Jungtertiäre Formengemeinschaften im Rahmen des tektonisch-morphologischen Entwicklungsganges der östlichen Alpen

Mit 1 Abb. im Text und 3 Bildern

Von ARTHUR WINKLER v. HERMADEN

Vorbemerkung

Die nachfolgenden Zeilen, welche es sich zum Ziele setzen, die großen Züge im Formenbild der östlichen Alpen in ihrer engen Zusammengehörigkeit und genetischen Einheitlichkeit zu erfassen und für ihre Deutung auch auf geologischer Basis verschiedene Gesichtspunkte beizubringen, sollen meinem verehrten Kollegen H. SPREITZER gewidmet sein!

Die „Formengruppen der Erosion", welche H. BEHRMANN als Leitelemente in der Geomorphologie besonders herausgestellt hat, kennzeichnen jeweils die einzelnen, altersverschiedenen Denudationssysteme im „Stockwerkbau" der Alpen. Bezüglich des letzteren hat der leider schon vor 2 Jahren verstorbene Forscher nachstehende Ansicht zum Ausdruck gebracht: Es scheint „die wichtigste Erkenntnis der neuen Morphologie zu sein, daß doch überall dieser Stockwerksaufbau zu sehen ist" [1932, S. 484]. Dies rechtfertigt es wohl, der Deutung der Formengruppen der Erosion, welche die morphologischen Staffel kennzeichnen, eine nähere Betrachtung zu schenken.

1. Die regionale Verbreitung und die Einheitlichkeit der Formengemeinschaften in den östlichen Alpen

Es erscheint als ein wunderbarer, fast rätselhafter Zug im Wirken der anorganischen Natur, daß die östlichen Alpen, entstanden als Jungorogen — speziell in verschiedenen Phasen der Tertiärzeit — als ein Schub- und Deckengebirge von gewaltigem, tief in der Erdkruste hinabreichendem tektonischem Bau, mit größeren Differenzierungen im Bewegungsmechanismus, mit dadurch erzeugten, heute schon weitgehend, aber in verschiedenem Ausmaß abgetragenen höheren Decken und mit dem Auftauchen tieferer in Fenstern, mit ihren, viele 1000 m mächtig mit Sedimenten erfüllten Rand- und auch Innensenken, dennoch, von der Westalpengrenze bis nahe ans pannonische Becken heran, eine, wenn auch nicht gleichmäßige, so doch relativ nur geringe Absenkung ihrer Höhen- und Gipfelfluren, sowie der (Kalk-)Plateauflächen im N und S, gegen O hin erkennen lassen. Dieser Tatbestand spricht dafür, daß die höhermiozänen Denudationsvorgänge, welchen der Beginn der Modellierung des heutigen Alpenreliefs zuzuschreiben ist [vgl. A. WINKLER-HERMADEN 1957, S. 705—708], die durch die intramiozäne Tektonik der „Steirischen Phasen" bedingte stärkere Reliefgestaltung, die sich in gewaltigen Blockschuttmassen am östlichen Alpensaum, z. T. aber auch inneralpin und in der nördlichen Randsenke zum Ausdruck bringt, zwar nicht völlig ausgeglichen, jedoch

weitgehend abgeschwächt und in den Randzonen des Gebirges fast ganz eingeebnet hatten; eine vollkommene Einrumpfung auch nur der östlichen Alpen hat es im Jungtertiär aber niemals gegeben. Es ergibt sich ferner daraus, daß die pliozäne Tektonik des Ostalpenkörpers, der sich durch junge Verbiegungssäume und teilweise auch durch Bruchzonen gegen die Randsenken abgrenzte, im wesentlichen eine großräumige Aufwölbung, ohne stärkere Differenzierung der einzelnen Schollenbereiche verschiedener geologischer Herkunft, gewesen ist und daß nur an bestimmten zentralalpinen und südalpinen Innensenken, an jungen Brüchen und Flexuren, ein teilweises Zurückbleiben von Schollenbereichen beim großen Hebungsvorgang zu verzeichnen ist. Dasselbe gilt auch für die Verbreitung der Hauptoberflächensysteme der östlichen Alpen, welche — im großen betrachtet — auf sehr bedeutende Erstreckung hin, an den Hochmassiven der nördlichen und südlichen Kalkalpen und der Südalpen, in ähnlichen Höhenlagen wiederkehren und durch ihr einheitliches Auftreten die Gebirgsoberfläche kennzeichnen.

2. Die Gliederung der Oberflächensysteme der östlichen Alpen

Es wurde vor kurzem [A. WINKLER-HERMADEN, 1957 a, S. 698 ff.] eingehender dargelegt und an einer morphologischen Übersichtskarte [a. a. O., Tafel II) veranschaulicht, daß die Einebnungsflächen der östlichen Alpen und die jeweils zugehörigen Formengemeinschaften, welche sich, oberhalb des Stufenbaus der Talterrassen, in verschiedenen Etagen erheben, nicht nur einem einzigen, oder auch nur wenigen Flächensystemen zugehören, sondern — mit nach der Tiefe zu abnehmender Prägnanz und räumlicher Ausdehnung — eine sehr vielgliedrige Aufeinanderfolge altersverschiedener Landschaftsformen kennzeichnen. Als Ergebnis meiner langjährigen Befassung mit alpinmorphologischen und geologischen Fragen halte ich es für möglich, ca. 15, zeitlich verschiedene Formengemeinschaften unterscheiden zu können, von denen allerdings die jüngsten nur mehr in Form von Talterrassen in das Innere des Gebirges sich hinein verfolgen lassen. Die genannten Flurensysteme können — in enger Anlehnung an den geologischen Entwicklungsgang — in 6 Hauptsysteme zusammengefaßt werden [1], welche den 6 unterschiedenen geologischen Teilzyklen des obersten Miozäns-Pliozäns entsprechen.

Das jüngste System (6) („Stadelberg Niveau" des walachischen Teilzyklus VI) ist als beherrschende Oberfläche des ost- und weststeirischen Hügellandes ausgeprägt und dort als Verebnung auf Härtlingen vulkanischer Natur, an paläozoischen Aufbrüchen und an jungtertiären Leithakalken deutlich erkennbar. An der bereits schwach denudierten einheitlichen Kammflur des aus Lockermaterial aufgebauten Hügellands deutet es sich allenthalben ebenfalls an. Es greift in Form von Terrassen tief in die Alpentäler und in die Innensenken ein. Seine Höhenlage befindet sich zwischen 350 m bis über 900 m Seehöhe. Sein Alter läßt sich auf geologischem Wege einwandfrei als oberstpliozän-präglazial festlegen.

Dem slavonischen (III), dem ostkaukasischen (IV) und einem intraoberpliozänen (V) Zyklus entsprechen die Flurensysteme (bzw. Formengemeinschaften) 3—5, welche, in sich noch teilgegliedert, das „Glashüttener", „Trahüttener" und „Hochstradener" Flurensystem umfassen, und einen mehr oder minder kontinuierlichen Randsaum am Gebirge bilden.

[1] Vgl. A. WINKLER-HERMADEN 1957 a, S. 743/745.

Sie finden ihren prägnantesten Ausdruck an der Oberfläche der Buckligen Welt am Nordostsporn der Zentralalpen, an den breiten Vorstufensäumen an der Ostflanke der Kor- und Saualpe, sowie auf deren Süd- und Nordseite, an den sehr ausgedehnten randlichen Plateauflächen der Südalpen, welche vom Hochkarst über die Südflanke des Matajurs über die Dome von Tarcento und jene am Tagliamento und Meduna zum Piave und, darüber hinaus, noch etwas stärker aufgewölbt, in die Lessinischen Alpen reichen. Ihnen gehören zum Großteil auch die südsteirisch-unterkrainischen Plateauflächen an. Diese morphologischen Systeme können, auf Grund ausreichender geologischer Beweise, mit ihren Teilfluren in die Zeit vom Ende des mittleren Pannons bis zu Beginn des obersten Pliozäns eingereiht werden (Höhenlage zwischen ca. 500 m bis über 1300 m).

Das System der Hochfluren (2), („Wolschenecksystem" des Teilzyklus II), das z. T. als Firnfeldniveau bezeichnet worden ist, erhebt sich meist mittels einer ausgesprochenen Hangstufe über die Niveaus der Vorstufe. Es bildet an den höher aufsteigenden Massiven, in sich noch gegliedert, mit seinen Oberstufen den Sockel, auf welchem noch die höchsten, ebenfalls noch Flächenreste tragenden Erhebungen des Gebirges aufgesetzt sind (Flurenhöhe zwischen 1000 und über 2000 m). Das Alter dieser Systeme kann als unterstpannonisch bis Ende Unterpannon aufgefaßt werden. Ihm gehören die Systeme der „Raxlandschaften", insbesondere am Dachsteinplateau und der östlichen Kalkhochplateaus an, mit Ausnahme der darüber noch aufsteigenden höchsten Flächen, sowie die Flurenniveaus in den hohen Teilen der östlichen zentralalpinen Massive, wie das System der Bicheln [S. MORAWETZ 1950, 1952], am Nordsaum der Niederen Tauern, usw.

Höchstgelegene Flurenreste (1) („Korsystem" des Teilzyklus I) an den kalkalpinen und zentralalpinen Hochmassiven der östlichen Alpen, welche die über die Plateauflächen aufragenden Höhenzonen krönen, sind, auf Grund meiner Ergebnisse, ins oberste Miozän (wahrscheinlich vom Ende Untersarmat bis ins oberste Sarmat) einzuordnen. Die Höhenlage beträgt zwischen 1200 m im Grazer Bergland und 2700 bis über 3000 m im Dachsteingebiet bzw. in den Hohen Tauern.

Die Zusammengehörigkeit der in vorgenannten Hauptoberflächensysteme (1—6) vereinigten Flurensysteme, deren Gliederung sich in vieler Hinsicht an die von R. v. KLEBELSBERG [1922] und von mir [1923/1924] gegebene Formenparallelisierung anlehnt, und in die sich auch die Flächengliederung von H. SPREITZER [1951] in den Gurktaler Alpen und im oberen Murgebiet gut einfügen läßt, ergibt sich:

a) aus der gleichartigen oder doch ähnlichen Aufeinanderfolge analog gegliederter Flurensysteme in jeweils benachbarten Gebirgsgruppen, wobei die verschieden große absolute heutige Höhenlage mit dem aus dem Formenbild und aus der Jungtektonik ableitbaren, differenten Ausmaß jugendlicher Aufwölbung harmoniert.

b) aus der „Relation der Serien" bei den Formengemeinschaften [R. v. KLEBELSBERG 1922], woraus zu ersehen ist, daß nicht nur die einzelnen Formensysteme in verschiedenen Gebirgsgruppen in ähnlicher Anzahl und oft auch analoger Höhenlage übereinander folgen, sondern auch bestimmte Merkmale in ihrer Ausbildung und räumlichen Ausdehnung erkennen lassen.

c) aus einer jeweils gleichartigen, stärkeren oder geringeren Deformation der Flurensysteme.

d) Aus dem gleichen Ausmaß nachträglicher denudativer Umformung der Landflächenreste.

e) aus dem allerdings nur für die jüngsten Flurensysteme gültigen Umstand, daß die Einheitlichkeit bzw. Zugehörigkeit zu einem Flächensystem auf Grund noch teilweise erhaltener, zugehöriger Aulehmbildungen erweisbar ist.

f) aus der Möglichkeit eines zeitlichen Vergleichs von Landflächen auf Grund von — wenn auch nur auf sekundärer Lagerstätte vorhandenen — Resten alter Verwitterungsdecken (Bohnerzen, Roterden usw.), was zwar noch weiterer pedologischer-paläoklimatologischer Studien bedarf.

Eine Besonderheit bilden die sehr verbreitet in den östlichen Alpen vorhandenen, verschütteten jungtertiären, auch noch pliozänen Oberflächen, deren Rekonstruierung, Festlegung und zeitliche Parallelisierung mit Hilfe geologischer Methoden möglich erscheint.

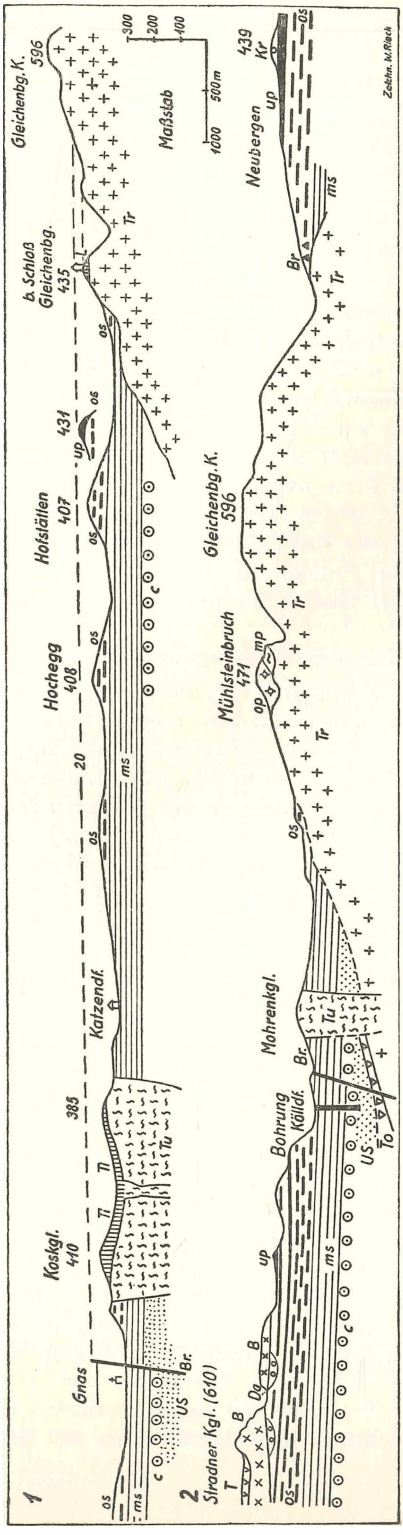
Trotz all dieser Vergleichsmöglichkeiten können in Einzelfällen Schwierigkeiten in der Zuordnung bestimmter Flurensysteme bestehen, besonders dort, wo in Bereichen schwächerer Aufwölbung eine stärkere Ineinanderschachtelung („Schachtelrelief" J. F. GELLERT's, 1928) zu verzeichnen ist, und dann an den Säumen der Hebungsräume gegen Senkungen, wo vielfach eine Überkreuzung jüngerer Flurensysteme mit älteren, schräg gestellten oder verworfenen stattfindet und letztere oft nur örtlich durch Wiederaufdeckung bloßgelegt erscheinen. Schließlich ist, wie noch ausgeführt wird, aus dem Umstand, daß es außer dem primär-genetischen Komplex der Formengruppen der Erosion auch einen solchen sekundärer Umformung, besonders in leicht zerstörbaren Gesteinen, gibt, die Scheidung von Flurenresten auf härteren Gesteinen, mit geringer seitheriger Denudation, von gleichaltrigen, aber in leichter zerstörbaren Gesteinen stärker abgetragenen schwierig.

Von diesen Formengemeinschaften bzw. Formengruppen der Denudation und Erosion sind sekundäre, dazwischen und darunter häufig auftretende Terrassen getrennt zu halten, wie dies auch J. F. GELLERT [1955, S. 68/69] ausdrücklich hervorgehoben hat. Grobe Sedimente, welche auf Terrassen zwischen den beiden jüngsten Systemen flächenhafter Denudation gelegentlich festgestellt wurden, können in solch' seltenen Fällen die Zugehörigkeit des Niveaus zu einer gefällsreicheren Zwischenterrasse festlegen.

3. Die Bedeutung der „Formengruppen der Denudation" für die Aufhellung der morphologischen Entwicklungsgeschichte

Bei Beurteilung der Formengemeinschaften (Formengruppen der Denudation) ist zu berücksichtigen:

a) Die Verbreitung und Beschaffenheit der erkennbaren, jeweils altersverschiedenen Formengemeinschaften in der vorliegenden Form — auch unter Berücksichtigung der seitherigen Denudation — versinnbildlicht jeweils nur den Abschluß einer längerdauernden Entwicklung, in welchem der Landschaft der Stempel einer mehr oder minder erreichten Ausgeglichenheit der Talgefälle, der Hangformen und des Hangfußes des Gebirges aufgeprägt wurde. Dieser Landschaftstypus wurde sodann durch nachfolgende tektonische Bewegungen (Hebungen, Senkungen mit Verschüttungen, Faltungen), mit einsetzender bzw. verstärkter Tiefenerosion, außer Kraft gesetzt. Die noch in Resten erhaltenen „Formengruppen der Erosion" der geologischen Vorzeiten sind daher gewissermaßen nur als „Momentaufnahmen" aus bestimmten, länger oder kürzer bestandenen Entwicklungsphasen der Landschaft anzusehen, während aus den zwischen-



gelegenen Zeiträumen, die zu ihrer Entstehung geführt haben, wie schon CH. KEYES [1936] deutlich hervorgehoben hat, keine oder nur fragmentäre Spuren erhalten geblieben sind.

Die große Bedeutung der „Formengruppen der Erosion" in morphologischer Hinsicht besteht somit in der Kennzeichnung jener Phasen flächenhafter Denudation, welche, wie sich ergeben hat, in größerer Anzahl (14—15) den oberstmiozän-pliozänen Entwicklungsgang der östlichen Alpen charakterisieren. Ihr Auftreten ist ein Hinweis, wie an anderer Stelle [1957 a, S. 653/654 u. 703] dargelegt wurde, auf ein zeitweiliges, praktisch völliges Aussetzen tektonischer Bewegungen. Formengruppen der Erosion, welche — vielfach aber nicht zu abschließender Entwicklung gelangt — nach ihrer Entstehung durch intrapannonische (und auch schon durch intrasarmatische und ältere) Verschüttungen in den Randbereichen der östlichen Gebirge, stellenweise tiefer in diese eingreifend, erschlossen werden und die auf geologischem Wege rekonstruiert werden können, geben hinwiederum wichtige Anhaltspunkte für Ausmaß und Ausdehnung zwischengeschalteter Senkungsvorgänge, welche noch im Pliozän zeitweilig das ganze Gebirge ergriffen zu haben scheinen. (Speziell frühintrapannonische und oberpannonische Verschüttungen!)

Abb. 1. Das allseitig (in ihrem höheren Teil) aus sarmatischen und pannonischen Schichten denudativ herausgeschälte Trachyt-Trachyandesitmassiv von Gleichenberg.
Profil 1: Gnas — Gleichenberger Kogel.
Profil 2: Stradner Kogel — Gleichenberger Kogel.
Legende: Tr = Trachyte und Trachyandesite (vortortonisches Miozän); To = tortonische Schichten; US = untersarmatische Schichten (Tone, Mergel, Feinsande); c = Schotter des carinthischen Deltas; ms = mittelsarmatische Schichten (Mergel, Feinsande); os = obersarmatische Schichten (Sande, Kalke, Mergel); Br = Brandungsschotter des Obersarmats am Andesit; up = unterstes Pannon (Tonmergel, Sande); Kr = Kapfensteiner Flußschotter des mittl. Unterpannons; mp = Sande des Mittelpannons; op = diskordant auf mp gelagerte, verkieselte Schotter des Oberpannons; Da = vorbasaltische Schotterdecke des (mittl.) Daz; B = Basalt (Nephelinit) des Stradener Kogels; Tu = basaltische Tuffe; Ti = Tuffite (Kraterseeablagerungen); T = Terrassenlehme des Hochstradener Niveaus (oberes Daz); L = Terrassenlehme des Oberlevantins; Br = Brüche; - - - = oberstplioz. Denudationsniv.

Die Außerkraftsetzung eines Flächensystems und die Bildung eines tieferen und jüngeren wird allgemein als Anzeichen für eine jeweilige vertikale Aufwärtsbewegung des Gebirgskörpers speziell im Pliozän angesehen. Bei der Einheitlichkeit dieser Vorgänge, welche weithin eine ähnliche regionale Verbreitung erkennen lassen, können faltende Kräfte kürzerer Dauer oder meist längerdauernde, oft mit Zerrungsbrüchen kombinierte epirogenetische Bewegungen positiver oder negativer Art, die auf ausgedehnten Massenbewegungen im tieferen Untergrund beruhen, als Ursache herangezogen werden. Insbesondere ist zu berücksichtigen, daß, bei der über jeweils lange Zeiträume erstreckten, starken epirogenetischen Bewegungstendenz der alpinen Schollen gerade im Pliozän, mit einer Gleichzeitigkeit und einer sehr langen Dauer von tektonischer Aktivität mit Erosion und Denudation zu rechnen ist. Dies ist bisher nicht ausreichend gewürdigt worden [vgl. A. WINKLER v. HERMADEN 1957 a, 1957 b].

Aus Art und Verbreitung der Formengemeinschaften werden sich auch noch wichtige Hinweise auf die Klimaverhältnisse zur Bildungszeit der betreffenden Flächensysteme gewinnen lassen, eine Arbeitsrichtung, welche besonders bezüglich der durch Karstdenudation entstandenen Formenwelt schon gegenwärtig gute Ansätze erkennen läßt [H. LEHMANN, 1954, J. BÜDEL, 1951].

Auf die Bedeutung, welche der geologische Entwicklungsgang und dessen detaillierte Aufhellung für die Erkenntnis der Entstehung der „Formengruppen der Denudation" besitzt, wird auch in einem besonderen Abschnitt verwiesen.

4. Die (primäre) Teilgliederung der ostalpinen Formengemeinschaften

Aus den morphologischen Analysen von J. SÖLCH [1922, 1928] und eigenen [1928 a, b, 1933, 1950 a, b, 1957 a] besonders in den östlichen Randgebirgen und den anschließenden steirischen Zentral- und Kalkalpen, darunter auch des Dachsteinplateaus und der Gesäuseberge [A. WINKLER v. HERMADEN 1950 a], aus den Studien von O. MAULL und seiner Schule in den Ostgebieten der mittleren zentralen Ostalpen, von R. MAYER im Bereich der Neumarkter Senke [1928] und von H. SPREITZER in den Gurktaler Alpen und im oberen Murgebiet, schließlich von J. STINY [1927, 1938] hat es sich ergeben, daß mit einer V i e l f a l t von übereinander angeordneten Flächensystemen regionaler Verbreitung zu rechnen ist. Nach eigener Deutung lassen sich noch ca. 15 altersverschiedene Formengemeinschaften, jeweils mit zugehörigen Flachlandschaften, unterscheiden. Eine volle Berechtigung für eine zeitliche weitgehende Aufgliederung der Formengemeinschaften ist erst später erzielt worden, als — im Gegensatz zu den Deutungen von N. LICHTENECKER [1925], A. AIGNER [1925/26], C. RATHJENS [1947, 1948], K. WICHE [1951] und anderen — nachgewiesen werden konnte [WINKLER v. HERMADEN 1957 a], daß eine bruchförmige allgemeine Zerstückelung der alten Landoberfläche mit den geologischen und morphologischen Befunden nicht vereinbar ist, und daß im allgemeinen die alte Auffassung von E. BRÜCKNER [1906/7] u. a., welche im wesentlichen eine jungtertiäre „en bloc-Hebung" der Ostalpen über ihre in der Hebung zurückbleibenden Randzonen und gegenüber den Innensenken und Randbecken vorsieht, zurecht besteht; ferner besonders aus dem Umstand, daß sich, auf Grund der Prüfung der obermiozänen-pliozänen (-altquartären) Sedimentation in den Rand- (und Innen-)Becken, ein vollwertiges Korrelat für eine so vielgestaltige morphologische Entwicklung, die einen vielmaligen Wechsel von Einebnungen, Hebungen, Senkungen und Verschüttungen vorsieht, in Gestalt ebensovieler Horizonte von Feinsedimenten und Transgressionen, von gewaltigen und weitreichenden Schottervorstößen und tief

in das Gebirge eingreifenden Talauffüllungen zu erkennen gibt. Die Geröllzusammensetzung und Beschaffenheit der Schuttablagerungen läßt zudem vielfach keine unmittelbaren Beziehungen mehr zum heutigen Relief erkennen und weist damit auch auf viel bedeutendere, junge morphologische Umgestaltungen hin, als sie bisher meist vorausgesetzt wurden [2].

Es hat sich ferner ergeben, daß die Denudationsflächensysteme im allgemeinen paarweise auftreten und, daß sie jeweils das Einsetzen und den Abschluß einer, durch tangentiale Kompression regional gekennzeichneten Zeitphase markieren. Dieser Befund darf natürlich nicht schematisch ausgedeutet werden, zumal die Faltungsphasen selbst noch in sich selbst gegliedert erscheinen, gelegentlich in 2 ausgeprägtere Teilphasen zerfallen, und da, nebst den prägnanten Flächensystemen, auch sekundäre Einebnungen zu verzeichnen sind. Eine Begründung für die von mir vertretene Ursache der vorgenannten zeitlichen Beziehungen zwischen Faltungen und Verebnungen wurde, hauptsächlich auf Grund von Feststellungen in den östlichen Südalpen, wo die Verknüpfungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie besonders klar zu übersehen sind, an anderer Stelle [A. WINKLER v. HERMADEN 1957 a, S. 703] gegeben und dort auch darauf verwiesen, daß die in den Zeiten zwischen den Verebnungsphasen auftretenden epirogenetischen Hebungen in den jüngsten Faltenbereichen eine geringere, in den bereits faltenerstarrten alpinen Bereichen eine verhältnismäßig größere Vertikalkomponente erkennen lassen, als in den Zeiträumen „tangentialer" Faltung und Bruchfaltung (Großfaltung). Es wurde versucht, an Hand einer morphologischen Übersichtskarte der östlichen Teile der ostalpinen Zentralalpen und Südalpen, sowie der anschließenden Bereiche die Hauptflächensysteme zur Darstellung zu bringen, und in eingehender textlicher Darstellung angestrebt, auch die einzelnen Teilflächensysteme mit ihren Formengemeinschaften in organische Verbindung mit der gleichzeitigen Tektonik und Sedimentation der angrenzenden Becken zu bringen und dadurch auch ihre morphologische Selbständigkeit zu begründen.

Das Ausmaß der die einzelnen Teilflächensysteme trennenden Höhenstufen ist naturgemäß, je nach dem tektonischen Charakter der Schollen, auf welchen sie auftreten, verschieden und kann zwischen wenigen Zehnern von Metern und 100 bis 200 m schwanken. Die Schärfe der Ausprägung und der Formencharakter der einzelnen Flurensysteme ist — auch abgesehen von ihrer nachträglichen verschiedenen Umgestaltung — keine gleichwertige. Bestimmte Formengemeinschaften lassen sich über weitere Räume durch die Art ihrer

[2] Bezugnehmend auf die interessanten Ausführungen von H. v. WISSMANN [1951, S. 40/41] sei betont, daß auch die Altflächen der „Raxlandschaft" der nördlichen Kalkalpen, auf Grund geologischer und geomorphologischer Feststellungen, eine Aufgliederung in eine ganze Anzahl von Teilflurensysteme erfordern und zerschnittenen Rumpfflächenstaffeln, mit zugehörigen Formengemeinschaften, entsprechen. In der Zeit des ältesten Hauptflurensystems (Korsystem), welches nur auf den höchsten Erhebungen erkennbar ist, entsprach die Oberfläche der nördlichen Kalkalpen im wesentlichen einer räumlich sehr ausgedehnten, breiten Fußfläche am Nordsaum der Zentralalpen, welche in östlicheren Bereichen, auch in deren Kerngebiete, eingriff, mit nur niedrigen Hügellandschwellen, die erst im Dachsteinbereich die Höhe eines niedrigeren Mittelgebirges erreichten. In der Zeit der in das unterste Pliozän (tieferes Unterpannon) eingeordneten Hauptplateausysteme, den zeitlichen Abschlüssen der nächstfolgenden morphologischen Entwicklungsphasen, war der eigentliche Gebirgsfuß schon etwas hinausgeschoben, wobei sich im Südteil der Kalkalpen „Restberglandschaften" (Fernlinge) bis zu 1000 m Seehöhe, mit breiten Talungen dazwischen, ausdehnten. Bis zur Zeit des Mittelpannons hatte die aufgesetzte Berglandschaft an Höhe zugenommen. Die breiten und flachen Talungen sind etappenweise außerkraftgesetzt worden, wobei die altpliozäne Fußfläche des Gebirgssaums von schmäleren, eingesenkten Tälern (z. T. Sacktälern) verdrängt wurde, welche eine schon stärker verkarstete Landschaft durchsetzten. In den nachfolgenden noch jüngeren Phasen trat an Stelle der denudativen Flachlandschaften die Bildung stärker eingesenkter randlicher Talungen in den Vordergrund, welche, bei noch zunehmender Verkarstung, hauptsächlich entlang der größeren Flußläufe zur Entwicklung kamen und in Spuren als Terrassenreste erhalten sind. Ähnliches gilt für die Entwicklung der Formengruppen der Denudation im kristallinen und im Grauwackenanteil der östlichen Alpen.

Gestaltung als gleichzeitig entstandene erkennen. Die Bildungsdauer der einzelnen Teilflächensysteme kann jeweils auf mindestens mehrere 100.000, meist auf $^1/_4$—1 Million Jahre geschätzt werden, wobei aber vielfach durch vorangegangene Senkungen, Niederbiegungen und Verhüllungen randlicher Gebirgszonen und auch inneralpiner Senkungsbereiche ihrer Entstehung durch Verkleinerung des Denudationsraumes und durch Beeinflußung des an ihrer Ausbildung mitwirkenden Flußsystems weitgehend vorgearbeitet wurde.

5. Die tektonische Beeinflußung der „Formengemeinschaften" während und nach ihrer Entstehung

Aus den voranstehenden Ausführungen geht hervor, daß — mit Ausnahme der allerdings auch größere Zeiträume umfassenden, festgestellten Phasen tektonischen Stillstandes, welche weit ausgedehnte, besonders breite Gebirgssäume kennzeichnende, speziell auch die Räume vorangegangener, relativ schwacher Aufwölbung markierende Einebnungen zu abschließender Entwicklung brachten — die Landformung in jeweils vorwiegend eine halbe Million bis etwa 2 Millionen Jahren umfassenden Zeiträumen, unter stetiger Beeinflußung durch gleichzeitige Gebirgsbewegungen hebender (und senkender) Natur, mit aktiver Wirksamkeit von Brüchen, gestanden war; ferner zeitweilig unter dem Einfluß tangentialer Verbiegungen, die sich in bestimmten, räumlich beschränkten ostalpinen Zonen auch noch im Obermiozän-Pliozän bis zu echten Faltungen gesteigert hatten. Es kann weiters festgestellt werden, daß Brüche — nach einer Unterbrechung ihrer Aktivität in Phasen tektonischer Kompression — oft an denselben Stellen wiederum zu neuer Wirksamkeit erwacht sind.

Bei dieser Sachlage ist es verständlich, daß die Ausbildung der einzelnen, in zeitlicher Folge nacheinander entstandenen „Formengemeinschaften", in den langen Zeiträumen bis zu ihren endgültigen Ausformungen, hiebei unmittelbar von tektonischen Einflüssen beherrscht war. Im allgemeinen kamen diese langdauernden Bruchbildungen, Verbiegungen und Flexuren an Innensenken und an den Gebirgssäumen zur Geltung, haben aber vielfach in den älteren pliozänen Phasen, speziell als Wellungen, auch in die Teilmassive eingegriffen. Auf Abb. 1 in A. WINKLER-HERMADEN 1957 a, S. 699 u. 1957 b, S. 71 ist in schematischer Darstellung die Entwicklung einer Rumpfschollentreppe, bei mehrphasiger Unterbrechung der Aufwölbung durch mehrmaliges Aufleben langanhaltender Bruchaktivität und mit anschließender Entstehung von Flächenstaffeln ersichtlich gemacht. Von den, an den Störungen abgesunkenen Teilschollen ausgreifen, besonders wenn es sich nicht um karstfähige Gesteine handelt, Talungen in die höheren Schollen ein, während die trennenden Hänge abgeflacht werden, wogegen im Kalkbereich nur kurze Sacktäler in die höhere Scholle zurückgreifen konnten und dort auch der Hangabtragung und Rückwitterung engere Grenzen gezogen sind. Da die in Etappen sich wiederholende, bruchförmige Hebung die in einer 1. bzw. 2. und 3. Phase entstandenen Flächensysteme jeweils wieder bruchförmig zerstückelte und die entstehenden tektonischen Staffeln bei der Aufwölbung mehr oder minder zurückbleiben ließ, in jeder Stillstandsphase aber wiederum ein neues Denudationssystem in die Bruchschollentreppe eingearbeitet wurde, das nachträglich wieder bruchförmig disloziert werden konnte, so wird der Gehängeabfall einer solchen dislokativ-erosiv gestuften Landschaft einen alternierenden Wechsel von Bruch- und von Denudationsstufen aufweisen. Danach wird an einem solchen, unter Mitwirkung von Bruchtektonik entstandenen Gebirgsabfall

die Zahl der auftretenden Ebenheiten bzw. Flächenstaffeln, gegenüber jenen bei einer rein erosiven-denudativen Entwicklung, im Gefolge planparalleler Schollenhebung oder Verbiegung (Schrägstellung), oft verdoppelt erscheinen, solange die Hebung von, an denselben Zonen immer wieder auflebenden Bruchbewegungen begleitet erscheint.

Einfacher liegen die Verhältnisse am Saume einer von einer Flexur (Schrägstellung) beherrschten Aufwölbung, wie ich 1957 a (Abb. 124, S. 112) schematisch dargestellt habe. In einem solchen Falle werden sich — bei jeweils durch Ruhepausen unterbrochener Aufbiegung — von den fallweise verebneten Randzonen des Gebirges aus, jeweils neue Flächensysteme und auf diese ausmündende ausgereifte Talungen auf destruktivem Wege in diese hineinfressen, welche bei der nächstfolgenden Schrägstellung wieder deformiert werden und dadurch einer gesteigerten Erosion und flächenhaften Denudation unterliegen. Als Folge dieser Vorgänge werden am Gebirgssaum die älteren Flächensysteme und ihre Formengemeinschaften meist weitgehend zerstört und lassen sich oft nur durch die allgemeine Abdachung an den absinkenden Rückenfluren andeutungsweise rekonstruieren. Bei diesen Vorgängen können auch die von J. BAKKER [1938] besonders hervorgehobenen „Verbiegungsriedel" zur Entstehung gelangen. Erfahrungen in den östlichen Zentralalpen haben ferner — in voller Übereinstimmung mit H. SPREITZER — ergeben, daß diese hier erwähnten, an Aufwölbungen (flachen Flexuren) vorsichgegangenen Verbiegungen, mit ihren kennzeichnenden, mehrfach auflebenden Schrägstellungen, nur die älteren Phasen der von mir in das oberste Miozän (Sarmat) und in das tiefste Pliozän (älteres Pannon bis zum Beginn des Oberpannons) gestellten Entwicklung im allgemeinen charakterisieren, dagegen die mittel-oberpliozänen Bewegungsvorgänge in den östlichen Alpen, innerhalb der großen ostalpinen Einheiten, in Form von Großfalten (en bloc-Hebungen!) vor sich gegangen sind, wobei sich bruchförmige Vorstellungen und Schollenverbiegungen nur mehr in beschränkten Zonen, insbesondere an den Rändern des Gebirges und an jenen der Innensenken, vollzogen haben. Allerdings ist den jungen Randstörungen des Gebirges, auch noch für deren Wirksamkeit in höherpliozäner (-quartärer) Zeit, ein bedeutendes Größenausmaß zuzuschreiben, wobei im höheren Pliozän und Quartär, für die Hebung der alpinen Zonen und Absenkung der Randbecken zusammen, Werte von 3000 bis 6000 m [3] angenommen werden können [vgl. hiezu P. BECK-MANAGETTA 1952, H. P. CORNELIUS 1950, CH. EXNER 1949 und A. WINKLER v. HERMADEN 1957 a, S. 604]. Das Auftreten ausgesprochener Falten hat jedoch in höherpliozäner Zeit nur in den östlichen Savefalten und an den kroatisch-slavonischen Inselbergen, sowie an dem Randsaum der Südalpen die Landformung beeinflußt.

6. Flächenhafte Denudation und lineare Erosion während der Entstehung der „Flächensysteme" der einzelnen Rumpfstaffeln

Hatte W. PENCK [1924] die flächenhafte Denudation während der Ausbildung der „Piedmonttreppe", gegenüber den Auswirkungen der linearen Erosion, wohl überschätzt, so ist doch die Bedeutung der ersteren auch für die alpine Landformung, besonders im Hinblick auf das wärmere und feuchtere Klima noch im Pliozän, keineswegs zu unterschätzen [Vgl. H. LOUIS 1934, O. JESSEN 1938, H. BEHRMANN 1933 u. a.]. Daß auch im Bereiche der Ostalpen und in ihrem Umkreis noch bis in das oberste Pliozän hinein ein wesentlich

[3] Die höheren Werte gelten für den Südabfall der Alpen bzw. für die anschließende, noch im Quartär tief abgesenkte venezianische Ebene.

wärmeres (mediterranes) Klima, als gegenwärtig, herrschend gewesen ist, ergibt sich aus neueren Untersuchungen [A. CHOLLEY 1950, A. WINKLER v. HERMADEN 1955, S. 91, u. a.], wodurch eine gesteigerte Aufbereitung des Materials und eine verstärkte Abtragung resultieren mußte.

Die lineare Erosion, welche in jeder Phase tektonischer Aufwölbung und Außerkraftsetzung des vorher gebildeten ausgereifteren Flächensystems naturgemäß einen beherrschenden Einfluß im Rahmen der Abtragung gewinnen mußte, hat ihre Wirksamkeit nicht nur entlang der neu entstandenen Erosionsrinnen des bei Hebungen jeweils erhöhten Gebirgsabfalls zur Geltung gebracht, sondern war auch, wenn auch abgeschwächt, im Bereich der höheren morphologischen Stockwerke, wo sie ständig wirksam ist, nicht bedeutungslos. Im Sinne der Ausführungen von O. LEHMANN [1922] und eigenen [1957 a] ist, im Gefolge der Aufwärtsverlegung und Tiefernagung der Gefällssteilen, auch mit einer allerdings mäßigen tiefen-erosiven Beeinflußung des oberhalb gelegenen Einzugsbereichs zu rechnen. Die Auswirkung solcher linearer Erosionsvorgänge in bereits „außerkraftgesetzten Stockwerken" wird sich, im Falle gleichsinniger Schrägstellung mit der Abdachung, in den langdauernden Zeiträumen der Aufwölbung noch sehr bedeutend steigern. Es wird dies für das ganze davon betroffene höhere Gebiet, an Stelle einer nur „rückschreitenden Erosion", eine gleichzeitige lineare Eintiefung auf dem gesamten schräggestellten und daher dauernd im Gefälle gesteigerten Bereich zur Folge haben. Gegebenenfalls können sich diese Vorgänge bis in die Quellbereiche auswirken. Daraus folgt, daß auch die flachen Formengemeinschaften älterer Entwicklungsphasen, speziell im Bereiche der allenthalben strichweise wirksamen linearen Erosionseingriffe, eine fortwährende und zunehmende Veränderung erfahren müssen. Diese letzteren Vorgänge werden zwar in Zeiten tektonischer Stillstände, in welchen sich — bei teilweiser Ausgleichung der Gefällssteilen — eine verminderte Rückverlegung und Höhenabnahme der letzteren einstellen muß, eine Abschwächung erfahren, aber keineswegs völlig aussetzen.

7. Die denudative Umgestaltung der Formengemeinschaften nach ihrer Entstehung

Da die Denudation einem dauernd in allen Höhenlagen aktiv wirksamen Motor entspricht, findet auch im Bereiche der älteren „toten" Landschaften (W. SALOMON) eine ununterbrochene Umgestaltung der Oberflächen statt, die übrigens, wie schon betont wurde, nicht nur im Wege flächenhafter Denudation, sondern auch durch lineare Erosion erfolgt. Das Ausmaß derselben ist nicht zu unterschätzen. Es liegen sichere Anzeichen dafür vor, daß keine im wesentlichen unverändert überlieferte Landoberflächen aus der Zeit selbst des mittleren Pliozäns noch festzustellen sind, auch nicht in Kalkbereichen, in welchen die ständig wirksame, lösende Denudation die primären, ursprünglichen, alt-mittelpliozänen Oberflächen und deren Auftragsprodukte schon gänzlich zerstört hat und die Existenz derselben nur mehr durch „ähnliche", im Wege paralleler Tieferschaltung der Oberflächen angedeutete Formenkomplexe annähernd angezeigt erscheint [Über das Ausmaß dieser flächenhaften Karstdenudation vgl. A. WINKLER-HERMADEN 1957 a, S. 597/99 u. 695/98].

Dort wo leicht zerstörbare Massen im Gebirge auftreten, oder die alpenrandnahen Hügellandschaften aufbauen, wird, nach Außerkraftsetzung einer älteren flachen Formengemeinschaft, im Wege neubelebter Erosion und Denudation, eine weitgehende Umgestaltung und Neumodellierung wirksam werden,

wobei die wenig widerständigen Zonen stärker abgetragen werden. So läßt sich im oststeirischen Hügelland feststellen, daß selbst die oberpliozäne Höhenflur im lockeren Schichtbereich, gegenüber ihrer weitgehenden Erhaltung an Härtlingen, um 20—30 m flächenhaft erniedrigt wurde [4]. Innerhalb eines Gebirgsmassivs treten dadurch Differenzen in der Höhenlage der Kammflur zwischen Bereichen härterer Gesteine bzw. Kalken, mit noch wenig erniedrigter pliozäner Landoberfläche und solchen in weichen Schiefergesteinen oder gar in eingeschalteten Tertiärbereichen hervor. Diese Unterschiede prägen sich mit zunehmendem Alter des betreffenden Gebirgsstückes immer deutlicher aus. Die hiedurch entstehenden „denaturierten" Oberflächen [J. LECHNER, 1942/43] können unter Umständen, in stark abtragfähigen Gesteinen, bis zum oder unter das Niveau eines nahegelegenen, nächst tieferen, primär destruktiven Flächensystems erniedrigt werden. Es ergibt sich daraus, daß das im außeralpinen Bereich, beim Studium der Schichtstufenlandschaften, erkannte Prinzip der großen Bedeutung der verschiedenen Widerständigkeit der Gesteine gegen die Denudation, auch in der Alpenmorphologie von großer Wichtigkeit ist [5]. Man kann geradezu betonen, daß den primären Denudationszyklen, welche durch ihren Abschluß jeweils eine tektonische Ruhepause kennzeichnen, ein 2., sekundärer Denudationszyklus an die Seite zu stellen ist, welcher von der Tektonik und der Höhenlage der Erosionsbasis kaum beeinflußt, ständig wirksam ist und die alten Landoberflächen differenzierend umgestaltet. Dadurch kann — bei Vorhandensein wesentlicher Gesteinsunterschiede — in einem primär gestuften Gebirgsrelief die Zahl der „Verebnungen" eine Verdoppelung erfahren und den entstehungsgeschichtlich bedingten und seit ihrer Ausformung nur schwach denudierten Oberflächenstaffeln in wenig widerständigen Gesteinen flächenhaft stärker tiefergelegte „Denudationsfluren" gegenübergestellt werden. Tritt in bestimmten, ebenfalls längerdauernden Phasen, während welcher die Ausformung eines neuen Flächensystems erfolgte, ein Bruchsystem in Aktivität, so wird durch die Entstehung von Bruchstaffeln die Zahl der in verschiedenen Höhen auftretenden „Verebnungen" noch eine weitere Vermehrung erfahren können.

Eine besonders eindrucksvolle selektive Denudation ist auf Bild 1 zu ersehen. Es zeigt den Donatiberg in den nördlichen Drau-Savefalten (bei Rohitsch-Rogatec), welcher — 890 m Seehöhe erreichend — einer synklinalen Einfaltung von tortonischem Leithakalk entspricht. Diese erstreckt sich unmittelbar südlich einer Klippenzone, die innerhalb des Miozäns (Oligozäns) im Süden des Pettauer (Ptujer)-Feldes durchzieht. An dem Faltenbau, der am Saum des Feldes gegen N überkippt ist, nehmen noch obermiozäne (sarmatische) Schichten vollen Anteil. Die steil in die Luft ausstreichenden Bänke des Tortonkalks der Mulde zeigen an, daß auch dieser noch eine beträchtliche, nachmiozäne Denudation erfahren hat. Das im Süden anschließende miozäne Sandsteinhügelland wurde aber noch um ca. 100 m, der den Berg besonders im Norden, Westen und Osten umsäumende Bereich mariner miozäner Mergel um ca. 200 m stärker abgetragen. Die beiden letztgenannten Zonen erscheinen von jüngeren Abtragsflächen gekrönt. Das morphologische Bild des Donatibergs ist auch ein Beweis für die Jugendlichkeit der Landformung, die den nachmiozänen Faltenbau noch mit einer fast in 1000 m heutiger Seehöhe gelegenen Denudationsfläche überzogen hat, welch letztere seither in den Sandstein- und Mergelbereichen vollkommen

[4] Vgl. die Abbildungen im A. WINKLER v. HERMADEN 1955, Taf. III, Fig. 1 u. 2, S. 136/39 und 1957 a, Taf. III, Abb. 5.

[5] Nach B. von FREYBERG ist allerdings mit unversehrter Bloßlegung ausgedehnter Rumpfflächen nicht zu rechnen.

zerstört wurde, wobei die oberpliozänen Niveaus schon tiefer darunter, an und unter der heutigen Höhenflur, entstanden sind.

Ein schönes Beispiel einer weitgehenden Herausschälung eines vollkommen mit Lockersedimenten verschüttet gewesenen, widerständigen Vulkanmassivs, gewähren die aus der sarmatischen-pannonischen Schichtfolge herauspräparierten Gleichenberger Kogel im oststeirischen Vulkangebiet (Abb. 1). Wie aus Profil 1 zu ersehen, sind im oberpliozänen (mitteldazischen) Basalttuff des Kaskogls bei Gnas Schollen unterpannonischer Schichten, beim Ausbruch von oben eingebrochen, die im Umkreis schon ganz abgetragen sind, vorhanden. Die heutige Kammflur verläuft in tieferen Lagen des Obersarmats, woraus hervorgeht, daß die Landoberfläche in der Mitte des Oberpliozäns noch wesentlich über der gegenwärtigen gelegen war. Auf Profil 2 ist ein Rest mittel-oberpannonischer Schichten in der Höhenregion der Gleichenberger Kogel (Mühlsteinbruch) als Erosionsrelikt, 200 m über den benachbarten Haupttalböden, angezeigt! Die Gipfelflur des Gleichenberger Hauptkogels kann ins oberste Pannon, ein etwas darunter gelegenes Niveau ins Altdaz eingeordnet werden. Schloß Gleichenberg steht auf einer oberstpliozänen, z. T. mit einer Aulehmdecke versehenen Flur (Bild 2).

Geradezu unwahrscheinlich erscheint die selektive Herauspräparierung der Riegersburg, einer aus harten Basalttuffen gebildeten Schlotfüllung (oberster Teil) im Nordteil des oststeirischen Vulkangebietes. Wie Bild 3 zeigt, wurde diese mit nahezu senkrechten Wänden aus der pannonischen Ummantelung, welche sie mit saigerer Begrenzung durchbrochen hat, im höchsten Pliozän (Levantin) herausgearbeitet.

Es folgt aus diesen Darlegungen, daß eine sehr weitgehende Befassung auch mit den Gesteinsverhältnissen eines Untersuchungsgebietes erforderlich ist, und daß erst geologische und geomorphologische Methoden zusammen es ermöglichen, primär gebildete, in tektonischen Ruhezeiten entstandene, Flächensysteme und flache Formengemeinschaften von solchen abzutrennen, welche durch langdauernde denudative Abtragung in weniger widerständigen Gesteinen sekundär gebildet wurden, sowie von solchen, die durch tektonische Zerstückelung einer primären einheitlichen Landfläche hervorgegangen sind.

8. Die primär gebildeten „Formengemeinschaften" in den östlichen Alpen in Beziehung zur geologischen Großentwicklung im obersten Miozän und Pliozän

Die alpinen Formengemeinschaften vergangener Zeiten ergeben, auch in ihrer Gesamtheit, aus den vorhandenen spärlichen Resten nur Fragmente des paläogeographischen Bildes der Pliozänzeit bzw. des obersten Miozäns, wobei auch zuzuordnende geologische Dokumente meist nur unzureichend im Gebirge selbst vorhanden sind. Umsomehr lassen sich aber letztere in den Sedimentationsgebieten der Gebirgsumrahmung, insbesondere in den Randbecken feststellen. Es wurde speziell bei eigenen Untersuchungen der Versuch unternommen, nicht nur nach dem sedimentologischen Charakter der Randbeckenablagerungen, sondern insbesondere auch nach den Beziehungen der Flurensysteme zu den Schichtbildungen, ferner aus dem Grad der tektonischen Deformationen von Flachsystemen, im Vergleich zu jenen nahegelegener Sedimentationsräume in bestimmten Zeiten, weiters aus den Höhenverhältnissen pliozäner Schotterablagerungen zu den Flächen, schließlich aus der Größe der Ausräumung am Gebirgskörper in den Zeiten zwischen der Entstehung bestimmter

höhergelegener Flurensysteme und aus einem Vergleich dieser mit der Abschätzung der Mächtigkeit randlicher Aufschüttungen die zeitliche Zusammengehörigkeit von Flächenresten mit Ablagerungen festzulegen[6]. Ich bin überzeugt, daß dieser Versuch, angesichts des großen Beweismaterials, das hier vorliegt, von Erfolg begleitet war.

Für das Gesamtbild der geomorphologischen Ostalpenentwicklung ergibt sich daraus folgendes:

a) Am Beginn der noch unmittelbar erschließbaren geomorphologischen Entwicklung (1 a) der östlichen Alpen, deren älteste zutage liegende Züge an den Abschluß des Altsarmats gestellt werden, hatten die Ostalpen Formengemeinschaften aufzuweisen, welche in den inneren Teilen (Hohe Tauern, Hochgebiete des Dachsteins, des Triglavs, der Steiner Alpen usw.) Mittelgebirgs- und Hügellandschaften waren, mit absoluten Höhen von 300 über 500 m, in den Hohen Tauern wohl bis an die 1000 m, während in den östlichen Randmassiven der Zentralalpen, ebenso wie im Hauptteil der nördlichen Kalkalpen sich damals nur niedrige Hügellandschwellen ausbreiteten, mit ausgedehnten Fußebenen und mit von diesen aus eingreifenden Talungen. Der Abschluß in der Entstehung dieses Hochreliefs (oberstes Teilflächensystem) kann mit der am Alpensaum weit verbreiteten, einheitlichen Feinsedimentation des untersten Sarmats zeitlich parallelisiert werden, vorbereitet in der Ausbildung durch einen regionalen Senkungsvorgang der östlichen Alpen. Die aus dieser Zeit noch überkommene Restberglandschaft kann als der letzte Überrest eines, durch die „steirischen Phasen der Gebirgsbildung" (zu Tortonbeginn bzw. unmittelbar vorher) entstandenen, mittelmiozänen (spät- unmittelbar nachhelvetischen) Gebirgskörpers angesehen werden.

b) Die an dem Vorstoß frühintrasarmatischer (nachuntersarmatischer) Schuttkegel am Ostsaum der Zentralalpen, in den Savefalten und am Südsaum der Alpen besonders deutlich erkennbare Heraushebung der ganzen östlichen Alpen in dieser Zeit muß eine Aufwölbung der ältesten Formengemeinschaften und ihre Teilgliederung (1 b, c) bedingt haben. Tiefere Flurensysteme können mittel (-ober) sarmatischen Stillstandsphasen zugerechnet werden, eingeleitet und begünstigt durch eine mittelsarmatische Senkung und Überflutung.

c) Noch schärfer ausgeprägt erscheinen, geologisch und morphologisch erkennbar, bedeutende, unmittelbar präpannonische Bewegungen mit vermutlich schwächeren oder auch stärkeren tangentialen Einwirkungen im Obersarmat, gefolgt von kräftigen epirogenetischen Bewegungen im obersten Sarmat. Als deren Ausdruck wird der in weiten Teilen der Ostalpen erkennbare Schnitt im morphologischen Bild angesehen, der in dem Vorhandensein höchster Restberglandschaften zum Ausdruck kommt, welche den älterpliozänen Fußebenen aufgesetzt erscheinen [R. v. KLEBELSBERG 1922, A. PENCK 1924].

d) Der Zeit tektonischer Ruhe im untersten Pannon, mit der Verbreitung feinster Sedimente am östlichen und wenig gröberer am übrigen Alpensaum, verbunden mit der flachen Transgression, wird das Hauptflächensystem der ostalpinen Hochniveau (2 a) im Abschluß seiner Bildung, zugeordnet[7].

---

[6] Im Jahre 1928 wurde ein erster solcher durchgearbeiteter Versuch von mir vorgelegt, welcher aber darin einen Fehler besaß, daß er die morphologische Entwicklung mit einem zwar ähnlich abgelaufenen, aber um eine Hauptphase älteren Entwicklungszyklus (mit einem höhermiozänen, statt mit dem oberstmiozänen-pliozänen!) in zeitliche Parallele gestellt hatte.

[7] Die zeitliche Abtrennung des Formenkomplexes „1" von „2" hatte auf dem Dachsteinmassiv auch E. WILTHUM [1954] vorgenommen.

e) Die frühintrapannonischen Bewegungen mit Faltungen in den Südalpen, die von mir am östlichen Alpensaum in ihrer Bedeutung klargestellt wurden, können als Ursachen für die Außerkraftsetzung von 2 a und Teilgliederung des frühestpliozänen Flurensystems (2 b, c) und für eine bedeutende Höhenzunahme und stärkere Reliefbildung des Gebirges, die sich in gewaltigen Schuttkegelvorstößen, weit in die Becken hinein, bis an den Saum des pannonischen Bereichs, zum Ausdruck bringen, angesehen werden. Diese Phase war von Rücksenkungen gefolgt, welche weitgehende Teilverschüttungen in den Randgebirgen bedingt hatten, die aus den Beckenbereichen z. T. tief in das Innere der Alpen zurückgegriffen und dort Schotter- und Blockschottermassen hinterlassen haben.

f) Auf ein Erlahmen der Bewegungen (Hebungen und Senkungen) werden die ziemlich einheitlich verbreiteten, vorwiegend feinkörnigen Ablagerungen des mittleren Pannons zurückgeführt, eingeleitet durch eine bezügliche Transgression, welche mit jener des älteren Piazentins am Südalpensaum koordiniert wird. Dieser Zeit wird ebenfalls ein weitverbreitetes, deutlicher ausgebildetes Flächensystem (3 a) zugeordnet.

g) Der Beginn des Oberpannons erscheint allenthalben am östlichen und nördlichen Alpensaum durch das Einsetzen stärkerer Bewegungen markiert, welche das Sedimentbild in den anschließenden Becken grundlegend verändert haben, am Südalpenfuß aber durch gleichzeitige Senkungen mächtigere, marine Sedimente entstehen ließen. Die Höherschaltung des Alpenkörpers markiert sich in einem allgemeinen Gröberwerden der höher mittelpliozänen (oberpannonischen) Sedimente. Vorstöße von Schuttkegeln sind abermals erkennbar.

h) In der anschließenden Zeit des höheren Oberpannons vollzogen sich wieder bedeutende regionale Senkungen in der östlichen und südlichen Umrahmung der Alpen, verbunden mit Verschüttungen von Alpentälern an den Beckenrändern, mit weiterer erosiver Ausgestaltung des am Beginn des Oberpannons schon stärker emporgestiegenen Gebirges und mit zeitweiligen Schuttkegelvorstößen bis tief in die Ungarische Tiefebene hinein („Baltavar-Niveau").

i) Am äußersten Ende des Pannons deutet sich, im Bereiche der am längsten persistierenden Senkungen des Savebereichs, wieder ein Erlahmen der aufwölbenden und absenkenden Kräfte an, das wahrscheinlich einem allgemeinen Vorgange entspricht und dem die Entstehung eines oberstpannonischen Flurensystems (4 a) zugeschrieben wird, welches die Hauptflur in der so ausgeprägten östlichen Vorstufe der Alpen bildet. Seine Entstehung erscheint schon durch die oberpannonischen Senkungsvorgänge vorbereitet.

k) Ausgeprägte tangentiale Bewegungen, die im Savebereich kräftige Faltungen hervorgerufen haben, kennzeichnen die Grenze der pannonischen für dazischen Stufe und die weite Abdrängung der stehenden Gewässer vom Alpensaum. An den Abschluß dieser Vorgänge wird die Entstehung einer frühdazischen Denudationsflur (4 b) gestellt (nächst tieferes Niveau der Vorstufe).

l) Innerhalb des höheren Pliozäns, zwischen dazischer und levantinischer Stufe, können, auf morphologischer Basis, aber auch sedimentologisch, wieder Bewegungen erschlossen werden, welchen ein vorher entstandenes Flurensystem (oberes Teilniveau der tieferen Vorstufe [5 a]), und hernach ein zweites (unteres Teilniveau der tieferen Vorstufe [5 b]), zuzuordnen

ist. A. TAKŠIČ (Zagreb, „Agram") hat übrigens die Existenz einer, von mir schon theoretisch vermuteten Diskordanz innerhalb der dazisch-levantinischen Paludinenschichtfolge Kroatiens auf Grund seiner Beobachtungen festgelegt und mir dies freundlicher Weise mitgeteilt. Im höheren Oberpliozän deuten sich, ebenso wie im älteren, bedeutende epirogenetische Bewegungsvorgänge an, welche einen wesentlichen Anteil an der heutigen Höhenlage der pliozänen Flächensysteme der Alpen besitzen.

m) Zum Abschluß des Pliozäns macht sich — zum letzten Male in ausgeprägter Weise — in eingeschalteten Zeiten längerdauernder tektonischer Ruhe, die Entstehung eines zweigliedrigen (6a, b), noch deutlich flächenhaft entwickelten Flurensystems am Alpensaum geltend. In die Zeit zwischen der Entstehung dieser beiden Fluren werden Faltungsvorgänge und Verbiegungen mit tangentialer Beeinflussung eingeordnet, welche in Ostkroatien und Slavonien noch die oberstpliozänen, höheren Paludinenschichten in Faltenwellen gelegt haben.

n) Der Beginn des Quartärs wird von einer Hebung eingeleitet, welche ihren sinnfälligen Ausdruck in der Regression der Süßwasserseen im pannonischen Bereiche und des Meeres am Südalpenfuß finden. Die kräftige Erosion dieser Phase kennzeichnet sich weiters in der zeitlich anschließenden Ablagerung mächtigerer und ausgedehnterer Schottermassen der Villafranca-Stufe (Arnien) am östlichen und südlichen Alpensaum (Laaerbergniveau). Diese leiteten auch die Zerschneidung des oberstpliozänen (präglazialen) Flurensystems ein.

Man erkennt aus diesen Darlegungen, daß die Formengemeinschaften der östlichen Alpen in sehr vielen Phasen, durch äußerst komplexe Vorgänge geologischer und morphologischer Natur, entstanden sind, daß sie in eine größere Anzahl getrennter, selbständiger Einheiten auflösbar sind, deren Vorbereitung, Entstehung und Vergehen nur aus einer genauen Analyse der obermiozänen, pliozänen und quartären geologischen Ereignisse verstanden werden kann.

Schriftenverzeichnis

AIGNER A.: Die geomorphologischen Probleme am Ostrand der Zentralalpen. Ztsch. f. Geom. 1, 1925/26.

ANNAHEIM H.: Die Landschaftsformen des Luganer Gebiets. Geogr. Abh. 3, 1936.

BAKKER J. R.: Über Verbiegungsriedel bei Flächentreppen. Compt. rend. internat. Geogr. Congr. Amsterdam 1938.

BECK-MANAGETTA P.: Zur Geologie und Paläontologie des unteren Lavanttales. Jahrb. Geol. B.A. Wien, 95, 1952.

BEHRMANN W.: Morphologische Formengruppen der Erosion. Ztsch. Ges. f. Erdk. Berlin, 1932.

— Morphologie der Erdoberfläche. In Handbuch Geogr. Wissenschaft. Hsg. von F. Klute, I, 1933.

— Formengruppen in ihrer Bedeutung für die junge Erdgeschichte. Die Erde, H. 3/4, 1949/50.

BRÜCKNER E.: Das Alter alpiner Landschaftsformen. Jahresber. Geogr. Ges. Bern 12, 1906/1907.

BÜDEL J.: Fossiler Tropenkarst in der Schwäbischen Alb und in den Ostalpen. Erdk., 5, 1951.

CORNELIUS H. P.: Zum Betrag der jugendlichen Hebung der Alpen. Mitt. Geogr. Ges. Wien 92, 1950.

CHOLLEY A.: Morphologie struct. et morphologie chémique. Ann. de Géogr., 1950.

EXNER CH.: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1949.

FREYBERG B. v.: Abdeckung oder Einebnung? P. M., 83, 1937.

GELLERT J. F.: Das Schachtelrelief bei Belgrad. Ztsch. f. Geom. 1928.

— Morphologische Probleme des Rumpftreppengebirges und Schichtstufenlands. Wiss. Ztsch. d. pädagogischen Hochschule Potsdam, 2, 1955.

JESSEN O.: Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. Ztsch. f. Geom. 1938.

KEYES CH.: Development stages of peneplain. Pan American Geologist. 65, 1936.

KLEBELSBERG R. v.: Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. Verh, Geol. B. A. Wien, 1922.

— Das Antlitz der Alpen. Ztsch. d. D. Geol. Ges. 1925.

— Die Erhebung der Alpen. Ebendort.

KRAUS E.: Struktur und Relief. N. Jahrb. f. Geol.: Abt. B, 1949.

— Über junge Bewegungstendenzen der Alpen. Geol. Rdsch. 43, 1955.

LECHNER J.: Morphologische Untersuchungen im Osterhorngebiet in den Salzburger Kalkalpen. Mitt. Geogr. Ges. München, 34, 1942/43.
LEHMANN H.: Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. Erdk. 8, 1954.
LEHMANN O.: Beitrag zur gesetzmäßigen Erfassung des Formenablaufs bei ständig bewegter Erdrinde und fließendem Wasser. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 65, 1922.
LEYDEN F.: Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge. Geol. Rdsch. 1922.
LICHTENECKER N.: Das Bewegungsbild der Ostalpen. Die Naturwissenschaften 1925.
LOUIS H.: Probleme der Rumpfflächen und Rumpftreppen. Verh. u. Wiss. Abh. 25. D. Geogr. Tag, Bad-Nauheim 1934.
MACHATSCHEK F.: Das Relief der Erde. I. Verlag Borntraeger, Berlin 1938.
MAULL O.: Geomorphologie. Verl. F. Deuticke, Leipzig-Wien 1938.
— Grundsätzliche Fragen der Alpengeomorphologie. Geogr. Jahresber. aus österr., Wien 1933.
MORAWETZ S.: Zur Oberflächengestaltung der Ostalpen. Mitt. Geogr. Ges. Wien 92, 1950.
— Zur Frage des ostalpinen Stockwerkbaus. P. M. 94, Gotha 1952.
PENCK W.: Die morphologische Analyse. Stuttgart 1924.
PENCK A.: Die Gipfelflur der Alpen. Sitzungsber. preuß. Akad. Wiss. Berlin 1919.
— Das Antlitz der Alpen. Die Naturwissenschaften 1924.
— Die Fußfläche der Alpen in Oberbaiern. Sven Hedin-Festschrift. Geogr. Annaler, 17, 1935.
RATHJENS C. jun.: Die Raxlandschaft als Problem der alpinen Morphologie. Forschungen und Fortschritte 1947.
— Neue Untersuchungen über die Flachformen auf der Höhe in den Alpen. Erdk., 2, 1948.
— Der Hochkarst als System der klimatischen Morphologie. Erdk. 5, 1951.
RICHTER M.: Zum Problem der alpinen Gipfelflur. Ztschr. f. Geom. 1928/1929.
SALOMON W.: Tote Landschaften und der Gang der Erdgeschichte. Sitzungsber. Heidelberger Akad. Wiss. Abt. A, 1918.
SÖLCH J.: Grundfragen der Landformung in den nordöstlichen Alpen. Geogr. Annaler 4, 1922.
— Die Landformung der Steiermark. Graz, Verlag d. naturwiss. Ver. f. Steiermark 1928.
— Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. P. M. Ergh. 219, 1935.
SPREITZER H.: Die Piedmonttreppe in der regionalen Geomorphologie. Erdk. 5, 1951.
— Die Großformung im obersteirischen Murgebiet. Geogr. Studien (Festschrift J. Sölch), Wien 1951.
— Die Entstehung der Großformen der Gurktaler Alpen. Carinthia II, 14, Klagenfurt 1951.
STINY J.: Zur Oberflächenformung der Altlandreste der Gleinalpe. Centralbl. f. Min. Abt. B, 1931.
— Zur Landformenkunde des Glocknergebiets. Geol. Rdsch. 25, 1934.
TROLL C.: Über das Wesen der Hochgebirgsnatur. Jahrb. d. D. Alpenvereins 1955.
WAGNER G.: Ragende Felsen. Die Bedeutung von Schichtung und Klüftung. Naturwiss. Monatsschr. „Aus d. Heimat" 64, Öhringen 1956.
WICHE K.: Zur Morphologie der Gesäuseberge. Geogr. Studien. (Festschrift J. Sölch), Wien 1951.
WILTHUM E.: Der morphotekt. Bauplan der zentralen und westlichen Dachsteingruppe. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 96, 1954.
WINKLER v. HERMADEN A.: Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. math.-nat. Kl., Wien 1923/24.
— Bemerkungen zur Morphologie der Koralpe. Verh. Geol. B. A. Wien 1928 a.
— Über die Zusammenhänge geologischer und geomorphologischer Gebirgsentwicklung am Südostende der Zentralalpen im Jungtertiär. Ztsch. Ges. Erdk., Berlin 1928 b.
— Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen. Jahrb. Geol. B. A. Wien 83, 1933.
— Tertiäre Ablagerungen und junge Landformung im Bereich des Längstales der Enns. Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Wien 1950 a.
— Zum Entstehungsproblem und zur Altersfrage der ostalpinen Oberflächenformen. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 92, 1950 b.
— Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum (außerhalb der Vereisungsbereiche). Denkschr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. Wien 1955.
— Geologisches Kräftespiel und Landformung. 822 S., 3 Taf. Verlag Springer Wien 1957a.
— Über einige Grundfragen der alpinen Geomorphologie. Machatschek-Festschrift. P. M. Ergh. 1957 b.
WISSMANN H. v.: Über seitliche Erosion. Colloquium geogr. Geogr. Inst. d. Univ. Bonn 1951.

Bild 1. Der Donatiberg bei Rohitsch in Slowenien (früher Untersteiermark), ein Härtling aus tortonischem Leithakalk. Im Vordergrund links und rechts marine Mergel des Miozäns. Die steile Anhöhe in der Mitte des Bildes eingefalteter Leithakalk.

Bild 3. Die Riegersburg, ein klassisches Beispiel für eine aus lockeren (unterpann.) Schichten herauspräparierte (oberflächennahe) vulkanische Schlotfüllung. Am bewaldeten Vordergrund und links: pannon. Schichten der Umgürtung.

Bild 2. Legende: T = Trachyte (Trachyandesite) mit Begrenzung (punktiert); T' = Trachytsporn der Praterwaldkuppe in Bad Gleichenberg; im Vordergrund: Ms = mittelsarmatische Schichten; links im Hintergrund: Höhenrücken aus obersarmatischen Schichten; P = mittel-oberpannonischer Denudationsrelikt am Trachyt (T); Schl = oberstpliozäne Flur am Trachyt mit Schloß Gleichenberg; H = Höhenflur des Jungtertiärhügellandes; os = obersarmatische Schichten; Tu = Hang in Basalttuff; Gl = Gleichenberger Kogel.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1957

Band/Volume: 99

Autor(en)/Author(s): Winkler-Hermaden Artur

Artikel/Article: Jungtertiäre Formengemeinschaften im Rahmen des tektonisch-morphologischen Entwicklungsganges der östlichen Alpen 171-186