

# Der kalkalpine Randsaum des südlichen inneralpinen Wiener Beckens im Jungtertiär

Von

ARTUR WINKLER-HERMADEN

Mit 4 Abbildungen

## Vorbemerkung.

Wenn im folgenden der den Abbruch der nördlichen Kalkalpen gegen das inneralpine Wiener Becken im wesentlichen umfassende Saum zwischen Mödling und Gloggnitz einer eingehenderen Besprechung unterzogen wird, so erscheint dies durch die Tatsache gerechtfertigt, daß hier ein klassisches Arbeitsgebiet der europäischen Tertiärforschung vorliegt, und daß derselbe Raum Anlaß zu neuen geomorphologischen Studien gegeben hat, die wichtige Gesichtspunkte für die Deutung der Landformenentwicklung der Ostalpen überhaupt gezeitigt haben. Die hier dargelegten, zum Teil aber noch umstrittenen Auffassungen sind zweifelsohne auch durch die Ergebnisse mitbeeinflußt, die dank der Bohrtätigkeit der letzten zwei Jahrzehnte, bezüglich des Untergrundes im Becken selbst, gewonnen werden konnten.

Die allgemeinen stratigraphischen Fragen, betreffend die Gliederung des Jungtertiärs im inneralpinen Wiener Becken, werden in diesem Buche von R. Janoschek dargelegt. Ich kann mich daher auf die Besprechung der jungtertiären Ablagerungen am kalkalpinen Randsaum und dessen geologische und morphologische Geschichte beschränken.

## 1. Der kalkalpine Saum des Wiener Beckens zwischen Mödlingbach und Schwechat.

Die *marinen* Ablagerungen im südlichen Wiener Becken sind ihrem Alter nach als tortonisch anzusehen. Ein Versuch, den tieferen Teil derselben der helvetischen Stufe zuzuordnen (259), muß

auf Grund neuerer paläontologischer Überprüfungen (278) und auf Grund allgemeiner, stratigraphischer Erwägungen als nicht geglückt gelten.

Das *Torton* bildet an dem in Rede stehenden Gebirgsabschnitt nicht nur einen kontinuierlichen Ablagerungsraum mariner Sedimente unterhalb einer, dem Ostabfall des Anningers eingekerbten Terrasse,

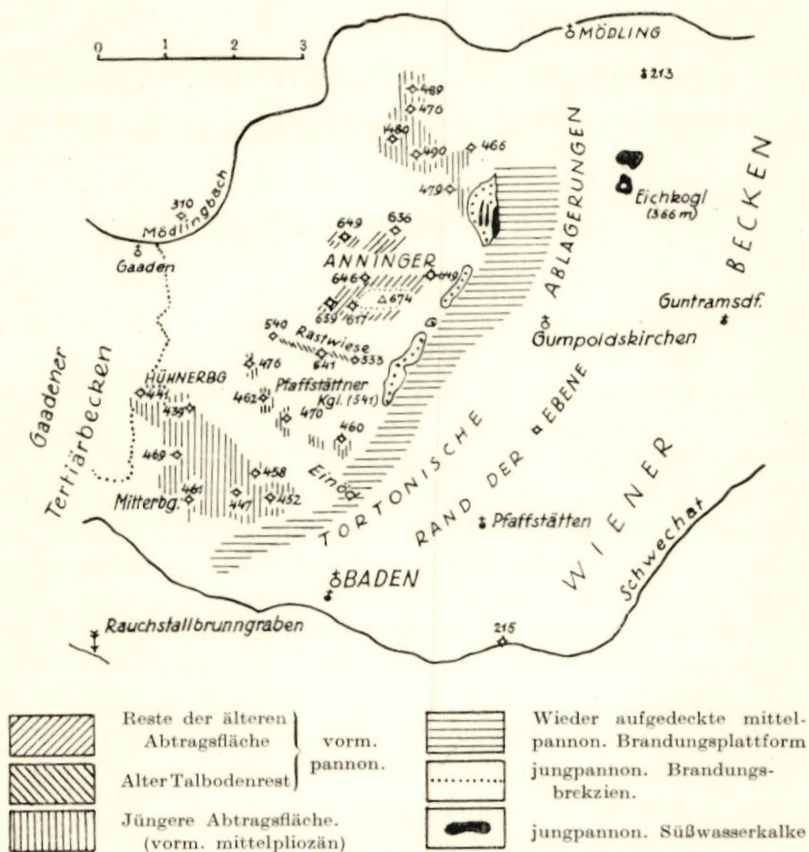


Abb. 1.

sondern auch einen, gegenwärtig ganz isolierten Lappen von Meeresbildungen in der westlich des Anninger-Massivs gelegenen „Gaadener Bucht“ (Abb. 1). Lithothamnienkalken spielen in diesen Bereichen nur eine geringe Rolle, treten aber am Gebirgssaum südlich von Mödling schollenweise auf. Im übrigen herrschen Schotter, Konglomerate und Sande vor. Von besonderem Interesse ist die Tatsache, daß die verfestigten Schotter am Gebirgssaum zwischen Mödling und Baden, obwohl sie hier einem Dachsteinkalk-Hauptdolomitgehänge unmittelbar



anlagern, nicht hauptsächlich aus diesen Gesteinen, sondern zum wesentlichen Teil aus wohlgerundeten Flyschgeröllen bestehen (Mündung des Prießnitztales, Gehänge südwestlich des Eichkogls, nördlich und südlich von Gumpoldskirchen, westlich Pfaffstätten). Sie fallen durchaus teils mit geringeren ( $4-6^{\circ}$ ), teils mit größeren Neigungen (bis  $20^{\circ}$ ) beckenwärts ab. Auch Brüche durchsetzen die Ablagerungen (z. B. am Kalvarienberg bei Gumpoldskirchen) und scheinen die Schichten stellenweise an einer Störung am Grundgebirge abzustoßen. Es handelt sich sonach bei diesen Konglomeraten am Beckensaum nicht um eine Strandhalde, die eine ganz andere Geröllzusammensetzung aufweisen müßte, sondern um eine nachträglich schräggestellte marine Schotterdecke. Letztere muß ehemals Teile des Anninger-Massivs überdeckt und über dieses hinweg eine Geröllzufuhr besonders auch aus der Flyschzone erhalten haben (126, 221). (Vgl. hiezu 284.)

Als tiefstes Glied der marinen Schichtfolge sind vielfach in weiterer Verbreitung dolomitische Brekzien entwickelt, die bei Baden und speziell in der „Gaadener Bucht“ auftreten.

Das Miozän der „Gaadener Bucht“, rings von Trias und Gosau umrahmt, zeigt an der Basis die eben erwähnten, auffällig mächtigen Kalk-Dolomitbrekzien, zum Teil mit Riesenblöcken, versehen. Sie deuten an, daß ein kräftig zerschnittenes und wohl tiefgreifend zersetztes Relief von der tortonischen Überflutung ergriffen wurde (259). Gelegentlich findet sich eine Einstreuung von Phyllit-, Quarzit-, Graphitschiefer- und kristallinen Einschlüssen in den Brekzien, wie solche schon seit langer Zeit auch aus den Brekzien oberhalb von Baden bekannt sind (259). Die naheliegendste Erklärung für ihr Auftreten besteht in der Annahme, daß in dem aufgearbeiteten mesozoischen Sockel der Miozäntransgression noch kleinere oder größere Reste altmiozäner Augensteinablagerungen — meist wohl Spalten und Klüfte im Triaskalk ausfüllend — vorhanden waren<sup>1)</sup>. Die tegelig-sandigen Zwischenschaltungen und Begleitschichten der Brekzie enthalten eine reichere Marinfaua (Tegel von Siegenfeld; 273, 259).

Die Hauptmasse des Gaadener Miozäns wird von sandig-tegelig-schottrigen Schichten gebildet, die reichlich Austern, Chamiden, Balanen, Dentalien, Korallen und viele andere Marinformen aufweisen. Die schotterreichen Schichten, die 1940 beim Bau der Reichsautobahn gut aufgeschlossen waren, besitzen Gerölleinschlüsse bis Kopfgröße (besonders von Flysch) und zeigen vielfach rasches Auskeilen der einzelnen Lagen. Bei gestörter Lagerung fallen sie mit  $8^{\circ}-15^{\circ}$  nach Westen ein.

<sup>1)</sup> Tatsächlich gelang es mir, an der Mahlleiten bei Wöllersdorf einen solchen Ablagerungsrest festzustellen.

Die in der Gaadener Bucht über dem marinen Miozän auftretenden, mächtigeren, fossilereen Hangendschotter gehören wahrscheinlich nicht mehr dem Torton an (siehe später).

Das marine Miozän des „Gaadener Beckens“ ist teilweise an Brüchen (360) in das Grundgebirge eingesenkt. Dies, ferner die beträchtlichen Schichtneigungen, das gegenwärtige Fehlen der Sedimentverbindung mit der Wiener Bucht, sowie schließlich die früher erwähnte, flyschgeröllreiche Zusammensetzung der Konglomerate am Ostsaum des Anningers weisen darauf hin, daß das „Gaadener Marin“ eine eingebrochene Scholle aus einer ausgedehnteren mittelmiozänen Sedimentdecke darstellt, die durch jüngere Gebirgsstörungen und beträchtliche Abtragungen in dislozierte, diesseits und jenseits des Anningers gelegene, separate Bereiche zerlegt wurde.

*Die sarmatischen Schichten am Ostgehänge des Anninger.* Am Beckensaum südlich von Mödling sind aufgearbeitete Leithakalke in den angelagerten sarmatischen Schichten festzustellen, die hier auch die Einlagerung eines sarmatischen Süßwasserkalks aufweisen (272). In den Steinbrüchen auf der Terrasse westlich des Eichkogls sind unter der Überlagerung des übergreifenden Pannons typische sarmatische Sandsteine und feine Konglomerate (mit Tegeln und Sanden) aufgeschlossen. Die starke Verwitterung, die sie an ihrer Oberfläche zeigen, weist auf eine „vorhöherpannonische“ Abtragszeit hin. Die sarmatischen Schichten zeigen auch noch auf der Höhe der Terrasse westlich des Eichkogls eine beckenwärts gerichtete Neigung und keine unmittelbare Anlagerung an ein Grundgebirgskliff.

Die Tatsache, daß im höheren Sarmat im südlichen Wiener Becken ein mächtigeres Delta — über dieses hinweg — in die Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte vorgebaut wurde (Triestingdelta, 126) — was eine weitgehende zeitweilige Trockenlegung der Bucht zur Voraussetzung hat — und das Auftreten sarmatischer Blockschotter im Randteil des Beckens bei Baden (Hartberg) begründen, im Verein mit den in diesem Buche erwähnten Feststellungen in der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte, die Annahme einer intrasarmatischen Diskordanz (zwischen älterem Sarmat und Obersarmat). An der Wende vom Sarmat zum Pannon hat hingegen die Wasserbedeckung fortgedauert, wie die an verschiedenen Stellen, unter anderem in Bohrungen bei Mödling, festgestellten „Übergangsschichten“ mit einer sarmatischpannonischen Mischfauna erkennen lassen. Wenn bei Thallern (südlich des Eichkogls) eine Auflagerung pannonischer Schichten auf dem aufgearbeiteten sarmatischen Untergrund ermittelt werden konnte, so handelt es sich hier offenbar nicht um die intrasarmatische Dis-



kordanz, sondern um die in weiter Verbreitung am östlichen Alpenrande feststellbare intrapannonische Diskordanz. Greifen doch am Ostsaum des Anninger-Massivs höhere pannonische Horizonte (Niveau der *Congerina subglobosa*, eventuell erst der *C. cf. balatonica*) transgredierend auf einer Terrasse über den mesozoischen Sockel vor (205). Auch die mächtigen Sandmassen am Ostfuße des Eichkogls, die durch prächtige Dünenschichtung gekennzeichnet sind (272), gehören einem mittleren pannonischen Horizont an (*C. subglobosa*-Niveau). Die Ablagerungen des Altpannons scheinen unmittelbar am Beckensaume zu fehlen und sind vermutlich intrapannonisch abgetragen worden.

An der Ostflanke des Anningers zieht zwischen Eichkogel und Baden die bekannte Brandungsterrasse hin, die wohl zu den schönsten im Bereiche der Ostabdachung der Alpen erhaltenen zählt. Sie wird von pannonischen Sedimenten überlagert, und zwar unmittelbar von sie flächenhaft bedeckenden feinkörnigen, fossilführenden Konglomeraten und Sandsteinen, und darüber von dem Kliffhang angelagerten, bedeutend über die Terrasse aufsteigenden, groben Brekzien. Letztere weisen westlich des Eichkogls Zwischenschaltungen von Süßwasserkalken auf (262).

Das Alter der Terrasse ist stark umstritten. Eine tortonische Entstehung, wie sie auch angenommen wurde (262, 228), ist mit der Tatsache, daß das anlagernde Torton nicht überwiegend aus dem Material des Kliffs, sondern wesentlich aus Flysch zusammengesetzt ist, unvereinbar. Auch wäre es sehr merkwürdig, daß die Terrasse — bei Zubilligung eines tortonen Alters — nicht von Ablagerungen dieser Stufe, sondern allenthalben von flachgelagerten, die Terrasse unmittelbar verhüllenden, jüngeren pannonischen Sedimenten bedeckt ist<sup>1)</sup>. Sowohl die engen Beziehungen, welche zwischen der Felsterrasse und den auflagernden feinkörnigen, fossilführenden pannonischen Konglomeraten bestehen, als auch der Umstand, daß die Terrasse, den marinen Ablagerungen gegenüber, eine geringere Störung aufweist, müssen als Hinweise auf eine wesentlich jüngere, und zwar pannonische Entstehung der Plattform gewertet werden. Da die Ablagerungen auf der Terrasse dem Niveau der *C. subglobosa*, (oder eventuell jenem der *C. cf. balatonica*) zugehören, kann die Entstehung der Terrasse in den unmittelbar vorangehenden Abschnitt des mittleren Pannons bzw. in diesen eingeordnet werden. In der heute vorliegenden Form liegt sie als wiederaufgedeckte Terrasse vor, die durch nachpannonische Erosion und flächenhafte Abspülung eine weitere Umgestaltung im einzelnen

<sup>1)</sup> Dagegen sind Spuren von Torton oberhalb der Terrasse festgestellt worden.

erfahren hat. Eine im Tieftale südlich Gumpoldskirchen festgestellte, in gestörter Lagerung befindliche Scholle von grober Brekzie mit Roterde, deren Entstehung in die „vorpontische“ Erosionszeit eingereiht wurde (270), kann vielleicht als sedimentären Abbild der intrapannonischen Störungs- und Abtragsphase angesehen werden.

Die Entstehung der Brandungsplattform am Ostgehänge des Anningers hat einen längerdauernden Stillstand der tektonischen Bewegungen an der Scholle, an der sie gebildet wurde, zur Voraussetzung. Im Gegensatz dazu deuten die über das Niveau der Terrasse aufsteigenden, dem Kliffhang angelagerten Brekzien auf eine jedenfalls raschere, nachfolgende Senkung des Küstensaums hin. Diese kann als eine zeitweilige Einbeziehung des Beckenrandes in den großen Senkungsvorgang des südlichen inneralpinen Wiener Beckens angesehen werden, der — wie die große Mächtigkeit des Pannons in der Wiener Bucht beweist — auch während dieser Stufe noch fortgedauert hat (263).

Diesen oberen Brekzien und Süßwasserkalken kann die Schichtkappe des Eichkogls, die aus Süßwasserkalken, Sanden und Tegeln besteht, im Alter gleichgestellt werden. Ihre reiche Landkonchylienfauna (275) weist auf ein jungpannonisches (pontisches) Niveau hin. Die Süßwasserkalkdecke des Eichkogls, die bis zu größerer Seehöhe hinaufreicht und über den Beckenrand hinaus vorspringt, hat unter ihrem Schutze einen Rest junger pannonischer Sedimente konserviert, der ansonsten schon der Abtragung zum Opfer gefallen wäre.

*Die jüngeren Schotter der Gaadener Bucht.* Im Hangenden der marinen Schichtfolge des Gaadener Beckens lagert ein jüngerer Grobschotterkomplex, reich an Flyschgeröllen. Die Lagerung ist, dem Marin gegenüber, weniger gestört; die räumliche Ausbreitung eine wesentlich größere, indem die Schotter über den Meeresbereich über Gosau und Trias weit hinausgreifen. Die Geröllgröße ist durchschnittlich bedeutender, als jene in den marinen Schotterlagen. Am Mitterberg bei Baden erreichen diese Schotter eine Seehöhe von fast 450 m und nähern sich schon sehr dem Saum des inneralpinen Wiener Beckens, an dem in gleicher Höhe oberpannonische Brekzien gelagert sind.

Für das Alter der oberen Schotter des Gaadener Beckens kommt meines Erachtens wohl nur die sarmatische oder pannonische Stufe in Betracht. Eine Entscheidung ist derzeit nicht möglich. Mit Rücksicht auf die Höhenlage der Schotterdecke, die sich an jene der an derselben Scholle auftretenden jungpannonischen Brekzien anschließt, und aus der Analogie mit der ins Pannon gestellten, höher hinaufreichenden Schotterdecke in der Triestingbucht, erscheint mir ein pannonisches Alter wahrscheinlicher.



*Alte Landoberflächen und jüngere Terrassen an der Anningerscholle.*

Über dem Niveau der als „mittelpannonisch“ festgelegten Brandungsterrasse am Saum des Anningers sind noch zwei höhere, besonders deutliche Flächenniveaus entwickelt, deren Entstehung im wesentlichen auf subaerile Abtragung zurückzuführen sein wird (126, 203). Die tiefergelegene bildet an der Südseite des Anningers die Plateaufläche des Mitterberges (um 460 m) und Niveaureste in ähnlicher Höhenlage an der Nordseite dieses Berges. In letzterem Bereiche steigen die jungpannonischen Süßwasserkalke und Brekzien, in ersterem die ihnen vermutlich gleichaltrigen jüngeren Schotter des Gaadener Beckens bis zur Höhe der Abtragsfläche auf, und scheinen am Mitterberge von dieser gekappt zu werden. Daraus kann auf ein jüngstpannonisches oder noch eher auf ein unmittelbar nachpannonisches Alter geschlossen werden.

Die stärker modellierte und nur mehr in Resten erhaltene höhere Abtragsfläche im Bereiche des Anningergipfels (um 650 m) (208), die einen Bestandteil der hier gegenüber den Kalkhochalpen schon tiefer abgesenkten „Raxlandschaft“ bildet, schreibe ich — im Sinne meiner, in früheren Abschnitten begründete Auffassung über die Entstehungszeit der ältesten Landflächenreste in den Ostalpen — ein wahrscheinlich altpannonisches Alter zu. Zwischen ihrer Entstehung und jener der großen Brandungsterrasse am Ostsaum des Anningers wäre — als Ausdruck der intrapannonischen Orogenese — eine weitgehende Schollenverstellung innerhalb der Anningerscholle anzunehmen, wie sie auch bereits von anderer Seite gefordert wurde (221). Unter Berücksichtigung der streckenweise 1000 m übersteigenden Senkungsbeträge im inneralpinen Wiener Becken allein in pannonischer Zeit und in Betracht der bedeutenden Mächtigkeit und damit auch des Senkungsausmaßes zur Zeit des Horizonts der *C. partschi* und jenes der *C. subglobosa* (205)<sup>1)</sup>, erscheint eine, den beiden letzteren Horizonten gleichzeitige Hebung des Randgebirges im Ausmaße bis zu etwa 300 m nicht außergewöhnlich.

Eine Reihe weiterer, tiefer gelegener Terrassen am Ostgehänge des Anningers, die früher als Abrasionsniveaus des pannonischen Sees aufgefaßt wurden (208), nunmehr aber — offenbar zutreffender — auf subaerile Abtragung zurückgeführt werden (262), gliedert den Abfall der in Wiederaufdeckung begriffenen pannonischen Brandungsplattform. Sie sind Anzeichen der jungpliozänen Landschaftsformung.

<sup>1)</sup> Letzterer deutet durch die große Tegelmächtigkeit auf gleichzeitig starke Niederbiegungen im Becken.

## 2. Der Gebirgsabschnitt am Ostabfall des Hohen Lindkogls bei Baden (zwischen Schwechattal und Triestingenke).

Südlich des Schwechatflusses tritt der Kalkalpensaum im Hohen Lindkogel-Massiv (847 m) ans inneralpine Wiener Becken heran. Die Südbegrenzung wird durch die tief eingreifende, mit Jungtertiär erfüllte „Triestingenke“ gebildet. Ein Saum von Leithakalkmassen, die über mächtigeren basalen Dolomitbrekzien aufruhend, bildet, zum Teil in gestörter Lagerung, den Abfall vom Hohen Lindkogel zur Triestingenke. Diese Lithothamnienkalke können, ebenso wie jene an der Ostflanke des Hohen Lindkogels, als der abgesenkte, bzw. herabgezogene Rest einer, ursprünglich größere Teile des Lindkogelmassivs einhüllenden Sedimentdecke angesehen werden. Die Dolomitbrekzien an der Tortonbasis entwickeln sich allmählich aus dem Hauptdolomit der Unterlage, dessen tiefgreifende, vortortonische Zersetzung sie markieren.

Eine besondere Position nimmt das kleine, rinnenförmig in den NO-Abfall des Hohen Lindkogels eingesenkte Miozänvorkommen des Rauchstallbrunngrabens (281) ein. Über basalen, durch Delta-schichtung gekennzeichneten, bryozoenreichen Dolomitbrekzien, die sich dem Hauptdolomitkliff anlagern (Abb. 2), folgt ein Nulliporenriff mit seitlichem Übergang in detritogene Kalke und darüber — in einem oberen Steinbruch aufgeschlossen — eine mächtige Masse von deltageschichtetem Konglomerat, das nebst Triasgeröllen auch reichliche Flyscheinschlüsse enthält. Bei dem gegenwärtigen Relief besteht auch hier keine Möglichkeit, die Zufuhr des Flyschmaterials zu deuten. Offenbar liegt auch im Rauchstallbrunngraben ein nachträglich tektonisch eingesenkter Schollenstreifen vor.

Vorgelagert dem Hohen Lindkogel erhebt sich im Randteil des Beckens südlich von Baden der Hartberg als flache Schwelle. Er wird von einer Grottschotteranhäufung gebildet, in der sarmatische Versteinerungen festgestellt wurden. Diese, vermutlich dem Obersarmat zugehörigen Schottermassen sind Anzeichen für eine starke Geröllzufuhr in einer sarmatischen Teilphase.

Am Südostabfall des Hohen Lindkogels breitet sich am Lusthausboden und am Josefsberg, oberhalb von Vöslau, in 467—491 m, eine ausgedehnte und guterhaltene Abtragslandschaft aus. Sie wird ihrem Entstehungsalter nach dem Mitterbergplateau oberhalb von Baden gleichzusetzen und wie dieses mittelplozäner Entstehung sein. In den anschließenden Teilen der Triestingenke erreichen die ins Pannon gestellten Schotter ähnliche Höhenlagen. (Hohe Schlatten 434 m, Wolfgeistberg 497 m.)



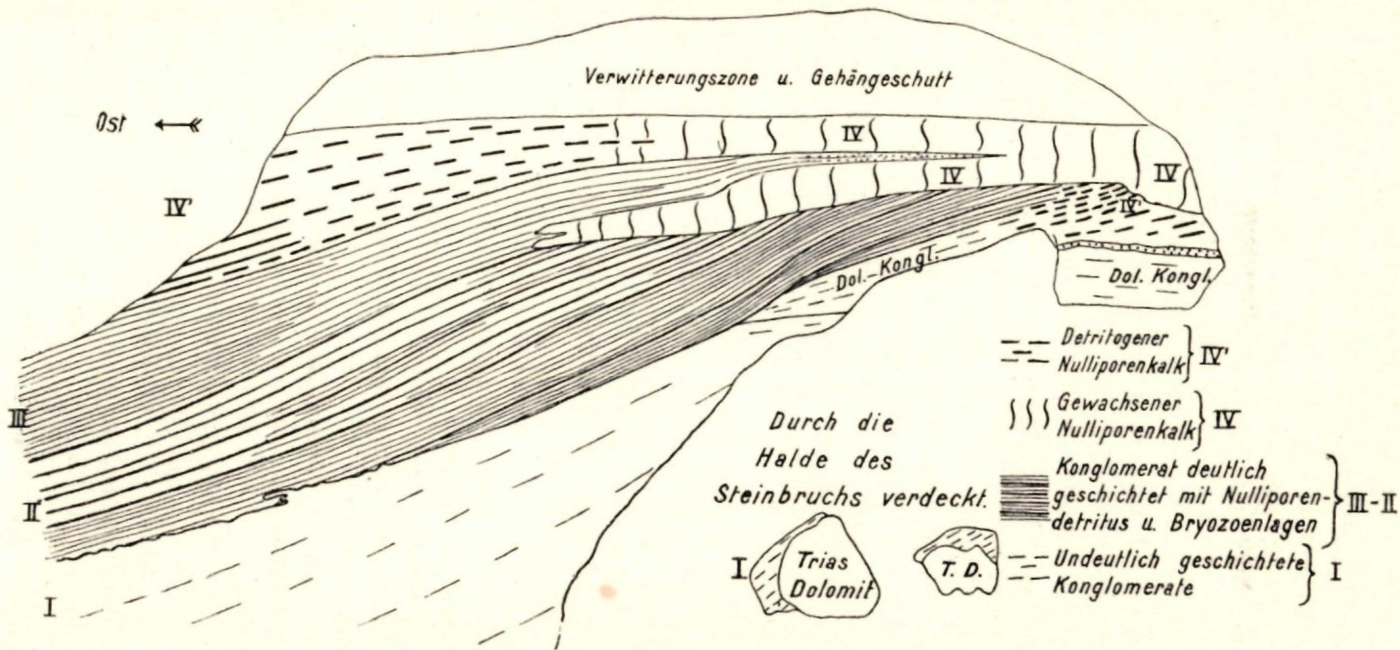


Abb. 2.

### 3. Die Triestingensenke.

Im Bereiche der Triestingensenke tritt der kalkalpine Saum des Wiener Beckens um zirka 8 km westwärts zurück. Das inneralpine Wiener Becken dringt hier auf Kosten der Kalkalpen vor, wobei allerdings die Absenkung und die dadurch bedingten Mächtigkeiten des Jungtertiärs nur geringe sind, und zahlreiche mesozoische Schollen durch die Tertiärdecke bis an die Oberfläche durchstoßen. An der Füllung der Triestingensenke beteiligen sich sowohl marine, wie brackisch-sarmatische und vorherrschend fluviatile pannonische Schichten. Als ältestes Glied der tertiären Schichtfolge erscheinen die kohleführenden Ablagerungen von Grillenberg bei Berndorf und jene der Jaulingwiese (letztere durch Funde miozäner Säuger bekannt); ferner Schichten vom Typus der „Grunder Facies“ bei St. Veit an der Triesting und schließlich die bekannte Ausbildung der marinen Gainfarner Mergel<sup>1)</sup>. Es liegen keine Anhaltspunkte dafür vor, daß es sich bei den in Rede stehenden Ablagerungen um ältere, als basaltortonische Bildungen handeln könne. Die bescheidenen Kohlenflöze dürften ebenfalls unmittelbar vor, bzw. während der tortonischen Transgression entstanden sein (203).

Durch neuere Untersuchungen (260) ist die weitere Verbreitung mariner Schichten, und zwar hauptsächlich in fossilführender schottriger Ausbildung, im Raume nördlich von St. Veit a. d. Triesting—Hirtenberg—Wagram bei Leobersdorf sichergestellt und dadurch der auf früheren geologischen Kartendarstellungen den pannonischen Schottern zugewiesene Bereich wesentlich eingeengt worden. Die Marinschotter sind reich an Flyschgeröllen und weisen auf die Mündung eines aus dem Flyschgebiet kommenden Flusses im Tortonmeer hin.

Im übrigen ist die Abgrenzung der altersverschiedenen Schotterdecken im Triesting- und Piestinggebiet noch nicht restlos durchgeführt. Außer den bisher bekannten marinen und pannonischen Schottern sind nunmehr im Raume von Lindabrunn, südlich der Triesting, auch sarmatische Schottermassen festgestellt (260). In den Steinbrüchen von Lindabrunn wird ein tieferer, zum Teil deltageschichteter Konglomeratzug von einem höheren durch eine Zwischenlage von Sandsteinen, die ganz durchsetzt von Wurzelresten sind, und von sandigen Tegeln, erfüllt von Landschneckenresten und deren Mündungsdeckeln, getrennt. Diese Zwischenschicht geht ostwärts auf kurze Distanz in cerithienführende Sandsteine von sarmatischem Typus über. Noch weiter ostwärts ist im Randgebiet des Wiener Beckens bei Hölles ein

<sup>1)</sup> Erst weiter draußen im Becken liegt die in etwas größerer Wassertiefe gebildete Facies der Badener Tegel.



größerer Verbreitungsbereich sarmatischer Schichten bekannt, der in seinen, reichlich Flyschgeröll enthaltenden Ablagerungen Muschel-sandsteine und eigentümliche Algenriffkalke aufweist (126). Da diese, wahrscheinlich obersarmatischen Ablagerungen Einschlüsse von Leithakalk enthalten, kann auch hier eine intrasarmatische Diskordanz vermutet werden.

Auf Grund dieser neueren Feststellungen ist demnach der tiefere Teil der Konglomeratplatte zwischen Triesting und Piesting teilweise ins Sarmat zu stellen.

Für die Hauptmasse der Schotter der Triesting-Piestingfurche dürfte eine Einreihung ins Pannon auch weiterhin zurechtbestehen. Aus dem oberen Triestingtal zieht sich eine, mit Schottern erfüllte Rinne aus der Gegend oberhalb von Neuhaus über Gadenweit, Wolfgeistberg, Hohe Schlatten und über Pottenstein gegen St. Veit, Hirtenberg bis Wagram bei Leobersdorf. Es handelt sich hier um die mächtigere Auffüllung einer vorher gebildeten, zum Teil in dem Grundgebirge, zum Teil im Miozän eingekerbten Erosionsform. Auf den Höhen zwischen Neuhaus und Pottenstein bis zu 500 m Seehöhe aufsteigend, senkt sie sich ostwärts ab und bildet östlich von St. Veit nach neueren Erhebungen (260) — entgegen früheren Kartendarstellungen (283, 266) — nur einen schmalen Saum am Tortonbereich der Nordseite des Triestingtales.

Dieser Triestingschuttkegel (bzw. Delta) ist durch die starke Beteiligung von Flyschgeröllen gekennzeichnet. Für sein pannonisches Alter spricht das Fehlen mariner oder brackischer Versteinerungen und der Umstand, daß sein östliches Ende bei Wagram (nördlich von Leobersdorf) mit fossilführenden Congerenschichten des Horizonts der *C. subglobosa* sich verzahnt. In der Ziegelei von Wagram sind nämlich im unmittelbaren Liegenden der Congerientegel und mit diesen eng verbunden, Konglomerate festgestellt worden (203). 3 km östlich von Leobersdorf sind ferner bei den Schönauteichen, unter 192 m mächtigen pannonischen Sanden und Tegeln, 33 m mächtige, kalkgeröllführende Schotter erbohrt worden (82), welche Melanopsiden enthielten. Offenbar liegen in beiden Fällen beckenwärtige Ausläufer der pannonischen Triesting-Piestingkonglomerate vor. Im Zusammenhalt mit diesen Feststellungen ist es wichtig, daß auch in den Ziegeleien von Siebenhirten (nordnordöstlich von Mödling) grobe Konglomerate, die reichlich *C. subglobosa* führen, im Mittelpannon auftreten, und daß schließlich in der Bohrung von Obereggersdorf (bei Wiener-Neustadt) mächtigere kristalline Schotter unter einer höheren pannonischen Schichtfolge erbohrt wurden. All diese Tatsachen weisen meines Erachtens darauf hin, daß intrapannonisch eine weitgehende Trockenlegung des südlichen

Wiener Beckens, bzw. anschließend eine Vorschüttung groben Geröllmaterials in dieses von den Flanken her erfolgt ist. Ich glaube hierin die Auswirkung der im steirischen Becken deutlicher festgelegten intrapannonischen Phase der attischen Orogenese erblicken zu können.

#### 4. Der Bereich der Piestingesenke.

Zwischen Triesting- und Piestingtal und südlich des letzteren verhüllt eine jüngere Konglomeratdecke weitgehend Grundgebirge und marines Miozän. Die ausgedehnten Konglomerate, welche die Plateaufläche „auf dem Hart“ zusammensetzen, dürften, mitsamt ihren Ausstrahlungen, der pannonischen Schotterdecke (Schuttkegel, bzw. Delta) zuzuzählen sein. Gegen das Becken zu stellen sich aber darunter, wie schon angegeben, sarmatische Schotter ein (Lindabrunn). Ob die an den Nordhängen bei Oberpiesting unter den „pannonischen“ Schottern gelagerten, gröberklastischen Schottermassen (203) von ersteren abzutrennen und dem sarmatischen Niveau zuzuordnen sind, muß unentschieden bleiben.

Interessante Aufschlüsse gewähren die Steinbrüche bei Wöllersdorf (nördlich und südlich der Piesting) und jene bei Brunn-Fischau. Unter dem teilweise abgetragenen Konglomeratmantel tauchen dort überall Leithakalke und marine Konglomerate hervor. Nördlich von Wöllersdorf bilden die Lithothamnienkalke ein Gewölbe mit steiler (25°) absinkendem Ostflügel. Ein Bruch (mit prächtigem Harnisch) durchsetzt die Kalke annähernd dort, wo die Bänke zu östlicher Neigung übergehen. Dies, und der Umstand, daß auch feine Mergellagen an stärker geneigten Bänken Anteil nehmen, weist darauf hin, daß es sich hier im wesentlichen nicht um Strandhaldenschichtung handelt, sondern um eine nachträgliche tektonische Schrägstellung der Scholle gegen das Senkungsfeld des Wiener Beckens (245, 126).

An der Südseite des Piestingtales (südlich Wöllersdorf) bilden Korallenriffkalke die Basis des Tortons. Sie reichen fast bis zur Höhe der Steinereben (500—532 m) auf, einer bereits in Triaskalke eingearbeiteten, gut erhaltenen vermutlich mittelpliozänen Abtragsfläche, die eine Augensteinüberstreuung aufweist<sup>1</sup>).

In den großen Steinbrüchen südlich von Wöllersdorf sind den Leithakalken streifenweise Konglomerate und Schotter, überwiegend horizontaler Schichtung, aufgelagert. Die Konglomerate scheidet eine Erosions- und Winkeldiskordanz vom Leithakalk, dessen Einschlüsse sie enthalten (Abb. 3).

<sup>1</sup>) In der Nachbarschaft konnte ich eine geschlossene Schotterablagerung aus vorwiegend kristallinem Material, als Ausgangssediment der Augensteine feststellen.



Die gegenseitigen Beziehungen zwischen Leithakalk- und Konglomeratdecke sind jedoch noch komplizierter, als es zunächst erscheint. Bei einem Teil der Schotterrinnenfüllungen ist eine bruchförmige Begrenzung festzustellen, die aber nur der tieferen Part'e innerhalb der Schotteraufschüttung zukommt. Nach oben hin verliert sich der Bruchcharakter der Begrenzung (Abb. 3). Es handelt sich hier um eine Fortdauer tektonischer Bewegungen noch bei Beginn der Aufschüttung, die aber im Verlaufe derselben zur Ruhe gekommen waren. Die Leithakalkplatte wurde offenbar durch streichende (Ost-West verlaufende) Brüche in Teilschollen zerlegt und aufgerichtet, gleichzeitig durch die Erosion modelliert und sodann, noch bei anfänglicher Fortdauer der tektonischen Zerstückelung, mit Schotter zugedeckt. Es liegt hier somit eine Verknüpfung teils tektonisch angelegter und weitergebildeter, teils erosiv entstandener oder ausgestalteter Rinnen mit nachträglicher Verschüttung vor.

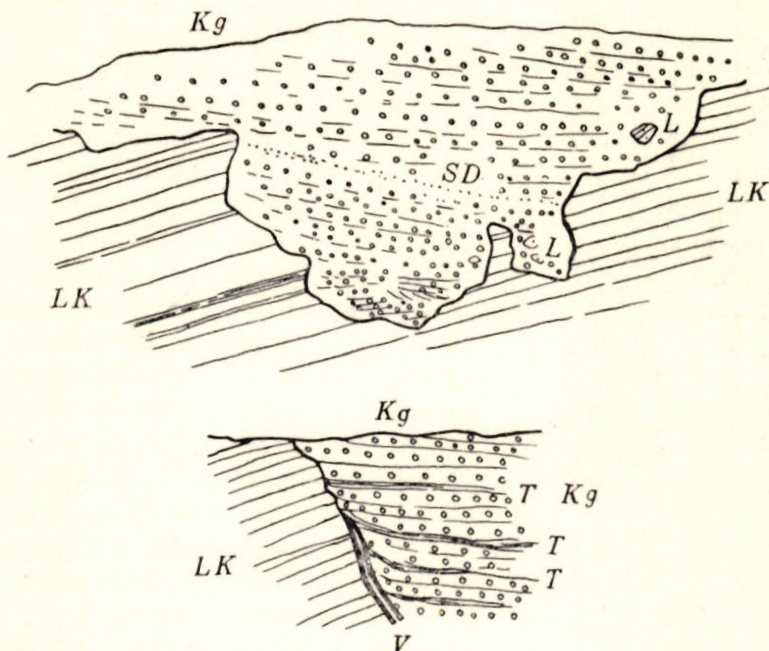


Abb. 3.

LK = Leithakalk des Torton. Kg = Konglomerat des Sarmats oder Pannons. SD = Sandsteinschaltungen im Konglomerat. T = Toneinschaltungen im Konglomerat. L = Leithakalkeinschluß im Konglomerat.

Das Alter der die Leithakalkrinnen erfüllenden Schotter ist nicht genau feststellbar. Es kann sich um eine sarmatische Schotter handeln, entsprechend den fossilführenden von Lindabrunn; es kann aber auch eine basale Partie der pannonischen Konglomerate vorliegen. Je nach der Altersdeutung würde der die Rinnenbildung veranlassende tektonische Vorgang der intrasarmatischen attischen Vorphase oder der intrapannonischen attischen Phase zuzuordnen sein.

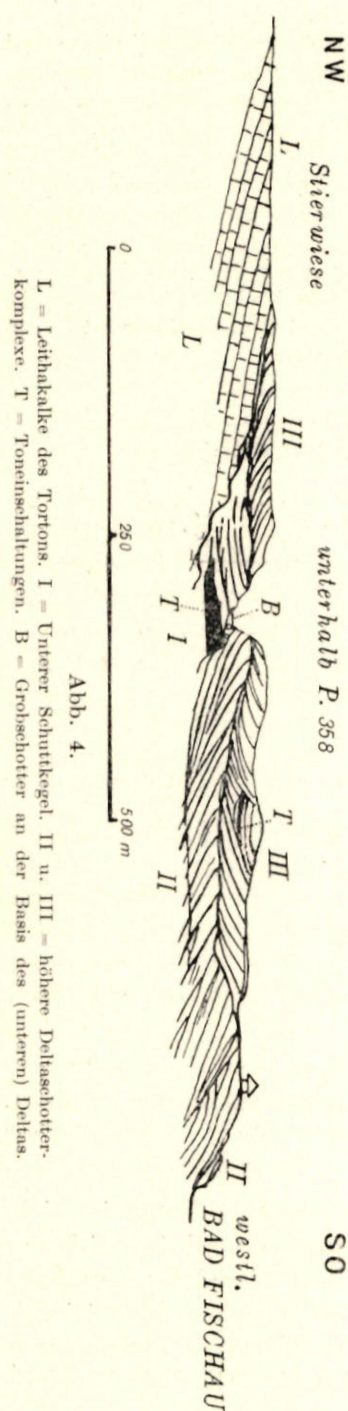


Abb. 4.

L = Leithakalke des Torton. I = Unterer Schuttkegel, II u. III = höhere Deltaschotterkomplexe, T = Toneinschaltungen, B = Grobschotter an der Basis des (unteren) Deltas.

Westlich von Bad Fischau treten Leithakalke und bunte marine (sogenannte „Wurstmarmore“) am Saum des mesozoischen Grundgebirges in Schollen zutage. Sie erweisen sich gestört und fallen dem Becken zu.

Darüber breiten sich, von den Höhen südlich von Wöllersdorf bis Fischau und Brunn, die jüngeren Konglomerate aus, welche bei letztgenannten Orten die Talsohle unterteufen. Bei Brunn-Fischau sind die Konglomerate, mit schöner Deltaschichtung versehen, gut aufgeschlossen (208, 126). Wie Abb. 4 zeigt, lagern in dem Graben zwischen Brunn und Fischau drei Hauptschutt-, bzw. Deltakegel übereinander. Das untere Konglomerat ist durch flache Bankung gekennzeichnet und zeigt an der Auflagerung des jüngeren eine starke oberflächliche Verwitterung. Mit einer größeren Schotterlage setzt darüber ein Deltakegel ein, dessen Bänke vorherrschend ostwärts abfallen. Darüber lagert schließlich ein oberer Deltakegel, mit vorwiegend westlich gerichteten Bänken. Westlich (oberhalb) von Fischau setzt eine, mit Karbonaten und eisenschüssigem Material erfüllte Verwerferspalte durch Leithakalk und auflagerndes Konglomerat durch, vermutlich die Füllung einer alten Thermalspalte. Die Deltaschotter von Fischau sind zweifelsohne pannonischen Alters. Ob dies auch für den darunter festgelegten Schuttkegel gilt, muß offen bleiben.

Die Deltaschotter von Fischau-Brunn müssen auf rasch sinkendem Boden am Saum des Wiener Beckens entstanden sein. Es liegen aber auch Anzeichen für eine nachträgliche Verstellung vor, die sich in dem südwärtigen Herabziehen der Schotter gegen Brunn-



Fischau zum Ausdruck bringt. Mit dieser Niederbiegung harmoniert auch die schon mehrfach vermerkte auffällige Tiefenlage der anschließenden Gosaulmulde der Neuen Welt und der sie im Südosten begrenzenden mesozoischen Randschwelle.

Auch die Schotter des Piestinggebietes reichen bis zur größeren Seehöhe hinauf. Südlich von Unter-Oberpiesting steigen sie am Hasenberge bis zu 544 m Seehöhe auf. In analoger Höhenlage finden sich in ihrer südlichen Nachbarschaft prächtige Abtragsflächen im Triaskalk, auf der schon erwähnten Steinereben, der Mahlleiten und Brunnereben um 500 m Seehöhe. Im Gegensatz zu anderen Auffassungen (203, 228) halte ich diese Abtragsflächen für jünger, als die bis zu gleichen Seehöhen aufsteigende pannonische Verschüttung und stelle sie ins Mittelplozän. Mit einem Höhensprung von zirka 400 m erhebt sich über diese Schotterfluren und randlichen Abtragsflächen die Altlandschaft der Hohen Wand, als östlichster ausgedehnter Rest der „Raxlandschaft“ der Nordalpen. Im Sinne der im steirischen Becken erzielten Ergebnisse wäre die Hauptanlage dieser, heute hochgehobenen Landfläche ins Altpannon einzuordnen, welcher, hier vertretenen Auffassung allerdings andere Deutungen (228, 231, 203) gegenüberstehen<sup>1)</sup>.

### 5. Der Gebirgssaum zwischen Brunn-Fischau und Gloggnitz.

Im südlichsten Winkel des sich dort ganz zuspitzenden inneralpinen Wiener Beckens findet sich, wie schon auf S. 330 dieses Buches ausgeführt, in Hart bei Gloggnitz ein ins Grauwackengrundgebirge eingeklemmter Rest helvetischer kohleführender (Lignit-Glanzkohle!) Ablagerungen. In seiner starken Faltung kommt noch die Auswirkung der „steirischen Gebirgsbewegung“ zum Ausdruck. Marine und auch sarmatische Schichten sind bisher aus dem südlichsten Teil des Wiener Beckens nicht bekannt geworden. Die Beckenerweiterung scheint hier erst im Pannon erfolgt zu sein; aus welcher Zeit lignitführende Tegel bei Pottschach vorliegen. Im übrigen wird der kalkalpine Saum dieses Beckens hauptsächlich von einer mächtigen, die Talsohle unterteufenden Konglomeratmasse gebildet, dem „Rohrbacher Konglomerat“, einem alten Schwarzaschuttkegel. Er beginnt bei St. Egyden am Steinfeld und reicht südwärts bis über Pottschach. An seiner Anlagerung an das Grundgebirge treten bei Würflach Grob- und Blockschotter hervor, die früher für Moränen gehalten wurden. Bei Pottschach zu größerer Seehöhe sich erhebende Konglomerate werden (208) als ältere

<sup>1)</sup> Nach letzteren lägen hier noch vortortonische Reliefformen vor.

Bildungen vom Rohrbacher Konglomerat abgetrennt und einem pannonischen Delta des Sierningbaches zugeschrieben. Das Rohrbacher Konglomerat wird zumeist als eine bereits jungpliozäne Bildung angesehen. Als Stütze für diese Auffassung kann gelten, daß es auch dort, wo es dem Piestingdelta nahekommmt, im Gegensatz zu letzterem, horizontale Bänke aufweist. Die Altersfrage muß aber noch offengelassen werden.

## 6. Zur Entwicklungsgeschichte des südlichen Wiener Beckens.

Die voranstehenden Ausführungen lassen erkennen, daß der Westsaum des inneralpinen Wiener Beckens einer Grenzzone zwischen zwei großen, jungtektonischen Bereichen entspricht: Der im Jungtertiär stärker gehobenen Scholle der nördlichen Kalkalpen im Westen und der zwischen letzterer und der zeitweilig in schwacher Aufwölbung begriffenen kristallinen Schwelle des Rosalien-Leithagebirges tief eingebrochenen, südlichen inneralpinen Wiener Bucht im Osten. Die gewaltigen Schollenverschiebungen, die sich am Westsaume des südlichen Wiener Beckens auf Grund der neuen Bohrergergebnisse und des morphologischen Befundes nunmehr sicherer festlegen lassen, haben seit dem Beginn des Torton ein Vertikalausmaß von mehreren 1000 m, im Maximum vermutlich bis zu etwa 5000 m aufzuweisen. Der Westrand des inneralpinen Wiener Beckens spielte sonach im Jungtertiär die Rolle eines großen Scharniers, an dem die, mehrere 1000 m vertikale Niveaudifferenz — zum Teil an Brüchen (Leopoldsdorfer-Sollnauer Verwurf) — erzeugenden Störungen, die bewegten Schollen gegeneinander abgegrenzt haben. Die tortonische Meerestransgression, die brackische Sedimentation des sarmatischen Meeres und die Brandung des pannonischen Süßwassersees haben sich an diesem, vielfach tektonisch und auch erosiv eingekerbten Saum der Kalkalpenrandzone abgespielt, die während dieser Zeiten in vielphasiger Bewegung begriffen war. Es ist einleuchtend, daß bei dem häufigen Wechsel von Hebung und randlicher Nachsenkung des Gebirgssaums, an letzterem nur lückenhafte Sedimente entstehen konnten, und daß wesentliche Teile der jeweils gebildeten Ablagerungen in zwischengeschalteten Phasen der Aufwölbung durch die Abtragung wieder entfernt wurden. Dies kommt auch in der — trotz vorwiegend grobklastischer Beschaffenheit — viel geringeren Mächtigkeit der Ablagerungen am Beckensaum, gegenüber jenen im Innern des inneralpinen Wiener Beckens zum Ausdruck. In Zeiten besonders starker Aufwölbung, wie sie in einer intrasarmatischen und in einer intrapannonischen Phase anzunehmen sind, waren sogar größere Teile des Beckens selbst trockengelegt und dem Abtrag unterworfen. In diesen Zeiten (und dann unmittelbar vortortonisch und im jüngeren



Pliozän) hat sich auch die Höherschaltung und jeweilige erosive Ausgestaltung der kalkalpinen Randgebirge vollzogen. Das heute sichtbare Relief des Alpensaums wurde, im Sinne der in diesem Buche niedergelegten eigenen Auffassung, erst in den pliozänen Phasen dieses Entwicklungsganges geschaffen.

Bei den nachgewiesenen, mehrere 1000 m betragenden relativen, jungtertiären Verschiebungen der Schollen am westlichen Saum des Wiener Beckens, die auch eine Querstaffelung erzeugten, erscheint es unmöglich, tortonische oder auch sarmatische Strandmarken in auch nur annähernd gleicher Höhenlage am Beckenrand erwarten zu wollen. Die großen Störungen an der östlichen Abbruchzone der Kalkalpen müssen auch die miozänen Ablagerungen dieses Bereiches wesentlich verstellt und im großen Ausmaße seither der Abtragung überantwortet haben. Darauf deuten auch die bei näherem Zusehen allenthalben sich als disloziert erweisenden Lagerungsverhältnisse des Miozäns (z. B. Gaadener Bucht, Anninger-Saum, Wöllersdorf usw.) hin und der Umstand, daß die Sedimentaufschüttung am Saume (z. B. Anninger, Lindkogel) unter ganz anderen orographischen Verhältnissen, als gegenwärtig, vor sich gegangen sein muß.

Während — angesichts der neuen Bohrergebnisse im Wiener Becken und in der Kleinen Ungarischen Ebene — niemand mehr daran zweifeln kann, daß z. B. die tortonischen Strand- oder Seichtwasserbildungen in den vorgenannten Becken bis zu mehreren 1000 m tief versenkt wurden und, daß sie auf Zwischenstaffeln — infolge der Verstellung — alle möglichen Niveaulagen einnehmen, wurde bisher — trotz der vielfach festgestellten tektonischen Neigung oder bruchförmigen Begrenzung — dem Randgebirge und seiner Miozändecke seit dem Tortonbeginn keine wesentliche tektonische Beweglichkeit mehr<sup>1)</sup> zugeschrieben. Der Hebungsvorgang sollte an diesem, nach vorherrschender Ansicht, im Gegensatz zu den gewaltigen Absenkungen in den anliegenden Beckenlandschaften, schon in vortortonischer Zeit, zum Erlöschen gekommen sein. Die Unwahrscheinlichkeit dieser Annahme ergibt sich aus den voranstehenden Ausführungen von selbst.

Ebenso angreifbar ist die meist noch vertretene Auffassung, daß in den alpinen Randbergen, und in den Ostalpen überhaupt, Abtragsflächen aus dem älteren Miozän (und zwar aus vortortonischer Zeit) in den Plateauflächen unserer Hochalpen und Voralpenberge, mehr oder minder unversehrt, sich bis zum heutigen Tage hätten erhalten können, während sich an ihrem unmittelbaren Ostsaum doch seither gewaltige, mehrere 1000 m mächtige Schuttmassen des Tortons, des Sarmats und des Pannons, zum Teil flach eingreifend in das Gebirge und nachweislich zum guten Teil aus dessen Zerstörung bestehend, gebildet hätten. Wie schon in diesem Buche auf S. 398—403 näher ausgeführt wurde, läßt die große Mächtigkeit und die gewaltige räumliche Ausdehnung des jungtertiären Schutts in dem östlichen Randbecken der Alpen schließen, daß während

<sup>1)</sup> Von schwachen Nachbewegungen abgesehen.

des Jungtertiärs noch eine sehr bedeutende flächenhafte Abräumung der Randgebirge bis ins Pliozän hinein platzgegriffen hat. So wurde aus den Beziehungen zwischen jungtertiärer Sedimentation, Tektonik und Landschaftsformung abgeleitet, daß die morphologisch noch erkennbaren Formen in den Randgebirgen zeitlich nicht über das Pannon zurückreichen dürften. Den hochgelegenen Abtragsflächen der östlichen Nordalpen, die in Rax, Schneeberg und Hohe Wand an das südliche inneralpine Wiener Becken herantreten, wird im Sinne dieser Deutungen ein altpannonisches Alter zugeschrieben.

Nach der hier dargelegten Auffassung ist somit, aus tektonischen und sedimentologischen Erwägungen heraus, die Annahme einer noch im wesentlichen primären und an ein bestimmtes Niveau gebundenen Lage miozäner Strandbildungen am Saume des inneralpines Wiener Beckens, ebensowenig angängig, wie jene des Vorhandenseins vorpliozäner Landoberflächen, bzw. Brandungsterrassen (mit Ausnahme örtlich wiederaufgedeckter). Wenn gegenwärtig das marine und brackische Miozän am Beckensaum der Wiener Bucht eine Seehöhe von 500 m nicht übersteigt, so hat dies darin seinen Grund, daß die an höhergehobenen Schollen des Beckenrandes abgelagerten Reste schon in obermiozäner und altpliozäner Zeit der Denudation unterliegen mußten.

Den hochgelegenen und stark gegeneinander verstellten Flächenresten der „Raxlandschaft“, die vermutlich altpliozänen Alters ist, steht am kalkalpinen Saum des Wiener Beckens ein jüngerer Flächensystem gegenüber, das nur viel geringere nachträgliche tektonische Vertikalverschiebungen mitgemacht hat, und, wie sein Äquivalente am zentralalpines Saum, hier als mittelpliozäne Landoberfläche aufgefaßt wird. Meines Erachtens kommt in seiner Entstehung ein längerdauernder tektonischer Stillstand im pliozänen Aufstieg der Alpen zum Ausdruck.

Die jüngste, spätpliozäne orogenetische Teilphase hat, wie die bedeutenden Verschiebungen auch noch des Pannons an der Leopoldsdorfer und Zillingdorfer Verwürfen beweisen, das inneralpine Wiener Becken und seine Randgebiete noch mitergriffen. In seinem Gefolge wurde im Randgebirge erst die gegenwärtige kräftige Zerschneidung des Reliefs geschaffen, das uns heute in so mannigfaltiger und den Gesteinsverhältnissen angepaßter Gestalt entgegentritt; im Becken selbst aber eine weitgehende flächenhafte Ausräumung der jungen Schichtdecke in die Wege geleitet. Im südlichsten Teil des inneralpines Beckens deutet die Aufschüttung der Rohrbacher Konglomerate und der quartären Steinfeldschotter (38, 268) auf fortwährende Nachsenkungstendenzen noch in jungpliozäner und quartärer Zeit hin, während damals im mittleren Teil desselben an der Donau (264) wie die übereinander angeordneten Terrassenfelder des Laaerberg-, Höbersdorfer- und



Arsenalterrassenniveaus erweisen, eine rhythmisch durch Aufschotterung unterbrochene Tiefersenkung der Erosionsbasis platzgegriffen hat. So entwickelte sich im Raume von Wien und östlich davon eine zerschnittene Terrassenlandschaft, südlich anschließend in jenem von Baden, die Ausräumungslandschaft der „nassen Ebene“, noch weiter südlich aber der junge und tiefgreifende Aufschüttungsraum der Rohrbacher Konglomeratflächen und des Steinfeldes.

Wie die heutigen und die noch stärkeren historischen Erdbeben im mittleren und südlichen Wiener Becken andeuten, ist dort der Boden noch immer in Bewegung begriffen. Es kann angenommen werden, daß auch gegenwärtig noch die Randgebirge aufgewölbt werden, während die Beckenscholle mindestens relativ teilweise im Sinken begriffen ist (271, 267). Die Tektonik der Gegenwart schließt so unmittelbar an jene der jungtertiären geologischen Vergangenheit an.

#### Schrifttum.

(Die Numerierung schließt an jene des Abschnittes von A. Winkler-Hermaden „Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpinen Tertiär“ auf S. 404 dieses Buches an.)

- (259) Bobies C. A.: Gaadener Becken. M. W. **19**, 1926.  
 (260) — Geologische Studien im Tertiär der Triesting- und Piestingbucht. Anz. 1928.  
 (261) Bobies C. A. u. Küpper H.: Tertiär am Ostrande des Anninger. Jb. **77**, 1927.  
 (262) Büdel, J.: Alte und junge Züge im Antlitz der Wiener Landschaft. M. G. **76**, 1933.  
 (263) Friedl, K.: Über die jüngsten Erdölforschungen im Wiener Becken. Petrol. 1927.  
 (264) Hassinger H.: Beiträge zur Physiogeographie des Wiener Beckens. Penck-Festschrift 1918.  
 (265) Kautsky F.: Die Erdbeben des östlichen Teils der Ostalpen. Mitt. Erdbeb. Komm. Akad. Wiss. Wien **58**, 1924.  
 (266) — Bivalven des niederösterreich. Miozäns. Verh. 1932.  
 (267) — Biostrat. Bedeutung der Pectiniden. Ann. naturh. Mus. Wien 1928.  
 (268) Kleb, M.: Wiener-Neustädter Steinfeld. Geogr. Jahresber. **10**, 1913.  
 (269) Krulla, R.: Geologie Umgebung von Berndorf. Verh. 1919.  
 (270) Küpper, H.: Zur Auflösung von Morphogenese. Sb. 1927.  
 (271) Meier, O.: Erdbeben und Bau des Wiener Beckens. Zs. D. geol. Ges. **80**, 1928.  
 (272) Richarz, St.: Eichkogel bei Mödling. Jb. 1921.  
 (273) Schaffer, F. X.: Badener Tegel bei Siegenfeld. Verh. 1893.  
 (274) — Geologischer Führer im Wiener Becken I. Berlin. Bornträger 1907.  
 (275) Schlosser, M.: Land- und Süßwassergastropoden vom Eichkogel. Jb. 1907.

- (276) Sieber, R.: Neue Beiträge zur Stratigraphie usw. des österreichischen Jungtertiärs. *Petrol.* 33, 1937.
- (277) Toula, F.: Geologische Excursionen. *Jb.* 1905.
- (278) Toth G.: Kurze Mitteilung über eine Fauna aus dem Gaadener Becken. *Anz. Wien*, 1939.
- (279) Troll, O. v.: Pontische Ablagerungen . . . . Leobersdorf. *Jb.* 1907.
- (280) Wilser, B.: Zur Stratigraphie der pontischen Schichten usw. *Verh.* 1923.
- (281) Winkler-Hermaden, A.: Lagerungsverhältnisse im Rauchstallbrunngraben. *Verh.* 1925.
- (282) — Referat über Büdel: „Südliches Wiener Becken“. *Verh.* 1934.
- (283) Geol. Spezialkarte der österr.-ungar. Monarchie, Bl. Wiener Neustadt. Aufgenommen von F. Kossmat und H. Vettters. *Geolog. Reichsanst. Wien*, 1916.
- (284) Geolog. Karte der Umgebung von Wien. Entworfen von C. A. Bobies und L. Waldmann. *Wien*, 1929. Verlag d. Kartogr. Instituts.

Abgeschlossen im Jahre 1940.

---



## Schlußbemerkungen

In den voranstehenden allgemeineren Ausführungen sind die maßgeblichen Momente herausgestellt, welche für die junge tektonische und geomorphologische Entwicklung der östlichen Alpen von Bedeutung gewesen waren. Zweifelsohne kommen außer den tektonischen Einflüssen als Faktoren, welche die Denudation zu beeinflussen vermochten, auch noch selbständige Bewegungen der Erosionsbasis (eustatische Spiegelschwankungen!) in Betracht, deren Ursachen in tektonischen und sedimentären Vorgängen hauptsächlich wohl im Bereiche der Ozeane zu suchen sind. Ihr Eingriff in das morphologische Geschehen wurde besonders in älteren Arbeiten eindringlich in den Vordergrund gestellt (250) und auch zur Deutung der jugendlichen Landformung des östlichen Alpensaums herangezogen (208), (237). Ihr zweifellos nicht zu vernachlässigender Anteil an dem Gesamtgeschehen ist derzeit wohl noch nicht genauer von den tektonischen Beeinflussungen aussonderbar.

Die hier auf Grund der Bemühungen vieler Forscher unter weitgehender Verwertung eigener Ergebnisse dargelegten Auffassungen über diese jungen tektonischen, sedimentologischen und reliefformenden Vorgänge an der Ostabdachung der Alpen knüpften in den Hauptgesichtspunkten an Gedankengänge an, wie sie in den beiden letzten Jahrzehnten, speziell das jugendlichere Alter der großen Alpenhebung und der sie begleitenden Reliefformung schon von verschiedener Seite mehr oder minder bestimmt, von einzelnen Gesichtspunkten ausgehend, geäußert worden waren (238), (212), (245), (221), (17). Aufbauend auf vieljährigen eigenen Ergebnissen und ihrer schon seinerzeitigen Begründung wurde hier noch weiteres Belegmaterial für den hier dargestellten jungen Entwicklungsgang der Ostabdachung der Alpen in knappem Auszuge vorgelegt<sup>1)</sup>. Die Erkenntnisse, zurückgehend auf langjährige Bemühungen vieler Forscher, ermöglichen es nunmehr, die tektonisch morphologische Entwicklung der östlichen Alpen in

---

<sup>1)</sup> Es ist hier nicht der Ort, auf vorgebrachte Einwendungen einzugehen, was an anderer Stelle erfolgt.

der Tertiärzeit als eine ausgesprochen mehrzyklische zu erfassen, mit mehrmaligem Entstehen und Wiedervergehen eines tektonischen und morphologischen Alpengebirges, und das erst pliozäne Alter der letzten, die heutigen Alpen schaffenden tektonischen Bewegungen und der sie begleitenden Abtragungsvorgänge sicherzustellen.

Ich hoffe, daß auch die in dieser Schrift niedergelegten Ergebnisse mit dazu beitragen werden, der Forschung über Werden und Vergehen der Ostalpen neue Anregungen zu geben!

---