

Erläuterungen
zur geologischen Karte
der Umgebung von Wien

Von

Carl A. Bobles und L. Kölbl

mit einem Vorwort von

Prof. F. E. Suesß

Verlag des Kartographischen, früher Militärgeogr. Institut
Wien, 8.

Druckfehlerberichtigung:

Das mit blauer Farbe als „Mitteljura-Neokom“ bezeichnete Vorkommen beim Wort „Mauer“ der Karte ist mit grauer Farbe als „**Glaukoniteozän**“ richtigzustellen.

VORWORT.

Wo die nach Nordosten ausgezogene Endspitze der Alpen von der Donau durchbrochen wird, ist Wien gelegen, an dem nach Osten gewendeten Abhang, nach Osten blickend gegen die Ebene des Wiener Beckens. Hier tauchen die niedrigen Ausläufer der Alpenkette unter die mächtige und abwechslungsreiche Schichtfolge der jungtertiären marinen, bradischen und lacustren Ablagerungen mit ihrem auserlesenen Reichtum an Fazies-typen und Faunenfolgen, aber die Eigenarten des Gebirges, die Mannigfaltigkeit der Schichtfolge der Sandsteinzone und der Kalkalpen bleiben die gleichen bis an den scharfrandigen Abbruch. Das Gebirge legt uns gleichsam den ganzen inneren Reichtum an Problemen mit gefälliger Geste vor die Füße. Ein bequemer Spaziergang führt uns vor die großartigen und verwidelten Fragen der alpinen Stratigraphie und Tektonik.

Eine große Zahl von Forschern ist beteiligt an dem Bestreben, den geologischen Bau der Umgebung Wiens aufzuklären. Wir nennen nur einige, E. Sueß, Th. Fuchs, D. Stur, F. Toulia, C. Paul aus älterer, C. A. Bobies, K. Friedl, G. Gökinger, S. Hassinger, L. Kober, H. Rüpper, F. X. Schaffer, A. Spiz, F. Trauth, A. Winkler aus späterer Zeit. Aber hier vor dieser ganz außerordentlichen Mannigfaltigkeit, mehr noch als anderwärts, erfährt man, daß die Lösung einer Frage wieder andere, neue Fragen erstehen läßt.

Aus zweifacher Quelle entspringen die Wandlungen, die unsere Auffassung und unsere Kenntnisse von der Geologie der Umgebung Wiens in den letzten Jahrzehnten erfahren haben. Eine Gruppe von neueren Erkenntnissen ist allgemeiner Art; in ihr spiegelt sich der Wandel unserer Anschauungen über den Bau der Alpen und der Kettengebirge überhaupt. Sie hat es uns ermöglicht, auch die nächstgelegenen Streden der Alpen in Decken und Teildecken zu zerlegen. Die zweite Gruppe von Erkenntnissen entsteht aus der mit Notwendigkeit immer tiefer in die Einzelheiten vordringenden örtlichen Forschung. Auch sie hat uns viele höchst bedeutsame Tatsachen kennen gelehrt und im Verein mit der Vertiefung unserer grundsätzlichen Anschauungen über das morphologische Geschehen ein vor zwanzig Jahren noch ungeahntes Verständnis der Geländeformen und ihrer Entstehung gebracht.

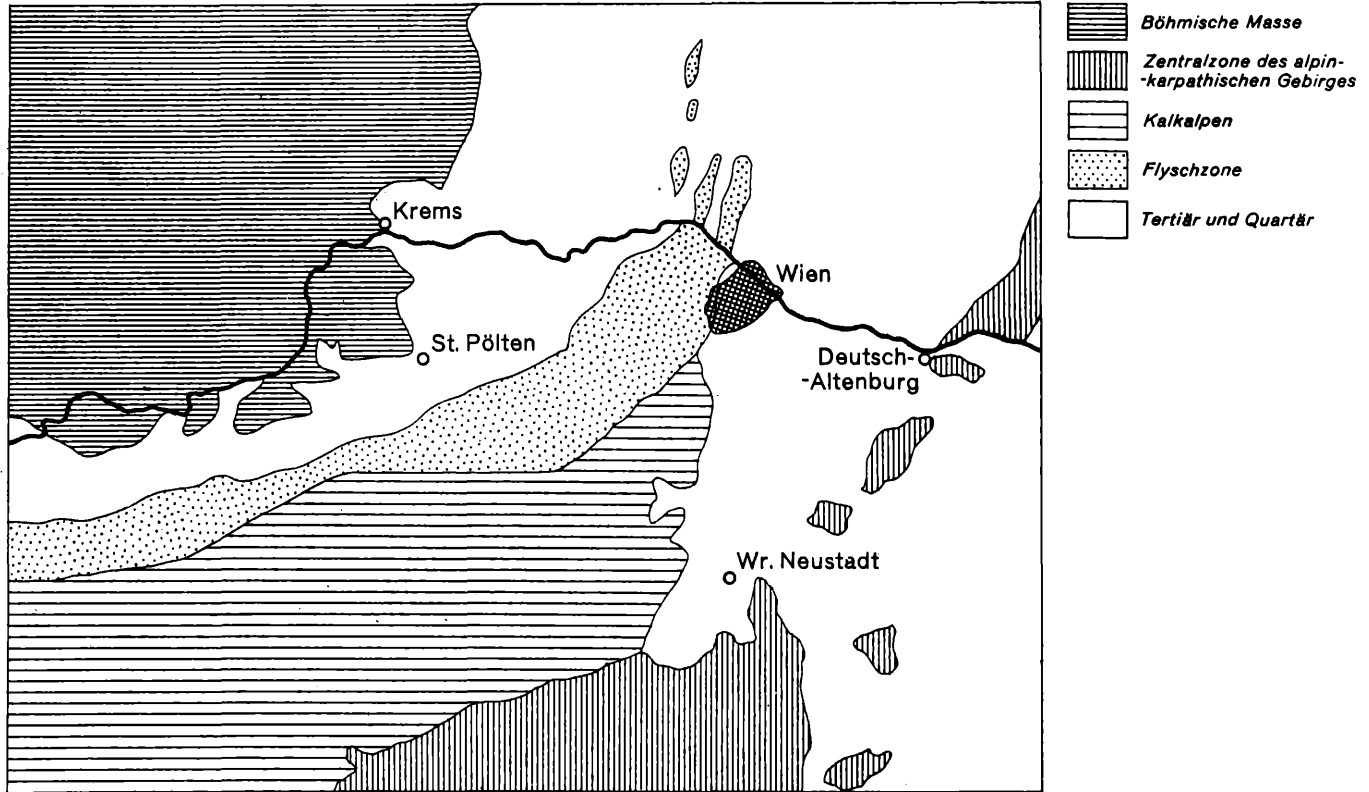
Einige junge Forscher, die Herren C. A. Bobies, L. Kölbl, H. Rüpper und L. Waldmann haben es nun unternommen, unsere

gegenwärtige geologische Kenntnis der Umgebung von Wien in knapper Darstellung zusammenzufassen. Wenn nun die vorliegende Karte als Ergebnis dieser Bestrebungen der Öffentlichkeit vorgelegt wird, so geschieht es mit dem Bewußtsein, daß sie nur ein Augenblicksbild darstellt, das mit dem Fortschritt unserer Kenntnis stetigem Wandel unterworfen sein wird.

Das Kartographische Institut hat die Ausführung der Karte übernommen und mit Geschmac und technischer Meisterschaft durchgeführt. Die mit großer Sorgfalt und Gewissenhaftigkeit geleistete Arbeit erfüllt ein Bedürfnis der Kunde unserer schönen Heimat. Dem Fachmann wird sie willkommen sein als verläßlicher Untergrund für weitere Forschungen. Dem Anfänger bietet sie ein Hilfsmittel, um allmählich einzudringen in den erhabenen Gedankentreis der Geologie. Die großen Verwicklungen des Baues werden ihm dies nicht leicht machen. Aber wenn er die vergnügliche Wanderung durch das anmutige Land verbindet mit ernster Anstrengung des Geistes, so wird ihm aus dem Boden zu seinen Füßen ein erweitertes Weltbild erstehen.

F. E. Sueß.

Fig. 1 Skizze der regionalgeologischen Lage von Wien
(Nach F. E. Sueß)



EINLEITUNG.

An einem ausgezeichneten Punkte im geologischen Bauplan von Mitteleuropa liegt Wien. Hier berühren sich zwei verschieden alte Gebirgszüge, deren jüngerer durch Anlage, Richtung und Verlauf des älteren beeinflusst wurde.

Das ältere Gebirge wird nach dem Vorbild von E. Sueß als das „variszische Gebirge“ bezeichnet (*Curia variscorum* — Hof im Fichtelgebirge). Es erstreckte sich im Paläozoikum als ein zusammenhängender Gebirgszug quer durch Mitteleuropa. Jüngere Bewegungen haben diesen alten Bauplan betroffen; an zahlreichen Störungen wurde das alte Gebirge zerstückelt und in einzelne Schollen aufgelöst. Nur die Reste dieses alten Gebirges sind uns noch heute erhalten. Im engeren Gebiete unserer Heimat gehören die Ausläufer der Böhmisches Masse, das Waldviertel mit dem südlich der Donau gelegenen Dunkelsteinerwald, dem variszischen Gebirge an.

Das jüngere Gebirge ist der Alpen-Karpathenzug. Er verdankt seine Entstehung einem zu wiederholten Malen und mit wechselnder Stärke wirkenden Zusammenschub in der Süd-Nordrichtung. Ältere Gesteine und die mesozoisch-tertiären Ablagerungen des großen europäischen Mittelmeeres, der Tethys, wurden in die Gebirgsbildung einbezogen und in wiederholten Auffaltungen und Ueberschiebungen zu dem gewaltigen Gebirgszuge aufgetürmt, der uns, erst wenig abgetragen und zerstückelt, heute noch durch die Romantik seiner Landschaft erfreut.

Bei dem starken Zusammenschube in der Süd-Nordrichtung wurde der alpin-karpathische Bogen nach Norden über sein Vorland geschoben und staute sich am Sporn der Böhmisches Masse. Aus seiner Richtung abgelenkt, konnte er nach Ueberwindung des stauenden Hindernisses in freiem Falkenwurf weit nach Norden vordringen. An der Umbiegungsstelle aber traten Zerrungen und Brüche ein und an diesen Störungen sanken einzelne Teile in die Tiefe. So entstand, gleichfalls nicht in einem Akte, sondern mit wechselvollen Geschehnissen, das Becken von Wien.

Unvermittelt brechen die einzelnen tektonischen Zonen der Alpen, die Flyschzone, die Kalkalpen, die Grauwackenzone am Rande des Wiener Beckens ab. In ihrer Fortsetzung ragen nur einzelne Inseln aus der tertiären Verhüllung empor, wie etwa das Leithagebirge, die uns aber erkennen

lassen, daß vor dem Niederbruch des Bedens Alpen und Karpathen einen zusammenhängenden Gebirgsbogen bildeten. —

Nur ein bescheidener Teil aus der bunten geologischen Mannigfaltigkeit der Umgebung von Wien kann im folgenden behandelt werden. Aber auch dieser kleine Ausschnitt führt uns weit zurück in die geologische Vergangenheit und läßt im Verlaufe langer Zeiträume die heutige Landschaft vor unserem geistigen Auge erstehen.

ZUSAMMENFASSEND E SCHRIFTEN.

- Rober, L.** Geologie der Landschaft um Wien. Springer, 1926, mit Literaturhinweisen.
- Schaffer, F. X.** Geologische Geschichte und Bau der Umgebung Wiens. Deuticke, 1927.
- Sueß, E.** Bau und Bild Oesterreichs: Wien, 1903. F. E. Sueß, Bau und Bild der Böhmisohen Masse. C. Diener, Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. R. Hörnes, Bau und Bild der Ebenen Oesterreichs.
- Sueß, F. E.** Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Borntraeger, 1926. Die geologische Lage von Wien. In Wien, sein Boden, seine Geschichte. Wien 1924. Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1929.
- Detters, H.** Die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung Wiens. Wien, 1910.

I. KALKALPEN.

DIE GESTEINSFOLGE DER KALKALPEN.

Die Gesteine, welche den auf der Karte dargestellten Teil der Kalkalpen zusammensetzen, sind fast durchwegs, trotz ihrer heutigen Verschiedenheiten, auf dem Boden des Meeres entstanden. Ein weit ausgedehntes, in ost-westlicher Richtung verlaufendes Mittelmeer, die Tethys, bildete das im einzelnen verschieden gestaltete Becken, welches zur Zeit des Mesozoikums (Mittelalter der Erde) die Sedimente aufnahm, aus denen dann durch spätere gebirgsbildende Vorgänge die Ketten der Kalkalpen aufgebaut wurden. In drei große Abteilungen, die Trias-, Jura- und Kreideformation können wir die Gesteinsmassen dieser Zeit gliedern. Und jede dieser Formationen finden wir in unserem Gebiete in mehr oder weniger reichhaltiger Weise vertreten.

Die Gesteine der Triasformation.

Die ältesten Gesteine des Mesozoikums werden in der Triasformation vereinigt. Ihre Ausbildung weicht in den verschiedenen Teilen der Kalkalpen oft beträchtlich von einander ab; wir erkennen in dieser verschiedenen Ausbildung zum Teil gleichaltriger Sedimente, in der Verschiedenheit der Fazies die Gliederung des einstigen Ablagerungsraumes wieder. Deutlich lassen sich in diesen Sedimenten die Ablagerungen eines relativ küstennäheren und eines küstentferneren Abschnittes des einstigen Meeresbeckens erkennen und die gebräuchliche Unterscheidung in Kalkvoralpen und Kalkhochalpen erhält solcherart eine tiefere Bedeutung.

Das in das Gebiet der Karte hereinragende Stück der Kalkalpen gehört zur Gänze den Kalkvoralpen an. Die fazielle Ausbildung der Sedimente wird als voralpine, oder im besonderen als niederösterreichische bezeichnet und ist durch reiche Gliederung gekennzeichnet. In ihrer ganzen Folge läßt sich ein wiederholter Wechsel der Ablagerungsbedingungen erkennen; sandrig-schiefrige Gesteine, die auf ein seichteres Meer hindeuten, wechseln mit kalkig-dolomitischen Gesteinen, die in einem etwas tieferen Meere zum Absatz gekommen sind.

Drei solcher sandig-schiefriger Niveaus lassen sich unterscheiden: an der Basis, in der Mitte und am Schluß der Formation. Sie scheiden die Kalk- und Dolomitmassen in eine untere und obere Abteilung, die ihrerseits wieder gegliedert werden können. Im einzelnen werden für die verschiedenen Unterabteilungen Stufennamen gebraucht, über deren Umfang die Uebersichtstabelle Auskunft gibt.

Werrfener Schiefer.

Die sandig-schiefrigen Gesteine, die an der Basis der Triasformation gelegen sind, werden nach dem Markte Werrfen im Salzburgischen als „Werrfener Schiefer“ bezeichnet. Es sind im allgemeinen rote oder rotviolette, auch grünliche glimmerreiche Sandsteine und Ton-schiefer, denen gelegentlich rote oder weiße Quarzite zwischengeschaltet sein können. Ungemein kennzeichnend ist für diese Gesteinsgruppe der Glimmerbelag; man kann die Anreicherung der Glimmerschüppchen auf den Schichtflächen meist gut beobachten.

Diese Absätze sind als Ablagerungen zu betrachten, welche in einem seichten Meere gebildet wurden, das stellenweise auch lagunenhaften Charakter angenommen haben muß, wie sich aus den in dieser Zone vorkommenden Gips- und Salzlagern schließen läßt. Alle alpinen Salzvorkommen sind an den Werrfener Schiefer gebunden; in dem Gebiet unserer Karte tritt kein Salz, wohl aber an verschiedenen Stellen Gips auf, der auch technisch gewonnen wurde (Hinterbrühl, Füllenberg). Mit den Werrfener Schiefen zusammen kommen ferner eigentümliche lichtgelbe, poröse und brekziöse Gesteine vor, die als Rauchwaden (nicht zu verwechseln mit den Grauwaden!) bezeichnet und gleichfalls der unteren Trias zugerechnet werden.*)

Fossilien treten in unseren Werrfener Schiefen recht selten auf. Es finden sich aber gelegentlich (so bei Weißenbach und im Hohlwege, der von der Höldrichsmühle nach Weißenbach führt) *Myacites fassaensis*, *Myophoria costata*, *Naticella costata*.

Gut aufgeschlossen und in allen Einzelheiten zu studieren ist diese Zone längs des Hohlweges, der von der Hinterbrühl nach Weißenbach führt. Man zweigt zu diesem Zwecke bei der Höldrichsmühle nach Norden ab und verfolgt dann den Hohlweg, der südlich des Weißenbacher-Rogels das Eß der Landstraße nach Weißenbach abschneidet.

Muschelkalk.

Unter der einheitlichen Farbe des Muschelkalkes finden sich auf der Karte die Kalk- und Dolomite der unteren Trias zusammengefaßt. Sie deuten in ihrer Gesamtheit darauf hin, daß zur Zeit ihrer Ablagerung das Meer tiefer geworden ist, als zur Zeit der Bildung der Werrfener Schiefer. Liegen Fossilfunde vor, dann kann eine feinere Gliederung dieser Kalk- und Dolomitmassen in einzelnen Stufen vorgenommen werden; fehlen Fossilfunde, dann ist eine Gliederung im allgemeinen nicht durchführbar. Als weit verbreitete Typen seien in unserem Gebiet erwähnt:

Gutensteiner Kalk.

Dieses Gestein, benannt nach dem Vorkommen von Gutenstein in Niederösterreich, tritt an der unteren Grenze dieser Abteilung auf. Es ist ein tiefschwarzer oder schwärzlich-brauner Kalk, der von unregelmäßigen weißen Kalkspatadern durchzogen wird. Beim Schlag mit dem Hammer lassen viele Stücke einen unangenehmen Geruch wahrnehmen, der auf die reichlich beigewengten organischen Substanzen (bituminöse Kalk) zurückzuführen ist. Meist ist das Gestein massig ausgebildet; in vielen Fällen lassen

*) Cornelius führt ihre Entstehung auf Auslaugungserscheinungen an Gipssteinen zurück.

sich aber Uebergänge zu plattigen, oft recht dünngeschichteten Kalken erkennen. In letzterem Falle wird das Aussehen des Gesteines mehr mergelig, oft treten dann auch mergelige Zwischenlagen darinnen auf. Auch dolomitische Partien (kein Brausen mit verdünnter Salzsäure) sind an verschiedenen Orten den Gutensteiner Kalken zwischengelagert (Gutensteiner Dolomite).

Typisch ausgebildeten Gutensteiner Kalk trifft man am Weißenbacher Rogel, beim Uebergang von der Hinterbrühl nach Weißenbach längs des früher beschriebenen Weges im kleinen Steinbruch nördlich des Werfener Schiefers, am Großen Rauchkogel (*Natica stanensis* wurde hier gefunden), am Burgfelsen von Liechtenstein (*Natica stanensis*, *Myophoria costata*, *Gervilia mytiloides* u. a.), ferner in dem Steinbruch nördlich der Waldmühle im Tal von Kaltenleutgeben (*Terebratula vulgaris* u. a.).

Im Hangenden des dunklen Gutensteiner Kalkes tritt häufig ein lichter, rötlich-grauer, plattiger Kalk mit meist knolliger Oberfläche auf. Bei näherer Betrachtung läßt sich in ihm das Vorkommen von hornsteinführenden Bänken oder unregelmäßig gestalteten Hornsteinknollen erkennen, deren Vorhandensein meist den Anlaß für die hödrige Ausbildung seiner Oberflächen bildet. Er wird als „Reiflinger Kalk“ oder „Reiflinger Knollenkalk“ bezeichnet. Die Ausbildung dieses Gesteines läßt sich gut studieren in den Steinbrüchen auf der Südseite des Kaltenleutgebener Tales nach der Waldmühle (Fossilien hauptsächlich *Brachiopoden*, *Spiriferina Mentzelii*, *Terebratula vulgaris*, *Rhynchonella decurtata* u. a.), ferner in dem Bruche südlich der Hölbrüchsmühle.

Lunzer Schichten.

Zwischen die Kalke und Dolomite des unteren und jene des oberen Teiles der Trias schaltet sich in unserem Gebiete eine Zone sandig-schiefriger Gesteine ein, die als „Lunzer Schichten“ bezeichnet werden. (Typisches Vorkommen bei Lunz in Niederösterreich.) Ihr Auftreten und ihre Ausbildung zeigen, daß das Meeresbecken in welchem sie abgelagert worden sind, vorübergehend wieder feichter geworden ist. Reichlich finden wir daher in den flastischen Sedimenten dieser Abteilung Einschwemmungen von Pflanzenresten (Kohlenschmizzen), die auf die wenig entfernte Küste des Festlandes hindeuten.

Die sandig-schiefrigen Gesteine der Lunzer Schichten lassen eine genauere Gliederung erkennen. An der Basis finden sich häufig schwarze bis bräunliche Tonschiefer (Reingrabner Schiefer, Tonschiefer) und über diesen treten häufig braune, glimmerreiche Sandsteine (Lunzer Sandsteine) auf, in welchen an vielen Stellen Pflanzenreste vorkommen. Die über diesen Sandsteinen folgenden schwarzen bis rötlich-grauen Kalke, die als Opponitzer Kalke bezeichnet werden, zeigen schon das abermalige Tieferwerden des Meeres an und bilden den Uebergang zur oberen Kalk- und Dolomitgruppe. Auf der Karte wurden die Opponitzer Kalke mit dem folgenden Hauptdolomit zusammengezogen.

Gut entwickelt sind die Gesteine dieser Abteilung längs der Straße, die von Weißenbach zur Hinterbrühl führt, bis zu dem kleinen Steinbruche auf der Südseite des Gaumannmüllerkogels, von wo auch zahlreiche Fossilien bekannt geworden sind. Auch in dem Steinbruch bei der Einnündung des Rientales sind die Lunzer Sandsteine gut zu beobachten (rechts über den Reiflinger Kalken).

Hauptdolomit.

Nach Ablagerung der Lunzer Schichten tritt in dem Meeresbecken der alpinen Trias abermals eine Aenderung der Sedimentationsbedingungen ein. Dolomite und Kalke, die auf eine größere Landferne hindeuten, lassen ein neuerliches Tieferwerden des Meeres vermuten. Die mächtigen Dolomitmassen die zunächst abgelagert werden, werden als „Hauptdolomit“ bezeichnet.

Dieser ist in seiner gewöhnlichen Ausbildung ein helles, bräunlich graues, oft bituminöses Gestein, welches meist eine gute Bankung erkennen läßt. Ganz besonders kennzeichnend ist für dieses Gestein aber seine breckzige Ausbildung. Beim Hammerschlag zerfällt der Hauptdolomit in ein Haufwerk kleiner, ediger Trümmer, alle Wege sind im Gebiet des Hauptdolomites mit einem splittrigen, sandigen Grus bedeckt. In den höheren Abteilungen dieses Niveaus treten mitunter gelbliche und rötliche Schiefer als Zwischenmittel auf, die als Einschwemmungen zu deuten sind.

Gut zu sehen sind die Dolomite auf der Goldenen Stiege bei Mödling, am Weg durch die Klausen, im Riental, zwischen Sulz und Sittendorf (Rohrberg).

Dachsteinkalk.

Die über dem Hauptdolomit folgenden gut geschichteten, lichten, oft rosa angehauchten Kalke werden nach dem typischen Vorkommen auf dem Dachstein als „Dachsteinkalk“ bezeichnet. Nur im südlichen Teile des auf der Karte dargestellten Gebietes treten diese Gesteine auf und auch hier ist ein großer Teil der als Dachsteinkalk ausgegliederten Gesteine schon der obersten Stufe der Trias, dem Rhät zuzurechnen (rhätischer Dachsteinkalk). Die Unterlage der Anningerwarte ist Dachsteinkalk.

Rhät (Rössener Schichten).

Den Abschluß der alpinen Trias bildet in unserem Gebiet eine reich gegliederte Schichtfolge mergeliger und schiefriger Gesteine, das Rhät oder die Rössener Schichten.

Es sind schwarze, mergelige Kalke oder gelbliche Mergel, zwischen welchen Bänke von lichtem Korallenkalk (Lithodendrenkalk) und schwarze Kalke zwischengelagert sind. Kennzeichnend ist für diese Gesteinsgruppe vor allem ihre ungemein reiche Fossilführung. Besonders auf angewitterten Flächen ist der reiche Fossilgrus (Lumachelle) zu beobachten.

Wir treffen diese Gesteine beim Anstieg auf den Anninger beim Eschenbrünnl, Brachiopoden und Korallen treten hier auf. (Im Anningergebiet wurden auf der Karte nur die dunklen schiefrigen Gesteine der Rössener Schichten getrennt ausgegliedert, während die Mergel und mergeligen Kalke mit den Dachsteinkalken vereinigt wurden.) Ferner sind die rhätischen Sedimente gut zu beobachten in dem Steinbruch am Beginne der Straße nach Siegenfeld, der erst kürzlich von Rüpper eingehend beschrieben wurde. Ueber massigem Dachsteinkalk folgen dort Dachsteinkalkgerölle, die durch ein gelbliches Bindemittel verkittet sind und Korallen und Brachiopoden geliefert haben. Ueber diesen folgen Mergel, lichte Kalke und die dunklen schiefrigen Mergel der Rössener Schichten.

Auch an zahlreichen anderen Stellen unserer Karte sind diese Sedimente reich fossilführend anzutreffen. So z. B. im dritten Steinbruche auf der linken Seite des Kalksburger Tales, im Steinbruche westlich vom Jesuitengarten in Kalksburg, nordwestlich des Kleinen Föhls.

Die Gesteine der Jura- und Kreideformation.

Zur Zeit des unteren Jura, d. i. des Lias, tritt die mannigfaltige Gliederung der Ablagerungsräume, die sich in einer starken faziellen Zersplitterung der Sedimente zu erkennen gibt, deutlich hervor. Während des mittleren und oberen Jura werden die Verhältnisse einheitlicher und bleiben so auch während der ganzen Zeit der unteren Kreide (Neokom). Nach der Ablagerung der unteren Kreide ändern sich die Verhältnisse jedoch grundlegend. Gebirgsbildende Vorgänge setzen ein und haben eine teilweise Aufkaltung und Trockenlegung des bisherigen Meeresbodens zur Folge. Erst über dieses, zum Teil vielleicht schon wieder abgetragene vorgosauische Falten- und Dedengebirge transgredieren die Sedimente der oberen Kreide, der Gosau, wie dieser Teil der Oberkreide nach dem typischen Vorkommen bei Gosau im Salzkammergute genannt wird.

Diese kurz skizzierten Verhältnisse berechtigen eine gesonderte Darstellung und Besprechung des Lias, Jura und Neokom und der Gosau, wie sie auf der Karte und hier durchgeführt wird.

Lias.

Eine starke fazielle Zersplitterung ist für die Sedimente des Lias kennzeichnend.

Eine sandige Ausbildung mit mürben Sandsteinen, quarzreichen Arkosolen und schwarzen Crinoidenfalten tritt in dem Gebiet der Klippen auf. Sie wird wegen ihrer Ähnlichkeit mit den Sandsteinen und Arkosolen bei Gresten in Niederösterreich als die Fazies der Grestener Schichten bezeichnet. Solche Grestener Schichten kann man am Westende der St. Weiter Klippe beobachten (Sandsteine, auf der Karte nicht besonders ausgeschieden), ferner dunkle, zum Teil Crinoiden führende Kalk bei der Einsiedelei, östlich der Dorotheer Schütt.

In dem unmittelbar an die Flussschzone anschließenden Teil der Kalkalpen finden wir den Lias in Form von dunklen, fast schwarzen, oft sehr sandigen Kieselkalken vertreten. In Verbindung mit diesen Kieselkalken und in anderen Teilen treten mergelige Gesteine auf, die große dunkle Flecken besitzen und als „Liasfleckenmergel“ bezeichnet werden. Während die Kieselkalk fast fossilleer sind, haben die Fleckenmergel von verschiedenen Orten Fossilien geliefert. So nordwestlich von der Essigmandlwiese, im großen Steinbruch westlich des Jesuitengartens (*Psiloceras Johnstoni*, *Cardinien*, Crinoiden u. a., *Cardinien* Schiefer des Lias).

Noch weiter südlich herrscht eine kalkige Ausbildung des Lias vor. Es sind Brachiopoden- und Crinoiden führende Kalk, die nach dem typischen Vorkommen von Hierlach als „Hierlachkalk“ bezeichnet werden. Von Crinoiden sind in diesen Gesteinen meist nur die Stielglieder erhalten. Es sind dies kleine Täfelchen von Kalkspat, welche bei genauer Betrachtung in der Mitte eine kleine nadelförmige Durchbohrung, den Nahrungskanal, erkennen lassen. Diese verschiedenen großen Stielglieder sind in dem Gestein regellos verteilt, geben sich aber auf den Bruchflächen immer gut zu erkennen.

Mit den Crinoidenkalken zusammen treten häufig rote cephalopodenführende Kalk auf.

Einen guten Einblick in die Ausbildung dieser Gesteine gibt der Steinbruch am großen Flöhl, aus welchem Brachiopoden (*Terebratula*, *Rhynchonella*, *Spiriferina*), ferner Crinoiden und Belemniten bekannt wurden.

Jura = Neokom.

Während die wechselnden Verhältnisse des Meeresbeckens der Liaszeit in der mannigfaltigen Ausbildung der Sedimente ihren Ausdruck finden, zeigen die mehr gleichmäßig ausgebildeten Sedimente des Jura = Neokom an, daß für unser Gebiet einheitlichere Sedimentationsbedingungen eingetreten sein mußten. Rote, oft hornsteinführende Kalk, die Ammonitenfaunen geliefert haben, sind von einigen Punkten bekannt geworden. Eine berühmte Fundstätte von Ammoniten sind die roten Klausalkale des Doggers südlich der Neumühle.

Biel weiter verbreitet finden wir aber lichte, gelbliche, auch bläuliche bis weiße Mergel, die ebenfalls sehr häufig Lagen oder Knollen von Hornsteinen enthalten. An Fossilien wurden aus diesen Gesteinen, die vielfach zur Zementerzeugung verwendet werden (Zementmergel), bisher vorwiegend Aptochen (Deckel von Ammoniten) gefunden. Sie treten in ganz ähnlicher Ausbildung sowohl im Jura als auch in der unteren Kreide, dem Neokom, auf und lassen derart die gleichbleibenden Absatzbedingungen während dieser Zeit in unserem Abschnitt erkennen.

Diese Gesteine sind fossilführend in dem Steinbruch zu sehen, der das Material für die Zementfabrik der Waldmühle liefert, in den Klippen der Antonshöhe südlich der Schießstätte von Mauer, im „Deden Saugraben“ bei Rodaun.

Gosau.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß vor der Ablagerung der Sedimente der Gosau gebirgsbildende Vorgänge die Landschaft umgestalteten. Das Meer der Gosauzeit fand ein aufgefaltetes Gebirge vor, welches es weithin umbrandete. Die Landschaft der damaligen Zeit war reich gegliedert; Inselzüge ragten aus dem Meere auf, das in Buchten tief in das Festland eindrang. Dieses Bild spiegelt sich in den Ablagerungen der Gosau wieder. Durchwegs sind es strandnahe Bildungen, welche wir antreffen. An steilen Küsten der Kalkalpen bildeten sich Massen von Konglomeraten und Breccien. Im Steinbruch auf dem Gemeindefogel von Gießhübl sind diese grob-klastischen Gesteine gut zu sehen (Blodbreccien). Sie bestehen hier vornehmlich aus großen Blöcken von hornsteinführenden Jurakalken, Hierlaktalk, Hauptdolomit und Rhät. Die aus edigen Trümmern bestehender Breccien gehen allmählich in Konglomerate über (Trümmer gerollt). In den Konglomeraten treffen wir dann große, gut abgerollte Stücke von Quarzporphyrn, die nirgends in der Nähe anstehend vorkommen.

Durch Feinerwerden des Kornes gehen die groben Trümmergesteine in bläulich und bräunlich aussehende Sandsteine über, die in vielen Fällen an Flinschandsteine erinnern. Das Auftreten von Fließwülsten, Trodenrissen, Wellenfurchen und ähnlichen Erscheinungen in dem mehr nördlich gelegenen

Gebiete läßt erkennen, daß diese Sandsteine in einem seichten Meer entstanden sind.

Häufig besitzen die Sandsteine Kalkgehalt. Durch Zunahme desselben entstehen Kalksandsteine und sandige Kalle, die bei Sittendorf (östlicher Teil des Kalkfeldes) Fossilien geliefert haben. Auch Kalle, zum Teil mit Actäonellen und Mergel (Inoceramen=Mergel) kommen unter den Gesteinen der Gosau vor.

In den Gosautonglomeraten sind gute Aufschlüsse an der Hochstraße vom Föhrenberg zum Predigtstuhl und nach Giezhübl. Nördlich vom Sägewerk Wassergspreng findet man am Westhang des Mitterberges Mergel, Konglomerate, Kalle; weitere gute Aufschlüsse findet man auf der neuen Straße vom Jagdhaus „Wassergspreng“ auf den Eichberg oder nach Weißenbach.

DER BAU DER KALKALPEN.

Ohne Unterbrechung ziehen die nördlichen Kalkalpen als ein bedeutendes Element im Bau der gesamten Ostalpen von Borarlberg bis zum Abbruch des Wiener Beckens. Die marinen Sedimente des Mesozoikums sind in ihnen durch wiederholt einsetzende Gebirgsbildung zu gewaltiger Höhe aufgetürmt worden.

Wie die neueren Erfahrungen über den Bau der Alpen gelehrt haben, war es im wesentlichen ein Zusammenschub in der Süd-Nordrichtung, welcher einzelne Pakete dieser Sedimente übereinandergelegt hat; Reste von verkehrten Schichtfolgen wurden als Liegendschinkel gedeutet und sprechen dafür, daß manche der großen Deckshollen durch Zerreißen des Mittelschenkels von Falten entstanden sind. Mit beträchtlichen horizontalen Verfrachtungen muß in den meisten Fällen gerechnet werden.

Über der Körper der Kalkalpen ist nicht nur in sich in einzelne Decken oder Schuppen geteilt, welche nach Norden zu übereinander geschoben wurden, er liegt selbst wurzellos seiner heutigen Unterlage auf.

Die nördliche Grenze der Kalkalpen gegen die Flyschzone ist eine Ueberschiebungslinie. Die Kalkalpen wurden über die Sandsteinzone nach Norden hin bewegt, an keiner Stelle ist ein Uebergang der Flyschzone in die Zone der Kalkalpen zu beobachten. Jüngere Bewegungen, die vermutlich mit dem Einbruche des Wiener Beckens im Zusammenhange stehen und als eine Art Rückstau aufgefaßt werden können, haben gerade in unserm Gebiete die Ueberschiebungsfäche steil aufgerichtet; ja an einigen Stellen scheinen die Gesteine der Flyschzone auf den Kalkalpen zu liegen und zeigen unmittelbar an der Grenze ein nördliches Verflachen. Wie aber die Verfolgung der Kalkalpen-Flyschgrenze nach Westen zeigt, handelt es sich hier nur um örtlich bedingte Ausnahmen.

Auch im Süden sind die Beweise für die Deckennatur der nördlichen Kalkalpen vorhanden. Die Gesteine der Grauwadenzzone tauchen unter die kalkalpinen Decken nach Norden unter und bilden die stark durchbewegte Unterlage, auf der die Kalkalpen nach Norden vorgeglitten sind.

Von großem Interesse für die Tektonik der Ostalpen ist die Frage der Schubweite der Kalkalpen nach Norden, nach ihrer ursprünglichen Lage im Vergleich zu den anderen Elementen der Ostalpen. Diese Frage wird heute noch von den verschiedenen Geologen verschieden beantwortet. Der größte Teil der Forscher glaubt die Erscheinungen so deuten zu

müssen, daß die ursprüngliche Lage der Kalkalpen südlich des Semmerings, südlich der Hohen Tauern war. Sie sind über das kristalline Gebirge weit nach Norden vorgeschoben worden; dieser Nordschub ist, wofür zahlreiche Erscheinungen sprechen, vor der Ablagerung der Gosau erfolgt.

Nur ein ganz kleines Stück der Kalkalpen ragt in das Gebiet unserer Karte herein. Es sind tektonische Elemente, die die tiefsten Schuppen der Kalkalpen bilden und von Kober als „Kalkvoralpen“ den weiter südlich und tektonisch höher gelegenen „Kalkhochalpen“ gegenübergestellt wurden.

Die Kalkvoralpen lassen sich selbst wieder in einzelne Schuppen auflösen. Werfen wir einen Blick auf die Karte:

Scharf tritt die tektonische Grenze der Kalkalpen gegen die Flyschzone hervor. Im Innern der Kalkalpen macht sich aber noch eine auffällige Linie bemerkbar. Sie wird gekennzeichnet durch einen Zug Werfener Schiefer, der bei Müdling beginnt und gegen West-Süd-West über die Brühl nach Altenmarkt zieht. Es ist die Brühl—Altenmarkter Aufbruchslinie der alten Geologen, die jetzt als Ueberschichtungslinie erkannt wurde. An ihr wurde der südliche Teil der Hauptkette, von Kober auch Detscher-Decke genannt, auf den nördlichen Teil, die Randkette, aufgeschoben.

Wenden wir uns der Betrachtung der Hauptkette zu.

Ueberaus klar ist die Ueberschichtung in der Hinterbrühl erschlossen. Die Gosauschichten der Randkette fallen unter die Werfener Schiefer der Hauptkette ein und der Ueberschichtungsrand ist durch eine Reihe von Muschelkalkklippen, die der Gosau wurzellos aufliegen, im Landschaftsbilde gekennzeichnet. Steigen wir auf einem der Wege gegen den Anninger, so queren wir das ganze Profil der Trias bis zum Jura in vollkommen normaler stratigraphischer Ueberlagerung.

Erst in der Gipfelregion des Anninger sind, wie Rüpper vor kurzem beschrieben hat, Faltungen vorhanden. Sie zeigen an, daß auch die Detscher-Decke als ganzes in einzelne Schuppen aufgelöst wurde und wenn wir die südlich unserer Karte bis zur Hohen Wand liegenden Gebiete auch in unsere Betrachtungen einbeziehen, sehen wir, daß in der Detscher-Decke drei solcher Schuppen sich nach den Ausföhrungen Kobers unterscheiden lassen.

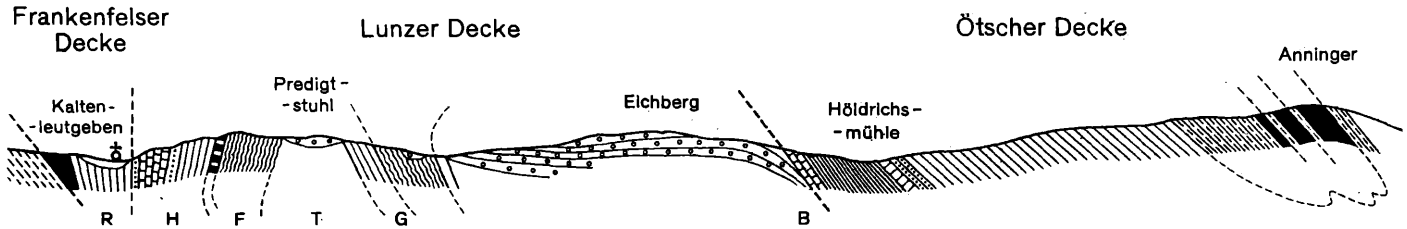
Bemerkenswerte Erscheinungen sind im Schwachatale bei Sattelsbach zu beobachten. Hier wurden die Gesteine der Detscher-Decke durch die Erosion so weit entfernt, daß die Gesteine der Unterlage sichtbar sind (in der Tektonik wird eine derartige Entblöhung eines tiefer liegenden Bauelementes als ein „Fenster“ bezeichnet). In dem Schwachat-Fenster tritt der Liegendschinkel in verkehrter und reduzierter Reihenfolge auf und läßt derart die aus einer liegenden Falte hervorgegangene Ueberschichtung der Hauptkette auf die Randketten erkennen. Unter der mächtigen Muschelkalkmasse, die das Eisene Tor aufbaut, taucht in flacher Lagerung Lunzer Sandstein hervor, der die Wiesen des „Weizenbauers“ zusammensetzt. Steigt man vom Weizenbauer nach Norden zum Tale ab, so trifft man unter dem Lunzer Sandstein Hauptdolomit, dann Dachsteinkalke und an der Sohle des Tales am rechten Ufer der Schwachat in flacher Lagerung rote Hornsteinkalke des Jura-Mesozoikum, rote Ammonitenkalke und weiße Crinoidenkalke. Diese verkehrte Schichtfolge bildet den Liegendschinkel der Detscher-Decke, der, wie Kober zeigte, stark tektonisch reduziert ist.






Die im Liegenden der Detscher-Decke auftretenden Elemente der Kalkalpen werden mit Kober als Randkette zusammengefaßt. Stratigraphische






Fig. 2 Schematisches Profil durch die Kalkvoralpen
 (Nach Spitz, Kober und Küpper)

NW

SO



-  Werfener Schichten
-  Muschelkalk
-  Lunzerschichten
-  Hauptdolomit
-  Dachsteinkalk

-  Kössenerschichten (Rhät)
-  Lias
-  Mitteljura bis Neokom
-  Gosau
-  Flysch

Gliederung nach A. Spitz:

- R Randantikline
- H Höllensteinantikline
- F Flößmulde
- T Teufelsteinantikline
- G Gießhüblermulde
- B Brühler Antikline

und tektonische Eigenheiten zeichnen diese Elemente gegenüber der Hauptkette aus.

In stratigraphischer Beziehung besonders bemerkenswert ist es, daß die Schichtfolge in anderer Weise entwickelt ist als in der Hauptkette. Die unterste Trias, der Werfener Schiefer, fehlt und als tiefstes Glied der Trias wurde nur der Muschelkalk bekannt. Dachsteinkalk, der im Anningergebiet in der Hauptkette vorhanden ist, fehlt in der Randkette. Die Gosau läßt bereits deutliche Anklänge an die Flyschzone erkennen.

In tektonischer Hinsicht beherrscht ausgesprochener Schuppenbau das Gebiet der Randkette. Liegendschentel, wie sie aus dem Bereiche der Detscher-Dede bekannt wurden, sind hier nirgends beobachtet worden. Die Wiederholung einzelner Schichtglieder läßt aber darauf schließen, daß im Rücken der einzelnen Schollen Faltungen oder Verschüppungen stattgefunden haben.

Nach den tektonischen Untersuchungen Kober's lassen sich im Gebiet der Randkette drei Dedes oder Schuppen unterscheiden. Unmittelbar unter der Hauptkette folgt die Lunzer-Dede, unter dieser die Frankenfeller-Dede und zwischen diese und die Flyschzone schaltet sich die Klippen-Dede ein.

Die Lunzer-Dede nimmt in unserer Karte den Raum zwischen dem Tale von Kaltenleutgeben und der Brühl ein und verschmälert sich gegen Westen. Sie beginnt im Kaltenleutgebenertale mit Muschelkalk, über welchem die regelmäßige Gesteinsfolge der Trias, aber ohne Dachsteinkalk, folgt. Ueber der Trias liegen zwei Synklinale von Jura und dann folgt die breite Gosauzone von Giezhübl. In der Hinterbrühl taucht, wie bereits beschrieben wurde, die Gosauzone unter die Werfener Schiefer der Detscher-Dede unter.

Die Frage, ob die Schichten der Gosauzone in den Faltenbau mit einbezogen erscheinen, war lange Zeit strittig. Spitz vertrat die Meinung, daß die Gosau über einen fertigen Faltenbau transgrediere, Kober hält sie für mitgefaltet.

Dem heutigen Stand unserer Kenntnisse über den Bau dieser Zonen der Kalkalpen wird man am besten gerecht, wenn man annimmt, daß die Gosau über einen vorgosauisch angelegten Faltenbau transgrediert, daß aber nachgosauische Bewegungen (Ueberschiebungen) auch dieses Schichtglied noch in den Gebirgsbau mit einbezogen haben.

Die Frankenfeller-Dede ist im Gebiet der Karte nur in Form einer schmalen Schuppe entwickelt, die in dem Raum von Kalksburg die Lunzer-Dede unterlagert. Als tiefstes Glied erscheint der Hauptdolomit, darüber folgen Jura, Neokom und ein schmaler Streifen Gosau.

Ungewiß ist die Stellung jener Gesteine, die unmittelbar der Flyschzone an einer Ueberschiebungslinie auflagern. Spitz hat diese Zone, die sich in der gleichen Entwicklung nach Westen verfolgen läßt, als Rieseltalkzone bezeichnet, Kober rechnet sie zur Klippen-Dede. Die endgültige Stellung dieser Zone ist heute noch nicht entschieden. Auf der Karte wurde sie als Lias ausgetrennt, da ein großer Teil der Gesteine auf Grund von Fossilfunden dem Lias zugerechnet werden muß. Es sind aber auch Anzeichen vorhanden, daß in dieser Zone höherer Jura, Neokom und vielleicht auch Oberkreide (gewisse Sandsteine) vorhanden sind, wenn wir auch heute noch nicht in der Lage sind, sie voneinander zu trennen.

Die kurze Uebersicht über den Bau der Kalkalpen kann nicht abgeschlossen werden, ohne auf eine Reihe von jüngeren Störungen aufmerksam zu machen, die den fertigen Schuppenbau in allgemein Nordwest-Südost-Richtung durchsetzen. Nur die größeren konnten naturgemäß auf der Karte zur Darstellung gelangen.

An diesen Störungen, die als „Querstörungen“ bezeichnet werden, sind die einzelnen Teile aneinander verschoben worden und zwar erfolgte die Verschiebung in den meisten Fällen derart, daß der nordöstlich gelegene Teil gegenüber dem südwestlichen vorgeschoben wurde.

Diese Erscheinungen, die wir auch in der Flyschzone in gleicher Weise antreffen werden, werden uns verständlich, wenn wir daran denken, daß gerade in unserem Gebiete das Umschwenken der Alpen in die Richtung der Karpathen erfolgt. Dieses Umschwenken konnte nicht bruchlos erfolgen und war von einer großen Anzahl von Brüchen begleitet, an denen dann Teilverschiebungen stattgefunden haben. Sie lassen sich in ihrer Gesamtheit zu dem großen Bogen summieren, mit dem die Umschwenkung des Alpenkörpers in die Richtung der Karpathen erfolgt.

KALKALPEN:

- Rober, O.** Ueber Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. d. Geol. Ges., Wien, 1912. Der Dedebau der östlichen Nordalpen. Denkschr. d. Akademie d. Wissenschaften, Wien, 1912. Untersuchungen über den Aufbau der Boralpen am Rande des Wiener Beckens. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1911.
- Spiz, A.** Der Höllensteinzug bei Wien. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1910. Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1919.

II. FLYSCHZONE.

DIE GESTEINSFOLGE DER FLYSCHZONE.

Zwischen die Kalkvorralpen im Süden und die tertiären Sedimente des Alpenvorlandes im Norden schaltet sich eine breite Zone ein, welche vornehmlich aus Sandsteinen und Mergeln aufgebaut ist und die als „Sandsteinzone“ oder „Flyschzone“ bezeichnet wird. Sie begleitet den ganzen Nordsaum der Alpen und setzt sich in die Karpathen fort, wo sie eine besondere Breite erlangt.

Die Beschaffenheit der Gesteine der Flyschzone bringt es mit sich, daß im Gelände sehr häufig Rutschungen der Hänge zu beobachten sind. Nach diesem auffälligem Verhalten wird die ganze Zone mit einem schweizerischen Worte als „Flysch“ bezeichnet, welches soviel wie „Fließen“ bedeutet.

Gesteinsserien des Neokoms, der Oberkreide und des Alttertiärs sind es, welche sich am Aufbau der Flyschzone beteiligen. Durchwegs sind es klastische Sedimente, d. h. solche, die durch Zerstörung anderer, in der Hauptsache kristallinischer Gesteine entstanden sind. Alle Uebergänge von oft groben Konglomeraten zu den verschiedensten Sandsteinen, Tonshiefeln und Mergeln finden wir in der Gesteinsgesellschaft vertreten.

Der Mangel an Fossilien und die oft große petrographische Ähnlichkeit der Gesteine machen es dem Ungeübten nicht leicht, die einzelnen stratigraphischen Zonen immer mit Sicherheit voneinander scheiden zu

fönnen. Friedl, der die grundlegenden Arbeiten Jägers in dem Flnsch des Wienerwaldes fortgesetzt hat, weist mit Recht darauf hin, daß weniger auf das einzelne Handstüd als vielmehr auf die Gesteinsgesellschaft das Hauptaugenmerk zu richten ist, wenn entscheidende Fossilfunde fehlen.

Die Zusammensetzung der einzelnen Flnschgesteine und die Lage der ganzen Zone im Alpenbau ermöglichen uns, eine Vorstellung über die Beschaffenheit des Meeresbeckens, in dem die Flnschsedimente zur Ablagerung gekommen sind, zu gewinnen.

Zwischen dem alten böhmischen Festlande einerseits und den frisch aufgefalteten Alpen andererseits erstreckte sich längs des ganzen Alpen-Karpathenbogens ein Meer, dessen ursprüngliche Breite wir größer annehmen haben, als die Breite der heutigen Flnschzone. In diesem Wasserbecken wurden die Abtragungsprodukte des böhmischen Festlandes und der Alpen abgelagert. Wir können bei einer Untersuchung der Komponenten, welche die Gesteine des Flnsches aufbauen, solche aus dem nördlichen böhmischen Festlande und solche aus den südlichen Alpen erkennen. Immer hatte es sich aber um ein vorwiegend flaches Meeresbecken gehandelt, wie die zahlreichen Kriechspuren und Abdrücke auf den Schichtflächen der Sandsteine beweisen.

Die Gesteine des Neokoms.

Die Gesteine des Neokoms wurden in der Flnschzone nur am Nordrand bekannt, wo sie zuerst von Jäger entdeckt wurden. Sie ziehen als schmaler Zug bis in die Gegend von St. Andrä, wo sie an einer Quersörung abgebrochen werden. Weiter östlich treten sie nicht mehr auf.

Petrographisch sind es vornehmlich Quarzsandsteine, die in größerer Verbreitung angetroffen wurden. Häufig finden sie sich als grobe, mürbe Sandsteine, die stellenweise zahlreiche Aptonchen und Fischschuppen enthalten. Neben diesen sind lichte, feste Quarzsandsteine häufig, die einen mehr oder weniger großen Kalkgehalt besitzen und oft in unreine Kalle übergehen.

Aus beiden Abarten von Quarzsandsteinen entstehen durch Zunahme von edigen, unzersehten Körnern von Feldspat Artofen, die nicht selten Broden von rötlichem Granit enthalten, der von dem einstigen Kristallinen Untergrund stammen dürfte und in der Tat den Graniten des böhmischen Grundgebirges gleicht.

Ueber diese Serie von Sandsteinen folgt ein Komplex von Mergelkalken, zum Teil hornsteinführend, von Glaukonit sandsteinen und bunten Schiefen, aus welchen bis jetzt aber keine Fossilien gefunden wurden. Ihre vollkommene Konformanz mit den Gesteinen des Neokoms im Liegenden und jenen der Orbitoidenkreide im Hangenden spricht dafür, daß in diesen Gesteinen die obere Unterkreide vertreten ist.

Die Gesteine der Oberkreide.

Trotz der Mannigfaltigkeit die in der Ausbildung der oberkreidatischen Flnschgesteine herrscht, gelang es Jäger und Friedl zu zeigen, daß diese Sedimentserie in fazieller Hinsicht eine Gliederung zuläßt. Friedl hat die Entwicklung und Verbreitung der einzelnen Fazies verfolgt und wir können mit ihm eine dreifache Ausbildungsweise der Oberkreide erkennen. Als „Orbitoidenkreide“, „Inoceramenschichten“ und „Seichtwasserkreide“ hat Friedl diese drei verschiedenen Fazies bezeichnet.

Zahlreiche Beobachtungen sprechen dafür, daß zwischen Orbitoidenkreide (so genannt nach dem häufigen Vorkommen von Orbitoiden) und Inoceramenschichten (häufiges Vorkommen von Schalenbruchstücken der Muschel *Inoceramus*) eine Uebergangszone eingeschaltet war, die heute verkleidet ist, sodaß beide mit scharfer Grenze aneinanderstoßen. Die Orbitoidenkreide wurde in größerer Nähe des Ufers, die Inoceramenschichten in größerer Entfernung vom Ufer abgelagert. Aber beide bezogen das Material aus dem Gebiet der Böhmisches Masse.

Die Seichtwasserkreide läßt sich nicht unmittelbar an die Inoceramenschichten anschließen. Sie stammt aus einem weiter im Süden gelegenen Teil des Flinschmeeres, welches sein Material nicht mehr vom Norden, sondern bereits vom Süden bezog. Sie steht in direkter Verbindung mit den mesozoischen Gesteinen der Klippen und wird überall von den Gesteinen der Inoceramenschichten durch eine Ueberschiebungslinie getrennt.

Die Orbitoidenkreide.

Die Sedimente der Orbitoidenkreide sind, wie bereits kurz erwähnt wurde, durchwegs Ablagerungen eines seichten Meeres. Konglomerate und Quarzsandsteine herrschen vor, während verschieden ausgebildete Mergel und Tonstiefer nur in untergeordneter Weise auftreten. Als besonders charakteristisches Gestein dieser Zone betrachtet Friedl einen grobkörnigen Sandstein, der zahlreiche Tongallen enthält und an manchen Stellen reichlich Orbitoiden führt.

Die Orbitoidenkreide ist ebenso wie der Neokomflinsch auf den Nordrand der ganzen Flinschzone beschränkt, wo sie vollkommen konfordant zwischen den Neokomflinsch und den Greifensteiner Sandstein eingeschaltet ist.

Aufschlüsse dieser Gesteine findet man beim Wege durch die Sagenbachklamm und in anderen Gräben, die den Rand der Flinschzone queren, z. B. bei Würdern, im Graben nordwestlich vom Hohenwartberg (Fossilien).

Die Inoceramenschichten.

Der größeren Entfernung vom Ufer entsprechend sind diese Gesteine im allgemeinen mehr feinkörnig entwickelt. Hoher Kalkgehalt und größere Härte sind kennzeichnende Eigenschaften für diese.

Die am weitesten verbreitete Gesteinsart ist ein feinkörniger, harter Kalksandstein, im frischen Zustande von bläulicher Farbe; die verwitterten Stücke umgeben sich rasch mit einer braunen Rinde. In den zahlreichen Steinbrüchen, in denen diese Gesteine gewonnen werden, erkennt man, daß die Mächtigkeit der einzelnen Bänke nicht besonders groß ist, der Kalksandstein im allgemeinen dünnplattig entwickelt ist. Beim Schlag mit dem Hammer geben diese Gesteine einen hellen Klang und zeigen muscheligen oder splittrigen Bruch. Sie liefern bei der Verwitterung scharfkantige helle Bruchstücke, durch die sich das Gestein auch im verdeckten Gehänge verrät.

Durch Uebergänge und Wechsellagerung sind diese Gesteine mit Mergeln verbunden. In ihrer reinen Ausbildung sind es feinkörnige, graue oder graublau, zum Teil kieselige Kalkmergel. Darin finden sich häufig allerlei Spuren organischen Lebens vor, besonders die als Kriechspuren oder als Reste von Algen gedeuteten *Fuloiden*; die Schichtflächen überkleiden oft eigentümliche, enggeschlossenen gewundene *Zidzadstreifen*, die als „*Helminthoideen*“ bezeichnet werden. Man erkennt in ihnen die Kriechspuren von

Schneden, die diese beim Abweiden der Algenrasen hinterlassen haben. Friedl hat darauf hingewiesen, daß diese Helminthoideen nur in den Gesteinen der Oberkreide auftreten und den Mergeln des Eozäns vollkommen fehlen.

Außer diesen und anderen zum Teil schwer deutbaren Lebensspuren wurden in den Inoceramenschichten Foraminiferen, Inoceramenreste, einige schlecht erhaltene Ammoniten und Seeigelstachel gefunden. Nur diese Reste geben Zeugnis für das einstige reiche Leben im Flnschmeer. Alle anderen Hartteile fielen in den wasserdurchlässigen Gesteinen der Auflöfung zum Opfer.

In den obersten Lagen der Inoceramenschichten treten an der Grenze gegen das Eozän an verschiedenen Stellen bunte, hauptsächlich rot gefärbte Schiefer auf. Diese bilden keinen zusammenhängenden Gesteinszug, fallen aber immer durch die intensive Färbung des Bodens auf. Friedl erblickt in diesen roten Schiefeln die obersten Abteilungen der Kreide.

Außer diesen mehr feinkörnigen Gesteinen, die auf eine größere Wasser- tiefe hindeuten, treten aber auch grobkörnige Gesteine auf, die in leichterem Wasser gebildet wurden. Grobe Sandsteine und Konglomerate sind es, die mit den typischen Kalksandsteinen und Mergeln der Inoceramenschichten wechsellagern und so ihre Zugehörigkeit zu diesem Gesteinskomplex erkennen lassen. Sie sind von den groben Sandsteinen und Konglomeraten der Orbitoidenkreide nicht zu unterscheiden. Wie Friedl gezeigt hat, häufen sich diese Einschaltungen in dem Maße, in welchem man die Zone der Inoceramenschichten von Süden nach Norden quert.

Dies zeigt deutlich, daß man von Süden nach Norden zu sich immer mehr und mehr dem ehemaligen Ufer nähert und die von Friedl vertretene Anschauung, daß die Orbitoidenkreide die zu den Inoceramenschichten gehörige Seichtwasserbildung vorstellt, gewinnt sehr an Wahrscheinlichkeit.

Der Gesteinskomplex der Inoceramenschichten kann in zahlreichen guten Aufschlüssen studiert werden. In den großen Steinbrüchen am Erlberg, in den Aufschlüssen längs des Donaudurchbruches von Klosterneuburg bis Rahlenbergerdorf sind die verschiedenen Gesteinsarten gut zu sehen. Die roten Schiefer an der Grenze der Inoceramenschichten und des Eozäns quert man beim Aufstieg auf den Leopoldsberg über die „Nase“; die Seichtwasserbildungen findet man in den Steinbrüchen am Bisamberg bei Langenzersdorf sehr gut aufgeschlossen. Von allen diesen Lokalitäten sind auch Fossilfunde bekannt geworden.

Die Seichtwasserkreide.

Das verbreitetste Gestein dieser Abteilung ist ein lichter, hellgrauer Quarzsandstein, der zahlreiche Tongallen enthält. Auf den Schichtflächen und in den Schichtmitteln zwischen den oft mehrere Meter mächtigen Bänken finden sich sehr häufig Pflanzenreste in Form eines feinen Hädfels oder aber auch in Form von kleinen Kohlenstückchen. Auch fossiles Darz ist aus diesen Gesteinen bekannt geworden. All dies deutet auf eine Entstehung in seichtem Meere und in Landnähe.

Die Korngröße dieser Sandsteine kann beträchtlichen Schwankungen unterliegen. Ubergänge zu groben Arten und Konglomeraten kann man beobachten, feinkörnigere Typen treten ebenfalls auf, die aber nie so feinkörnig werden, wie etwa die Sandsteine der Inoceramenschichten. Bemerk-

enswert ist die leichte Verwitterbarkeit dieser Sandsteine; sie zerfallen zu mürben braunen Stücken und bilden bald eine erdige Masse, in der kein Brocken eines frischen Gesteines mehr erhalten geblieben ist. Dadurch unterscheiden sie sich sehr gut von den harten, splitttrigen und schwer verwitterbaren Sandsteinen der Inoceramenschichten.

Auch in dem Bereiche der Seichtwasserkreide treten bunte Schiefer auf. Sie sind aber nicht wie jene der Inoceramenschichten an einen bestimmten Horizont gebunden, sondern kommen in verschiedenen Lagen vor.

Trotz des scheinbaren regellosen Wechsels von feiner und gröber körnigen Sedimenten läßt sich im großen doch eine Gesetzmäßigkeit in der Anordnung dieser Gesteine erkennen. Quert man die Zone der Seichtwasserkreide von Süden nach Norden, so kann man beobachten, daß im Süden die Konglomerate und groben Sandsteine überwiegen, während sich, je weiter man nach Norden vorschreitet, immer feinkörnigere Sandsteine einstellen, die auch immer häufiger Mergelzwischenlagen erkennen lassen. Dies weist uns darauf hin, daß die Küste für diese Sedimente nicht im Norden sondern im Süden gelegen war, daß also die Komponenten dieser Gesteine aus einem anderen Gebiete stammen.

In Verbindung mit der Seichtwasserkreide treten Reste mesozoischer Gesteine auf, die als Klippen bezeichnet werden. Es sind tektonische Trümmer, die erhalten geblieben sind. Dies macht es verständlich, daß eine regelrechte Schichtfolge in den Klippen bisher nicht aufgestellt werden konnte. Immerhin hat sich aus den Resten ergeben, daß das Rhät vertreten wird durch Rössener Schichten, Lias und Jura durch Grestener Schichten, hornsteinführende Ammonitenkalk, Crinoidenkalk, Aptndentalke und Radiolarite, welche letztere bis ins Neokom reichen dürften. Mit diesen Klippen ist die Seichtwasserkreide primär verbunden. In der Nachbarschaft der Klippen enthalten die Gesteine der Seichtwasserkreide zahlreiche Gerölle von Klippengesteinen und die unmittelbar den Klippen aufliegenden Schichten bestehen zur Gänze aus den Gesteinen der Klippen. Die Seichtwasserkreide bildete daher die ursprüngliche Hülle der Klippen.

Gute Aufschlüsse in den feinkörnigen Varietäten der Seichtwasserkreide findet man am östlichen Abhang des Burgstall und des Rußberges. Die grobkörnigen Sandsteine sind gut aufgeschlossen in den Steinbrüchen in Grinzing und am Pfaffenberg, die Gesteine der Klippen sind am leichtesten zu erreichen in den guten Aufschlüssen bei St. Veit.

Die Gesteine des Eozäns.

Es ist bemerkenswert, daß eine analoge fazielle Gliederung, wie in der Oberkreide sich auch in den Ablagerungen des Eozäns beobachten läßt.

Die in leichtem Wasser gebildeten Gesteine der Orbitoidenkreide stehen in stratigraphischem Verbands mit Seichtwasserbildungen des Eozäns, dem „Greifensteiner Sandstein“, während die in größerer Wassertiefe zum Abßab gekommenen Inoceramenschichten mit Eozängesteinen in Verbindung sind, die gleichfalls in größerer Wassertiefe entstanden und die Friedl als „Glaukoniteozän“ bezeichnet. Den Schichten der Seichtwasserkreide fehlt das Eozän, ein weiterer Zug, der die Selbständigkeit dieser Zone begründet.

Der Greifensteiner Sandstein.

Der Greifensteiner Sandstein ist ein hellgelber Quarzsandstein von sehr wechselnder Korngröße. Es kommen sehr feinkörnige Typen vor, die bei der

Verwitterung zu einem gelben Sand zerfallen, neben Bänken von groben Konglomeraten, die häufig Gerölle von Granit und anderen kristallinen Gesteinen enthalten können. Zwischen die mächtigen Sandsteinbänke sind Ton-schieferlagen eingeschaltet.

Zahlreiche Einschwemmungen von Landpflanzen bedecken entweder als Häufel die Schichtflächen oder sie wurden zu kleinen Kohlenschmizchen angereichert; auch fossiles Harz ist aus dem Greifensteiner Sandstein von mehreren Punkten bekannt geworden. Alle diese Erscheinungen deuten auf die ufernahe Bildung dieses Gesteines hin.

Besonders häufig sind aber Lebensspuren auf den Schichtflächen. Als „Hieroglyphen“ wurden sie bezeichnet, da man sie lange Zeit nicht deuten konnte. Heute weiß man von vielen, daß es sich um Kriechspuren, um den Darminhalt von Fischen, um Laichspuren und ähnliches handelt.

In den südlichen Teilen schalten sich zwischen die Bänke des Greifensteiner Sandsteines glaukonitführende Kristallsandsteine ein, die zum Glaukoniteozän überleiten. Auch in den eoziänen Schichten scheint ein ähnlicher Uebergang zu bestehen, wie in den Schichten der Oberkreide.

Gute Aufschlüsse, in denen auch Foraminiferen gefunden wurden, die das eoziäne Alter dieser Gesteine beweisen, sind an der Straße bei Höflein, Greifenstein anzutreffen. Sehr schöne Hieroglyphen kann man in dem Steinbruch am Sonnberg sammeln.

Das Glaukoniteozän.

Der Gesteinskomplex des Glaukoniteozäns (der Name bezieht sich auf das Vorkommen glaukonitführender Sandsteine) besteht aus einer Folge von verschiedenen Sandsteinen, die mit dunklen Mergeln und Schiefer-tonen wechsellagern; mitunter treten auch die Sandsteine ganz zurück und die Mergel und Schiefertone werden herrschend.

Unter den Sandsteinen sind besonders glaukonitführende Varietäten für diese Zone bezeichnend. Sie enthalten oft Foraminiferen, die aber an dem frischen Gestein schwer zu sehen sind und meist erst bei der Verwitterung des Glaukonits zu Limonit deutlich erkennbar werden. Aus Quarzsandsteinen mit kieseligem Bindemittel sind durch Weiterwachsen des Quarzes Glaukonitkristallsandsteine entstanden, die in schwer verwitterbaren Bänken von dunkelgrüner Farbe diesem Gesteinskomplex öfter zwischengeschaltet sind.

Neben den meist dunklen, glaukonitführenden Sandsteinen treten auch lichte Typen auf, ferner Konglomerate mit kristallinen Geröllen, kleine Schollen von Nummuliten-sandstein mit zahlreichen Schälchen von *Nummulina Parischi de la Harpe*, gelegentlich kleine Lagen von Foraminiferen-falken und helle Mergel. In den obersten Schichten des Glaukoniteozäns finden sich Einlagerungen von bunten Schiefen, ähnlich jenen der Inoceramen-schichten, die mit lichten Kalkmergeln, hellen Kalksandsteinen und einem dunklen, von Kalkspatadern durchzogenen Quarzsandstein häufig vergesellschaftet sind.

In analoger Weise wie der Greifensteiner Sandstein gegen Süden zu durch Einschaltung von Glaukonit-sandsteinen eine Annäherung an das Glaukoniteozän erkennen läßt, deutet das Glaukoniteozän im nördlichen Teil des Verbreitungsgebietes einen Uebergang zum Greifensteiner Sandstein an, indem sich größere Bänke von Sandstein, der dem Greifensteiner Sandstein völlig gleicht, zwischenschalten.

Gut läßt sich das Glaukoniteozän im Kellergraben, der vom Scheiblingstein ins Weidlingbachtal führt, studieren. Auch östlich der Station Burkersdorf folgen auf die Inoceramenschichten mit bunten Schiefern die dunklen Kristallsandsteine des Glaukoniteozäns.

DER BAU DER FLYSCHZONE.

Auch die Flyschablagerungen wurden nach ihrer Bildung gestört. Die Grenze gegen das tertiäre Vorland ist eine Ueberschiebungsgrenze, und im Inneren der Flyschzone lassen sich mehrere Schuppen oder Decken unterscheiden, die einander überlagern. Bei all diesen Störungen handelt es sich aber um mehr oder weniger lokale Ueberschiebungen, die nicht mit großen Fernschüben verwechselt werden dürfen. Allgemein herrschend ist heute die Anschauung, daß die Flyschzone ihre relative Lage zu den anderen Elementen des Alpenbaues seit ihrer Ablagerung unverändert beibehalten hat, daß sie trotz des Deckenbaues als bodenständige Zone betrachtet werden muß.

Drei verschiedene Einheiten beteiligen sich, wie Friedl zeigen konnte, am Aufbau der Flyschzone. Die Seichtwasserbildungen des Neokoms, der Orbitoidenkreide und des Greifensteiner Sandsteines folgen vollkommen konkordant aufeinander, sind aber sowohl im Liegenden als auch im Hangenden tektonisch begrenzt. Sie müssen zu einer Einheit zusammengefaßt werden, welche Friedl als „Greifensteiner Dede“ bezeichnet. Die küstenferneren Ablagerungen der oberen Kreide und des Tertiärs, die Inoceramenschichten und das Glaukoniteozän, die sich gleichfalls ungestört überlagern, bilden die zweite Einheit, die „Wienerwalddede“, und das Klippenmesozoikum mit seiner Hülle von Seichtwasserkreide bildet die dritte Einheit, die „Klippendede“, die im Bau der Flyschzone in dem Gebiet der Karte zu unterscheiden ist.

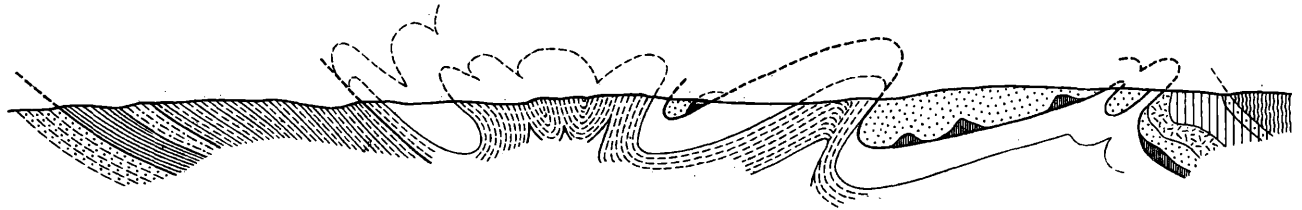
Die tiefste Schuppe ist die Greifensteiner Dede. Sie baut den nordwestlichen Teil der Flyschzone auf, von der Grenze gegen das Tertiär des Tullner Bedens bis zu einer Linie, die etwa von Krizendorf in südöstlicher Linie gegen Tullnerbach zu verläuft. Innerhalb dieses ganzen Komplexes finden wir überall regelmähiges Südostfallen. Vollkommen konkordant folgt über dem Neokom die Orbitoidenkreide und über dieser der Greifensteiner Sandstein. Wahrscheinlich ist die große Mächtigkeit des letzteren auf eine isoklinale Faltung zurückzuführen.

Wo die Grenze des Tertiärs gegen den Neokomflysch zu beobachten ist, zeigt sich, daß das Tertiär unter den Flysch einfällt, daß also der Flysch auf das Tertiär aufgeschoben wurde. Die Ueberschiebungsbreite läßt sich durch Beobachtungen im Gebiet der Karte nicht feststellen.

Ebenso deutlich unterteuft der Greifensteiner Sandstein die Inoceramenschichten im Südosten. Auch diese Grenze ist daher als Ueberschiebungsgrenze zu deuten, und wenn auch die stratigraphischen Verhältnisse dafür sprechen, daß die beiden Gesteinsserien einst allmählich ineinander übergegangen sein dürften, so lehren die Lagerungsverhältnisse in der Natur, daß ein Uebereinanderschub der beiden Schichtpakete stattgefunden hat.

Zwei größere Querverschiebungen, eine bei Königstetten und eine bei St. Andrä, treten in der äußersten Zone sehr klar hervor. Besonders am Außenrande gegen das Tertiär zu ist die westliche der beiden Störungen

Fig. 3 Sammelprofil durch die Flyschzone nach K. Friedl



auch in der Geländegestaltung sehr gut zu erkennen. Beide dürften sich auch in das Gebiet des Greifensteiner Sandsteines hinein fortsetzen, können aber in den gleichförmig ausgebildeten Gesteinen nicht weiter verfolgt werden. Die Querstörungen gehören dem System jüngerer Störungen an, auf welche schon bei Besprechung des Baues der Kalkalpen hingewiesen wurde.

Die im Hangenden der Greifensteiner Decke folgende tektonische Einheit wurde als „Wienerwalddede“ bezeichnet. Inoceramenschichten und Kreide beteiligen sich an ihrem Aufbau, aber die ungestörte Aufeinanderfolge der einzelnen Schichten ist nicht mehr in der Weise vorhanden wie in der Greifensteiner Decke. Schon die im Kartenbilde zum Ausdruck kommende wechselnde Aufeinanderfolge einzelner ausfallender Züge von Inoceramenschichten und Glaukoniteozän deuten auf eine Faltung dieser Decke; in der Tat haben die Einzelbeobachtungen Friedls den Nachweis erbringen können, daß die Wienerwalddede zu einer mächtigen Fächerfalte zusammengestaucht wurde. Bemerkenswerterweise liegen gerade in den Mulden dieser Fächerfalte die Reste der tektonisch höchsten Einheit, der Klippendecke.*)

Verfolgen wir an Hand der Karte das Fallen der einzelnen Züge, so erkennen wir, daß der unmittelbar an den Greifensteiner Sandstein angrenzende Zug von Inoceramenschichten ein südöstliches Fallen zeigt. Dieser Zug verschmilzt sowohl im Nordosten als auch im Südwesten mit dem breiten Zug der gleichen Schichten, der vom Kahlenberg nach Südwesten zieht. Im nordwestlichen Teil dieses Zuges herrscht ebenfalls Südostfallen vor. Auch die jüngeren Schichten des Glaukoniteozäns, die die beiden Züge von Inoceramenschichten trennen, zeigen das gleiche Einfallen.

Diese Lagerungsverhältnisse lassen den Zug des Glaukoniteozäns als Kern einer Mulde auffassen, die nach Nordwesten zu überschlagen ist. Es dürfte sich aber, wie besonders am Nordoststrand des Glaukoniteozäns zu sehen ist, nicht um eine einfach gebaute Mulde, sondern um eine kompliziert gebaute Synklinalregion handeln, die aus mehreren Synklinen zusammengesetzt ist; nur scheint das Verfolgen der einzelnen Teilmulden durch die ganze Zone infolge der ungünstigen Aufschlußverhältnisse nicht möglich.

Ebenso kompliziert gebaut ist der mittlere Zug der Inoceramenschichten. Im Nordwesten läßt er, wie schon erwähnt wurde, Südostfallen erkennen, im Südostteil herrscht Nordwestfallen vor. Es ist das Bild einer großen Fächerfalte, die aber gleichsam in sich wieder geteilt ist, wie die schmalen Einfaltungen von Glaukoniteozän beweisen. Der komplizierte Faltenbau dieser Region ist am Donauquerschnitt gut zu beobachten, wo das Vorhandensein von großen Falten schon von Schaffer nachgewiesen wurde.

Der südliche Zug von Glaukoniteozän bildet wieder den Kern einer Mulde. Wie aber das allgemein nordwestliche Einfallen zeigt, ist diese Mulde nach Süden umgekippt. Auch die südlich anschließende Region zeigt

*) Neuere Untersuchungen G. Gözingers führen zu einer anderen Auffassung der Stellung der Klippendecke. Gözinger hat zahlreiche Feldbeobachtungen sammeln können, die dafür sprechen, daß die Klippen von unten her durchgespießt wurden. Zahlreiche vom Untergrunde abgeschürfte Granitseringe, die von Gözinger gefunden wurden, scheinen diese Anschauung zu bekräftigen. Ausführliche Berichte über die Ergebnisse Gözingers liegen noch nicht vor.

den gleichen, nach Süden umgelegten Synklinalbau, doch wurde an der Grenze der Inoceramenschichten und der Seichtwasserkreide der Mittelschenkel vollkommen ausgequetscht. Die nach Nordwesten eintauchenden Synklinen werden mit einer Rückfaltung des ganzen Gebietes in Zusammenhang gebracht.

Die höchste tektonische Einheit, welche in dem Gebiet der Flyschzone zu beobachten ist, ist die Klippendecke. Sie besteht aus den Klippen, in welchen Rhät bis Neokom vertreten ist, und einer Klippenhülle, der Seichtwasserkreide. Der Kontakt gegen die Gesteine der Wienerwalddede ist überall ein tektonischer und wird besonders dadurch als solcher gekennzeichnet, daß an ihm die Klippen als mitgeschleifte Scherlinge liegen.

Wie bereits erwähnt, liegen die Reste der Klippendecke in Mulden der Wienerwalddede. Dies beweist, daß die Klippendecke nach ihrer Uberschiebung auf die Wienerwalddede noch mit dieser verfault wurde, wobei durch einen Rückstau gegen das Wienerbecken eine Rückfaltung der Synklinen hervorgerufen wurde, die zu dem heutigen komplizierten Bild der Lagerungsverhältnisse geführt hat.*)

FLYSCHZONE.

Ammon, R. und Trauth, F. Der Lainzer Tiergarten einst und jetzt. Wien, 1923.

Friedl, A. Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1920.

Jäger, R. Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1914.

Trauth, F. Ueber die Stellung der pienninischen Klippenzone. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1921. Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1928.

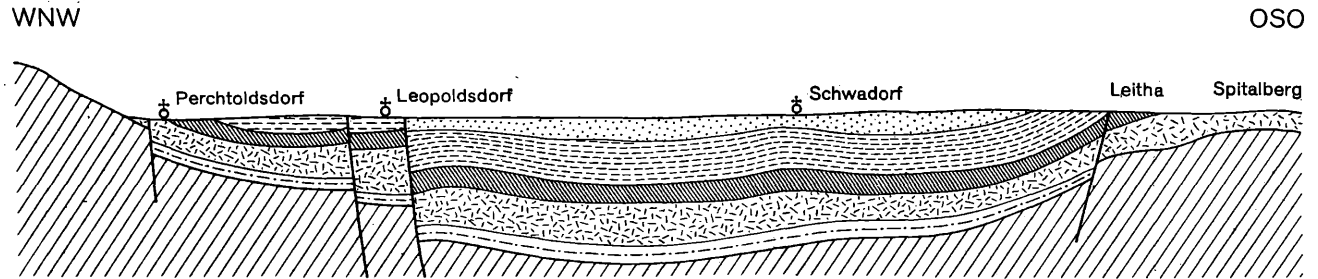
III. DIE TERTIÄREN ABLAGERUNGEN DES ALPENVORLANDES UND DES INNERALPINEN WIENERBECKENS.


Als Ergebnis gewaltiger Verschiebungen türmten sich Alpen und Karpathen, ein zusammenhängendes Kettengebirge, in weitspannenden Bogen vom Golf von Genua bis tief in die zentrale Balkanhalbinsel. Sobald die Gebirgsbildung in ihren größten Zügen beendet war, ja schon während ihrer Tätigkeit, beginnt ein anderer Faktor wirksam in das Geschick unseres Landes einzugreifen: die Abtragung der Gebirgsmassen durch fließendes Wasser, das sich in Vertiefungen des Bodens sammelt und dort allen mitgeschwemmten Gesteinschutt aufhäuft.


In der Kreidezeit und im Alttertiär mußte die Wirkung der Abtragung vor dem mächtigen Ansturm der Gebirgsbildung zurüdtreten. Mit dem Erlahmen der gebirgsbildenden Kräfte tritt die Erosion in den Vordergrund. Dieser Zeitpunkt ist in unserem Gebiet in das Mitteltertiär zu versetzen. An der Grenze von Oligozän und Miozän, in der aquitanischen Stufe, liegen die Alpen noch als kompakter Gebirgsblock vor uns. Vom Wienerbecken, der Korneuburger Senke, dem Donautal ist keine Spur vorhanden. Nur im äußersten Nordwesten, am Außenrande der Flyschzone,


*) Siehe Anmerkung auf Seite 23.


Fig. 4 Schematisches Profil durch das Wienerbecken
 (Postpontische Sedimente sind vernachlässigt. Nach Petraschek, Schaffer, Friedl u. a.)




 *Rand und Untergrund des Beckens (Alpin-karpathisches Gebirge)*

 *Helvetische Sedimente (Grunderschichten von Mauer und ihre Aequivalente)*

 *Tortonische Stufe (Sande, Tegel, Schotter, Leithakalk)*

 *Sarmatische Stufe (Sande, Tegel, Schotter, Kalk und Sandstein)*

 *Unterpontische Stufe (Congerientegel und -sande, Schotter)*

 *Oberpontische Stufe (Paludinen-Tegelsande, Süßwasserkalk)*

 *Brüche, Verwerfungen*

ist eine von Wasser erfüllte Senke anzunehmen. In diese Senke, den Vorläufer des außeralpinen Wienerbedens und in das ungarische Beden ergießen sich die dem Alpenkörper entströmenden Flüsse; was sie tief im alpinen Land an Gesteinstrümmern losgerissen haben, schütten sie in das dem Gebirgsrand vorgelagerte Wasserbeden. Reicht die Kraft der nach Norden und Osten strömenden Alpenflüsse nicht aus, die schwere Geröllast bis zum Mündungsgebiet fortzuschleppen, werden Schotter und Kiese unterwegs verstreut, wo sie dann die durch Abtragung entstandene flache Landschaft der Kalkalpen bedecken. Es sind die Augensteinschotter, kleine Quarzgerölle zumeist, die heute noch als ortsfremde Zeugen dieses frühesten Stadiums der jungtertiären Geschichte auf den Kalkplateaus der Rax, der Hohen Wand, des Dachsteins angetroffen werden.

A. DIE MOLLASSEZONE.

Reste der einstigen Augensteinablagerungen wurden im Kartengebiet noch nicht festgestellt, obwohl sie im Süden (Wöllersdorf—Fischau) bis nahe an die jungtertiären Küstenbildungen reichen. Gleich die nächste Stufe aber, das Burdigal, ist im Raume von Tulbing vertreten, wo es den Nordrand der Alpen bis Königstetten umsäumt. Grobe Blodschuttbildungen, die Buchbergkonglomerate, feinere gelbe Sande mit vereinzelt Fossilresten — die Melker Sande und Schlierbildungen — unter dem Namen Schlier verstehen wir feingeschichtete bis blättrige, tonig-sandige Sedimente — setzen die Ablagerungen des Burdigals zusammen. Sie fallen zeitlich mit der ersten Mediterranstufe zusammen, die in der Umgebung von Horn und Eggenburg klassisch entwickelt ist und viele Versteinerungen lieferte.

Melker Sande, Buchbergkonglomerate und Schlier treten in verhältnismäßig stark gestörter Lagerung auf. Während im eigentlichen Tullnerbeden eine flachwellige Lagerung vorherrscht, sind die Schliersedimente, Melker Sande und Konglomerate des Alpenrandes — wir fassen alle drei Bildungen unter dem Namen „Molassschichten“ zusammen — noch beträchtlich von den letzten Bewegungen des Alpenkörpers in Mitteleuropa gezogen worden. Verschuppungen und Verfaltungen zwischen der Molasse und der angrenzenden Flyschzone haben stattgefunden, teilweise wurde das tertiäre Molasseland von den nördlichsten Flyschdecken überschoben. Ueberdies zerstückeln zahlreiche, quer zum Gebirgstreichen verlaufende Brüche und Verbiegungen das Grenzgebiet zwischen Flysch und Tertiär, auf diese Weise das abwechslungsreiche Bild der Störungen vervollständigend. Die Bewegungsvorgänge selbst haben sich wohl im unteren Torton abgespielt, da helvetische Sedimente von ihnen noch betroffen wurden, während im oberen Torton eine starke Abtragung der Flyschberge stattgefunden hat.

B. DAS INNERALPINE BECKEN.

1. Die helvetische Stufe.

(Die ältere Marinstufe.)

Bis zum Ende des Burdigals reicht der zusammenhängende, kompakte Alpenkörper über die heutigen Niederungen hinweg und setzt sich ohne Unterbrechungen nach Nordosten in die Karpathen fort. Mit Beginn der helvetischen Zeit, also nach Ablagerung der Burdigalsschichten, beginnt

sich der Boden im Bereiche des heutigen inneralpinen Wienerbeckens langsam zu senken, die ersten Vorläufer der heutigen Landschaftsgestaltung machen sich bemerkbar. Etwas später vielleicht senkt sich auch das Gebiet zwischen dem Bisambergzug, den Bergen von Kreuzenstein und dem Donautal, das heutige Korneuburgerbecken.

Vorerst (im unteren Helvet) ist im Wienerbecken keine zusammenhängende Wasserbedeckung vorhanden. Seen, Sümpfe und Flußläufe durchsetzen die von der Erosion stark eingeebnete Landschaft, durch sie kommen Lehme, Tone und feine Sande zur Ablagerung. Die Versteinerungen, welche wir aus diesen Schichten kennen, lehren uns, daß wir es mit Süßwasserbildungen zu tun haben, in die vom Lande Zähne und Knochen großer Landtiere (Mastodonten), Schalen von Landschnecken (*Helix*, *Clausilia*) und andere Reste eingeschwemmt wurden. Vom Lande stammen auch große Mengen Holz, teils gewachsene Waldbestände, teils zusammengeschwemmtes Treibholz und verschiedene Pflanzenreste. Aus diesen Materialien entstanden die Braunkohlenlager (*Lignite*) von Grillenberg, Tauling und Pitten, die wir als den Horizont der *Lignite* von Pitten bezeichnen. Im Bereich unserer Karte haben sich unbedeutende Kohlenbildungen aus dieser Zeit bei Mauer vorgefunden.

Bald aber tritt der Einfluß des Meeres in Erscheinung, für das inneralpine Wienerbecken zum erstenmal. Es bilden sich durch fortgesetzte Senkungen des Bodens kleinere Becken, die Becken von Gaaden und Baden, die sich mit Meerwasser füllen. Während das Gaadenerbecken noch heute in seinen Grenzen erkennbar blieb, ist dies beim Badenerbecken nicht der Fall. Seine Linien wurden durch spätere Einsenkungen verwischt, nur der erhaltene Westrand zeugt von seiner einstigen Existenz. Mit dem Eindringen des helvetischen Meeres in diese Bodendepressionen beginnt auch die Brandung ihr Spiel. An den Steilrändern der kalkigen und dolomitischen Küsten entstehen die Basalbrekzien, grobe und feinere Trümmergesteine aus edigem Kalk- und Dolomitschutt. In ruhigeren Perioden der Ablagerung bilden sich Tone (*Teigel*), die auch die uferferneren Räume der Becken erfüllen. In den Brekzien finden sich stellenweise recht häufig Gerölle von kristallinen Gesteinen (*Phyllit*), Quarzitgerölle und Quarzkörner. Wenn wir auf der Straße zwischen Gaaden und Pfaffstätten vom Roten Kreuz in den Sängerbwald wandern, finden wir im Gebüsch versteckt Felsen dieses Gesteines. Im ganzen weiten Umkreis des kalkalpinen Gebietes treffen wir keine Gesteine verbreitet, von welchen diese Gerölle stammen könnten. Wir müssen uns daher vorstellen, daß dieses ortsfremde Material durch einen Fluß aus Südosten, aus der Gegend des Rosaliengebirges herbeigeschafft und in die in Bildung begriffenen Basalbrekzien eingestreut wurde. Bezeichnende Versteinerungen dieser Stufe sind dickschalige *Austern*, *Brnozoen*, *Perna Soldanii*, *Balanus stellaris*.

Gegen das obere Helvet erfaßt die senkende, beckenbildende Bewegung weitere Räume, der Westrand des Wienerbeckens tritt langsam hervor. Die Ablagerungen dieser Zeit, die das Ende des Helvets, vielleicht schon den Beginn des Tortonns umfassen, sind vorwiegend von feinerem Korn, Sande, Tone, vereinzelt auch schotterige Lagen. Besonders verbreitet sind sie im Korneuburgerbecken, wo sie in den Ziegeleien von Stetten gut aufgeschlossen sind. An Versteinerungen enthalten sie hier *Pleurotomen*, *Turritella terebralis* var. *gradata*, *Pyrula rusticula*, *Cerithium*

bidentalum, *C. papaveraceum*, *C. doliolum*, *Ostrea crassissima*. Im Gaadnerbeden führt die sandig-tonige Gesteinsserie *Balanus stellaris*, kleinere Ostreen und *Pectines*, Dentalien, Einzellkorallen und *Chama*. Entsprechende Ablagerungen treten bei Strebersdorf in Form toniger Sande, bei Enzersfeld als rostbraune Ostreenande auf. Am Alpenrand zwischen Wien und Baden konnten gleichaltrige Bildungen noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Schotterbänke und Fluscherölle im Gaadnerbeden lassen uns erkennen, daß die Richtung der Entwässerung sich geändert hat. Nicht mehr aus Südosten wie zur Zeit der Basalbrekzien, aus Nordwesten kommende Flüsse bringen jetzt Schuttmaterial in die Meeresbeden. Offenbar steht eine beginnende Hebung der Fluscherzone damit in Zusammenhang.

Die Lagerung der älteren Marinstufe (des Helvets) ist an verschiedenen Punkten gestört. Stärker geneigte Schichten, Bruchgrenzen, Verwerfungen und Schleppungen (bei Stetten) lassen dies erkennen. Der Wasserpiegel des helvetischen Meeres stieg gegen den mittleren bis oberen Teil der Stufe ständig, immer weitere Teile des Festlandes wurden überflutet. Dieser Transgression folgt um die Wende zur nächsten Stufe ein Rückschlag, der auch von stärkeren tektonischen Bewegungen begleitet war.

2. Die tortonische Stufe.

Als Folge der tektonischen Ereignisse um die Wende Helvet-Torton liegt nun das inneralpine Wienerbeden in seiner heutigen Umgrenzung zwischen den Alpen und dem Leithagebirge. In der hoch zugeschütteten Korneuburger Senke, im Gaadnerbeden verschwindet die Meeresbedeckung, eine leichte Regression setzt ein. Nur das inneralpine Wienerbeden selbst bleibt mit Salzwasser erfüllt und in Verbindung mit dem großen Tortonmeer Ungarns. Leithagebirge und die Berge bei Hainburg ragen als niedere Inseln über den Wasserpiegel auf.

Die Sedimente der tortonischen Stufe — sie erhielt ihren Namen von der oberitalienischen Stadt Tortona — sind außerordentlich mannigfaltig. An den Rändern des Bedens lagern sich Kalksteine, die fast zur Gänze aus den Kalkstämmchen der Kotalge *Lithothamnium* aufgebaut sind, Sande, Konglomerate und Mergel ab. Gegen die Bedenmitte zu herrschen feinkörnige Gesteine, Tone (Tegel) und Sande vor. Die weißen, grauen oder bräunlichen Lithothamnienkalksteine liefern einen geschätzten Werkstein; nach ihrer großen Verbreitung am Rande des Leithagebirges führen sie den Namen Leithakalk. Die im frischen Zustand grau-blauen, durch die Verwitterung bräunlich werdenden plastischen Tegel finden bei der Ziegelfabrikation Verwendung. Im Ufergebiet des tortonischen Meeres lebt eine dickhäutige Molluskenfauna (*Pectunculus*, *Cardium*, *Cardita*, *Venus*, *Ostrea*, *Pecten*, *Conus*, *Cypraea*, *Turritella*), im tieferen Wasser treffen wir *Pleurotomen*, *Fusus*, *Murex*, *Turritella*, *Lucina*, *Pecten cristatus* u. a., durchwegs Formen mit dünneren Schalen und von geringerer Größe.

Gute Aufschlüsse im marinen Konglomerat bieten die Steinbrüche bei Kalksburg und im Rauchstallbrunngraben, Leithakalksteine finden wir am Ruzberg, marine Tegel in den Breinerschen Ziegelgruben bei Böslau, wo auch die wichtigsten Fossilien gesammelt werden können.

Gegen das Ende des Torton breiten sich große, von Nordwesten kommende Schottermassen über das Küstengebiet aus. Im Gaadnerbeden bestehen sie fast nur aus Fluscheröllen und verdankten Flußläufen ihre

Entstehung. Dort haben wir uns eine im Helvet erfolgte Aufschüttung vorzustellen, deren obere Fläche nicht weit über dem Spiegel des Tortonmeeres erhoben war. Aus der Fluszone stammende Gewässer breiten ihre Schottermassen über das verschüttete Gaadenerbeden, das nur der Bergzug des Anninger vom Wienerbeden trennte, und über niedrige Teile der angrenzenden Kalkvorralpen (Dornbacher Mulde). Nördlich und südlich des Anninger, bei Pfaffstätten und Mödling, bestanden Verbindungen zwischen dem Gaadenerbeden und dem inneralpinen Wienerbeden. An beiden Punkten finden wir auch die Flussschotter in den Sedimenten des Küstengebietes wieder. Während die tortonischen Ablagerungen des Gaadenerbedens aber dem Süßwasser entstammen und keine marinen Versteinerungen enthalten, sind die beiden Verbindungsstellen durch das Auftreten von Austern- und Pectenschalen gekennzeichnet.

Außer den fossilführenden Ablagerungen ist uns noch eine Spur des tortonischen Meeres erhalten geblieben. Im Kartenbereich zieht entlang des ganzen Alpenostrandes eine breite Terrasse, die ihre erste Anlage der Brandung des tortonischen Meeres verdankt. Sie blieb nicht unverändert; seit dem Weichen des tortonischen Meeres haben sie spätere Bewegungen teilweise zerstückelt, die einzelnen Terrassenstücke wurden gegeneinander verschoben. Zwischen Pfaffstätten und Mödling finden wir aber tortonische Schichten noch über die große, heute in 360 Meter liegende Plattform übergreifen. Dadurch wird bewiesen, daß die Küstengestaltung schon im Torton begonnen wurde.

3. Die sarmatische Stufe.

Der Uebergang von der tortonischen in die sarmatische Stufe — benannt nach ihrer Verbreitung im südlichen Rußland, dem alten Sarmatien — ist durch einen weiteren Rückzug der Wasserbedeckung im inneralpinen Wienerbeden gekennzeichnet. Dadurch werden Teile des tortonischen Meeresbodens trodengelegt, die dort angehäuften Sedimente fallen der Abtragung anheim. Wir sprechen von einer Disfurdanz an der Basis des Sarmats, wie wir eine solche auch an der Basis des Torton festgestellt haben. Gleichzeitig erfolgen Bewegungen der Erdrinde, die die Verbindung des Wienerbedens mit dem offenen Mittelmeer unterbrechen. Es entsteht ein weit nach Osten reichendes Binnenmeer, erfüllt mit brackischem Wasser, dessen westlichster Teil das Wienerbeden ist.

Die Ablagerungen der sarmatischen Stufe bestehen aus Tegeln, die denen der tortonischen Stufe äußerlich gleichen, aus Sanden, Sandsteinen, Kalksteinen und Schottern (Konglomeraten). Auch hier treffen wir die größeren Sedimente im Küstengebiet, feinkörnigere Bildungen weiter vom Lande entfernt. Gute Aufschlüsse in den Kalk- und Sandsteinen befinden sich in Akgersdorf, beim Perchtoldsdorfer Friedhof und westlich vom Eichkogel. Sarmatische Sande und Schotter sind in der Roschatgasse entblößt.

Die Zusammensetzung der Tierwelt des sarmatischen Meeres wird durch die veränderten Lebensverhältnisse (Brackwasser statt Salzwasser) bedingt. Nur wenige Tierformen passen sich den neuen Umständen an, alle anderen verschwinden. Gegenüber der tortonischen Fauna mit ihrem großen Reichtum an Arten erscheint uns die sarmatische artenarm. Diese wenigen Arten aber treten in bedeutender Menge auf.

In sarmatischen Tegeln (Hernalser Tegel) ist hauptsächlich die kleine Schneidengattung *Rissoa* anzutreffen. In allen Sedimenten finden wir

Cerithien, Trochus, Buccinum, Bulla, Tapes gregaria, Cardien, Maclra, auch eine Austernart bevölkert noch das sarmatische Meer. Am häufigsten sind die Cerithien; nach ihnen wurden die sarmatischen Schichten früher „Cerithien-schichten“ genannt.

Mit den helvetischen, tortonischen und sarmatischen Sedimenten haben wir die im Kartenbereich vorkommenden Meeresbildungen des Miozäns besprochen. Werfen wir nun noch einen Blick auf das Festland der Miozänzeit, auf den aus dem Wasser herausragenden Teil der Alpen bei Wien. Daß dieses Bergland, die damalige Küste, nicht in ständiger Ruhe verharret hat, haben wir bereits aus verschiedenen Anzeichen entnommen. Wohl sind die großen, gebirgsbildenden Vorgänge zu Ende. Verbiegungen, Brüche, Schollenverstellungen sind aber fortgesetzt durch das ganze Miozän am Werke. Draußen am Alpennordrand scheinen auch größere Bewegungen noch stattgefunden zu haben. Aus der starken Flussschleifung vom oberen Torton an ist auf eine Hebung der Flussschzone mit Sicherheit zu schließen. Auch das Sarmat ist eine unruhigere Zeit gewesen. Hebungen des Anninger, der nordöstlichsten Kalkhochalpen fallen in diesen Zeitabschnitt.

Wir haben uns im Miozän das voralpine Gebiet der Karte allgemein als niedrige Berglandschaft vorzustellen. Dichte Wälder bedecken die Niederungen und Hügel. Wie schon das Vorkommen von Korallen im miozänen Meer ein wärmeres Klima vermuten läßt, ist dies auch durch die Hunderte von Arten umfassende Flora des Miozäns bezeugt. Palmen, Araukarien, Azaleen, Eufalypten, Nadelbäume, Eichen, Ahorn u. a. sind uns aus Abdrücken bekanntgeworden.

Diese dichten Waldungen waren von zahlreichen Landtieren bevölkert, deren nächste Verwandte heute im indomalaischen Gebiet leben. Von Mastodonten, Nashörnern, Tapiren, Affen, Schweinen, vom dreizehigen Pferd *Anchitherium Aurelianense*, von Hirschen, Antilopen, Raubkatzen, Bären treffen wir Reste in den miozänen Schichten. Auch zahlreiche Fische, Schildkröten und Seefäuger hausten in den damaligen Gewässern.

4. Die pontische Stufe.

Die pontische Stufe bedeutet für unser Gebiet den Beginn des Pliozäns. Ihren Namen hat sie vom Schwarzen Meer, dem Pontus euxinus der Alten, erhalten. Bewegungen der Erdkruste im Osten und Südosten engten die zusammenhängenden Wassermassen weiter ein, große Binnenseen erstreckten sich mit geringen Unterbrechungen bis weit nach Rußland. Der pontische See des inneralpinen Wienerbeckens war ihre westlichste Bucht. Zugleich bringen fortgesetzte bedeutende Zuflüsse von Süßwasser eine fast vollkommene Ausfüllung mit sich. Der Wasserspiegel steigt, von kleineren Rückschlägen unterbrochen, bis ins mittlere Pontikum. Dann aber tritt ein stufenweiser, allmählicher Rückzug der Wasserbedeckung ein, bis am Ende der pontischen Zeit das Wienerbecken Land geworden ist.

Auch in der pontischen Stufe treffen wir wieder ufernahe Bildungen größer, randfernere Sedimente feiner entwickelt. Sande, Tegel, Schotter, Konglomerate, Sandsteine und Brekzien setzen die pontischen Ablagerungen zusammen. Vereinzelt treten auch Süßwasserkalke auf, die ihre Entstehung wahrscheinlich thermalen Erscheinungen verdanken und meist als tuffige Kalke von weißer bis gelblicher Farbe entwickelt sind. Gute Aufschlüsse

in den pontischen Tegeln, Sanden und Schottern bieten die Ziegelgruben bei Bösendorf und Inzersdorf. Die Randsedimente sind auf den Terrassen des Anningerosthanges zu beobachten. Pontische Süßwasserfalle bilden den Gipfel des Eichkogels bei Mödling.

Die Fauna der pontischen Schichten ist gegenüber der sarmatischen Fauna stark verändert. An Mollusken sind vorwiegend Congerien („Congerenschichten“), *Cardium*, *Unio*, *Melanopsis*, *Melania*, *Nerita* und Planorben vertreten, die Landfauna weist neue Mastodonten-, Tapir- und Schweinearten, den Säbeltiger *Machairodus*, *Hipparion* u. a. auf. Die Flora des Pontikums weicht von der des Sarmats nicht beträchtlich ab; immerhin macht sich die Annäherung an die Gegenwart auch in dieser Stufe bemerkbar.

Nach dem Fossilinhalt läßt sich ein älterer und ein jüngerer Abschnitt im Pontikum unterscheiden. Die ältere pontische Stufe beginnt mit den Grenzsichten. Es sind Sande und Kalke, die eine aus sarmatischen und pontischen Elementen zusammengesetzte Fauna führen. Häufig in diesen sind *Melanopsis impressa*, *Congeria Hörseni*, *Tapes gregaria*, *Modiola Volhynica* und *Cerithien*. Im Kartenbereich sind sie gegenwärtig nicht mehr aufgeschlossen, wurden aber seinerzeit bei Rußdorf und Mödling festgestellt.

Auf die Grenzsichten folgen Sande, Tegel und Strandkonglomerate mit *Melanopsis Martiniana*, *Melanopsis Bouéi*, *Melanatria*, *Congeria ornithopsis*, *Neritodonta*.

Den Abschluß bilden Tegel, Sande, Schotter und Brekzien mit *Melanopsis Vindobonensis*, *Melanopsis austriaca*, *Congeria subglobosa*, *Congeria spathulata*, *Cardium conjungens*, *Cardium Schedelianum* u. a.

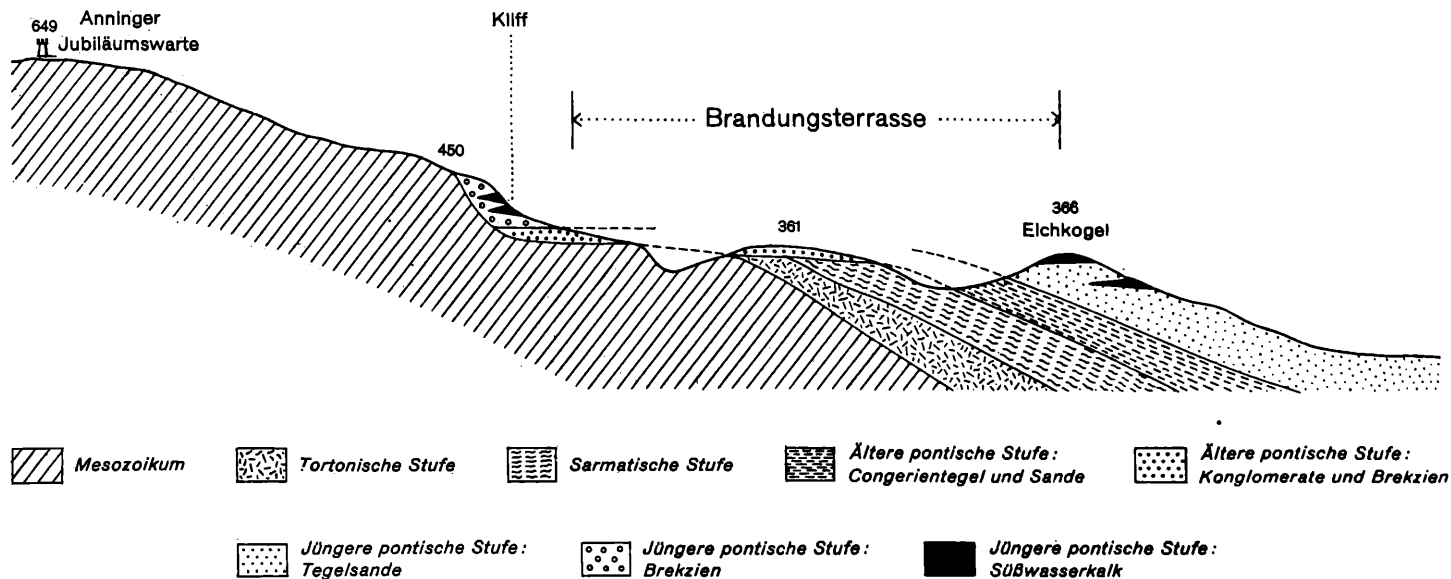
Die jüngere pontische Stufe wurde früher mit dem Namen Baludinentegelsande bezeichnet. Es sind feine, gelbe, diagonalgeschichtete Sande, Tonlagen, Schotterbänke und Süßwasserfalle, deren ärmlischer Fossilinhalt größtenteils aus Land- und Süßwassermollusken besteht. Am Bedenrande finden wir wieder Brekzien. Nur die Kalke haben eine reichere Fauna geliefert; vom Eichkogel stammen aus ihnen *Helices*, *Planorben*, *Pupa*, *Succinea* u. a.

Während des Hochstandes des pontischen Sees war in einer Höhe über 450 bis 470 Meter das Festland gelegen. Reste dieser pontischen Landoberfläche sind uns heute noch im Gebiet des Mitterberges bei Baden erhalten. Gleichzeitig wurde die große, den Alpenrand umsäumende Brandungsterrasse, die schon im Torton angelegt und im älteren Pontikum mit Ufersedimenten überdeckt worden war, neuerlich eingeschnitten. Es bildete sich ein Kliff in 380 Meter, tiefere Kerben in 330 und 300 Meter heraus, der weitere Rückzug des pontischen Sees formt Terrassen in 280, vielleicht noch in 250 Meter. In konstanten Intervallen umsäumen diese Ufermarken den westlichen Bedenrand. Dem Schwinden der Wasserbedeckung im pontischen See folgt die Entwässerung. Der Vorläufer der Donau, der bis dahin im außeralpinen Beden seinen Weg nach Nordosten, in die Gegend von Nikolsburg genommen hat, findet seinen Weg in das inneralpine Wienerbecken. Wohl einer tektonischen Linie folgend, bahnen sich die Fluten des Stromes einen Weg durch die Flussschneise, der Donaudurchbruch bei Klosterneuburg-Wien ist entstanden.

Fig. 5 Profil Anninger-Eichkogel

WSW

ONO



Mit dem Ende des unterpliozänen Pontifikums hat zugleich die zusammenhängende Wasserbedeckung im Wienerbecken ihren Abschluß gefunden. Im mittleren und oberen Pliozän ist die Niederung mit loderen Sedimenten bedecktes Land. Die im Norden strömende Donau bringt große Geröllmassen mit sich und lagert sie im Wiener Stadtgebiet und längs ihres Laufes in Form von Schotterterrassen ab. Auch andere, das Wienerbecken durchströmende Flüsse häufen Schuttmassen auf. Zugleich wirkt die Erosion in den loderen Bedensedimenten beträchtlich, fast das ganze Beckenland wird flächenhaft abgetragen.

Pliozäne Schotter liegen uns in den Laaerberg- und Arsenalsschottern vor, die auf der Karte als ältere Terrassenschotter ausgeschieden sind. Sie liegen diskordant über älteren Tertiärschichten und bilden Ebenheiten in 255 und 205 Meter. Ihrer Zusammensetzung nach bestehen sie vorwiegend aus Quarz, Quarzit, verschiedenen Gneisen u. a., die wohl der böhmischen Masse oder umgelagerten älteren Tertiärschottern entstammen. Kalkalpines Material findet sich heute nur zu 15 Prozent.

IV. DAS QUARTÄR.

Die nachfolgende Eiszeit, das Quartär, bringt mit der starken Klimaverschlechterung (Vergletscherungen haben im Kartengebiet nicht stattgefunden) ein weiteres Vorwiegen der Erosion. Die Donau und ihre Nebenflüsse schneiden in die Sedimentmassen ein, Schotterflächen in 185 und 170 Meter, letztere auch Stadterrasse genannt, bilden sich, immer tiefer wird das inneralpine Wienerbecken ausgeräumt. Die quartären Donauschotter — die jüngeren Terrassenschotter der Karte — sind ihrer Zusammensetzung nach schon dem Geröllmaterial der heutigen Donau ähnlich (bis 50 Prozent kalkalpines Material). Auch Schotter anderer diluvialer Flüsse, die eine ihrem Einzugsgebiet entsprechende Zusammensetzung haben, sind weit verbreitet.

Der aus glazialen Bildungen (Steppensand, Blocklehm, Zerfetzungslehm der Flutschzone) ausgeblasene feine Gesteinsstaub lagert sich im Quartär in den Niederungen und an den Berghängen im Windschatten ab. Diese Windablagerungen werden als Löß bezeichnet. Er ist porös, kalkhaltig und von gelbbrauner Farbe. In ihm finden sich Landschnecken (*Helix*, *Pupa*, *Succinea* u. a.). Stellenweise wurde der Löß in Wassertümpel geweht und in ihnen als geschichteter Seelöß abgelagert.

Bis nach der großen Zwischeneiszeit weist die diluviale Fauna wärme liebendere Formen auf. *Elephas antiquus*, *Rhinozeros etruscus*, *Bos primigenius*, *Ursus arctos*, Hirsche, Ziegen, Höhlenlöwen u. a. bevölkern die Berg- und Steppenlandschaft der Umgebung Wiens. Mit Beginn der zweiten großen Vereisung erscheint eine kälteliebende Fauna, als deren wichtigste Vertreter *Elephas primigenius*, *Rhinozeros tichorhinus*, Steppenpferde und Höhlenbären zu nennen sind. Reste des Menschen und seiner Kulturen wurden schon aus mitteldiluvialen Ablagerungen bekannt.

Die postpontische Tektonik.

Die Bewegungsvorgänge im Nordostsporn der Alpen und im inneralpinen Wienerbecken, die sich nach dem Altpliozän abgespielt haben, besitzen

für uns besonderes Interesse. Bis ins obere Pontikum ist die heute noch sichtbare Tektonik von den Bewegungsstrukturen des Mesozoikums abhängig (Verschuppung an mesozoischen Linien bei Pfaffstätten im oberen Pontikum). Vom Oberpontikum an aber ist vielfach kein Zusammenhang mehr zwischen den tektonischen Leitlinien des Mesozoikums und den jungen Störungen erkennbar, obwohl jene bis in die Gegenwart lebendig bleiben.

Nachpontische Verwerfungen sind häufig anzutreffen. In kleinerem Maßstab finden wir sie z. B. quer zum Alpenrand bei Gumpoldskirchen und Mödling, wo sie die pontischen Rückzugsterrassen verstellen. Große Brüche begleiten den Ostrand der Fluszone im Norden und durchsetzen das Wienerbecken zwischen Wien und Laxenburg in ungefähr nordsüdlicher Richtung. Dem östlichen Leopoldsdorfer Bruch wird eine Sprunghöhe von mehreren hundert Metern beigegeben. Dort, wo sich die Querbrüche mit dem Beckenrande kreuzen, befinden sich die heutigen Austrittsstellen von warmen Quellen (Thermen von Baden, Gumpoldskirchen, Mödling).

In letzter Zeit hat man auch einen flachwelligen Faltenbau im Wienerbecken festgestellt. Nachpontisch entstandene, bis ins Quartär dauernde, sehr schwache Faltungen haben die tertiären Schichten in der Längs- und Querrichtung zusammengestaut. An den Kreuzungspunkten der Faltenzüge bildeten sich flache, kuppelförmige Aufwölbungen der Schichten. Diese „Dome“ — im Kartengebiet die Dome von Lanzendorf und Schwadorf — sind die Stellen, an denen Ansammlungen von Erdöl vermutet werden. Eine 600 Meter Tiefe erreichende Bohrung bei Lanzendorf erschloß namhafte Erdgasmengen.

Die Mächtigkeit der tertiären Schichtfolge im inneralpinen Wienerbecken ist nicht sicher bekannt, da es keine Bohrungen gibt, die das Becken bis zu seinem alpinen Untergrund durchsunken hätten. Weiter am Rande gelegene Tiefbohrungen gestatten aber immerhin einige Schlüsse. Die größten festgestellten Mächtigkeiten betragen für das Torton 420 Meter, für das Sarmat über 200 Meter und mehr als 600 Meter für die pontischen Sedimente. Unter Hinzurechnung der helvetischen und quartären Ablagerungen können wir also mit rund 1500 Metern tertiären und quartären Sedimenten rechnen, welche Ziffer gegen die Beckenmitte wahrscheinlich größer werden wird. Um eine derartige Mächtigkeit der Sedimente zu erklären, müssen wir uns vorstellen, daß sich das ganze Beckengebiet während der Ablagerungen in einer ständigen, langsam senkenden Bewegung befunden hat.

Gegenüber der Stärke der tertiären Schichtfolge verschwindet die Bedeutung der alluvialen Bildungen vollkommen. Auch heute noch lagern die Flüsse, besonders die Donau, mitgebrachten Gesteinschutt — Schotter, Sand und sandige Tone (Silt) — in ihren Ueberschwemmungsgebieten ab. Weite Gebiete der Auen werden durch die rezenten Ablagerungen der Donau mit einer bis 20 Meter mächtigen Sedimentdecke verhüllt. Aber nur unwesentliche, kaum bemerkbare Aenderungen im Landschaftsbild werden durch die alluvialen Bildungen verursacht.

DIE GESTÄLTUNG DER LANDSCHAFT UM WIEN.

Wenn wir die Wiener Landschaft von einem hochgelegenen Punkt aus überblicken, tritt die morphologische Gliederung des Gebietes klar in Erscheinung. Eine ungefähr Nord-süd verlaufende Linie verbindet die Thermen

von Baden bis Wien, die Thermenlinie. Sie scheidet die nordöstlichen Ausläufer der Kalkalpen und der Fluszone von der Ebene des Wienerbeckens.

Aus dem Bergland westlich der Thermenlinie ragen im Süden die Ausläufer der Kalkhochalpen hervor. Rax, Schneeberg, im äußersten Osten die charakteristische Kalktafel der Hohen Wand liegen uns am nächsten, sie erreichen aber nicht mehr das auf der Karte dargestellte Gebiet. Auf diesen massigen Kalkbergen breiten sich tertiäre Einebnungen aus, die besonders auffallend die Hohe Wand erkennen läßt.

An die Nordgrenze der Kalkhochalpen schließt sich nördlich die Dolomittlandschaft der Kalkvorralpen an. Schroffe Gebirgsformen, steile Hänge und scharfe Bergrüden kennzeichnen sie. Die Höhen der Kalkvorralpen erreichen nicht mehr jene der Hochalpen. Einzelne niedere, aber massige Kalkberge, der Hohe Lindkogel, der Anninger bilden etwas abweichende, weniger stark gegliederte Formen. Westlich des Anninger breitet sich in einer großen Mulde flachwelliges Hügelland aus, das Gaadenerbecken mit seinen tertiären Sedimenten. Von der nördlichsten Bergkette der Kalkvorralpen, dem Höllensteinzug, ist der durch Lindkogel und Anninger markierte Nordrand der Detscherdede durch die Gosauzone zwischen Perchtoldsdorf und Manerling getrennt. Leicht zerstörbare Sedimente bauen die Gosauzone auf; morphologisch tritt sie daher in der Landschaft als ein flacheres, mehr Hügelcharakter besitzendes Gebiet zurück. Der Höllensteinzug wieder weist alle Merkmale der Voralpen auf.

An jene große Störungslinie, die die Kalkalpen im Norden begrenzt, schließt das eigentliche Wienerwaldgebiet, die Fluszone an. Ihren Oberflächenformen nach unterscheidet sie sich bedeutend von den südlicheren Zonen. Es ist eine wellige, wenig abwechslungsreiche Berglandschaft mit sanften Böschungen und gerundeten Bergkuppen, im Durchschnitt niedriger als die Kalkvorralpen. Wie ein Meer von bewaldeten Bergen erstreckt sie sich bis jenseits der Donau, die Einförmigkeit ihrer Gesteine im Landschaftsbild widerspiegelnd.

Zwei Faktoren bedingen die morphologischen Unterschiede der verschiedenen alpinen Zonen: die Bewegungen der Erdkruste und der Widerstand, den die Gesteine der Abtragung entgegensetzen. Wenn wir den Nordostsporn der Alpen heute gegen Wien zu langsam unter die tertiären Schuttmassen der Ebenen untertauchen sehen, sind jüngere Bewegungen daran beteiligt. Wir haben sie uns als weitspannende Verdiegungen, Aufwölbungen und Senkungen des Alpenkörpers vorzustellen, die eine Erhöhung der Berge im Süden, eine Versenkung gegen Norden zu bewirkten. Von Hebungen des Anninger und des Lindkogels haben wir im Vorangegangenen gehört.

Auch die Abtragung hat mitgeholfen, die heutige Landschaft zu modellieren. Den stärksten Widerstand leisten der Erosion große Kalkmassen, wie sie im hochalpinen Gebiet zu finden sind. Leicht zerstörbar sind die dolomitischen und schieferigen Gesteine der Voralpen. In ihnen wirkt die Erosion nachhaltiger, reichere Gliederung der Landschaft tritt auf. Am stärksten unterliegen aber die Flusssedimente der Abtragung. Sie sind es auch, die das meiste Material für die Bildungen des Tertiärs in den Becken geliefert haben.

Nördlich der Fluszone beginnt die Ebene des außeralpinen Wiener-

beckens, das mit heute nur mehr an den Rändern auftauchenden Molasse-schichten erfüllt ist. Ausgedehnte Teile des Flachlandes, vor allem das Stromgebiet der Donau selbst, sind mit quartärem und jüngerem Schutt verhüllt. Zwischen Schlieberg und dem Flnschzug des Bisamberges ist das Korneuburgerbecken eingesenkt. Auch hier treffen wir junge Donauschotter weit verbreitet, nur im Norden und an den Rändern liegen die tertiären Sedimente der Beckenfüllung zutage. Auf dem Leirizberge sind Reste einer älteren Schotterdecke erhalten. Ihre heutige Gestaltung verdanken Tullnerfeld und Korneuburgerbecken fast ausschließlich der Erosion und Aufschüttung durch den Donaustrom und seine Nebenflüsse.

Wenn wir uns von der Thermenlinie nach Osten wenden, sehen wir die ausgedehnte Niederung des Wienerbeckens vor uns. Es ist eine von keinen größeren Erhöhungen unterbrochene Ebene, deren Boden hauptsächlich aus den jüngsten Ablagerungen besteht. Jenseits des Wienerbeckens begrenzen die flachen Höhenrücken der Kleinen Karpathen, des Leithagebirges und des Rosaliengebirges den Gesichtskreis; sie bilden zugleich die Ostgrenze des Wienerbeckens.

Auch in der Ebene stehen die Bodenformen mit der Gesteinsbeschaffenheit in Zusammenhang. Die starke Quarzschotterdecke des Laaerbergers schützt die darunter liegenden sandigen und tonigen Sedimente des Pontitums vor Abtragung, aus diesem Grunde tritt der Laaerberg morphologisch hervor. Ähnlich liegen die Verhältnisse am Eichkogel bei Mödling (s. Profil Nr. 5). Wenn hier auch Verwerfungen mitgeholfen haben, den Eichkogel in seine heutige Höhenlage zu versetzen — vor Zerstörung bewahrt hat ihn die harte Süßwasserkalkdecke, die seinen Gipfel bildet. Auch die vielfach härteren, grobklastischen Bildungen des einstigen Ufergebietes widerstehen der Abtragung verhältnismäßig besser. Wir sehen sie heute als eine Reihe von Hügeln den Beckenrand begleiten.

Auf weite Erstreckung hin ist das Wienerbecken von nachtertiären Schottern und anderen Flußablagerungen überdeckt. Sie sind zum größten Teil im Quartär entstanden, zu jener Zeit, als das wiederholte Schwinden der Vereisungen große Wassermassen freierwerden ließ, die den Ebenen zuströmten. Damals hat nicht nur die Zertalung des Alpenkörpers die größten Fortschritte gemacht. Auch die flächenhafte Ausräumung der inneralpinen Niederung, die Abtragung der randlichen Beckenteile ist vorwiegend in diese Zeit zu verlegen. Sobald die Erosion ihre größten Kräfte verbraucht, die Talbildung im Gebirge ein entsprechendes Stadium erreicht hatte, begannen die in ihrer Transportkraft erlahmenden Flüsse die Ebenen zu überschottern. Die Donau spielt bei diesen Vorgängen eine besondere Rolle. Vom obersten Pontikum an häuft sie hinter der Wiener Pforte, dem Durchbruch durch die Flnschzone, Geröllmassen an. Sie selbst terrassiert sie, zerstört sie bei Verlegung des Flußbettes, um anderorts neue Terrassen aufzubauen. Aus der Gestaltung ihrer Schotterlager sind wir am besten imstande, die jüngste Geschichte des Wienerbeckens herauszulesen.

TERTIÄR:

Sueß, E.: Untersuchungen üb. d. Charakter d. österr. Tertiärablagerungen. Sitzber. d. Acad. d. Wiss. Wien, 1866.

Sassinger, S.: Geomorphologische Studien a. d. inneralpinen Wiener Becken usw. Abhandl. v. Bend, 1905, Bd. 8.

- Schaffer, F. X.:** Geologie von Wien. Wien, 1906.
 — Geolog. Führer für Exkursionen im Wienerbecken. Berlin, Bornträger, 1907.
 — Geolog. Geschichte und Bau der Umgebung von Wien. Wien, Deutsche, 1927.
- Karrer, F.:** Geologie der K. K. J.-Hochquellenwasserleitung. Abhandlungen d. geol. B. U., 1877.
- Kober, L.:** Geologie der Landschaft um Wien. Wien, Springer, 1926.
- Friedl, R.:** Ueber die jüngsten Erdölforschungen im inneralpinen Wiener Becken. Zeitschr. „Petroleum“, 1927.
- Rüpper, S. u. Bobies, Carl, A.:** Das Tertiär am Ostrand des Anninger. Jahrb. d. geol. B. U., 1927.
- Bobies, C. A.:** Die Gaadener Bucht. Mittg. d. Geol. Ges. Wien, 1926.
- Winkler, A.:** Ueber die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie usw. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1924.
 — Ueber neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. Centralblatt f. Min. usw. 1928.
- Petraschek, W.:** Kohlengeologie der österr. Teilstaaten. Berg- und Hüttenmänn. Jahrb., 1925.

NUTZBARE MINERALE UND GESTEINE.

Verschiedene Gesteine der auf der Karte dargestellten Formationen werden praktisch verwertet. Die nachfolgende kurze Übersicht hebt nur die wichtigsten hervor.

Kalkalpen.

Im Bereiche der Kalkalpen treffen wir in den Schichten der unteren Trias (Werfener Schiefer) wiederholt Einlagerungen von Gips. Längs des ganzen Zuges Werfener Schiefer, der bei Mödling beginnt, sind an verschiedenen Stellen Reste ehemaliger Versuchsbauten zu finden, wo nach diesem Mineral geschürft wurde. Größere Schächte wurden in der Vorderbrühl (Wagnerfogel) und am Füllenberg bei Heiligenkreuz abgeteuft.

Von den übrigen Gesteinen der Kalkalpen werden besonders die verschiedenen Arten von Kalksteinen technisch verwertet. Meist finden sie Verwendung als Schotter oder Bruchsteine. Die großen Steinbrüche im Kalkenleutgebener Tal und in der Hinterbrühl mögen als Beispiele angeführt werden.

Besitzen die Kalksteine eine entsprechende chemische Zusammensetzung (Kalkmergel), so werden sie auch zur Zementerzeugung verwendet (Kalkenleutgebener Tal, Gumpoldskirchen). Reine, nicht dolomitische Kalksteine verwertet man zum Kalkbrennen (Hinterbrühl). Der leicht zu zerkleinernde Hauptdolomit findet Verwendung als Hauptdolomitsand (Elektrische Straßenbahn). Größere Brüche bei Mödling, Rodaun.

Flussschzone.

Unter den Gesteinen der Flussschzone sind es namentlich die Sandsteine, die in zahlreichen Steinbrüchen gewonnen werden, wenn auch die Gewinnung früher viel ausgedehnter war. Viele gegenwärtig aufgelassene Steinbrüche im Wienerwald geben hiefür ein Zeugnis ab. Die Sandsteine werden als Bruchsteine oder Quader, Stufen u. dgl. verwendet. Zu erwähnen sind

in erster Reihe die großen Brüche im Greifensteiner Sandstein bei Greifenstein, Höflein, ferner die Brüche in den Inoceramenschichten bei Sievering, am Exelberg u. a.

Tertiär.

Allgemein werden die Leithafalke zu Bauzwecken gewonnen. Sie sind der eigentliche Baustein von Wien. Ihre Verwendung bei fast allen großen Gebäuden und Kirchen verleiht dem Stadtbilde von Wien ein ganz bestimmtes Gepräge.

Von den übrigen Sedimenten des Tertiärs werden die Tone (Zegel) im Großen gewonnen und zur Ziegelerzeugung oder zu keramischen Zwecken gebraucht. Längs der ganzen Südbahnstrecke von Baden bis Wien kann man die großen, heute zum Teil aufgelassenen Gruben beobachten, in denen die Zegel zur Ziegelerzeugung abgebaut wurden. Große, auch heute noch im Betrieb stehende Werke sind jene der Wienerberger Ziegelfabrik bei Bösendorf und bei Inzersdorf. Tertiäre Sande werden an vielen Stellen als Bausande gewonnen, die tertiären und jüngeren Schotter finden beim Straßenbau praktische Verwertung.

Lignite wurden in geringen Mengen in den marinen Schichten von Mauer festgestellt, pontische Lignitflöze traf man bei Tiefbohrungen in der Nähe von Lanzendorf und Leopoldsdorf mehr als 200 Meter unter Tag. Der vermuteten Erdöl- und Erdgaslagerstätten in den Domen von Schwadorf und Lanzendorf wurde bereits weiter oben gedacht.

Tabelle I.
Übersicht über die Schichtfolge des Kartengebietes

		Känozoikum		Tertiär		Quartär		Alpenvorland		Inneralpine Becken				
								Ablagerungen der Gegenwart Löß Jüngere Terrassenschotter		Ablagerungen der Gegenwart Löß Jüngere Terrassenschotter				
Mesozoikum	Kreide	Ober-	Ober-	Dänen Senon Turon Cenoman	Alpine Gebirgsbildung	Pal.	Eozän	Oligoz.	Aquitän	Oncophoraschichten	Schlier	Paludinentegelsande, Süßwasser- kalk, Congerientegel, -sande, Schotter, Grenzschichten		
													Unter-	Unter-
		Ober-	Ober-	Malm										
													Mittel-	Mittel-
		Unter-	Unter-	Lias										
													Ober-	Ober-
	Mittel-	Mittel-	Norische Stufe	Kössenerschichten (Kalke, Mergel) Rhätischer Dachsteinkalk		Dachsteinkalk Hauptdolomit								
							Unter-	Unter-	Karnische Stufe	Opponitzerkalk Lunzersandstein	Muschelkalk			
	Mittel-	Mittel-	Ladinische Stufe	Partnachsichten Reiflinger Knollenkalk		Gutensteinerkalk und Dolomit								
							Unter-	Unter-	Anisische Stufe	Werfener Schiefer, Rau- wacken, Quarzit, Gips				
	Mittel-	Mittel-	Skythische Stufe											
							Ober-	Ober-	Flyszone					
	Unter-	Unter-	Flyszone											
							Ober-	Ober-	Flyszone					
	Unter-	Unter-	Flyszone											
							Ober-	Ober-	Flyszone					
	Unter-	Unter-	Flyszone											
							Ober-	Ober-	Flyszone					
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	Flyszone							
Unter-	Unter-	Flyszone												
					Ober-	Ober-	F							

Tabelle II. Übersicht über die Verteilung der Fazies in den tektonischen Einheiten der Kalkzone des Kartengebietes. (Nach A. Spitz, L. Kober und H. Küpper.)

Tektonische Einheit:		Frankenfelser Decke	Lunzer Decke	Ötscher Decke	
Mesozoikum	Kreide	Obere Kreide (Cenoman-Danien)	Flyschähnliche Gosau	Gosauschichten (z. T. flyschähnlich)	Gosauschichten
		Untere Kreide (Neokom)	Mergel mit Aptychen	Aptychenmergel und -kalke	nicht nachgewiesen
	Jura	Malm	Aptychenmergel Radiolarite	Aptychen (Zement)- mergel, Acanthicuskalk	Bunte Jurakalke
		Dogger	Klauskalk	Klauskalk	Bunte Jurakalke Spongienkalk
		Lias	Cardinienmergel Sandsteine und Schiefer	Adneterkalk Hierlatzkalk Fleckenmergel	Adneterkalk Hierlatzkalk Fleckenmergel
	Trias	Obere Trias	Kössenerschichten Hauptdolomit	Kössenerschichten Hauptdolomit Opponitzerkalk Lunzersandstein	Kössenerschichten Dachsteinkalk Hauptdolomit, Opponitzer- kalk, Lunzersandstein
		Mittlere Trias	fehlt	Reiflungerkalk Gutensteinerkalk und Dolomit	Reiflungerkalk Gutensteinerkalk und Dolomit
		Untere Trias	fehlt	Werfener Schiefer	Werfener Schiefer

Tabelle III. Übersicht über die Verteilung der Fazies in den Flyschdecken.
(Nach K. Friedl.)

Tektonische Einheit:		Greifensteiner Decke	Wienerwaldecke	Klippendecke
Känozoikum	Alttertiär	Greifensteiner Sandstein	Glaukoniteozän	
	Obere Kreide	Orbitoidenkreide	Inoceramenschichten	Seichtwasserkreide
Mesozoikum	Untere Kreide (Neokom)	Neokomflysch		Kalke, Mergel und Sandsteine der Klippen
	Jura			
	Obere Trias (Rhät)			

Tabelle IV. Übersicht über die Stratigraphie, Tektonik und Morphologie des Jungtertiärs.

(Nach Schaffer, Winkler, Kober, Küpper, Petraschek und Bobies.)

Zeitabschnitt		Alpenvorland			Korneuburger Becken			Gaadnerbecken und inneralpines Wienerbecken					Alpines Festland		Landfauna	
Quartär	Pleistozän	Ablagerung	Leitfossilien	Tektonik	Ablagerung	Leitfossilien	Tektonik	Ablagerung	Leitfossilien	Strandlinie	Morphologie	Tektonik	Morphologie	III. und IV. Säugetierfauna		
		Tertiär	Pliozän	Löß, jüngere Terrassenschotter	Lößschnecken		Löß, jüngere Terrassenschotter	Lößschnecken		Löß, jüngere Terrassenschotter	Lößschnecken: <i>Helix</i> , <i>Pupa</i> , <i>Succinea</i>	Land	Flußterrassen Donauterrassen in 180 und 170 m Ausräumung des Beckens		Rutschungen an den Beckenrändern	Relative Ruhe
Ältere Terrassenschotter					Schotter des Teiritzberges		Donaubruch	Arsenalschotter Laaerschotter		Land	Flächenhafte Abtragung Donauterrassen in 250 u. 210 m	Große Brüche im Becken Flache Falten im Becken	Schwache Faltung und große Brüche im Beckenbereich Verbiegungen Aufwölbung	Zerschneidung des Gebirges zum heutigen Relief		
					Diskordanz		Diskordanz		Diskordanz	Süßwasserkalk, Tegelsande, (Eichkogel, Moosbrunn), Brekzien	Starke Regression	Rückzugsterrassen des pontischen Sees in 360, 330, 300, 280 m		Beginnende Aufwölbung der Küstenzone Verschuppung bei Pfaffstätten		
										Obere Congerietegel und -sande, Schotter, Brekzien	Transgression Höchststand des Wasserspiegels in ca. 420 m	Verschüttung der Terrasse		Absenkung der Küstenzone	Landfläche des Hüsarentempels und Mitterberges in 440–460 m	
										Untere Congerietegel und -sande, Schotter, Konglomerate	Beginn der Transgression	Große Brandungsterrasse in 360 m Kliff in 380 m		Relative Ruhe		
										Orenschichten: Sande, Kalke	Strandl. 300 m					
										Diskordanz Schotter, Konglom., Cerithiensande und -kalke, Atzgersdorfer Sandstein, Hernalser Rissoetegel	Regression Strandlinie in ca. 350 m	Teilweise Erosion an den Rändern des Beckens	Brüche	Kalkalpenrandhebung Schollenbrüche	Abtragung Anlage von Tälern	
										Diskordanz Schotterserie des Gaadnerbeckens, Schotter (Bisamberg) Marine Sande und Konglomerate, Grinzinger Tegel, Gainfamer Mergel, Leithakalk, Badnertegel	Leichte Regression Strandlinie in ca. 450 m	Anlage der großen Brandungsterrasse (heute in ca. 360 m	Brüche	Aufwölbung der Flynzone Depression im Nordostteil der Ötscherdecke Verschuppung zwischen Flynch und Molasse	Ausbildung großer Verebnungsflächen im alpinen Gebiet	
										Diskordanz Sandig tonige Serie des Gaadnerbeckens Grunderschichten Basalbrekzien	Transgression des Meeres		Senkung des nördl. Gaadnerbeckens	II. Senkung des inneralpiner Wienerbeckens		
										Lignite von Pitten, Grillenberg, Jauling	Süßwassersee Land			I. Senkung des inneralpiner Wienerbeckens		
Ob. Oligozän	Aquilinische Stufe	Schlier?												Schwaches Relief in den Voralpen		
														Überschotterung der Alpenhochfläche		

Die Voralpen ein flachwelliges, niederes Bergland

INHALT.

<p>Vorwort. Von Prof. Dr. F. E. Sueß 3 Einleitung 5 Zusammenfassende Schriften 6</p> <p style="text-align: center;">I. Kalkalpen 7</p> <p>Die Gesteinsfolge der Kalkalpen 7 Die Gesteine der Triasformation 7 Werfener Schiefer 8 Muschelkalk 8 Gutensteiner Kalk 8 Lunzer Schichten 9 Hauptdolomit 10 Dachsteinkalk 10 Räth (Rössener Schichten) 10 Die Gesteine der Jura- und Kreideformation 11 Lias 11 Jura-Neokom 12 Gosau 12 Der Bau der Kalkalpen 13 Literatur 16</p> <p style="text-align: center;">II. Flyschzone 16</p> <p>Die Gesteinsfolge der Flyschzone 16 Die Gesteine des Neokoms 17 Die Gesteine der Oberkreide 17</p>	<p>Die Orbitoidenkreide 18 Die Inoceramenschichten 18 Die Seichtwasserkreide 19 Die Gesteine des Eozäns 20 Der Greifensteiner Sandstein 20 Das Glaukoniteozän 21 Der Bau der Flyschzone 22 Literatur 34</p> <p style="text-align: center;">III. Die tertiären Ablagerungen des Alpenvorlandes und des inner- alpinen Wienerbeckens 24</p> <p>A. Die Molassezone 25 B. Das inneralpine Wienerbecken 25 1. Die helvetische Stufe 25 2. Die tortonische Stufe 27 3. Die sarmatische Stufe 28 4. Die pontische Stufe 29</p> <p style="text-align: center;">IV. Das Quartär 31</p> <p>Die postpontische Tektonik 31 Die Gestaltung der Landschaft um um Wien 32 Literatur 34 Nützliche Minerale und Gesteine 35 Übersichtstabellen 37</p>
---	---