

7. Literatur

L. AHORNER et al., 1972, 1978; K. ARIC, 1974, 1981; K. ARIC, G. DUMA et al., 1980; K. ARIC, G. DUMA & R. GUTDEUTSCH, 1976, 1980; K. ARIC & R. GUTDEUTSCH, 1980, 1981; K. ARIC, R. GUTDEUTSCH et al., 1983; B. BERÁNEK & A. ZÁTOPEK, 1975; A. BITTNER, 1874; B. BOLT, 1984; J. DRIMMEL, 1976, 1979, 1980, 1981, 1982; J. DRIMMEL & G. DUMA, 1974; J. DRIMMEL, G. GANGL et al., 1971, 1973; J. DRIMMEL & E. TRAPP, 1975; O. FÖRTSCH & E. SCHEDES, 1976; A. FRANKE & R. GUTDEUTSCH, 1973, 1974; G. GANGL, 1969 a, b, 1971, 1974; W. GÖRLICH, 1948; R. GUTDEUTSCH & K. ARIC, 1976; F. HERITSCH, 1918, 1920; R. HOERNES, 1902; H. v. HÖFER, 1880; M. KANDLER, 1980, 1983; V. KARNÍK et al., 1976; F. KAUTSKY, 1924; A. KOWATSCH, 1911; E. KRAUS, 1932 d; N. KREUTZER, 1971; H. LITSCHER & B. STROBL, 1977; D. MORARIU, 1978; G. MÜLLER, 1977; ST. MÜLLER, 1970; R. NOLL, 1975, 1981; N. PAVONI, 1977; J. RASCH, 1582; A. RITSEMA, 1974; R. SÄGESSER & D. MAYER-ROSA, 1978; R. SAMONIG, 1984; N. SCHEBALIN, 1971; A. SCHEIDEGGER, 1965; C. SCHNEIDER, 1968; R. SCHWINNER, 1929; G. SOLLE, 1939; F. STEINHAUSER, 1975; E. SUESS, 1873; F. E. SUESS, 1895, 1897; E. TAMS, 1954; A. TILL, 1907; A. TOLLMANN, 1970 a, 1977 a, 1983 c; M. TOPERCZER & E. TRAPP, 1950; F. TOULA, 1896; E. TRAPP, 1961, 1973; H. VETTER, 1983.

L DIE MORPHOLOGISCHE ENTWICKLUNG ÖSTERREICHS

1. Der Stand der morphologischen Forschung

Vielfältig wie der geologische Aufbau ist die in enger Abhängigkeit davon stehende morphologische Gestaltung unseres Landes. Ausgedehnte Reste alter Flachlandschaften im außeralpinen Anteil Österreichs an der Böhmisches Masse, ein komplex gestaltetes akzentuiertes Relief im Bereich der Kernzone Österreichs, den Ostalpen, und ein eigenständiges Schicksal der Entwicklung der großen Ebenen im Vorland und besonders der weiten Einbruchbecken im Osten kennzeichnen auch in morphologischer Hinsicht die Individualität der verschiedenen Großräume.

Sehr unterschiedliche Hebungsraten des Gebirges in den Einzelabschnitten, unterschiedliche Gesteinszusammensetzung, eine bis in die jüngste Zeit wirkende Bruchtektonik und eine kräftige Überformung des alpinen Raumes durch die Auswirkung der Vergletscherung im Pleistozän haben das morphologische Bild unseres Landes so abwechslungsreich und vielfältig gestaltet, aber ähnlich wie in der Geologie auch mit Problemen der Morphologie für den Forscher gesegnet.

In der morphologischen Erforschung der Ostalpen, die mit wissenschaftlicher Akribie seit der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts betrieben worden ist, hat sich die

klassische Methodik mit der Arbeitsweise der Registrierung des Formenschatzes und einer meist individuell-intuitiven Art der anschließenden Interpretation bis in die Gegenwart erhalten. Die unerläßliche Voraussetzung, die engste Beziehung zur Geologie, ist durchgehend zu wenig beachtet worden: Es gibt kaum einen Morphologen, der auch selbst geologisch gearbeitet und diese Synthese unmittelbar vollzogen hätte. Von klimamorphologischen Überlegungen abgesehen, sind die im letzten Dezennium und darüber hinaus von der Geologie zur Verfügung gestellten modernen exakten Methoden für die Klärung der alten anstehenden morphologischen Grundprobleme in den Ostalpen praktisch nicht verwendet worden: So bringt etwa die mit spezifischer Fragestellung eingesetzte Sedimentanalyse mit Strömungsrichtungsermittlung wichtige paläogeographische Grundlagen, läßt eine Untersuchung der jungen Sedimentreste auf den Hochflächen durch Pollenanalyse und Paläomagnetik neue Daten erwarten. Ferner können durch radiometrische Messungen die Abkühlalter bei bestimmten Schließtemperaturen an metamorphen Gesteinspaketen ermittelt werden. Besonders die Kombination von Spaltspurenalters-Bestimmung (Fission-track-Methode) mit Temperaturbestimmung an Flüssigkeitseinschlüssen in Kristallen läßt die Überlagerungsmächtigkeiten für die einzelnen Zeitabschnitte und hieraus wiederum die Hebungs- und Abtragungsraten feststellen.

In den im Westen anschließenden Schweizer Zentralalpen sind ja schon eine Reihe solcher Daten ermittelt worden (J. -P. SCHÄER & F. JEANRICHARD, 1974; G. A. WAGNER et al., 1977; R. HANTKE, 1984 etc.). Diese Ergebnisse aber zeigen bereits jetzt, daß die bisherigen morphologischen Vorstellungen über die Parallelisierung der Verebnungsflächen in den Kalk- und Zentralalpen Österreichs gründlich revidiert werden müssen. Die geographische Forschung hat hier unter einseitiger Bevorzugung der Moderichtung des sozialgeographischen Zweiges den Einsatz der neuen bereitliegenden modernen erdwissenschaftlichen Methoden auf dem Gebiet der Geomorphologie verabsäumt.

Mit Hilfe der klassischen Methoden ist es aber immerhin gelungen, die unser ganzes Jahrhundert währende Diskussion um die Grundfragen der Landschaftsformung in den Alpen soweit abzuklären, daß das hohe Alter des ersten durchgehenden Reliefs, der Augensteinlandschaft des Oligozäns, anerkannt wird, daß die Existenz einer darauf folgenden einphasig entstandenen, später tektonisch zerstückelten „Raxlandschaft“ LICHTENECKERS widerlegt ist zugunsten des gut gesicherten Prinzips der phasenhaft entstandenen Rumpftreppenflur, die im Sinne H. SPREITZERS als Piedmonttreppe aufzufassen ist. Auch ist in den letzten Dezennien die Auswirkung des Klimas auf die morphologische Gestaltung herausgestrichen worden: Die Wirkung des miozänen subtropisch-humiden Klimas auf flächenmäßige Abtragung und Peneplainisierung, die Bildung von Pedimentflächen am Gebirgsrand im semiariden plio-altpleistozänen Klima, das Ausmaß der glazialen Gestaltung und die jüngste Formung bis zur Gegenwart, in der klimabedingt die Flußerosion und Taleintiefung Übergewicht erhält.

Folgende Arbeiten aus jüngerer Zeit geben Überblick über die heutigen Vorstellungen zur morphologischen Gestaltung der Ostalpen: H. SPREITZER, 1962, 1966; E. SEEFELDNER, 1962, 1973; H. RIEDL, 1966, 1973, 1977; H. FISCHER, 1967; A. TOLLMANN, 1968 b; J. BÜDEL, 1969, 1978; J. FINK, 1984.

Geomorphologische Karten über Österreich oder größere Regionen dieses Landes liegen vor von K. HAWRANEK & K. WICHE, 1951; TH. PIPPAN, 1955; V. PASCHINGER,

1956; W. LEITNER, 1964, 1973; H. TRIMMEL, 1965; V MAURIN & J. ZÖTL, 1969; H. KOHL, 1969, 1971; K. FORM, 1972; F. ROHRHOFER, 1975; M. PÉCSI, 1978.

Zwei Bibliographien berichten jährlich über die geographischen Neuerscheinungen über Österreich: 1. Die Österreich-Bibliographie, die sämtliche geographischen Arbeiten von Ausländern und Österreichern über Österreich referiert. Sie ist früher in den Berichten zur deutschen Landeskunde (Bonn, Trier usw.) erschienen. Seit der Einstellung dieser Verzeichnisse in der deutschen Landeskunde im Jahr 1975 haben die Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft (Wien) diese Bibliographie weitergeführt. 2. Über die geographischen Aktivitäten von Österreichern über Österreich und das Ausland wird im Geographischen Jahresbericht aus Österreich, der Zeitschrift des Geographischen Institutes der Universität Wien, seit Anbeginn (1894) berichtet, zuletzt, seit dem Zweiten Weltkrieg, mit genauen Literaturverzeichnissen.

Über den speziellen Sektor der Speläologie (S. 206 ff.) und Karstforschung liegen, besonders dank des unermüdlichen Einsatzes von H. TRIMMEL, umfangreiche Dokumentationen vor: 1. Der Österreichische Höhlenkataster Begonnen im Jahre 1949, wird dieser Kataster, der alle wesentlichen Daten über die Höhlen Österreichs zusammenfaßt, im Institut für Höhlenforschung (A-1070 Wien, Messeplatz 1, Stiege 10) evident gehalten (O. SCHAUBERGER & H. TRIMMEL, 1952; G. STUMMER, 1978). Bis Ende 1985 sind darin 8800 Höhlen im österreichischen Bundesgebiet erfaßt. 2. Die Internationale Bibliographie für Karst- und Höhlenkunde ist von 1950 bis 1960 durch H. TRIMMEL jährlich in den Beiheften zur Zeitschrift „Die Höhle“ herausgebracht worden. Nach einer Lücke in den sechziger Jahren, die geschlossen werden soll, erscheint diese Bibliographie seit 1970 in Form der „Speleological Abstracts – Bull. bibliogr. spéléologique“ in Neuchâtel, Schweiz. 3. Spezielle Bibliographien über die Höhlen einzelner österreichischer Bundesländer sind im Erscheinen: Das „Salzburger Höhlenbuch“, von dem Ende 1985 vier Bände vorlagen, wird insgesamt sechs Bände umfassen (W. KLAPPACHER et al., 1975 bis 1985). Vom Werk „Die Höhlen Niederösterreichs“ lagen Ende 1985 die drei geplanten Bände vor (M. FINK et al., 1979; H. & W. HARTMANN, 1982; 1985); vgl. auch Lit. S. 273 f. und 291.

2. Die morphologische Entwicklung der Ostalpen als Ganzes

a) Das alpine Relief in der Kreidezeit bis zum Ende des Eozäns

Erst ab dem Oligozän, als der Gebirgskörper der Ostalpen als Ganzes kräftig über den Meeresspiegel emportauchte, sodaß das Restmeer auf den Außensaum, die Exogeosynklinale der Molasse, mit einer unbedeutenden Ausbuchtung im Unterinnalgebiet, verdrängt wurde (Abb. 77), begann die zusammenhängende Epoche der kontinuierlichen subaerischen Reliefgestaltung in den Ostalpen.

In der Zeit davor aber, während der Kreide und dem tieferen Alttertiär, erscheinen in räumlichem und zeitlichem Wechsel nur bestimmte Partien des in der Tiefe,

vorwiegend submarin, zu Decken geformten Gebirgskörpers über dem Meeresniveau, in Form von langgestreckten Ketten (Ultrapienidischer, während der Mittel- und Oberkreide Schutt liefernder Rücken im Norden), oder in einer Insel-Archipellandschaft (Kalkalpen zur Zeit der tieferen Gosau). In der höheren Gosau bis ins Alttertiär hingegen sank ein guter Teil der Kalkalpen wiederum tiefer ab, weite Teile im Norden wurden von einem etliche tausend Meter tiefen Meer bedeckt.

Während in der Unterkreide im Raum der Ostalpen noch vorwiegend marines Regime im Bereich aller Teilzonen herrschte, sind in der Oberkreide zwei mehr oder weniger zusammenhängende Festlandsstreifen im Bereich der Ostalpen auszunehmen: Der erwähnte, im Cenoman und während der tieferen Gosau bis in das Unter- campan äußerst wirksam gegen Süden schüttende Ultrapienidische Rücken (1) nördlich der Kalkalpen, der später zugunsten der mit der höheren Gosau sich mehr und mehr hebenden Zentralalpen (2) an Bedeutung verliert. Die großen Überschiebungen innerhalb des Ostalpins und über dem Pennin waren in dieser Zeit, wie vom Verfasser stets betont, so weit gediehen, daß sich das mittelostalpine Kristallin gegen die höhere Gosau hin südlich der Nordkalkalpen fortschreitend heraus hob und der Kristallinschutt der Zentralalpen nun nordgerichtet in dieses Gosaumeer, besonders ab dem Mittelcampan, eingeschüttet worden ist (Bd. II, Abb. 49). Diese Verhältnisse dauerten in ähnlicher Art über die Kreide-Alttertiärgrenze an. Für die spätere morphologische Gestaltung des Ostalpenreliefs aber in der Zeit des jüngeren Tertiärs hat dieses Vorspiel im Gegensatz zur einstigen Auffassung mancher Morphologen keine Bedeutung. Die Gosaubecken sind keine persistierende alte Vorzeichnung für noch heute greifbare Talanlagen, die alpinen Längstäler bildeten sich wesentlich später vollkommen neu.

b) Der tertiäre Zyklus ab dem Oligozän

α) Augensteinlandschaft: Zu Beginn des Oligozäns kam es im Zusammenhang mit der Wirkung der Pyrenäischen Phase zur endgültigen Heraushebung und Trockenlegung von Zentralalpen, Kalkalpen, Flyschzone und Helvetikum und damit zur Ausbildung einer ältesten zusammenhängenden Landschaft, für die der Name Augensteinlandschaft üblich geworden ist. Bei stärkster Heraushebung der Zentralalpen stellte sich eine konsequente Entwässerung vom Alpenhauptkamm gegen Süden und Norden ein. Ein in den Kalkalpen keineswegs ebenes, sondern kuppiges Relief (K. WICHE, 1951, S. 217) war von Flüssen und Seen durchsetzt, die dort ihre Schotter, Sande, Silte und Tone aus dem zentralalpinen Kristallin abluden und den Rest im Norden in das Molassemeer der Paratethys bzw. im Süden in die dortige Resttethys im Bereich der Südalpen verfrachteten. Längstfluchten, die dieses konsequente Entwässerungssystem gestört hätten, waren noch nicht vorhanden. Die Augensteinschotter sind sicherlich keineswegs nur umgelagerte Gosaugerölle, wie einst F. MACHATSCHKE (1922, S. 266) und jüngst wieder R. SEEMANN & G. NIEDERMAYR (1982) vermutet haben, da sie nicht nur aus Restschottern von Gosaukonglomeraten bestehen, sondern auch jungfräuliche, weiche Komponenten aus Grauwackenzone und Zentralalpen enthalten (A. TOLLMANN, 1968 b, S. 233). Daß im Abtragungsschutt dieser

Zeit daneben natürlich auch noch ansehnliche Anteile aus Gosaumaterial vorhanden sind, ist selbstverständlich.

Augensteinschotter künden von dieser einstigen Landformung nicht nur in Resten auf den Plateaus der Nördlichen Kalkalpen (A. WINKLER-HERMADEN, 1957, Abb. 102, S. 579 und Bd. II, Abb. 264), sondern auch in den Zentralalpen (M. GLAESSNER, 1935: Semmeringgebiet), ferner auf der Südabdachung der Nordalpen (F. KAHLER, 1941; F. KOLLER, 1941; E. CZERMAK, 1949, S. 229; Überblick bei H. P. CORNELIUS, 1950, S. 162).

Gegen die Zentralalpen zu aber hat die Reliefenergie der Augensteinlandschaft kräftig zugenommen, wie man aus der Größe der Gerölle mancher Augensteinschotterfelder am Kalkalpensüdrand entnehmen kann, wie aber auch indirekt aus den Ergebnissen der Untersuchungen in den Schweizer Zentralalpen abzuleiten ist, wo R. HANTKE (1984) für das Bergell eine Höhe der oligozänen Alpen von 5000 m über dem Meeresspiegel plausibel begründet hat, eine endoligozäne Schneegrenzhöhe von 3000 m errechnet hat, Eismächtigkeiten der Gletscher von 1000 m und ein Herabreichen dieser bis 1600 m angegeben hat! Auch R. TRÜMPY (1985, S. 39) nimmt für das Oligozän in der Zentralzone der Westalpen ein vergletschertes Hochgebirge von 6000 m Höhe an. In den österreichischen Zentralalpen, besonders den Hohen Tauern, ist daher wohl ebenfalls keineswegs im Oligozän mit einer sanften, kuppigen Augensteinlandschaft zu rechnen. Naturgemäß muß diese überraschende, neu entwickelte Vorstellung von R. HANTKE über die oligozäne Morphologie der Schweizer Alpen noch des näheren überprüft werden.

Historisch betrachtet hat F. SIMONY (1851, S. 159) als erster „Augensteine“ als kristalline Fremdgerölle vom Dachsteinplateau beschrieben und G. GÖTZINGER ab 1913 (a, b) diese Augensteine als Zeugen von Flüssen aus den Zentralalpen gewertet. Die Kombination dieser Augesteinfelder der Kalkhochplateaus mit dem Ennstal-Tertiär und damit eine altersmäßige Einstufung der Schotter hat E. v. MOJSISOVICS (1889, S. 15) vorgenommen. Der Begriff „Augensteinlandschaft“ für das einstige kuppige Relief mit der Decke von derartigen kristallinen Schottern und Sanden geht auf N. LICHTENECKER (1923) zurück.

Das Alter dieser Augensteinlandschaft ist sehr verschieden eingeschätzt und nie sicher bestimmt worden, da das zugehörige Ennstaltertär bis heute keine präzise einstuftbaren Florenreste geliefert hat. A. WINKLER-HERMADEN, der sich wiederholt mit der Altersfrage dieser Augensteinlandschaft beschäftigt hat (1928 c, S. 219; 1950, S. 265; 1957, S. 688) kam von einer ursprünglichen Einschätzung als Aquitan zuletzt auf ein „unterhelvetisches“ Alter. Durch die Kombination des Eintreffens der Augensteinschotter in der gut einstuftbaren Molasse aber hat der Verfasser (1966 a, S. 113; 1968 b, S. 234 f.) das Alter dieser Schotterlieferung besser fundiert fixieren können: Die ersten Schotter treffen in den Deutenhausener Schichten des obersten Unteroligozäns ein; die Lieferung dieser Fernschotter endet noch innerhalb des Aquitan, in dessen oberem Abschnitt die nun auftauchenden Blöcke des Flysches und des Helvetikums eine abrupte Umgestaltung des Hinterlandes und die Zerstörung der Augensteinlandschaft im Zuge der Savischen Phase signalisieren. Spätere Autoren haben sich dieser Auffassung angeschlossen (H. RIEDL, 1977, S. 136).

Verschiedene Hinweise – zuletzt die radiometrisch ermittelten Abkühlalter in den Zentralalpen – lassen auf eine gewaltige Abtragung seit dieser Zeit schließen, sodaß bisher seit N. LICHTENECKER (1923, S. 164) alle Autoren übereinstimmten, daß von der Augensteinfläche selbst (abgesehen von tektonisch tiefgeschalteten kleinen Flecken mit autochthonem Ennstaltertär) heute keine Reste mehr erhalten sind. A. WINKLER-HERMADEN (1957) hat

z. B. einen Abtrag von mindestens 400 bis 500 m gegenüber den ältesten, hoch gelegenen Landschaftsresten der nächstjüngeren, noch heute in Resten erhaltenen Rumpftreppe angesetzt. J. BÜDEL (1969, S. 25) nimmt eine Abtragung von 1000 bis 1500 m im Gebiet der Glockner-Gruppe während der „Augensteinzeit“ an (die er allerdings zu weit ausdehnt, indem er ungerechtfertigt eine ganze Flächenfolge bis zum „Helvet“ = Karpat dazuschlägt). Auf jeden Fall ist – gerade aus dem Vergleich mit den Verhältnissen im Oligozän der Schweizer Zentralalpen – eine sehr bedeutende Abtragung auch in den österreichischen Zentralalpen seit dieser Zeit zu erwarten (s. S. 190, 197, 235 f.).

Jüngst hat H. RIEDL (1966, S. 98 f.; 1973, S. 190; 1977, S. 137 f.) gemeint, daß die unter und in den Rotlehmen der Rax in Höhen zwischen 1800 bis 2000 m erhaltenen Augensteine und -sande auf primärer Lagerstätte lägen und daß daher das in dieser Höhe auftretende

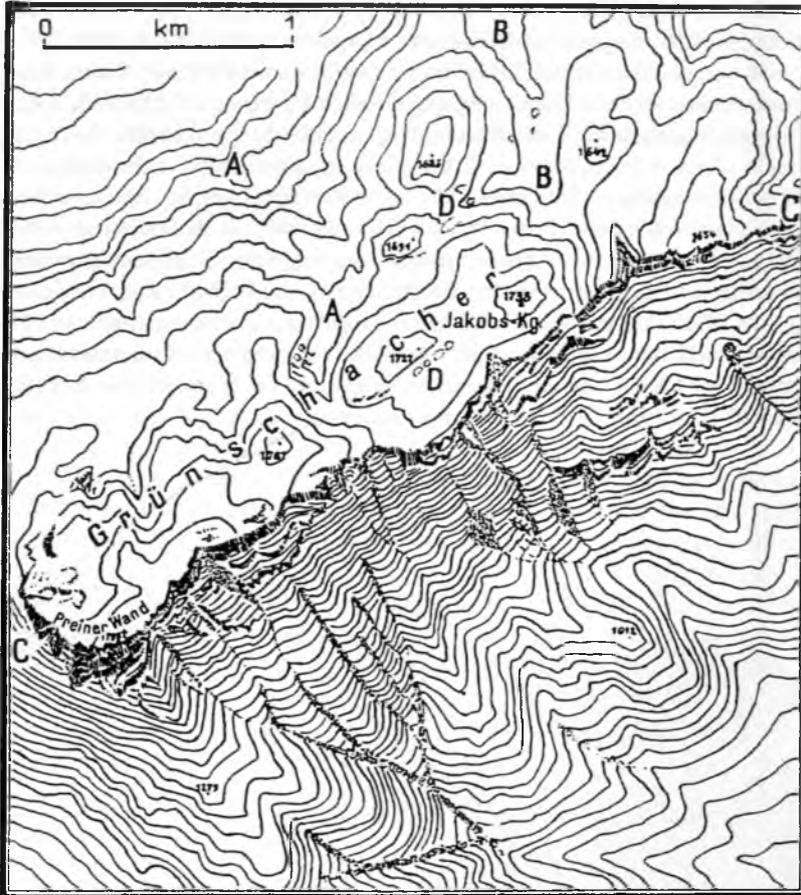


Abb. 63: Die flache, kuppige Altlandschaft mit Trockentälern am Plateau der Rax über den jungen Steilabstürzen ist von N. LICHTENECKER zum Typus der kalkalpinen Altlandschaften gewählt worden. Abk.: A und B – Täler der miozänen Rumpffläche, C – junger Abbruch, D – Dolinen; Isohypsenaabstand 20 m; nach N. KREBS (1928, Abb. 7).

oberste heutige Flächensystem des Raxplateaus „auf keinen Fall jünger als die Augensteinlandschaft“ sei, sondern noch einen Rest dieser Landschaft repräsentiere. Hier fehlt die Beweisführung über die Autochthonie der Augensteindecke, die zusammen mit dem Rotlehm bloß 2 m Stärke erreicht. Nach wie vor liegt kein stichhaltiger Beweis für die Erhaltung nennenswerter Reste der Augensteinlandschaft vor.

Andererseits trifft die Auffassung von Y SAKAGUCHI (1973, S. 144), daß die Augensteinlandschaft mit dem Niveau der heutigen Gipfelflur identifiziert werden kann, ebenso wie seine Meinung (l. c., S. 150), daß sie vom Westen nach Osten immer jünger werde, nicht zu.

β) Die Nichtexistenz einer „Raxlandschaft“: Die Reste der heute noch erhaltenen Teile der Altlandschaften auf den Plateaus und Höhen der Kalkalpen hat N. LICHTENECKER (1923, S. 160; 1924, S. 740) unter dem Begriff der „Raxlandschaft“ zusammengefaßt, abgeleitet von der kuppigen Flachlandschaft geringer Reliefenergie (200 bis 300 m) auf der Hochfläche der Rax (Abb. 63). Dabei hat sich N. LICHTENECKER (1923 bis 1938) vorgestellt, daß ein einphasiges, in einem Zug in geringer Höhe angelegtes miozänes („helvetisches“) Flachrelief später (im Badenien) durch Brüche zerstückelt und in verschiedene Höhen emporgeschaltet worden sei. Er hatte damit die Summe aller treppenförmig bis 700 m Höhenmeter voneinander getrennten, übereinanderliegenden, nicht talgebundenen Niveaus dieser seiner „Raxlandschaft“ zugeordnet.

Dieser Auffassung hat E. BRÜCKNER 1907 (in E. ROTTER, 1909, S. 123 f.) die Wege geebnet, der das Plateau im Bereich der Rax als Rumpffläche, als Altlandschaft, erkannt hat (Abb. 64), gegenüber der zuvor herrschenden Meinung einer Schichttafellandschaft, die nur der jeweiligen Schichtlagerung ihre Entstehung verdankt habe. In der Folge hat dann G. GÖTZINGER (1913) als nächsten Gedanken hinzugefügt, daß die verschiedene Höhenlage der Altflächen und der Augensteinlager für postmorphologische Dislokationen spräche. N. LICHTENECKER (1923 ff.) gebührt dann das Verdienst, die Augensteinlandschaft und die „Raxlandschaft“ klar voneinander getrennt zu haben.



Abb. 64: Die Rax mit ihrer miozänen Plateaufläche. Ansicht von Süden.

Der Meinung von N. LICHTENECKER (1923, 1938) von einer einphasig entstandenen, später zerstückelten „Raxlandschaft“ schlossen sich folgende Autoren an: Bezüglich der Kalkalpen z. B. F. MACHATSCHKE (1929, S. 129), J. FINK (1950, S. 21), H. KLIMPT (1951, S. 59), H. RIEDL (1966, S. 104, 107) und J. BÜDEL (1969, S. 28) an Hand von Beispielen aus den Kalkalpen, A. AIGNER (1926, 1927) an Hand des Steirischen Randgebirges in den Zentralalpen.

Wie im folgenden gezeigt wird, trifft aber die Auffassung von einer einphasig entstandenen, tektonisch auf die heute als Rumpftreppe erfaßbaren Niveaus in verschiedenen Höhenlagen aufgegliederten Raxlandschaft nicht zu, wenn auch die verschiedenen Erosionsniveaus in den Alpen hier und dort noch zusätzlich durch Brüche getrennt sind (wie gerade z. B. die am Raxplateau zwischen Heukuppe und Grünschacher durch einen Bruch getrennten Schollen). Es kann nun der Begriff der heute in ihrer Genese widerlegten und daher in der LICHTENECKERSCHEN Prägung nicht existenten „Raxlandschaft“ nicht dadurch gerettet werden, daß man ihn auf die höchste Verebnungsfläche (Rax-, Hochkönigniveau) einschränkt (A. TOLLMANN, 1968 b, S. 236) oder aber auf alle verschiedenen und verschiedenartigen Niveaus der Rumpftreppe der Ostalpen ausdehnt (Y SAKAGUCHI, 1972, S. 14; W. FUCHS, 1980 b, S. 481 f.; 1980 c, S. 53). Der Begriff „Raxlandschaft“ ist vielmehr inhaltsleer geworden (s. u.) und aufzugeben.

γ) Die Treppenflur der Ostalpen. Noch vor der Prägung des Begriffs „Raxlandschaft“ hat sich seit G. GÖTZINGER (1913 a, S. 55) die Auffassung entwickelt, daß die heute sichtbare gestaffelte Rumpfflächenlandschaft in den Alpen nicht durch tektonischen Versatz eines einzigen Flachniveaus zustande gekommen sei, sondern eine Rumpftreppenfläche von verschiedenen alten, ineinander geschachtelten Niveaus darstelle, die in Zeiten von Ruheperioden zwischen einzelnen kräftigen Hebungsphasen des Alpenkörpers oder Teilen dieses Gebirges entstanden sei. Hauptexponenten dieser konträren Meinung waren in der klassischen Ära der morphologischen Erforschung der Ostalpen ab den zwanziger Jahren unseres Jahrhunderts J. SOLCH (1925, 1928), A. WINKLER-HERMADEN (1924, 1926 b, c, 1927 b, 1929 c, 1940, 1950 b, 1957, S. 670 ff.!), E. SEEFELDNER (1926, 1933, 1952, 1962, 1973) und H. SPREITZER (1932, 1951 a, b, c, 1962, 1966), der die Rumpftreppenflur in genetischer Hinsicht zu Recht als Piedmonttreppe eines Gewölbes mit gegen außen zunehmender wachsender Phase der Herauswölbung, unterbrochen durch Ruheperioden, erklärt hatte. Die einstige Auffassung von W. PENCK (1924), daß solche Treppenfluren auch durch gleichmäßige langsame Aufwölbung ohne Unterbrechung durch Ruhephasen entstehen könne, ist durch H. SPREITZER überwunden worden. Besonders durch die Schule von H. SPREITZER ist die heute anerkannte und zutreffende Auffassung der Rumpftreppenflur weiter gefestigt worden.

Die Korrelierung der in den einzelnen Teilregionen der Ostalpen festgestellten Flächensystemabfolgen ist allerdings noch nicht geglückt. An einigen Beispielen soll die verschieden weit gehende Erfassung bzw. Gliederung dieser Treppenflur beleuchtet werden: Bereits G. GÖTZINGER (1913 a, S. 45, 53) hatte in den östlichen Kalkhochalpen drei Stockwerke, D. BAEDER (1922, S. 36 ff.) dort wenigstens zwei Systeme und E. SEEFELDNER (1926) in den Salzburger Kalkalpen die drei Hauptniveaus (Hochkönig-, Tennen-, Gotzen-Niveau) erfaßt (Abb. 65). J. SOLCH (1928) hat im Steirischen Randgebirge acht Niveaus geortet, H. SPREITZER (1951 b, c) aus dem Murgebiet und den Gurktaler Alpen dreizehn Flächen zwischen 2400 m und 1200 m gemeldet (darunter



Abb. 65: Das Plateau des Toten Gebirges zeigt eindrucksvoll die Reste der Altlandschaften über den Steilabstürzen zur Grundlseeefurche im Süden. Reste aller drei Hauptniveaus der kalkhochalpinen Altlandschaften sind erhalten (vgl. Tab. 5).

allerdings bereits vier talgebundene Eckflursysteme), A. WINKLER-HERMADEN (1957, S. 590, Tab. 8) fünfzehn Niveaus im Steirischen Randgebirge, mit Zentrum Koralm, ausgegliedert und benannt, vom ältesten Korniveau in 2000 m abwärts bis über das pliozäne Hochstradener System um 750 m in noch tiefere Niveaus bis zum Levantin (Abb. 66). H. RIEDL (1960) meldet aus den Leiserbergen im Waschbergzug vier Flächensysteme zwischen 450 und 300 m und vom Zentralalpen-Ostsporn der Buckligen Welt (1969) fünf Niveaus zwischen 700 und 300 m, die jedenfalls jünger als Karpat, hinsichtlich der beiden tiefsten noch jünger als Unterpannon sind. W. KURZ (1963) erfaßt auf der Schneealpe sechs ineinandergeschachtelte Flächensysteme zwischen 1900 m und 1440 m, M. FINK (1969) in den niederösterreichischen Kalkvoralpen sieben Stufen zwischen 1340 und 600 m. H. FISCHER (1967) gliedert die Rumpfflächentreppe über östliche Kalkalpen und Zentralalpen hinweg vom Aussichtspunkt Stuhleck aus betrachtet in elf Systeme, wovon die untersten fünf dem talgebundenen, flußgeformten Terrassen-Ensemble angehören.

Eine Korrelierung und altersmäßige Einstufung dieser so vielfältigen Treppenflur über große Räume hinweg haben, besonders aus den Kalkalpen in die Zentralalpen hinein, seit R. v. KLEBELSBERG (1922; 1926, S. 383), E. SEEFELDNER (1926, S. 143 etc.), E. BREMER (1934, S. 78 ff.) etliche Autoren bis in die jüngere Zeit versucht, am eingehendsten E. SEEFELDNER (1962, Tab. 1, 2; 1973, Beil. 3 bis 5) und vor allem A. WINKLER-HERMADEN (1957, Taf. 2), der auch kartenmäßig die Durchkorrelierung über einen guten Teil der Ostalpen hin unternommen hat. All diese Versuche sind unseres Erachtens nur als

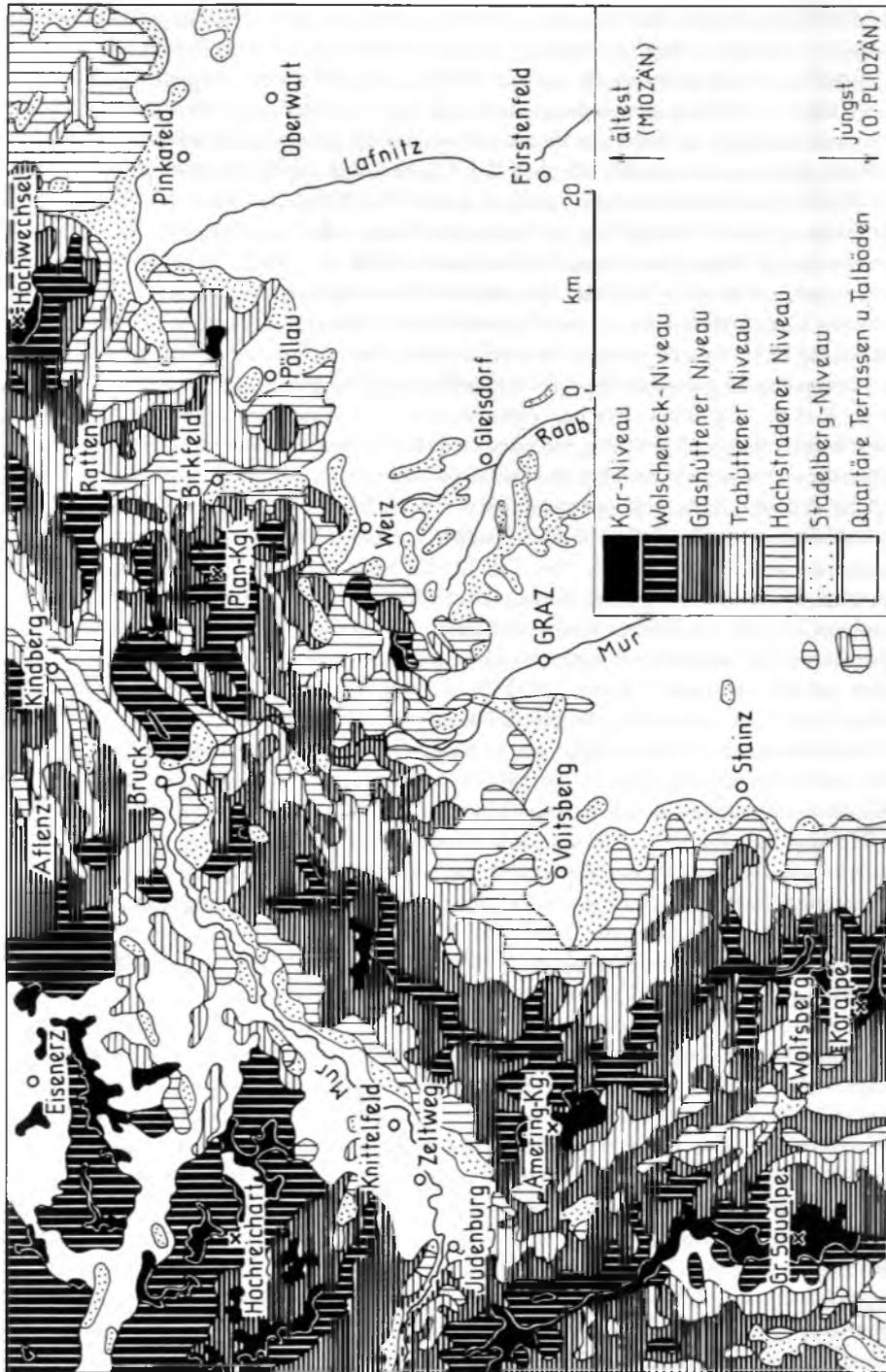


Abb. 66: Die Treppenflur am Ostrand der Zentralalpen; nach A. WINKLER-HIRMADEN (1957, Taf. 2, Ausschnitt, vereinfacht). Betreffs der tiefstgelegenen, quartären Terrassen des Steirischen Beckens vgl. Abb. 76.

persönliche Bekenntnisse der Autoren zu werten, nicht als gesichertes Ergebnis. Dies aus folgenden Gründen: 1. Die Anknüpfung der alpinen Flachlandschaften an die Fußflächen am Alpenostrand, wie sie A. WINKLER-HERMADEN vorgenommen hat, ist (J. FINK, 1984, S. 244) ebenso problematisch wie jene von H. RIEDL (1977, S. 145 ff.), der zwar bereits entgegen A. WINKLER-HERMADEN eine kräftigere jungtektonische Verstellung von Flächensystemen annimmt, aber mit der Alterseinstufung der älteren Flächensysteme („1., 2. Generation“) wahrscheinlich zu hoch greift. Die Alterseinstufung der Altlandschaften in Salzburg durch Anknüpfung an Vorlandsedimente im Hausruckgebiet durch E. SEEFELDNER ist nach Neuuntersuchung des Hausrucks durch H. GRAUL (1937) vollständig abgelehnt worden. Die alten Auffassungen über die Verknüpfung der Flächen mit den Sedimenten des Karpat bis Tiefbad (bei Fohnsdorf und Aflenz) in der Norischen Senke (z. B. E. SPENGLER, 1927) sind in neuerer Zeit nicht mehr überprüft worden. 2. Eine direkte Alterseinstufung der hochgelegenen Altflächen ist nirgends gelungen. 3. Das Ausmaß der Hebung älterer Flächen etwa im zentralen Abschnitt der Hohen Tauern ist von den Morphologen stets kräftig unterschätzt worden, und zwar sowohl in der meridionalen Korrelierung als auch bei der Ost-West-Trassierung. So hat E. SEEFELDNER (1973, Beil. 3 bis 4) einen Anstieg der höchsten Altflächenreste vom Kalkalpen-Südrand in Salzburg nach Süden hinüber in die Hohen Tauern von bloß 300 bis 500 m verzeichnet und hat andererseits H. NAGL (1967, S. 164, Taf. 12) die beiden obersten Niveaus der Gurktaler Alpen über den Katschbergsattel hinweg nach Westen in die Hafnergruppe der Hohen Tauern von 2000 m auf 2450 m bzw. von 2200 m auf 2600 m, also nur rund 400 m weiter, emporggezogen. Demgegenüber sind schon in der klassischen Ära seitens der Feldgeologen Proteste erhoben worden: J. STINY (1934, S. 382) gab bereits an, daß die höchste Flachlandschaft der Gurktaler Alpen, die „Nockfläche“, über die höchste Flachform der Tauern, das „Firnfeldniveau“ der Reißbeckgruppe, zu liegen käme, aber nicht mehr erhalten ist (vgl. CH. EXNER, 1949, S. 189). EXNER (l. c., S. 194) vertrat dann die weitergehende Meinung, daß das Äquivalent der Nockfläche der Gurktaler Alpen (rund 2000 m) durch die kräftige junge Hebung der Tauern „hoch über den Gipfeln der östlichen Hohen Tauern gelegen hat und längst der Erosion zum Opfer gefallen ist“ Diese Auffassung wird vor allem dadurch gestützt, daß in dem Lungauer Karpatien noch keinerlei Tauerngesteine enthalten sind und daher zu dieser Zeit die Tauern noch vollkommen in der Tiefe, verdeckt unter dem Ostalpin, gewesen sein müssen. H. P. CORNELIUS (1950, S. 165) hingegen glaubt doch wenigstens in den höchsten Verflachungen der zentralen Tauern bis hinüber zur Venedigergruppe noch Reste der Nockfläche, die dann etwa 1000 bis 1500 m gegenüber den Gurktaler Alpen emporgehoben wäre, sehen zu dürfen. Seit dem Spätmiozän erwartete CORNELIUS (l. c., S. 169) eine relative Hebung der Tauern gegenüber heute um 2000 bis 3000 m, seit der Wende Oligozän/Miozän, also seit der Zeit zu Ende der Augensteinlandschaft, rechnete er mit einer Hebung von 6000 bis 7000 m. Die von J. BÜDEL dagegen noch 1969 (S. 25) angenommene Gesamtabtragung von 1000 bis 1500 m in der Glocknergruppe während der 15 Millionen Jahre andauernden Altlandschaftsbildung ist jedenfalls bei weitem zu tief gegriffen.

Die Auffassung von CORNELIUS wird dann zutreffen, wenn man, wie heute ganz allgemein – abgesehen von A. WINKLER-HERMADEN – üblich, an einem mittleren miozänen Alter dieser höchsten und ältesten Flächen festhält (M. RIEDL hatte 1977, S. 145, die ältesten Flächensysteme im Alpenostrandgebiet ja sogar ins Oligozän bis Miozän gestellt, die

nächstjüngeren drei Niveaus in den Kalkalpen dann noch immer in das „Burdigal“ bis „Helvet“ eingestuft, was allerdings sicherlich altersmäßig kräftig zu hoch veranschlagt ist).

Die Hinweise, die uns die Glimmerabkühlungsalter der heute an der Oberfläche liegenden tauernmetamorphen Gesteine und andere radiometrische Methoden in den Tauern selbst (und vergleichsweise auch aus den Schweizer Alpen – hier samt Apatit-Spaltspurenaltersdaten) geben, sprechen für entscheidend höhere Abtragungsbeträge. Von geologischer Seite her sind schon lange vor Einsatz der radiometrischen Methoden bedeutende Abtragungen vermutet worden (O. AMPFERER, 1923, S. 134; W. SCHMIDT, 1923, S. 271; H. P. CORNELIUS, 1950, S. 169). Unter Einbeziehung der Schweizer Alpen wollen wir beispielhaft einige Abtragungs- und Hebungsraten in Erinnerung rufen:

1. Rezente Hebung im Gotthardgebiet 1 mm/J., bei Göschenen 0,4 mm/J. (J.-P. SCHAEER et al., 1974, S. 105, 115), in den Tauern 1 mm/J. (vgl. S. 151), alpine Gebirge als Ganzes etwa 1,5 mm/J. (A. GANSSER, 1982, S. 225) – im Vergleich dazu Himalaya: mindestens 5 mm/J. (l. c.)

2. Rezente Abtragwerte aus Sedimentlast der Flüsse: Rheineinzugsgebiet der Schweizer Alpen 0,33 mm/J. (H. JÄCKLI, 1959, Tab. 3), andere westalpine Flußsysteme: zwischen 0,1 bis 0,9 mm/J. (S. P. CLARC et al. 1969, Tab. 6), Einzugsgebiete der großen hochalpinen Kraftwerksspeicher 0,5 bis 1 mm/J. (R. PARTL, 1975, S. 88), alpine Gebirge im allgemeinen 1 mm/J. (A. GANSSER, 1982, S. 225).

3. Vorzeitliche Hebung in den Alpen nach radiometrischen Messungen: Gotthardgebiet seit 16 Millionen Jahren um 10 km gehoben = 0,62 mm/J. im Durchschnitt (J. SCHAEER et al., 1974, S. 113); Bergell seit 24 Millionen J. im Durchschnitt 0,4 mm/J. gehoben, davon zuerst bis vor 16 Millionen J. 0,7 mm/J., in den letzten 10 Millionen J. nur mehr 0,2 mm/J. (R. HANTKE, 1984, S. 343); auf Grund der thermischen Modellrechnung: Simplon 0,4 bis 1,1 mm/J., Gotthard und Tauern nach Messungen im Tauerntunnel 0,4 bis 0,7 mm/J. (S. CLARC & E. JÄGER, 1969, Tab. 6). Bei der Annahme einer durchschnittlichen Abtragung von 1 mm/J. (was uns allerdings nach all dem Mitgeteilten um ein Beträchtliches zu hoch erscheint) ergibt sich nach diesen Autoren (l. c., S. 1159) eine Abtragung von 30 km in den zentralen Teilen der Schweizer Alpen während ihrer tertiären morphologischen Entwicklungsgeschichte. Die Daten lehren jedenfalls, daß die in Kreisen der Morphologen überkommene Auffassung, die noch J. BÜDEL (1969, S. 26) wiedergibt, daß die volle Geschwindigkeit der Hebung in den Alpen erst im höheren Pliozän und Pleistozän, also unmittelbar vor dem Eiszeitalter vor sich gegangen ist, nicht zutrifft. Es läßt sich weit über die genannten Beispiele hinaus heute bereits aus den Abkühlungsaltern der Minerale eine differenzierte Aufstiegs-geschichte der Alpen mit den verschiedenen Geschwindigkeiten der Hebung im Laufe des Tertiärs rekonstruieren.

Überlegen wir noch die sich aus der radiometrischen Messung der Abkühlalter der Glimmer im mittleren und östlichen Abschnitt der Hohen Tauern ergebenden Werte von 20 bis 15 Millionen J. = Oberes Eggenburg bis Mittleres Badenien (Bd. I, S. 34, und E. OXBURGH et al., 1966), und als Ausnahme sogar 8 Millionen J. = Pont, Zone F! Bei einer Schließtemperatur der untersuchten Glimmer von 300° und der Annahme eines durchaus noch erhöhten thermischen Gradienten mit etwa 1°/20 m ergibt sich hier seit dem Badenien die Abtragung einer 6 km mächtigen Gesteinsdecke. Aus der Zeit des mittleren Miozäns sind daher ganz im Sinn von CH. EXNER hier keinerlei Reste von Altlandschaften mehr zu erwarten.

Eine lange, nicht abgeschlossene Diskussion hat sich über das Alter der Rumpftreppenflächen in den Ostalpen entwickelt: Der Pendelschlag ging im Laufe der Zeit von der Vorstellung sehr hohen bis alttertiären Alters der Flächen zunächst in Richtung eines außerordentlich jugendlichen Alters (A. WINKLER-HERMADEN, 1957, S. 4: erhaltene Formen im wesentlichen bloß Pliozän und Quartär), dann wiederum zurück bis in das Oligozän (H. RIEDL, 1977, S. 145).

Anhaltspunkte für die Einstufung sind einerseits Schätzungen der enormen abgetragenen Kubatur im Vorland (Molassezone am Bayrischen Alpenrand rund 5000 m mächtig, K. LEMCKE, 1984, Abb. 10), Rückland (Poebene weithin mit 4000 m, stellenweise mit 6000 bis 7000 m mächtigem Plio- und Pleistozän erfüllt) und in östlichen Einbruchsbecken (Wiener Becken bis 6000 m, Westpannonisches Becken: Pannon allein bis 2500 m, darüber noch bis 700 m jüngere Serien – A. WINKLER-HERMADEN, 1960, S. 275), welche A. WINKLER-HERMADEN zu so jugendlicher Einstufung der Altflächen verleitet haben. Weitere Hinweise liefern andererseits die modernen radio-metrischen Daten auf eine bereits weit zurückreichende, eben bis in das Oligozän trassierbare gewaltige Abtragung besonders der zentralen Teile der Alpen im Ausmaß von Zehnerkilometern, was ein höheres Alter von alten Flachlandschaften im Alpeninneren unmöglich macht. Als dritte Kategorie für die Alterseinstufung ist die Verknüpfung bestimmter Morphosysteme mit der Vorlandsedimentation herangezogen worden. Hierdurch konnte in Auswertung der Molassedaten die Augensteinlandschaft vom Verfasser (1966 a, S. 113) als Oligozän eingestuft werden. Die immer wieder versuchte Anknüpfung der Flächen an die jungmiozänen Sedimente der Ostrandbecken ist letzten Endes noch immer nicht genügend abgesichert: A. WINKLER-HERMADEN kam bei dieser Verbindung, ausgehend vom Steirischen Becken, zu sehr jugendlichen Werten (s. o.), während im Wiener Becken die angeblich „tortone“ (badenische) Strandterrasse stets bis in neueste Zeit (H. RIEDL, 1977, S. 143: Fischauer Berge) als Beweis für ein hohes Alter der vielfach hoch darüber liegenden Flachlandschaften verwendet worden ist – ungerechtfertigt, weil nirgends das badenische Alter dieser Strandterrasse wirklich detailliert belegt und gesichert ist (vgl. geol. Kt. Wiener Neustadt, 1982), sondern gerade auch auf der markantesten Strandterrasse mit Brandungskehle, der Richardshofterrasse am Anninger, ein Schleier von fossilführendem Pannon D, also Oberpannon nov. sens., das jugendliche Alter dieser klarsten morphologischen Randkerbe belegt (A. TOLLMANN, 1968 b, S. 237). Das besagt nicht, daß nicht auch sarmatische und badenische Terrassen vorhanden gewesen sein können, aber die kräftig küstengestaltende Pannonische See hat mögliche ältere Kerben zu stark überarbeitet. Ebenso ist die schöne Terrasse am Burgstall bei Wien-Nußdorf, die H. KÜPPER (1958, S. 176) und J. FINK (1975, S. 99) als im Badenien angelegt und im Pannon überarbeitet betrachten, weit oberhalb der am Abhang darunter auftretenden Badenien-Strandbildungen eingeschnitten und daher nicht für ein mittelmiozänes Alter beweisend.

Ein nächstes Mittel zur Alterseinstufung des Reliefs ist die Berücksichtigung der noch erhaltenen plombierten Altformen unter der Transgression des Ottwang im Norden, des Baden im Süden im Basisrelief des Wiener Beckens. Hier soll z. B. auf der Mistelbacher Scholle unter Bedacht auf die jüngere Tektonik ein Relief mit Höhenunterschieden über 500 m und Hangneigungen bis zu 30°, ja 45°, aus

der Zeit des Eggenburg (Burdigal) vorhanden sein. Das heißt, daß wir bereits bei Einbruch des Wiener Beckens ein akzentuiertes Relief des Raumes annehmen müssen. Die Piesting-Triesting-Schotterkegel des Unterpannon sind überdies bereits deutlich talgebunden (im Piestingtal bis Pernitz, im Triestingtal bis Tasshof einwärts reichend – vgl. Geol. Kt. Umgebung Wien, W. FUCHS & R. GRILL, 1984 b). Das bedeutet aber, daß die ohne Bruchgrenzen hoch darüber erhaltenen Altlandschaften am Plateau der Hohen Wand etc. älter, also wohl mittel- (bis maximal tiefer-)miozänen Alters sind. Für noch höheres Alter der erhaltenen höheren Anteile der Treppenflur haben wir bis dato keinen Anhaltspunkt.

Als letztes Argument für die Alterseinstufung kann – da ja nach wie vor direkte Datierungen der Flächen und ihrer Bodenbildungen mit exakten Methoden ausstehen – noch die klimatische Entwicklung im Jungtertiär herangezogen werden. Die Erkenntnis der Tatsache, daß bestimmte Landformen (Peneplains, Piedmonttreppen, Pedimentflächen, intensive Zertalung etc.) an bestimmte klimatische Voraussetzungen gebunden sind, ist durch den sich kräftig entfaltenden Zweig der Klimamorphologie herausgearbeitet worden, besonders durch die grundlegenden Arbeiten von S. PASSARGE (1926), J. BÜDEL (1950, 1977) und H. LOUIS (1979).

Zweifellos sind nun die ausgedehnten Einebnungsflächen geringen Reliefs, die sich hochgeschaltet in Resten erhalten haben, einem subtropisch-humiden, auch wechselfeuchten Klima, vergleichbar den heutigen Randtropen, zu verdanken, da dort einerseits tiefgründige chemische Verwitterung arbeitet, andererseits bei Wechsel von Niederschlag und Trockenzeiten eine abtragung-intensive Flächenspülung durch Schichtfluten herrscht (H. FISCHER, 1967, S. 42). Diese Bedingungen haben im betrachteten Raum bis ins mittlere Miozän einschließlich Sarmat geherrscht, sodaß damals die nicht talgebundenen hochgelegenen Anteile der Treppenflur entstanden sein werden. Im einzelnen sind die klimatischen Voraussetzungen auch innerhalb des Mittelmiozäns unterschiedlich: Im tieferen Badenien herrscht subtropisches, fast noch tropisches Klima, im hohen Badenien existierten im Wiener Raum noch subtropische Korallenriffe, im Sarmat wird dieses Warmklima trockener, indem neben Galeriewäldern Savannen und Macchien nachweisbar sind.

Ein deutlicher Schnitt stellt sich im tieferen Obermiozän mit dem Pannon ein. Das Unterpannon stellt eine Trockenphase mit Savannenvegetation, aber noch mediterranem Warmklima dar, im Mittel- bis Oberpannon nov. sens. ist zuletzt (Zone E) ein warm-gemäßigtes, wiederum feuchteres Klima mit sommergrünen Laubwäldern und der Waldfauna von Eppelsheim nachweisbar (Bd. II, S. 493), im höheren Obermiozän, dem Pont (Zone F bis H), herrscht zunächst noch feucht-warm-gemäßigtes, etwas kühleres, atlantisches Klima, zuletzt (höheres Pont) in der Trockenphase des Messinian (in der das Mittelmeer ausgetrocknet ist) ein durch die Pikermifauna charakterisiertes Steppenlima. Für das Pliozän nov. sens. mit wohl subaridem Klima verbleiben noch 3,6 Millionen Jahre bis zum Einsetzen der deutlich wirksamen Kaltzeiten des vor 1,8 Millionen Jahren beginnenden Pleistozäns.

Unter diesen Voraussetzungen ist es denkbar, daß die Flächenspülung noch im Mittelmiozän vorherrscht, daß sich in dieser Zeit und auch noch im Unterpannon, dann im Pont und im Pliozän am Alpenrand Fußflächen, Pedimente, gebildet haben,

die allerdings nur wenig in das Grundgebirge einschneiden (J. FINK, 1975, S. 330; 1984, S. 246, Abb. 10, 12). Andererseits hatte wohl abschnittsweise bereits mit dem warmgemäßigten feuchten Klima des Mittel- bis Oberpannon fluviatile Erosion – vielleicht vorübergehend – eingesetzt, die dann wohl erst nachpliozän, also ab dem Pleistozän, voll wirksam wurde.

Tiefste, talgebundene Terrassen verdanken dieser Flußstätigkeit ihr Entstehen und wurden dann in den wasserreichen Interglazialperioden einschließlich der Jetztzeit wiederum zerschnitten. Im Gebirgsinneren kam natürlich die kräftige glaziale Vertiefung der schon bestehenden Täler hinzu.

Eine scharfe zeitliche Abgrenzung dieser verschiedenartigen Landformung ist noch nicht gelungen; sie ist bei dem oben angeführten mehrfachen Wechsel von Trocken- und Feuchtklimaten im jüngeren Känozoikum auch sehr schwer durchführbar. Ein räumliches und zeitliches Ineinandergreifen der Prozesse in den Übergangszeiten ist sicherlich gegeben.

Über die eiszeitliche Überformung und pleistozäne Gestaltung der Landschaft wird im Kapitel M getrennt referiert.

3. Regionale Morphologie

Da es im Rahmen dieser Darstellung unmöglich ist, eine systematische regionale morphologische Analyse der Teillandschaften Österreichs zu geben, kann nur versucht werden, durch ausgewählte Beispiele markanter morphologischer Landschaftstypen, die auch bisher nicht zur Sprache gekommen sind, einen Eindruck der Vielfalt der Formung zu vermitteln. In diesem Sinne wollen wir, vom Vorland beginnend, alpenwärts und dann gegen Osten fortschreitend, Charaktertypen vorstellen.

a) Die Böhmisches Masse. Im Gegensatz zu den Alpen hat auch im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse, dieses alpinen Vorlandes im Bereich von Waldviertel, Dunkelsteiner Wald, Mühlviertel und Sauwald, in langer Ruhezeit eine Peneplesenisierung der Wurzeln des Variszischen Gebirges stattgefunden, sodaß wir auf Grund der flach auflagernden Reste von fossilbelegter kontinentaler Oberkreide und Alt- bis Jungtertiär (Bd. II, S. 675 f.) das überaus alte Flachrelief erschließen können. Erst ab dem Beginn des Mittelmiozäns etwa beginnt – wohl im Zusammenhang mit einem Abströmen angehäuften Krustenmaterials im Alpenuntergrund – eine phasenhafte Heraushebung dieses erwähnten Vorlandsaumes, sodaß wir nun auch hier in stark gemildertem Ausmaß eine Rumpftreppenfolge um zentrale Berggruppen beobachten können: Im Mühlviertel ist im Waldaist-Gebiet ein „Zentrales Bergland“ in 1030 bis 1080 m Seehöhe erhalten, um das herum sich konzentrisch eine Rumpftreppenfläche anordnet, die zentrale Hochfläche von 960 m von Karlstift an der europäischen Hauptwasserscheide umgebend (J. ZÖTL, 1951, Tab. 2; H. KOHL, 1952; H. FISCHER, 1965, S. 51, 96 ff., Taf. 13; etc.: vgl. I. KRETSCHMER, 1983, S. 307).

Die bedeutendsten Altflächen dieser Landschaft liegen in tieferer Position gegen den südlichen Massivrand hin zwischen 500 und 600 m (Ilz-Plateau, Mühl/Rodl-Plateau, Plateau des Unteren Mühlviertels und östlichen Waldviertels), wo die höchsten Meeresstände bereits die älteren Ebenheiten überarbeiteten (H. KOHL, 1966, S. 187).

Als Brandungsterrassenreste und Spuren eines ehemaligen Kliffs gelten am Massivrand nach diesem Autor Abrasionsflächen mit Brandungsgeröllen von 300 m und höher (Linzer Raum) bis maximal 470 m (Gallneukirchen).

Diese Rumpftreppenflächen, deren Stufen lappenförmig ineinandergreifen, werden gegen Süden hin an der Linie Königswiesen-Unterweißenbach an bedeutenden Brüchen durch eine Bruchstufenlandschaft abgelöst, mit den drei Hauptschollen Allerheiligen, St. Thomas und Ruttenstein (H. FISCHER, 1965, S. 64 ff.), die ihrerseits im Süden durch das Senkungs- und Aufschüttungsgebiet der Donau im Machland begrenzt ist. Altersmäßig wird die Anlage der heute anzutreffenden Hochflächen vor oder in das Aquitan verlegt, die Heraushebung des Mühlviertels um rund 500 m erfolgte wohl zu Beginn des Mittelmiozäns.

In das Waldviertel greift das zentrale Bergland von Karlstift weg bis Arbesbach vor, von einem breiten Glacis der 860-m- bis 880-m-Hochfläche (prä-)aquitanen Alters im oberen Flußbereich des Kleinen und Großen Kamp umgeben. Der östlich angrenzende Raum von Kamp- und Kremstal ist, wie B. BAUER (1966) gezeigt hat, durch



Abb. 67: Die intensive miozäne Verwitterung der Rumpflandschaft des Waldviertels hat tiefgründige Wollsackverwitterung der Massengesteine bewirkt. Dieser Strukturtypus ist unter Abwandern des Verwitterungsmaterials durch Solifluktion während des Pleistozäns exhumiert worden. Tiefe Verwitterung des Weinsberger Granites im Burgfelsen der Burg Rappottenstein am Kamp südwestlich von Zwettl.

ausgedehnte Reliefverschüttungen und -exhumierungen charakterisiert. H. NAGL & S. VERGINIS (1979, S. 38) haben die Art der tropischen Tiefenverwitterung in diesem Raum geschildert und dargelegt, daß im Bereich der oberen Waldviertler Flüsse, fernab von der plio/pleistozänen Taleintiefung im Wirkungsbereich der Donau und des Weinviertel-Tieflandes, sich ein kaum verändertes, tropisches, vorpliozänes Flachrelief erhalten hat, mit den typischen Granitburgen (Abb. 67) samt Andeutungen einer Basis-Tafonierung.

Die morphologische Aufgliederung der Rumpftreppe des Weinsberger Waldes rund um die NE-streichende zentrale Achse mit der Hochfläche des Bärnkopfs (940–980 m) hat H. FISCHER (1979, S. 41 ff., 183 f., 201 f., Kt. Taf. 1) im Anschluß an seine Gliederung des Mühlviertels durchgeführt. Er unterschied drei Niveaus (880–850, 810–760, 750–720 m) mit tiefer Verwitterungsdecke, die er in postkretazische bis präeggenburgische Zeit einstuft. Die tektonisch und erosiv stark zerstückelte Massiv-Südabdachung S St. Georgen–Pöggstall von 800 bis 200 m (Donautal) läßt nach H. FISCHER (1979, S. 47 ff., 184 ff., 201) vier Altflächensysteme erkennen. Dabei sind hier manche Schollen wie der Ostrong mit seiner Altfläche (1060–910) postmorphologisch gekippt worden. Im Bereich der Donau gehören die höher gelegenen Altflächen am Massivrand (550–400 m) in das Jungtertiär einschließlich Pliozän. Die quartäre Terrassentreppe entlang der Donau mit den aus dem alpinen Alpenvorland bekannten Niveaus setzt unterhalb 400 m ein.

Auch im Dunkelsteiner Wald ließ sich durch M. WOLF-TIMP (1968) eine Rumpftreppe mit Niveaus um 700, 600 und 500 m etc. erfassen, die gegenüber dem östlich angrenzenden Jungtertiär zumindest präarmatisches Alter aufweist. Die 400-m-Randfläche entspricht schon der „Fußfläche“ von H. FISCHER gegen das Tertiär hin (J. BÜDEL, 1978, S. 227) – s. u.

b) Das Alpenvorland. Hier stehen den wenigen morphologischen Studien über das Hausruck-Viertel eine Vielzahl von Arbeiten über das Traun-Enns-Vorland gegenüber, die aber in erster Linie quartärgeologisch orientiert sind (S. 245 ff.) – vgl. I. KRETSCHMER (1983 a, S. 309; 1983 b). Wichtig erscheint die erstmals durch die Kartierung von H. FISCHER (in J. FINK et al., 1976; H. FISCHER, 1979) gelungene und von J. BÜDEL (1978, S. 226 f.) kommentierte Altflächengliederung des östlichen Alpenvorlandes südlich der Donau, südlich von Strudengau und Wachau, die beiderseits der Molasse voll an die alpine Einheit und die Böhmisches Masse anknüpft: Die tiefsten Altflächen (Rumpfflächen) am Kalkalpenrand und im Flyschstreifen liegen bei 500 bis 700 m, die als Äquivalent betrachtete Fläche am Böhmisches Massivrand in 700 m (altersgleich?). Die Leisten der darunter liegenden „Randverebnung“ treten am Alpenrand in 470 bis 540 m, am Massivrand in 460 bis 480 m auf („Fußfläche II“). Die nächste Fläche darunter nun, die voreiszeitliche pliozäne „Oeder Hochflur“, überspannt Flysch (400 bis 440 m – vgl. auch G. GÖTZINGER, 1933, S. 124; J. STINY, 1937 b, S. 458 f.), die ganze Breite der Molasse (390 bis 410 m) und noch den Südrand des Kristallinmassivs im Norden (400 bis 430 m). Diese Form mit 20 km Breite betrifft offenbar tatsächlich synchron Alpen und Vorlandsscholle aus einer Zeit, in der noch Flächenbildung vor der ältestpleistozänen Taleintiefung und vor dem Einschneiden der Donau geherrscht hat. J. FINK (1973, S. 99) bezeichnet sie wohl zurecht als Pedimentfläche.

Eine klare Übersicht über die morphologischen Verhältnisse dieses Raumes geben die Tafeln von H. FISCHER (1979), namentlich seine exzellente Karte Taf. 1.

Im Außer-alpinen Wiener Becken kann östlich vom Dunkelsteiner Wald S der Donau die fast genaue Äquivalenz der geschilderten Flachformengeneration wiederum erfaßt werden: Die Altfläche des Massivrandes, die Fußflächen (Pedimente), die sich als breite Riedeln über das Vorlandtertiär beiderseits des Tullnerfeldes erstrecken. Die Rücken der großen Schotterdeltabildungen, wie der Hollenburg-Fächer des Badenien oder der Hollabrunner Kegel des Pannon (genauer: Sarmat bis Pont), stellen natürlich nicht die ursprüngliche Oberfläche dar, sondern sind von vier jüngeren Abtragungsflächen gegliedert (J. FINK et al., 1976; J. BÜDEL, 1978, S. 227).

Auch im westlichen Weinviertel, also im Alpenvorland (H. NOVAK, 1967) und im östlichen Weinviertel, also im Nordteil des Wiener Beckens (W SCHLEGEL, 1960), ist eine analoge Flächengestaltung ablesbar: Die bedeutendste Verebnung aus dem höheren Miozän erstreckt sich in etwa 400 m Höhe vom Ostrand des Waldviertels zur Gipfelpartie des Mailberger Buchberges in der Molassezone. Darunter liegt zwischen 360 und 300 m ein nächstes System von Verebnungen, die noch durch Flächenspülung und Solifluktion im Plio- und Altpleistozän entstanden sind. Erst darin sind die quartären Täler und Talterrassen eingetieft. Die Asymmetrie der Täler im Nördlichen Wiener Becken ist übrigens (W SCHLEGEL, 1961) durch die durch Sonnenbestrahlung bei periglazialen Verhältnissen entscheidend geförderte Solifluktion an den westschauenden Hängen bedingt. Im Höhenzug der Waschbergzone zwischen Außer- und Inneralpinem Wiener Becken läßt sich in den Leiserbergen wiederum eine ältere



Abb. 68: Die markante kalkalpine Front im Drachenwandzug am Mondsee baut sich über den sanften subalpinen Formen von Flyschzone und Alpenvorland auf.

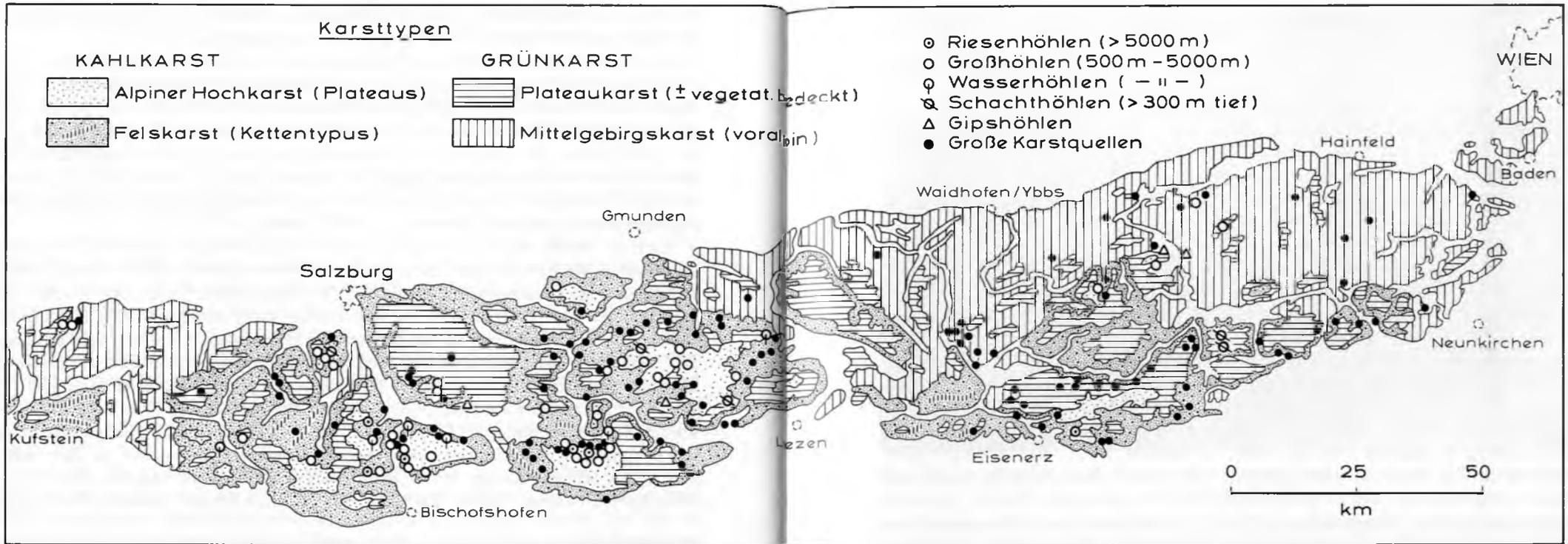


Abb. 69: Karsttypen und Höhlenverbreitung. Schematische Skizze nach der Karte von H. TRIMMEL (1965 a).

Tab. 5: Die Korrelation der kalkalpinen Altflächen; nach E. SEEFELDNER (1973, S. 106, Tab. 1).

Salzb. Kalkalpen		Dachstein			Totes Geb.	Steir.-NÖ. Alpen
1926	Seefeldner 1934	Wilthum 1954	Winkler-Herm. 1957	Louis 1968	A. Lechner 1967/68	Kurz 1963, Schapplwein 1967, Zwitkovitz 1963
Kuppenlandsch.	Hochkönig-Niv.	P ₁	Dachstein-System	Hohes Altrelief	A ₁ -A ₃ Flächen	A-Flächen
Verebnungsfläche	Tennen-Niv.	P ₂	Stein-plateau-system 1900-2000 m 1800-1850 m	Niederes Altrelief	B ₁ +B ₂ -Flächen	B-Flächen
	Gotzen Niv.				B ₃ -Fläche	C-Flächen

Flächentreppe ausgliedern, die von der March (150 m Höhe) bis auf 450 m Höhe in der Klippenzone emporsteigt (H. RIEDL, 1960; 1973, S. 188).

In weiten Räumen des Alpenvorlandes hat demnach in der jüngeren morphologischen Entwicklung zunächst die flächenmäßige, später die lineare Erosion dominiert. Nur entlang der Flußsysteme im Raum der bis in die Gegenwart absinkenden Ost-randbecken, hier Wiener Becken und Pannonisches Becken, herrscht Aufschüttung in den Senken, z. B. entlang der March und besonders der Donau.

c) Die Kalkalpen und die kalkalpine Karstforschung. Die Nördlichen Kalkalpen heben sich morphologisch dank ihres Gesteinsaufbaues über den sanften Formen des Alpenvorlandes und dem subalpinen Flysch und Helvetikum besonders im West- und Mittelabschnitt schroff ab, die Individualität dieses Gebirgszuges innerhalb der Ostalpen betonend (Abb. 68).

Das kalkalpine morphologische Hauptproblem, die Korrelierung der Teilfluren der Piedmonttreppen, ist in großen Zügen bereits im allgemeinen Teil S. 192 ff. besprochen worden. Flache bis hügelige Altreliefs in hoher Lage treten besonders auf den Plateaustöcken der Kalkhochalpen auf und liegen im Bereich der Rax zwischen 1850 und 2000 m (Abb. 63 bis 64), auf dem Hochschwab zwischen 2000 und 2200 m, im Toten Gebirge zwischen 2000 und 2600 m (Abb. 65) und reichen am Dachstein (Bd. II, Abb. 103, 105) mit ihren Erhebungen bereits fast auf 3000 m empor. E. SEEFELDNER (1973, S. 106) hat eine Korrelierung nach dem Formenschatz und der relati-

ven, nicht absoluten Lage wenigstens in großen Zügen durchgeführt. Er parallelisiert mit seinen obersten drei Hauptniveaus von 1934 (Hochkönig-, Tennen-, Gotzenniveau) folgende Altlandschaften: Tab. 5. Über die Korrelierung der vier tieferen, talgebundenen, vorquartären Systeme von Ebenheiten und Niveauresten hat H. SPREITZER (1960, S. 78 f.) in Anknüpfung an F. MACHATSCHKE und E. SEEFELDNER nochmals berichtet.

In den letzten Jahren ist auch die Karstforschung in den Kalkalpen intensiviert worden. In engster Verbindung mit den morphologischen Untersuchungen der Karstoberfläche (Exokarst) schritten Speläologie mit ihrer Endokarstforschung einerseits, Karsthydrologie andererseits fort. Kartenmäßige Übersichten bringen besonders die Karte der Karsttypen und Höhlenverbreitung von Österreich insgesamt (H. TRIMMEL, 1965 a) – Abb. 69 – oder als Beispiel für die klassischen Areale der östlichen Kalkhochalpen die Karte von V. MAURIN & J. ZÖTL (1969) über den steirischen Abschnitt. Überblicken wir ergänzend hierzu die zusammenfassenden Darstellungen in Buchform, die einen engen Bezug auf die österreichischen, namentlich kalkalpinen Verhältnisse auf diesem Gebiet beinhalten, so steht eine moderne Karstkunde in deutscher Sprache zwar noch aus (Anfang der siebziger Jahre erschienen vier fremdsprachige Karsthandbücher), aber aus dem Gebiet der Speläologie und Karsthydrogeologie liegt eine Reihe moderner Darstellungen vor, die, wie einst G. KYRLE (1923) in seinem bewundernswerten Opus, zusammenfassen: Unter ihnen sind die Werke von J. ZÖTL (1974), H. TRIMMEL (1965 b, 1968), A. THURNER (1967) und A. BOGLI (1978) sowie der Artikel von F. BAUER & J. ZÖTL (1972) zum Thema Karst hervorzuheben. Folgende österreichische Zeitschriften sind speziell dem erwähnten Thema gewidmet: Beiträge zur Alpenen Karstforschung (Wien), Mitteilungen der Höhlenkommission (Wien), Die Höhle (Wien), Höhlenkundliche Mitteilungen (Wien), Steirische Beiträge zur Hydrogeologie (Graz). Betreffs speläologischer Bibliographien s. S. 188.

Fossil erhaltene, plombierte Karstreste („bedeckter Karst“) sind in den Kalkalpen aus der Zeit des untersten Karn (oberer Wettersteinkalk – Bd. II, S. 36), aus der Zeit der Rhät-Lias-Wende (Rotkalkspaltenfüllungen im Dachsteinkalk mit umstrittener Genese – A. TOLLMANN, 1976 a, S. 315 f.), von der Basis der Gosau mit dem Bauxit über verkarstetem Kalk (Untersberg – W. GÜNTHER & G. TICHY, 1978, S. 331; Fischauer Berge – H. RIEDL, 1973 b) oder sogar karrig zerfressenem Hauptdolomit (Unterlaussa – A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1957, S. 224) bekannt. Schließlich weisen die nur unter dem tropisch-warmen Klima im Tertiär gebildeten Bauxite des Dachsteingebietes und die ebenfalls nicht unter heutigen Klimaverhältnissen entstandenen Pyrite und Markasite als Reliktsedimente einer tertiären Karstverwitterung auf den Kalkalpen-Plateaus auf die tertiäre Karstbildung hin (F. BAUER, 1954, S. 105 f.; R. SEEMANN, 1979 a, S. 280 f.). Problematisch allerdings ist die Erklärung der kuppigen Morphologie der „Raxlandschaft“ der Rax etc. als miozäner Kegelkarst (J. BÜDEL, 1951, S. 170; H. RIEDL, 1966, S. 105). Auch in den Devonkalken des Grazer Berglandes wird ja vergleichsweise von H. PASCHINGER (1965, S. 164) im Rahmen des Thaler Beckens, 6 km NW Graz, die flachkegelige Kuppenlandschaft für einen stark überformten subtropischen Kegelkarst des höheren Miozäns gehalten. In all diesen Fällen allerdings wird kein weiterer Nachweis, etwa durch die typische, intern zerfressene Struktur solcher Karstkegel erbracht.

Daß die rezente Verkarstung in unserem jetzigen feucht-gemäßigten Klima



Abb. 70: Eine relativ rasche Bildung von Rinnenkarren zeigen lose liegende Dachsteinkalkblöcke am Dachsteinplateau an.



Abb. 71: Kahlkarst am abflußlosen Plateau des Dachsteinstockes. Blick auf das gegliederte Plateau nördlich des Dachsteingipfels.

wesentlich langsamer fortschreitet als unter tropischen Bedingungen und sich auch in der Formprägung abhebt, hat besonders L. JAKUS (1973) betont: Die gegenwärtige Verkarstungsintensität in den Tropen ist achtmal größer als in der gemäßigten Zone. Zur Beurteilung der Geschwindigkeit der Verkarstung sowie für eine genetische Gliederung unserer Karsttypen sind die Korrosionsformen der Karren gegenüber den übrigen Leitformen des Karstes (Typologisierung bei M. FINK, 1976), also Dolinen, Uvalas, Schachthöhlen und Poljen, am wichtigsten. Es konnten F. BAUER (1958) und besonders F. ZWITTKOVITS (1966, 1969) hier in wegweisenden Arbeiten die Grundzüge unserer Verkarstungstypen herausarbeiten: In den Kalkhochalpen wird die Obergrenze der Karstformenverbreitung durch die mechanische Verwitterung bedingt (die als Ausnahme bis zur Vegetationsgrenze in 1900 bis 2000 m herabsteigen kann). Die obere Höhenzone der Karstformung im Bereich von 2000 bis 1900 m am Beispiel von Wascheneck und Totem Gebirge, in dieser Region frei von Vegetation, kann als „Zone der freien Karren“ bezeichnet werden: Gemeinsames Merkmal der verschiedenen Karrentypen (Kluftkarren, Rinnenkarren, Firstkarren etc.) sind die scharfen Grate am Kamm der Karren. Das Landschaftsbild in dieser vegetationsfreien Zone wird durch Dolinen (Bd. I, Abb. 105), Dolinengassen, tiefe Karstschlote, durch Gratkarren-Felder und Scherbenkarst beherrscht. In einer zweiten, tieferen Region der intensiven Verkarstung in Lagen zwischen 1200 und 1300 m entstehen subkutan, unter Boden- und Vegetationsbedeckung, die bereits primär breit gerundeten Karrenformen, von denen man zur Zeit A. PENCKS noch angenommen hatte, daß sie ein Verwitterungsprodukt fossiler Rinnenkarren gewesen seien. Unter den übrigen Karstformen herrschen hier Kleindolinen aus der postglazialen Zeit vor. Die Untergrenze der geschlossenen Karstformenbildung liegt in dieser hochalpinen Typusregion des Toten Gebirges – bedingt durch oberirdische Entwässerung nach Quellaustritten – bei 1300 m.

F. ZWITTKOVITS (1969, S. 381 ff.) konnte nachweisen, daß die heute vorhandenen Karren bloß spät- bis postglaziales Alter aufweisen: Die Tiefe der Rinnen von Rinnenkarren (Abb. 70) im Ausmaß von 10 bis 20 cm entspricht dem für diese Zeit aus Karrentischen (vgl. H. KINZL, 1975), Felsfußzacken, Karrendornen und direkten Lösungsmessungen abzuleitenden Betrag. Kluftkarren hingegen können natürlich entsprechend der tektonischen Vorform wesentlich größere Tiefen erreichen (Bd. I, Abb. 106). Das Ausmaß der Oberflächenabtragung in den Kalkalpen wird von den verschiedenen Autoren mit 1,5 bis 2 cm pro tausend Jahre berechnet bzw. angesetzt (vgl. M. FINK, 1976, S. 218). Aus derartigen Lösungsgeschwindigkeiten ergibt sich von selbst, daß große Dolinen und andere Karstgroßformen aus präglazialer Zeit stammen (F. BAUER & J. ZÖTL, 1972, S. 237). Eine einfache Rückrechnung des Abtrages der Karstaltlandschaft von den kalkalpinen Plateaustöcken seit ihrer Bildung im tieferen Mittelmiozän (bis Untermiozän) auf der Basis der genannten heutigen Abtragszahlen ist durch den Klimawechsel nicht möglich: die Abtragung betrüge bei heutigen Bedingungen seit dem Badenien 300 m, seit dem unteren Miozän 400 m. Aber wir haben ausgeführt, daß die Verkarstungsintensität bei tropischem Klima ein Achtfaches beträgt und hierbei die Steigerung der Intensität durch Bodendecke und Pflanzenbewuchs berücksichtigt werden muß.

Verfolgen wir die erwähnten Karsttypen in regionaler Hinsicht, so finden wir die Formen des Kalkkarstes der Hochregion besonders auf den Plateaus der Kalkhoch-



Abb. 72: Tropfsteingruppe in der Grashöhle in Dürntal 6 km WNW Weiz, Steiermark. Das Bild soll daran erinnern, daß das Karstphänomen in Österreich nicht auf die Nördlichen Kalkalpen beschränkt ist, sondern daß auch in den Zentralalpen umfangreiche Höhlensysteme ausgebildet sind. Die Grashöhle z. B. liegt im devonischen Schöckelkalk östlich der Raabklamm im Grazer Paläozoikum. Photo H. Kusch (Graz).

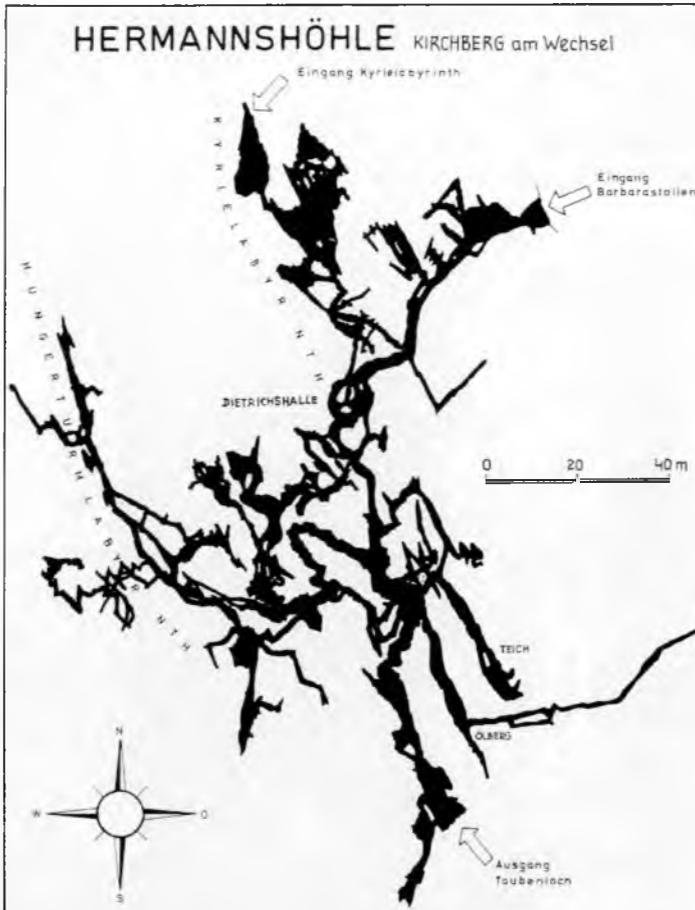


Abb. 73 a: Die insgesamt 2000 m lange Hermannshöhle bei Kirchberg/Wechsel, NÖ, als Typus einer Höhle in der zentralalpiner Trias des Unterostalpins. Die Orientierung ihrer Teilstrecken zeichnet vielfach das NE- und NW-gerichtete Mohrsche Kluftsystem nach; nach H. TRIMMEL (1966, S. 33).

alpen zwischen Steinernem Meer und Hochschwab (Abb. 71), den Grünkarst der tieferen Region, dessen Bildung unter Bedeckung vor sich geht, besonders in den Kalkoralpen, in der Osterhorngruppe, auf der Rax (H. TRIMMEL, 1965 a) und in den Zentralalpen z. B. im Grazer Bergland (R. SEEMANN, 1979 b, S. 22) – Abb. 69.

Die unterirdische Entwässerung gehört zum Wesen des Karstphänomens. Daher sind die hierdurch entstandenen Schächte und Höhlensysteme ebenfalls wesentlicher Bestandteil des Karstes. Die Anordnung der Höhlen in den Kalkalpen ist im großen durch die Richtung der unterirdischen Entwässerung bestimmt, im Detail wird die Anordnung der Einzelabschnitte in erster Linie durch Klüfte und Störungen, sodann durch Schichtflächen und Grenzen zum dichten Nebengestein bestimmt. Die Abhän-

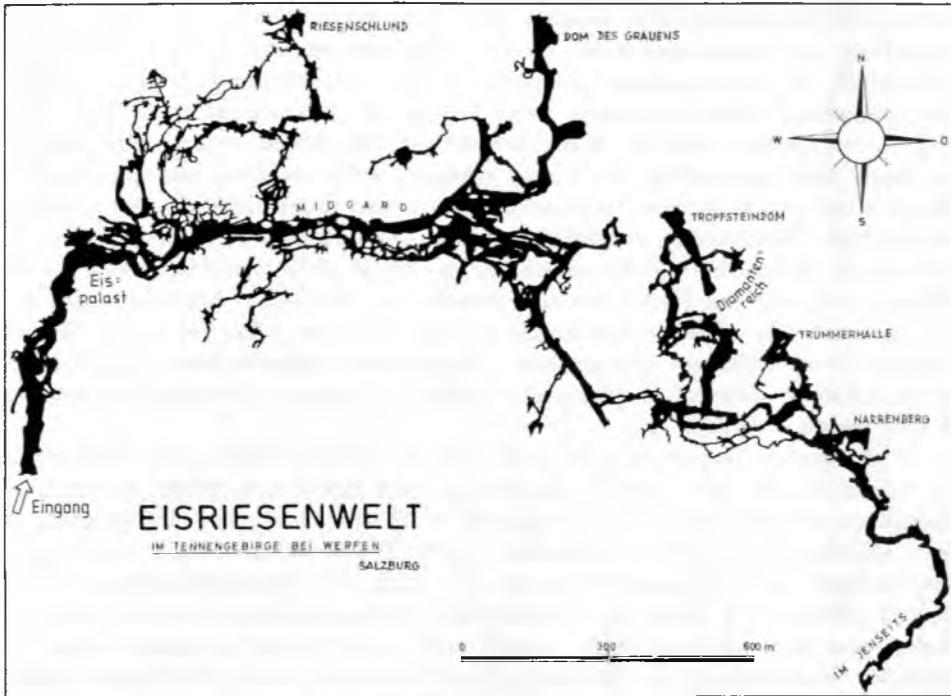


Abb. 73 b: Die Eisriesenwelt im Tennengebirge bei Werfen stellt die drittgrößte Höhle im Bereich der Nördlichen Kalkalpen dar; nach H. TRIMMEL (1966, S. 7).

gigkeit der Höhlenanordnung vom Kluftnetz ist in zahlreichen Arbeiten überzeugend dargelegt worden (Abb. 73 a) – vgl. auch S. 233. Die großen Höhlensysteme sind fossile tertiäre Wasserwege für Flüsse, die aus den Zentralalpen kamen und nach Norden strebten. Später wurden sie beim phasenhaften Hochschalten der Kalkhochalpen trockengelegt und durch tiefer angelegte Wasserwege ersetzt. Die größten Höhlen erreichen bedeutende Längen (H. TRIMMEL, 1966): Die Hierlatzhöhle bei Hallstatt 45 km, die Raucherkarhöhle im Toten Gebirge 44 km, die Eisriesenwelt im Tennengebirge 42 km, die Mammuthöhle im Dachstein 38 km, die Tantalhöhle im Hagengebirge 16 km, die Frauenmauerhöhle des Hochschwab 10,5 km – Abb. 73 b.

Im Karstgebiet liegt in der Tiefe der Kalkstöcke ein zusammenhängender Karstwasserspiegel, der durch große Quellaustritte an der Oberfläche angedeutet wird. In der „vadosen Zone“ darüber dringen die Niederschlagswässer durch das Kluftsystem in vertikaler Richtung in die Tiefe. In der Zone unter dem Niederwasserspiegel des Karstsystems ist das die verkarsteten tiefsten Teile des Massivs erfüllende Wasser nur in sehr langsamer Bewegung, kann über Jahre im Berg verweilen, wie Tritiummessungen bezeugen. Der Karstwasserspiegel aber schwankt mit der Zufuhr von Niederschlagswässern beträchtlich, und in dieser Schwankungszone steht die horizontale Wasserbewegung in Relation zum jeweiligen Zufluß. Durch die intensive Durchfor-

schung der Höhlensysteme in neuester Zeit ist mehrfach von den Forschern in tiefen Schächten der Karstwasserspiegel erreicht oder fast erreicht worden, so etwa im Schneeloch im Tennengebirge in 1086 m Seehöhe im Niveau der nächsten Oberflächenquellen. Höhlen in diesem tiefen Niveau des Karstwasserspiegels treten, den Umständen entsprechend, als „Wasserhöhlen“ auf, die teilweise wassererfüllt sind und in denen noch gegenwärtig der Abfluß erfolgt – wobei die einzelnen Abschnitte oft durch wassergefüllte Siphone verbunden werden. Die Geschwindigkeit der Wasserbewegung im unterirdischen Karstsystem ist sehr variabel. Aus Färbeversuchen in den Kalkalpen ergeben sich Geschwindigkeiten von 10 bis 250 m/h auf dem Weg von der Wassereinspeisung am Plateau bis zum Austritt bei der Quelle. Zugleich stellen sich oft überraschende Ausbreitungsrichtungen in der Tiefe ein (Abb. 74), da die Wasserführung von vielfältigen geologischen Gegebenheiten dirigiert wird und oft auch stockwerkartige selbständige geologische Körper für ebenso selbständige Karstwasserkörper sorgen – vgl. S. 276.

Eine regionale Besprechung der Endo- und Exokarstlandschaften der Kalkalpen ist in diesem Rahmen nicht möglich. Es soll nur noch Erwähnung finden, daß nach der intensiven Durchforschung des hochalpinen Karstes von der Ära G. KYRLE zu den Arbeiten von F. BAUER, H. TRIMMEL, J. ZÖTL, B. TOUSSAINT, G. GRAF u. a. in neuerer Zeit auch der voralpine Grünkarst – nach den Pionierarbeiten von G. GÖTZINGER (1956; 1957: Gipskarst) – vermehrtes Interesse gefunden hat. Im tektonisch komplexen, nicht nur durch Kalk, sondern auch durch Dolomit gesegneten Gebiet der östlichen Kalkvoralpen, im Ötscherland und im Raum östlich der Weyerer Bögen konnten M. FINK (1967, 1973), H. NAGL (1969, 1970), R. PAVUZA (1983), R. PAVUZA & H. TRAINDL (1983), H. TRAINDL (1983) und R. SPENDLINGWIMMER (1984) zeigen, daß auch ein wesentlich komplexeres Karstsystem als jenes der Kalkhochalpen nach Auflösung der kleinräumigen Tektonik und dem Einsatz moderner Methoden einschließlich der Tritiumanalysen samt seinem Wasserhaushalt durchschaubar wird. Die Eigenständigkeit des Dolomitzkarstes, arm an Dolinen, arm an größeren Höhlen und markiert durch Trockentäler, wird in den erwähnten Studien herausgearbeitet.

d) Die Zentralalpen. Die Gipfelflur der Zentralalpen steigt einerseits gegen die zentrale Längsachse der Gebirgskette hin an, sie nimmt andererseits von Osten gegen Westen hin beträchtlich zu (Höhenlage über 3600 m nur in der Venediger- und Glocknergruppe). Dies ist geologisch durch den jungen, tertiären Vorstoß des südalpinen Dolomitenblockes gleich einer Mikroplatte entlang der Judicarienlinie im zentralen Teil der Ostalpen bedingt, der dadurch eine wesentlich stärkere Einengung und einen größeren Tiefgang der Gebirgswurzel – zusätzlich zur deckentektonischen Verdoppelung der Kruste – gegenüber dem breit gebliebenen Ostteil der Zentralzone erhalten hat. Die bis in die Gegenwart und darüber hinaus anhaltende verstärkte Isostasie der tiefliegenden Wurzel aus leichtem Krustenmaterial (Abb. 141) hat die überdurchschnittliche Heraushebung der Hohen Tauern bewirkt. Der hochragende Gipfel des Großglockners, mit 3798 m der höchste Punkt der Ostalpen, verdankt als ein überwiegend aus zähem Grünschiefer bestehender „Härtling“ neben der Heraushebung der Gesamtregion diesem Umstand seine überragende Höhe (Bd. I, Abb. 2). Gegen den Brenner hin senkt sich die Gipfelflur wiederum um 1000 m, merklich auch gegenüber ihrem Wiederanstieg westlich davon. Die Reliefenergie, die sich im Böschungs-

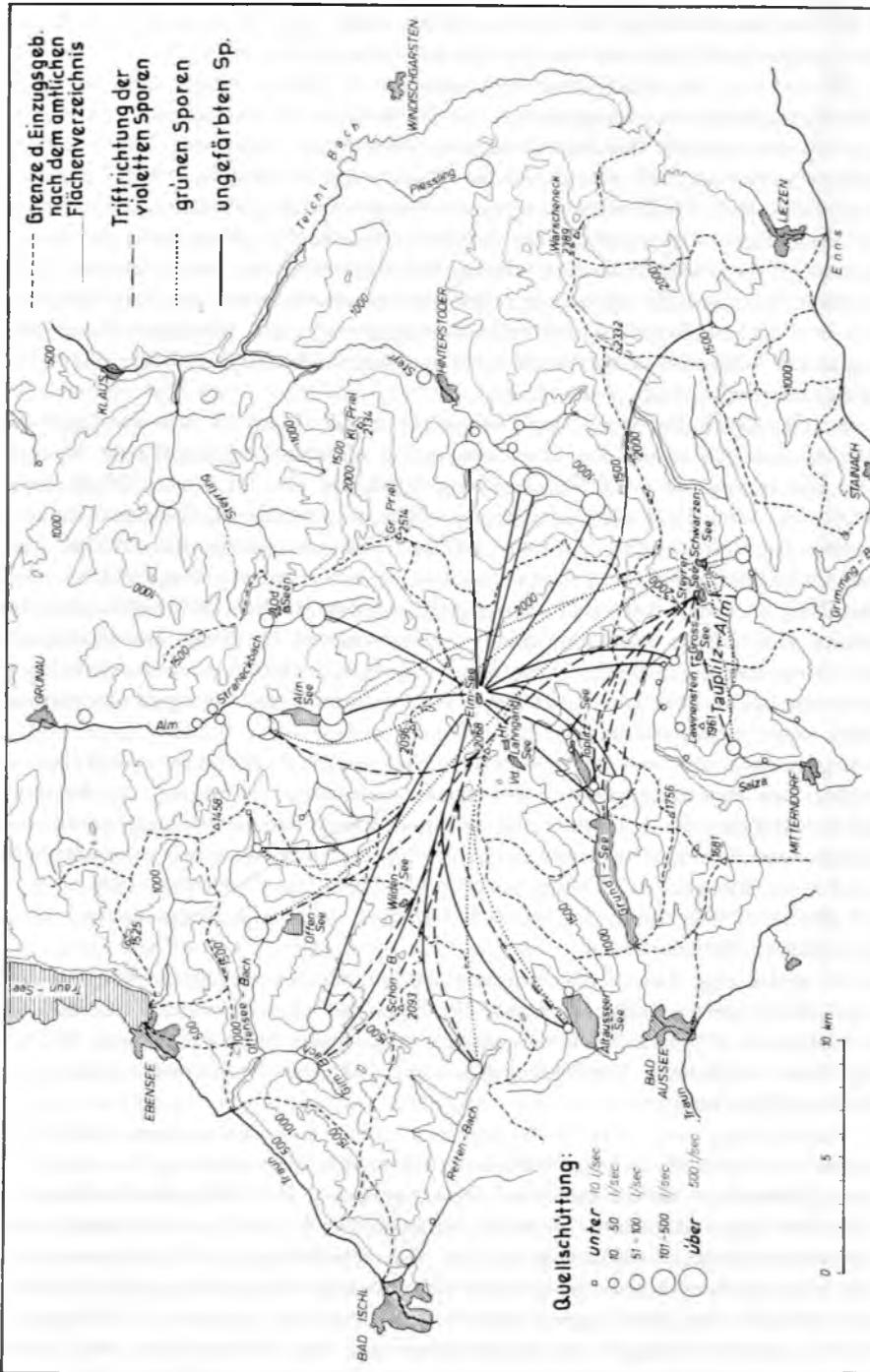


Abb. 74: Karstwasserwege auf Grund von Sporenmarkierung im Toisan Gebirge; nach J. Zorn. (1967; 1972, Abb. 5). Die Skizze zeigt die stark divergierende Wasserwegigkeit bei Einspeisungen im Gebiet des Elmsees bzw. des Steyrer- und Schwarzensees.

winkel und in der Höhe der Abfälle ausdrückt, steigt von Osten gegen die Hohen Tauern zu in gleichem Sinne auf das Eineinhalbfache an (N. KREBS, 1928, Bd. I, S. 46).

Die Zertalung des zentralalpinen Raumes ist in großen Zügen zunächst durch die großen Längstäler oder Längstalungen (z. B. Norische Furche) geprägt, die durchwegs großen jungtertiären Bruchsystemen ihre Entstehung verdanken (Bd. II, S. 591). Wir haben erwähnt, daß die Norische Furche (K. OESTREICH, 1900) entgegen F. X. SCHAFFER (1909, 1942) niemals von einem gegen Osten gerichteten einheitlichen Flußlauf durchzogen war, sondern daß Lokalschutt der nahen Umgebung die einzelnen, individuell eingesackten Becken erfüllte. Die Seitentäler nun sind einerseits durch die zentripetal zu den Senkungsfeldern angelegte Entwässerung diktiert, andererseits in Niederen und Hohen Tauern fiederförmig konsequent von den jeweiligen Hauptkämmen gegen die Längstäler gerichtet. Wie die Satellitenbilder zeigen, folgen zahlreiche dieser Täler ebenfalls größeren Bruchlinien.

Für die Gestaltung des Talprofiles ist neben der Tektonik und der Lagerung der Gesteinsserien die eiszeitliche Überformung mit entscheidend, die für die Trogtalform, für die Längsstufen und Paßgestaltung (Beispiele bei TH. PIPPAN, 1963, 1964, 1970; H. SPÄTH, 1969; etc.), für die maximal 400 m erreichende Tiefenerosion und für die Ausräumung tiefer, später von Seen erfüllten Wannen gesorgt hat. In den Zentralalpen sind allerdings diese glazial bedingten Seen, wie besonders am Beispiel der Täler in den Niederen Tauern gezeigt werden konnte, in interglazialer und postglazialer Zeit bereits wiederum durch die vorwiegend in Form von klastischem Material transportierte Flußfracht weitgehend aufgefüllt, während die kalkalpinen, entsprechend übertieften Wannen durch den z. T. in gelöster Form besorgten Abtransport des Kalkes besser erhalten sind.

Seit langem wird den asymmetrischen Tal- und Bergrückenprofilen in den Zentralalpen Beachtung gezollt und kann die bevorzugte Ausbildung von Steilhängen und Steilwänden an den nord- und ostschauenden Flanken überzeugend auf die Unterschiede von luv- und sonnseitiger Exposition und besonders der unterschiedlich lang erhaltenen Schnee- und Eislage zurückgeführt werden (V. HILBER, 1886, S. 173; 1890; A. PENCK, 1909, Bd. I, S. 285; R. SCHWINNER, 1933 c; F. SCHADLBAUER, 1969, S. 66 f.; H. RIEDL, 1973, S. 190).

Die Anordnung der Kare hingegen wird durch das präglaziale fluviale Relief entscheidend mehr bedingt als durch die Exposition gegenüber den Himmelsrichtungen: E. FABIANI (1969, S. 35) konnte zeigen, daß in den Niederen Tauern 80 Prozent der Kare an fluviale Vorformen gebunden sind und die maximale eiszeitliche Kareintiefung 50 m beträgt.

Die Korrelierung der Altflächengeneration der Zentralalpen stößt, wie S. 196 erwähnt, durch die sehr verschieden starke junge Emporhebung der einzelnen Teile der Gesamtzone auf beträchtliche Schwierigkeiten. Die Problematik wurde an Hand des Salzburger Abschnittes durch H. SPÄTH (1969, S. 124 ff.) und E. SEEFELDNER (1973) zusammengefaßt. Unabhängig von der Alterseinstufung der Einzelniveaus und ihrer Korrelierung kann aber z. B. in den Hohen Tauern weithin folgende, seit alters bekannte Abfolge von oben gegen unten hin durchverfolgt werden: 1. „Kuppen-system“: ausgedehnte Hügel- und Kuppenlandschaft über 3000 m Höhe, meist unter Eis begraben, am besten im zentralen Teil der Glockner- und Venedigergruppe erhal-

ten. 2. „Firnfeldniveau“ CREUTZBURGS (1921): Ein „Flachkarsystem“ (H. KLIMPT, 1943) um mehrere hundert Meter tiefer gelegen, aus ebenfalls überwiegend noch gletscherbedeckten weiträumigen Flachformen bestehend. 3. „Hochtalsystem“ („Hochtalboden“ CREUTZBURGS, 1921): Die um 200 bis 300 m tiefer folgende jüngere Formgeneration von unvergletscherten Hochtrögen. 4. bis 6. Die jüngeren und tieferen Niveaus („Talniveaus“), nämlich die Reste von drei ineinander geschachtelten Talgenerationen, finden sich als Terrassen und Hangleisten gebunden an das Talsystem. Eine gesicherte altersmäßige Einstufung dieser zentralalpiner Altflächentreppe wird wohl erst mit den oben erwähnten exakten Methoden einschließlich der systematisch für morphologische Fragen einzusetzenden radiometrischen Datierung (Glimmerabkühlalter in übereinander liegenden Talprofilstücken etc.) erfolgen.

e) Die Südlichen Kalkalpen. Das schwächer entwickelte Pendant zu den Nördlichen Kalkalpen stellt der Drauzug mit Draukalkalpen, Karnischen Alpen und Karawanken dar. Es ist erwähnt worden, daß hier grundsätzlich die gleichen Probleme der Altlandschafts-Einstufung gelten wie bei den Kalkalpen, da seit geraumer Zeit Augensteinfunde Parallelen zur Augensteinlandschaft im Norden ankünden. Ohne in regional-morphologische Betrachtungen eingehen zu können, soll aus diesem Gebirgszug zur Charakterisierung der Situation das morphologische Schicksal der Karawanken herausgegriffen werden, das ja durch die modernen Untersuchungen von D. VAN HUSEN (1976, 1983, 1984) weitgehend geklärt worden ist (Bd. II, S. 587, Abb. 258): Demnach sind Nord- und Südkarawanken noch in der Zeit des höheren Untersarmats (vor 13 Millionen Jahren) tief liegendes Land mit Flachrelief gewesen, da die Liegendanteile der Rosenbacher Schichten mit absoluter Quarzvormacht (aus den Zentralalpen) noch keinen nennenswerten lokalen Schutt aus den Karawanken empfangen haben. Im mittleren bis höheren Sarmat erst beginnt vor 12 Millionen Jahren eine wirksame Hebung der Karawanken, zuletzt im Süden, wodurch in den „Mischschottern“ der Rosenbacher Schichten nun Lokalmaterial von dort geliefert wird, dann schließt noch im höheren Sarmat eine kräftige Hebung der Nordkarawanken an, die zufolge einer offenbar bedeutenden Reliefenergie bis 2 km lange Gleitschollen in das davor absinkende Klagenfurter Becken entsendet. Zur vertikalen Bewegung kommen hier noch die bis nach Ablagerung des pannonischen bis pontischen Barentalkonglomerates anhaltenden Überschiebungsbewegungen, die ebenfalls zum mäßig steilen Aufsteigen der Karawankenreihe beigetragen haben und noch gegenwärtig anhalten.

Das Beispiel lehrt uns eindringlich die Eigenständigkeit der Genese und das unterschiedliche Alter der Flachlandschaften in den Südlichen Kalkalpen im Vergleich zu ihrem nördlichen Gegenstück, wo das Flachrelief wesentlich älter angelegt und früher herausgehoben worden ist.

f) Der Alpenostrand spielt in der morphologischen Analyse der Ostalpen stets eine bedeutende Rolle, da von hier aus mit wesentlich besseren Grundlagen als von der Molassezone her eine Korrelierung der Altlandschaften mit der im Miozän interferierenden Sedimentation und der hier sehr genau an den Floren und Faunen dieser Zeit ablesbaren Klimageschichte versucht worden ist. Wir haben bereits zuvor darauf hingewiesen, daß auch in diesem begünstigten Raum noch große Probleme ungelöst sind: Keine sichere Datierung von Strandterrassen aus dem Badenien, die über das Alter höher gelegener Flächen aussagen, da die Pannonische See die älteren Strand-

marken weitgehend verschleiert hat (S. 198); kein klarer Umschlag eines tropisch-subtropischen Klimas mit Flächenspülung in ein semiarides mit Pedimentbildung und ein humides mit Flußeintiefung (S. 199 ff.) – wie alle neueren, einander widersprechenden morphologischen Arbeiten als gemeinsames Ergebnis anführen (K. WICHE, 1970, S. 32; H. RIEDL, 1977, S. 148; J. FINK, 1984, S. 246 usw.).

Gegenüber den klassischen Arbeiten über die Gestaltung des Rahmens des Wiener Beckens von H. HASSINGER (1905, 1918) durch zwölf Rückzugsterrassen der Pannonischen See, von der auch noch die Erklärung der Flurtreppe im Leithagebirge durch G. ROTH-FUCHS (1926) stark beeinflusst ist, sind – nach einer Revision durch J. BÜDEL (1933) und A. TOLLMANN (1955, S. 65 f.) – heute besonders durch die Arbeiten von J. FINK und H. RIEDL über Wiener Becken, Eisenstädter Becken und Landseer Bucht die Verhältnisse in großen Zügen geklärt. Aus allem ergibt sich etwa folgendes Bild: 1. Von der Augensteinlandschaft sind keine Reste mehr vorhanden. 2. Von der miozänen Rumpftreppe liegen hier drei Niveaus mit mehr oder weniger ausgedehnten Verebnungsflächen im Inneren der Kalkalpen vor. Ihr Alter könnte – zumindest in höheren Resten – vor- bis frühkarpatisch sein, da die kräftige Sedimentation im Karpat, besonders aber der Grobschutt des Unterbadens nach der Steirischen Phase mit bis 5 m langen Blöcken in Teilbecken der Norischen Furche (Fohnsdorf) die kräftige Heraushebung des Rahmens zeigt, der im Norden des Aflenzer Beckens durch die Kalkhochalpen gebildet wird. 3. Das gegliederte Relief wird ab Oberkarpat (Ruster Fluß, Bd. II, S. 535), besonders aber im Pannon von Flüssen durchzogen (Schotterkegel im Wiener Becken). 4. Im Pliozän bilden sich Pedimentflächen an den Beckenrändern aus (Beispiel: Landseer Bucht). 5. Im Pleistozän werden die Verebnungen durch die Flüsse zertalt, oft zu Riedeln zerschnitten und die tiefsten Teile des Berglandes durch Solifluktionsfußflächen gegliedert (Beispiel: Leithagebirge). 6. Im Jungpleistozän und in der Gegenwart sinken bestimmte Beckenregionen weiterhin kräftig ab (Mitterndorfer Trog, Senke W. Dr. Wagram, Marchfeld mit Lasseer und Siebenbrunner Senke, Neusiedlersee-Bucht – vgl. J. FINK, 1973, Abb. 1, 2), sodaß die altpleistozänen Donauschotter gegen diese Senken hin abgebogen und in diese eingesenkt worden sind – Abb. 75. Die tieferen Teile des Wiener Beckens, die südlich hinter den hoch gelegenen Schotterterrassen im Südrahmen der Stadt Wien liegen, sind daher nicht nur jung ausgeräumt, sondern vor allem tektonisch abgesenkt worden.

Das morphologische Schicksal des Steirischen Beckens mit seinen im Miozän angelegten flächenhaften, gegen Südosten abdachenden Verebnungen und seiner ab Pliozän, besonders im Quartär, erfolgten fluviatilen Zerlegung in eine gegen Südosten auslaufende Riedellandschaft ist durch A. WINKLER-HERMADEN erschöpfend dargestellt worden (1955, bes. Abb. 21, S. 109; 1957, Tab. 2) – vgl. zusammenfassende Darstellungen bei H. FLÜGEL & H. HERITSCH (1968) und H. PASCHINGER (1974). Die jüngsten Beiträge zur Talentwicklung in diesem Raum stammen von S. MORAWETZ (1967, 1976, 1979); diese Talgestaltung deutet auch WINKLER-HERMADEN (1955, S. 111) dahingehend, daß die bedeutende Asymmetrie der N-S ziehenden Täler weder durch die Luv- und Lee-Lage im Hinblick auf die regenbringenden Westwinde noch durch die Erdrotation erklärt werden können, sondern, daß nur die Tektonik, das rasche Absinken gegen das Pannonische Becken im Osten, die ostgerichtete Abdrängungstendenz erklären kann (Abb. 76).

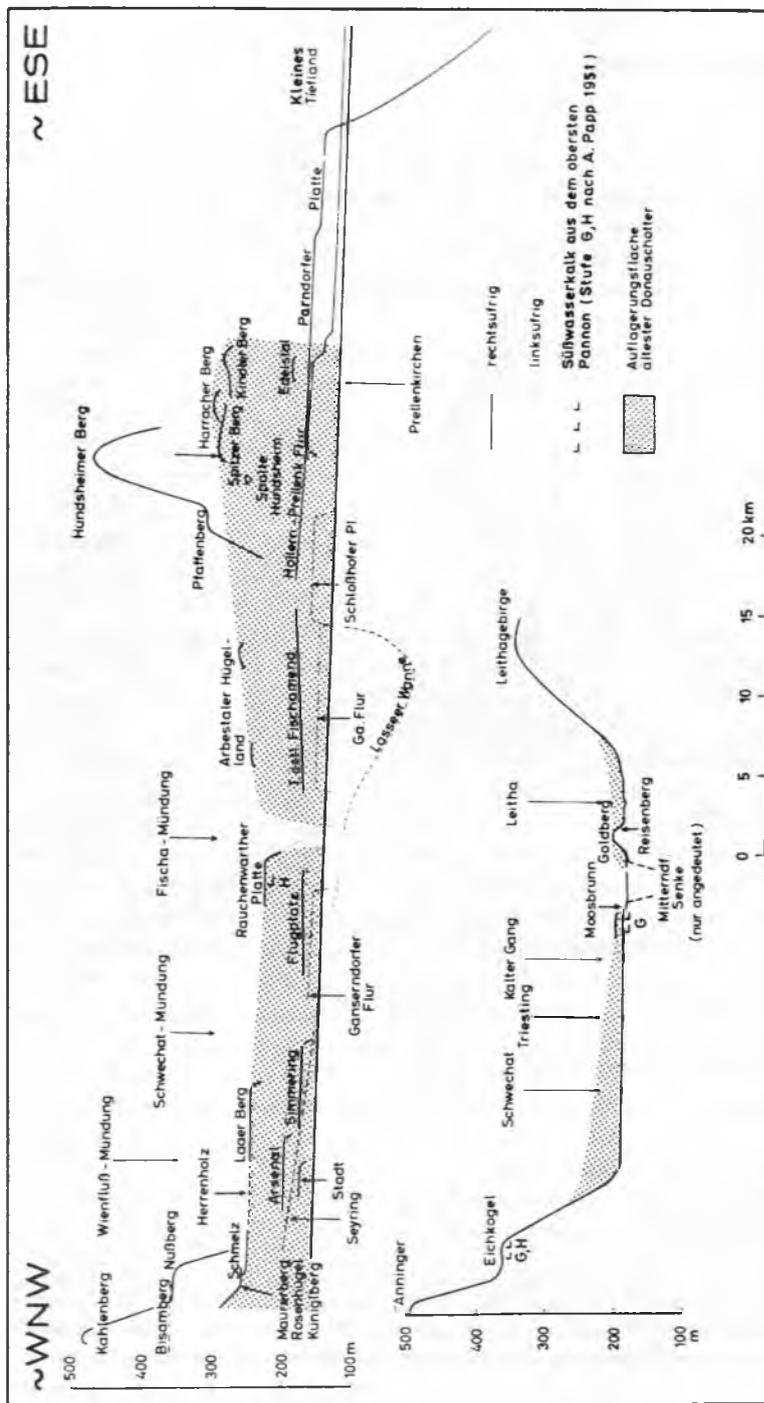


Abb. 75: Senkung und Kippung des Bodens im Wiener Becken in pleistozäner Zeit: Die quer zum südlichen Wiener Becken verlaufenden Profile zeigen eine Kippung der ältestpleistozänen Schotter zur Mitterndorfer Senke hin; nach J. FINK (1973, Abb. 2).

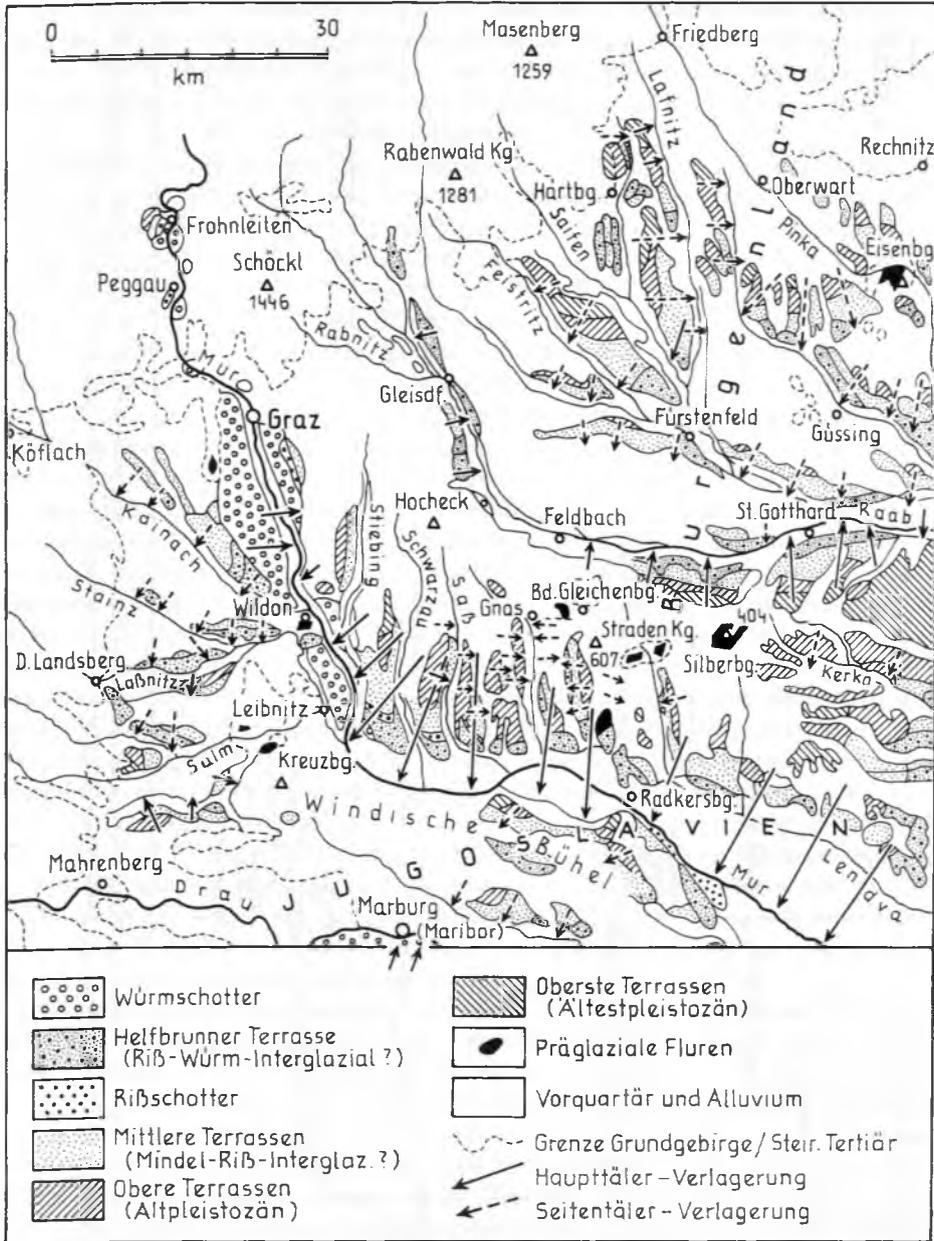


Abb. 76: Die durch die junge Abkippung des Steirischen Beckens gegen Südosten bedingte Seitenverlagerung der Flußtäler im Quartär; nach A. WINKLER-HERMADEN (1955, Abb. 21). Die Pfeile zeigen die vorwiegend gegen Osten und Süden gerichtete Verlagerung der Haupt- und Seitentäler sowie die sich daraus ergebende unsymmetrische Anordnung der quartären Terrassen.

4. Das Schicksal der Donau

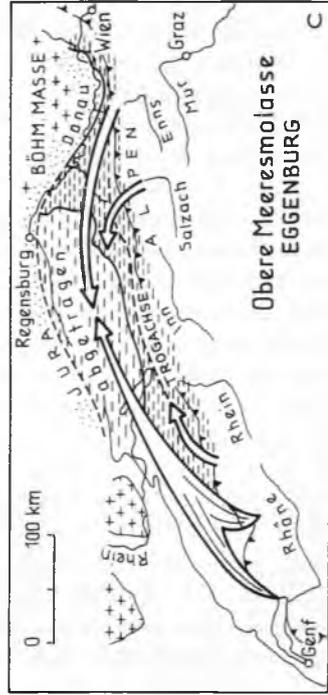
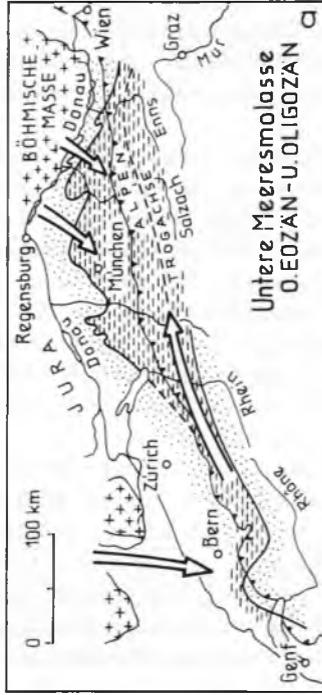
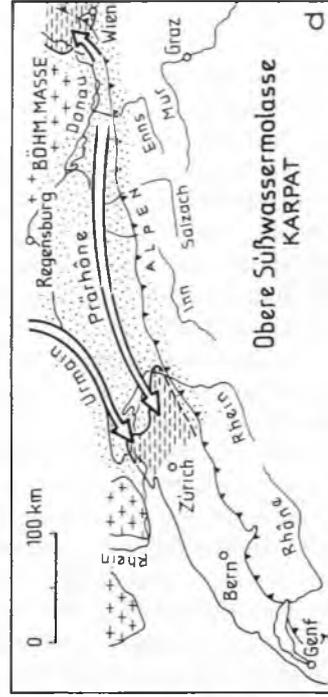
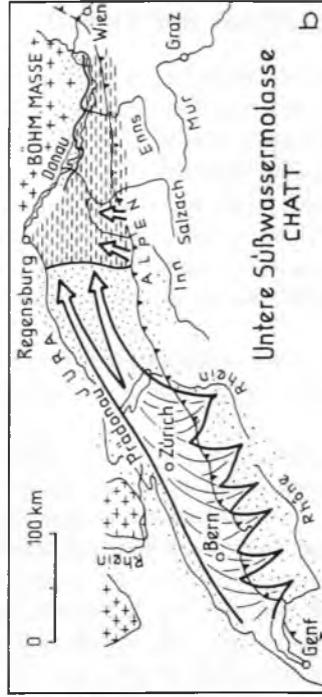
Ähnlich bewegt wie das Schicksal der Völker entlang dieses großen Stromes Europas (E. SUESS, 1911, S. 13 ff.) ist das vielfältige Schicksal der Entwicklung des Stromes selbst, der, zusammen mit seinem Vorläufer aus der Zeit des Molassestadiums der Alpen, eine ungemein komplexe Geschichte aufweist. Als ein echter Vorlandstrom, ein „Molassestrom“ im Sinne KOBERS, zeichnet er die sich allmählich gegen Norden verschiebende Tiefenlinie des Alpenvorlandes nach. Wir wollen zum Verständnis der Entwicklung der Landschaft im Donaunraum weiter ausholen und unter diesem Gesichtspunkt das Flußsystem des Alpenvorlandes in den verschiedenen Etappen seiner Entwicklung überblicken.

Unter den eingehenderen Studien zur Paläogeographie der Donau aus neuerer Zeit sind jene von J. PIA (1939), R. GRILL (1959), J. FINK (1966) und K. LEMCKE (1984) besonders hervorzuheben.

Ebenso romantisch wie die geologisch bedingte Vielfalt in der Landschaft entlang des Stromes ist, so romantisch war auch das Bild, das im Laufe der Erforschung über Alter und Art der Entstehung des Donaustromsystems gezeichnet worden ist. Von F. X. SCHAFFER (1927 c, S. 266), der das Donautal bereits im älteren Mesozoikum („mesozoische Donau“), ja (S. 267) sogar schon im Perm ihr tiefes Bett in die Urgebirgsmasse einschneiden ließ, über W. KLÜPFEL (1929 a, S. 283) der mit seiner „Altdonau“ den Strom wenigstens im Oligozän beginnen ließ, spannt sich der Bogen zu jenen Geographen der Gegenwart wie J. BÜDEL (1978, S. 228), der der wiederholt dargelegten, aber durchaus unzutreffenden Auffassung von J. FINK (z. B. 1975, S. 103; J. FINK & L. PIFFL, 1975, S. 131) folgte, daß die Donau erst im Ältestpleistozän, also vor weniger als 2 Millionen Jahren – auf Grund der ebenso alten Stranzendorfer Kiese, 100 m über dem heutigen Donauebett NW Stockerau gelegen – entstanden sei („thus the Danube had come to exist“).

Die Lösung der Frage liegt in der Mitte: 1968 b, S. 240, konnte der Verfasser bei einer ersten Übersicht über die Entwicklung von Prädonau, Urdonau und Donau die Entstehung der direkten Ahnform der heutigen Donau im Sinn der Schwermineralbestimmungen von H. WIESENER (1960, S. 221) im Wiener Becken an die Grenze von Sarmat zum Pannon, also in die Zeit vor 11,5 Millionen Jahren, verlegen. Diese Auffassung, die auch mit der von A. WINKLER-HERMADEN (1957, S. 96, 267, 690) harmoniert, gilt heute in Kreisen der Geologen (K. LEMCKE, 1984, S. 388) als gut belegt. Die Lösung des Problems der Entwicklung der Donaualandschaft war nicht durch morphologische Methoden, sondern wiederum nur durch sorgfältige sedimentologische Untersuchungen einer Reihe von Forschern zu lösen gewesen.

Es folgt zunächst ein kurzer Überblick über die Entwicklung des Molasseflußsystems im Ostalpenvorland, bevor einige wesentliche Gesichtspunkte über die Einzelstappen der Gestaltung erörtert werden. Schlüsselarbeiten zum Verständnis der Entwicklung dieses Flußsystems sind jene von U. BÜCHI & S. SCHLANKE (1977) über den Westteil und die hervorragenden Studien von K. LEMCKE (1973, 1977, 1984) über den Ostteil. Bereits in der Zeit der Absetzung der Sedimente der Molassezone entwickelten sich durch zweimaliges Trockenfallen eines großen Teiles dieses exogeosynklinalen Meeresarmes (Paratethys) Flußsysteme, die die alpinen quer-



 kontinental
 marin

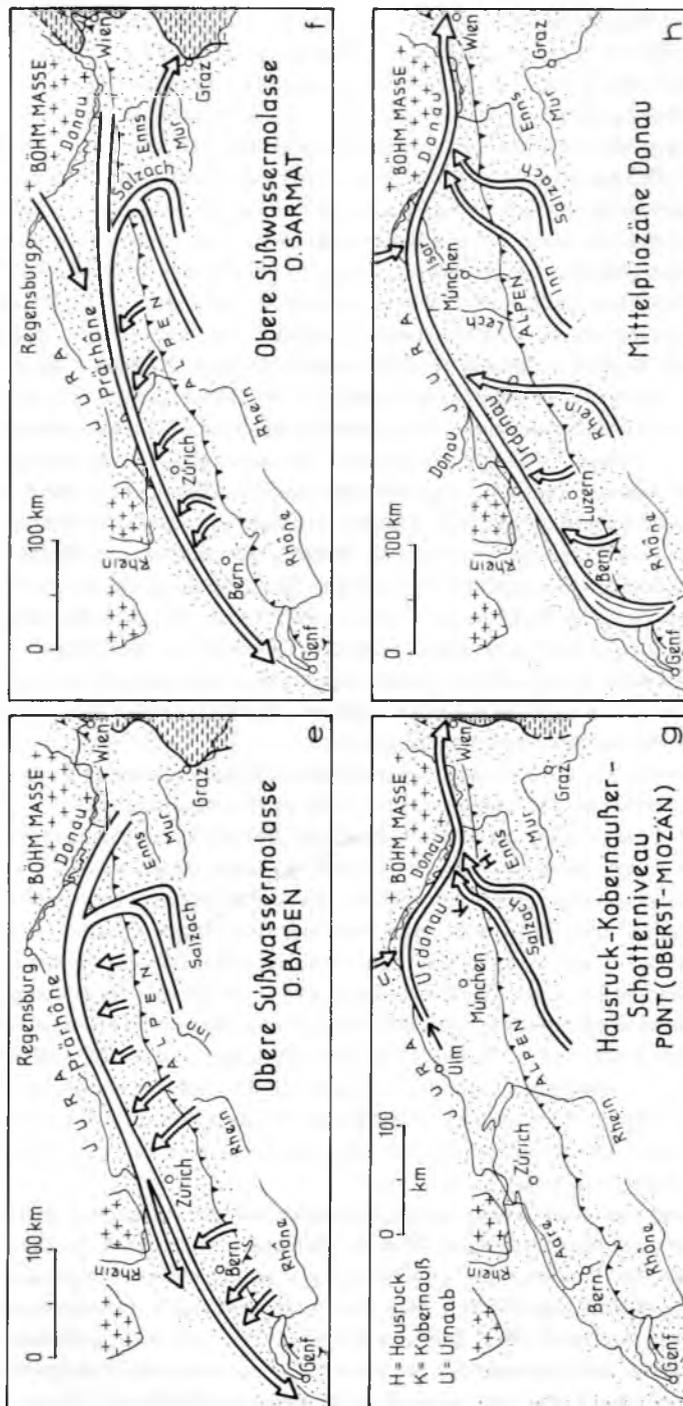


Abb. 77: Schematische Skizzen zur Entwicklung der Donau und ihrer Vorläufer; nach U. BÜCHI & S. SCHLANKE (1977), K. LEMCKE (1984), R. MACKENBACH (1984) u. a. – In der Entwicklung des Alpenvorland-Stromsystems lassen sich drei Phasen unterscheiden: 1. Zur Zeit der Unteren Süßwassermolasse wird das Vorland an der Wende vom Oligozän zum Miozän gegen Osten gekippt und durch eine „Prädonau“ gegen Osten entwässert (Fig. b). Diese ist gegenüber der heutigen Donau gegen Westen verschoben, erfährt noch oberstes Rhône- und Rheingebiet und mündet im Meridian von München in das östlich anschließende Molassemeer. 2. In der Ära der Oberen Süßwassermolasse kippt das Vorland zunächst gegen Westen. Vom Karpat bis Obersarmat (Fig. d-f) entfaltet sich eine Prärhône und zieht von der Schwelle von Amstetten gegen Westen. Sie mündet im Karpat in das Ostschweizer Molassemeer, gewinnt aber im höheren Miozän durch Mündungsverlagerung gegen Westen bedeutend an Länge. 3. Mit dem untersten Pannon setzt die Entwicklung der „Urdonau“ als direkter Vorläufer der heutigen Donau durch eine erneute Vorlandkipplung gegen Osten ein. Sie greift zunächst bis zur Enns (Pannon), dann zu Salzach und Inn (Pont – Fig. g), schließlich als „Aaredonau“ im Mittelplozän (Fig. h) bis ins oberste Rhônegebiet im Berner Oberland vor. Die Mündung der Urdonau lag im Pannon bei Krems, im Pont im Wiener Becken, im Oberplozän bereits im Schwarzermeer-Gebiet. Die heutige Donau ist durch den Rheinvorstoß dekapitiert und ihrer westlichen Quellflüsse verlustig gegangen.

greifenden Zuflüsse sammelten (Abb. 77): in der Zeit der Unteren Süßwassermolasse im Chatt-Aquitain an der Wende vom Oligozän zum Miozän und zur Zeit der Oberen Süßwassermolasse im Baden bis Pont. Als erstes Flußsystem durchzog eine Prädona (1.) mit östlich gerichtetem Lauf im Chatt und nach kurzer Unterbrechung noch im Aquitain die Schweizer und Westbayerische trockenengefallene Molasse und mündete bei München in die Westrandbucht des restlichen Molassemeeres. Zur Zeit des Burdigal (Eggenburg bis Ottwang) versank dieses trockenengefallene Vorland mit seinem Fluß- und Seensystem nochmals unter das transgredierende Meer. Als nach dieser marinen Episode mit dem nun kräftigen Alpenaufstieg in der Zeit des Baden und folgenden Sarmat das Gebiet der Molassezone abermals trocken fiel, war es zunächst so stark gegen Westen gekippt, daß es fast zur Gänze, nämlich bis zur Schwelle von Amstetten im Osten, gegen Westen entwässerte, sodaß dieses Flußsystem, dessen Wurzeln an der Grenze Niederösterreichs liegen, gleichsam als eine Prärhöne (2.) betrachtet werden kann. Erst mit dem untersten Pannon sinkt die Schwelle von Amstetten ab und es tritt – als direkter Vorfahre der heutigen Donau – die Urdona in Erscheinung: ab unterstem Pannon bis ins Flußgebiet der Enns reichend, im Pont gegen Westen ausgreifend und Salzach (samt Inn) tributär machend, dann im mittleren Pliozän (Astien) als „Aaredona“ am weitesten gegen Westen, nämlich bis ins Berner Oberland und bis in das oberste Rhönegebiet ausgreifend. Die Mündung dieser Ahnfrau der Donau lag im Pannon bei Krems, im Pont im Nördlichen Wiener Becken, im Roman (Oberpliozän) aber schon weit gegen Osten verschoben im Westteil des Schwarzen Meeres, noch östlich der heutigen Küste. Durch den Vorstoß des Rheins wurde andererseits die Donau ihrer so weit vorgeschobenen westlichen Quelläste beraubt und wird dort weiterhin laufend zurückgedrängt.

Einzelne Episoden der hier in großen Zügen gezeichneten Entwicklungsgeschichte der Vorlandentwässerung verdienen im folgenden noch nähere Erwähnung.

a) Zunächst möge zur Charakterisierung der Landschaft der Prädona aus der Zeit des Chatt-Aquitain vermerkt werden, daß die Zuflüsse zu dem träge strömenden, an den Nordrand der Molasse gedrängten, von großen flachen Tümpeln begleiteten Flußsystem über viele individuelle Schwemmlandfächer aus den Alpen kamen, mit Schüttungen, die im Westen bis aus dem Umland des heutigen Genfer Sees gespeist wurden. Im Oberchatt drang dann – im Zusammenhang mit einer positiven weltweiten eustatischen Meeresspiegelschwankung – das Mediterranmeer, von der Rhönebucht kommend, bis in die Westschweiz vor, das Paratethysmeer aber vom Raum München gegen Westen, sodaß die dazwischen liegende quergreifende Schwarzwald-Aareschwelle fast oder ganz versank. Im Aquitain stellten sich dann wiederum ähnliche Verhältnisse wie im tieferen Chatt ein, nur daß die Schwemmkegel aus den Alpen zu größeren Schuttfächern vereint waren.

b) In der Zeit der erneuten Trockenlegung der Molassezone im Badenien hatte sich ein Prärhöne-System, also ein gegen Westen gerichteter Vorlandstrom, wie folgt entwickelt: Quellgebiet im Vorland war im Osten die Querschwelle von Amstetten, die sich ja schon in der Zeit der Oberen Meeresmolasse gelegentlich bemerkbar gemacht hatte. Als Zuflüsse kamen in der Zeit des Unteren bis Mittleren Badenien aus den Ostalpen auf Grund der Schwerminerale eine Urenns und eine Ursalzach, wobei letztere offenbar auch noch den in Längsrichtung weiter gegen Osten fließen-

den Inn aufgenommen hatte. Im österreichisch-süddeutschen Alpenvorland transportierte dieses Flußsystem seine Fracht hauptsächlich in der Längsachse des etwa 100 km breiten Vorlandstreifens gegen Westen (K. LEMCKE, 1984, S. 385 f.). Zuflüsse aus der Böhmisches Masse brachten die „Glimmersandschüttung“ hinzu. Jüngst hat K. LEMCKE (1985, Abb. 1) das Einzugsgebiet des nach Südwesten entwässernden Urmain und der Urnaab aus der Zeit des Eggenburg und Ottngang an den bis Neuchâtel nachweisbaren Schüttungen im einzelnen herausgearbeitet. In der Schweizer Molasseregion ist das Flußnetzsystem, dem drei große und ein kleinerer Fächer aus den Alpen zustrebten (F. HOFMANN, 1969, Abb. 1), mehr an den Nordrand gedrängt. Das Stromsystem mündet nach Querung der südlichen Ausläufer des Französischen Kettenjura in das Mittelmeer. Im Schweizer Abschnitt ereignete sich im Mittleren Badenien zur Zeit der „Kalknagelfluh“ nach U. BÜCHI & S. SCHLANKE (1977, S. 67) im alpinen Raum ein überdimensionaler Bergsturz. Nach Durchbrechen des aufgestauten intramontanen Sees durch den Bergsturzriegel ergoß sich in Form einer murgangartigen Großkatastrophe dieses Gesteinsmaterial bis in das Alpenvorland.

Auch die zweite Großkatastrophe des Badenien (oberster Abschnitt), der riesige Flächen Europas verheerende Impakt (Meteoriteinschlag) im Nördlinger Ries (S. 266), hinterläßt mannigfaltige Spuren in der Landschaftsgestaltung: Zunächst einen weithin verfolgbaren Blockhorizont mit bis 40 kg schweren Malmkalkblöcken in den Oehninger Schichten der Schweiz, aber auch noch in den gleichaltrigen Molasseschüttungen bei Augsburg. Ferner aber hat K. LEMCKE (l. c.) das Ausbleiben der Materiallieferung mit charakteristischem Schwermineralgehalt aus dem Einzugsgebiet der Enns im Vorland, dafür aber Auftreten dieses Materials im Untersarmat des Grazer Beckens registriert und daraus auf eine Verschüttung des Ennsflusses durch einen gewaltigen Bergsturz im Gefolge des Ries-Meteoriteinschlages etwa im Bereich der Gesäuseberge geschlossen, sodaß die Enns über die nachmalige Palten-Schober-Furche gegen Südosten ausweichen mußte (Kritik bei R. MACKENBACH, 1984, S. 140).

c) Die Entwicklung der heutigen Donau gegen Westen hin setzt, wie erwähnt, im Kremser Raum an, der Amstettener Querriegel sinkt im Zuge der generellen Kippung des Alpenvorlandes gegen Osten hin ab und schafft Raum für Zuflüsse von Westen, die sich in zunehmendem Maße diesem ostgerichteten Urdonausystem anschließen. Es stimmt nicht, daß der Mistelbach-Hollabrunner Schotterkegel des Pannon außer Material aus der Böhmisches Masse nur Gesteine von Flyschzone und Kalkalpen aufweist, wie J. FINK (& L. PIFFL, 1975, S. 130) und J. BÜDEL (1978, S. 228) schreiben, daraus die Nichtexistenz einer damals von Westen kommenden Donau ableiten und in diesem Schotterkegel bloß ein lokales Phänomen erblicken. Die sedimentologische Untersuchung der Mistelbacher Schotter durch K. GYURITS & H. KURZWEIL (1976, S. 233, 243) hat vielmehr ergeben, daß für den Transport der Korngrößen Strömungsgeschwindigkeiten erforderlich waren, die jenen der heutigen Donau, nicht lokalen Fließchen, entsprechen und daß sehr wohl auch alpin geprägte Metamorphite unter den Geröllen und typische alpine Schwerminerale aus den Zentralalpen, wie barroisitische Hornblenden und Epidot, ein weites Einzugsgebiet des Lieferflusses garantieren. Ähnliches hatte ja schon vorher H. WIESENER (1960, S. 221) aus dem Umschlag des Schwermineralspektrums an der Sarmat/Pannon-Grenze gefolgert.

Auch die Studie des Donauabschnittes zwischen Passau und Hausruck (R. MACKEN-

BACH, 1984, S. 139 ff., Abb. 43 bis 45) hat den Umschlag der westgerichteten fluviatilen Schüttung der Munderfinger Schotter aus der Zeit des Oberen Sarmat zum ostgerichteten Transport der Kobernauber- und Hausruckschotter ab dem Unteren Pliozän im einzelnen belegt. Ferner konnte diese Änderung von der West- zur Ostrichtung im Grenzbereich Sarmat/Pannon auch im oberen Donauabschnitt an dem Materialtransport aus dem Naab-Zuflußgebiet eindeutig ermittelt werden (K. KALOGIANNIDIS & K. BRUNNACKER, 1983, S. 88). Im Pont wird demnach von einem ostwärts gerichteten Donaustrom bereits die Salzach und damit zugleich der Inn angezapft, wie die entsprechend alte, nun NE-gerichtete Hausruck-Deckenschotter-Schüttung anzeigt.

Im mittleren Pliozän hat die Donau, wie erwähnt, ihren weitesten Einzugsbereich gegen Westen durch Einbeziehung des Oberrheins, des Westschweizer Aareflußsystems und noch des Quellgebietes der Rhône erreicht („Aaredonau“ vgl. A. WINKLER-HERMADEN, 1957, S. 96, cum lit.; J. BARZ, 1961, S. 130; non P. SCHMIDT-THOMÉ, 1962, S. 240).

Ab dem Ältestpleistozän wird dann der Lauf der Donau durch eine mannigfaltige Schotterterrassenabfolge begleitet (vgl. S. 260 f., Abb. 75, 78, 79, 81, 97): Von der erwähnten ältesten Serie bei Stranzendorf NW Stockerau in 100 m Höhe über dem Fluß abwärts über die klassische pleistozäne, von F. X. SCHAFFER (1902) aufgestellte Terrassenfolge im Wiener Becken – Laaerbergterrasse (+ 90 m, Ältestpleistozän), darunter Wienerbergterrasse (+ 60 m), Arsenalterrasse (+ 45 m, Günz), Seyringer Terrasse (+ 25 m) und die laut J. FINK (1975, S. 98) jungtektonisch tiefer abgesenkte „Gänserndorfer Terrasse“ (Mindel) sowie die Stadterrasse (+ 15 m, Riß) und die Praterterrasse (+ 3 m, geringer Teil Würm, hauptsächlich Holozän) – Abb. 78, 79. Eine Korrelierung dieser Terrassen über weite Räume hin bzw. mit pleistozänen Terrassenfolgen der al-

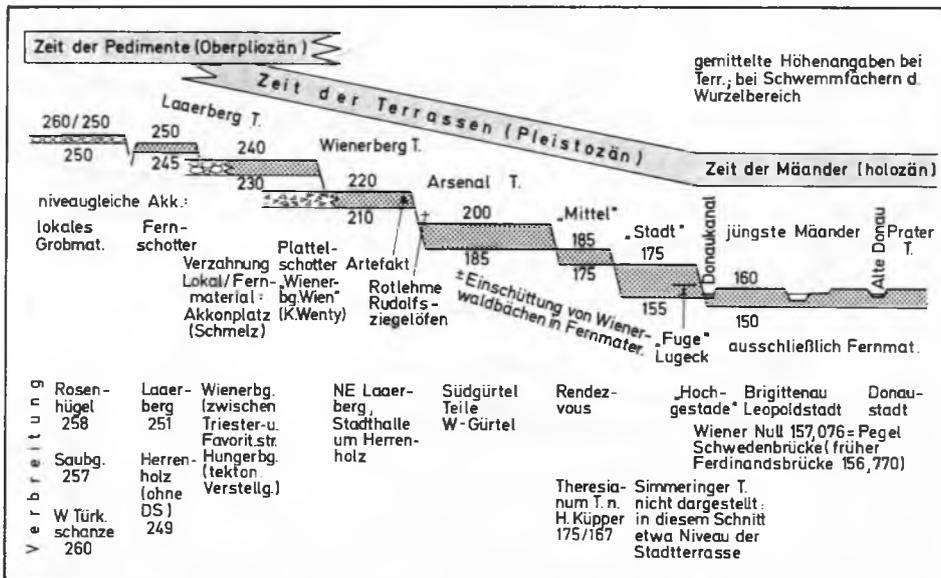


Abb. 79: Die Terrassen im Wiener Stadtgebiet; nach J. FINK (1972, Abb. 3).

pinen Täler ist äußerst schwierig, da neben klimatischen Schwankungen hier im Vorland tektonische Bewegungen bei der Gestaltung der teils aufgeschütteten, teils eingeschnittenen Terrassen mitwirken, weil angeblich keine direkte Abhängigkeit solcher großer Ströme vom Klimarhythmus gegeben ist (J. FINK, 1973, S. 91) und weil in Senkungsräumen wie im Wiener Becken und östlich davon differenzielle Absenkungen zur Aufschüttung statt zum Zerschneiden von Terrassen führen.

Weithin hat die Donau in der Eiszeit dem Umland ihren Stempel aufgeprägt, wie etwa die weit ausholenden Donauaufschotterungen auf den altpleistozänen hohen Terrassen zeigen, die heute auf den Gipfeln des Höhenkranzes südlich von Wien liegen. In der Zeit des Günz/Mindel (Arsenal- bis Seyringer Niveau – E. THENIUS, 1954) hat die Donau Österreich nicht durch die erst ganz jung geformte Porta Hungarica bei Theben verlassen, sondern ihren Schotterkörper durch die Brucker Pforte gegen Südosten ausweichend vorgebaut: Die Schotterplatten von Parndorf und Prellenkirchen sind ein Relikt dieses älteren Flußlaufes (vgl. Karte Wien-Umgebung, W. FUCHS & R. GRILL, 1984). Nur der nördlichste Bereich der Parndorfer Platte wird aus ältestpleistozänen Schottern aufgebaut, der Hauptteil der flächenhaften Aufschotterung dieser Platte ist nach J. FINK (1966, S. 31) wahrscheinlich altpleistozänen Alters (Bd. II, S. 549). Wiederum ins Ältestpleistozän gehören offenbar die höher gelegenen Schotter des Spitzer Berges, die nach G. WESSELY (1961, S. 310) und J. FINK (1966, S. 30 und Abb. 4) mit den Laaerbergsschottern gleichen Alters zu parallelisieren sind.

Nicht bewahrheitet hat sich hingegen das alte Konzept von H. HASSINGER (1918, S. 178), daß auch noch das Neusiedlersee-Becken von einer spätdiluvialen Donauschlinge gestaltet worden sei, denn dieser Raum ist nicht von der Donau mit ihren Schottern ausgespült worden, sondern war damals Hochgebiet (Bd. II, S. 549).

Nördlich der Donau ist die alte Senkungstendenz im Bereich des Marchfeldes hingegen bis in die Gegenwart wirksam, sodaß diese Mulde mit bis 60 m mächtigen Donauschottern und -sandn aufgefüllt worden ist (M. SCHUCH, 1977, Taf. 1): Drei SSW-NNE-streichende Tröge besonders starker junger Absenkung gliedern den Untergrund des Marchfeldes, u. zw. die Teilmulden von Aderklaa (W), Obersiebenbrunn (Mitte) und Lassee (E) – Abb. 80.

Die Entwicklung der Donau östlich der Thebener Pforte in Ungarn und weiter abwärts hat in Anlehnung an M. PESCI (1958, 1959) anschaulich J. FINK (1966, S. 26 ff.) geschildert. Dort tritt die Donau ja erst wesentlich später, und zwar nach

Abb. 80: Die Mächtigkeit des geschlossenen Kieskörpers der quartären Donauaufschüttungen im sinkenden Marchfeld zeigt drei SSW-NNE orientierte, stark absinkende Wannn, die durch eine aus dem Untergrund heraus bis in die Gegenwart wirkende Tektonik bedingt sind. Ihr Gegenstück tritt in der Mitterndorfer Senke südlich der Donau auf. Die drei pleistozänen Senken des Marchfeldes liegen genau über den miozänen Senkungsfeldern, erscheinen aber bei schräg einfallenden Brüchen (Aderklaaer Bruch, Kopfstetten-Bruch) entsprechend seitlich verschoben; nach M. SCHUCH (1977 a, Taf. 1), J. KAPOUNEK (1968) und G. WESSELY (1984). Die Mächtigkeit des quartären Kieskörpers des Marchfeldes ist durch M. SCHUCH (1977 a) vorwiegend geoelektrisch ermittelt worden. Die Mächtigkeiten stehen in den wesentlichen Zügen in Übereinstimmung mit jenen der Karte von R. GRILL (1968, Taf. 2), in der die damals zur Verfügung stehenden ÖMV-Bohrungen ausgewertet worden sind.

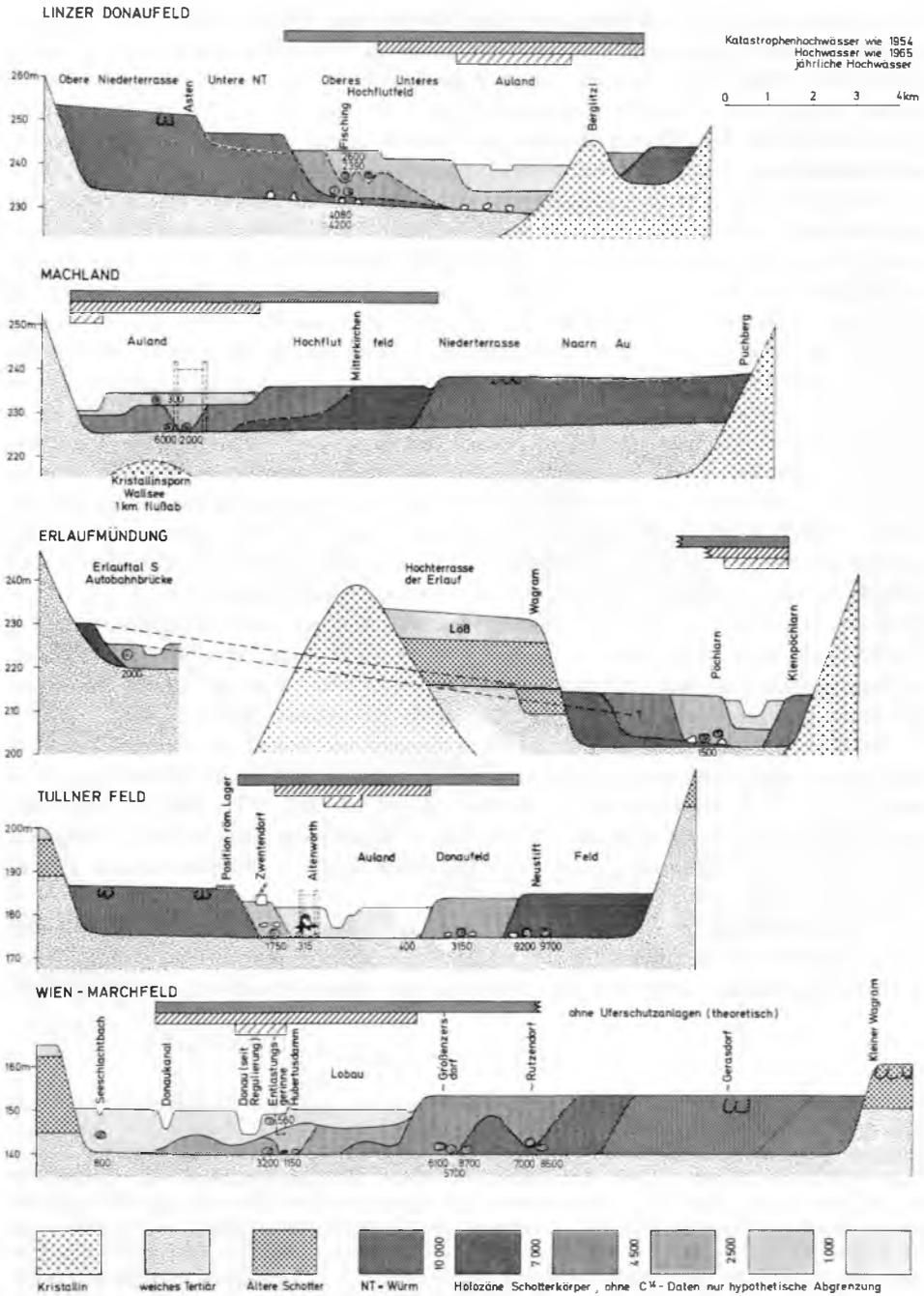


Abb. 81: Die Altersstellung der jüngsten Donauschotter; nach J. FINK (1980, Abb. 2).

dem Rückzug der Pannonischen und Pontischen See im Oberen Pliozän, erstmalig in Erscheinung. Eindrucksvoll spiegelt die lokal wechselnde Senkung (Kl. und Gr. Ungarische Tiefebene) und Hebung (Ungarisches Mittelgebirge) der eiszeitlichen Donauterrassen die jüngste Tektonik wider (J. FINK, 1966, Abb. 3).

Auch die postglaziale Geschichte des Donaufalles ist heute mit gar manchen Einzelheiten bekannt (Zusammenfassung bei B. BECKER, 1978, S. 30 ff.) – Abb. 81. Die kräftige Flußtätigkeit des ausgehenden Spätglazials setzt sich in die Zeit nach dem 10. Jahrtausend v. h. fort (Radiokarbonalter, noch nicht korrigiert): Beträchtliche Schotterumlagerungen sowohl im Oberlauf der Donau als auch im österreichischen Anteil haben im Boreal und Älteren Atlantikum, besonders in der Zeit von 8700 bis 7400 v. h. die Kiefern- und Birkenbestände des Talgrundes dezimiert, wie an subfossilen Baumstammlagen im Tullnerfeld in 6 m Tiefe ersichtlich. Im Jüngeren Atlantikum (5800 bis 5100 v. h.) kommt die Flußtätigkeit (Hochwasser, Schotterumlagerung, Auwaldabspülung) praktisch zum Erliegen. Sie setzt im Subboreal (ab 5100 v. h. im Oberlauf, ab 4200 v. h. im österreichischen Anteil erfaßt) wiederum verstärkt ein; durch seitliche Flußverlagerung werden ganze Auwälder abgeräumt, sodaß Eichenstammlagen in den Donausedimenten dieser Zeit äußerst typisch sind, so etwa bei Wien, im Tullnerfeld oder bei Linz (dort in 12 m Tiefe; H. KOHL, 1968). Im Donauoberlauf fehlen in jüngster Zeit Baumstammlagen, und damit größere Umlagerungen, völlig; nicht so im österreichischen Donauebiet, wo noch drei jüngste Stammakkumulationslagen in der Bronzezeit (um 3000 v. h.), der Römerzeit (um 2000 v. h.) und im Frühmittelalter (um 1500 v. h.) feststellbar sind. Die Fruchtbarkeit der Auenstandorte wächst – wie die Zuwachsleistung der subfossilen Eichenstämme erkennen läßt – in der jungpostglazialen Zeit zunehmend, was durch vermehrte Ablagerung feinkörniger Sedimente bis hin zum Aulehm bedingt ist.

Welche kräftigen Umlagerungen im ostösterreichischen Abschnitt noch in jüngster Zeit durch die Donau vor sich gegangen sind, zeigen die in den Bohrungen der Verbundgesellschaft im Bereich der Thebener Pforte, 1,5 km ENE Hainburg, in 8 bis 9 m Tiefe der (hier insgesamt nur 10,5 bis 12 m mächtigen) Donauablagerungen über dem Wolfsthaler Granit angetroffenen römischen Ziegelbrocken aus Carnuntum (G. WESSELY, 1961, S. 315). Das Material hat sich der nach dem Baerschen Gesetz zwischen den Aufhängungspunkten in den „Pforten“ rechtsdrängende Strom aus der am Wagram des Flusses abgesunkenen Prätorialfront des römischen Lagers (E. SUESS, 1911, S. 10, 12) geholt.

Dieser aus dem Raum Carnuntum beschriebene Vorgang ist jüngst – in allen Einzelheiten vergleichbar – an dem analogen, südkonvexen Bogen der Donau im Tullnerfeld bei Zwentendorf erkannt worden (L. PIFFL, 1971, S. 304; J. FINK, 1977, S. 201): Auch hier hat die Donau die ganze Mächtigkeit der rezenten Schotter und Sande südlich des Wagrams, nach Süden drängend, umgearbeitet; auch hier – am Niederterrasenrand im Süden bei dem (erst kürzlich entdeckten) römischen Kastell Pirotort W Zwentendorf angelangt, hat der Strom dessen Nordhälfte fortgespült. Und auch hier ist die holozäne Donaufschüttung als poströmisch eingestuft worden, indem beim Bau des Atomkraftwerkes Zwentendorf im Donauschotter in 4 m Tiefe ein Weidenbaumstamm mit einem Alter von 1750 ± 20 J. angetroffen worden ist. Viele Orte sind dem beständigen Rechtsdrängen der Donau am Südrand des Tullnerfeldes zum

Opfer gefallen: Neben Pirotorto die Römerkastelle Favianis und Comagena, später Stift St. Georgen, die Traisenburg und Kainsdorf.

Jüngst wurde auch in Wien XXII im Inundationsgebiet der Donau, nur 0,8 m über der Tegelsohle, im 9 m mächtigen Schotterkörper der Praterterrasse ein römischer Ziegel gefunden, der zeigt, daß hier der Gesamtschotterstoß dieser Terrasse nicht – wie früher vermutet – eiszeitlich, auch nicht nur „holozän“, sondern sogar poströmisch ist (J. FINK, 1973, S. 115).

Lange Diskussionen hat auch der Umstand hervorgerufen, daß auf weiten Strecken das Donautal (Passau–Schlögen–Aschach, Ottensheim–Linz, Strudengau: Ardagger–Ybbs, z. T. Nibelungengau: Ybbs–Melk, Wachau: Melk–Krems) in den harten Massivsockel eingetieft ist, statt nach Süden in die angrenzende weiche Molassezone auszuweichen. Im allgemeinen wurden zunächst Epigenesen für diese Erscheinung verantwortlich gemacht, da ja weite Teile des Massivrandes zunächst noch von randlichen Molassebildungen, später von pliozänen Schotterdecken verhüllt waren, aus denen der Fluß bei seiner Tiefenarbeit nach Durchschneidung in das anstehende Kristallin gelenkt wurde (W. KLÜPFEL, 1929, usf. bis H. FISCHER, 1979, S. 203). Daneben aber hat, wie seit der Untersuchung von H. KINZL (1930 a) am Aschachdurchbruch bei junger Krustenbewegung im Sauwald festgestellt wurde, die Vorstellung von lokalen Antezedenzen Platz gegriffen (K. POPP, 1935, S. 23; H. KOHL, 1966, S. 191). Auch hat man für bestimmte Abschnitte (Passau, Wachau) die Exhumierung alter lokaler Talanlagen als lenkenden Faktor angenommen. Dies ist z. B. in der Wachau bei der Festlegung des heutigen Donautales mit von Bedeutung gewesen. Die seit A. PENCK (1903, S. 10) und F. X. SCHAFFER (1927, S. 268) erwähnten Tertiärrelikte bei Weißenkirchen und Spitz sind, vermehrt um einige weitere Vorkommen auf der Zwischenstrecke – und durch Bohrungen im heutigen Donaubett bei Melk, ferner bei Spitz (J. FINK, 1977, S. 192) – am neuen Kartenblatt Mautern (A. MATURA, 1983) als Unterbadeniern bestätigt worden, das nicht einfach durch Einklemmung an jüngeren Brüchen zu erklären ist. Offenbar ist hier ein Stück eines begrabenen Flußtales ganz anderer Provenienz, das vor dem Oberoligozän in altem Relief angelegt und durch die oligo- und miozäne Meerestransgression mehrfach verschüttet worden ist, wiederum abschnittsweise exhumiert (R. GRILL, 1959) und als kurzes Teilstück in das heutige Donautal eingebaut worden.

Im stromaufwärts gelegenen Abschnitt zwischen Melk und Ybbs erwartet H. FISCHER (1979, S. 51) sogar noch ein Stück einer exhumierten alttertiären Flußtalung wie nördlich davon bei Pöggstall und Artstetten (vgl. Bd. II, S. 677).

Einen wichtigen Faktor für die Festlegung der einzelnen Talstrecken im Kristallin stellt die spätvariszische bruchtektonische Gliederung der Böhmischen Masse dar. Bereits seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts ist von D. STUR, J. ČIŽEK und F. v. HAUER die Bindung zahlreicher Täler an Störungen („Spalten“) des Grundgebirges erfaßt worden (vgl. V GRABER, 1929, S. 205; H. KOHL, 1966, S. 190). Das gewaltige Ausmaß der Bruchlinien aber auf die eigenartig gekrümmte und verwinkelte Talführung der Donau, etwa in der Wachau, gibt ein Blick auf die Satellitenbilder, der das Hineinlaufen von Bruchlinien in jedes einzelne Teilstück des gewinkelten Flußverlaufes in diesem Abschnitt erkennen läßt (Abb. 82).

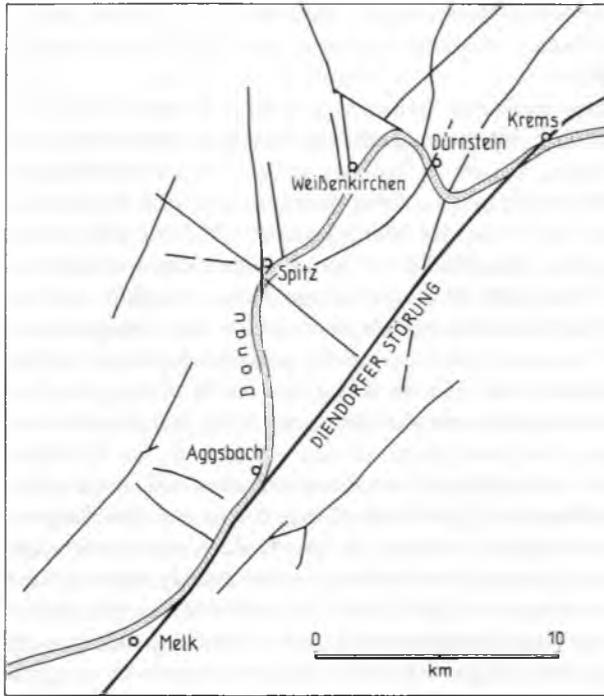


Abb. 82: Die Hauptstörungsli-
nien im Bereich der Wachau,
NO, auf Grund von Satelliten-
bildern. Die einzelnen Teilab-
schnitte des gewundenen Do-
naulaufes sind demnach weitge-
hend durch Bruchlinien, die in
der Verlängerung der Teilstücke
des Flußlaufes hervortreten, vor-
gezeichnet – vgl. Abb. 43.

5. Die Abhängigkeit der morphologischen Formung von der Tektonik

Zum Abschluß dieser morphologischen Betrachtungen muß doch noch kurz auf die umfassende Bedeutung der tektonischen Strukturen als Grundlage der morphologischen Gestaltung hingewiesen werden. Obgleich durch W. PENCK (1924) mit allem Nachdruck auf den Einfluß gerade der Tektonik auf die Oberflächengestaltung hingewiesen worden ist, schiebt man den Gedanken heute in Kreisen der Morphologen unter dem Primat der Klimamorphologie wiederum sehr zu Unrecht in den Hintergrund. So schreibt F. ZWITTKOVITS bei seinem Überblick über Forschungstätigkeit auf dem Gebiet der Geomorphologie in Österreich im Jahre 1965, S. 387: „Die überragende Bedeutung der Tektonik für die Entstehung der Formen ist aber heute in der Forschung abgelegt, obwohl man ihrer nicht ganz entbehren kann.“

Es sind vier Teilbereiche der Tektonik, die sehr wohl gewichtigen Einfluß auf die morphologische Gestaltung der Landschaft nehmen, von denen hier je einige wenige Beispiele aus der österreichischen Erfahrung genannt werden sollen: a) die tektonisch bedingten Lagerungsverhältnisse der Schichten wie Steil-, Schräg-, Flachlagerung oder Faltenwurf, b) die bruchtektonische Zerlegung des Gesteins von der Kluft bis zur Großstörung, c) die großtektonische kontinuierliche oder phasenhafte Gestaltung der Kruste durch Isostasie, Undation, Beckeneinbrüche, die für die Groß-

formung maßgebend sind, und d) lokale Bewegungen, die vielfach bis in die Gegenwart anhalten und dann rezente meßbar sind, die für noch gut überblickbare mittelgroße Formen verantwortlich sind.

a) Einfluß der Lagerung auf die Morphogenese. Während sich bei massigen Gesteinen oder flacher Lagerung in den östlichen Kalkhochalpen plateauförmige Altlandschaften erhalten haben, kommt es bei der steilen bis weithin saigeren Lagerung der enggepreßten Tiroler Kalkalpen, z. B. in den Lechtaler und Klostertaler Alpen, zur Bildung scharfer Grate und schmaler Gebirgsketten, nicht nur am Kalkalpensüdrand-Westteil im Abschnitt der landschaftlich eindrucksvollen saigeren bis überstürzten Stellung der Schichten – besonders N des Arlberggebietes – sondern auch im Inneren des Gebirges, wo etwa im Bereich des Freispitz-Synklinoriums zufolge extremer Einengung Steilstellung der Schichten dominiert. Schräge Schichtlagerung bedingt Isoklinalhänge und Schichtkopfsteilen, wie etwa so schön am Hochtor-Planspitze-Zug im Gesäuse im Dachsteinkalk herauspräpariert. Großräumige Schräglagerung bewirkt aber auch eine regionale Prägung, wie etwa beim axialen Abtauchen der Kalkglimmerschieferplatten beiderseits des Tauernfensters zur Brennerfurche und zur Katschberglinie hin, wo nicht nur der Einzelhang („Bratschenhänge“), sondern der Gesamtlandschaftscharakter durch diese Lagerung bedingt ist. Auch flach schüsselförmiger Großmuldenbau zeichnet sich morphologisch oft prächtig nach: Bei der Schüssel des Kaisergebirges (Bd. II, Abb. 83) ebenso wie bei der Unkenner Großmulde (Bd. II, Abb. 84). Besonders imposant aber kommt die morphologische Nachmodellierung der tektonischen Vorzeichnung bei gleichmäßigem Faltenwurf zum Ausdruck, in den Ostalpen am schönsten in Serien von Beispielen der helvetischen Gewölbe im Bregenzer Wald (Bd. II, Abb. 154 ff.).

b) Die bruchtektonische Vorzeichnung morphologischer Furchen und Täler. Obgleich in Fachkreisen die eminente Bedeutung der Bruch- und Störungslinien als Lockerstellen des festen Gefüges der Kruste, oft von Myloniten begleitet, als Ursache für die Anlage von Tälern und Furchen seit alters bekannt war und schon früher vereinzelt in kurzen Notizen darauf hingewiesen worden ist (L. WAAGEN, 1927 b; A. THURNER, 1951 b, etc.), kam erst durch die Auswertung der Satellitenbilder schlagartig sogar für den Geologen das wahre Ausmaß der Bindung der Täler an Störungslinien zutage. Schon der erste Überblick über dieses dem Satellitenbild entnommene Bruchstrukturmuster Österreichs (A. TOLLMANN, 1977 a) brachte eine Fülle von eklatanten Beispielen bruchtektonischer Talprägungen: Etwa jene der großen Längstäler im alpinen Raum, dann die von bedeutenden Quersenkungen wie der Brennersenke, geknüpft an die Silltalstörung, oder die der Sölkstörung, die sich bis weit nach Kärnten in ihrer morphologischen Wirkung verfolgen läßt, ferner aber auch überraschende Hinweise, wie die Vorzeichnung der Donauschlingen in der Wachau durch seitlich weiter verfolgbare Linien (Abb. 82) oder die aus dem Waldviertel kommenden meridionalen Störungen, die jeweils südlich der Donau gegenläufige, aber gleich orientierte Täler schufen (S. 133 f.). Das Ausmaß der Bindung der Talanlagen an Bruchlinien ist heute auch durch eine Reihe von statistischen Auswertungen im einzelnen unterbaut und durch Geländekontrollen überprüft (S. VERGINIS, 1977; H. NAGL & S. VERGINIS, 1979, S. 35, 38; A. SCHEIDEGGER, 1979; M. BUCHROITHNER, 1982, 1984 a, b, usf.).

Die Anlage auch bedeutender Höhlensysteme erfolgt stets in Abhängigkeit von geologischen Faktoren. Sie steht natürlich in besonderer Beziehung zum vorhandenen Kluftsystem (vgl. S. 210 f.). Jüngst haben S. VERGINIS & G. RABEDER (1985, S. 117) sogar die zeitliche Abfolge des Öffnens von Spaltensystemen in den Hainburger Bergen in Niederösterreich durch fossilbelegte Spalten- und Höhlenfüllungen im einzelnen erfassen können.

Daß auch für die Auslösung spät- bis postglazialer Bergstürze in den Alpen – die G. ABELE (1974) monographisch behandelt hat – neben der glazialen Versteilung der Flanken und dem Fehlen des Widerlagers beim Abschmelzen des Eises (D. VAN HUSEN, 1980) die geologischen, häufig tektonischen Voraussetzungen in der Klüftung, im Störungsnetz, in der Gesteinslagerung maßgebend waren, wird von G. ABELE (1974, S. 59 ff.) dargelegt.

c) Die Großbewegungen der Erdkruste beeinflussen naturgemäß entscheidend den großräumigen morphologischen Charakter der Landschaft.

So sehen wir zunächst mit dem Hinauswandern der Restgeosynklinale, der alpinen Exogeosynklinale, gegen das Vorland und dem dortigen Einfrieren der Bewegung die Molassesenke des Alpenvorlandes mit der Entwicklung ihres Vorlandstromes (Abb. 77) nach strenger geologischer Kausalität entstehen. Wir erkennen mit dem Einreißen der Kruste (Wiener Becken – Bd. II, S. 517 f.) und mit dem Ausdünnen dieser Kruste über dem hochsteigenden Mantel (Pannonisches Becken – S. 140 f.) die geotektonisch bedingte Entstehung gewaltiger Einbruchsbecken am Alpenostrand, die maßgebend für die Entwicklung der großen Ebenen, der flachen Akkumulationsfelder in diesem Raum werden. Nicht nur die Großform, auch das vielfältige morphologische Detail wird hierdurch geprägt. Erinnern wir uns nur etwa der oben mitgeteilten Ergebnisse einer Reihe von Forschern, daß das einseitige Niedersinken des Steirischen Tertiärbeckens gegen Osten hin, gegen das weiterhin absackende Senkungsfeld des Pannonischen Raumes, die asymmetrische Talanordnung, oft direkt teleskopartig entwickelt, bedingt hat (S. 218), wobei es noch im Pleistozän bis zu 15 km weiten Talverlagerungen kam (A. WINKLER-HERMADEN, 1955, S. 101 ff.; 1957, S. 726, cum. lit.).

Oder denken wir an die durch den Einbruch des Wiener Beckens bedingte morphologische Gestaltung des Rahmens, besonders auffällig in der Semmeringlandschaft entwickelt (J. SOLCH, 1923, S. 30; 1948, S. 13 f.). Die von Westen kommende breite und sanfte Mürz-Fröschnitz-Furche streicht am Semmeringpaß breit in der Luft aus, indem sie durch das schroffe, rückwärtseinschneidende Myrtengrabensystem dekapitiert wird. Das steile Gefälle aber steht in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Einbruch des Wiener Beckens, das sich hier mit der Gloggnitzer Bucht weit gegen Südwesten vorschiebt.

Morphologisch ebenso wirksam, nur dem Maßstab entsprechend in kleinerer Dimension, war das Einbrechen der inneralpinen Becken, etwa der Teilbecken an der Norischen Senke, wo jedes einzelne Senkungsfeld vom Tamsweger Becken im Lungau bis zum Fohnsdorfer, Trofaiacher und weiteren Becken im Osten für eine zentripetale Entwässerung des Raumes und damit eine gleichgerichtete Talanlage sorgte.

Aber auch das Grundelement in der älteren morphologischen Entwicklung der Al-

pen, die Piedmonttreppe, ist tektonisch diktiert: Phasenhaftes Geschehen der gebirgsbildenden Vorgänge, von Stillständen unterbrochen, ist maßgebend für die Anlage der Treppe und ihrer Stufen. Wiederum hat A. WINKLER-HERMADEN (z. B. 1960, S. 282) in vielen Arbeiten auf die Episodizität des Geschehens verwiesen. Die Versuche, dieses phasenhafte Geschehen abzustreiten, scheitern heute zusätzlich an sedimentologischen Ergebnissen, da jeder solche Bewegungsimpuls auch an der Änderung der Korngrößen und der Liefergebiete abgelesen werden kann – im Alpenvorland, in den Ostrandbecken, in den Becken der Norischen Senke mit der Blocklieferung aus der Zeit der Steirischen Phase etc.

d) Schließlich soll noch darauf verwiesen werden, daß heute mit den rasch sich verfeinernden Methoden der Einstufung und Altersbestimmung der Sedimente, Terrassen, Abtragungsbeträge und dem direkt meßbaren Ausmaß der Bewegung der Kruste die rezente Beeinflussung des Reliefs durch tektonische Vorgänge unmittelbar studiert werden kann. So können die Auswirkungen von jungen und jüngsten Absenkungen etwa im Bereich der Donau (Abb. 75, 80) zur Verbiegung und Versetzung noch jungeszeitlicher Terrassen (Seyring, Gänserndorf etc.) führen, können junge Bruchgräben – wie die noch im Jungpleistozän 150 m tief absinkende Mitterndorfer Senke – durch Flußschotter aufgefüllt werden etc. Exakt erfaßt wird die Versetzung von Alt- und Junglandschaften durch Brüche, also durch eine postmorphologisch wirksame Bruchtektonik („Morphotektonik“ KOBERS– vgl. A. WINKLER-HERMADEN 1957, S. 615), allerdings erst in neuester Zeit.

Die morphologische Analyse kann demnach nur in engster Verbindung mit der geologischen Durchleuchtung des Fragenkreises erfolgreich durchgeführt werden.

6. Literatur

- G. ABELE, 1974; A. AIGNER, 1925, 1926, 1927; O. AMPFERER, 1923; D. BAEDEKER, 1922; J. BARTZ, 1961; B. BAUER, 1966, 1972; FRIDTJOF BAUER, 1954, 1958, 1969, 1979; F. BAUER & J. ZÖTL, 1972; B. BECKER, 1978; A. BÖGLI, 1978; E. v. BREMER, 1934; U. BÜCHI & S. SCHLANKE, 1977; M. BUCHROITHNER, 1982, 1984 a, b; J. BÜDEL, 1933, 1950, 1951, 1969, 1977, 1978; S. P. CLARK & R. JÄGER, 1969; H. P. CORNELIUS, 1950; N. CREUTZBURG, 1921; E. CZERMAK, 1949, 1952; CH. EXNER, 1949; E. FABIAN, 1969; J. FINK, 1950, 1966, 1973, 1975, 1977, 1980, 1984; J. FINK et al., 1978; J. FINK & L. PIFFL, 1975; M. FINK, 1967, 1969, 1976; M. FINK & H. u. W. HARTMANN, 1979; H. FISCHER, 1965, 1967, 1979; H. FLÜGEL & H. HERITSCH, 1968; K. FORM, 1972; W. FUCHS, 1980 b, c; A. GANSSER, 1982; M. GLAESSNER, 1935; J. GOLDBERGER, 1955; G. GÖTZINGER, 1913 a, b, 1933, 1956, 1957; V. GRABER, 1927, 1929; G. GRAF, 1971, 1972; H. GRAUL, 1937; R. GRILL, 1959; W. GÜNTHER & G. TICHY, 1978; G. GYURITS & H. KURZWEIL, 1976; R. HANTKE, 1984; H. & W. HARTMANN, 1982, 1985; H. HASSINGER, 1918; K. HAWRANEK & K. WICHE, 1951; V. HILBER, 1886, 1890; F. HOFMANN, 1969; D. v. HUSEN, 1976, 1980, 1983, 1984; H. JÄCKLI, 1958; L. JAKUS, 1973; F. KAHLER, 1941; K. KALO-GIANNIDIS & K. BRUNNACKER, 1983; H. KINZL, 1926, 1930 a, b, 1975; W. KLAPPACHER et al., 1975, 1977, 1979, 1985; R. v. KLEBELSBERG, 1922, 1926; H. KLIMPT, 1943, 1951;

W. KLÜPFEL, 1929 a, b; H. KOHL, 1952, 1966, 1968, 1969, 1971; F. KOLLER, 1941; W. KREBS, 1928; I. KRETSCHMER, 1983 a, b; H. KÜPPER, 1958; W. KURZ, 1963; G. KYRLE, 1923; A. LECHNER, 1969; R. LEIN, 1979; W. LEITNER, 1964, 1973; K. LEMCKE, 1973, 1977, 1984, 1985; N. LICHTENECKER, 1923, 1924, 1926, 1938; H. LOUIS, 1979; R. MAKKENBACH, 1984; F. MACHATSCHKEK, 1922, 1929; V MAURIN & J. ZÖTL, 1959, 1969; E. v. MOJSISOVICS, 1889; S. MORAWETZ, 1957, 1967, 1979; H. NAGL, 1967, 1969, 1970, 1978; H. NAGL & S. VERGINIS, 1979; H. NOWAK, 1969; K. OESTREICH, 1900; E. OXBURGH et al., 1966; R. PARTL, 1975; V PASCHINGER, 1956, 1965, 1974; S. PASSARGE, 1926; R. PAVUZA, 1983; R. PAVUZA & H. TRAINDL, 1983; J. PIA, 1939; M. PÉCSI, 1978; A. PENCK, 1903; A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1909; W. PENCK, 1924; J. PIA, 1939; L. PIFFL, 1971; TH. PIPPAN, 1955, 1963, 1964, 1965, 1970; K. POPP, 1935; R. RIEDL, 1960, 1963, 1964, 1966, 1973 a, b, 1977; F. ROHRHOFER, 1975; G. ROTH-FUCHS, 1926; E. ROTTER, 1909; A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1957; Y SAKAGUCHI, 1972, 1973; F. SCHADLBAUER, 1969; J.-P. SCHAER & F. JEANRICHARD, 1974; F. X. SCHAFFER, 1902, 1909, 1927, 1942; K. SCHAPELWEIN, 1967; O. SCHAUBERGER & H. TRIMMEL, 1952; A. SCHEIDEGGER, 1979; W. SCHLEGEL, 1960, 1961; W. SCHMIDT, 1920, 1923; P. SCHMIDT-THOMÉ, 1962; M. SCHUCH, 1977; O. SCHULZ et al., 1979; R. SCHWINNER, 1933; E. SEEFELDNER, 1926, 1933, 1934, 1952, 1961, 1962, 1964, 1973; R. SEEMANN, 1979 a, b; R. SEEMANN & G. NIEDERMAYR, 1982; F. SIMONY, 1851; J. SOLCH, 1921, 1923, 1925, 1928, 1948; H. SPÁTH, 1969; R. SPENDLINGWIMMER, 1984; E. SPENGLER, 1927; H. SPREITZER, 1932, 1951 a, b, c, 1960, 1962, 1966; J. STINY, 1934, 1937 b; G. STUMMER, 1978; E. SUSS, 1911; E. THENIUS, 1954; A. THURNER, 1951 b, 1967; A. TOLLMANN, 1955, 1966 a, 1968 b, 1977 a; H. TRAINDL, 1983; H. TRIMMEL, 1965 a, b, 1966, 1968; R. TRÜMPY, 1985; B. TOUSSAINT, 1971, 1976, 1978; H. UHLIG, 1954; E. VALLAZZA, 1967; S. VERGINIS, 1977; S. VERGINIS & G. RABEDER, 1985; G. VÖLKL, 1977; L. WAAGEN, 1927 b; G. A. WAGNER et al., 1977; G. WESSELY, 1961; K. WICHE, 1951, 1970; H. WIESENEDER, 1960; E. WILTHUM, 1954; A. WINKLER-HERMADEN, 1924, 1926 b, c, 1927 b, 1928 c, 1929 c, 1933 a, b, 1940, 1950 a, b, 1955, 1957, 1960; M. WOLF-TIMP, 1968; J. ZÖTL, 1951, 1974; F. ZWITTKOVITS, 1963, 1965, 1966, 1969.

M DAS QUARTÄR IN ÖSTERREICH

1. Überblick

Nach der langen Ära mit tropischem bis subtropischem Klima während des Mesozoikums und eines Großteils des Tertiärs machen sich, wie man heute weiß, bereits seit dem Eozän weltweit erste Anzeichen auf eine allmähliche, phasenhafte Verschlechterung der klimatischen Verhältnisse geltend. In unseren Breiten waren, wenn man den jüngsten Ausführungen von R. HANTKE (1984) Glauben schenkt