

- (11) G. Göttinger, Das Alpenrandprofil von Königstetten. *Allgem. Österr. Chem.- u. Techn.-Zeitung* 1925, Bd. XXXXIII.
- (12) H. Hassinger, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. *Pencks Geogr. Abh.* VIII/3, 1905.
- (13) G. Göttinger, Beobachtungen am Ölausbiß Anzbach am Rande des Wiener Waldes. *Internat. Zeitschrift f. Bohrtechnik, Erdölbau und Geologie*, 1926, Bd. XXXIV.
- (14) — und H. Becker, Zur Stratigraphie des Wiener-Wald-Flysches östlich der Traisen. *Akad. Anzeiger* 1933, Nr. 3.
- (15) H. Vettters, *Aufnahmeberichte über Blatt Ybbs. Verh. Geol. B.-A.* 1929, 1930, 1931 (jeweils im ersten Heft).
- (16) G. Göttinger, Über die natürliche Gasexplosion in der Flyschzone südlich Kilb (N.-Ö.). *Petroleum* 1931, XXVII. Band.
— Die natürliche Gasexplosion in der Flyschzone der Gemeinde Kettenreith bei Kilb (N.-Ö.). *Internat. Zeitschr. f. Bohrtechnik, Erdölbau und Geologie*, 1931.
- (17) F. E. Sueß, Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. *Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges.* 1929.

Zur Altersfrage der Abtragungsflächen in den nördlichen Ostalpen.

Von Erich Seefeldner.

Die Altersbestimmung der Abtragungsflächen der Ostalpen wurde bisher gewöhnlich vom O-Rand der Alpen her in Angriff genommen (G. Göttinger [11 a], A. Winkler [44 a, c, g, h] u. a.). Nur F. Machatschek (21) hat, ausgehend von den Salzburger- und Salzkammergut-Alpen, eine Korrelation zwischen den alten Landoberflächen der Kalkplateaus und den Ablagerungen ihres nördlichen Vorlandes hergestellt. Seit diesen Untersuchungen hat aber sowohl unsere Kenntnis von der morphogenetischen Entwicklungsgeschichte der Alpen als auch die der stratigraphischen und faziellen Verhältnisse der jungtertiären Ablagerungen im Inneren und am Rande derselben eine solche Erweiterung erfahren, daß eine neuerliche Darstellung dieser Verhältnisse nicht unangebracht erscheint.

Die als Ausgangspunkt einer derartigen Untersuchung günstigste Gegend ist zweifellos jene n. Salzburg, wo mit Rücksicht auf das nahe Herantreten der Alpen an das aus jungtertiären Ablagerungen aufgebaute Hausruckgebiet am ehesten die Aussicht besteht, wenigstens ein oder das andere Formenelement in direkte Beziehung zu den korrelaten Ablagerungen zu bringen.



Phot. Götzing

- a) Morphologisch nur schwach angedeutete kleine Neokom-Kalkklippe unterhalb eines Gehängebandes bei Wolfsgraben.



Phot. Götzing

- b) Ausräumungszone entlang der Schiefer der Klippenzone bei Wolfsgraben, mit Blick gegen Osten (links vorne eine kleine Kalkklippe).



Phot. Götzing

- c) Längssattel, an eine Schieferzone zwischen Laaber Sandsteinen (mit Schiefer) geknüpft, beim Siegl nahe Hochrotherd.



a) Schöpflkammhöhe, darunter die Klippenzone (flachere Formen, Bänder), links Verebnungsfläche vom Forsthof, von NW aus. Phot. Götzing



b) Blockmeer im kieseligen Laaber Sandstein, westliches Schöpflgebiet. Phot. Götzing



c) Der Buchberg bei Neulengbach von W; die waldbedeckten steileren Gehänge Buchbergkonglomerat, die flacheren Böschungen (Wiesen, Felder) zumeist Schlier. Verlauf der Waldgrenze entspricht der Almersberger Querverschiebung. Phot. Götzing

Unsere Darstellung wird mit einem Überblick über die morphogenetische Entwicklung der das unmittelbare Hinterland des Hausruckgebietes bildenden Salzburger Alpen zu beginnen haben. Um aber die weiteren Schlüsse auf eine entsprechend breite Basis aufbauen zu können, wird auch ein Großteil der nördlichen Ostalpen überhaupt in die Betrachtung einzubeziehen sein.

Der Entwicklungsgang der Salzburger Alpen ist, wie der Verfasser zeigen konnte (33 b), zu einem wesentlichen Teil bestimmt durch eine Aufwölbung, deren Achse in den H. Tauern liegt. Die durch diese bedingte aufsteigende Entwicklung wurde jedoch mehrmals durch Perioden verminderter Tiefenerosion unterbrochen. Die Folge dieses Wechsels ist, daß es zur Ausbildung mehrerer ineinander eingeschachtelter Abtragungsflächen gekommen ist.

Die oberste dieser alten Landoberflächen ist in größeren Resten auf den höchsten Kuppen der Kalkplateaus, von 2300 m Höhe und darüber, erhalten, in den Hohen Tauern unter den in mehr als 3000 m gelegenen Firnfeldern der Pasterze und zwischen Gr. Venediger und Krystallwand begraben. Sie hatte in den Kalkalpen den Charakter einer Flachlandschaft mit recht geringem Relief und ganz vereinzelt aufgesetzten Kuppen von im allgemeinen höchstens 200 m Höhe, in den Zentralalpen hingegen den einer regelrechten Mittelgebirgslandschaft mit einer Reliefenergie von 300—400 m. Wir bezeichnen diese alte Landoberfläche der Kürze des Ausdruckes halber nach jener Gegend, wo sie in besonders großer Ausdehnung erhalten ist, als „Hochkönigniveau“. Die konvexen, oben sanft, darunter sich knicklos steiler abwölbenden Kuppenformen der höchsten Erhebungen dieses „Hochkönigniveaus“, welche die flachen tiefer gelegenen Teile desselben um die angegebenen Beträge überragen, lassen erkennen, daß diesem ein noch flacheres Relief vorausgegangen ist: die durch zahlreiche Augensteinfunde dokumentierte „Augensteinlandschaft“, welche in einer nicht genauer bekannten Höhe oberhalb dieser höchsten Kuppen anzunehmen, aber in keinen Resten erhalten ist.

Mehrere hundert Meter unter dem „Hochkönigniveau“, als der ältesten teilweise erhaltenen Landoberfläche, folgt eine von uns nach einer Stelle besonders typischer Entwicklung „Tennenniveau“ benannte Abtragungsfläche. Sie tritt uns im Inneren der Kalkplateaus in Form von Verebnungen von zumeist 2000—2100 m Höhe entgegen, welche von den Resten der ältesten Landoberfläche umspannt und um durchschnittlich 300 m überragt werden. Die Schieferalpen waren damals eine fast völlig eingeebnete Flachlandschaft, in den Hohen Tauern, in deren Innerem die Reste dieser Landoberfläche zumeist von Kargletschern bedeckt wer-

den, waren sehr breite, von 2100 auf 2500 m ansteigende Täler vorhanden, über welche die Gipfel um durchschnittlich etwa 800 m aufragten.

In diese alte Landoberfläche ist nun das „Gotzenniveau“ eingesenkt. Die Kalkvoralpen im G. Achen- und Saalachgebiet, in der Osterhorngruppe und im Traungebiet waren zu dieser Zeit fast zur Gänze eingeebnet, die Kalkstöcke waren von randlichen Verebnungen von 1800 bis 1900 m Durchschnittshöhe umgeben, über welche die höchsten Gipfel durchschnittlich 600 m sich erhoben. Auch die Schieferalpen waren in eine weitgespannte Flachlandschaft mit inselbergartig aufragenden Resten des „Tennenniveaus“ verwandelt. In den Zentralalpen, wo uns diese Landoberfläche in Form breiter Terrassen, Schulterflächen und Karböden entgegentritt, waren auch zu dieser Zeit breite, im Mittel von 1900 auf 2100 m ansteigende Täler vorhanden, welche aber nicht so weit zurückgriffen wie zur Zeit des „Tennenniveaus“; damals haben die Gipfel dort die Talsohlen um mehr als 1000 m überhöht.

Nach der Ausbildung des „Gotzenniveaus“ kam es zu energischer Tiefenerosion der Flüsse. Aber auch dieses im allgemeinen beschleunigt vor sich gehende Einschnelden der Flüsse erfuhr mehrmals eine Verzögerung. Zeuge dessen sind insgesamt 6 Talniveaus, von welchen das oberste durch besondere Breite auffällt; ja die Flyschberge und die randlichen Teile der Osterhorngruppe waren selbst damals völlig, das Saalach- und G. Achengebiet sehr weitgehend eingeebnet.

Die hier gegebene, zunächst für das Gebiet zwischen G. Ache und Pyhrn-Paß geltende Synthese besitzt auch in anderen Teilen der nördlichen Ostalpen Geltung. So ergibt eine durchlaufende Verfolgung der in den Salzburger Alpen festgestellten Flächensysteme, daß dieselben Formenelemente auch in den Zillertaler Alpen¹ auftreten. In der Umgebung von Mayrhofen treffen wir nicht nur sämtliche aus dem Salzburgerischen geläufige 6 Talniveaus², sondern auch hochgelegene Altformenreste in 2 Systemen, welche dem „Gotzen-“, bzw. „Tennenniveau“ der Salzburger Alpen entsprechen, Bezeichnungen, die wir der Einfachheit des Ausdruckes halber auch im folgenden beibehalten wollen. Dem ersteren gehören hier die Flachformen an, deren unterer Rand in etwa 1800 m liegt, die sich aber — häufig mit einem Zwischenabsatz in 1900 m — auf etwa 2000 m hinaufziehen³. Als Überreste des „Tennen-

¹ K. d. Zillertaler A. hg. v. D. u. Ö. A.-V. 1 : 25.000, w. u. mittl. Bl.; Spez.-K. 1 : 75.000, Bl. Matrei (5147), Hippach-Wildgerlossp. (5148), Sterzing (5247).

² In Höhen von etwa 750, 850, 1000, 1200, 1400 und 1600 m.

³ Gams B. (1861 m), Filzen A. (1840 m) — Hahnpfalz (1985 m), Stadelbach Kar (1840—1940 m), Brandenberger Kar (1860 m), Gschöß B. (1807 m) — P. 1929.

niveaus“ sind die in über 2200 m auftretenden Verflachungen zu deuten¹.

Auf die Existenz dieser zwei Abtragungsflächen hat in den Tuxer Schiefer-A. bereits J. Sölch (34 b) aufmerksam gemacht. Wir finden sie aber auch im Inneren der Zillertaler A. Aus der Gegend von Mayrhofen verfolgen wir das „Gotzenniveau“ in Form von breiten Schulterflächen, Karböden und Karterrassen, welche sich in den Talschlüssen zu Troglplatten zusammenschließen, bis in die innersten Gründe. Der untere Rand dieser Flächen steigt von über 1900 m beim Ausgang der Täler bis zu den Talschlüssen auf durchschnittlich 2200 m, rings um die Berliner H. gar auf 2400 m an².

Das „Tennenniveau“ ist auf der N-Seite des Tuxer Kammes in den zu Karen umgeformten Talanfängen s. Vd. Lanersbach und rings um das Tuxer Joch in 2300 m vorhanden³, an der S-Seite als eine mit dem unteren Rand von 2500 gegen W auf 2700 m ansteigende Karterrasse entwickelt; am W-Ende des Tuxer Kammes werden die Reste ehemaliger Quellmulden des „Tennenniveaus“ zwar zum Teil von den in das Valser Tal und gegen Schmirn absteigenden Gletschern bedeckt, sind gleichwohl aber als von etwa 2500 auf zirka 2800 m ansteigende Gehängeverflachungen erkennbar. Auch im Zillerkamm ruhen auf ihm die in 2600—2900 m gelegenen flacheren Teile der Firnfelder⁴; in den nördlichen Seitenkämmen gehören hierher auch einige eisfreie Karböden.

Die Reste eines höchsten Systems von Flachformen sind endlich unter dem oberhalb der 2900 m-Isohypse gelegenen flachen Teil des Stampfl Kees, auf dem Riepensattel (3058 m) und unter dem über 3000 m gelegenen flachen Teil des Federbett Kees mit Bestimmtheit anzunehmen. Auch unter der über 3000 m hoch gelegenen Firnmulde des Gliederferner und zwischen G. Mörchner (3283 m), Schwarzenstein (3368 m) und Tribbach K. (3112 m) darf man in etwa 3100 m ein Flachrelief ver-

¹ Lämmerbichl (2274 m), Horbergsp. (2278 m), Filzenkg. (2228 m), Grubach und Kühkar (2258 m, w. Brandenberger Kolm).

² Im Tuxer Tal: von 2000 auf 2200—2300 m ansteigende Karterrasse, bezw. Troglplatte, welche den Talschluß umgibt, und die rings um das Tettensjoch in rund 2000 m Höhe sich herumschlingenden Flächen; an der N-Seite des Zamser Grundes: die in über 2200 m gelegenen Schulterflächen, an der S-Seite: die weiten Karböden in gleicher Höhe; im Zemm Grund: die um etwa 200 m höher gelegene Troglplatte ö. der Berliner H.; in der Stillupp die auffallend breite von 2200 auf 2500 m ansteigende Karterrasse mit der sich anschließenden Troglplatte u. a.

³ Vgl. die Darstellung bei H. Bobek (4), der wir freilich nur teilweise zustimmen können.

⁴ So der westliche Teil des Firnfeldes des Waxeck Kees, das des Schwarzenstein Kees, das Tribbach Kees, das östl. Stillupp Kees u. a.

muten¹. Über dasselbe ragen die genannten Gipfel, ebenso wie Olperer (3476 m) und Gfornne Wandspitzen (3286 m und 3270 m) über den Riepensattel, um 200—400 m als rundliche, firnüberdeckte Hauben auf, welche nach den anderen Seiten hin zumeist durch steile Karwände begrenzt werden. Wir treffen also hier die Reste eines Mittelgebirgsreliefs, das dem im Firngebiet der Pasterze und rings um den Venediger auftretenden morphologisch vollkommen gleichwertig und auch der Höhe nach entsprechend ist. Wir tragen daher kein Bedenken, die eben beschriebenen Flachformen unserem „Hochkönigniveau“ gleichzustellen. Bemerket sei, daß die Reste desselben, die hier infolge der stärkeren Zertalung weniger ausgedehnt sind als in den H. Tauern, durch die vor allem von N. hereingreifende Rückwitterung der Karwände ebenso bedroht werden, wie dies vom Verfasser für die entsprechenden Formen in den H. Tauern gezeigt worden ist (33 b). Es ist kaum nötig, des genaueren die weitgehende Analogie zu betonen, welche bezüglich der morphologischen Eigenart auch der tiefer gelegenen Landoberflächen zwischen den H. Tauern und den Zillertaler Alpen besteht.

Aus den Zillertaler Alpen verfolgen wir unser „Tennen-“ und „Gotzenniveau“ in die Brennerfurche. Hier haben zuerst J. Sölich (34 a), später R. v. Klebelsberg (14 a) auf die flachwelligen Riedelflächen aufmerksam gemacht, welche von beiden Seiten an das Silltal mit etwa 2200 m Höhe herantreten und von dort gegen W und O auf ungefähr 2400 m ansteigen, bis dann ein Steilhang zu den die Senke umsäumenden höheren Gipfeln emporführt². Es handelt sich um Überreste einer alten Landoberfläche, welche sich auch in die Seitentäler hineinzieht. Im Inneren der aus den Zillertaler-, bzw. Tuxer Schiefer-Alpen kommenden Täler ergibt sich nun der Anschluß an jene Flächen, welche dort dem „Tennenniveau“ zuzuweisen sind.

Unter den Überresten dieses alten Reliefs finden sich beiderseits des Wipptales und in dessen Nebentälern noch breit ausladende Terrassen-

¹ Diese Flächen hat A. Aigner (1 c) offenbar im Auge, wenn er hier ein „Firnfeldniveau“ einem „Hochtalsystem“ (= unserem „Gotzenniveau“) gegenüberstellt. Daß die unserem „Tennenniveau“ zugewiesenen gletscherbedeckten Flächen an der N-Seite des Zillerkammes nicht dem „Gotzenniveau“ zugewiesen werden können, wie A. Aigner will, dürfte aus unserer Darstellung hervorgegangen sein.

² Vgl. Karte d. Brennergebietes 1 : 50.000, hg. v. D. u. Ö. A.-V. Obernberger Tribulaun (2459 m) — Pfeifensp. (2378 m) — Geierkragen (2337 m) — H. Lorenzberg (2314 m) — Kreuzjoch (2242 m) — Steinjoch (2187 m); Padauner B. (2231); Muttenjoch (2413 m) — Rötensp. (2482 m) — Leitner Steller 2313 m) — Steinacherjöchel (2232 m); Ultensp. (2172 m); Blaser (2244 m); 2200—2300 hohe Flächen rings um den Miesler K. (2625 m); Hühnerbichl (2218 m); Pat-scherkofel (2248 m).

flächen (vgl. J. Sölch 34 a), welche Reste einer in das „Tennenniveau“ eingesenkten Landoberfläche, offenkundig unseres „Gotzenniveaus“, darstellen¹. Bei demselben scheint sich aber hier eine weitere Gliederung zu empfehlen: In eine höhere Landoberfläche, die im südlichen Teil des Silltales in über 2000 m, beim Austritt desselben in das Inntal unter 2000 m gelegen ist, und eine tiefere, die auf der gleichen Strecke von 1900 auf 1800 m herabsinkt. Darunter folgen noch tiefere Talleisten, die im südlichen Teil des Silltales in über 1500, in rund 1300 und 1100 m auftreten² und eine Parallelisierung mit den drei obersten im Salzburgerischen vorhandenen Talniveaus zulassen.

Es erfordert besondere Beachtung, daß es hier zur Zeit des „Tennenniveaus“ unmittelbar am Hauptkamm zu einer fast völligen, in der Zeit des „Gotzenniveaus“ zu einer immerhin recht weitgehenden Einebnung gekommen ist. Dieselbe ist offenkundig durch die petrographischen Verhältnisse gefördert worden. Andererseits hat die Einebnung aber auch noch über das Gebiet der Phyllite und Schiefer hinausgegriffen und die randlichen Teile des Stubai-er Mesozoikums und -Kristallins mit erfaßt, ist also nicht rein gesteinsbedingt. Deshalb ist die Feststellung wichtig, daß die Brennerfurche ein offenbar uraltes Senkungsgebiet darstellt. Dies findet seinen Ausdruck darin, daß die tektonischen Achsen des Gebirges in der Brennerregion eine Einsenkung erfahren, was auch erklärt, daß an dieser Stelle der Zentralalpen sich tektonische Einheiten erhalten haben, die zu den tektonisch höchsten gehören. Der Beachtung wert ist ferner die Tatsache, daß unsere beiden alten Landoberflächen, besonders das „Tennenniveau“, ein auffallend starkes Gefälle von beiden Seiten gegen die Mitte der Brennerfurche hin aufweisen, wie dies besonders schön an dem Profil Muttenjoch (2413 m) — Leitner Steller (2313 m) — Steinacherjöchl (2232 m) — Ultensp. (2172 m) — Kastenwand (2548 m) zu erkennen ist. Das deutet darauf hin, daß es noch nach der Ausbildung der alten Landoberflächen zu einer transversalen Einmuldung im Gebiete der Brennerfurche, richtiger zu einem Zurückbleiben dieses Gebietes bei der Gesamthebung des Gebirges gekommen ist. (Vgl. auch A. Penck 24 b.)

Da nun die Zeiten der Ausbildung, sowohl des „Tennen-“ wie des „Gotzenniveaus“, schon an und für sich Perioden einer beträchtlich verminderten Tiefenerosion waren, wird es verständlich, daß es damals in diesem Streifen zurückbleibender Hebung, ähnlich wie im nördlichen Längstalzug, zu einer so weitgehenden Abnahme der Erosion kam, daß die Denudation bei weitem über die Erosion überwog und die Ausbildung einer breiten, sich auch ins Eisackgebiet hinüberziehenden Flachlandschaft, sowie die völlige Zerstörung noch älterer Formenelemente die Folge war.

In diesem durch eine transversale Einmuldung des Brenner-

¹ Kastenberg (2019 m) — Eggermähder (1930 m); Blentenstein (2037 m), Hochgeneiner Jöchl (1988 m), Eggenjoch (1939 m); Hablermähder (1865 m, 1858 m, 1925 m), Weiße Wand (1849 m), Brunich (1798—1887 m), Waldrastjöchl (1880 m), Schoberiß (1920 m), Patscherkofel H. (1970 m).

² Sölch und v. Klebelsberg fassen hier mehrere Talniveaus zu einem einzigen zusammen.

gebietes herbeigeführten und durch die geringe Widerständigkeit des Gesteins begünstigten bedeutenden Breitenwachstum der jüngeren Landoberflächen auf Kosten der ältesten haben wir also die Erklärung für die zuerst von A. Penck (24 a) festgestellte Erscheinung zu suchen, daß w. und ö. des Passes die Niveaulinien von 2500 m auf 9 km, jene von 3000 m auf 18 km auseinander treten.

Die im Silltal erwähnten Talniveaus ziehen sich, an Höhe abnehmend, n. um die Waldrastsp. herum ins Stubai¹ hinüber und lassen sich, dort an Höhe wieder zunehmend, taleinwärts verfolgen. Über ihnen folgen hier nun die Reste von vier deutlich voneinander zu trennenden alten Landoberflächen. Die unterste derselben, am N-Rand der Gruppe in etwa 1800 m gelegen, tritt uns bei Ranalt in Form von über 1900 m hohen, im innersten Teil des Unterberger Tales von 2000 m hohen Terrassen entgegen; die nächste ist in Karböden und zumeist als breite Schulterfläche erhalten und steigt von 1950 m beim Talausgang bis auf 2200—2300 m im Inneren an, wo sie in der Umgebung der Nürnberger, Leipziger und Dresdener H. sowie auch an der N-Seite des Unterberger Tales besonders breit entwickelt ist. Diese beiden alten Landoberflächen schließen beim Austritt des Stubaitales an jene an, in welche wir unser „Gotzenniveau“ im Brennergebiet zerlegt haben. Höher folgt das morphologische Gegenstück des „Tennenniveaus“, das im Stubai von 2200 m beim Ausgang des Tales auf 2600 m im Inneren ansteigt² und dort vor allem am Egessengrat (2632 m) und in der Verflachung der Gletscher in 2600—2700 m zu erkennen ist. Das dabei festzustellende starke talauswärts gerichtete Gefälle, das mit dem Alter der Landoberflächen zunimmt, ist in ähnlicher Weise wie in den Salzburger Alpen (33 b) als das Ergebnis einer durch die ganze Bildungszeit der Abtragungsflächen andauernden und sich in ihrer Wirkung summierenden Hebung, bezw. Aufwölbung aufzufassen.

Ein viertes, höchstes Formenelement ist unter den in mehr als 3000 m Höhe liegenden, teilweise bis auf die höchsten Kuppen reichenden Firnfeldern begraben: Dasselbe ist in kleiner Ausdehnung am Schneepinggl (3166 m) und zwischen den Feuersteinen (3040 m, 3265 m, 3248 m) erhalten, in größerer Erstreckung im Raume zwischen Aperer Pfaff (3351 m), Zuckerhütl (3512 m), Wilder Pfaff (3471 m), Sonnklarsp. (3476 m) und Wilder Freiger (3426 m); auch die Firnfelder in der Umgebung des Windacher Daunkgl. (3363 m) scheinen hieher zu gehören, desgleichen jene rings um die Ruderhofsp., sowie diese selbst (3472 m)

¹ K. d. Brennergebietes 1 : 50.000, K. d. Ötztal und Stubai 1 : 50.000, Bl. 2, hg. v. D. u. Ö. A.-V.

² Die Abtragungsflächen sind bereits von J. Sölch andeutungsweise erwähnt worden (34 b).

und das Gebiet am oberen Lisenser Ferner. Diese alte Landoberfläche hatte die Form einer Mittelgebirgslandschaft, deren tiefste Partien heute in etwa 3000 m gelegen sind, deren Kuppen eine relative Höhe von 400—500 m erreichen. Freilich sind jene Kuppen heute kaum je noch als Vollformen erhalten, zumeist sind sie ganz oder teilweise bereits der Karbildung zum Opfer gefallen, welche teilweise auch von den die Kuppen jener Mittelgebirgslandschaft ursprünglich trennenden Talmulden ihren Ausgang nahm. Das Bild, das sich ergibt, weist eine weitgehende Ähnlichkeit mit den in den höchsten Teilen der Zillertaler A. und in den H. Tauern festgestellten Altformenresten auf. Wir zögern deshalb nicht, diese oberste Landoberfläche hier wie dort unserem „Hochkönigniveau“ gleichzustellen. Reste von noch höheren Altformen sind nicht vorhanden, doch zeigen die Formen der höchsten Kuppen auch hier, daß in unbekannter Höhe eine Landschaft mit noch geringerem Relief (die „Augensteinlandschaft“, vgl. S. 129) vorausgegangen ist¹.

Daraus ergibt sich die Feststellung, daß die Formenentwicklung auch hier im großen und ganzen sich nach den gleichen Gesetzen abspielt hat wie weiter ö., mit der einen Ausnahme, daß das „Gotzenniveau“ sich hier in zwei voneinander deutlich zu trennende Landoberflächen auflöst. Dazu ist zu bemerken, daß eine solche Zerlegung des „Gotzenniveaus“, die sich uns im Brennergebiet zum erstenmal aufgedrängt hat, gelegentlich auch weiter ö. möglich ist, so um Mayrhofen (s. S. 130), ja auch in einzelnen Teilen der H. Tauern, einigermassen deutlich freilich nur im Stubachtal.

Aus den Stubaiern gewinnen wir den Anschluß an die Ötztaler Alpen². Über dieselben liegt eine eingehende Arbeit von A. Burchard (6) vor, in welcher ein „Hochtalsystem“ und ein „Firnfeldniveau“ auseinandergelassen werden. Beide sind jedoch komplexe Formen und allem Anschein nach sind neben mehreren Talniveaus auch hier 4 hochgelegene Systeme von Flachformen zu unterscheiden: 1. Eines, das bei Sölden in etwa 2000 m entwickelt ist (J. Sölch [34 b]), bis zum Ende des Gurgler Feners und ins Rofen-Tal aber auf 2400 m ansteigt. Ein 2., das auf der gleichen Strecke von 2200 sich auf 2700—

¹ Wenn R. Leutelt (Die Oberflächenformen in den östlichen Stubaiern Alpen, Diss. ungedr. Innsbruck 1929) zu der Vorstellung gelangt, daß außer den erwähnten Talniveaus noch 8 Hochfluren vorhanden seien, die zwischen 1800 und 3000 m in Abständen von je 200 m und in 3500 m auftreten sollen, so vermögen wir dieser Auffassung nicht zu folgen. Für die Ermöglichung der Einsichtnahme in die Arbeit Leutelts bin ich Herrn Prof. F. Metz zu besonderem Dank verpflichtet, den ich auch an dieser Stelle zum Ausdruck bringen möchte.

² K. d. Ötztal u. Stubai, 1 : 50.000, Bl. 1—4, hg. v. D. u. Ö. A.-V.

2800 m erhebt und besonders schön als breite fortlaufende Schulterfläche beiderseits des Gurgler Tales zu verfolgen ist. Es ist dasselbe Formenelement, das uns im innersten Stubai in rund 2300 m begegnet ist. Das 3., das rings um Sölden in 2500—2600 m auftritt, steigt, zumeist von Kargletschern bedeckt, taleinwärts ebenfalls rasch an und ist in den innersten Talhintergründen einer genaueren Höhenangabe dadurch entzogen, daß es unter den 2900—3100 m hohen flachen Teilen der weiten Firnmulden verborgen ist. Über diese ragen die spärlichen Reste einer höchsten, 4. Landoberfläche mit 200—300 m hohen, steileren Firnhängen auf. Meist sind diese ursprünglich als Inselberge aufragenden Überreste der höchsten Landoberfläche unter dem Einfluß der Vergletscherung bereits so weit aufgezehrt worden, daß an ihrer Stelle scharfe Gratformen übrig geblieben sind, nur beim Similaun (3607 m), rings um die Finailsp. (3514 m), bei der Weißseesp. (3534 m) und überhaupt bei der Umrahmung des Gepatschferners sind noch leidlich ausgedehnte Reste einer über 3300 m hoch gelegenen und mit einer Reliefenergie von 200—300 m ausgestatteten Landoberfläche zu erkennen. Wenn es erlaubt ist, unsere bisher gebrauchte Terminologie auch hier anzuwenden, so hätten wir die unter 1. und 2. angeführten alten Landoberflächen als „Gotzenniveau“ zusammenzufassen, das hier ebenso wie im Stubai zweigeteilt ist. Die nächst höhere Abtragungsfläche würde dem „Tennenniveau“, die höchste unserem „Hochkönigniveau“ entsprechen.

Sollte diese Parallelisierung, die allerdings noch der Überprüfung bedarf, sich bestätigen, so ergäbe sich für die Ötztaler Alpen zunächst die Feststellung, daß sich die morphogenetische Entwicklung derselben in den großen Zügen in gleicher Weise wie weiter im O abgespielt hat, mit der bereits im Stubai gemachten Ausnahme bezüglich des „Gotzenniveaus“. Doch wären im Falle des Zutreffens unserer Auffassung auch Verschiedenheiten festzustellen, auf die nicht eingegangen zu werden braucht, da sie für den weiteren Gang unserer Untersuchung nicht wesentlich sind.

Die Entscheidung über die Frage, ob die in den Tiroler Zentralalpen festgestellten Abtragungsflächen auch in den vorgelagerten Kalkalpen vorhanden sind, muß der Zukunft vorbehalten bleiben. Daß ausgedehnte Reste des „Hochkönigniveaus“ dort erhalten wären, ist von vornherein nicht wahrscheinlich, und bezüglich der Einordnung der tieferen bisher dort bekannt gewordenen Altformenreste (9, 14 b) müßten wir uns derzeit auf Vermutungen beschränken, abgesehen etwa von der am W-Rand des Zahnen Kaisers in über 1750 m gelegenen verkarsteten Verebnungsfläche, welche dem „Gotzenniveau“ zugehört. Die beiderseits des Inntales, insbesondere von S her vorspringenden

Riedelflächen (14 a) in rund 1900 und 2200 m weisen wir im Anschluß an unsere obige Darstellung der Verhältnisse im Wipptal dem „Gotzen“- bzw. „Tennenniveau“ zu.

Nur in aller Kürze soll nun noch auf die im O der Salzburger- und Salzkammergut-Alpen gelegenen Gebirgsteile eingegangen werden, wobei wir uns allerdings nur auf Literatur- und Kartenstudium stützen, nicht aber eine durchlaufende Verfolgung der Landoberflächen durchführen können, abgesehen vom oberen Ennsgebiet. In den Nied. Tauern hat J. S ö l c h (34 d) außer tiefer gelegenen Talniveaus noch drei hochgelegene Flächensysteme in 1850—1950 m, 2150—2200 m und 2450—2500 m Höhe festgestellt. Da die beiden unteren derselben bei einer Durchverfolgung aus dem Enns- ins Salzbachgebiet sich als mit dem „Gotzen“- bzw. „Tennenniveau“ identisch erweisen, wird man das oberste dem „Hochkönigniveau“ gleichstellen dürfen. Dem „Gotzen“- bzw. „Tennenniveau“ entsprechende Flachformen sind durch A. A i g n e r (1 d) auch an der S-Seite der Nied. Tauern festgestellt, desgleichen in den Gurktaler und Seetaler Alpen (1 a) und A. T h u r n e r (40) konnte in Innerkrams eine der unsrigen ganz analoge Gliederung vornehmen.

In den niederösterreichisch-steirischen Kalkalpen wurden bisher die auf den Kalkplateaus vorhandenen Altformen unter dem — allem Anschein nach komplexen — Begriff der „Raxlandschaft“ (20 a) zusammengefaßt, obwohl bereits G. G ö t z i n g e r (11 a) dort die Unterscheidung zwischen „flachen Abtragungskuppen“ und „lokalen Verbnungsflächen“ macht und D. B a e d e k e r (3) einen „zweiten Talzyklus“ auf den Plateaus von Rax und Schneeberg ausgeschieden hat, der von E. S p e n g l e r (35) auch auf dem Hochschwab festgestellt worden ist. Vielfach ist man geneigt, den auch hier vorhandenen treppenförmigen Aufbau der Plateaus durch die Annahme einer jungen Schollentektonik zu erklären (20 b, 35). Tatsächlich ist kein Zweifel, daß mit der Annäherung an den Alpen-Ostrand die Wahrscheinlichkeit von tektonischen Verstellungen der alten Landoberflächen zunimmt. Aber es scheint uns wesentlich, daß J. S ö l c h (34) imstande war, eine Reihe von Flächensystemen — von Verbiegungen, Schrägstellungen und lokalen Verwerfungen abgesehen, u n g e s t ö r t — durch das ganze Gebiet der steirisch-niederösterreichischen Alpen durchzuverfolgen. Speziell im Hochschwabgebiet konnte dieser Forscher — von den tiefer gelegenen weit verbreiteten Talniveaus sehen wir ab — drei alte Landoberflächen unterscheiden, die im östlichen Teil des Stockes eine Höhe von 1500—1600 m, 1900—2000 m und 2100—2200 m erreichen und nach ihrer morphologischen Eigenart zu einer Parallelisierung mit den in den

Salzburger Kalkalpen festgestellten Abtragungsflächen geradezu herausfordern. Die tieferen derselben werden — wiederum von niedriger gelegenen Talniveaus begleitet — in zahlreichen bald kleineren, bald größeren Resten noch weiter ostwärts verfolgt und selbst auf dem Raxplateau lassen sich nach S ö l c h drei Absätze unterscheiden, deren Einordnung in unser System jedoch angesichts der hier nachgewiesenen jungen Störungen unsicher ist.

Ähnlich ist es auch im Gebiet der K o r - A l p e, wo durch A. A i g n e r (1 e), F. H e r i t s c h (13 b—e), J. S ö l c h (34 c, d) und A. W i n k l e r (44 a—d, g, h) ebenfalls mehrere verschieden hoch gelegene Landoberflächen festgestellt worden sind, über deren Deutung und Altersbestimmung jedoch keine einheitliche Auffassung besteht. Während A i g n e r zur Erklärung des treppenförmigen Aufbaues an tektonische Verstellungen denkt, hat W i n k l e r vier verschieden alte Abtragungsflächen unterschieden, welche unseren Landoberflächen einschließlich des obersten Talniveaus entsprechen dürften.

Jedenfalls ist in der Nähe der pannonischen Einbrüche mit der Möglichkeit junger Störungen und damit zu rechnen, daß unsere weiter im W gewonnene Synthese hier nicht oder nur teilweise zutrifft. Deshalb soll der O-Rand der Alpen im folgenden außer Betracht bleiben. Wenn wir für diesen Teil der Alpen die Möglichkeit einer jungen Schollentektonik zugeben, so glauben wir doch weiter w., wo sich lediglich weitgespannte Verbiegungen nachweisen lassen, eine solche Auffassung ablehnen zu müssen.

Am Ende unseres Rundganges durch die nördlichen Ostalpen zurückblickend, zeigt sich uns — vom O-Rand des Gebirges, wo die Deutung unsicher ist, abgesehen — eine geradezu großartige Übereinstimmung in der morphogenetischen Entwicklung. Überall ergibt sich die „Augensteinlandschaft“ als Ausgangsform derselben. Allenthalben heben sich die drei Hauptformenelemente des „Hochkönig“, „Tennen“- und „Gotzenniveaus“ heraus. Was zur Charakteristik dieser drei Landoberflächen im Gebiete der Salzburger Alpen am Anfang unserer Untersuchung (S. 129 f.) gesagt wurde, behält auch jetzt, nach der Erweiterung unserer Kenntnis über einen Großteil der Ostalpen, beinahe wörtlich seine Gültigkeit. Nur bezüglich des „Gotzenniveaus“ muß dem dort Gesagten hinzugefügt werden, daß dieses sich w. des Brenner in zwei voneinander deutlich zu scheidende Formenelemente auflöst. Auch bezüglich der Talniveaus besteht, wie ausdrücklich vermerkt sei, eine weitgehende Analogie.

Wir erkennen aus diesen Feststellungen, daß der in den Salzburger Alpen gewonnenen morphogenetischen Synthese ebenso regionale Be-

deutung zukommt wie einer Altersbestimmung der Abtragungsflächen, welche im Anschluß an diese Synthese im folgenden gewonnen werden soll.

Bei der Altersbestimmung der Abtragungsflächen gehen wir von der Tatsache aus, daß die in den Salzburger Alpen auftretenden Talniveaus vom Kalkalpenrand, gegen N stark konvergierend, sich durch die Flyschzone hinüber in den Kobernauser Wald und den Hausruck verfolgen lassen. Dieses Gebiet ist aus 150—200 m mächtigen Quarzschottern aufgebaut und stellt (vgl. neben älteren Arbeiten jene G. Götzingers [11 b—d]) den Rest eines einst noch weiter ausgedehnten gewaltigen Schuttkegels dar, welcher von einem Alpenfluß im Pontikum abgelagert worden ist. Trotz der seither eingetretenen Zerschneidung ist die Rekonstruktion der gegen S mit einem mittleren Gefälle von etwa 13‰ ansteigenden Uroberfläche dieses Schuttkegels möglich. Denkt man sich diese mit gleichem Gefälle bis in die Flyschzone hinein verlängert, so gewinnt man, wie der Verfasser demnächst genauer darzulegen beabsichtigt, den Anschluß an das oberste der im Salzburgischen, aber auch in den benachbarten Alpentteilen festgestellten Talniveaus, dem somit unterpliozänes Alter zukommt.

Damit ist zugleich auch ein terminus ante quem für die älteren Landoberflächen gewonnen und es wird nunmehr unsere Aufgabe sein, diese mit den vorpontischen Ablagerungen im Alpenvorland in Beziehung zu bringen. Dabei bekennen wir uns zu der Ansicht jener Forscher, welche die großen Faltungen und Deckenüberschiebungen im Alttertiär als abgeschlossen betrachten und sich vorstellen, daß diese Vorgänge, sofern sie sich nicht überhaupt submarin abgespielt haben, als im wesentlichen horizontal gerichtete Bewegungen gar nicht imstande waren, die Alpen als Gebirge zu schaffen. Wir nehmen mit Cl. Lebling (18 a, b), M. Richter (27) u. a. an, daß die orogenetischen Bewegungen, abgesehen von der Überschiebung der Molasse durch die Alpen und der Molassefaltung, spätestens im Mitteloligozän beendet gewesen seien, und glauben nicht an die von K. Boden (5 a—d), K. Leuchs (19 b), K. Troll (42) und in ähnlicher Weise auch von O. Ampferer (2 c, d) behauptete Fortdauer der orogenetischen Bewegungen bis ins Obermiozän. Denn eine solche Annahme steht im Widerspruch mit den neueren Ergebnissen morphologischer Forschung und beruht lediglich auf der völlig unbewiesenen Annahme, daß eine Änderung in der Beschaffenheit und Zusammensetzung der Molasse ausschließlich durch orogenetische Vorgänge bedingt sein müsse. Man übersieht dabei, daß Änderungen in der Korngröße der Molasseablagerungen ebensowohl auch durch die wechselnde Intensität

des epirogenetischen Aufsteigens der Alpen herbeigeführt sein können, Änderungen in der Zusammensetzung durch die Hand in Hand mit dem Aufsteigen des Gebirges gehende Bloßlegung tiefer liegender tektonischer Einheiten. Auch an den von O. Ampferer (2 a, b, e) angenommenen postaquitanen Einschub des Kaisergebirges — sofern demselben überhaupt Deckencharakter zukommen sollte — vermögen wir vor allem nach den dagegen von W. Petraschek (26 b), K. Leuchs (19 a, b) und A. Winkler (44 f) geltend gemachten Gegengründen nicht zu glauben. Dies mußte vorausgeschickt werden, bevor an die zeitliche Festlegung der alten Landoberflächen geschritten werden kann.

Für diese liefert uns der Hausruckschotter einen terminus ante quem. Ein terminus post quem ist durch das Alter der Augensteinlandschaft gegeben, die sich uns überall als Ausgangsform für die morphologische Entwicklung unserer Alpen mit zwingender Notwendigkeit ergeben hat.

Die Bestimmung des Alters der Augensteinlandschaft stößt allerdings insofern auf gewisse Schwierigkeiten, als die Augensteinschotter selbst keine Fossilien enthalten. Nun kam aber bereits E. v. Mojsisovics (22) zu der Erkenntnis, daß die Augensteine die Überreste einer einst zusammenhängenden Decke von Konglomeraten und Sandsteinen seien, wie sie in größerer Ausdehnung in den kohleführenden Ablagerungen auf der Stoder Alpe und im oberen Ennstal, vor allem bei Radstadt und Wagrein, aber auch bei Steinach und Hieflau auftreten. Auch die meisten jüngeren Forscher, die sich mit diesen Ablagerungen beschäftigt haben, wie G. Geyer (10), W. Petraschek (26 a, b, d), W. Schmidt (30 b), J. Stiny (36) und zuletzt A. Winkler (44 f) vertreten die gleiche Ansicht und nehmen für die Augensteine und jene limnisch-fluviatilen Ablagerungen der Ennsfurche ein gleiches Alter an¹.

Nun wurden zwar im kohleführenden Tertiär sowohl von Wagrein wie von der Stoder Alpe Pflanzenabdrücke gefunden. Aber diese ergeben keine eindeutige Altersbestimmung, so daß die genannten Ablagerungen von manchen Forschern ins Oligozän, von anderen ins Miozän gesetzt werden (12 c, 25, 26 b, 38). Unlängst hat nun A. Winkler (44 f) in einer bemerkenswerten Studie die inneralpinen Tertiärablagerungen und die Augensteine einer neuerlichen Untersuchung unterzogen und wahrscheinlich gemacht, daß die oben genannten Ablagerungen gleichaltrig mit den Angerbergsschichten des Inntales sind.

¹ Anders F. Heritsch (13 a) und F. Trauth (41 b), die zwar das Tertiär der Stoder Alpe den Augensteinen gleichstellen, aber für diese Ablagerungen ein etwas höheres Alter vermuten als für das Ennstaltertiär.

Diese Ansicht findet ihre Stütze vor allem in der weitgehenden Analogie des Geröllbestandes wie des allgemeinen Charakters dieser Ablagerungen. Wir möchten, die Beobachtungen A. Winklers ergänzend, betonen, daß nicht nur zwischen dem Wagreiner Tertiär und den Angerbergsschichten des Inntales, sondern auch zwischen jenem und den Angerbergsschichten des Kössener Beckens und am N-Fuß des Kaisergebirges eine weitgehende und auffallende Übereinstimmung besteht, die ganz entschieden zugunsten einer Gleichaltrigkeit aller dieser Bildungen spricht¹. Da die Angerbergsschichten nach M. Schlosser (29 a, b) ins Aquitan zu stellen sind, ergibt sich somit auch für das Ennstalertiär und die Augensteine, und damit auch für die Augensteinlandschaft, ein aquitanes Alter, während die Süßwasserschichten der Steiermark nach E. Spengler (35) und A. Winkler (44 b) für jünger als die Augensteine anzusehen und nach Winkler ins Mittelmiozän zu stellen sind. Eine Zuweisung des Ennstalertiärs ins Aquitan erscheint mit den Fossilfunden umso eher vereinbar, als es neuerdings fraglich geworden ist, ob dasselbe noch ins Oligozän oder nicht vielmehr ins Miozän gehört.

Nun hat man sich jene Augensteinlandschaft nach allgemeiner Ansicht als Rumpffläche vorzustellen. Bei Annahme der Gleichaltrigkeit der Augensteine mit dem Ennstalertiär und den Angerbergsschichten ergibt sich nun die Frage, ob die Beschaffenheit aller dieser limnisch-fluviatilen Ablagerungen mit einem solchen Rumpfflächencharakter im Einklang steht. Die Frage ist entschieden zu bejahen, da es sich um kohleführende Tone, Sandsteine und feinkörnige Konglomerate handelt; andererseits entspricht auch die zentralalpine Herkunft der Gerölle und das Fehlen von kalkalpinem Material im Ennstaler Tertiär der für die Augensteinzeit anzunehmenden nördlichen Entwässerungsrichtung.

Wenn an der Basis der Wagreiner Ablagerungen, ähnlich wie bei den Angerbergsschichten des Inntales, gröbere Konglomerate auftreten, so bedeutet das keinen Widerspruch zu dem Rumpfflächencharakter der Augensteinlandschaft. Denn die Konglomerate gehen nach oben rasch in feineres Material über, was besagt, daß es in den betreffenden Gebieten im Aquitan zu einer Senkung kam, die verhältnismäßig rasch einsetzte, bald aber abklang, so daß sie durch Sedimentation ausgeglichen werden konnte. Wenn die Gesamtmächtigkeit der

¹ Da die limnisch-fluviatilen Ablagerungen mit Braunkohlen im Lungau nach den Untersuchungen von A. Aigner (1a, b, d), W. Petraschek (26 b) und R. Schwinner (32) den gleichen Charakter wie das Ennstalertiär tragen und ebenfalls als Reste einer einst ausgedehnten Sedimentdecke gedeutet werden, scheint es nicht ausgeschlossen, daß auch sie mit jenem gleichaltrig sind und ins Aquitan gehören.

Ablagerungen in beiden Fällen eine recht bedeutende ist, so zeigt dies, daß die Senkung relativ lang andauerte. Sie braucht aber wegen ihrer räumlichen Begrenzung und Langsamkeit den Rumpfflächencharakter nicht gestört zu haben. Daß bei Kössen und am N-Fuß des Kaisergebirges die Korngröße nach oben zunimmt und die (dort feinkörnigen) Konglomerate im Hangenden der Sandsteine und Mergel auftreten, bedeutet keinen grundsätzlichen Unterschied, sondern zeigt nur, daß dort jene Senkung allmählich einsetzte und später ein wenig an Intensität zunahm.

Diese Senkung ist wohl als der erste Anfang der Längstalbildung und jener Vorgänge aufzufassen, die im weiteren Verlauf an einigen Stellen zur Einmündung der aquitanen Ablagerungen (Kössener Becken), bezw. Überschiebung und Einklemmung derselben (Oberangerberg, Wagrein, Stoder A., Wörschach) und infolgedessen zu ihrer Erhaltung geführt haben. Bezüglich des Zeitpunktes der zuletzt genannten Vorgänge, welche die heute 1000 m und mehr betragende Differenz in der Höhenlage dieser Ablagerungen verursacht haben, besitzen wir keine genauen Nachrichten. Zwar findet sich in der Lobenau bei Radstadt im Hangenden des Wagreiner Tertiärs ein Tertiärschotter (A. Winkler 44 f.), der Gerölle von Wagreiner Konglomerat enthält, also offenkundig jünger ist als dieses, und von der Mandling-Trias längs einer steil S-wärts fallenden Störungsfläche überschoben wurde. So interessant dieses Schottervorkommen als Beweis für ein weiteres Fortdauern der im Aquitan einsetzenden Senkungsvorgänge im Gebiet des Ennstales auch ist, so liefert es doch keine genaueren Anhaltspunkte dafür, wie lange diese Senkung andauert hat, da Fossilfunde fehlen. Bemerkenswert ist jedenfalls die Tatsache, daß „Tennen“- und „Gotzenniveau“ — für das „Hochkönigniveau“ ist mangels entsprechend ausgedehnter Reste in den Nied. Tauern eine verlässliche Erkenntnis nicht möglich — beiderseits des Ennstales in gleicher Höhe auftreten. Damit stimmt überein, daß, wie A. Winkler (44 f.) feststellte, am Stoder Zinken die Abtragungsfäche des Kammergebirges, die unserem „Gotzenniveau“ entspricht, über das eingeschuppte Tertiär ungestört hinweggreift. Auch alle jüngeren Talniveaus, die hier ebensowohl wie bei Kössen und im Inntal vom Grundgebirge in das Tertiär übergreifen, erweisen sich von jungen Störungen als unabhängig. Man wird die Absenkung und Einklemmung der aquitanen Ablagerungen mit Rücksicht auf die unten zu gebende Altersbestimmung des „Tennenniveaus“ (mittelmiozän, s. S. 147) infolgedessen als im Mittelmiozän bereits abgeschlossen betrachten dürfen, und wird nicht weit fehlgehen, wenn man sie zeitlich und ursächlich in Zusammenhang bringt mit den an der Wende vom Unter- zum Mittelmiozän am O-Rande der Alpen und im Mur- und Mürzgebiet sich abspielenden Senkungen.

Nicht nur der Charakter der inneralpinen Ablagerungen des Aquitans, sondern auch die Zusammensetzung und Beschaffenheit der gleichaltrigen Bildungen im bayrischen Alpenvorland, der unteren Süßwassermolasse, steht mit der Annahme im Einklang, daß die Alpen damals von einer Rumpffläche überspannt wurden. Denn die untere Süßwassermolasse besteht nach den Untersuchungen K. Weithofers (43) ö. der Isar, von der geringmächtigen Bausteinzone (Sandsteine mit feinkörnigen Konglomeratbänken) abgesehen, nur aus Mer-

geln und feinen Sandsteinen (vgl. Tabelle), was auf ein niedriges, eingeebnetes Hinterland hinweist¹, und auch auf oberösterreichischem Boden ist der Charakter der Oliogozänablagerungen ganz analog (R. Schubert [31]). Wenn die feinen Mergel der unteren Süßwassermolasse bei gleichbleibendem Charakter eine Mächtigkeit von 1200 bis 1500 m erreichen, so kann das nur dahin gedeutet werden, daß der Rumpfflächencharakter des Gebirges durch lange Zeit hindurch gewahrt geblieben ist, ungeachtet des in der Gesamtsumme sehr bedeutenden, aus den Alpen in das Molassemeer erfolgenden Massentransportes. Das beweist, daß hier durch lange Zeit hindurch ein Gleichgewicht zwischen Flächenabtragung und offenbar ganz langsamer Hebung der Alpen bestanden hat. Man wird sich also vorzustellen haben, daß jene Rumpffläche gleichsam parallel zu sich selbst tiefer gelegt wurde, aber davon abgesehen sich mit im wesentlichen gleichem Charakter erhalten hat. Erst eine Beschleunigung der schon im Aquitan, allerdings sehr langsam vor sich gehenden Regression, die auch zu einer von A. M o o s (23) im westlichen Bayern festgestellten Erosionsdiskordanz zwischen Oligozän und Miozän geführt hat, bedingt dann jene allmählich einsetzende, später beschleunigt vor sich gehende Zerschneidung der „Augensteinlandschaft“, welche an den konvexen Formen der die tieferen Teile des „Hochkönigniveaus“ überragenden Kuppen zu erkennen ist (vgl. S. 129).

Außer der Korngröße der unteren Süßwassermolasse ist auch ihr Geröllbestand bezeichnend. H. P. Cornelius (8) hat darauf aufmerksam gemacht, daß in den der oligozänen Molasse eingelagerten Konglomeratlagen, wenigstens im östlichen Bayern², Kalke überhaupt fehlen oder zum mindesten stark zurücktreten, und hat dies damit erklärt, daß die Kalkalpen damals zu niedrig waren, um gröbere Gerölle zu liefern. Neuerdings hat auch K. B o d e n in mehreren verdienstvollen Untersuchungen über die bayrischen Molasseablagerungen (5 a—d) das starke Zurücktreten von alpinen Kalken in den Nagelfluhen der unteren Süßwassermolasse festgestellt und auf das überwiegende Vorherrschen von dunklen Dolomitgeröllen hingewiesen, neben welchen auch kristalline Bestandteile (vorwiegend Quarze, Quarzite, aber auch Gneise, Grünschiefer, Glimmerschiefer, Phyllite) auftreten, die gegen O immer mehr

¹ Je weiter man sich jedoch von der Isar in westlicher Richtung entfernt, desto größere Bedeutung erlangen, zumal nahe dem Alpenfuß, grobe Konglomerate, woraus geschlossen werden muß, daß in den benachbarten bayrisch-tirolischen und vor allem in den Schweizer Alpen ein lebhafteres Relief bestanden hat.

² Daß im westlichen Bayern auch Kalkgerölle vorhanden sind, steht mit dem offenbar dort lebhafteren Relief der Alpen in Zusammenhang; s. vorhergehende Fußnote.

Tabelle der jungtertiären Ablagerungen im bayrischen und oberösterreichischen Alpenvorland als Korrelate der Formenentwicklung der angrenzenden Alpen. (Zusammengestellt nach Lit. Nr. 5a—d; 7; 8; 11b—d; 12a, b, d; 15; 17; 18a, b; 27; 28; 31; 39a, b; 43 u. a.)

Stufe	Ostbayern			Oberösterreich			Vorgänge im Alpenvorland	Morpholog. Entwicklung	Formen-elemente
	Schichtfolge	Petrograph. Charakter	Fazies	Schichtfolge	Petrograph. Charakter	Fazies		in den Alpen	
Oberoligozän (Aquitän. Stufe)	Unt. Meeresmol.	Sandst., Mergel	marin	Schichten d. Tiefenbohrung b. Wels	Mergel, Quarzsand, Schiefer-tone, Sandstein	limnisch	Aus-süßung	allmählich aufsteigend, Gleichgewicht zwischen Hebung und Abtragung	Augenstein-landschaft (nicht erhalten)
	Bausteinzone	Sandst. m. Kongl.-Bänken (Gerölle a. d. Grauwacken- u. kristallin. Zone)	brakisch						
	Cyrenen Sch.	Mergel, Sandst.	limn.-brak						
Alt-miozän (I. Medit. Stufe)	Erosionsdiskordanz wahrscheinlich						Regression	aufsteigend	Konvexe Hänge d. höchsten Kuppen d. „Hochkönigniveau“
	Obere Meeresmolasse	Mergelige Sandst. m. dünnen Konglom.-Lagen (Quarze u. zentralalpine Gerölle)	marin	Melker Sande	Grober Quarzsand	marin	Trans-gression	absteigend	„Hochkönig-niveau“
			Schlier	Glimmerreiche, tonig-sandige Mergel und Mergelschiefer	(Flachsee)				
Mittel-miozän (II. Medit. Stufe)	Erosionsdiskordanz			Erosionsdiskordanz			Regression	aufsteigend	Steilhänge zwischen „Hochkönig“- und „Tennenniveau“
	Kirchberger Schichten	Sandige Mergel m. viel Glimmer	brakisch	Oncophora Sch. (Gründer Sch.)	Sande	brakisch	Trans-gression	absteigend	„Tennenniveau“
Ober-miozän (Sarmat. Stufe)	Erosionsdiskordanz wahrscheinlich			Erosionsdiskordanz wahrscheinlich			Regression	aufsteigend	Steilhänge zwischen „Tennen“- und „Gotzenniveau“
	Obere Süßwasser-molasse	Konglom. wechsel-lagernd u. gegen N. übergehend i. „Flinz“-Mergel, kohleführende Tone u. Letten (Kalk und Flysch weitaus überwiegend)	limn.-fluviat.	Obere Süßwasser-molasse	Tone, Tegel u. Mergel mit eingeschalteten Quarzschottern und Kohlen	limn.-fluviat.	Trans-gression	absteigend	„Gotzenniveau“
Unter-pliozän (Pont. Stufe)	Erosionsdiskordanz			Erosionsdiskordanz			Regression	aufsteigend	Steilhänge zwischen „Gotzenniveau“ und d. höchst. Talniveau
	—	Sande, Quarz-Kies und -schotter	fluviat.	Hausruck-Schotter	Quarzsotter	fluviat.	Akku-mulation	absteigend	Höchstes Talniveau
Mittel- und Oberplioz. (Lev. Stufe)	—	—	—	umgelagerte Hausruck-Schotter	Quarzsotter	fluviat.	Erosion i. Absätzen	im allgem. aufsteigend	Terassierte Hänge unterhalb des höchsten Talniveaus

an Bedeutung gewinnen. Die gleiche Zusammensetzung herrscht nun nach den übereinstimmenden Untersuchungen von M. Schlosser (29 b), Cl. Lebling (18 a, b), K. Boden (5 b—d) auch bei den Angerbergsschichten des Inntales, welche nach O. Ampferer (2 b), W. Petraschek (26 b) und A. Winkler (44 a, e, f) aus der Grauwackenzone stammen. Die daraus sich ergebende Ableitung auch der Molassegerölle aus der Grauwackenzone und den Zentralalpen scheint uns weitaus ungezwungener und wahrscheinlicher zu sein, als die von O. Ampferer (2 c), K. Boden (5 a—d), K. Leuchs (19 b) u. a. bevorzugte Ableitung von einer imaginären Randschwelle¹. Wenn die Molassegerölle aber aus dem Inneren der Alpen stammen, dann setzt dies ebenfalls voraus, daß zum mindesten die Kalkalpen im Aquitan eingeebnet waren, so daß sie selbst nicht imstande waren, Gerölle zu liefern, den zentralalpinen Geröllen aber den Weg offen ließen.

Somit bestätigen Beschaffenheit und Zusammensetzung der unteren Süßwassermolasse den aus den stratigraphischen Verhältnissen der gleichaltrigen inneralpinen Ablagerungen gezogenen Schluß, daß die Rumpffläche der Augensteinlandschaft ins Aquitan zu versetzen sei. Man wird sich mit Rücksicht auf die zwischen den inner- und außer-alpinen Ablagerungen des Aquitans bestehende Analogie vorzustellen haben, daß damals die n ördlichen Alpen von einer bis hinaus ins Vorland reichenden, freilich nicht völlig geschlossenen und nicht überall gleich mächtigen Sedimentdecke überzogen waren. Reste derselben sind im Gebirge nur dort erhalten, wo sie infolge lokaler Absenkung und tektonischer Einklemmung der Abtragung entgangen sind, wie im Inntal, bei Kössen, im Ennstal und am Stoder Zinken, während mehrfach umgelagerte und verarmte Relikte dieser Ablagerungen uns in den Augensteinen entgegenreten.

Da nun das Liegende der unteren Süßwassermolasse durch die tonigen Mergel der unteren Meeresmolasse gebildet wird und auch keine älteren grobklastischen Ablagerungen existieren, ergibt sich, daß jene Rumpffläche ein Primärrumpf gewesen sein muß, was bereits F. Machatschek (21 b) ausgesprochen hat.

Aus den vorangegangenen Ausführungen dürfte klar geworden sein, daß die Augensteinlandschaft ins Aquitan, der Beginn ihrer Zerstörung an die Wende von Oligozän und Miozän zu stellen ist. Damit ist gleichzeitig eine untere Grenze für die Entstehung der drei in

¹ Beachte die gewichtigen Gegengründe gegen die Annahme einer solchen Schwelle, die von M. Richter (27) geltend gemacht worden sind.

den nördlichen Alpen erhaltenen alten Landoberflächen gefunden. Da das Pliozän als obere Grenze erkannt wurde, steht also für die Ausbildung derselben das ganze Miozän zur Verfügung.

Um nun zu einer genaueren Altersbestimmung dieser drei — wie wir nun schon sagen können — miozänen Landoberflächen zu gelangen, ist es nötig, zu den einzelnen Phasen des morphogenetischen Geschehens in den Alpen, im Vorland die korrelaten Ablagerungen zu ermitteln. Der Überblick über die Formenentwicklung der nördlichen Alpen, wie er am Anfang unserer Untersuchung gegeben worden ist, zeigt, daß dieselben das Ergebnis einer epirogenetischen Hebung, oder, wie wir mit Rücksicht auf das übermäßig große und mit dem Alter zunehmende Gefälle der Abtragungsflächen sagen können, **Aufwölbung** sind. Die Folge der Hand in Hand damit fortschreitenden Talbildung ist eine ständige Zunahme der Reliefenergie. Die Zerschneidung erfolgte aber mit wechselnder Intensität, indem zwischen der Augensteinzeit und dem Unterpliozän dreimal auf Zeiten verminderter Erosionstätigkeit (der absteigenden Entwicklung) Perioden folgten, die durch eine gesteigerte Erosion (aufsteigende Entwicklung) gekennzeichnet sind. Die Ursache dieser Intensitätsschwankung kann nun in dem ungleichmäßigen Tempo der epirogenetischen Aufwölbung zu suchen sein, es ist aber auch möglich, daß diese Aufwölbung sich im wesentlichen mit gleichförmiger Geschwindigkeit abgespielt hat, in ihrer Wirkung aber zeitweise verstärkt, zeitweise abgeschwächt oder gar aufgehoben wurde durch Re- bzw. Transgressionen im Alpenvorland.

Eine Betrachtung der Geschichte des Alpenvorlandes, wie sie in der miozänen Schichtfolge im östlichen Bayern und im angrenzenden Oberösterreich aufgezeichnet ist (vgl. Tabelle), zeigt im Miozän nach der Transgression des Schlier, bzw. der oberen Meeresmolasse, eine im allgemeinen fortschreitende Aussüßung, indem auf die Meeresablagerungen des älteren Miozäns (obere Meeresmolasse in Bayern, Schlier in Oberösterreich) im Mittelmiozän brakische Schichten (Kirchberger Schichten in Bayern, Grunder Schichten in Oberösterreich) und im Obermiozän endlich die limnisch-fluviatilen Ablagerungen der oberen Süßwassermolasse mit ihren Braunkohlen folgen. Ein solches allmähliches Schwinden des Meeres steht vollkommen im Einklang mit dem in der zunehmenden Reliefenergie zum Ausdruck kommenden Höhenwachstum der Alpen, das sich auch in dem allmählichen Größerwerden des Kornes äußert, von den tonig-sandigen Mergeln des Schliers über die sandigen Grunder Schichten zu der zwischen Tonen und Sanden bereits Quarzgerölle führenden oberen Süßwassermolasse.

Die überaus wertvollen Untersuchungen G. G ö t z i n g e r s (11 b) in Oberösterreich, in Bayern vor allem jene von A. M o o s (23), zeigen aber, daß es sich nicht um ein u n t e r b r o c h e n e s Zurückweichen des Meeres handelt. Denn zwischen den einzelnen Stufen des Mioz ä n s sowie zwischen diesem und dem Plioz ä n sind Erosionsdiskordanzen vorhanden, welche ein mehrmaliges v ö l l i g e s Zurückweichen der stehenden Gewässer mit nachfolgendem neuerlichen Vordringen derselben zur Voraussetzung haben. So ergeben sich (vgl. Tabelle) außer der großen altmioz ä n e n Transgression noch zwei unbedeutendere, welche der seit dem Mittelmioz ä n im allgemeinen herrschenden Regression untergeordnet sind, und zwar eine im höheren Mittelmioz ä n (Kirchberger, bezw. Grunder Schichten) und die andere an der Mioz ä n - Plioz ä n w e n d e (obere Süßwassermolasse). Deutliche Regressionen aber sind im mittleren Mioz ä n (zwischen Schlier und Grunder Schichten), im tieferen Obermioz ä n (zwischen letzteren und der oberen Süßwassermolasse) und im Unterplioz ä n (zwischen dieser und den Hausruckschottern) zu erkennen: also drei Transgressionen mit nachfolgenden Regressionen, ein vollkommenes Analogon zu dem dreimaligen Wechsel der Erosionsintensität in den benachbarten Alpen. So gewinnen wir zunächst die Vorstellung, daß dieser Wechsel tatsächlich zum mindesten mitbestimmt ist durch die im Vorland sich abspielenden Trans- und Regressionsvorgänge, und gelangen zu folgender Altersbestimmung:

Das „Hochkönigniveau“ mit seiner, wenigstens in den Kalkalpen, äußerst geringen Reliefenergie findet sein Korrelat im unter- bis mittelmioz ä n e n Schlier, jenen glimmerreichen tonig-sandigen Mergeln und Mergelschiefeln, welche als eine 1000 bis 1500 m mächtige Flachseebildung im so allmählich sinkenden Trog des Alpenvorlandes zur Ablagerung kamen, daß die Senkung durch die Sedimentation aufgewogen wurde.

Die Grunder Schichten betrachten wir als das Korrelat des „Tennenniveau“, das somit ins Ende des mittleren Mioz ä n s fällt und mit seiner in den Kalkalpen immerhin bereits 300—400 m betragenden Reliefenergie bei weitgespannter Ausdehnung in gutem Einklang steht zu dem sandigen Charakter dieser Schichten.

Wenn wir endlich in der limnisch-fluviatilen oberen Süßwassermolasse das stratigraphische Äquivalent des „Gotzenniveau“ sehen und dieses deshalb in das obere Mioz ä n setzen, so entspricht dies dem Umstand, daß infolge der damals schon größeren Reliefenergie (600 m in den Kalkalpen, 1000 m in den Zentralalpen) den kohleführenden Tonen und Mergeln nicht nur Sande, sondern auch

Quarzschotter eingeschaltet sind. Daß in Bayern jetzt zum erstenmal Kalke in großer Menge auftreten und die Gerölle sehr bedeutende Größe erreichen, beweist, daß weiter gegen W. die Verminderung der Erosionsintensität eine geringere war, was mit der w. des Brenner beobachteten Zweiteilung des „Gotzenniveaus“ in gutem Einklang steht.

Nach einer neuerlichen Erosionsbeschleunigung an der Wende vom Miozän und Pliozän kommt es im Unterpliozän, gleichzeitig mit der Bildung der Aufschüttungsfläche der Hausruckschotter, zur Entstehung unseres obersten Talniveaus, worauf bereits hingewiesen wurde. Es entspricht der damals immerhin schon bestehenden Reliefenergie von 1000 m (in den Kalkalpen) bis 1800 m (in den Zentralalpen), wenn die Hausruckschotter, ebenso wie ihre bayrischen Äquivalente bei Simbach (15), w. Passau (17) und bei Ulm (23, 37), wesentlich gröberes Korn aufweisen als alle in ihrem Liegenden auftretenden Ablagerungen, andererseits aber wesentlich feineres als die heutigen Flußablagerungen. Seit dem Unterpliozän geht die Heraushebung der Alpen mit gesteigerter Geschwindigkeit vor sich. Doch auch jetzt kommt es noch mehrmals zu Erosionsverminderungen, welche zur Entstehung der tieferen Talniveaus Anlaß geben; sie fallen ins mittlere und obere Pliozän.

Die gewonnene Altersbestimmung der Abtragungsflächen hat mit Rücksicht auf den möglicherweise anderen Entwicklungsgang am Alpen-Ostrand für diesen zunächst keine Gültigkeit. Doch ist es auffällig, daß A. Winkler (44 b, c, g, h) bezüglich des Alters der von ihm in der Grazer Bucht nachgewiesenen vier Abtragungsflächen (s. S. 138) zu einem dem unsrigen ganz analogen Ergebnis gelangt. Sollte eine Durchverfolgung unserer Landoberflächen in die Steiermark ergeben, daß die S. 138 vermutete Parallelisierung derselben mit den von Winkler festgestellten Abtragungsflächen zu Recht besteht, dann hätten zwei voneinander unabhängige Wege sowohl bezüglich der Gliederung als auch des Alters der Hauptoberflächenformen das gleiche Ergebnis gezeitigt.

Literaturverzeichnis.

(Abkürzungen: Jb., Vh. = Jahrb. bzw. Verhandl. d. geolog. Reichs(Bundes-)anstalt; Sb. = Sitzungsber. d. Akad. d. Wissenschaft. Wien, math.-nat. Klasse, Abt. 1.)

- 1) A. Aigner, a) Sb. 131. Bd.; b) Jb. 1924; c) Sieger-Festschrift, Wien 1924; d) Sb. 134. Bd.; e) Z. f. Geom. 1., 2., 3. Bd.
- 2) O. Ampferer, a) Jb. 1921; b) Jb. 1922; c) Jb. 1923; d) Vh. 1925; e) Jb. 1927.
- 3) D. Baedeker, Geogr. Jahresber. a. Österr. 1922.
- 4) H. Bobek, Jb. 1930.

- 5) K. Boden, a) Zentralbl. f. Min. 1922; b) ebda. 1926; c) Mitt. d. Geogr. Ges. München 1925; d) Abhandl. d. geol. Landesunters. d. bayr. Oberbergamt. H. 4, 1931.
- 6) A. Burchard, Forsch. z. D. L. u. V. 25/2, 1927.
- 7) H. Commenda, 58. Jahresber. d. Mus. Francisco-Carol. Linz 1900.
- 8) H. P. Cornelius, Vh. 1920.
- 9) E. Fels, Pet. Mitt. Erg. H. 202 (1929).
- 10) G. Geyer, Vh. 1913.
- 11) G. Göttinger, a) Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 1913; b) Jb. 1924; c) Montanist. Rundsch. 1925; d) Vh. 1919—30.
- 12) G. Gümbel, a) Geogn. Beschreibg. d. bayr. Alpengeb., 1861; b) Sitzber. bayr. Ak. d. W. 1887; c) ebda. 1889; d) Geologie v. Bayern, 1894.
- 13) F. Heritsch, a) Geologie d. Steiermark, 1921; b) Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 1922; c) Pet. Mitt. 1923; d) Sieger-Festschr., 1924; e) Entstehung der Hochgebirgsformen, 1927.
- 14) R. v. Klebelsberg, a) Z. d. D. u. Ö. A. V. 1920; b) Z. d. D. Geol. Ges. 1925.
- 15) J. Knauer, Abriß d. Geologie v. Bayern, Abt. 1, 1925.
- 16) A. König, 2. u. 3. Jahresber. d. Mus. Francisco-Carol. Linz (1908, 1910).
- 17) E. Kraus, Geogn. Jahresh. 1915.
- 18) Cl. Lebling, a) Z. d. D. Geol. Ges. 1925; b) ebda. 1928.
- 19) K. Leuchs, a) Vh. 1925; b) Geologie v. Bayern, 2., 1927.
- 20) N. Lichtenecker, a) Die Naturwissensch. 1925; b) Geogr. Jahresber. a. Ö. 1926.
- 21) F. Machatschek, a) Morphogenet. Untersuchungen i. d. Salzb. Kalk-A., 1922; b) Geogr. Anz. 1930.
- 22) E. v. Mojsisovics, Erläuter. z. geol. Karte, Bl. Ischl-Hallstatt, 1905.
- 23) A. Moos, Geogn. Jahresh. 1924.
- 24) A. Penck, a) Z. d. D. u. Ö. A. V. 1887; b) Die Naturwissensch. 1924.
- 25) O. Peters, Jb. 1854.
- 26) W. Petraschek, a) Jb. 1920; b) Berg- u. Hüttenm. Jb. 72. u. 73. Bd.; c) Vh. 1925; d) Vh. 1929.
- 27) M. Richter, Z. d. D. Geol. Ges. 1927.
- 28) Sandberger u. Gümbel, Sitz.-Ber. d. bayr. Akad. d. Wiss. math.-phys. Kl. 1885.
- 29) M. Schlosser, a) N. Jb. f. Min. etc. Beil. Bd. 47; b) Zentralbl. f. Min. etc. 1922.
- 30) W. Schmidt, a) Sb. 129. Bd.; b) Jb. 1923.
- 31) R. I. Schubert, Jb. 1903.
- 32) R. Schwinner, Vh. 1925.
- 33) E. Seefeldner, a) Geogr. Jahresber. a. Österr. 1926; b) Die alten Landoberflächen d. Salzb. A. (erscheint i. d. Z. f. Geom.).
- 34) J. Sölch, a) D. Rundsch. f. Geogr. 1912; b) Geogr. Führer d. N-Tirol, 1924; c) Sieger-Festschr. 1924; d) Landformung der Steiermark, 1928.
- 35) E. Spengler, Z. f. Geom. 2. Bd.
- 36) J. Stiny, Zentralbl. f. Min. etc. 1925.
- 37) E. Stromer u. Cl. Lebling, Zentralbl. f. Min. etc. 1929.
- 38) D. Stur, Jb. 1853.

- 39) E. Sueß, a) Sb. 44. Bd.; b) Annalen d. Naturhist. Hofmus. Wien, 6. Bd.
 40) A. Thurner, Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1930.
 41) F. Trauth, a) Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, 95. Bd.; b) ebda. 100. u. 101. Bd.
 42) K. Troll, Z. d. D. Geol. Ges. 1926.
 43) K. A. Weithofer, Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1917.
 44) A. Winkler, a) Zentralbl. f. Min. etc. 1926; b) Geol. Rundsch. 1926; c) Z. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1926; d) Z. f. Geom. 2. u. 3. Bd.; e) Zentralbl. f. Min. etc. 1928; f) Sb. 137. Bd.; g) Z. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1928; h) Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 1929.

Kleinere Mitteilungen.

Ein Jagdatlas Kaiser Karls VI.

In der Zeitschrift „Unsere Heimat“ des Vereins für Landeskunde und Heimatschutz von Niederösterreich und Wien, 1933, Nr. 5, habe ich ausführlicher über ein lange Zeit unbeachtet in der Nationalbibliothek gelegenes Kartenwerk in Handzeichnung berichtet, das jetzt der geographischen Sammlung der Bibliothek einverleibt ist. Wegen des besonderen Interesses für Niederösterreich ist die Veröffentlichung mit Abbildungen an jener Stelle erfolgt. Hier soll daraus nur hervorgehoben werden, was auch für weitere geographische Kreise beachtenswert ist.

Das Werk besteht aus zwei großen, für den Handgebrauch des Kaisers bestimmten Foliobänden von 72×50 cm in prächtiger Ausstattung. Der erste Teil, 1726 datiert, enthält eine Übersichtskarte und zwölf Revierkarten der zum Forstamt Ebersdorf, jetzt Kaiser-Ebersdorf im SO des Wiener Stadtgebietes, gehörigen Auen der Donau von Wien bis unterhalb Schloß Orth, sowie des S angrenzenden Teiles des Wiener Beckens. Der zweite Teil, 1728/29 fertiggestellt, umfaßt in einer Übersichtskarte und 16 Revierkarten die Forstämter Wolkersdorf und Orth, d. i. Marchfeld und das angrenzende Hügelland nördlich der Donau von Stockerau bis über Pyrawarth. Eine weitere Ausdehnung über andere kaiserliche Jagdgebiete in Niederösterreich, hauptsächlich im Wienerwald, war anscheinend geplant, ist aber nicht mehr zur Ausführung gekommen.

Die Karten zeichnen sich durch einen für jene Zeit auffallenden Grad von Genauigkeit und prächtige Ausführung in Farben (Wald und Wiesen grün, Felder braun, Siedlungen rosa), ganz besonders aber durch ihren großen Maßstab aus, worüber unten noch zu sprechen ist. Die beiden Übersichtskarten sind ebenso wie die Titelblätter in der genannten Veröffentlichung in starker Verkleinerung, aber mit genügender Schärfe wiedergegeben. Die einzelnen Blätter greifen oft weit über den Rahmen des Atlasformates hinaus und sind dann mehrfach eingeschlagen.

Urheber des Werkes ist der damalige Oberstjägermeister Johann Julius Graf von Hardegg (1676—1746), was sowohl in den beiden Titelblättern, wie in dem künstlerisch ausgestatteten Widmungsblatt an den Kaiser zum Ausdruck kommt. Die Ausführung des Werkes wurde dem Direktor der kais. Ingenieurakademie in Wien, Jakob Marinoni, geb. 1676 in Udine, gest. 1755 in Wien, übertragen. Wir kennen von ihm außer einem großen Plan von Wien, den er