Ursprungsgebiet, wie dies eigentlich zu erwarten wäre. Dieses Bild mahnt zu äußerster Vorsicht, wenn man einmal darauf angewiesen sein sollte, allein mit Korngrößenverteilungen zu arbeiten. Nach den bisherigen — als sicher geltenden — Anschauungen würde man aus dem vorliegenden Korngrößenbild auf eine O—W-Strömung schließen müssen!

Eine klare Deutung für diese eigenartige Korngrößenverteilung kann allerdings vorläufig mit Sicherheit nicht gegeben werden. Jaispitzschotter und Schwarzawaschotter geben ganz das Verteilungsbild, welches zu erwarten ist.

So ergibt sich die Sedimentation des besprochenen Raumes wie sie in

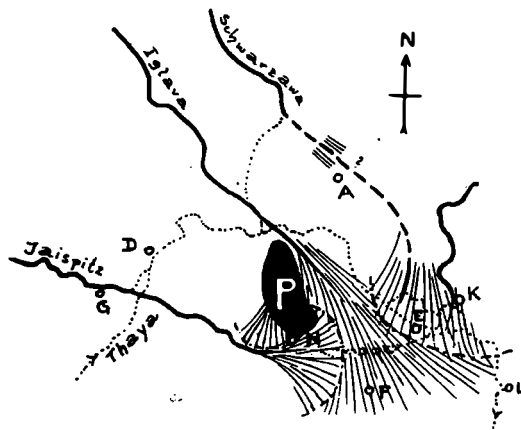


Abb. 4.

Die Schotterfächer der oberpliozänen Iglawa, Schwarzawa und des Jaispitzbaches. Ortschaften wie bei Abb. 3.

Abb. 4 dargestellt ist. Der räumlich größte Teil wird von Iglawaschottern beansprucht. Der Jaispitzbach brachte vom W seine Hornsteinschotter, die Schwarzawa ließ ihre Schotterfelder von O her mit denen der Iglawa in Verbindung treten.

VI. Morphologie.

Orographisch tiefer als diese Schotter liegen vielfach terrassierte Talungen, sumpfiges, seenreiches Gelände, zum Beispiel die alte Talfurche, welche die Senke von Tannowitz in N—S-Richtung durchsetzt, und die Talung, welche von Nikolsburg im W bis Eisgrub im O zieht. Mehrere Seen, von welchen der Nimmersatt, Bischofwarter Teich, Mitterteich und Mühlteich die größten sind (viele kleinere sind trockengelegt worden) und welche heute der Fischzucht dienen, bezeichnen diese Erosionsfurche.

Von S und besonders von N blicken zum Teil terrassierte Wiesenhänge auf die Seen nieder (Abb. 5). Die waldbestandenen Böden der Plateaus bergen größere Reste typischer rotbrauner, oberpliozäner Schotter. Auf den tieferen Terrassen findet man gewöhnlich Quarzschotter, welche jedoch

von den Hochflächen herabgeschwemmt worden sein mögen. Aufschlüsse fehlen hier leider vollkommen. Auch der Talgrund ist nirgends gut abgeschlossen. Nach JÜTTNER ist er von einer dünnen Decke Alluvium bedeckt, unter welcher anstehendes Miozän liegt (JÜTTNER, 1940 b). Die Regelung der oberpliozänen Schotter, welche in losem Zusammenhange im N und S die Talung begleiten und so eine Beziehung zu diesem Tal vortäuschen, erweist, daß sie mit ihm nichts zu tun haben (Taf. 1, Abb. 4). Das Tal ist jünger als oberpliozän und in die oberpliozänen Schotter und ihren älteren (tortonischen bis pannonischen) Untergrund postpliozän, wohl altdiluvial, eingeschnitten. Ähnliches gilt wohl auch von der Tannowitzer Senke. Es ist nicht ausgeschlossen, daß letztere ein altdiluviales Bett der Iglawa darstellt.

Daß diese Erosionsfurchen mit verlassenen oberpliozänen Flußbetten nichts zu tun haben, zeigt der Vergleich mit der Auspitzer Senke, welche ein heute trockenliegendes Stück des oberpliozänen Schwarzawalaufes darstellt. Hier ist der Talgrund von rotem Oberpliozänschotter erfüllt, während die durchschnittenen Hochflächen aus Flyschsandstein jeglicher Überlagerung durch Schotterreste entbehren.

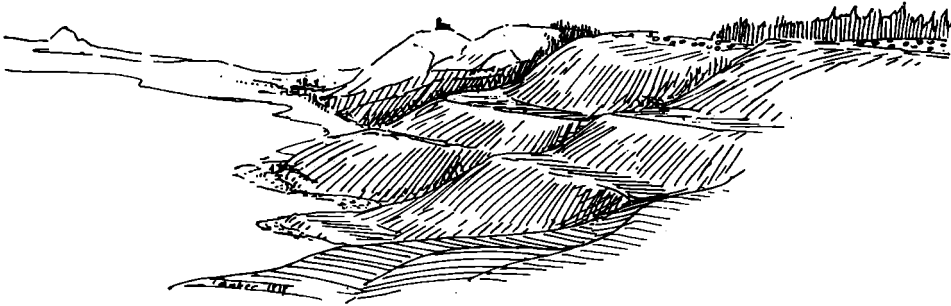


Abb. 5.

Blick vom Plateau nördlich des Nimmersatt in das altdiluviale terrassierte Tal gegen Nikolsburg. Ringe = Oberpliozänschotter.

VII. Zusammenfassung.

Die gefügekundliche Untersuchung der Oberpliozänschotter im Gebiete von Lundenburg, Feldsberg und Nikolsburg zeigt, daß diese Schotter unter dem Einfluß dreier verschiedener Strömungsrichtungen abgesetzt wurden. Wir erkennen in letzteren die Strömungen der oberpliozänen Iglawa, Schwarzawa und des Jaispitzbaches. Der Fund eines abgerollten Moldavits beweist die Richtigkeit des auf gefügekundlichem Wege erzielten Ergebnisses und zeigt zugleich, daß im Iglawaschotter bereits ältere (helvetische) Schotter mitverarbeitet wurden. In gleiche Richtung weist die Untersuchung des Abrollungsgrades des Iglawaschotters. Der größte Teil des besprochenen Raumes wird von den Schottern und Blockschottern der oberpliozänen Iglawa, welche östlich der Pollauer Berge floß, eingenommen. Zwei andere Schotterfelder, meist kleinerkörnig und petrographisch von ersterem und untereinander wohl unterschieden, gehören einerseits dem Jaispitzbach und andererseits der Schwarzawa zu.

Die Talung von Nikolsburg—Eisgrub sowie die von Tannowitz sind postpliozän und wahrscheinlich altdiluvial. Sie zerschneiden die alten pliozänen Schotterhochflächen und haben mit verlassenen oberpliozänen Flußtälern (Senke von Auspitz) nichts zu tun.

Herrn Bergrat Dr. H. BECK bin ich für weitestgehende Unterstützung bei dieser Arbeit sehr zu Dank verpflichtet. Ebenso danke ich Herrn Studienrat Professor Dr. K. JÜTTNER (Nikolsburg) für viele Anregungen, Herrn Bergrat Dr. O. HACKL für die Anfertigung der Analyse, Herrn G. TOTH für die Bestimmung von Fossilien sowie meinem verehrten Kompaniechef, Herrn Hauptmann von KASPERKOVITZ, und Herrn Hauptfeldwebel KUBESCH, welche mir durch verständnisvollstes Entgegenkommen das Zustandekommen dieser Arbeit ermöglichten.

Anhang.

Über die verwendeten Analysenmethoden teilt Dr.-Ing. O. HACKL ganz kurz folgendes mit, unter Hinweis auf seine früheren eingehenden bezüglichen Veröffentlichungen:

Die Hauptportion wurde durch Soda aufgeschlossen, und durch zweimaliges Abdampfen mit Salzsäure die Kieselsäure abgeschieden, worauf diese nach Wägung mit Flußschwefelsäure zur Bestimmung des Rückstands behandelt wurde. Nach zweimaliger Ausfällung der Sesquioxyde samt Mangan durch Ammoniak und Wasserstoffsperoxyd wurde die Trennung der Bestandteile des Ammoniakniederschlags nach dem von O. HACKL in der Zeitschrift für analytische Chemie (105, 81) veröffentlichten Verfahren durchgeführt. Kalzium wie auch Magnesium wurden jedes erst nach Umfällung (Oxalat, beziehungsweise Ammoniumphosphat) gewogen.

Die Bestimmung der Alkalien erfolgte durch Aufschließung nach SMITH und Trennung mit Platinchlorid.

Eisenoxydul wurde nach der Methode von WASHINGTON ermittelt.

Zur Bestimmung des Gesamtwassers gelangte die Methode von BRUSH-PENFIELD zur Anwendung.

Auf Kohlensäure wurde wie gewöhnlich geprüft; bei dem minimalen Gehalt wäre zur genauen quantitativen Bestimmung eine viel größere Menge Probe erforderlich gewesen als noch verfügbar war.

Durch Sodaaufschließung geschah die Bestimmung von Phosphorsäure und Gesamtschwefel in einer vom Verfasser (HACKL) herrührenden, Zeit und Arbeit sparenden Vereinigung.

Gleichfalls mittels Sodaaufschließung wurde das Vanadin und Chrom ermittelt, beide kolorimetrisch; ersteres nach einer noch nicht veröffentlichten Methode des Verfassers (HACKL.), letzteres nach dem bereits mitgeteilten Verfahren (Chemiker-Zeitung 44, 63).

Schrifttum.

- ABEL, O.: Erläuterungen zur geolog. Karte, Blatt Nikolsburg—Auspitz. Wien 1910.
 DVORSKY, F.: Die am Iglavaflusse abgesetzten Moldavitquarzerölle (ein Beitrag zur Bouteillensteinfrage). — Programm des Gymnasiums in Trebitsch 1883.
 FRIEDL, K.: Der Steinbergdom bei Zistersdorf. — Mitt. Geol. Ges. Wien (1937), F.-E.-Suess-Festschr. 1936.
 JANOSCHEK, R.: Das Alter der Moldavitschotter in Mähren. — Anz. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., 1934.

- JANOSCHEK, R.: Die Moldavitschotter in Mähren. — Mitt. Geol. Ges. Wien (1937), F.-E.-SUESS-Festschr., 1936.
- JÜTTNER, K.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums der Pollauer Berge. — Verb. naturf. Ver. Brünn, 1933.
- : Das Neogen des unteren Thayalandes. — Verh. Geol. Bundesanst. 1938.
 - : Aufschlüsse als geologische Dokumente im unteren Thayaland. — Jb. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. 1939.
 - : Die erdgeschichtliche Entwicklung des unteren Thayalandes. — Nikolsburg 1940 a.
 - : Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Thayalandes. — Mitt. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. 1940 b.
- KETTNER, R.: O piskovicich Magurskych. — Casopis Vlast. spolku musejniho v Olomouci, H. 1—3, 1923.
- RZEHAK, A.: Beitrag z r Kenntnis der Tertiärformation im außeralpinen Wiener Becken, I. Der Gr nder Horizont in Mähren. — Verh. naturf. Ver. Brünn, 1882.
- : Oncophoraschichten bei Mährisch-Krumau. — Verh. Geol. Reichsanstalt Wien 1894.
 - : Die Niemtschitzer Schichten. — Verh. naturf. Ver. Brünn 1895.
- SCHAFFER, F. X.: Die alten Flußterrassen im Gemeindegebiete der Stadt Wien. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, H. 11—12, 1902.
- : Geologie von Wien, II u. III. — Wien 1906.
- SCHLESINGER, G.: Zur Stammesgeschichte der Proboscidier. — Jb. Geol. Reichsanst. Wien 1912.
- TAUBER, A. F.: Geologische Studien im Sarmat und Pannon des Königberg—Glorietteberg-Zuges. — Verh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. 1939 a.
- : Lithogenetische Untersuchungen an den Grenzschichten von Sarmat und Pannon am Südrand von Wien. — Verh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. 1939 b.
-

Die Jungtertiärablagerungen am Grundgebirgsrand zwischen Graz und Weiz

Von HARALD HANS HÜBL, Graz-Karlsruhe (z. Zt. Wehrmacht)

Mit einem phytopaläontologischen Anhang von ELISE HOFMANN, Wien

(Mit 11 Abbildungen im Text)

Inhalt:

1. Einleitung	27
2. Berg- und flußkundliche Einführung	28
3. Das Miozän	29
3. 1. Der geologische Untergrund der Bucht von Weiz	29
3. 2. Die obermiozänen Feinablagerungen	30
3. 3. „? Untermiozäne“ Süßwasserschichten am Grundgebirgsrand zwischen Graz und Weiz	31
4. Das Pannon und Pliozän	33
4. 1. Das Becken von Weiz (W-Teil) Göttelsberg—Zadach—Mortansch)	33
4. 2. Büchl von Oberfladnitz und Oberdorf (Weiz NO)	39
4. 3. Büchl—Krottendorf	41
4. 4. Die Kohlenmulde von Kleinsemmering—Gschwendt (Weiz W)	41
4. 5. Becken von Kumberg—Ebersdorf	46
4. 6. Becken von Niederschöckel	51
Die offene pannonische Sedimentfüllung südlich des Grundgebirgsrandes:	
4. 7. Das Gebiet südlich von Weiz	54
4. 8. Das Schottergebiet im Dreieck: Gschwendt—Eggersdorf—N-Ruprecht a. d. Raab	57
4. 9. Das Schottergebiet westlich der Rabnitz (Bachwirt—Altes Faßl—Ober- prellerberg)	60
5. Zusammenfassende Darstellung des geologischen und morphologischen Werde- ganges des grundgebirgsnahen Tertiärs zwischen Graz und Weiz	63
5. 1. Die morphologische Entwicklung des tertiären Hügellandes seit dem Mittelpliozän	66
5. 2. Die Terrassenkörper und ihre Bedeckung im Gebiete des Jungtertiärs	67
6. Anhang: Pflanzliche Reste aus der Umgebung von Graz—Weiz. Von ELISE HOFMANN, Wien	68

1. Einleitung

Im Auftrage des Reichsamts für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, unternahm der Verfasser im Sommer 1938 eine Aufnahme des Jungtertiärs im Raume Graz NO—Weiz—Eggersdorf (Oststeiermark), entlang des Grundgebirges im Nordteil der Grazer Bucht.

Die Jahre 1940 und 1941 brachten eine Reihe von weiteren Erkenntnissen durch Straßenbau, künstliche Aufschlüsse und Brunnenbohrungen. Durch Übersichtsbegehungen mit Professor Dr. WINKLER-HERMADEN wurden schwebende Fragen bereinigt.

Die Aufnahme geschah im Maßstab 1:25.000. Besonders schmerzlich wurde empfunden, daß dem Ostteil der Aufnahme noch die alte Landesaufnahme 1:25.000 mit Schraffen zugrunde gelegt werden mußte. Der Westteil umfaßt Teile der Sektion: 5155, Aufnahmeblatt 4 St. Radegund, Aufnahmeblatt 2 Gutenberg, Aufnahmeblatt 6 Maria-Trost. Diese Blätter liegen als vorzügliche Höhenschichtenkarten vor. Leider stimmen alte und neue Kartenaufnahmen nicht vollständig aufeinander, was auch die geologische Aufnahme berührt.

Vom Verfasser wurde nur der Tertiäranteil bearbeitet. Das Aufnahmegebiet liegt gerade im Anschluß an die Aufnahmen des Verfassers aus dem Gebiet Weiz—Gleisdorf—Sinabelkirchen—Pischelsdorf—Kulm. die in den Jahren 1935 bis 1937 durchgeführt wurden und derzeit im Druck liegen (HÜBL 1941 d).

Über das nördlich liegende Grundgebirge erschienen mehrere kleinere und größere Arbeiten von CLAR (1927), KUNTSCHIG (1927) und PURKERT (1927).

Drei Fragen legte sich der Verfasser vor:

1. Wie verhalten sich die „Untermiozänen Süßwasserschichten“ des Grundgebirgsrandes (siehe Übersichtskarte der Ostalpen von VETTERS) zu den pannonen Sedimenten der offenen Tertiärbucht?
2. Welche älteren als pliozänen Ablagerungen sind vorhanden?
3. In welchem Verhältnis stehen die Schottermassen des grundgebirgsnahen Gebietes zu denen des offenen Beckens („Belvedere“-Schotter, Graz O und NO), und ist ihre Gliederung möglich auf Grund der petrographischen Zusammensetzung?

Den Kohlelagerstätten wurde besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Die im Aufnahmvsbericht (HÜBL 1938) angekündigten petrographischen und chemischen Sedimentbearbeitungen wurden in der Zwischenzeit bereits fertiggestellt, zum Teil veröffentlicht (HÜBL 1941 a, 1941 b). Die sedimentpetrographische Bearbeitung der Schotter, wofür bereits umfangreiche Aufsammlungen und Schriffe vorliegen, muß bis nach dem Kriege zurückgestellt werden.

2. Berg- und flußkundliche Einführung

Das Grundgebirge dehnt sich in sichelförmigem Bogen von Graz—Maria-Trost über die Mulden von Nd.-Schöckel, Kumberg—Kleinsemmering nach Weiz und Oberdorf (Weiz NO) aus. Es sind Berge, deren Höhen um 1000 bis 1200 m herum liegen.

Das jungtertiäre Hügelland ist durch einen stark markierten steileren Hangabfall vom eigentlichen Grundgebirge getrennt. Sanft gewellte, langgestreckte Hügelreihen ziehen sich normal zum Verlaufe des Grund-

gebirges von diesem weg gegen SO, immer getrennt durch Bäche und Flüsse, die fast parallel gleichsinnig stets nach SO fließen.

Der südwestlichste Fluß ist die Rabnitz. Die südlicheren brechen zur Mur durch (wie Schöckel- und Kroisbach). Das größte Gewässer ist die Raab, die das Grundgebirge in der Gutenbergklamm und Kleinsemmeringklamm durchbricht und links den Weiz- und Fladnitzbach aufnimmt, um der ungarischen Tiefebene zuzueilen.

Das tertiäre Hügelland wird durch einen mächtigen, flachen, aber morphologisch gut markierten Grundgebirgssporn (Steinberg) in zwei Becken getrennt:

A. Weiz — Radmannsdorf — Göttelsberg beziehungsweise Oberdorf und

B. Kleinsemmering — Kumberg — Nd. - Schöckel.

Im folgenden werden die Gebiete getrennt besprochen.

3. Das Miozän

3. 1. Der geologische Untergrund der Bucht von Weiz

Im N wird die Tertiärbucht von Weiz zum größten Teil durch das „Bergland von Weiz“ (KUNTSCHNIG, 1927) mit den höchsten Erhebungen im Raasberg (1010 m), Patschaberg (1278 m) [Schöckelkalk], im Stroß (1038 m) [Kalkschiefer, paläozoische Sandsteine, Quarzite], im Hirschkogel (1104 m) [Chloritoidphyllit] begrenzt, im W durch die Berge von Gutenberg [Glimmerquarzite], Steinberg (632 m) [Schiefergneis]. Im O springt das Kristallinmassiv des Kulm, 976 m (PURKERT, 1927) weit gegen SO vor. Im NO ist die Bucht gegen das Feistritztal, der Birkfelder Senke zu, offen.

Der tiefere Untergrund ist nirgends entblößt, pliozäne und quartäre Sedimente bedecken das Liegende. In den kleineren Tertiäreinbuchtungen im Grundgebirge tritt dieses darin öfters zutage.

HILBER (1893) erwähnt „SSW von Hofstätten (bei Kumberg), südlich vom Bildsteine in einem kleinen Graben einen Gneisaufbruch“. ANDRAE (1854) gibt vier Bohrlisten „von auf Gneis ruhendem Wechsel von Ton und Kohle“ in Kleinsemmering. Der Verfasser selbst fand NNW von Schloß Thannhausen in der Oberfladnitzer Bucht anstehenden Glimmerquarzit (Aufriß im Bach). Zwischen Raasberg und Kulm erwähnt WAAGEN (1931) eine Aufragung des Grundgebirges in Ilzberg. Bis zu 536 m erhebt sich die „Grenzzone des Schöckelkalkes“ (nach KUNTSCHNIG) in einer ausgeprägten Antiklinale, das Tertiär durchgreifend.

Von Ilzberg gegen Steingrub finden sich am Hang Kristallpartikelchen, die vorerwähnter Aufragung des Grundgebirges die Fortsetzung verleihen. GRANIGG (1910) erreichte bei einer Bohrung in Krottendorf bei Weiz nach 83 m ponnonischen und 47 m sarmatischen Sedimenten bei 150 m Glimmerschiefer. Vom zunächst liegenden Grundgebirgsrand ergibt das: 6 Grad Gefälle. Bei Glatzenberg zwischen Raas und Kulm erreichte die Bohrung erst bei 363 m das Grundgebirge: 21 Grad Gefälle von beiden Grundgebirgsrändern. Wenn man bedenkt, daß südwestlich sich das Grund-

gebirge zu 537 m im Ilzberg erhebt, der 1 km von dem Abstoßpunkt der Bohrung (400 m) liegt, so ergäbe die Saigerhöhe $137 + 363 = 500$ m bei einem Hangefälle von 27 Grad.

Wir sehen, daß vor Einlagerung der miozän-pliozänen Sedimente ein bedeutendes Relief vorhanden war. In seinen Bohrlisten erwähnt GRANIGG (1910) auf Grundgebirge Blockschutt, dessen Geröllkomponenten bis 2 m \varnothing betragen (Glatzenberg), in „Letten“ eingebettet sind und aus „Glimmerschiefer“ — wahrscheinlich KUNTSCHNIGS (1927) Schiefergneisen entsprechend — bestehen.

Der Untergrund der engeren Bucht Weiz—Göttelsberg—Hafning—Predding dürfte — nach der Verbreitung auf KUNTSCHNIGS Karte zu schließen — hauptsächlich aus Schiefergneisen bestehen. Diese Kristallinmassen ziehen am N-Rand der Weizer Bucht (Weizberg) entlang bis in die Nähe von Steingrub, wo WAAGEN (1931) den Kristallineinschutt erwähnt. Nördlich in Ilzberg taucht die Antiklinale — bestehend aus Gesteinen, die KUNTSCHNIG als die „Grenzzone der Schöckelkalkdecke“ ausscheidet, durchs Tertiär durch — als SO-Fortsetzung der Grenzzone von Pesen (Hausleitenhof, P. 528). Zwei Kilometer südöstlich steht das Kulmkristallin an. Große Störungen durchziehen das Gebiet der Senke zwischen Raab und Kulm, die miozän angelegt, noch im Pannon auflebten. Das Mittelpannon fällt mit 30° nach WNW ein (Sandgrube im Wald, 7 mm unter dem „J“ von Ilzbergen der Spezialkarte).

Der Blockstromcharakter dieser Ablagerungen wird durch die von GRANIGG (1910) angeführten „Letten“, die das Zwischenmittel zwischen den Blöcken bilden, veranschaulicht.

Das Alter dieser Blockschichten ist, da das Obersarmat das Hangende bildet, vorobersarmatisch. Dem Rande des Alpenostrandes entlang treten Blockschichten auf, die WINKLER (1914) ins mittlere Miozän stellt. Sie wurden in steilwandigen Rinnen im Grundgebirge abgelagert, eine Folge der im Mittelmiozän für den Alpenostrand bedeutenden Hebung (STILLES Steirische Phase). Nur bedeutende Hebungen konnten für eine derartige Erosion die Vorbedingungen schaffen.

Die Weizer Blockschuttssedimente passen gut in WINKLERS III. Zyklus. Ich halte sie für Äquivalente der Friedberger Schotter (WINKLER 1933), der Hartberger Blockschichten (BRANDL 1931) und der in der Weststeiermark von WAAGEN (1927) beschriebenen Schwanberger Schuttrinnen.

KUNTSCHNIG (1927) erwähnt Großschuttbildungen südlich Droh von Anger — ich halte sie jedoch für pannon —, die er mit dem von HERITSCH (1922) festgestellten Sinnersdorfer Konglomerat vergleicht.

3. 2. Die obermiozänen Feinablagerungen

Das Miozän ist durch das Obersarmat vertreten. Obertags ist das nördlichste Auftreten bei Etzersdorf—Lohngraben zu verzeichnen (HOHL 1927). Es sinkt mit bruchartiger Verstellung in die Tiefe und bildet über den miozänen Blockschottern etwa 50 m mächtige Schichtkomplexe, wie GRANIGG (1910) bei der Tiefbohrung in Krottendorf (Weiz SO) nachwies. Gegen S nimmt das Sarmat an Mächtigkeit beträchtlich zu (Tiefbohrung bei Etzersdorf, Weiz SO; GRANIGG (1910).

Am Ende des Grundgebirges gegen das Weizer Becken sowie in seinen Buchten wurde das Obersarmat weder in Aufschlüssen noch bei Bohrungen angetroffen.

Die Buchten sind ausschließlich von pannonen Sedimenten erfüllt, die direkt dem Grundgebirge aufliegen. Ähnlich sind die Verhältnisse in der westlich liegenden Tertiärbucht von Kumberg (Graz NO). Gerüchtweise wurde das Auftreten von Sarmat durch CLAR (1933) erwähnt. Ich selbst fand im Hofmühlegraben (Kumberg N) am Grundgebirgsrand einige kopfgroße Blöcke von Leitha-Kalkstein mit bestimmaren Fossilien. Da er nirgends ansteht, muß mit Verschleppung gerechnet werden.

3. 3. „?Untermiozäne“ Süßwasserschichten am Grundgebirgsrand zwischen Graz und Weiz

Zwischen Graz und Weiz werden wiederholt in der Literatur „Untermiozäne Süßwasserschichten“ erwähnt, die in Buchten am Grundgebirgsrand auftreten. Bisher wurden diese Schichten teilweise ins untere Miozän, teilweise ins Pliozän gestellt.

Die geologischen Verhältnisse sind aus verschiedenen Gründen äußerst schwierig klarzulegen.

Zuerst wäre die große Aufschlußlosigkeit des Gebietes zu nennen. Man muß sich mit kleinen Wasserrissen und Hohlwegaufschlüssen begnügen. Eine genaue Feststellung der einzelnen Schichtglieder ist oft auf weiten Strecken nur mit dem Handbohrer möglich, was die Feldaufnahme sehr in die Länge zieht. In der Literatur angeführte Aufschlüsse in Bächen, Schurfstellen und Röschen sind oft nicht mehr aufzufinden.

Von großem Nachteil für die Altersbestimmung war das spärliche Vorkommen der Fossilien in den „Süßwasserablagerungen“. Pannone Fossilien wurden früher in den südlich gelegenen, nach den Arbeiten WINKLERS (1913) im Analogieschluß als tieferes Pliozän erkannten Schichten, nicht gefunden (WAAGEN 1931).

Dazu kamen noch die Schwierigkeiten des raschen faziellen Überganges in den einzelnen Schichtgliedern.

Ich möchte folgendes vorausschicken:

Das Wort „Untermiozän“ ist zu streichen. Es gibt zwischen Graz und Weiz keine „untermiozänen“ Süßwasserschichten.

Die Süßwasserschichten sind nicht untermiozän, sondern tiefpliozän und ins Pannon zu stellen. Das Wort „Süßwasserschichten“ behalte ich bei, nicht um damit einen Gegensatz zum Unterpannon zu bezeichnen, das ja mit Ausnahme des untersten sehr schwach brackigen Horizontes (*Congerina-Melanopsis*-Faunen) auch aus vollständig ausgesüßten Schichten besteht, sondern nur um damit eine Fazies des Unterpannons auszudrücken, und aus Gründen des in der Literatur seit Jahrzehnten eingebürgerten Ausdruckes.

1855 stellt STUR (1855) die Ablagerungen von Kleinsemmering (Weiz W) in die Congerienschichten.

1880 legt HOERNES (1880) eine geologische Karte der Umgebung von Graz vor. Man muß staunen, mit welcher Schärfe der Beobachtung Altmeister HOERNES die „Süßwasserschichten“ von den anderen plio-

- zänen Ablagerungen, zum Beispiel bei Kumberg und Ebersdorf (Graz NO), abtrennte. (Handkolorierte Karte im Geolog. Institut der Universität Graz.) Darauf sei weiter unten bei der Besprechung der Örtlichkeit weiter eingegangen.
- Er schreibt dazu: „Möglicherweise jüngeren Alters sind die in der Gegend von Radegund bei Niederschöckel, Ebersdorf und Kumberg auftretenden Süßwasserschichten, mindestens verweisen sie... auf ein obermiozänes, vielleicht pliozänes Alter.“ — Für Oberdorf bei Weiz nimmt HOERNES — gestützt auf den Zahnfund eines *Mastodon angustidens* — untermiozänes Alter an (1880 a).
- 1880 FUCHS (1880) gibt die Beschreibung eines neuen Vorkommens von Süßwasserkalk bei Czeikowitz in Mähren. Es ist für unsere Verhältnisse von Wichtigkeit, da sie einen fast homologen Fall darstellen. Über Sarmat lagert Süßwasserkalk mit gelben Sanden, die reichlich *Melanopsis martiniana*, *Melanopsis bouéi*, *Melanopsis sturii*, *Congeria basteroti* führen. Bis auf *Melanopsis sturii* kommen die anderen Arten sämtlich in den Schichten von Göttelsberg bei Weiz (W) vor. Über ungarische Süßwasserablagerungen schreibt er wie folgt (S. 163): „Betrachtet man die Gesamtheit dieser Fauna (von Czeikowitz), so zeigt sich, daß dieselbe eine auffallende Ähnlichkeit mit der Fauna der Süßwasserablagerungen von Nagy Vazsony, Pula, Kuto, Öcs usw., welche in einzelnen isolierten Talbecken vorkommen und nicht nur ebenfalls von Congerienschichten überlagert werden, sondern auch selbst an einzelnen Punkten ziemlich starke Beimengungen von Arten der Congerienschichten enthalten.“ Für Rein, Gratwein und Straßgang nimmt er auch pannones Alter an und sagt, „daß sie höchstwahrscheinlich den Congerienschichten angehören“.
- 1893 HILBER (1893) nimmt für die „Süßwasserschichten“ zwischen Graz und Kulm wegen des Zahnfundes in Oberdorf die Zeit der ersten Säugetierfauna des „Wiener Beckens“ an.
- 1910 spricht sich GRANIGG (1910) — gestützt auf seine Bohrungen — für ein pannones Alter der „Süßwasserschichten“ aus.
- 1923 weist WILSER (1923) im allgemeinen auf die Wichtigkeit der Faziesunterschiede und Übergänge zwischen Unterpannon und Süßwasserkalk hin.
- 1927 hält CLAR (1927) die Süßwasserschichten nordöstlich Graz, auf Grund seiner Untersuchungen für Unterpannon, entgegen der Ansicht HILBERS, der Untermiozän annimmt.
- 1927 hält KUNTSCHNIG (1927) das Tertiär W des Steinberges für Mediterran, die Kohlenflöze von Radmannsdorf, Oberdorf für Sarmat, die N—S streichenden Rücken von Göttelsberg, Wegscheide und südlich Peesen für Pannon.
- 1931 greift WAAGEN (1931) auf die ältere Literatur zurück, ohne bei seiner Aufnahme auf wesentliche neue Ergebnisse zu stoßen.
- 1935 vermutet CLAR (1935) für das kohleführende Tertiär von Einöd—Weinitzen pannones Alter und geht auf die Beziehungen zum miozänen Rotschutt näher ein.

- 1936 spricht sich WAAGEN (1936) in seinem Aufnahmebericht über Spezialkartenblatt Graz (5155) für ein miozänes Alter der Süßwasserablagerung aus.
- 1937 spricht WAAGEN (1937) die Randbildungen des Miozäns als Strandfazies an (S. 322) und stellt wörtlich fest (S. 323): „In Verbindung mit den miozänen Ablagerungen finden sich nicht selten Süßwasserkalke und -mergel... Auch die zahlreichen Bohrprofile haben gezeigt, daß Süßwasserkalk und Süßwassermergel ziemlich häufig als Einlagerungen im Miozän angetroffen werden...“. Er kommt zu folgender wichtiger Tatsache: „Auffällig ist es jedoch, daß man fast ebenso häufig Süßwasserkalk und Süßwassermergel, welche sich petrographisch von den eben genannten nicht unterscheiden lassen, im Verbreitungsbezirk der Pliozänablagerungen findet. Und er betont ein zweites Mal (S. 325) bei der Besprechung der pliozänen Ablagerungen: „Bemerkt muß noch werden, daß auch manche Süßwasserkalke, die man im Verbreitungsbezirk des Pliozäns antrifft, der gleichen Formation zuzuzählen sein dürften.“
- 1938 NEPPEL — für Einsichtnahme in die Dissertation danke ich an dieser Stelle Freund Dr. NEPPEL — (1938) schreibt: „An mehreren Stellen im Thalerbecken (Graz W) konnten unterpannone Süßwasserschichten nachgewiesen werden. Über Kristallinschotter (Flußaufschüttung) folgt fossilführendes Obersarmat, und unmittelbar darauf liegen fossilführende unterpannone Süßwasserschichten. Diese Süßwasserschichten liegen eingelagert in einem obersarmatischen Flußsystem und sind wegen dieser Lagerung (nördlich sind Cerithienschichten in Waldsdorf anstehend) für miozän gehalten worden, obwohl sie gut von den miozänen, beziehungsweise obermiozänen Süßwasserschichten — die tiefer als die Cerithienkalke liegen — zu trennen sind.

4. Das Pannon und Pliozän

4. 1. Das Becken von Weiz (W-Teil) (Göttelsberg-Zadach-Leska-Mortantsch)

Die Hügelzüge im W der Stadt Weiz sind aufgebaut aus zwei Schichtkomplexen: an der Basis aus einer Serie von Tonen, Feinsanden, Kohlenflöchen, im Hangend aus Grobschottern mit Feinschotterlagen. Getrennt sind diese Schichtstöße durch eine kleine Diskordanz.

In NW von Weiz in einem tiefen Wasserriß liegt das aufgelassene Kohlenbergwerk Radmannsdorf. Der Braunkohlenbergbau Weiz besteht aus:

1. Dem Josefi-Grubenfeld und 2. dem Paulus-Grubenfeld mit 360.928 m³. (Beide Aufschlüsse auf Waldparzelle K. Z. 364, Josef Deibler, Freischruf Z. 3047 de 1918 mit Zl. 3200/34 infolge Heimsagung gelöscht. Revierbergamt Graz.)

Im Wasserriß über dem Wort „Stk.Bgw.“ (1: 25.000) sind durch das Hochwasser vom 29. August 1938 die Schichten gut freigelegt.

Die Liegendschichten werden gebildet aus grauen Tegeln, sehr bröckelig, mit schwach gerundeten Geröllen. Es ist deutlich Zufuhr aus dem nur etwa 100 m entfernten Grundgebirge, das aus Chloritoidphylliten besteht, zu

merken. Darüber setzt das Kohlenflöz ein (25 bis 30 cm Kohle), das ins Hangend in graue, feine Tone, vermischt mit Sanden, übergeht, bedeckt durch braungelbe Mehlsande.

Dieses Flöz besteht aus zusammengepreßten lignitisierten Stämmen. Bisweilen lassen sich Kohlebretter bis über 1 m herauslösen.

Herr Kollege Dr. W. RÖSSLER (Graz, Inst. f. Syst. Botanik) hat in freundlicher Weise die Bestimmung der Hölzer übernommen.

Die Hangendletten sind gesteckt voll von Blattabdrücken:

Bettula sp. und
Planorbis sp.

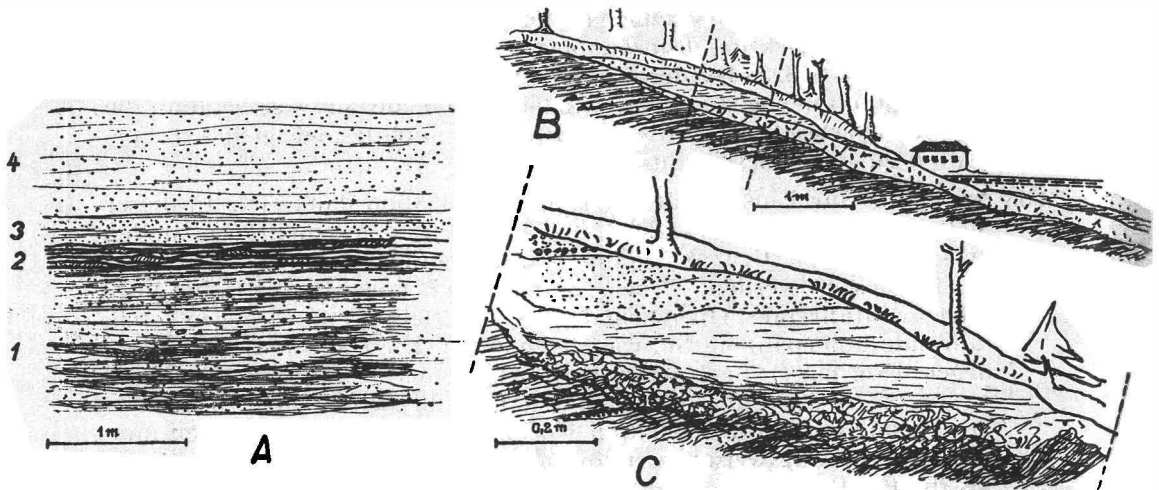


Abb. 1.

A: Kohlenflöz: Radmannsdorf.

1. Graue Tegel, bröckelig, mit schwach gerundeten Kristallingeröllen. 2. 0,25 m Kohle.
3. Graue Feintegel. 4. Braunrote Mehlsande.

B: Haus Tallner. C: Ausschnitt aus dem Aufschluß hinter dem Haus: Rest der Auflagerungsfläche des Flözes.

Verwitterte Chloritoidphyllite-Tone-Sande.

Das Flöz fällt schwach mit einigen Graden nach SSO ein; diese Feststellung ist für das Alter der Morphologie der Weizer Berge besonders wichtig.

10 m südlich des Hauses Tallner wird die Auflagerungsfläche des Flözes durch einen Aufschluß sichtbar. Es sind stark zersetzte Chloritoidphyllite, Glimmerquarzite, Pegmatite, Schiefergneise und Sandsteine (KUNTSCHNIG), die teilweise bereits zu Grobtonen umgelagert worden sind. Im Hangend liegen weißliche, stark quellende, fossilieere Feinstone, darüber folgen mit Erosionsdiskordanz gelbe Feinsande. Im kleinen Graben WSW setzen bereits rostrote Reschsande mit Kleinschottern ein, die aber noch zur unterpannonen Serie gehören.

Die unterpannonen tegelig-sandigen Sedimente durchziehen dem gesamten Göttelsberger Rücken. Östlich treten harte, grauviolette Tone im Teich an der Straße aus, während südlich der Wünschbauerngraben einen ausgezeichneten Aufschluß bietet. Durch glückliche Umstände gelang es dem Verfasser, eine sehr gut erhaltene Muschelfauna zu finden und somit einerseits die seit den 50er Jahren behauptete Fossillosigkeit zu widerlegen, andererseits das Alter der Kohlenlager am Grundgebirgsrand genau zu fixieren.

Ein Zentimeter unter dem „s“ von „Wünschbr.“ der Spezialkarte stehen zwischen gelbbraunen Tegeln hellgraue Kalkmergel an, mit Abdrücken von Laubblättern.

In den Wasserrissen östlich davon einige undeutliche Abdrücke von *Unio* sp.

Im Graben SW des „W“ von „Wünschbr.“ dort, wo über den Wünschbach Brücke und Weg zu P. 577 — Hafning — führt, stehen etwa 20 m nördlich im Bachbett sehr fossilreiche Lagen des Unterpannon an; v. u. n. o.:

1. Das Liegende bilden ungeschichtete, glimmerlose, grünliche und vielockig brechende Tegel mit einer Lage von weißem, plastischem Ton (0,08 m).
2. 0,10 m schwarze Faulschlammablagerung.
3. 0,10 m kohliges Tegel.
4. 0,25 m grüner Tegel mit Melanopsiden.
5. 0,08 m graugrüne Tegel mit Fischresten in Form von Wirbeln, Stacheln, Kauplatten und Schuppen.
6. 0,12 m grauer, fast fossilereicher, schalig brechender Schiefertone.
7. 0,15 m weißlichbrauner geschieferter Congerietegel.
8. 8,00 m gelbbraune, glimmerlose Schiefertone, vollständig fossilereicher. Diese Tone setzen den größten Teil der unterpannonen Ablagerungen des Weizer Beckens zusammen.
9. 7,50 m graue bis bläuliche Schiefertone.
10. 0,15 m schwarze, speckige Moorkohle.
11. 0,20 m Kohle.
12. 0,10 m wie 9.
13. 0,12 m Kohle.
14. 0,25 m feinste, blaue Schiefertone mit verkohlten Ästen und Zweiglein.

Erosionslücke.

15. 6,00 m in welligen, in die blauen Schiefertone erodierten Taschen liegen rostrote deltageschichtete Mehlsande — ins Braungelbe übergehend —. Im Hangenden mit braunen und grauen, geringmächtigen Tegellagen wechselagernd.
16. 3,20 m braune schnitzbare Tegel mit Blattabdrücken.
17. 0,30 m Kalkmergel, sehr hart, mit Blattabdrücken.
18. 0,90 m wie 16.
19. Bis über die Straße: Schlechtgeschichtete gelbbraune Tegel darüber.
20. Schotter: Das Liegende: Kleinschotterlagen — übergehend in Grobschotter, die den Rücken Göttelsberg—Höf—Zadachkapelle aufbauen und von einer jungpliozänen Terrasse abgeschnitten werden.

An Fossilien fand ich:

Congeria basteroti DESH. (HOERNES 1870, Taf. 49, Fig. 5 und 6.)

Congeria (spathulata) PARTSCH. ?) (HOERNES 1870, Taf. 49, Fig. 4.)

Congeria sp. (kleine Art).

Melanopsis martiniana FER. (HOERNES 1856, Taf. 49, Fig. 1 bis 9.)

Melanopsis bouéi FER. (HOERNES 1856, Taf. 49, Fig. 12 a, b.)

Melanopsis sp.: Der *M. bouéi* ähnlich, doch nicht so gedrungen, Windungen etwas höher.

Cardium conjugens PARTSCH. (HOERNES 1870, Taf. 30, Fig. 4.)

Cardium sp. (7,5×5 mm) oval, schlecht erhalten.

Unio sp. (66,5×47 mm) oval; schlecht erhalten.

Einzelne Schalenbruchstückchen zeigen noch die natürlichen Perlmutterfarben.

Fischwirbel (2×3 mm).

Fischschuppen.

Kauplatten von Fischen.

Fischstacheln (bis 30 mm schwarzglänzend).

Limax sp.

In der Katastralgemeinde Göttelsberg sind folgende Grubenfelder bekannt:

1. Maria I; Aufschluß in der Wiesenparzelle Nr. 337 des Jos. Steinhauser.
2. Maria II; Aufschluß in der Wiesenparzelle Nr. 367 des Jos. Steinhauser.
3. Erwin; Aufschluß in dem Waldgrund des B. Hiebler, vlg. Kögl. Parzelle Nr. 171.
4. Hieronymus; Aufschluß im Waldgrund von M. Wagner, vlg. Wünschbauer, Parzelle Nr. 150.

Im April 1941 wurde in der Marburgerstraße (Molkerei Weiz) eine Brunnengrabung durchgeführt:

2,5 m Terrassenlehme, stark sandig mit viel Kleinschotter und sehr spärlichen Quarzgeröllen bis \varnothing 0,25 m.

6,5 m schwach geschichtete, sehr feinsandige hellblaue bis graue Tegel mit viel Blattabdrücken bei erhaltenem Kohlenfilm. Es sind faziell den Hangendschichten von Kleinsemmering äquivalente Sedimente.

0,5 m Kohle mit brettförmigen Ligniten. Zwischenmittel stark mulmig.

7,5 m hellgraue, ungeschichtete, in nassem Zustand hellgraue, tegelige Feinstsande, petrographisch dieselbe Ausbildung wie die „Blautone“ Hartbergs—Reichsstraße (Mitterdambach SW!).

Das Kohlenflöz zeigt ein schwaches Einfallen von einigen Graden nach SO. In der Fortsetzung des Streichens und Fallens liegen die Kohlenlagerstätten von Wünschbauerngraben und Radmannsdorf!

Zusammenfassend kann festgestellt werden:

Die unterpannonen Tegellagen zeigen im Göttelsberger Rücken die Faziesänderung von Ufer zu Seemitte. Während der Grundgebirgsrand von kleinen Sumpfstrichen eingenommen war, die alle Anzeichen der Landnähe zeigten (Landschnecken, Blätter, Grundgebirgsschutt), weisen dieselben Sedimente etwa 1500 m südlich bereits Anzeichen der offenen Seefüllung auf. Die Kohlenflöze zeigen bisweilen Aufarbeitung durch mehrfaches Transgredieren des Seespiegels. In tiefen, breiten Taschen der Tegel wurden typische rostrote Sande und Kleinschotter eingelagert, die kurz von lettigen Schichten unterbrochen werden, die *Congerina* etc. beherbergen.

Dieser Wechsel von See- und Landnähe wurde jäh durch ein mächtiges lokales Schotterdelta abgeschlossen.

Die Schotter zeigen noch verhältnismäßig wenig gerundete Formen (bis \varnothing 0,25 m) und sind mit Braunerden und viel organischer Substanz ver-

mengt. (Eine Oxydation der organischen Substanzen im sandigen Bindemittel mit Chromschwefelsäure in der HILLEBRANDSchen Apparatur ergab 9,5%!) Die Schotter haben sich in das weiche Liegend stark eingegraben. Sie reichen westlich tiefer in die Tegel als östlich und stellen die Ausfüllung einer Erosionsrinne dar. Nach der petrographischen Beschaffenheit sind es lokale Kristallinschotter aus der weiteren Umgebung von W. Die Einführung scheint vom WNW stattgefunden zu haben. Sie sind „Äquivalente“ des „Kapfensteiner Schotterzuges“ (WINKLER, 1927 a) und seien „Urraabschotter“ benannt (HÜBL, 1939).

Leska

Wenn man den Weg, der NO vom „Leskaschneider“ in den Hang hinaufführt, verfolgt, so gelangt man an der Waldgrenze zu Überresten der „Eggenberger Bresche“. In sie ist ein Verbnungsrest eingeschulten, der mit seiner Höhe 625 m eine in der Weizer Gegend ausgedehnte Verbnungsmarke darstellt. CLAR (1933/35) erwähnt die Flächensysteme in 630 und 700 m (E und D bei HERITSCH, 1922). SÖLCH (1928) betrachtet sie schon als unterpannon. Aus der „Eggenberger Bresche“ herausgewittert, beziehungsweise diese streckenweise ersetzend, sind „Rotschuttablagerungen“, die unter die unter- bis mittelpannonen Tone eintauchen. „Eggenberger Bresche“ und Rotschutt sind, wie CLAR darlegte, hochmittelmiozänen Alters.

Sie nehmen den Hang südlich von Sonnleiten und dem Birchbaumerattel ein. Auf letzterem liegen über Rotschuttmassen (die größtenteils aus Chloritoidphylliten stammen) verstreut Schotter (630 m), die dem jüngeren Pliozän zuzuzählen sind und aus dem nördlich gelegenen Weizer Hinterland stammen.

Nördlich des Birchbaumersattels im Steinbruch gegenüber des Sturmberges sind tertiäre Höhlensysteme im Schöckelkalk aufgeschlossen. Roterden, pannone sandige Tegel (+ Kohle), Höhlenlehme und Mangan-(Wad)-Tone füllen sie aus. Die chemischen und petrographischen Verhältnisse wurden bereits (HÜBL, 1941 e) eingehend erörtert. Ich nehme eine Einschwemmung durch Höhlen- und Kluftsysteme aus den im Südwesten liegenden Sedimenten um Göttelsberg an.

Die Schöckelkalke fallen mit 33° nach NW ein und umschließen eine Linse aus Terra rossa und einer Folge von unterpannonischen Sedimenten, die eine Ausdehnung von: $h = 5$ m, $b = 8$ m, $l = 3$ m hat.

1. Gebankte, nicht zerrüttete Schöckelkalke.
2. Wie 1. von Transversalsprüngen durchsetzt.
3. Zerrüttete und zerscherte dünnbankige Schöckelkalke.
4. Mäßig zerdrückte Schöckelkalkdecke.
5. Nicht beanspruchte Schöckelkalkdecke.
6. Fette Terra rossa mit ausgelaugten, in den Terra-rossa-Teig eingekneteten Kalkbrocken. Jeder Kalkbrocken von einer bis zentimeterdicken Auslaugungsschichte umgeben.
Im Mittelteil der Terra-rossa-Anschwemmung mächtige, ebenfalls angelegte Kalkbrocken bis 0,75 m \varnothing .
7. Limonitkruste.
8. Manganton.
9. Unterpannonischer schnitzbarer braungelber Tegel mit sandigen Lagen und Laubspren (Bruchstück von *Cardium* sp.).

10. Braune, ungeschichtete Lehme mit kantigen Felsbrocken, grober Reibungs-
teppich: Im Liegenden mit 9 verknestet, furchtbare Zerrüttung und Kohle-
stückchen.
11. Stirnumbiegung des Schubpaketes.
12. Alluvialer Gehängeschutt.

An der Wende von Miozän und Pliozän war das Weizer Bergland von einer ausgedehnten Verwitterungsdecke umhüllt, die uns heute nur mehr in der „Eggenberger Bresche“, im „Rotschutt“ und in lateritischen Verwitterungsrückständen entgegentreten.

Ihrer Ablagerung ging eine Eintiefung im Grundgebirge voraus. Darauf folgte Zuschüttung mit Hebung der örtlichen Schurfausgangspunkte und Ausarbeitung der Altflächen um 1000 m (WINKLERS III. Zyklus). Jüngst-miozän-altpliozän wurden die tieferen Hohlformen geschaffen, in die die pannonischen Absätze eingesenkt wurden (IV. Zyklus). — Die Roterdbildungen des Sturmbergeinbruches sind an die Wende Miozän-Pliozän zu setzen. Sie deuten auf ein humides Klima mit starker chemischer Verwitterung. Das zeigen auch die Kalkbrocken an, die in die Roterde eingelagert wurden. Sie müssen lang der Verwitterung ausgesetzt gewesen sein, denn sie zeigen die abenteuerlichsten Formen. Darauf setzt das Unterpannon mit einer Faulschlamm-lage mit Lignitstückchen an, die in feste braungelbe Tegel mit Sandeinlagerungen übergeht.

Diese Sedimente sind die gleichen, wie sie 1,5 km südlich die höheren Lagen des Unterpannons darstellen (Wünschbauerprofil!). — Darüber schoben sich wahrscheinlich in nachpannoner Zeit die Schöckelkalkpartien, deren untere Teile stirnförmig zerrissen und einen Reibungsteppich erzeugten. Die oberen Pakete sind bruchlos darübergegangen und haben die „Linse“ in unsere Tage herübergerettet. Die höheren Partien der Decke wurden bereits im Jungpliozän und Altquartär durch den Weizbach, der die Weizklamm schuf, ausgeräumt.

Die Ablagerungen des Unterpannons sind bis nahe an den Grundgebirgsrand von außerordentlicher Feinheit, was mit dem Ansteigen des unterpannonen Seespiegels zusammenhängt und einer andersgearteten Entwässerung im Grundgebirge. Das Randgebirge hat im Unterpannon nicht dieselbe Höhe gehabt wie heute, die Randkuppen waren bedeutend niedriger, das unterseeische Hanggefälle geringer. Die feinstkörnigen Ablagerungen sind zeitweise durch Schlamm und Feinkristallinschuttmauern unterbrochen worden (Kumberg N).

Während sich im Miozän das Grundgebirge allmählich höher schaltete, trat im Unterpannon für kurze Zeit ein inverser Vorgang ein, der den „Kapfensteiner Schotterzug“ von WSW bis aus Grundgebirge „lockte“ und ihn dort in den feintonigen Massen untergehen ließ, wie ich es im Hinterholzbachgraben bei Ebersdorf nachweisen konnte. An der Grenze von Unter- und Mittelpannon ist eine Diskordanz am Grundgebirgsrand (Kumberg SO), was durch das Aufleben alter Bewegungs- und Zerrüttungsstrecken im Grundgebirge bedingt ist. Das Überfahren der oberen Partien des Schöckelkalkes stelle ich an die Grenze zwischen Unter- und Mittelpannon. Es muß etwas plötzlich vor sich gegangen sein. Die Linse liegt etwa 50 m tiefer als die faziell gleichen Ablagerungen 1,5 km südlich.

Schon HILBER (1893) erwähnt auf Seite 325 NW Ruine Sturmberg einen „Aufschluß von rotem Lehm mit weißen Pünktchen“; dazwischen

lägen wirr durcheinandergeschoben Grundgebirgsfalten. Da die randlichen Teile des Tertiärs kaum gesenkt, sondern stark gehoben sind und in der engsten Nähe des Grundgebirgsrandes nur mäßig gestört sind, so schließe ich, daß die nördlich befindlichen Berge um 1000 m Höhe horstartig gehoben sind und den inneren Grundgebirgsrand staffelartig mitnahmen, so daß die Berührungsgrenze Tertiär-Grundgebirge selbst nicht sonderlich gestört ist, die Bewegungszone (beziehungsweise Flexuren) im Grundgebirge selbst verläuft.

4. 2. Bucht von Oberfladnitz und Oberdorf (Weiz-NO)

Wenn man von Weiz die Birkfelderstraße begeht, so kreuzt man die jungquartäre Terrasse von P. 461 und gelangt dann auf eine Verebnung, die das Gasthaus Sallmutter trägt. Sie besteht aus Kristallinschieferschutt vom Sporn des Weizberges. Bevor man zur Brücke kommt, breitet sich sumpfiges Gelände aus. NW von Tannhausen steht — durch das Bachbett des Oberfladnitzbaches angeschnitten — ein Sockel von Kalkschiefern an. Er bildet die Überbauterrasse: Schl. Tannhausen. Der Überbau setzt sich aus jungquartären Lehmen, stark durchsetzt mit fausgroßen Geröllen sämtlicher Gesteine des Fladnitzbaches, zusammen.

- Oberdorf: 1. Elisabethgrubenfeld, Aufschluß in der Gemeindeparzelle Nr. 243 der Maria Gruber.
2. Robertgrubenfeld; Aufschluß auf Wiesenparzelle Nr. 216 des Georgian Gudenus, Ortsgemeinde Oberfladnitz.

Das Haus des Bgm. Fr. Auer auf der rechten Seite des Fladnitzbaches steht schon auf unterpannonischen Tegeln. Zwischen seinem Gehöft und dem aufgelassenen Ziegelschlag im W besteht die Terrasse aus Haldenschutt, der während der Kohlenförderung in den Jahren 1917 bis 1925 abgelagert wurde. Das Kohlenflöz wurde im Stollenbau abgebaut. Die Hälfte des Flözes ist abgebaut. Das Flöz fällt leicht nach NW ein, wo es auch an Mächtigkeit etwas zunimmt. Beim Ziegelschlag bemerkt man Ausbisse eines kleineren Flözes. Darüber liegt glimmerreicher, fester, gelber Tonschiefer mit Blattresten. NW wird die Terrasse von Lehmen eingehüllt. Weiter im NW im Waldrand sind Überreste von Freischürfungen, in denen ein geringmächtiges Flöz zwecks Hausbrand von den Bauern gewonnen wurde. Darüber Quarzsand, stellenweise limonitisch verfestigt.

Einige Schritte nördlich des Bächleins am Hang südlich P. 639, der von KUNTSCHNIG (1927) als Schöckelkalk ausgeschieden wurde, tritt in tiefen Nischen und dolinenförmigen Vertiefungen blutrote Terra rossa zutage. Sie beherbergt ausgelaugte Kalkbrocken. Über diesen Ablagerungen breitet sich, den Südwest-Süd- und Osthang einhüllend, ein lückenhafter Mantel aus Gelberde aus.

Die Verebnung P. 639 wird teilweise von einem braunen Verwitterungsprodukt eingenommen. Weiter findet man Blöcke aus limonitisch verkitelten, mittelmäßig abgerollten Geröllen, die aus der Gegend der „Eben“ P. 689 und weiter westlich herkommen und meist lokaler Natur sind. Man findet darin: Quarzite, Kalkschiefer, Chloritoidphyllite und Quarze. Das Alter ist problematisch und nicht im engen Rahmen zu lösen.

Wendet man sich auf den Fahrweg, der zum Gehöft „Gutspetern“ führt, talab, so führt der Weg über „Eggenberger Bresche“. Im O des

Sattels tritt wieder Terra rossa in solchen Mengen auf, daß sie in einem jetzt verfallenen Ziegelschlag ausgebeutet wurde.

Nördlich des Gehöftes „Gutspetern“ liegt das Becken von Ober-Eichen. Es wird von braunen Verwitterungserden, vermischt mit Rollstücken, eingenommen. Entstanden ist diese Braunerde aus Verwitterungsrückständen von Quarziten, Kalkschiefern und Chloritoidphylliten, die im W auf der „Eben“ anstehen. Der Rücken P. 619 wird von mächtigem Verwitterungsschutt und Lehmen eingenommen, deren Mächtigkeit bis 8 m beträgt. (Westlich des Einödwebers.)

Südlich der Säge „Oberdorf-Wünscher“ fand ich im Bachbett Süßwassermergel mit

Helix sp. sowie

Süßwasser-Zweischalern, deren Bestimmung infolge des schlechten Schloßerhaltungszustandes nicht möglich ist (keine *Unio!*).

Dieser Süßwasserkalk stimmt faziell außerordentlich mit dem von NEPPEL (1938) im Thalerbecken (Graz W) gefundenen überein, dessen Alter Unterpannon ist. Das Handstück ist durch Entzündung eines Kohlenflözes angefrített. Der Aufschluß liegt an einer N—S verlaufenden Aufbruchzone. GRANIGG (1910) wies auf das unterpannonische Alter der Sedimente hin und schreibt S. 51:

„Die Übereinstimmung der Flözzahl (12) von Oberdorf und Krottendorf legt den Gedanken nahe, die Krottendorfer Flöze könnten mit jenen von Oberdorf ident sein und der Unterschied zwischen beiden Ablagerungen besteht nur darin, daß die Oberdorfer Flöze bei Krottendorf (weiter gegen das offene Becken hin) geringer mächtig, die Zwischenmittel dafür umso mächtiger sind (auskeilende Wechsellagerung).“

PETRASCHEK (1925) verneint ebenfalls das Vorhandensein von älteren Miozänschichten in den Buchten des Randgebirges.

HOERNES (1880) stellt auf Grund eines Zahnfundes von *Mastodon angustidens* die Schichten ins Untermiozän. Ihm schließt sich

HILBER (1893) an und nimmt wegen des Säugerzahnes als Alter die Zeit der ersten Säugetierfauna des Wiener Beckens an.

WAAGEN (1931) gibt die ältere Literatur wieder und bezweifelt GRANIGGS Ansichten. HOERNES schreibt, daß der Zahn auf dem „Grunde der Ablagerungen“ gefunden wurde. SCHLESINGER (1918) schreibt auf S. 151 über *Mastodon angustidens* Cuv.: „Zweifellos steht aber für uns fest, das *Mastodon angustidens* bisher niemals vor dem Burdigalien und nie nach dem Sarmat gefunden wurde.“ Ich halte jedoch den Fund an der Basis der Ablagerungen entweder für eingeschwemmt, für einen Erosionsrest, oder die Bestimmung ist unrichtig.

In den Jahresberichten des Joanneums in Graz sind folgende Erwerbungen aus den Kohlenablagerungen von Oberdorf bei Weiz bekannt:

1913, S. 18: *Dinotherium*, Backenzahn.“

1916, S. 21: „1 Zahn und 3 Zahnstücke von *Dinotherium*“ (neue große Art) und

1918, S. 14: „*Dinotherium levius*, erster unterer rechter Zahn.“

Aus folgenden Gründen halte ich das Alter der Schichten in der Oberdorfer Bucht für sichergestellt:

1. Fazielle Gleichheit mit den einwandfrei unterpannonischen Schichten von Krottendorf und Göttelsberg.
2. GRANIGGS Gründe, denen ich mich vollinhaltlich anschließe.
3. Vorkommen von *Dinotherium*.

4. 3. Büchl — Krottendorf

Das Unterpannon südlich Wegscheide fällt leicht nach O ein.

GRANIGG (1910) veröffentlicht auf Seite 50 ein Lichtbild einer Rösche bei Krottendorf. Man sieht deutlich das leichte Einfallen der Flöze, obwohl er das nicht hervorhebt. In den Gräben südlich der Straße in Büchl ist das Unterpannon durch gelbbraune, feste und schnitzbare Tegel abgeschlossen. Darin fand ich:

Unio sp.

Glyptostrobus europaeus BRONGN. (Abdrücke von Zweiglein, Blattabdrücke von Laubbäumen: *Platanus*, *Salix* etc.)

Das Liegende bildet ein mehrere Dezimeter mächtiges Kohlenflöz.

Die höheren sehr festen Schiefertegel sind dasselbe Niveau wie Feichlinger Prebendorfberg (Gleisdorf-O). Eine mehrere Dezimeter mächtige außerordentlich dichte Kalkmergellage birgt Blattabdrücke.

Südlich P. 464 treten unvermittelt über den unterpannonen Tegeln mittelpannone deltageschichtete Mehlsande auf. Die Korngröße der spärlichen Feinschottereinlagerungen nimmt gegen S zu. Der Bergrücken, der Krottendorf trägt, weist im W am tieferen Gehänge Ausbisse von Kohlenschmitzen auf. Beim Besitzer Hutter vlg. Schaunzer wurde ein Brunnen 33 m tief gegraben, wobei man auf Kohle stieß.

4. 4. Die Kohlenmulde von Kleinsemmering-Gschwendt (Weiz-W)

Das Becken von Kleinsemmering ist das am meisten abgeschlossene am Tertiärrand zwischen Graz und Weiz. Im Ostteil wird es fast ausschließlich von äußerst feinkörnigen Absätzen eingenommen.

SW der Hasenmühle zwischen den Grundgebirgsspornen Unter-Rossegg (P. 529 und P. 496) liegt der Bergwerksbetrieb Kleinsemmering.¹⁾ Es werden zwei übereinanderliegende Flöze abgebaut. Das Liegende wird durch sehr harte, weißlichgelbe, schlecht geschichtete Kalktone aufgebaut, die sehr kalkreich, reich an verkohlten Pflanzenresten und landnahen Konchylien sind.

J. HANSELMAYER²⁾ beschreibt ihn folgend:

„Der Kalkton ist über und über durchsetzt mit kohligen Pflanzenresten, die der Hauptsache nach von Coniferen stammen. Das Handstück hat mausgraue Farbe, makroskopisch lassen sich außer Glimmerschüppchen keine Mineralien erkennen.“

Ferner kann man feststellen, daß tierische Reststoffe in Form von Molluskenschalen den Kalkton zum großen Teil durchsetzen. Seine Sedimentationsform ist schwach schichtig und wechselt kaum in ihrer Ausbildungsform. Das Handstück fühlt sich infolge des großen Kalkgehaltes stumpf, staubig an.

¹⁾ An anderen Bergbauen (derzeit heimgesagt) ist bekannt: 1. Josef-Grubenfeld; Aufschluß in der Waldparzelle Nr. 55 des A. Riedl. 2. Friedrich-Grubenfeld; Aufschluß in der Parzelle Nr. 58 des Fr. Ebl, vlg. Gartenurbel.

²⁾ Freund J. HANSELMAYER bin ich für die Erlaubnis zur Veröffentlichung der Analysenergebnisse zu Dank verpflichtet.

Zur Analyse wurde eine Tonlage genommen, die möglichst frei von organischer Substanz war. Eventuelle Kohlepartikelchen wurden unter dem Mikroskop ausgeschieden.

Der Aufschluß geschah mit 0,5 g in kalter, verdünnter Salzsäure. Analyse der in HCl löslichen Bestandteile:

	Gew. %
CaO	46,08
MgO	0,20
CO ₂	36,30
Rückstand	14,58
Fe ₂ O ₃	1,09
Al ₂ O ₃	0,55
H ₂ O	1,37
	100,17

Zwecks Erhalt des Rückstandes wurde eine größere Menge Kalkton in verdünnter HCl gelöst. Nach mehrmaligem Dekantieren wurde der Rückstand chlorfrei gewaschen und luftgetrocknet. Nach der H₂O +-Bestimmung zeigte das Pulver waggonbraune Farbe. Etwaige organische Substanz wurde nicht bestimmt und ist im Werte für H₂O enthalten.

Die Rückstandsanalyse ergab:“

	Gew. %
SiO ₂	68,36
TiO ₂	0,68
Al ₂ O ₃	17,33
Fe ₂ O ₃ }	4,52
FeO }	
MnO	Spur
MgO	0,86
CaO	1,40
Na ₂ O	1,57
K ₂ O	3,93
H ₂ O unter 110°	0,87
H ₂ O über 110°	0,35
P ₂ O ₅	Spur
	99,87

Die bergfeuchten Kalktone erhärten an der Luft (Halde) sehr rasch. Der Verfasser fand:

Helix sp.

Planorbis sp.

Pupa berthae.

Unio sp.

Flossenstück eines Fisches (51 bis 36 mm).

Laubblätterabdrücke.

Über diesen, die Basis im Ostteil des Beckens bildenden kalkigen Sedimenten folgt das Liegendflöz (0,20 m), getrennt durch ein ebenso mächtiges Zwischenmittel: Fossillecre, graue, äußerst bildsame (?feuerfeste) Tone, von unzähligen Harnischflächen durchsetzt, eckig brechend.

Das unvermittelt einsetzende Hangendflöz hat im Grubenfeld-O eine Mächtigkeit von durchschnittlich 1 m, im W — wie durch Bohrungen festgestellt wurde — 2 m. Für diese Mitteilung bin ich Herrn Bergverwalter TRYSCHKA zu Dank verpflichtet. Das Einfallen ist einige Grade nach W.

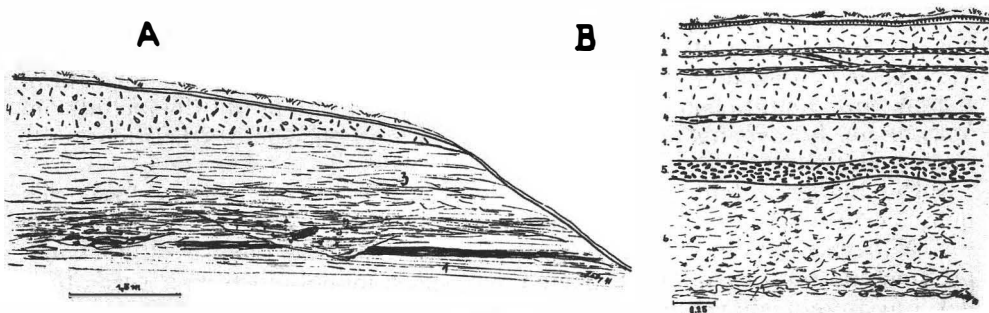


Abb. 2.

A: 1. Blaugraue Tegel mit Kohlenflöz. 2. Aufarbeitung des Flözes in lokaler Erosionsrinne. 3. Braune, eckig brechende Tegel. 4. Quartärer Terrassenschutt mit bis faustgroßen, schwach gerundeten Geröllen.

B: Quartärer und pliozäner Gehängeschutt aus der Kristallinumrandung. Wasserriß südlich „Mühlhans“, Kleinsemmering—NW.

1.—5.: Quartär, 6. Pliozän.

1. Hellbraune, ungeschichtete Lehme. 2. Lehme mit feinem Kristallinmaterial. 3. Wie 2. 4. Kristallinschutt, ähnlich wie 2. nur gröber. 5. Noch gröberes Kristallinmaterial, bis nußgroß. 6. Hellblaue, ungeschichtete, glimmerreiche Lehme mit scharfkantigen Pegmatit- und Glimmerschieferstückchen (bis über nußgroß).

Das Hangendflöz zeigt (Kleinsemmering SSW, P. 477, Hohlweg am Bach) stellenweise nachträgliche Aufarbeitungen, durch unterseeische Strömungen (Abb. 2, A).

Im westlichen Beckenteil liegen ausgedehnte Feinschuttbildungen, die ich als „Hanglehme und Kristallinschutt“ ausschied. Diese Schuttbildungen halte ich für das Hangende der tonigen „Süßwasserschichten“, bestärkt durch das Auffinden von Kristallinschuttschichten in den tegelig-kohligen pannonen Sedimenten im Hofmühlgraben (Kumberg NW).

Die Schuttlieferung ist eine Folge einer Teilphase der Grundgebirgs-heraushebung an der Wende Unterpannon-Mittelpannon.

Die Basisschichten zwischem dem Liegend der Flöze und dem kristallinen Untergrund sind äußerst kalkreich. Wie die Analyse ergab, sind ungefähr ein Sechstel des Sediments Rückstände, bestehend aus Quarz,

Glimmer und nichtzersetzten Kristallinbröckelchen. Sedimentpetrographisch müßten wir eigentlich das Gestein „Verunreinigten Kalk“ nennen. Nach der Konsistenzform und nach dem geologischen Verhalten ist der Ausdruck „Kalkton“ zutreffender.

Diese eigenartige Erscheinung verführte bis heute die kartierenden Geologen zur Ansicht, daß es sich um zumindest tiefmiozäne Bildungen handle. Weder ihr zoogener noch phytogener Inhalt noch die stratigraphische Lagerung berechtigen zu dieser Annahme.

Alle diese Vorkommen sind nichts anderes als eine Grundgebirgs-(land-)nahe Fazies des tieferen Pannons.

Die Beweisführung wurde ja in den ähnlich ausgebildeten Sedimenten bei Radmannsdorf-Wünschbauer angetreten.

Es drängt sich die Frage auf: „Wie sind diese Kalktone entstanden?“

Die Herkunft des Kalkes ist geklärt. Es sind die im Grundgebirgsrand gelegenen mitteldevonischen kristallinen Schöckelkalkte, die als Lieferanten in Frage kommen.

Bei der miozänen und pliozänen Verwitterung wurde das Kalziumkarbonat am reichlichsten gelöst, durch einen Kohlensäureüberschuß im Wasser als Bikarbonat ionisiert erhalten, so ähnlich, wie das ja auch heute noch geschieht.

Die im gesamten Schöckelkalkgebiet eindringenden Wässer lösen seit dem Tertiär (HÜBL 1941 e) Unmengen von Kalk auf.

Während heute die Absatzbedingungen für das gelöste Bikarbonat größtenteils in der anders gearteten geologisch-morphologischen Gestaltung des Landschaftscharakters am Grundgebirge kaum vorhanden sind, waren die Verhältnisse am Ausgang des Miozäns und am Beginn des Pliozäns anders geartet.

Das Relief des Grundgebirges und Grundgebirgsrandes war nicht so stark ausgebildet wie in unseren Tagen.

Äußerst flache (Faunen!) lagunäre Wasserbecken zogen sich am Grundgebirgsrand entlang, vom offenen Pannonsee wahrscheinlich durch Sand- und Schlammbarrieren getrennt.

In diese lagunären Bildungen floß das mit Bikarbonat beladene Wasser aus dem Kalkgrundgebirge ab, um sich nach Abgabe der überschüssigen Kohlensäure des Ca-Ions zu entledigen.

Die Bildung unserer Kalktone beruht einesteils auf rein anorganischer Ausscheidung des Kalkes, andernteils auf anorganischer Ausfällung von Kalk unter Beteiligung von Organismen.

J. JOHNSTON & E. WILLIAMSON (1916) untersuchten die Bildungen von kalkigen Sedimenten ohne Mitwirkung von Organismen.

Die Konzentration des Kalziums ist in der erwärmten Wasseroberfläche (infolge Entweichens des CO_2) viel höher als in den tieferen Wasserschichten. Steigt die Temperatur um 2° oder sinkt die Konzentration des CO_2 in der Luft von 3,3 auf 3,0 Teile CO_2 in 10.000 Teilen Luft, so nimmt durch eine dieser Änderungen in der Atmosphäre die Löslichkeit des Kalkkarbonates von 65 auf 63 Teile je Million ab, das heißt, es muß aus jedem Kubikmeter gesättigter Lösung je 2 g CaCO_3 ausfallen.

Warum die Kalziums sedimentation im tieferen Seebecken bei gleichen Oberflächenbedingungen nicht in dem Maße stattfindet, liegt darin be-

gründet, daß sich mit zunehmender Wassertiefe mehr CO_2 im Wasser löst und einesteils eine weitere Ausfällung unmöglich macht, andererseits bereits ausgefälltes Karbonat wieder löst.³⁾

Es war daher beim äußerst seichten Wasserspiegel in den Grundgebirgssedimentationsräumen eine rasche bleibende Kalkabscheidung allein schon auf Grund anorganischer Umweltsbedingungen möglich.

Das seichte Wasser war bei Sedimentation der Basisschichten jedoch noch nicht so sauerstoffreich, daß es zu massierten raschen Kalkausscheidungen wie bei der Bildung von Kalktuff, Seekreide, Wiesenkalken usw. kam.

Der Absatz geschah rhythmisch, wofür die mehr oder minder gut ausgebildete Lagentextur des Kalktones spricht, obwohl nicht geleugnet werden kann, daß er mit Seekreide, Wiesenkalken usw. in seiner Bildungsweise vieles gemeinsam hat.

Daß in einem Material — so reich an pflanzlichen Stoffen — auch Organismen an der Kalkausscheidung beteiligt waren, wird wohl nicht ausgeschlossen sein. Daß man von den kalkausscheidenden Organismen kaum ein Überbleibsel findet, nimmt nicht wunder: Sie schieden während ihres Lebensprozesses verschiedene Gase aus, die mit den gelösten Bikarbonaten reagierten und dadurch die Fällung von CaCO_3 veranlaßten, ohne aber den Kalk irgendwie für ihre Lebenstätigkeit oder den Organbau zu benutzen. Sie wirkten also als eine Art Katalysatoren.

In unserm Falle dürften solche Prozesse stark mitgespielt haben, denn der abgeschiedene Kalkschlamm ist außerordentlich fein. Da diese Bakterien die obersten Wasserschichten beleben, so verstärken sie die vorerwähnten anorganischen Ausscheidungsbedingungen (DREW 1914).

Daß aber auch eine organische Ausfällung des Kalkes stattgefunden hat, beweisen Überreste von *Characeae*, die es mir gelang in den Kalktonen von Kleinsemmering nachzuweisen.

Auf nähere interessante Einzelheiten einzugehen, verbietet der Rahmen dieser Arbeit und bleibt kommender Spezialuntersuchung vorbehalten.

Tektonische Stellung

Auffallend ist, daß das Flöz an keiner Stelle mit dem nahen Grundgebirge in Berührung kommt. Feinste Sedimente treten bis in die nächste Nähe der steilen Hänge (Ober-Unterrosseg P. 609—564—529) mit ihren Gehängeschuttmassen heran. In quartärer Zeit haben sich die Abschwehmungsprodukte des Grundgebirges über die kohleführenden Feinstsedimente in breiter Form gelegt. Die Grenze gegen den NO-Grundgebirgsrand ist mit größter Sicherheit mit einer Verwerfung zu erklären, die wahrscheinlich um die Wende Unterpannon-Mittelpannon entstanden ist.

Ein langsames Herausheben des Gutenbergrückens scheint schon zur Zeit der Ablagerung des Flözes stattgefunden zu haben. Das Muldentiefste liegt westlich des Rückens. Nach O zu verkeilt das Flöz von 2 auf 1 m. In jungpliozäner Zeit scheinen ruckartige Höherschaltungen stattgefunden

³⁾ Eine umfassende Untersuchung im steirischen Tertiär über die Bildungsbedingungen während der einzelnen Sedimentationszyklen auf Grund des Kalkgehaltes, Fazies- und Fossilwechsels, Klimaschwankungen usw. muß einer späteren Zeit überlassen bleiben.

zu haben, kenntlich an den Hangleisten in der Gutenbergklamm, die NW—SO im Kristallin verläuft. Die Höferschaltung scheint im Quartär angehalten zu haben, denn es kam zu fast keiner Schotter sedimentation im Bachbett.

Im W-Teil des Kleinsemmeringer Beckens fand in jungpliozän-altquartärer Zeit eine ausgedehnte Ausräumung durch den Kleinsemmeringerbach statt. Die kohleführenden Schichten (Abb. 2, A) entbehren daher der pannonen Kristallinschuttbedeckung, die zwischen den kristallinen Hangschultern P. 529 und P. 496 hinausbefördert wurde. Im Schutze des Maierhöfer-Zehentbauern Grundgebirgsspornes erhielt sich jedoch der Kristallinschutt (Abb. 2, B). Zur Ausführung der S-Schleife wurde der Kleinsemmeringer Bach an der Pliozän-Quartärwende gezwungen.

Eigentümliche große Blöcke (Quarz) bis \varnothing 0,75 finden sich im Bächlein nächst „Mühlhans“, P. 489 im NW-Kleinsemmeringer Becken nahe am Kristallinrand. Es scheint sich vielleicht um quartär herabgeschwemmte pannonen Brandungsgerölle zu handeln, doch ist eine bestimmte Aussage vorerst verfrüht.

Nördlich von Rücken Gschwendt P. 479 im Wasserriß, der in den Kleinsemmeringer Bach einmündet, spielt sich der Fazieswechsel zu den Ablagerungen des offenen pannonen Beckens ab: Abb. 3; v. L. i. H.:

1. Blaugrüne feinste Süßwassertegel: Faziesausbildung: Hangend des Kleinsemmeringer Kohlenflözes. 0,40 m Kohlenflöz.
2. Wie 1, nur etwas feinsandiger.
3. Harte, eckig brechende Tone: Fazies: Hofbauer, Weiz W!
Ins Hangend: Übergänge in Schiefertone.
4. 1 m graublauer Kalkmergel mit schlecht erhaltenen Steinkernen von Lamellibranchiaten. Nicht bestimmbar.
Am Hangend: Kalkige Tone.
5. Feinste braungelbe Sande, von den Liegendschichten durch Erosionsdiskordanz getrennt, Fazies: Wünschbauerprofil Nr. 15. — Wasserhorizont.
6. Wechselfolge von braunen Sanden und Tegeln. — Wasserhorizont!
7. Mit Erosionsdiskordanz folgen — in Terrassenschotter umgewandelte — mittelpannonen Schotter.
Zwischen 6. bis 7. ausgedehnte Hangrutschungen.

4. 5. Becken von Kumberg-Ebersdorf

Auch dieses Becken zeigt ähnliche Verhältnisse wie das von Kleinsemmering.

Der nahe und parallel zum Grundgebirgssporn „Jagermichl“ gelegene Graben östlich der Hofmühle (Kumberg NNW) gibt ein gutes Bild der Schichtausbildung in den pannonen Schichten der grundgebirgsnahen Fazies: (Abb. 4, A) v. H. i. L.:

1. Terrassenlehme mit spärlichen Quarzschottern (bis Faustgröße). Aufgearbeitete Äquivalente des „Kapfensteiner Schotterzuges“.
2. Gelbe, feintonige bis braune harte Glimmersande.
3. Blaue, ungeschichtete, mittelharte Tone.
4. Gelbbraune Schiefertone.
5. Blaue, glimmerreiche, eckig brechende Tone. Diese Tone können ihre grundgebirgснаhe Entstehung auf Grund des petrographischen Vergleiches mit den Glimmerschiefeln des Grundgebirges nicht leugnen (vgl. HÜBL, 1941 a).
6. 0,5 m eckig brechende sapropelartige Kohlenbildungen, durchsetzt mit Lignitstücken. Einfallen 6—7° nach S!

7. 0,5 m brauner, kohliger Feinton.
8. Grellblaue, ungeschichtete Tone, die mit viel Kristallinschutt oft lagenweise durchsetzt sind. Einfluß des Grundgebirges! Quarze und Pegmatitstückchen schwach gerundet, bis Haselnußgröße. Oft stark sandig.
9. Gelbe Feintone.
10. Blaugraue, fette ungeschichtete Tegel mit verschwemmten Lignitstücken; zwischen den Lignitbrettern sondern sich bis fingerdicke Lagen und Schnüre von feinkristallinem Markasit.
11. Braune Schiefertone.
12. 0,5 m Mergel mit starker Limonitumkrustung und mit vielen ausgezeichnet erhaltenen Pflanzenabdrücken durchsetzt, die von Frau Univ.-Dozent Dr. E. HOFMANN, Wien, bestimmt wurden. Diese Lagerstätte wartet auf eine Ausbeutung durch Phytopaläontologen! HILBER (1893) gibt eine Florenliste.
13. Gelbbraune, glimmerlose, feste Schiefertone.
14. 0,4 m Kohle und kohlige Mergel. Noch 1938 konnte man den im Weltkrieg vorgetriebenen Stollen besichtigen. Die Lagerstätte stellte einen ausgesprochenen Stubbenhorizont dar. Markasit in wurstförmigen Formen, teils ziemlich frisch, teils Eisenhydroxydpseudomorphosen.
15. Fette, graue, ungeschichtete Feinsttone, ins Hangend allmählich kohliger werdend.

Die Kohlenlagerstätte durchzieht das Kumberg-Ebersdorfbecken in Form eines ungefähr 1 km breiten grundgebirgsnahen Saumes.

Bei Gehöft Bürstinger, am zweiten Weg, der nach N rechts abzweigt, stehen am Weg wieder graue Feinsttone an, im Hangend durch braune, resche Grobsande überdeckt.

In diesem Abschnitt liegende Brunnen und artesische Bohrungen auf Wasser liegen alle im H_2S -führenden Ton. Sobald die grundgebirgsnahe, pannone Facies aufhört und die feinen Ablagerungen des pannonen Beckens beginnen, führen die Brunnen genießbares Wasser. Umgekehrt kann man aus den hydrologischen Verhältnissen auf die Verbreitung der grundgebirgsnahen pannonen Fazies im Untergrund schließen.

Bei Fr. Dir. KREML, Kumberg N wurde das Brunnenwasser von der landwirtsch. chem. Untersuchungsanstalt in Graz unter-

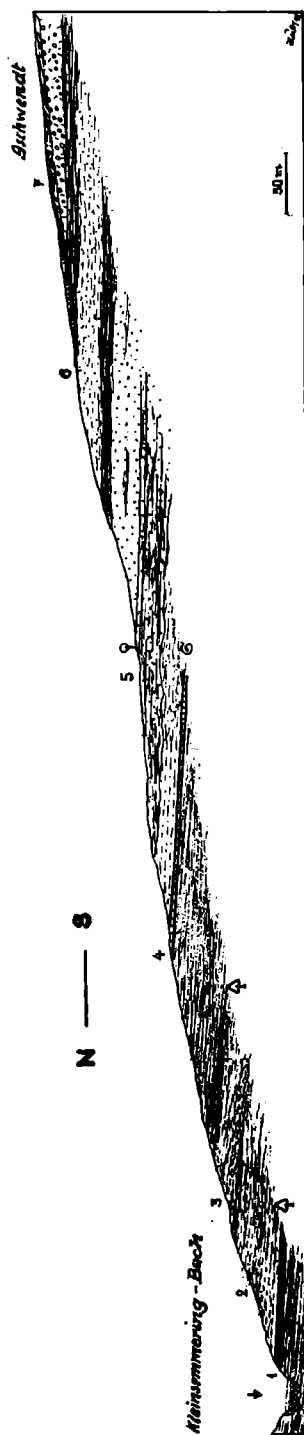


Abb. 3. Profil durch den Wasserriß nordöstlich von Gschwendt. (Erklärung im Text.)

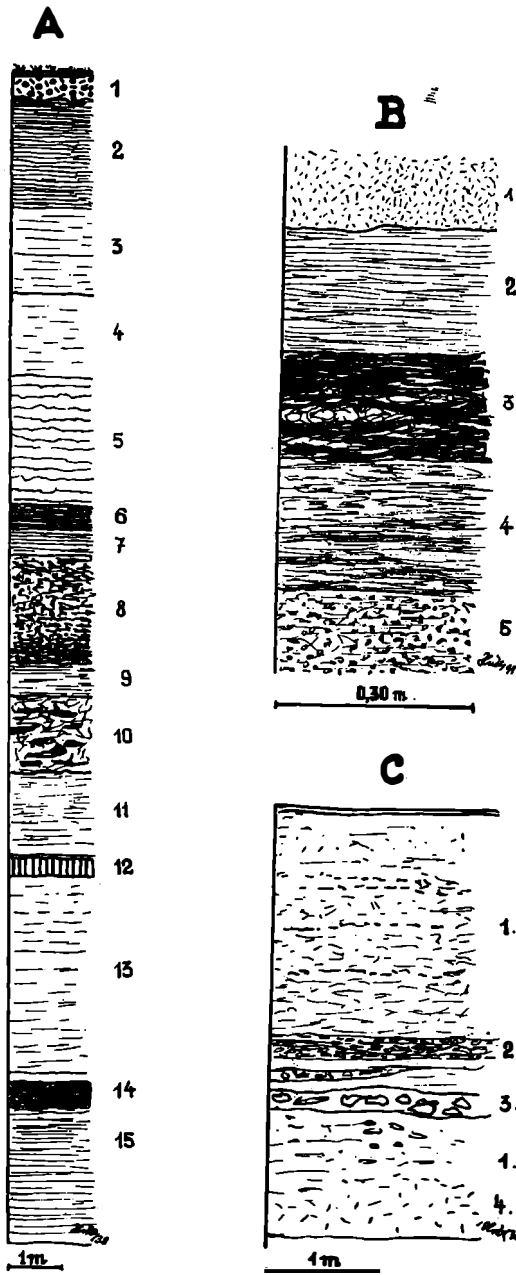


Abb. 4.

A: Profil aus dem Hofgraben bei Kumberg. (Erklärung im Text.)

B: Detailprofil aus A, 6: 1. Hellgrüne plastische, feuerfeste Tone.

2. Blaugrauer Hangenton.

3. 0,25 m Kohle mit einem Einfallen von 6 bis 7° nach S. 4. 0,3 m dunkelgrauer kohligter Ton. 5. Geröllführender toniger Kristallinschutt, stellenweise etwas sandig.

C: Aufschluß in quartärem kristallinem Hangschutt. Einmündung des Hartbaches westlich Brücke, P. 467, Kumberg—O. 1. Graubraune quartäre Tegel. 2. Brauner glimmerreicher Kristallinschutt. 3. Bank aus überkopfgroßen Quarzen, Glimmerschiefern etc. 4. Graue glimmerreiche Tone, ungeschichtet, mit massigem Kristallinschutt; vielleicht schon tertiäre Bildung?

sucht. Ergebnis: „Das Wasser ist getrübt und hat einen bräunlichgelben Bodensatz. Nach langem Stehen klärt sich das Wasser. Ein fremdartiger Geruch und Geschmack ist nicht wahrnehmbar.“

Chemische Untersuchung:

In 1 Liter sind in Milligramm enthalten:

Abdampfrückstand (bei 100°) 292,2.

Chlor 2,4.

Ammoniak nicht nachweisbar.

Salpetrig. Säure nicht nachweisbar.

Salpetersäure kaum nachweisbar.

Eisen reichlich vorhanden.

Mangan in Spuren vorhanden.

Kalziumpermanganat 23,2.

Mikroskopische Untersuchung:

Der Bodensatz, der sich zum Teil beim Stehen des Wassers an der Luft abgesetzt hat, enthält hauptsächlich stark eisenoxydhaltigen Detritus, daneben noch etwas Sandteilchen.“

Das oben Gesagte gilt für die meisten Brunnen am Grundgebirgsrand in der dortigen Gegend.

Die Verhältnisse im Gebiet von Ebersdorf sind in ihrer faziellen Ausbildung den Kumberger Sedimenten analog.

In Kickenheim NO von Ebersdorf stehen Kohlen bei vlg. „Weißenböck“ (Ostermann-Stall) an.

Im Hinterholzgraben sind Serien von feinsttonigen Schichten aufgeschlossen, die ein 0,5 m mächtiges Flöz enthalten. Die Schichten liegen fast söhlig, ein Einfallen nach SO ist kaum bemerkbar.

Die im Weltkrieg betriebenen Schürfe sind vollständig verrutscht. Das Hangend der höchsten Schiefertone bilden äquivalente Grobshotter des „Kapfensteiner Schotterzuges“, der noch vor Erreichung des Kristallinrandes sein plötzliches Ende findet (Abb. 5, B).

An einigen Stellen kann man die Beobachtung der Tongeröllbildung in lockeren, tonig-sandigen Schichten machen (Abb. 5, A).

SUTER (1926) beschrieb ausführlich die Geröllbildung aus Tonen aus Südamerika, welche Beobachtungen beinahe auf vorliegende Verhältnisse übertragen werden können. Es sind eigentümlich oval bis schwach gerundete, bis 0,5 m große, weißliche Mergelknuern, die durch Transport entstanden sind. Ein eigentlicher Zerreibungsschlamm ist nicht vorhanden. Der Transportweg muß sehr kurz gewesen sein. Von einem ehemaligen mergeligen Steilufer wurden mächtige Stücke abgebröckelt, die rasch durch schnell fließendes Wasser kurze Strecken verfrachtet wurden. Dieser Vorgang geschieht auch heute noch rezent an Seeufer-Flußmündungsstellen.

Analoger Bildung sind teils die Tongallen in der germanischen Trias, wie der Verfasser in manchen Buntsandsteinbrüchen, zum Beispiel des Schwarzwaldes, Gelegenheit hatte zu beobachten. An einigen Stellen kann man die Aufarbeitung der pannonen Tegelmassen, beziehungsweise das „Versinken“ in den schlammigen Massen gut beobachten. Der Schuttkegel baut sich deltaförmig aus dem SW vor. Die Geröllgröße ist durchschnittlich faust- bis doppelfaustgroß; hauptsächlich sind es gut abgerollte Quarze, Kieselschiefer, Lydite, kristalline Gesteine und recht häufig Eruplivgesteine von hellem, beziehungsweise dunkelrotbraunem bis schwarzem Aussehen, ebenso grüne und violette Konglomeratgerölle von mesozoi-

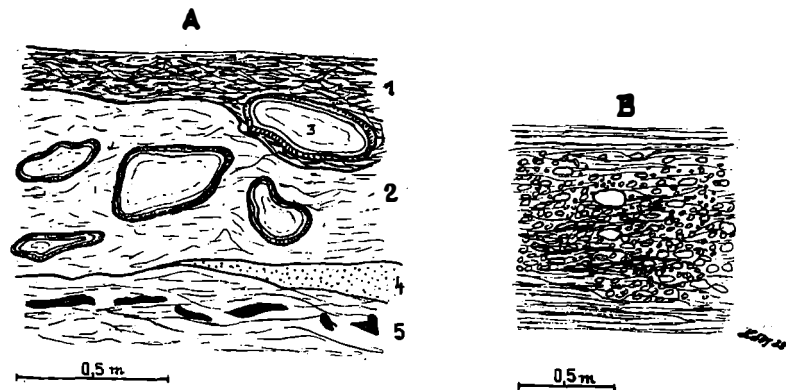


Abb. 5.

A: Hinterholzbach bei Ebersdorf: 1. Schlecht geschichtete braune Tegel. 2. Braune sandige Tone, stark limonitisch. 3. Darin eingebettete weißliche Mergelknauern, schwach abgerollt, mit LIESEGANGSchen Diffusionsringen, deren Eisenlösungen aus 2. sekundär eingedrungen sind.

B: Aufschluß bei Feldbauer, Ebersdorf—SO: Ende des „Kapfensteiner Schotterzuges“ in der Nähe des Grundgebirgsrandes.

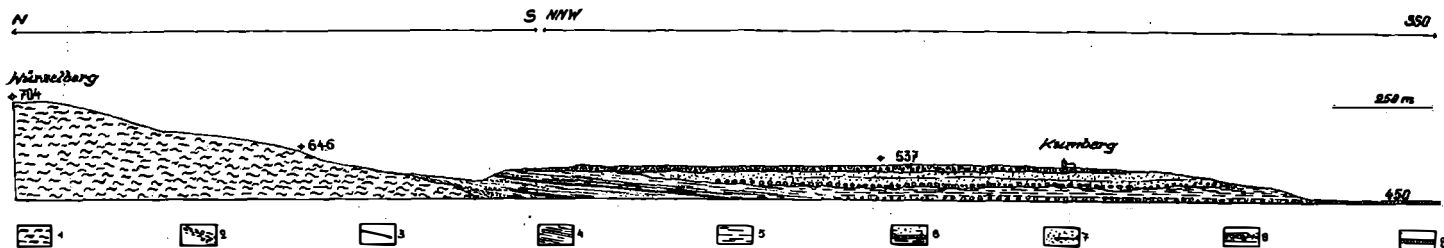


Abb. 6.

Profil durch den Nordrand des jungtertiären Beckens von Kumberg.

1. Kristallin des Grundgebirges.
2. Kristallinschutt (unterpannon).
3. Kohlenflöze mit 6 bis 7° S-Fallen.
4. Unterpannone Feinsedimente (grundgebirgsnahe Fazies).
5. Unterpannone sandige Tegel (Beckenfazies).
6. „Kapfensteiner Schotterzug.“
7. Mittelpannone sandige bis kleinschottrige Sedimente mit örtlichen Tonlagen versetzt.
8. Zu Terrassensedimenten aufgearbeitete mittelpannone Grobschotterlagen.
9. Alluviale Schlick- und Torfmassen, im Untergrund Schotter.

schem Typus, Kreidegerölle, wie feinkörnige grüne Sandsteine und Breccien. Der „Kapfensteiner Schotterzug“ läßt sich gut über Rabnitz zur Köchermühle verfolgen; P. 502 Wolsdorf trägt eine Haube aus denselben Schottern. Das Hangende des Ebersdorfer Bergrückens bilden mittelpannonische Schotter- und Sandmassen mit eingelagerten Tegelablagerungen.

Die tiefsten Sedimente werden durch die faziell grundgebirgsnahen Pannonserien gebildet, die fast überall kohleführend auftreten. Das Einfallen dieser Sedimente ist im Kumberger Gebiet 6 bis 7° nach S (Abb. 6).

Die südlich anschließenden Tegel- und Schottermassen (Kumbergrücken: Hierhold, Kumberg) bestehen aus graubraunen, meist schlecht geschichteten Tonen mit rostgelben Reschsanden, in die feintonige Lagen, lokal und rasch auskeilend, eingeschaltet sind.

In diese Sedimente sind wieder Grobschotterlagen eingeschaltet, die Äquivalente des „Kapfensteiner Schotterzuges“ darstellen. Alle diese Schichtkomplexe liegen söhlig.

Die Diskordanz zwischen den grundgebirgsnahen unterpannonen Kohlschichten und den höherpannonen (mittelpannonen) Sedimenten liegt zwischen Hierhold—Rabnitz einesteils und Krempf—Kumberg andernsteils. Die Änderung in der Schichtausbildung ist ziemlich auffallend.

Am Grundgebirgsrand bei P. 525 an der Kreuzung der beiden Hohlwege sind braune, resche Sande aufgeschlossen, die Lagen von faustgroßen ungerundeten Quarzen, mit Grundgebirgsschutt vermischt, enthalten.

Es sind — mit Ausnahme des Schuttes — dieselben mittelpannonen Sedimente, die in Kumberg, Friedhof SW in der Sandgrube aufgeschlossen sind: Fein- und Grobsande mit Andeutung von Kreuzschichtung.

Alle Anzeichen deuten auch hier auf tektonische Änderungen gerade an der Wende Unter- und Mittelpannon.

Nördlich der Hofmühle in einem Wasserriß fand sich ein abgerollter Quarzblock (0,7 m Ø), wie bei „Mühlhans“ in Kleinsemmering. Sie scheinen herabgeschwemmte Überreste einer mittelpiozänen Terrassenbedeckung (s. Birchbaumersattel, Weiz-NW) im Grundgebirge zu sein!

4. 6. Das Becken von Niederschöckel

Die geologischen Verhältnisse in dem letzten grundgebirgsnahen Becken vor Graz sind ähnliche wie im Kleinsemmeringer Kohlenbecken.

Der Nordrand wird aufgebaut aus eintönigen Serien von Granat-Stauroolith-Glimmerschiefern der zweiten Tiefenzone. Im Hangend liegen mitteldevonische kristalline Schöckelkalke. Diese ausgezeichnet gebankten hellblaugrauen Kalke bauen die Berge im Westteil der Nd.-Schöckel-Tertiärbucht auf. Im Hangend setzen die Phyllitserien der Platte und des Linneck ein.

Die Roterdebildungen: Soweit Kalke liegen, kam es zu ehemals ausgedehnten Roterdebildungen, wie sie noch bei „K.O.“ nächst dem „Bachwirt“ anstehen. Beim Straßenbau an der Straße zur Volksschule Nd.-Schöckel wurden 1938 Roterdebildungen mit Kalkstückchen aufgedeckt, die das Liegend der pannonen braungrauen Bröckellone bildeten.

Das Unterpannon: Der westliche Riedel, der die Ortschaft „Höf“ und die Volksschule trägt, und der östliche Ausläufer mit dem Ort Niederschöckel mit Gemarkung „Wetterturm“ sind größtenteils von unterpannonen Sedimenten aufgebaut.

Das Liegend bilden hellgraue bis hellbraune, bröckelige Tone, die man mittels Geländebohrern in der Basis des „Höf“-Riedels findet und die die gleichen sind wie die Tone an der Straße beim Bachwirt.

Darüber folgen graue bis blaue sandige Tone, die sehr reich an organischen Substanzen sind und im Hohlweg 300 m westlich der Volksschule anstehen. Sie gehen ins Hangend in feinste, glimmerreiche, grau-blaue Tone über, die im lokalen Bezirk einen Kohlehorizont führen.

Etwa 100 m südlich des Hohlweges hinauf zur Volksschule finden sich im Wald verfallene Schurfstollen.

Mittels Geländebohrer (1,4 m) konnte der Kohlenhorizont vom Hohlweg ab bis etwa 350 m nach S verfolgt werden.

Brunnen bei den Häusern von „Höf“ sollen in kohleführenden Tegeln niedergebracht worden sein (H_2S -Geruch!).

Bei P. 460 ist von Kohle jedoch nichts mehr zu bemerken. Die östliche Bergseite ist durch Hangrutsch verlegt.

Die Flözmächtigkeit beträgt bis 0,25 m. Die Flözkonstanz ist nicht durchgehend gleich sondern wechselt stark. Das kohlige Material wird stellenweise sapropelartig; ein Abbau mit heutigen Mitteln lohnt sich nicht.

Einige Dezimeter über dem Hauptflöz liegt ein noch weniger horizontbeständiges, geringmächtiges zweites Flöz. Im hellgrauen, sehr kalkhaltigen Bindemittel fanden sich unter anderem Landschneckenreste.

Planorbis sp.

Helix sp.

Schalenfragmente von *Unio* sp.

Fischschuppen, Fischstachel.

Betula makrophylla, Blattabdrücke.

Glyptostrobis europaeus BR., Zweiglein.

Stratigraphisch, faziell und sedimentpetrographisch ist der Kohlenhorizont und sein Zwischenmittel ein Äquivalent der Kohlenlager von Kleinsemmering, Kumberg und Radmannsdorf (Weiz NW), der Kohlenlager am Grundgebirgsrand zwischen Graz und Weiz.

Über den kohleführenden Schichtstößen setzen noch etwa 10 bis 15 m braune, eckig bröckelnde Tegel ein, die einem anderen Sedimentationszyklus angehören, wahrscheinlich der Basis des Mittelpannon, denn in sie bereits eingeschaltet — im Hangend ausschließlich — finden sich schon die Äquivalentschotter des „Kapfensteiner Schotterzuges“.

Die kohleführenden Schichten fallen mit 5 bis 8° nach SO ein und bilden eine ausgesprochene Winkeldiskordanz zu den mittelpannonen Sedimenten. Diese Feststellung hat auch für die morphologische Gliederung des umgebenden Berglandes größte Bedeutung.

Eine Verlängerung der Schichtausbisse greift über alle Flächenreste der näheren und weiteren Umgebung weg. Es kann daher keine älteren als altpliozänen Rumpfflächen im Schöckelgebiet geben.

Die Gründe WINKLERS (1940) sind auch für die lokalen Verhältnisse zwingend. Wegen des SO-Einfallens treten die kohleführenden Schichten am Osthang des „Höf“-Riedels nicht mehr aus, sondern tauchen unter das Alluvial.

Westlich von Nd.-Schöckel, Wetteturm-Schloß, P. 497 W, dort, wo der Weg in den Obstgarten bei den drei Silos einmündet, beißen die kohleführenden Schichten nocheinmal aus, scheinbar durch eine N—S im Alluvial verlaufende Störung gehoben. Der Aufschluß zeigt ungeschichtete braune und blaue Tone mit etwa 0,15 m Kohlenmächtigkeit. Das Mulden-tiefste des Kohlenbeckens liegt also im Höhenrücken unter der Volksschule.

Im Hangend liegen weiter graue Sande, die in braune Bröckeltone übergehen, und darüber quartäre Terrassenlehme mit Quarzschottern (\varnothing 2 bis 3 cm).

Die kohleführenden Serien ziehen sich um den Riedel unter „Holzschuster“ hindurch und vertauchen im Nadischgraben.

Im Graben südwestlich von „Humpelbauer“ treten nochmals kohleleere unterpannone Tegel auf.

Diese Serie von kohleführenden Schichten ist von folgenden Sedimenten durch Diskordanz getrennt:

Es treten plötzlich Grobschotter bis über Doppelfaustgröße auf. Die Geröllfamilien bestehen meist aus Quarzen, aus Kristallin der ersten und zweiten Tiefenzone (Gleinalm), aus Quarziten, Konglomeraten etc. Kalkgerölle fehlen bezeichnenderweise.

Die Zufuhr dieser Schotter scheint aus dem NW gekommen zu sein. Sie haben sich in tiefen Rinnen in die weichen, kohleführenden Schichten eingegraben (Niederschöckel, Rücken der Volksschule). Dieselben Schotter treten auch am Riedel unter Wetteturm auf, ebenso östlich von „Niederschöckel“ des Aufnahmeblattes 1:25.000. Es sind Äquivalentschotter des „Kapfensteiner Schotterzuges“.

Die Schotter nehmen stellenweise durch oberflächliche Lagerung, Verlehmung etc., vielleicht auch durch Umarbeitung im Jungpliozän-Altquartär quartären Charakter an, beziehungsweise sind oberflächennah durch Vorgänge wie Hangkriechen verändert.

Die leichte Angreifbarkeit der Glimmerschiefer führte seit der Miozän-Pliozän-Wende zu Massen von Verwitterungsprodukten, die teilweise unter pannoner Sedimentdecke — bisweilen erst quartär freigelegt — sich gut erhalten haben.

Gerade das Nd.-Schöckelbecken in seiner pannonen Abgeschlossenheit bot gute Gelegenheit zur Untersuchung von Übergängen: Granatglimmerschiefer in Ton, deren geochemische Ergebnisse eine Entstehung im wahrscheinlich semiariden Klima für wahrscheinlich machen (HÜBL 1941 a).

Das Mittelpannon: (Schematisiert für das Gebiet Nd.-Schöckel, Maria-Trost, Graz NO).

Mit einer Winkeldiskordanz von einigen Graden folgen über dem Unterpannon etwa 10 bis 15 m mächtige, kreuzgeschichtete Feinsande mit lokalen Tonbändern. Ein Haupthorizont streicht entlang der 500 m Isohypse durch, auffallend im Gelände durch die durchlaufende Rutschungszone.

Scharf transgredierend folgt ein Grobschotterzug (Geröll bis \varnothing 5 cm), der viel Kristallinmaterial führt. Das Kristallin stammt größtenteils aus dem W und SW des Kristallinen Grundgebirges der Umrahmung der steirischen Buchl.

Im Hangend des Schotterzuges liegen sandige Tegellagen.

In 520 m folgt wieder ein kleinerer Schotterzug, der ebenfalls im Profil von Tonlagen untergeordneter Bedeutung und sandigem, braunem reschem Kies abgelöst wird.

Von hier ab stellt das Profil eine bisweilen rasch wechselnde Serie von Grobsanden und Kleinschottern mit eingeschalteten Grobschotterlagen dar.

In einer Höhe von 550 m setzt ein Kristallinschotterzug ein, der durch die besondere Zusammenstellung seiner Geröllfamilien auffällig und gut im Gelände verfolgbar ist. Es sind in der Hauptsache Quarz- und Kristallingerölle, letztere aus dem Stubalpengebiet, wenig aus dem Gleinalmgebiet. Etwa 10% Kalkgerölle erleichtern sein Kartieren auch im verrutschten Gelände. Sie stammen aus dem Hochlantschgebiet, zum verschwindenden Teil aus den Südalpen.

Aus der Kainacher Gosau liegen Konglomerate und Sandsteine vor; Werfener Schiefer-Sandsteine und spezifische Eruptivgesteine (Felsitporphyre, Porphyrite und ? Dazite) führt der Verfasser auf eine Zufuhr aus dem SW her zurück.

Hier seien die Verhältnisse nur gestreift. Eine dringliche petrographische Bearbeitung der Schotter wurde bis jetzt nicht durchgeführt. Sie ist bereits vom Verfasser in Angriff genommen und bis nach dem Kriege zurückgestellt.

Dieser Schotterzug wiederholt sich in der M-Höhe von 580 m. Beide Schotterzüge liegen zum Teil außerhalb der Kartenskizze. In etwa 590 m ziehen mächtige, feinsandige braune, eckig-brechende Tone durch, die im Hangend von faustgroßen Schottern mit wenig Kristallinmaterial und keinen Kalkgeröllen beschossen werden. Die meisten der Schotterzüge scheinen in unsymmetrischen Rinnen im jeweiligen Liegend eingeschüttet zu sein.

Die offene pannone Sedimentfüllung südlich des Grundgebirgsrandes

4. 7. Das Gebiet südlich von Weiz

Die unteren reintonigen, pannonen Sedimente des Höhenrückens Götelsberg am Grundgebirge gehen allmählich in sandig-tonige Sedimente über, die an der Basis des Hocheck-Breiteckzuges aufgeschlossen sind. Die Faziesänderung ist: Tonig-sandig, sandig-schottrig von N nach S der Beckenmitte zu.

Über den tieferen Untergrund zwischen Weiz und Gleisdorf ist biher wenig bekannt geworden.

Seit Jahrzehnten führt Brunnenmeister OSWALD, Gleisdorf, Bohrungen aus. Seine mündlichen Angaben wurden von Dr. RITTLER, Graz, gesammelt:¹⁾

1. Bohrung Unterfladnitz, östlich der Eisenbahnstation, 94,00 m.
Artes. Brunnen. Druck bis 2.50 unter Oberfläche.
30,00 m blauer Tegel, hart,
4,00 m weicher blauer Sand, Wasser,

¹⁾ Für die Erlaubnis zur Veröffentlichung danke ich Herrn Dr. RITTLER (Techn.-Geolog. Fachstelle der Reichsstatthalterei Steiermark).

- 34,00 m blauer Tegel mit Stein,
3,00 m grauer Sand, fein, Wasser,
bis 84,00 m blauer Feinsand.
2. Bohrung St. Ruprecht a. d. Raab, Kreuzung N der Kirche, wurde von einem 12,00 m tiefen Brunnenschacht aus 40,00 m tief gebohrt. (12,00 m Brunnenschacht),
15,00 m blauer Feinsand ohne Wasser,
4,50 m grauer Tegel, ziemlich hart.
bis 40,00 m (62,00 m) weicher, blauer Sand, Wasser.
3. Bohrung St. Ruprecht a. d. Raab, Weizelmühle, Kreuzung N der Kirche.
Art s. Brunnen, 67,00 m.
4,00 m gewöhnlicher Boden (Lehm),
3,00 m grober Schotter, Kindskopfgröße,
3,50 m grauer Feinsand, ohne Wasser,
2,50 m blauer Feinsand, etwas Wasser,
16,00 m grauer Tegel, hart,
2,00 m weicher, grauer Sand, etwas Wasser,
4,00 m blauer Sand, stärker wasserführend,
bis 67,00 m blauer Sand, nach unten abwechselnd fein und gröber werdend.
4. Bohrung St. Ruprecht a. d. Raab, bei Saibold, südlich der Kirche. Artes. Brunnen, 27,00 m. Liefert jetzt bei stark gedrosseltem Ausfluß 0,6 l/sek., hatte ursprünglich mindestens 5,00 m Druck über Oberfläche.
5,00 m gewöhnlicher Boden,
2,00 m grober Schotter, Faustgröße, Grundwasser,
3,00 m grauer Sand, Wasser,
4,00 m grauer Tegel,
bis 24,00 m blauer Sand, nach unten gröber werdend (bis erbsengroß) und immer stärker wasserführend, im Sand schmale, tegelige Lagen.

In St. Ruprecht laufen insgesamt 20 bis 25 artesische Brunnen aus Tiefen zwischen 25 und 65 m. Eine gegenseitige Beeinflussung ist durch die späteren Bohrungen feststellbar (Nachbohrungen), jedoch nicht übermäßig groß.

Bis Wolfsdorf im Raabtal abwärts finden sich ähnliche Verhältnisse.

5. Bohrung Schloß Stadel (oberste Bohrung im Raabtal). Artes. Brunnen, 27,00 m.
5,00 m grauer, tegeliger Boden,
4,00 m Schotter, Hühnereigröße, Grundwasser,
4,00 m grauer Sand, ohne Wasser,
4,50 m grauer Tegel, hart,
bis 27,00 m blauer Sand, fein, nach unten immer gröber werdend (bis erbsengroß) und stärker wasserführend.
6. Bohrung Schloß Freiberg, von 24,00 m tiefem Brunnenschacht aus wurden 9,00 m gebohrt, artes. Wasser fließt in den Brunnen ein. Ab 24,00 m grauer Sand mit Wasser (Tegelzwischenlagen?).
7. Bohrung Ziegelei nördlich von Gleisdorf, von einem 6,00 m tiefen Brunnenschacht aus 5,00 m gebohrt. Artes. Brunnen, Einfluß im Brunnenschacht. Bohrung: Grauer Sand mit 30 bis 40 cm Lagen von bis hühnereigroßem Schotter, Sand (Kies bis erbsengroß), Wasser.
8. Bohrung Gleisdorf beim Gasthof Schlotter, von 8,00 m tiefem Brunnenschacht aus 6,50 m gebohrt.
Bohrung: Weicher grauer Sand, ohne Wasser:
2,00 m gelber Lehm, hart,
4,00 m Sand, Wasser.
9. Gleisdorf, Bohrung Hartbergerstraße, von 7,00 m tiefem Brunnenschacht aus 83,00 m gebohrt.
25,00 m grauer Tegel,

- 4,50 m blauer Sand, etwas Wasser,
 7,00 m blauer Tegel, weich,
 bis 83,00 m blauer Sand, nach unten abwechselnd fein und grob.
10. Gleisdorf, tiefste Bohrung 125,00 m im Tal Köberl.
 4,00 m gewöhnlicher Boden,
 3,00 m grober Schotter,
 25,00 m gelber Lehm, hart,
 15,00 m grauer Tegel,
 20—25,00 m grauer, leichter Sand,
 3,25 m Stein (hart, grau),
 3,50 m grauer Sand, etwas Wasser.
 bis 125,00 m blauer Sand, abwechselnd fein und grob.
- Allgemein in Gleisdorf: 4,00 m bis 5,00 m gewöhnlicher Boden, Lehm,
 3,00 m bis 4,00 m Schotter, fein und grob,
 8,00 m bis 10,00 m grauer Tegel,
 ab ungefähr 19,00 m bis 21,00 m grauer Sand, nach unten in blauen
 Sand übergehend (abwechselnd gröber werdend und stärker wasser-
 führend).

In Gleisdorf ungefähr 120 artesische Brunnen, vielfach in Brunnen-
 schächte einlaufend, durchschnittlich 30 bis 45 m tief.

11. Pichlamühle, westlich Gleisdorf, artes. Brunnen 40,00 m, schwach,
 schematisch:
 4,00 m Lehm,
 3,50 m Schotter,
 5,00 m grauer Tegel, hart,
 bis 40,00 m Sand bis erbsengroß, noch Wasser.

Aus den ziemlich allgemeinen Bohrdaten läßt sich jedoch gut auf
 Grund der Erfahrungen des Verfassers im Gebiete zwischen Raab und
 Oberilz (HÜBL 1941 d) folgendes feststellen:

Mit zunehmender Teufe ist ein Feinerwerden der Sedimente zu beob-
 achten. Es sind meist braungraue Schiefertone, die wahrscheinlich dem
 Unterpannon, und zwar seinen Basislagen, entsprechen. Das Liegend bilden
 fast immer „graue und blaue“ feine Tegel und Sande, stellenweise von
 „Steinlagen, hart, grau“ unterbrochen.

Es sind nichts anderes als die obersarmatischen Kalkmergelbänke.

Der Verfasser hatte in den Jahren 1935 bis 1938 Gelegenheit, die
 Bohrungen im oberen Ilztal zu überwachen, die im Unterpannon und
 Stoß-Obersarmat niedergebracht wurden und ähnliche Resultate lieferten.

Im Höhenrücken zwischen Raab- und Ilztal treten obersarmatische
 Sedimente in einer Höhe von 400 m aus. Die östlich gelegenen Schichten
 zeigen ziemlich konstantes Einfallen nach NO.

Wie ich bereits (HÜBL 1938) feststellen konnte und auf der Manuskript-
 karte festlegte, sind die westlich gelegenen Schichten des Unter- und
 Mittelpannon (Gleisdorf O) durch Verstellungen von den östlichen ge-
 trennt, die annähernd NNW—SSO laufen.

Sie sinken mit einigen Graden — in einer großen Flexur nach W
 einfallend — unter die Schottermassen des mittleren und höheren Pannon
 des Gebietes Graz—Gleisdorf. Aus den Ausbissetellen des Sarmats in Groß-
 pesendorf und den Bohrdaten im Raabtal läßt sich die Flexur mit 2 bis 5°
 konstruieren.

Das Mittelpannon des Breitecks und seiner Umgebung setzt unver-
 mittelt mit feingelben Sanden ein, die ins Hangend in ausgesprochene

klein- bis mittelgroße Schottermassen übergehen, die im Jungpliozän stark aufgearbeitet und stellenweise verlehmt wurden.

Im Graben westlich Hocheck sind tiefpannone Tegel mit Kohlen-schmitzen aufgeschlossen. Die Übergangsschichten zeigen stellenweise starke Aufarbeitung (Abb. 7, A). Phytopaläontologisch interessant ist die Tatsache, daß Lignitstücke, die in die Feinsande eingeschwemmt wurden, starke sekundäre Verkieselungserscheinungen aufweisen.

Die Schotterzüge des Breitecks und Hochecks sind jedoch von denen des Göttelsbergzuges sowohl petrographisch als auch Form und Größe nach verschieden. Die Aufschüttung der mittelplozänen Schotter des Hocheckzuges ist wahrscheinlich aus südwestlicher Richtung (südlich des Steinberges) erfolgt, während ich für die lokalen pannonen Göttelsberger Schotter als Zufuhrstrecke den Kristallinsattel zwischen Gutenbergs und Steinberg annehme.

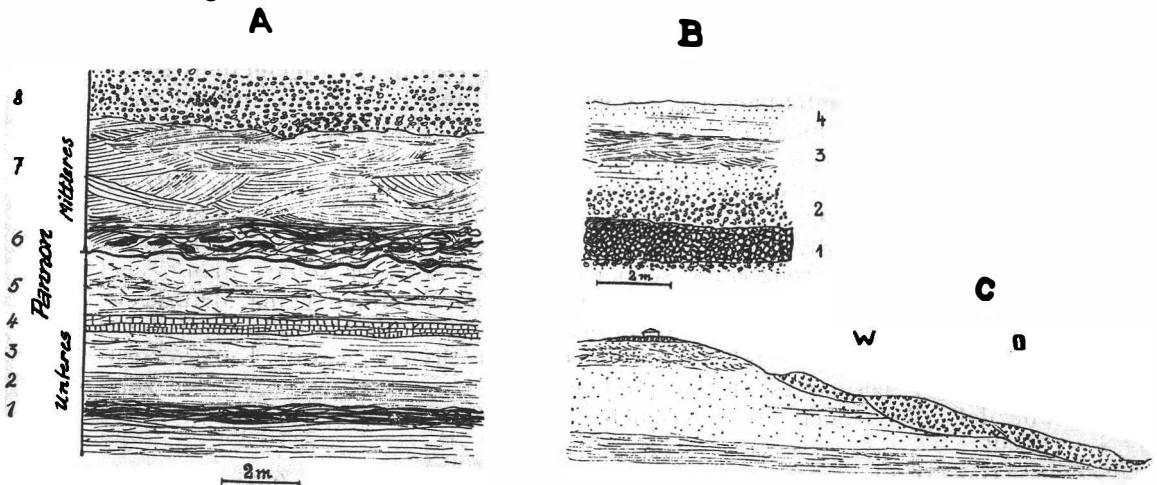


Abb. 7.

A: Graben westlich Buheck. Graubrauner Schieferen mit Hangendkohle. 2. Brauner Schieferen. 3. Blauer Ton. 4. Hellbraune Kalkmergelbank. 5. Grauer Tegel, kaum geschichtet. 6. Erosionsdiskordanz: Aufgearbeitetes Kohlenflöz mit teilweise silifiziertem Lignit. 7. Kreuzgeschichtete gelbe Mehlsande. 8. Kleinschotter, meist Quarze, Pegmatite, Sandsteine.

B: Mitterprellersberg, bei den letzten Häusern: 1. Nagelfluhbänke mit Ca-Bindemittel. 2. Quarzschotter. 3. Mittelpannone Feinsande. 4. Tonige Feinsande.

C: Bauchenberg/St. Ruprecht a. d. Raab, P. 492. Über tegeligen Komplexen: Mittelpannone, glimmerreiche Mehlsande als Hangend, schottrig. Mit Erosionsdiskordanz: Grottschotter, bis faustgroß, mit viel flachgeschliffenen Kalkgeschieben. — Der Osthang vollkommen verrutscht.

4. 8. Das Schottergebiet im Dreieck Gschwendt—Eggersdorf—St. Ruprecht a. d. Raab

Der „Kapfensteiner Schotterzug“ läßt sich zwischen „Schneiderfranz“ (Kumberg O) und Eggersdorf gut verfolgen, obwohl er besonders an den Hängen stark verrutscht ist.

Im Wasserriß unter dem „r“ von Bierleiten sind gute Aufschlüsse (Abb. 8, A); v. H. i. L.:

1. Feinsande und schmale Tegelschmitzchen (unter dem Gehöft „Alma“ aufgeschlossen).
2. Grauer Tegel, schichtig, feinst.
3. Kreuzgeschichtete, weißgelbe Mehlsande mit Kleinschotterlagen.
4. Kleinschotter.
5. Sandige, braune Tegel.
6. Mittelpannone Folge: Bröckelige, tonige, braune Sande.
7. Grobe Kristallinschotter bis Kopfgröße.
8. Rostbraune Feinsande mit wenig Quarzschottern.
9. Graubraune Reschsande.
10. Graue Feinsande.
11. Unterpannone Sedimentfolge: Graugrüne Tone mit viel weißlichen Kalkausscheidungen.

Südöstlich von Bierleiten, P. 473, „Bindersteffel“, ist eine Schottergrube in die pliozäne Terrassenkante eingesenkt: Die Schotter (\varnothing 0,25 dm) wechseln mit Grobsandlagen. Die Schichtkomplexe zeigen oberflächennah starkes Hakenwerfen und Hangkriechen. Ein Einfallen nach O ist sehr schwach.

Bis zum Alluvialboden befindet sich der Hang in allgemeiner Bewegung. Das Bierleitenbächlein schickt im Alluvial zwei deutliche Etagen in den flachen Hang. Da die Etagen in den Rutschungen liegen, müssen diese bereits diluvial angelegt worden sein.

Der „Kapfensteiner Schotterzug“ läßt sich ununterbrochen bis Kotzersdorf verfolgen. Bei Schloß Dornhofen und besonders im Faustergraben gibt er zu gewaltigen Rutschungen Anlaß, die sich bis zu 10 m hohen Abstürzen beim Kreuzbauer steigern. Überall setzt er scharf über Tegel an und hört ebenso plötzlich auf. Das Hangende bilden gelbe Mehlsande.

In den „Kapfensteiner Schotterzug“ eingesenkt, ihn durchbrechend oder darübergehend, läßt sich ein Grobgeröllhorizont mit Kalken feststellen, der besonders gut bei Kotzersdorf N aufgeschlossen ist; er zeigt an, daß die Oberfläche zwischen Unter- und Mittelpannon ein Relief besaß.

Der Hohlweg, der in den Hang eingeschnitten ist, zeigt folgendes Profil (Abb. 8, B): v. H. i. L.:

1. Braune Sande.
2. Tegel.
3. Kristallingerölle bis Faustgröße, ohne Kalke.
4. Kristallingerölle bis Faustgröße, mit wenig Kalken.
5. Kristallingerölle bis Faustgröße, mit viel Kalkgeröllen (etwa 10%).
6. Kreuzgeschichtete gelbbraune Feinsande.
7. Braune Sande.
8. Graue, braune Tegel, stellenweise sandig.
9. Kalkmergelbänke.
10. Graue Reschsande.
11. Braune Tegelschiefer, sehr kalkreich.

Die Kalke in 4 und 5 scheinen in der Hauptsache devonische Hochlantschkalke mit wenig mesozoischem Kalkmaterial zu sein.

Hornsteinkalke, Lydite, Kieselschiefer und quarzporphyrartige Eruptiva sind massenhaft eingestreut, ganz abgesehen von violetten und grünen Werfener Konglomeraten, Tonbröckelchen, roten Grödener Sandsteinen und vielen Kreidekonglomeraten (Kainacher Gosau?). Ein serpentinartiges Gestein deutet auf Herkunft aus dem Gleinalmgebiet. Das Kristallinmaterial stammt zum größten Teil aus der Stubalm.

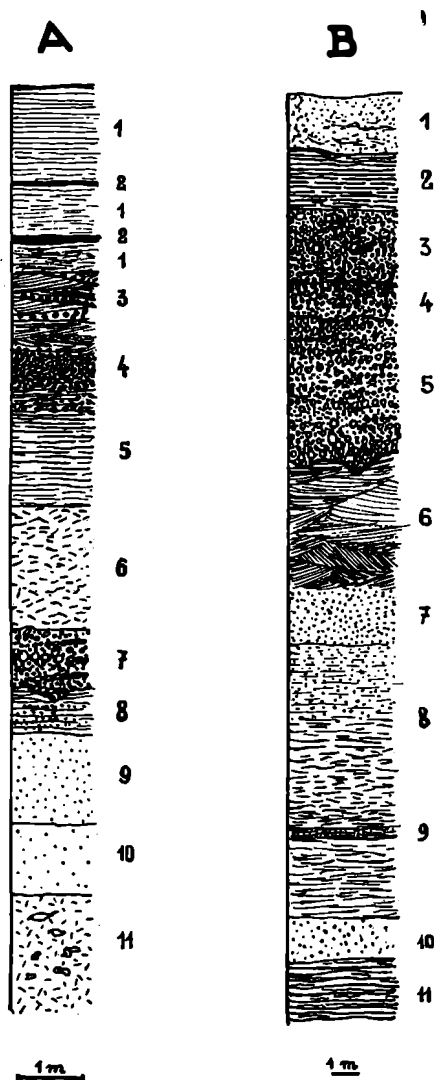


Abb. 8.

A: Graben nördlich Bierleiten.
 B: Eggersdorf, Kotzersdorf—NW.
 Hohlweg von den Häusern zu
 P. 514. (Erklärungen im Text.)

Manche Kalkgerölle zeigen starke Verwitterungserscheinungen, andere sind ganz frisch. Stellenweise kommt es zu nagelfluhartigen Verkittungen, beziehungsweise zur Kalkausscheidung aus den Klüften. Auffallend ist eine dachziegelartige Schichtung, die auf eine Materialzufuhr aus dem Sektor NW—SW hinweist, worauf auch aus der Verteilung der kalkgeröllführenden Schotterzüge geschlossen werden kann.

Eine petrographische Bearbeitung des aufgesammelten Schottermaterials muß der Nachkriegszeit überlassen bleiben.

Kalkschotter sind auch nördlich Eggersdorf aufgeschlossen. 12 m oberhalb des „B“ von „Ratschen-B.“ fand der Verfasser ein Triaskalkgeröll mit *Lithodendron*.

Diese Schotter verfestigen sich in Tragberg südöstlich P. 530 zu nagelfluhartigen Bänken. Der Rücken Wolfgruben und „Ehrenberg“ ist teilweise aus diesen kalkigen Schottern aufgebaut.

Ein Kalkschotterzug ist auch am Bauchenberg/St. Ruprecht—O aufgeschlossen, südlich P. 492 (Abb. 7, C). Über tieferpannonen, schwach geschieferten Tonen folgen mächtige Schichtkomplexe von mittelpannonen, glimmerrreichen, braungelben Kleinschotter- und Sandlagen. Eine nachpannone Störung verstellte diese Sedimente, die bei einem ONO-Fallen von 16° ein Streichen NNW 20° zeigen. Verfolgt man den Weg von Bauchenberg auf das Bucheck, so gelangt man über mittelpannone, sandig-tonige Ablagerungen, auf denen der „Karolinenhof“ steht, in eine höherpannone (? oberpannone) Schichtfolge. Es sind Sande, violett durch starke Fe- und Mn-Anreicherungen, die bei P. 505 am Weg Affenberg—Wolfgruben aufgeschlossen sind. Darüber liegen bis nußgroße Kristallinschotter, die im Walde Bucheck östlich in einer Sandgrube aufgeschlossen sind, und deren Hangendes durch eine geringmächtige Lage durch Eisenoxyde verkitteter Kristallinschotter gebildet ist. Es folgen weitere Kleinschotter, die durch eine verlehnte kleine Hochfläche abgeschlossen werden. Stratigraphisch stellt das Bucheck einen Rest der höherpannonen Schichten dar, auch morphologisch als höchste, jungtertiäre Erhebung weithin sichtbar.

In den mittleren pannonen Schottern wurde laut Jahresbericht Joanneum ein *Aceratherium*-Unterkieferrest gefunden: „Sandgrube bei Affenberg“. Infolge der vagen Ortsbezeichnung konnte die genaue stratigraphische Stellung nicht mehr ermittelt werden.

NO—O von Eggersdorf ist am Weg nach Urscha und an den Steilhängen der linken Talseite (ausgedehnte frische Rutschungen 1939—1940) ein Kristallinschotterzug aufgeschlossen: Anscheinend Äquivalente des „Kapfensteiner Schotterzuges“. Seine Geröllfamilien wechseln rasch von N (Eggersdorf) nach S (3 km) zum W. H. Kielhauser an der Reichsstraße.⁵⁾ Während nördlich am Hang noch Kalkgerölle bis über Faustgröße (!) auftreten, finden sich in der Kielhauser Schottergrube keine mehr. Doch sind hier die Kleinschottermassen durch kalkiges Bindemittel zu nagelfluhartigen Bänken verkittet.

Genauere Deutungen lassen sich erst nach einer petrographischen Durchmusterung der Gerölle machen.

4. 9. Das Schottergebiet westlich der Rabnitz (Bachwirt—„Altes Faßl“—Oberprellerberg)

Die Basissedimente zeigen auch in diesem Gebiet den Fazieswechsel im Unter- und teilweise auch im Mittelpannon von der tonigen, grundgebirgsnahen in die tonig-sandige Ausbildung des südlichen inneren Beckens.

⁵⁾ Die Schotterbänke fallen mit 8 bis 10° ein, was sich auch aus der allgemeinen Lage des gesamten Schotterzuges ergibt.

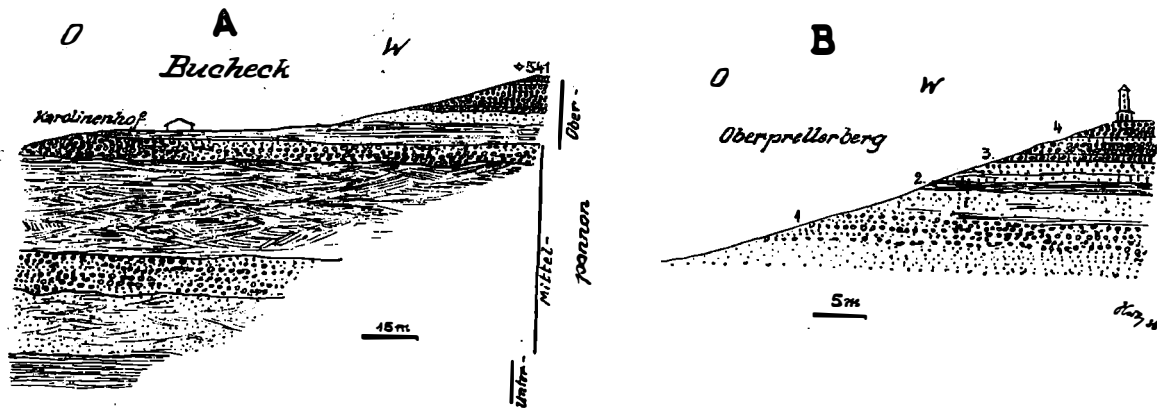


Abb. 9.

A: Profil (überhöht) durch das Bucheck Untere, mittlere und höhere Pannonserien.

B: Oberprellerberg (Graz—O, Maria-Trost). Mittelpannone Schichtfolge.

1. Kristallinschotter bis faustgroß, stark mit Grobsanden untermischt. 2. Graue Tegel bis sandige Tone. 3. Nagelfluhartiges Konglomerat mit kalkigem Bindemittel. 4. Grobschotter bis Faustgröße, mit ungefähr 15% Kalkgeröllen.

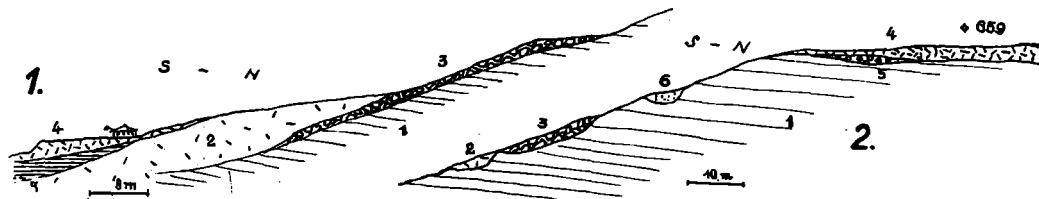


Abb. 10.

1. Profil Leska: 1. Schöckelkalk. Übergangszone. 2. Braunschutt. 3. Rotschutt, übergehend in „Eggenberger Bresche“. 4. Altdiluviale Lehme-Sande. 5. Pannone braune bröckelige Tone.
2. Profil Oberdorf + 659: 1. Wie 1./1. 2. Terra rossa. 3. Wie 1./3. 4. Pliozäne Terrassenbraunerden. 5. Konglomerate aus lokalen Geröllen. 6. Gelderde.

Die Trennung von Unter- und Mittelpannon geschah durch den gut ausscheidbaren „Kapfensteiner Schotterzug“, der in Wolkawien P. 507, Pflödl, Krempel und P. 504 austritt. Er liegt hier ungefähr 20 m höher als auf der gegenüberliegenden Seite des Rabnitztales. Teilweise ist diese Tatsache durch das normale Flußgefälle, teilweise durch die Rabnitzalstörung (WAAGEN, 1936) zu erklären, die sich auf weitere Entfernung durch besondere Geradlinigkeit auszeichnet.

Kristallinschotterzüge mit Kalkgeröllen treffen wir auf der Höhe zwischen dem „Alten Faßl“ P. 591 und Oberprellerberg. In Mitter- und Oberprellerberg (Abb. 7, B, Abb. 9, B) sind ausgedehnte Schotterkomplexe durch Ca-haltiges Bindemittel zu äußerst festen nagelfluhartigen Bänken zusammengekittet (Brunnengrabung Kasch, Oberprellerberg neben der Kapelle).

Durch kalkhaltige Wässer werden Gerölle in quartären Lehmen am Hang (unter dem „i“ von Wolkawien beim Bachwirt) mit Kalkkrusten überzogen.

Der Kalkgehalt in Form von Kalkgeröllen ist für die Landwirtschaft von großem Nutzen. Bilden sie doch ständige Zentren zur Abgabe von Ca-Ionen in den Boden.

Die Kalkgerölle hören plötzlich in den Schottern, die am Weg südlich zum NN. H. „Neues Faßl“ anstehen, auf (Schotter bis Doppelfaustgröße!).

Die Kalkgeröllfreiheit der meisten Schotter ist keine erworbene, sondern eine primäre.

Die schottrig-sandigen Sedimente zwischen den Grundgebirgsspornen Kumberg NO und Steinberg

Der Rücken östlich von Kumberg ist durch ein einziges ehemaliges Schotterdelta aufgebaut. Die Sandgrube Gottmannschmiede bei Pircha gewährt Einblick. Es sind Kristallinschotter von durchschnittlicher Nußgröße. Doch kommen auch einzelne Gerölle bis Faustgröße vor.

Die Schotter haben leichte Dünenschichtung, während die schmalen, sandig-tegeligen Einschaltungen ein leichtes SSO-Fallen zeigen. Außer viel Quarzen kommen noch „Grüngesteine“, Konglomerate, wenig Quarzporphyre und Stubalmkristallin darin vor.

Diese Schottermassen erfüllen die Senke bis zum Steinberg-Hohenkogel. Bei Radling an dem Höhlweg gegen Tiefenberg bei „Reiber“ Kogl/Mitterdorf NW liegen jungpliozäne Terrassenlehme über mittelpannonen Sedimenten. Die Entwässerung im Jungpliozän scheint am Grundgebirgsrand ziemlich rasch vor sich gegangen zu sein. Es kam zu turbulenten Strömungen, die in den weichen mittelpannonen Feinsanden regelrechte Orgeln auskolkten und diese mit Terrassenlehmen und zusammengeschwemmten Schottern und Sanden füllten.

Nachträgliche Fe-Infiltrationen verfestigten die eingeschütteten Materialien. Die Mehlsande zeigen ein Einfallen von 10° nach NO.

Ein ausgedehnter Kristallinschuttmantel hüllt den Kristallinsporn des Steinberges ein. Zum größten Teil ist die Entstehung dieser Schuttmassen infolgedessen vor das Pliozän zu setzen, da sie von tertiären Sedimenten bedeckt werden.

Leider sind die Aufschlüsse sehr schlecht.

5. Zusammenfassende Darstellung des geologischen und morphologischen Werdeganges des grundgebirgsnahen Tertiärs zwischen Graz und Weiz

In der grundlegenden Arbeit WINKLERS (1940): „Die jungtertiäre Entwicklungsgeschichte der O-Abdachung der Alpen“, führt er den Entwicklungsgang auf vier Hauptzyklen in den Ostalpen zurück, von denen jeder einem gesetzmäßigen Ablauf des tektonischen, sedimentologischen und geomorphologischen Geschehens entspricht.

Während der basaltmiozäne Hauptzyklus (savische Gebirgsbildung) am Grundgebirgsrand zwischen Graz und Weiz ohne Sedimenthinterlassung vorüberging, hat der mittelmiozäne (vortortonische) Hauptzyklus (steirische Gebirgsbildung) höchstwahrscheinlich in seinen letzten Phasen seinen Niederschlag in den paroxysmatischen Sedimenten (Blockschottern) des tiefsten Untergrundes von Weiz gefunden.

Der vierte Hauptzyklus, oberstmiozän-pliozän-quartär (attische und jüngere Gebirgsbildung) und seine Nachphasen sind im Sinne STILLES schon als synorogenetische Epirogenese aufzufassen und am NO-Saum der Alpen germanotyp ausgebildet.

Die erste Teilphase des vierten Hauptzyklus brachte im höheren Miozän den Schotterkegel des carinthischen Flusses in das steirische Becken, der wohl seine nördlichste Verbreitung in den Schotterserien haben mag, die auf den obersarmatischen Sedimenten O und NO von Gleisdorf—Großpesendorf liegen und wohl das Ende der ersten orogenetischen Teilphase darstellen (HÜBL 1941 d).

In der darauffolgenden epirogenetischen Teilphase kamen zum Teil mächtige, unterpannone Feinsedimente zur Ablagerung, die im Zeitraum orogenetischer Ruhe und kräftiger epirogenetischer Ausgestaltung das Paroxysmatikum einer riesigen flächenhaften Abtragung darstellen. Es sind im südlichen Aufnahmegebiet äußerst feinkörnige Einschaltungen eines charakteristischen olivgrünen mergeligen Tegels, der mit seinen zum größten Teil schließlichen Cardien und Ostrakoden einen typischen Leit-horizont darstellt, den ich im Aufnahmegebiet (HÜBL 1941 d) ins tiefste Pannon (Plio-zän) stellte. Er ist besonders gut im Gebiet Gleisdorf—Weiz—Pischelsdorf und südlich davon ausgebildet. Zwischen dem Obersarmat und dem Unterpannon ist keine Diskordanz — der Übergang ist durchaus allmählich. ANDRUSOW (1938) und andere russische Geologen rechnen das Unterpannon noch zum Miozän und verlegen die Miozän-Plio-zän-Grenze ins Pannon, etwa an die Grenze des Unter- und Mittelpannons, bei uns markiert durch den „Kapfensteiner Schotterzug“, während und nach der attischen Gebirgsbildung.

Ich möchte betonen, daß dieser Auffassung auch im kartierten Gebiet keine anders geartete Auffassung entgegensteht.

Der flächenhafte Abtrag muß im Unterpannon sehr groß gewesen sein, haben doch die Petrolbohrungen im nördlichen Inneralpinen Becken pannone Schichtstöße von über 1000 m ergeben. Noch größer sind die Werte in der Großen Ungarischen Tiefebene. WINKLER (1940) vermutet, daß sich in der unterpannonen Zeit der stärkste Abtrag der alpinen Randgebirge widerspiegelt. War doch die chemische Verwitterung (Roterden!)

eine viel größere als heute, ging sie doch teilweise im humiden Klima, teilweise im semiariden (HÜBL 1941 a) vor sich.

Die Senkungen in der epirogenetischen Teilphase zwischen dem ersten und zweiten orogenetischen Teilzyklus des oberstmiozän-pliozänen Hauptzyklus führte zu einer Transgression des pannonischen Sees.

Tief eingeschnittene Täler (wie Oberdorf, Kumberg, Nd.-Schöckel, Kleinsemmering zwischen Weiz und Graz) wurden mit feinstem Material verfüllt.

Aus allen Profilen und vorgehenden Beschreibungen geht hervor, daß das Sedimentationsmaterial bis knapp an den Grundgebirgsrand ein äußerst feinkörniges ist, wie es auch von WINKLER in den NO liegenden Gebieten (zum Beispiel im Hartberg) festgestellt wurde.

Die Transgression des pannonen Sees folgte in vielen Einzelphasen, teilweise lokal stark charakterisiert, beziehungsweise variiert, was zu oft schwunghaften Faziesänderungen führt. Diese Tatsache und die örtlich abweichende Ausbildung der grundgebirgsnahen, früher für „*untermiozän*“ gehaltenen Süßwasserschichten, sowie die verhältnismäßige Fossilarmut erschweren die Kartierung im Gebiet zwischen Graz und Weiz bedeutend. Erst die Auffindung neuer Fossilfunde in den seit Jahrzehnten für fast fossilleer gehaltenen Schichten durch den Verfasser erlaubte eine Deutung im Anschlusse an das südliche und südöstliche Tertiär.

Die große flächenhafte Abtragung spiegelt sich auch in den meist feinkörnigen Kristallinschuttstreifen ab, die sich in fast allen Horizonten des Unterpannon finden! Im Profil Hofgraben—Kumberg treten die kristallinen Schuttmassen in mehreren Einschaltungen hervor, teils im Liegend, teils im Hangend der Kohlenlagerstätte.

Nicht immer sind die feinkörnigen kristallinen Sedimente, die dem riesigen, flächenhaften Abtrag am Grundgebirge entsprechen, als solche makroskopisch im Gelände sofort zu erkennen.

Legen wir einen Profilschnitt durch das Grundgebirge und Jungtertiär von N nach S, so können wir — teilweise noch unter sedimentärer Bedeckung, besonders im Gebiete der weichen Granatglimmerschiefer und Phyllite — alle Stadien vom nicht zersetzten Gestein bis zum Ton aus demselben Gestein verfolgen (HÜBL 1941 a). Diese Erscheinung ist teils auf chemische Verwitterungserscheinungen am und im Wasser des pannonen Sees, teils auf mechanische Vorgänge der Abschwemmung, Hangkriechen, Aufarbeitung durch Wellenschlag etc. zurückzuführen. Daraus ergeben sich sehr interessante Probleme sedimentpetrographischer Art. Schwermineralanalytische Untersuchungen dürften sehr interessante Ergebnisse paläogeographischer Natur bringen.

In den Hangendschichten des Unterpannon wurden die einförmigen Basisserien durch eine unruhige, rasch wechselnde Schichtfolge von Sanden und sandigen Tegeln, Grobsanden mit Kleinschotterablagerungen abgelöst. Es kommt zur Aufarbeitung von Liegendsedimenten (Abb. 2, A; 7, A). Diese Unruhe in der Schichtfolge deutet auf das Abgelöstwerden der epirogenetischen Teilphase durch die mittlere der unterschiedenen drei Teilphasen der tektonischen Hauptphase (STILLES atlische Gebirgsbildung).

Mit ungeheurer Vehemenz ergießen sich aus dem SW—W und NO die vormittelpannonischen Schotter ins steirische Becken (WINKLERS „Kapfen-

steiner Schotterzug“). Am Nordrand zwischen Graz und Weiz kommt es zur Ablagerung von lokalen Schotterdeltas, die ehemals ein riesiges Ausmaß angenommen haben mußten. Doch sind sie heute infolge tektonischer Höherschaltung am Grundgebirgsrand größtenteils abgetragen. Reste dieser alten Verschüttung sind in den „Urraabschottern“ (Weiz—W), in der Schuttlieferung von Naas (Weiz—N) und in dünnen, losen Geröllen auf Grundgebirgssätteln im Bergland von Weiz (Birchbaumsattel), teils als limonitisch verkilltete Konglomeratbänke (Oberdorf, Weiz NO, Abb. 0) auf Höhen von 600 bis 700 m erhalten.

Der „Kapfensteiner Schotterzug“ des offenen Beckens führt sein Material auf eine Zufuhr aus dem SW (Koralmbgebiet (? „Urkainach“), aus dem W (Stubalm) und NW (Gleinalm—Hochlantschgebiet) her.

Er setzt scharf mit einer groben Basislage über Tonen und Sanden ein und zeigt flächenhafte Verbreitung. Seine Schüttung erfolgte in mehreren Phasen, die als ausscheidbare Schotterlagen in den hangenden, tieferen mittelpannonen gelbbraunen Sand- und Kieslagen eingeschaltet sind. Eine Unterscheidung der Schotterhorizonte auf Grund von Geröllfamilien ist möglich. Die petrographische Bearbeitung wurde bereits begonnen.

Die tektonische Hauptphase im Unter-Mittelpannon ist nicht nur durch diese grobklastischen, orogenetisch bedingten Sedimente abgebildet, sondern markiert sich auch in tektonischen Diskordanzen innerhalb der tertiären Sedimente (Abb. 6). Die Kohlenlager in den grundgebirgsnahen unterpannonen Süßwasserschichten zeigen ein leichtes, aber durchgehendes Einfallen nach SO, SSO, teilweise nach W. Die Richtung des Einfallens scheint meist vom jeweiligen Grundgebirgssporn, der das Tertiär unterläuft, abhängig zu sein. Der Fallwinkel ist am Grundgebirgsrand am steilsten und nimmt gegen S, der Beckenmitte zu, bis zur fast söhligem Lagerung ab. Dies brachte schon HOERNES (1880) in scharfer Beobachtung auf seiner Manuskriptkarte zum Ausdruck, ohne sich über die tektonischen Zusammenhänge im Klaren zu sein.

Stellenweise — besonders im offenen Becken — ist der „Kapfensteiner Schotterzug“ von geringmächtigen feinen Sedimenten unterlagert, die ich infolge ihrer faziellen Ausbildung schon zum Mittelpannon zählte (oft auch durch Horizonte mit Schichtaufarbeitung markiert), folgend der STILLESchen Auffassung: das orogenetische Geschehen beschränkt sich auf engbegrenzte Zeiträume; die orogenetisch bedingten Sedimentfolgen sind nur teilweise gleichzeitig mit dem orogenetischen Geschehen entstanden, gleichsam als Folgeerscheinung. Die kurz vorher abgelagerten, feineren Sedimente entsprechen daher der Zeitspanne zwischen dem Akt der Orogenese und dem etwas nachlaufenden Einsetzen der grobklastischen Sedimentation.

Im Mittelpannon, besonders in den Hangendlagen, treten infolge des Wirksamwerdens des orogenetischen Hauptzyklus die feinkörnigen Sedimente auf Kosten der grobkörnigen immer mehr zurück. Riesige Schottermassen erfüllen das Gebiet östlich und teilweise nordöstlich von Graz (früher „Belvedereschotter“ benannt) und harren der Horizontierung.

Die höchsten pannonen Schichtglieder bauen die orographisch hohe, morphologisch weit hin sichtbare, gut ausgebildete Hügelgruppe des Buch-

ecks auf. Die auf den mittelpannonen Serien liegenden Feinstsedimente scheinen der epirogenetischen Teilphase zwischen der zweiten orogenetischen Teil- (Haupt-) phase und der dritten zuzugehören.

Inwieweit die Gipfelschotter eventuell den oberpannonen Schottern äquivalent sind, müssen erst weitere Untersuchungen ergeben.

Nachpannone, vielleicht mittelplozäne, örtliche Bewegungen bewirkten Verstellungen, deren Ausmaß örtlich stark schwankt: Rabnitztalverwurf, Einsinken des Kleinsemmeringer Beckens, Verstellungen der Schotter und mittelpannonen Schichten in Bauchenberg und Einfallen von Sanden und Kristallinschottern mit Tegelschmitzen am Wolfgrubenweg (Fünfing/Sankt Ruprecht a. d. Raab) mit 6° WSW.

5. 1. Die morphologische Entwicklung des tertiären Hügellandes seit dem Mittelplozän

Die Flächenreste am Grundgebirgsrand:

Wie schon eingangs (S. 29) erwähnt, findet sich im Weizer Bergland das höchste Flächensystem im Zetz-Massiv: Eibisberg 1196, 1252, 1205, Zetz **1275**, 1244, 1264 m. Die Höhen ziehen sich über 4 km nach SO bis in die Gegend von Anger-W.

Thnen schließt sich westlich der Patschaberg mit 1278 und 1285 m an.

Auch im Gebiet zwischen Schöckel- und Raabklamm läßt sich diese Hochflur noch verfolgen (Garracher Wände).

Etwas weniger stark ausgeprägt ist das System um **1100 m**, wogegen die **1000 m** Marke landschaftlich stark ausgeprägt ist. Raasberg (1010) — Steiß (1038) — Sattelberge zwischen Raab und Weizklamm (1081, 1042, 1075, 1092 Wolfsattel).

Fluren um **820—850, 720—740** sind nicht sonderlich gut ausgebildet, wohl aber fällt das System um **630 m** besonders in der Tertiärumrahmung stark auf. Fast alle Grundgebirgsausläufer enden in dieser prächtigen Flurausbildung, die auch über die Tertiärsedimente hinweg die weit ins Jungtertiär tauchende kristalline Halbinsel des Steinberges schneidet (632 m), durch die sich im Quartär erst die Raab hindurchsagte.

In diesem Niveau fand der Verfasser die höchst-liegenden tertiären Gerölle beziehungsweise Konglomerate (Oberdorf—Eben, Abb. 10), die ihr Material aus der nächsten Nähe des Kristallins bezogen: Chloritoidphyllit, Sandsteine, Quarzite.

Die ausgeprägteste Terrassenflur in den jungtertiären Sedimenten ist die um **500—530 m**. Höhere Fluren (586 — Göttelsberg) sind selten. Bis 630 m lassen sich die jungtertiären Gerölle mit Sicherheit verfolgen, eine Beckenfüllung ist auch mindestens bis zu dieser Höhe sicher annehmbar.

Der Abtrag seit Entstehung der höchsten im Gebiete festgestellten Fluren um 1230 m bis zu diesen wahrscheinlich altplozänen-höchstpannonen Schottern beträgt 600 m. Nehmen wir den heutigen Abtrag des Raabgebietes mit 0,1 mm an (STINY 1919), so kommen wir auf eine durchschnittliche Abtragsdauer von 75,5 Millionen Jahre, zu welchem Ergebnis WINKLER (1940) für das im NW liegende Gebiet Schöckel—Hochlantsch—Gleinalpe kam, bei Betrachtung der dortigen höchsten Landoberflächenreste (1400 bis 1650 m).

Sollte auch die erhaltene Anzahl der Jahre nicht genau stimmen, so kann man mit höchster Wahrscheinlichkeit sagen — ohne den Vorwurf der „Morphomystik“ auf sich fallen zu lassen —, daß auch die letzten Landflächenreste des Randgebirges zwischen Graz—Weiz ihre Entstehung aus dem Pliozän herleiten müssen, zu welchem Schlusse bereits WINKLER (1940) für das obengenannte Gebiet kam.

Auf Grund der Untersuchungsergebnisse des Verfassers im Weizer Bergland liegen hier ganz ähnliche morphologische Verhältnisse vor.

Für die Jugendlichkeit der Morphologie des Gebietes liegt noch ein zwingender Beweis in der tektonischen Stellung der Kohlenlager vor (Abb. 6). Setzt man die Streichrichtung der jungtertiärwärts einfallenden unterpannonen Kohlenflöze ins Grundgebirge fort, so überdecken sie alle Fluren. Je weiter wir in das Innere des Grundgebirges des Alpenkörpers gelangen, desto größer wird der vertikale Luftraum zwischen der hypothetischen Auflagerungsfläche der pannonen Kohlen und der absoluten Höhe der Fluren.

Mit anderen Worten:

1. Der Abtrag ist umso größer, je weiter wir in das Innere des Grundgebirges des NO-Spornes der Alpen gelangen.
2. Je weiter wir uns dem Rande — dem Jungtertiär zu — nähern, mit desto größerer Gewißheit haben wir ältere Landreste und Auflagerungsflächen zu finden. Die Gewißheit steigert sich zur Sicherheit, wenn wir die Kohlenaufgabe an der Grundgebirgsverebnung direkt beobachten können.
3. Ergänzend zu unserer Berechnung über den Abtrag stützen die tektonischen Verhältnisse der Kohlenlager die Ansicht, daß auch die höchsten Verebnungen im Pliozän entstanden sind.

5. 2. Die Terrassenkörper und ihre Bedeckung im Gebiete des Jungtertiärs

Stellenweise zeigen die Terrassen noch ihre ursprüngliche Bedeckung aus pliozäner beziehungsweise quartärer Zeit. Doch kann die Feststellung getroffen werden, daß die Sedimente oft stark verschwemmt, teilweise abgetragen sind. Auf eine Unterscheidung der Verwitterungsdecken aus dem pannonen Material und der eigentlichen „echten“ pliozänen oder quartären Schwemmlehne mußte infolge der geringen zur Verfügung stehenden Zeit verzichtet werden.

Aus dem angrenzenden O- und SO-Gebiet um Gleisdorf liegen genaue Daten „Zur Sedimentpetrographie der Diluvial- und Pliozänterrassenlehme in der Oststeiermark“ vor. Der Verfasser unternahm den Versuch einer Charakterisierung dieser Sedimente mit Hilfe chemisch-analytischer, mechanisch-analytischer und petrographischer Methoden (HÜBL 1941 b).

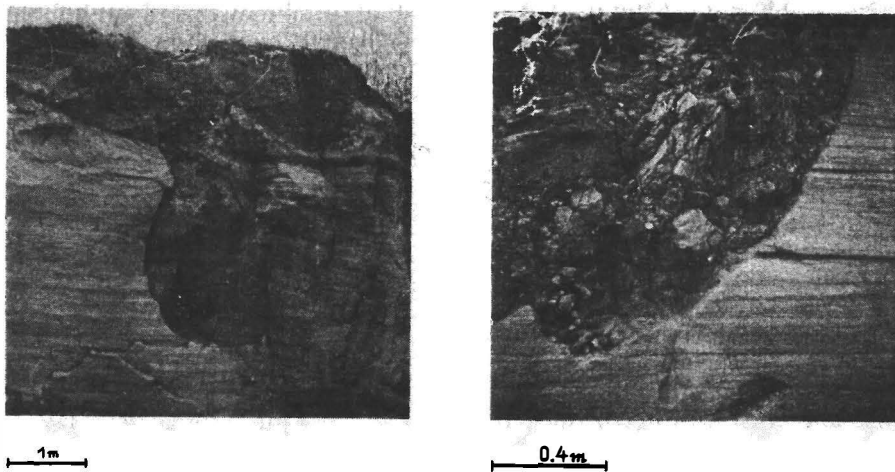


Abb. 11.

Pliozäne Terrassenlehme über mittelpannonen Feinsanden mit tiefen Auskalkungen.
Radling, Mitterdorf—NW (Graz—NO).

Kurz zusammengefaßt kann festgestellt werden: Die chemischen Pauschalanalysen können vorläufig (vielleicht infolge der geringen Anzahl) nicht zur trennenden Charakterisierung von diluvialen und pliozänen Terrassensedimenten verwendet werden. Als scharfes Kriterium haben sich erwiesen die Korngrößenanalysen und bodenphysikalische Ermittlungen, die überraschend Licht auf die Zusammenhänge und die Genetik der Lockersedimente werfen.

6. Pflanzliche Reste aus der Umgebung von Graz—Weiz

VON ELISE HOFMANN, Wien

Frau Dozent Dr. E. HOFMANN hatte die Liebenswürdigkeit, eine Reihe von pflanzlichen Funden, die der Verfasser bei den Kartierungsarbeiten im Jungtertiär der Gegend zwischen Graz und Weiz auffand, zu bestimmen, wofür an dieser Stelle ergebenst gedankt sei.

Die Schlüsse der phytopaläontologischen Untersuchungen stimmen vollkommen mit den Ergebnissen der stratigraphisch-geologischen Aufnahme und der geochemischen Untersuchungen des Verfassers (HÜBL 1941 a) überein.

Eine Reihe pflanzlicher Reste aus der Umgebung von Graz und Weiz legte mir Herr Dr. H. HÜBL zur mikroskopischen Untersuchung und Bestimmung vor.

Es handelt sich zumeist um Abdrücke von Blättern auf gelblichem Kalkmergel, welche noch die ganze charakteristische Nervatur mit Haupt- und Sekundärnerven sowie den feinen Nervillen und in den meisten Fällen auch noch die Form der Spreite erkennen lassen. Irgendwelche inkohlte Reste des einstigen Blattes in Form eines Kohlenfilmes sind nicht erhalten, so daß die Bestimmung auf die morphologischen Eigenschaften des Blattes allein angewiesen war. Die Nervillen zeigen einen höchst charakteristischen Querverlauf zwischen den Hauptnerven.

Primär- und Sekundärnerven bilden an der Basis des meist sehr großen Blattes einen fast sternförmigen Zusammenlauf. Der eingehende Vergleich mit Herbarmaterial des Botanischen Institutes in Wien ergab, daß es sich bei allen Blattabdrücken um *Dombeya* cf. *cannabina* handelt, eine Sterculiacee, welche heute in den afrikanischen Tropen besonders artenreich in Madagaskar vorkommt. Das Vergleichsmaterial aus dem Herbar stammt aus Zentralmadagaskar. Diese fossilen Funde, als *Dombeya* cf. *cannabina* bestimmt, wurden im Miozän (= Unterpaannon) von Kumberg und Ebersdorf angesammelt. Ein Stück zeigt auch noch Zweigröste mit Benadelung und Zapfenreste von *Sequoia langsdorfi* HEER, deren Vorkommen vom Eozän bis zum Pliozän in Europa bekannt ist.

Aus dem Hinterholzgraben bei Ebersdorf stammen zwei Reste von Braunkohle, deren Gewebe sehr stark zerstört sind. Besonders die Querschnitte durch diese Kohle zeigen eine sehr weitgehende Homogenisierung, so daß die Tracheiden des einstigen Braunkohlenbildners fast nicht mehr sichtbar sind. In den tangentialen Längsschnitten sind noch die einreihigen Markstrahlspindeln zu sehen, ferner Holzparenchymzellen mit reicher Harzeinlagerung und glatten Querwänden. In den radialen Längsschnitten sind die Markstrahlbänder sichtbar, doch ist ihre feine Skulptur im Laufe der Fossilisation verlorengegangen. Immerhin aber weist das Bild des Tangentialschnittes eindeutig auf *Taxodioxyton sequoianum* als den einstigen Braunkohlenbildner hin.

Außer diesem Fundmaterial von Kumberg—Ebersdorf lagen mir ferner Reste von Pflanzen auf zerreiblichen grauen Tonen vor. Diese erscheinen von zahlreichen Bruchstücken von Blättern und Zweigen ganz durchsetzt. Wir haben es hier mit Pflanzenhäckseln zu tun, wie er sich häufig in dem Hangenden oder Liegenden der Flöze vorfindet. Eine nähere Bestimmung der pflanzlichen Fragmente ist nicht möglich. Diese Reste stammen aus dem Hangenden des Kohlenbergwerkes Kleinsemmering bei Weiz.

Aus dem Unterpaannon von Oberdorf bei Weiz wurde ein Stück Braunkohle geborgen, deren Gewebe gleichfalls durch die Fossilationsvorgänge sehr zerstört erscheinen. Besonders auffällig ist der Zerfall der Markstrahlen, deren Tüpfel zu weiten Poren aufgerissen wurden, so daß sie auf den ersten Blick eine *Pinus*-Art vorzutäuschen vermögen. Bei genauer Untersuchung der Längsschnitte findet man aber noch an einigen wenigen Stellen Markstrahltüpfel in ihrer ursprünglichen Beschaffenheit. Auch die Längstracheiden zeigen durch die charakteristischen Spiralisser den beginnenden Zerfall der Zellwand. Verhältnismäßig gut sind aber die Holzparenchymzellen erhalten, an denen die glatten Querwände zu erkennen sind. Auch der Harzreichtum läßt sich noch in den Holzparenchymen feststellen. Die noch vorhandenen diagnostisch wertvollen Merkmale ergeben, daß es sich auch bei der Kohle von Oberdorf um einen Rest von *Taxodioxyton sequoianum* handelt. Es hat diese Conifere im Tertiär weite Areale Mitteleuropas besiedelt und stellt einen der beiden wichtigen Braunkohlenbildner dar. Ihre Häufigkeit wird auch noch durch das Vorkommen von Zweigröste und Zapfenresten bestätigt, wie es auch bei den vorliegenden Stücken der Fall ist.

Es entspricht vollkommen unserm Bilde über Miozänflora, daß sich in Kumberg—Ebersdorf neben Zweigrösten von *Sequoia langsdorfi* HEER

auch Blattabdrücke der tropischen *Dombeya* cf. *cannabinata* vorfinden. *Sequoia sempervirens* ist heute in den Coastranges von Kalifornien beheimatet. Demnach dürfte im älteren Pannon als dem Übergang von Miozän zu Pliozän noch warmes Klima geherrscht haben.

Zum Schlusse möchte ich es nicht verabsäumen, den Herren zu danken, die mir ihre Unterstützung bei der Arbeit angedeihen ließen.

Herr Univ.-Prof. Dr. FR. HERITSCH (Graz) unterstützte die Arbeit mit Rat und Tat, während Dir. Dr. W. v. TEPPNER (Graz, „Joaneum“) mir bereitwilligst die Landessammlungen zu Vergleichszwecken zur Verfügung stellte. Während der Begehungen konnte ich mich der Ratschläge und Hinweise des Herrn Reg.-Geologen Prof. Dr. A. WINKLER-HERMADEN erfreuen. Meinem Institutsvorstand, Herrn Prof. Dr. K. G. SCHMIDT (Karlsruhe), bin ich für sein Entgegenkommen beim Fertigstellen der Arbeit sehr verbunden.

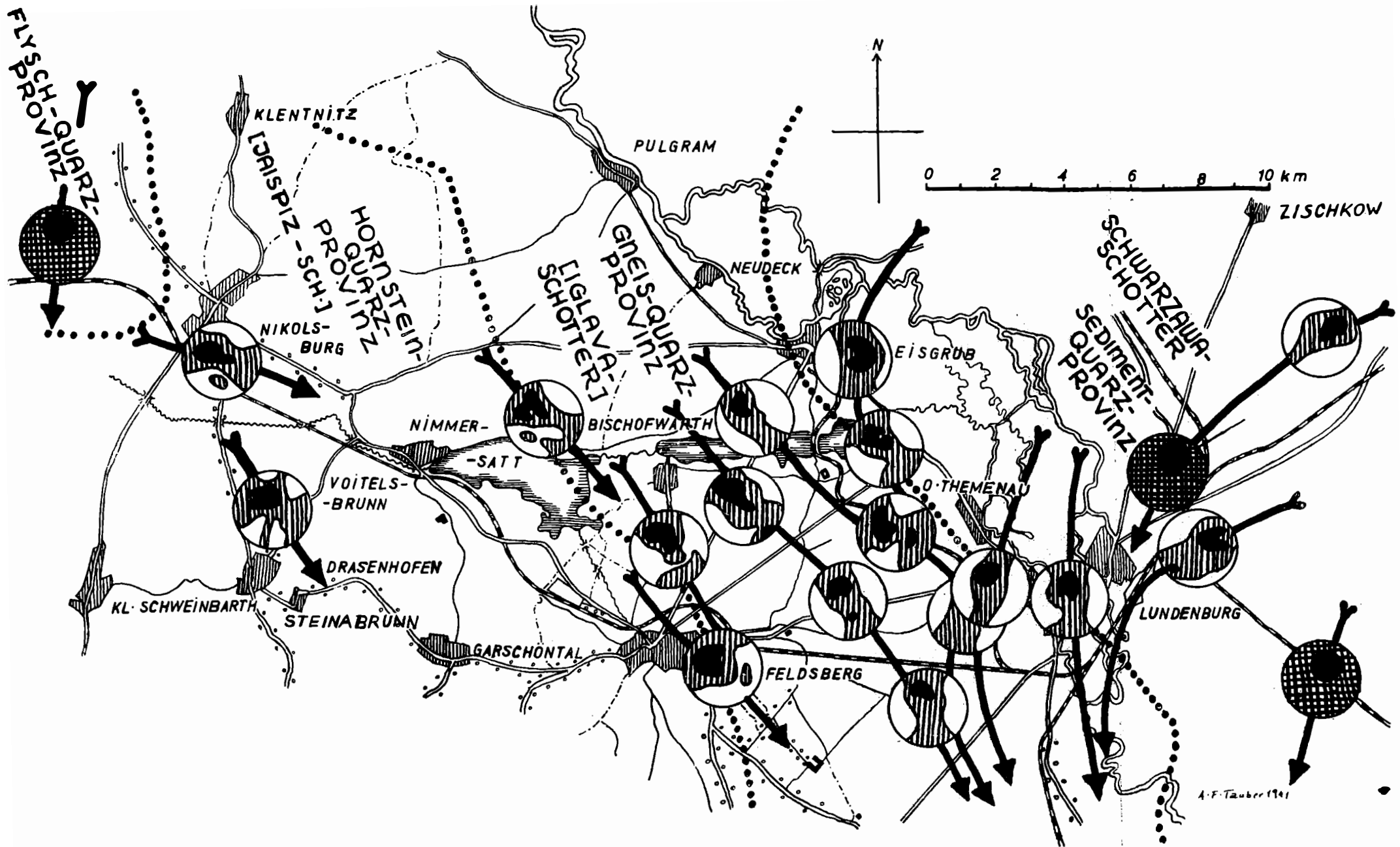
Graz, 1938 — Karlsruhe, 1941.

Angeführte Schriften:

- AIGNER, A.: Die geomorphologischen Probleme am Ostrande der Alpen. — Z. Geomorph. **1**, S. 29—44, 105—153, 187—253, Leipzig 1926.
- ANDRAE, A.: Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der G. Sektion der General-Quartiermeisterstabkarte von Steiermark und Illyrien während des Sommers 1852. — Jb. geol. Reichsanst. **5**, S. 559—562, Wien 1854.
- ANDRUSOV, N.: Fossile und lebende Dreissensidae Eurasiens. — Petersburg 1897.
- ANDRUSOV, N.: Karpalenmiozän und Wiener Becken. — „Petroleum“. 1938.
- BEHREND, F. & BERG, G.: Chemische Geologie. — Stuttgart 1927, S. 412—429.
- BRANDL, W.: Die tertiären Ablagerungen am Saume des Hartberger Gebirgszorns. — Jb. geol. Bundesanst. **81**, S. 353—386, Wien 1931.
- CLAR, E.: „Die Eggenberger Bresche“ und das Alter einiger Formengruppen im Bergland von Graz. — Z. Geomorph. **8**, S. 279—305, Wien 1933/1935.
- CLAR, E.: Zur Kenntnis des Tertiärs im Untergrund von Graz. — Verh. geol. Bundesanst. S. 184—191, Wien 1927.
- CLAR, E.: Über das Alter und die formenkundliche Stellung der Eggenberger Bresche bei Graz. — Anz. Akad. Wiss. Wien, **70**, S. 57—58, Wien 1933.
- CLAR, E.: Zur Geologie des Schöcklgebietes bei Graz. — Jb. geol. Bundesanst. **83**, S. 113—136, Wien 1933.
- FRIEDL, K.: Über die Gliederung der pannonen Sedimente des Wiener Beckens. — Mitt. geol. Ges. **24**, S. 1—26, Wien 1931.
- FUCHS, TH.: Über ein neues Vorkommen von Süßwasserkalk bei Czeikowitz in Mähren. — Verh. geol. Reichsanst., S. 162—164, Wien 1880.
- GRANIGG, B.: Mitteilungen über die steiermärkischen Kohlenvorkommen am Ostfuß der Alpen. — Österr. Z. Berg- und Hüttenwesen 1910.
- HALAVATS, G.: Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees **IV**, Wien 1911.
- HANDMANN, R.: Zur Kenntnis der Congerienschichten von Leobersdorf und Umgebung. — Verh. geol. Reichsanst., S. 48—59, Wien 1904.
- HERITSCH, FR.: Geologie von Steiermark. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark **57**, S. 216—217, Graz 1922.
- HILBER, V.: Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. — Jb. Reichsanst. **43**, S. 281—365, Wien 1893.
- HILBER, V.: Die Taltreppe. — Graz 1912, Selbstverlag.
- HILBER, V.: Baufluren, Paläolithikum und Löß-Stellung. — Mitt. geol. Ges. **12**, S. 23—25, Wien 1919.

- HOERNES, R.: Vorlage einer geologischen Karte der Umgebung Graz. — Verh. geol. Reichsanst., S. 326—330, Wien 1880.
- HOERNES, R.: *Mastodon angustidens* von Oberdorf, nördlich von Weiz. — Verh. geol. Reichsanst., S. 159—160, Wien 1880.
- HOERNES, R.: Fossile Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. — Abh. geol. Reichsanst. (Atlas), II. Bd., S. 177—202, Taf. 21—31, Wien 1870. — (Gastropoden), S. 577—600, Taf. 49, Wien 1856.
- HOHL, O.: Über einige neue Fossilfundstätten der sarmatischen Stufe in der Umgebung von Gleisdorf. — Verh. geol. Bundesanst., S. 170—180, Wien 1927.
- HÜBL, H., H.: Neue Funde aus der Altsteinzeit in der quartären Stadterrassen von Gleisdorf (Oststeiermark). — Mitt. naturw. Ver. Steiermark **75**, S. 35—47, Taf. 1, Graz 1938.
- HÜBL, H., H.: Säugetierfunde in der Oststeiermark zwischen Raab und Feistritz. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark **75**, S. 48—57, Taf. 2, Graz 1938.
- HÜBL, H., H.: Aufnahmebericht für 1938, über das Spezialkartenblatt Graz (5155). — Verh. Reichsstelle für Bodenforschg. (früher Geol. Bundesanst.), Wien 1939.
- HÜBL, H., H.: Beitrag zur Kenntnis der jungtertiären Sedimente im Gebiet Weiz—Gleisdorf—Pichelsdorf (Oststeiermark), mit besonderer Berücksichtigung ihres phytogenen Inhaltes. — Zbl. Min. etc. Abt. B., Nr. 3, S. 69—85, Stuttgart 1941.
- HÜBL, H., H.: Geochemische Untersuchung einer jungtertiären Verwitterungsreihe: Granatglimmerschiefer — Ton. Mit einer kurzen Darstellung der geologischen Verhältnisse in der jungtertiären Kohlenmulde von Niederschöckel (Graz, nordöstlich Steiermark). — Z. dtsh. geol. Ges. [1941 a] (im Druck).
- HÜBL, H. H.: Zur Sedimentpetrographie der Diluvial- und Pliozänterrassenlehme in der Oststeiermark. Ein Versuch der Charakterisierung mit Hilfe chemisch-analytischer, mechanisch-analytischer und petrographischer Methoden. — Z. dtsh. geol. Ges. [1941 b] (im Druck).
- HÜBL, H., H.: Zur Kleintektonik des oststeirischen Jungtertiärs. — Zbl. Min. etc., Abt. B [1941 c] (im Druck).
- HÜBL, H., H.: Das Tertiär zwischen Raab und Oberilz (Oststeiermark). — Unveröffentl. Dissertation, Universität Graz (1941 d).
- HÜBL, H., H.: Chemisch-petrographische Untersuchungen an tertiären Höhlensedimenten und ihre Beziehung zum Tertiär am Grundgebirgsrand bei Weiz. — Zbl. Min. Abt. A, Nr. 6, S. 122—135.
- Jahresberichte des „Joanneum“, Graz 1905 bis 1918.
- JOHNSTON, J. & WILLIAMSON, E.: J. Geologies **24**, London 1916.
- KIESLINGER, A.: Tertiäre Verwitterungsböden in den zentralen Ostalpen. — Geol. Rdsch. **19**, S. 464—478, Stuttgart 1928.
- KUNTSCHNIGG, A.: Das Bergland von Weiz. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark **62**, S. 74—92, Graz 1927.
- NEPPEL, A.: Das Becken von Thal. — Unveröffentlichte Dissertation: Phil. Fak. Univ. Graz, Graz 1938.
- PENECKE, K., A.: Die Molluskenfauna des untermiozänen Süßwasserkalkes von Rein in Steiermark. — Denkschr. geol. Ges., Wien 1891.
- PETRASCHECK, W.: Die tertiären Senkungsbecken am Fuße der Alpen. — Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. — I. 1a, VII, Berg- und Hüttenmann Jb. **78**, Wien 1925.
- PETRASCHECK, W.: Österreichs Kohlenlager. — Z. Berg-, Hütten- und Salinenwesen **85**, Wien 1937.
- PURKERT, R.: Geologie des Kulm. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark **62**, S. 120, Graz 1927.
- SÖLCH, J.: Die Landformung der Steiermark. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark **63**, S. 94—100, Graz 1928.
- SÜTER, HS.: Eine Beobachtung über die Bildung von Geröllen aus Tonen. — Schweiz. Min. petr. Mitt. **VI**, Zürich 1926.
- STILLE, H.: Der derzeitige tektonische Erdzustand. — S.-B. preuß. Akademie **25**, S. 179—217, Berlin 1935.
- STINY, J.: Die Geschiebe- und Schlammführung des Raabflusses. — Mitt. geogr. Ges. **63**, S. 80, Wien 1920.
- STUR, D.: Über die Ablagerung des Neogens (Miozän, Pliozän, Diluvium und Alluvium im Gebiete der NO-Alpen und ihre Umgebung. — S.-B. Akad. Wiss. **16**, S. 477—539.

- SCHLESINGER, G.: Die stratigraphische Bedeutung der europäischen Mastodonten. — Mitt. Geol. Ges. **11**, S. 102, Wien 1918.
- SCHLOSSER, M.: Die Land- und Süßwassergastropoden vom Eichkogel bei Mödling nebst einer Besprechung der Gastropoden aus dem Miozän von Rein in Steiermark. — Jb. geol. Reichsanst. **57**, S. 753—792, Wien 1907.
- TAUBER, A., F.: Studien im Sarmat und Pannon des Königberg—Gloriette-zuges in Wien. — Verh. d. geol. Landesanst., S. 161—184, Wien 1909.
- TROLL, v. O.: Die pontischen Ablagerungen von Leobersdorf und ihre Fauna. — Jb. geol. Reichsanst. **57**, S. 33—90, Taf. II, Wien 1907.
- WAAGEN, L.: Paläozoikum, Kreide und Tertiär im Bereiche des Kartenblattes Köflach und Voitsberg. — Jb. geol. Bundesanst. **87**, S. 311—384, geol. Karte, Wien 1937.
- WAAGEN, L.: Aufnahmebericht über Spezialkartenblatt Graz (5155). — Verh. geol. Bundesanst., Wien 1936.
- WAAGEN, L.: Aufnahmebericht über Spezialkartenblatt Graz (5155). — Verh. geol. Bundesanst., Wien 1930.
- WAAGEN, L.: Aufnahmebericht über Spezialkartenblatt Graz (5155). — Verh. geol. Bundesanst., Wien 1931.
- WAAGEN, L.: Aufnahmebericht über Spezialkartenblatt Graz (5155). — Verh. geol. Bundesanst., Wien 1935.
- WAAGEN, L.: Aufnahmebericht über Spezialkartenblatt Graz (5155). — Verh. geol. Bundesanst., Wien 1937.
- WILSER, B.: Zur Stratigraphie der pontischen Schichten im Wiener Becken. — Verh. geol. Reichsanst., S. 149—160, Wien 1923.
- WINKLER, A.: Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrand der Zentralalpen. — Mitt. geol. Ges., S. 236—316, Taf. XII, Wien 1914.
- WINKLER, A.: Beitrag zur Kenntnis d. oststeir. Pliozäns. — Jb. geol. Bundesanst. **71**, S. 1—49, Wien 1921.
- WINKLER, A.: Erläuterungen zur geol. Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Gleichenberg. — Geol. Bundesanst., Wien 1927.
- WINKLER, A.: Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. — Jb. geol. Bundesanst. **77**, S. 393—456, Wien 1927. — (Wien 1927 a).
- WINKLER, A.: Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen. — Jb. geol. Bundesanst. **83**, S. 233—272, Taf. 1, Wien 1933.
- WINKLER, A.: Die jungtertiäre Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Alpen. — Zbl. Min. etc., Abt. B, Nr. 8, S. 217—231, Stuttgart 1940.
- WINKLER, A.: Geologischer Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des steirischen Beckens. — 3 Taf., Berlin 1939.



Kärtchen der Umgebung von Nikolsburg, Lundenburg und Feldsberg. Gefügediagramme der Oberpliozänschotter. Die Pfeile geben die Strömungsrichtungen