Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft,
149. Jg. (Jahresband), Wien 2007, S. 55–80

GEOMORPHOLOGIE

ZUR ENTWICKLUNG DER PIEDMONTTREPPENTHEORIE UND IHRER ERKENNTNISOBJEKTE

Helmut RIEDL, Salzburg – Wiener Neustadt*

mit 1 Abb. und 4 Fotos im Text

INHALT

Summary 55
Zusammenfassung 56
1 Entwicklung der Piedmonttreppenlehre 56
2 Fortschritte regionaler Untersuchungen in den Alpen seit den 1950er-Jahren 58
3 Piedmonttreppen versus Bruchschollentreppen 61
4 Neuere Aspekte und Methoden 61
5 Das Beispiel der Helleniden 66
6 Literaturverzeichnis 75

Summary

To the development of the theory of piedmont benchlands and its cognition-objects

Since more than 50 years the theory of piedmont benchlands was developed further by paleopedologic field methods and investigations in the laboratories. Important are morphometric methods and the speleological aspects also the absolute dating of the peneplain's staircase with its different ages of the peneplains. In the Eastern Alps the piedmont benchlands didn't develop by fault block-dynamics with the same age of in different altitudes situated peneplains, but originated by phases of tectonical stability and simultaneous modelling of denudation systems alternating with phases of uplift. The example of Hellenides (the study area of the Institute of Geography of the University of Salzburg) shows comparing with the Eastern Alps a difference in age of the initial genesis of the piedmont benchlands from 30 Ma BP (Eastern Alps)

* em.o.Univ.-Prof. Dr. Helmut RIEDL, Universität Salzburg, Institut für Geographie und Angewandte Geoinformatik, A-5020 Salzburg, Hellbrunnerstraße 34 und A-2700 Wr. Neustadt, Purgleitnergasse 29

to 8 Ma BP (Hellenides). In regard of the development of one of the peneplains within the piedmontstaircase (4–5 steps) a period of approximately 1 Ma would be necessary, whereby one may recognize the enormous young age of the Greek peneplains and piedmont benchlands in contrast to the Eastern Alps.

Zusammenfassung

Seit den 1950er-Jahren hat sich die Piedmonttreppenlehre durch paläopedologische Feld- und Labormethoden, durch morphometrische Techniken und den speläo-morphologischen Aspekt sowie durch die absolute Datierung der altersverschiedenen Flächensysteme weiterentwickelt. In den Ostalpen musste das Bruchschollenmodell mit in verschiedenen Höhenlagen befindlichen gleich alten Rumpfflächensystemen aufgegeben werden. In den Kalkalpen erwies sich die höchste Kuppenlandschaft älter oder gleich alt als die Sedimentation der Augensteine. Das Beispiel der Helleniden, dem Arbeitsgebiet des Instituts für Geographie der Universität Salzburg, zeigt gegenüber den Ostalpen eine Altersverschiebung der Initialgenese der Piedmonttreppen von 30 Ma BP auf 8 Ma BP. Dabei steht für die Bildung eines Flächensystems der 4–5-gliedrigen hellenidischen Piedmonttreppe nur ein Zeitraum von ca. 1 Ma zur Verfügung. Dies zeigt die Jugendlichkeit des Rumpftreppenreliefs der Helleniden, wie auch die radiometrischen Daten zeigen.

1 Entwicklung der Piedmonttreppenlehre

Vor 83 Jahren erschien Walther PENCKs „Morphologische Analyse". In diesem Werk hat er mit dem Formenschatz der Piedmonttreppen (Rumpfflächentreppen) ein neues Bild der Gebirgsbildung entworfen. Die Erscheinungsformen der stockwerkartigen Aufeinanderfolge von subaeril gebildeten Rumpfflächen können damit typisiert werden, dass eine kreisförmig zonale Anordnung der einzelnen Flächen um ein zentrales Bergland das wichtigste Merkmal bildet. Noch in der „Morphologischen Analyse" hat Walther PENCK auf die Vergegenständlichung der Piedmonttreppen in den Appalachen, in Skandinavien, in den Alpen und in Anatolien sowie in den Kordilleren hingewiesen. Eingehend hat er die Piedmonttreppe des Schwarzwaldes behandelt (PENCK 1925). Das Werk W. PENCKs stellte für die wenige Jahre nach seinem Erscheinen einsetzende systematische Erfassung der Piedmonttreppen der Deutschen Mittelgebirge eine gewaltige Anregung dar. Es ist 75 Jahre her, dass sich Hans SPREITZER grundsätzlich mit der Theorie der Piedmonttreppen auseinandersetzte, nachdem die PENCK'sche Theorie nur von deutscher Seite intensiv wahrgenommen wurde und besonders in der englischen-amerikanischen Literatur dies damit gerechtfertigt wurde, dass der W. PENCK'sche Stil einem Verständnis des Sachverhaltes nicht entgegen käme und seine Terminologie im Englischen keine Äquivalente aufweise. Hans SPREITZER (1932) war der erste Gelehrte, der Kritik an der Lehre W. PENCKs übte und die Theorie dadurch in entscheidendem

Ausmaße weiter entwickelte. Bereits 1932 fokussiert SPREITZER die Bedeutung der Piedmonttreppengenese im Zuge von Hebungen mit wachsender Phase. Seine Kritik (SPREITZER 1932, S. 347) richtet sich gegen die PENCK'sche Annahme, dass die Piedmonttreppenbildung an einen zeitlich gleichförmigen, stetig beschleunigten, aber nicht episodenhaft unterbrochenen oder gehemmten Aufwölbungsvorgang gebunden ist. Unter bestimmten Voraussetzungen lässt H. SPREITZER (1932, S. 353) diese Annahme aufgrund theoretischer Erwägungen teilweise auch gelten, obwohl er keinen Zweifel bestehen lässt, dass zeitweise Hemmungen in der Hebungsintensität des Aufwölbungsvorganges die Ausbildung von Piedmonttreppen besonders begünstigen müssen. In diese Richtung zielten bereits vor H. SPREITZER J. SÖLCH (1928) und vor allem A. PHILIPPSON (1931, S. 410). Die Diskussion H. SPREITZERs (1932, S. 343f.) über die PENCK'schen Begriffe der Endrumpffläche und Primärrumpffläche erfolgt noch ohne Erklärungsmuster konkaver und konvexer Hangprofile durch die klimagenetische Geomorphologie. Trotzdem ist die Ausdehnung des Primärrumpfbegriffes auch auf die Gebirgsländer wertvoll, denn die spätere Forschung ergab, dass auch in den Gebirgsländern die Wirkung endogener Kräfte (Landhebung) durch die Tätigkeit des exogenen Kräftespiels ausgelöscht oder zumindestens unterdrückt werden kann, wobei von Anfang an ein flaches Abtragungsrelief in geringer Meereshöhe gebildet werden konnte. Den Gegensatz würde die Endrumpffläche bilden, bei der das Endziel der Abtragung erreicht wird und die bis zum Meeresniveau durch sehr lange Zeiträume hindurch erniedrigt wurde, sodass ein greisenhaftes Stadium der Landschaftsentwicklung vorliegen müsse, eine Deduktion, die bereits auf W.M. DAVIS (1899) und seine Zyklenlehre zurückgeht. Die klimamorphologischen Arbeiten, namentlich ab den 1950er-Jahren, haben an dem Endrumpfcharakter der Abtragungsflächen großen Zweifel erweckt bzw. gezeigt, dass ein derartiger Formenschatz auch einem Jugendstadium der Entwicklung entsprechen könne, insofern bestimmte klimamorphologisch definierte Prozessbündel (LOUIS & FISCHER 1979, S. 184f.) vorliegen.

Zu dieser Zeit erschien die zweite fundamentale Arbeit H. SPREITZERs (1951a) über die Piedmonttreppen in der regionalen Geomorphologie, ein Jahr bevor er als Nachfolger von Johann SÖLCH auf den Lehrstuhl für Physische Geographie nach Wien berufen wurde. Hatten bereits bei seiner ersten 1932 erschienenen Piedmonttreppenarbeit während seiner Hannover-Zeit die Erfahrungen seiner Habilarbeit (SPREITZER 1931) über die Geomorphologie des Flussgebietes der Innerste und des Harzes eine wesentliche Rolle gespielt, so hat sich SPREITZER während seiner Grazer-Zeit (1948–1951) bereits den Piedmonttreppen der Alpen (SPREITZER 1951b) zugewandt und in seiner Arbeit des Jahres 1951a werden als Beispiele für den Piedmonttreppenbaustil der östlichen Gruppen der Zentralalpen die Gurktaler Alpen (auch in SPREITZER 1951c) behandelt. Bereits während seiner Prager-Zeit (1939–1945) aber ist er im alpidischen Gebirge des Taurus der Frage der Piedmonttreppen nachgegangen. Anhand der Beispiele in den Alpen zeigte SPREITZER mit aller Deutlichkeit, dass die Ergebnisse von A. AIGNER (1922) und H. PASCHINGER (1935), wonach nach der Bildung der alten Flachlandschaften ihre Zerstückelung stattfand und im Rahmen einer Bruchschollendynamik eine ursprünglich gleichaltrige Flachlandschaft in verschiedene Höhenlagen gebracht wurde, nicht zutreffen kann. Sogar in der von H. GRAUL und C. RATHJENS besorgten Neuauflage der „Geomorphologie" von MACHATSCHEK des Jahres 1968 wird

an dem Bruchschollenmodell am Beispiel der Altflächen der Nördlichen Kalkalpen noch festgehalten. Diesem Modell stellte SPREITZER (1951a) frühzeitig das Piedmonttreppenmodell aufgrund regionaler sorgfältiger Kartierungen gegenüber, womit er ein bedeutungsvolles morphologisches Problem entscheidend förderte (BARTSCH 1957, S. 117; FINK J. 1974, S. 1f.; KINZL 1976, S. 429f.).

H. SPREITZER vertrat die Ansicht, dass die einzelnen Flächen einer Piedmonttreppe in Ruheperioden der Aufwölbung herausgearbeitet wurden, demnach die Flächensysteme von unten nach oben systematisch älter werden müssen. SPREITZER (1951a) fasste die Piedmontflächen als Vorzeitformen auf, worauf bereits H. LOUIS (1935) entscheidend hingewiesen hat und womit SPREITZER zum morphotektonischen Erklärungsmuster der Piedmonttreppen den klimagenetisch-geomorphologischen Aspekt hinzugefügt hat, was wichtig war, denn die Forschung hatte sich um die Mitte des 20. Jhs. vom Fragenkreis der Piedmonttreppen durch die mächtig aufkommende klimatische Geomorphologie bereits zurückgezogen. Schließlich arbeitete SPREITZER (1951a, S. 295) die zwei Hauptarten von Piedmonttreppen heraus: Piedmonttreppen, deren Flächen in Ruheperioden eines sich blockförmig heraushebenden Gebietes gebildet wurden und Piedmonttreppen, deren Flächen in Ruheperioden eines sich mit wachsender Phase aufwölbenden Gebietes entstanden sind. Der letztere Typus ist wesentlich weiträumiger als der erstere verbreitet. SPREITZER (1951a, S. 298) bezeichnet ihn als „tellurisch" verbreitet. Das Wesen der Aufwölbung mit wachsender Phase besteht darin, dass von einem zuerst gehobenen zentralen Bergland aus der Wölbungsvorgang immer weiter ausgreift und immer neue Randregionen mit in seinen Bereich zieht. Bei jedem Hebungsakt werden die bereits modellierten Flächensysteme mitgehoben. Bei SPREITZERs Beweisführung für die Hebung mit wachsender Phase spielt das Argument des Maßes der Ausräumung eine entscheidende Rolle. Denn nur dieser Piedmonttreppentypus ist mit annehmbaren Ausraumbeträgen verbunden, während sich bei blockförmigen Hebungen unvorstellbar große Ausraumbeträge ergeben.

2 Fortschritte regionaler Untersuchungen in den Alpen seit den 1950er-Jahren

H. SPREITZER regte in Wien die Bearbeitung der Piedmonttreppen außerordentlich an, ja er entwickelte in dieser Hinsicht eine eigene Schule, deren Arbeiten über die Zeit seiner Emeritierung im Jahre 1968 andauerten und selbst nach seinem Tod am 27.10.1973, nicht plötzlich aufhörten.[1)]

Es würde den Rahmen der gegenständlichen Betrachtung sprengen, wenn nun auf die einzelnen Arbeiten und ihre Einzelergebnisse aus dem Raum der Böhmischen Masse

[1)] 2008 sollte die Fachwelt seines 35. Todesjahres gedenken und sollte sich an einen österreichischen Gelehrten erinnern, der noch die gesamte Geomorphologie wahrnahm, darüber hinaus auch in vielen Gebieten der Humangeographie hervorgetreten ist und noch dazu ein stiller und gütiger Mensch war – eine Kombination, die man in unserer heutigen Wissenschaftswelt wohl mit dem Elektronenmikroskop suchen müsste.

(FISCHER H. 1965, WOLF-TIMP 1968, ZÖTL 1951) und der Alpen eingegangen wird. Im Folgenden sollen einzelne Arbeiten herausgegriffen werden, die für die Problemgeschichte der Piedmonttreppenlehre von Belang sind. In den Zentralalpen hat H. NAGL (1967) drei hochgelegene Flächensysteme nachgewiesen, die von den Nockbergen über die Stubeckgruppe in die Hafnergruppe zu verfolgen sind und welche die Heraushebung der Hohen Tauern gegenüber den Gurktaler Alpen um ca. 700–800 m anzeigen. Wenige Jahre später versuchte SEEFELDNER (1973) die kalkalpinen Höhenfluren mit den Altformenresten der Zentralalpen anhand von Längsprofilen zu korrelieren. Sein Kuppen-, Tennen- und Gotzenniveau der Nördlichen Kalkalpen entspricht der Kuppenlandschaft im Glockner- und Venediger Gebiet, bzw. dem Flachkar- und Hochtalsystem, eine Korrelation, die in der Goldberggruppe in ähnlicher Weise F. STELZER (1963) vorgenommen hat.

Von geologischer Seite (TOLLMANN 1986, S. 197) wird jedoch ins Treffen geführt, dass aus der Zeit des mittleren Miozäns keinerlei Reste von Altlandschaften in den Hohen Tauern zu erwarten sind, da die radiometrischen Messungen ergaben, dass seit dem Baden die Abtragung einer 6 km mächtigen Gesteinsdecke erzielt wurde. Die Ansichten der Geologen schwanken, denn K. STÜWE et al. (1994, S. 171) nimmt in den Hohen Tauern eine maximale Exhumation von 20–25 km an und ist der Auffassung, dass entgegen TOLLMANN (1959, 1977) der Transport der kreidezeitlichen Decken wesentlicher von SE nach NW erfolgte als von S nach N, was für die morphologische „Rohform" des Paläogen von Bedeutung ist. Was die initialgenetische Altlandschaftsgenese in den Hohen Tauern anlangt, so zeigen die jüngsten Untersuchungen (DUNKL et al. 2003, RATSCHBACHER et al. 2004) rasche Abkühlung und damit Hebung bereits im Eozän aufgrund der Argon- und Spaltspuren-Abkühlalter. Auch östlich vom Tauernfenster finden sich eozäne Apatit-Spaltspurenalter im Bereiche der gehobenen zentralen Bergländer und Höhenlandschaften der zentralalpinen Piedmonttreppen (DUNKL et al. 2005, S. 93), wonach sehr wohl eine Erhaltung oligo-miozäner Altflächen und damit verbundene Korrelationsversuche zu Recht bestehen können, denn die eozänen Apatitspaltspurenalter der höchsten Altflächen zeigen, dass die posteozäne Abtragung und Hebung nicht im Stande war, die ältesten, hochgelegenen Flachformen der Piedmonttreppen zu zerstören (DUNKL et al. 2005, S. 101).

Allgemein gesehen zeigen die modernen radiometrischen Daten, dass die Hebungsgeschichte der alpinen Piedmonttreppen viel früher einsetzte als zum Beispiel BÜDEL (1969, S. 26) noch dachte, wonach die volle Geschwindigkeit der Hebung erst im höheren Pliozän und Pleistozän vor sich gegangen sei; ähnlich glaubte dies auch A. WINKLER-HERMADEN (1957, S. 4), dass die noch erhaltenen Altformen hauptsächlich aus dem obersten Miozän und Pliozän stammen müssten. Es sei hier auch vermerkt, dass bis zum Beginn des 21. Jhs. von Geologen immer wieder aufgrund der Spaltspurenalter auf die gewaltige Abtragung von max. Zehnerkilometern seit dem Alttertiär hingewiesen wurde, was ein höheres Alter von Altlandschaften in den Ostalpen unmöglich mache (HEJL 1997, S. 169). Hier fehlt eben die Vorstellung des „Primärrumpfes" wonach Abtragung und Hebung miteinander Schritt halten, denn dann ergeben sich selbst in den am stärksten herausgehobenen zentralen Schweizer Alpen (30 km) nur jährliche Abtragungsraten von 1 mm. Im Bereiche der Hohen Tauern würden sich jährliche Abtragsraten von 0,4–0,7 mm ergeben (TOLLMANN 1986, S. 197). Abseits

der Problematik der Initialgenese der Piedmonttreppen in den Zentralalpen sei beispielhaft darauf verwiesen, dass von der SPREITZER-Schule allseitige Bearbeitungen der Radstädter Tauern, der Wölzer Tauern und des Gebietes der großen Sölk (NEEFE 1967, SLANAR 1967, WÖBER 1968) vorliegen.

Von Bedeutung ist, dass Geomorphologen, die außerhalb dieser Schule arbeiteten, Piedmonttreppen im Steirischen Randgebirge (MORAWETZ 1971) mit 3 bis 5-gliedrigen Bau erkannten und auch grundsätzlich zur Frage des ostalpinen Stockwerkbaues (MORAWETZ 1953) Stellung genommen haben, wobei dem überzeugenden Modell von H. SPREITZER gefolgt werden konnte, wenngleich auch die Augen für die Komplexität der Altlandschaften geöffnet wurden, für ihre jungen Umformungen und für das Problem einer zwanghaften Niveauzuordnung. Bedeutend ist die nicht der Wiener Geomorphologenschule angehörende Arbeit von Th. SCHNEIDER (1988) über die geomorphologische Entwicklung des Lungaus, der Reste alter Reliefgenerationen feststellte, deren Synopsis die Ausgliederung von sechs Flächensystemen mit einem Vertikalabstand von 100 bis 200 m voneinander ergab und im Hinblick auf die Korrelation mit dem Lungauer Tertiär ein Karpat/Unter Baden-Alter der ältesten, am höchsten gelegenen Reliefgeneration resultierte. Alles entspricht den Piedmonttreppen wachsender Hebungsamplitude mit Hebungshalten. Schließlich wurde im Bereiche der niederösterreichischen Buckligen Welt (RIEDL 1971) gezeigt, dass die Piedmonttreppen mit dem systematischen Jüngerwerden der Rumpfflächen nach unten hin durch Verschüttungsvorgänge und Exhumierungen sowie flächenhafte Aufdeckungen präoberhelvetischer Landschaften einen recht komplexen Formenschatz darstellen können.

In den Nördlichen Kalkalpen erwies es sich, dass der Terminus Raxlandschaft (LICHTENECKER 1924, S. 740) für eine Altlandschaft, die entlang von Brüchen in verschiedene Höhenlagen geriet, fallen zu lassen ist und durch verschieden alte Piedmontflächensysteme (im östlichen Toten Gebirge sechs Systeme zwischen 1.500–2.200 m Höhe gelegen – LECHNER 1969) zu ersetzen ist. Schöne Beweise aus der Flyschzone und den Pielacher Voralpen erbrachte auch M. FINK (1969): Im Gegensatz zu den drei hochgelegenenen Systemen zeigen die vier tiefer liegenden Systeme eine stärkere Bindung an die Täler. Zusammenfassend erweist es sich, dass aus dem Bereiche der Nördlichen Kalkalpen eine Fülle von geomorphologischen Kartierungen vorliegt (z.B. KURZ 1963, SCHAPPELWEIN 1967, VALLAZZA 1967, ZWITTKOVITS 1963). Neben dem Voralpengebiet zwischen Erlauf und Traisen, den Kalkstöcken an der oberen Mürz, den nordöstlichen Steirischen Kalkalpen, der Gebirgsumrahmung des Beckens von Windischgarten wurde auch das Tote Gebirge erfasst.

Schließlich erfolgte eine Bearbeitung des zentralen Weinviertels mit den Leiser Bergen und dem Falkensteiner Höhenzug (RIEDL 1958, 1960) des östlichen Weinviertels (SCHLEGEL 1961) und des nordwestlichen Weinviertels mit seinen Randgebieten im Bereiche der Böhmischen Masse (NOWAK 1969). Durch diese Untersuchungen erfolgte eine Neubearbeitung der Morphologie eines größeren Gebietes Niederöstereichs nördlich der Donau, für das Ende der 1950er-Jahre immer noch die Strandterrassen-Arbeiten HASSINGERs (1905) maßgeblich waren. Nun traten die klimagenetischen-geomorphologischen Fragestellungen hinzu, wonach die Verebnungssysteme des tertiären Hügellandes und der Waschbergzone sich als subaerile Abtragungsflächen einer Piedmonttreppe erwiesen, die unter wechselfeuchten warmen Vorzeitklimaten

mit ihren Flächenspülprozessen im oberen Miozän sowie Pliozän entstanden. Zugleich beweist die Flächentreppe, die von 150 m an der March bis auf 450 m in den Leiser Bergen ansteigt, jungmiozäne-pliozäne Hebungen inmitten der Beckenbaupläne, die in jüngster Zeit von den Geologen (DANIŠIK et al. 2004, S. 61; GENSER et al. 1996, S. 148; STEININGER et al. 2000, S. 101, S. 114) bestätigt werden, genauso wie die entsprechenden in den Ruhephasen der Hebungen gebildeten Verebungssysteme (TOLLMANN 1986, S. 202f.).

3 Piedmonttreppen versus Bruchschollentreppen

Jahrzehnte nach dem Tode HANS SPREITZERs wurden die alpinen Piedmonttreppen voll anerkannt und das Bruchschollenmodell der Raxlandschaft LICHTENECKERs abgelehnt. Dahin äußert sich eingehend A. TOLLMANN (1986, S. 187, S. 224), der bereits 1968 (S. 235) vorgeschlagen hat, dass man den Begriff der Raxlandschaft, soweit es überhaupt sinnvoll ist, diesen weiter zu verwenden, nur für das Kuppensystem der Raxlandschaft verwenden sollte. E. HEJL (1998, S. 183) spricht sogar von einer vollzogenen Diskreditierung einer einphasigen Raxlandschaft und erkennt im Modell der Piedmonttreppe eine Verifizierung der natürlichen Gegebenheiten. Von geologischer Seite wurde jüngst die Formung der Abtragungssysteme während tektonischer Ruhephasen der Piedmonttreppenentwicklung (DUNKL et al. 2005, S. 92f.) im Verein von Apatit-Spaltspurendatierungen (detritische Apatite) jungtertiärer Sedimentgesteine intramontaner Becken herausgestellt. So kann man feststellen, dass das Dilemma (LICHTENBERGER 1975, S. 18f.) zwischen der Piedmonttreppentheorie und Bruchschollentheorie längst zu Gunsten der Ersteren durch zahlreiche empirische Untersuchungen gelöst wurde.

4 Neuere Aspekte und Methoden

Es stimmt also nicht (LICHTENBERGER 1975, S. 19), dass die Nachkriegszeit dem theoretischen Hintergrund des alpinen Stockwerkbaues nichts grundsätzlich Neues hinzufügte, wie der klimagenetisch-morphologische Aspekt hinlänglich beweist, der bei allen empirischen Arbeiten der klassischen alpinen Geomorphologie nach 1945 angewandt wurde. Die Verfeinerung der Methoden der alpinen Altlandschaftsforschung wird innerhalb dieser Betrachtensweise gerade durch Anwendung paläopedologischer Feldmethoden unter Einschluss von Labormethoden (z.B. Tonmineralanalysen) gezeigt, sodass zusammen mit paläoökologischen Befunden die klimagenetisch-morphologischen Randbedingungen erkannt werden konnten, unter denen die spezifischen morphologischen Prozesse in den Altlandschaften der Vorzeit in Gang gesetzt werden konnten (RIEDL 1988, S. 85f.). Es kann also keine Rede davon sein, dass das methodische

Instrumentarium (LICHTENBERGER 1975, S. 19) auf dem Stand der Zwischenkriegszeit stehen geblieben sei, wie auch die Hereinnahme des speläologischen-karsthydrologischen Aspektes in die Altlandschaftsforschung und die Anwendung des morphometrischen Aspektes illustrieren. Schließlich hat die Datierung der Altflächen durch die radiometrischen Methoden große Fortschritte gemacht, wie später noch gezeigt wird.

4.1 Die Paläopedologie und der Fragenkreis: Raxlandschaft – Augensteinlandschaft

Im Folgenden sollen gerade die Innovationen in der klassischen alpinen Geomorphologie seit Mitte der 1960er-Jahre veranschaulicht werden, wobei der Zusammenhang mit den Piedmonttreppen besonders hergestellt werden soll. Zunächst wurde das Problem der Augensteinlandschaft (LICHTENECKER 1926, S. 160) neu aufgegriffen, nachdem die meisten Arbeiten auf eine Klärung des Verhältnisses der Raxlandschaft zur hypothetischen Augensteinlandschaft bis Mitte der 1960er-Jahre verzichteten. Der allgemeine stereotype Tenor ging dahin, dass endogene Vorgänge die völlige Zerstörung einer gleichsam in der Luft oberhalb der Kuppen-Altlandschaft einst gelegenen Augensteinlandschaft bewirkten. Von dieser würden heute nur mehr die nichtkarbonatischen Augensteine zeugen, die aber allesamt in sekundärer und tertiärer Position liegen sollen und daher keine Rückschlüsse auf die Augensteinlandschaft erlauben würden (z.B. ZWITTKOVITS 1963, S. 52). Der große Widerspruch, dass gerade bei der Initialgenese der kalkalpinen Piedmonttreppen eine ältere Flachlandschaft gleichsam planparallel im Zuge ihrer Ausräumung bis zur heute noch erhaltenen Kuppenlandschaft (Raxlandschaft im heutigen Sinn) tiefer geschaltet wurde, was bei keinem der tiefer gelegenen Piedmontflächensysteme der Fall ist, war aber immer latent vorhanden. Eine Änderung der Forschungslage ergab sich durch paläopedologische Arbeiten (SOLAR 1964). Durch Untersuchungen der Reliktböden am locus typicus, der Raxalpe, konnte eindeutig nachgewiesen werden, dass die Braun- und Rotlehme aus der Verwitterung der silikatischen Augensteine hervorgingen und keine Terra rossa darstellen, also kein Ergebnis der Rückstandsverwitterung des anstehenden Wettersteinkalkes darstellen, wie noch LICHTENECKER (1938, Taf. I) glaubte. Ab nun musste das gewohnte Terra rossa-Bild zu Gunsten der Augenstein-Rotlehmverwitterung gestrichen werden. Die Tatsache, dass zur Bildungszeit der ersten Rothlehmgeneration eine noch geschlossen verbreitete Augensteindecke existierte (RIEDL 1966, S. 101), und eine derartige Hülle nur erhalten bleiben kann, wenn keine erosive Neugestaltung der höchstgelegenen Kuppenlandschaft durch den Abtrag von Felskernen stattfand, führte im weiteren Verlauf zu der Ansicht, dass die Reste der heute noch erhaltenen Kuppenlandschaft das Ergebnis eines korrosiven Grenzflächeneffektes darstellen, der simultan mit der Sedimentation der Augensteine vollzogen wurde (RIEDL 1966, S. 105). Demnach stellte das Kuppenniveau (Raxlandschaft) den aufgedeckten Felssockel der Augensteinlandschaft dar, und kann nicht jünger als die Augensteinlandschaft sein, sondern muss gleich alt oder älter wie diese sein. Während der Paläobodenbildung (tiefgründige Matadero-Rotlehme) musste ein wechselfeuchtes Savannenklima geherrscht haben. Dies beweisen auch die Laboranalysen der Rotlehme des in 2.300 m Höhe liegenden

Kuppenniveaus des Tennengebirges (RIEDL 1979, S. 430f.), wobei diese ebenso wie auf der Rax nicht aus dem Karbonatgestein (Dachsteinkalk) entstanden, sondern dort ebenso die kristallinen Augensteine als Muttergesteinshorizont fungieren.

H. LOUIS (1968, S. 32) macht darauf aufmerksam, dass im Dachsteingebirge sich die Augensteine in primärer Position wie auf der Rax befinden und ein Altrelief verschüttet wurde, das dann wieder frei gelegt wurde. H. SPÄTH (1969, S. 129) spricht die Altflächenreste auf den höchsten Kuppen der Glocknergruppe als direkte Erben der Augensteinfläche aufgrund seiner Kartierungen an und bekräftigt die Übereinstimmung mit den Befunden auf der Rax. Mit den südostalpinen Augensteinen beschäftigte sich O. HILLER (1975), der seine Ergebnisse hauptsächlich aus der Gebirgsumrahmung des Kärntner Beckens gewann und eine Korrelierung mit den Beckensedimenten aufgrund profilmorphologischer Boden- und Laborbefunde anstrebte. Die Ergebnisse H. SPREITZERs (1951c) im Hinblick auf den Piedmonttreppentypus der Gurktaler Alpen werden bestätigt, ebenso die primäre Lagerung der Augensteine und feinkörnige Augensteinablagerungen beschrieben, die dem Altrelief des oberen Gebirgsstockwerkes korrelat sind. Allerdings bleiben die Altersstellungen problematisch.

4.2 Datierung der Initialgenese der alpinen Piedmonttreppen

Nachdem bereits A. TOLLMANN (1968, S. 235) aufgrund der Verknüpfung der Augensteine mit der süddeutschen und oberösterreichischen Molasse, wie sie in einer Reihe von geologischen Arbeiten (z.B. BRAUMÜLLER 1959, S. 125; SCHIEMENZ 1960, S. 84f.) vollzogen wurde, das Alter der Augensteinsedimentation mit oberstem Unteroligozän – älterem Aquitan festlegte und die Behauptung Y. SAKAGUCHIs (1973) über das Jüngerwerden der Sedimentation von W nach E von Burdigal-Pannon (der alten Tertiärgliederung) ad absurdum führte, konnte der Versuch einer Gesamtdatierung der Piedmontflächen am Ostsporn der Alpen (RIEDL 1977) weiter entwickelt werden, wonach als wichtigstes Ergebnis ein relativ hohes Alter der Hebungsvorgänge resultiert, da das unter der Kuppenlandschaft liegende glatte Niveau noch mit prä-Baden einzustufen war. Auch im Tennengebirge (WEINGARTNER 1983, S. 184) ergibt sich eine Autochthonie der Augensteine auf dem höchsten Kuppenniveau von 2.300 bis 2.400 m Höhe und daher auch ein oligo-miozänes Grenzalter der Altlandschaft, das nächst tiefere in 2.100 bis 2.200 m Höhe liegende Flächensystem erwies sich als dem Frühmiozän angehörend. Durch den Hebungsimpuls der steirischen Subduktionsphase an der Wende Karpat/Baden wurde die Flächenbildung des Karpat (und Ottnang) von Tiefenkorrosion abgelöst. Die tieferen beiden Reliefgenerationen würden dem Baden und Pannon/Pliozän entsprechen, also eine Datierung, die wesentlich weiter zurückgeht als die von WINKLER-HERMADEN (1957). Der Verfasser hat dann den Datierungsstand am Ende der 1980er-Jahre (RIEDL 1988, S. 83) zusammengefasst, wobei sechs neogene Reliefgenerationen eingezeitet wurden, die dann von der plio-pleistozänen Pediment-Glacisgenese abgelöst wurden. Die Augensteinvorkommen des Steinernen Meeres und Hagengebirges werden von K. HASERODT & T. MESTER (1994) behandelt, wobei neue Fundstellen bekannt gemacht werden und im Hagengebirge primäre Augensteinlager wahrscheinlich gemacht werden, was gut mit der viel besseren Erhaltung des Kup-

penniveaus gegenüber dem Steinernen Meer koinzidiert und daraus der synchrone Charakter von Augensteinsedimentation und Altreliefresten aus der initialmorphogenetischen Ära resultiert.

Noch einmal geht nach LOUIS (1968) die Forschung auf die Initialgenese der Rumpftreppen anhand der Dachstein-Altlandschaft ein (FRISCH et al. 2002). Es werden Zusammensetzung und Herkunft der Augensteinsedimente ausführlich auch mithilfe von Spaltspurendatierungen untersucht. Interessant ist hierbei die Datierung der höchsten Altfläche des Liefergebietes der Gurktaler Alpen mit Untermiozän. Die Datierung der Augensteinsedimentation wurde zwischen 30 Ma (Unteroligozän) und 20 Ma (Untermiozän) vorgenommen; die Sedimentation dauerte also 10 Ma, wobei eine Mächtigkeit von 1.000 m angenommen wird, was natürlich schematisch ist, denn die reale Mächtigkeit wird entsprechend dem darunterliegenden tropischen Kuppen- und Kegelkarstrelief mit tiefen Cockpitdolinen auch wesentlich geringer gewesen sein. Eine Evaluierung der Augenstein-Vorkommen zeigt, dass eine begrenzte Zahl von ihnen sich in autochthoner-parautochthoner Position (FRISCH et al. 2002, S. 15) befindet, wie bereits vor mehr als 35 Jahren (RIEDL 1966, S. 101) am Ostsporn der Alpen festgestellt wurde. Wie dort erwiesen sich auch die hohen Altflächenreste am Dachstein als während oder bereits vor der Augensteinschüttung entstanden. Diesem initialgenetischen Paläorelief wird (FRISCH et al. 2002, S. 15) ein obereozänes-unteroligozänes Bildungsalter zugewiesen, womit der Zeitraum zwischen 38 und 30 Ma eine maximale genetische Spanne darstellt. Schließlich wurde die Anordnung der Höhlensysteme in drei Horizonten herausgegriffen, aus der ersichtlich ist, dass die Heraushebung der Kalkalpen in Etappen erfolgte und ganz im Sinne der Piedmonttreppentheorie von tektonischen Ruhephasen unterbrochen wurde. Leider wurde die Arbeit, auf die diese fundamentale neue Erkenntnis zurückgeht (HASEKE-KNAPCZYK 1989, S. 190) nicht zitiert (FRISCH et al. 2002, S. 2), obwohl die aus der Höhlenverbreitung resultierende Beweiskraft bereits seit 13 Jahren bekannt war bzw. bereits seit 18 Jahren vorlag (KNAPCZYK 1984, RIEDL 1984a, S. 112–114).

4.3 Speläomorphologie und Piedmonttreppen

H. HASEKE-KNAPCZYK (1984, 1989) entwirft entgegen der Konstruktion kompliziert verflochtener Retentionsbecken im Untersberg (1.853 m) durch E. SEEFELDNER (1937) aufgrund umfangreicher Vorarbeiten, die vor 1980 zurückreichen, das Bild von drei gesetzmäßig vertretenen Höhlenhauptniveaus, die überregionale Gültigkeit haben. Dies wird auch von R. KALS (1984, S. 124) bestätigt. Der Umstand der weiten Verbreitung des im Untersberg zwischen 1.670–1.740 m Höhe liegenden Höhlenruinenniveaus, des in 1.240–1.500 m Höhe ausgebildeten Riesenhöhlenniveaus und in 595–720 m Höhe sich einstellenden Quellhöhlenniveaus hat für die alpine Altlandschaftsmorphologie eine große Bedeutung. Die großräumige Verbreitung der drei Höhlenniveaus betrifft nicht nur die Salzburger Kalkhochalpen, die Berchtesgadner Alpen (FISCHER K. 1990) sondern auch die Oberösterreich-Steirischen Kalkhochalpen. Allerdings – und dies hängt natürlich ganz vom speläologischen Erkundungsstand ab – konnte im Hochschwab (PLAN 2004, S. 31) bis jetzt das Quellhöhlenniveau und Höhlenruinenniveau wohl ansatzweise festgestellt werden, während das mittlere phreatische Niveau fehlen

soll. Wenn die Höhenabhängigkeit der Höhlenverteilung (PLAN 2004, S. 29) nach dem Kriterium der Anzahl der „Höhleneingänge" in 25 m Höhenintervallen pro Fläche ermittelt wird, verwundert dies allerdings nicht. Das Frauenmauer-Langsteinsystem und die Langsteineishöhle im westlichen Hochschwab sprechen meines Erachtens dafür, dass das Riesenhöhlenniveau vertreten ist.

Die Großräumigkeit der Verbreitung der Höhlenniveaus spricht gegen eine lithologisch-strukturelle Determinierung sondern ausschließlich für mindestens drei verschieden alte Hauptperioden höhenkonstanten Verweilens der seicht-phreatischen Zone und Piezometeroberfläche. Die mischungskorrosive Intensivzone konnte sich nur während tektonischer Ruhephasen entwickeln. Die Existenz des alpinen Höhlentreppenmodells bedingt, dass nur der Piedmonttreppenbaustil mit ihr verbunden werden kann, den bei Bruchschollendynamik im Altflächenbereich, hätte sich dies auch im Verwurf der Höhlensysteme geäußert. Der speläologisch-hydrologische Aspekt lieferte auch Korrelations- und Datierungsmöglichkeiten mit den verschieden alten Flächensystemen obertags (RIEDL 1988, S. 91f.), obwohl noch einige Probleme zu lösen sind.

4.4 Morphometrische Ansätze

Am Ende der Darstellung der Entwicklung der alpinen Piedmonttreppenlehre sei darauf hingewiesen, dass durch morphometrische Methoden ein zusätzlicher Fortschritt der Erkenntnisse erzielt werden konnte. Vor allem erwies sich der Einsatz digitaler Geländehöhendaten (STROBL & WEINGARTNER 1987) und die Überprüfung aller vorhandenen Daten auf ihre kartographische und statistische Verwendbarkeit als Innovation der alpinen Altflächenforschung. Da die geringen Hangneigungen einen repräsentativen Wert für die Altreliefreste darstellen, ergab am Beispiel des Tennengebirges die hypsometrische Verteilung der Hangneigungen < 15 Grad eine 90% Übereinstimmung mit der Natur. Damit steht auch die Signifikanz der Übereinstimmung der von H. WEINGARTNER (1983, Abb. 44) getätigten kleinräumigen hypsometrischen Flächenverteilungsanalyse mit der Gesamtanalyse des Tennengebirges fest. Ähnlich den morphometrischen Untersuchungen im Toten Gebirge (KUFFNER 1998, S. 55ff.) konnte mit dieser Methode eine bessere quantitative Erfassung der Reliefeigenschaften erzielt werden und die Formenkartierungen objektiviert werden.

So kann zusammenfassend ersehen werden, dass die Piedmonttreppenlehre in den Alpen durch den klimatisch-geomorphologischen Aspekt (BÜDEL 1971, S. 3) unter Heranziehung paläopedologischer Feldmethoden und Laboranalysen, durch den paläokarstmorphologisch-hydrologischen Aspekt mit Verwendung speläologischer und höhlensedimentologischer Methoden (LANGENSCHEIDT 1985) sowie durch den morphometrischen Aspekt unter Heranziehung digitaler Techniken seit der Nachkriegszeit in entscheidender Weise weiterentwickelt werden konnte. Schließlich erbrachten die arbeitsintensiven radiometrischen Methoden (HEJL 1997, HEJL & WAGNER 1991) in Verbindung mit plattentektonischen Daten enorme Fortschritte in der Datierung der alpinen Piedmonttreppen. Der Schwerpunkt der Fragestellungen verlagerte sich dabei auf die Initialgenese der alpinen Piedmonttreppen, sodass heute die Termini: Raxlandschaft und Augensteinlandschaft keine Berechtigung mehr haben sollten.

5 Das Beispiel der Helleniden

5.1 Die Reliefgenerationen

In den Helleniden wurden seit 45 Jahren (RIEDL 2002) zahlreiche geomorphologische Kartierungen bewerkstelligt, zumeist im Rahmen von Forschungsprojekten des FWF, die der Verfasser leitete.[2] Das Hauptergebnis dieser Arbeiten, die vom Institut für Geographie der Universität Salzburg durchgeführt wurden, beruht im Nachweis einer oberkreidezeitlich-ältesttertiären Reliefgeneration, die in Form eines von Bauxit und Flysch begrabenen Kegel-Turmkarstes in Mittelgriechenland entgegentritt. Diese erste fassbare Reliefgeneration der Helleniden hat eine große Ähnlichkeit zum prägosauischen Karst der niederösterreichischen Thermenalpen (RIEDL 1973, 1984c). Eine 2., völlig fossilisierte eozäne Paläokarstgeneration stellen Trichter- und Cockpitdolinenfelder in Arkadien (Zentralpeloponnes) dar. Eine 3. präaquitanische, vermutlich oligozäne Reliefgeneration kommt in der Chasia Thessaliens vor (RIEDL 1974); dabei handelt es sich um von aquitanen Konglomeraten begrabene, mehrere Dekameter tief kaolinisierte Rumpfschwellen, womit diese fossile Formengemeinschaft an das Alter der höchstgelegenen Altflächen in den Ostalpen heranreicht. Schließlich müssen die bizarren Konglomeratberge und Helmberge der Meteora Thessaliens, die in den aquitanen Konglomeraten angelegt sind einer 4. frühmiozänen Reliefgeneration zugeteilt werden, die bereits größtenteils in ihrer heutigen Form noch vor der burdigalen Transgression ausgebildet war, von deren Mergeln verschüttet wurde und hauptsächlich im Quartär exhumiert wurde. Auch hier besteht eine Ähnlichkeit zu den Ostalpen, beispielsweise zu den von mächtigen Sedimenten des Karpat begrabenen fossilen Flachlandschaften und Tälern der Buckligen Welt aus der Zeit Eger-Ottnang (zentrale Paratethis), die nach mediterraner Gliederung dem unteren und mittleren Burdigal entspricht (STEININGER et al. 2000, S. 96).

Nach Entwicklung einer spätmiozänen, begrabenen 5. Reliefgeneration, die z.B. auf Mykonos erhalten ist, spielt in den Helleniden die endmiozäne-unterpliozäne 6. Reliefgeneration die größte Rolle. Im Gegensatz zu den fünf älteren Reliefgenerationen, tritt die 6. Reliefgeneration nicht fossilisiert, nicht begraben, sondern in ihrem relikten Charakter typische Piedmonttreppen formend im gesamten Bereich der Helleniden entgegen. Sie ist daher für die heutige Formenwelt Griechenlands von entscheidender physiognomischer Bedeutung. Diese Piedmonttreppe besteht aus vier bis fünf altersverschiedenen Flächensystemen, die nicht nur den Rumpfflächentypus (RIEDL 1981) zeigen, sondern auch in Form von Karstrandebenen und Karstpedimenten (RIEDL 1978, STOCKER 1976) sowie Großpoljen (KATSIKIS 1992) in Erscheinung treten.

[2] In den letzten 20 Jahren beispielsweise wurde durch die FWF-Projekte P 8291 GEO, P 12439 GEO, P 5909 und 09132 GEO der Schwerpunkt auf morphogenetische Fragenkreise der Ägäischen Inseln gelegt. Hierbei spielte die Apatit-Spaltspurenmethode eine wesentliche Rolle. Diese wurde in den Alpen relativ früh (WAGNER & REIMER 1972) angewandt, wobei rein geologische Fragestellungen maßgeblich waren. In den Helleniden wurden die ersten Untersuchungen (ALTHERR et al. 1979) sieben Jahre später, allerdings ebenso mit rein geologischer Zielsetzung durchgeführt, während die erste Apatit-Spaltspurenanalyse mit morphologischem Schwergewicht erstmalig von H. WEINGARTNER & E. HEJL (1994) am Beispiel von Thasos angewandt wurde.

Einen Schlüsselraum für die Erkenntnisse der endmiozänen viergliedrigen Piedmonttreppe bilden die ägäischen Inseln. Es erwies sich, dass im Spätmiozän-Unterpliozän die subaerile Piedmonttreppe nur im Bereich eines ägäischen Kontinents, zu dem der heutige Archipel der Kykladen, die ostägäischen Inseln, Teile des Dodekanes und die Magnesischen Inseln gehörten, gebildet werden konnte. Die Datierung der Piedmonttreppe erfolgte zunächst mit traditionalen Methoden. Da zum Beispiel die kykladische Rumpftreppe den an der Grenze Serraval/Torton intrudierten Plutonit, die noch prämessinisch bewegte ägäische Decke mit ihrer Molasse sowie das gesamte Metamorphikum diskordant schneidet und andererseits vor der pliozänen Transgression bereits ausgebildet war, konnte die Altersstellung oberes Torton-Messin plausibel gemacht werden und im Zuge der Hebungen des Torton eine jährliche Abtragungsrate von 1,6 bis 3,3 mm (Riedl 1982, S. 20) ermittelt werden. Die Abtragungsbeträge erwiesen sich achtfach so hoch wie jene der wechselfeuchten-randtropischen Klimate, wobei bereits damals die Möglichkeit neben einer erosiven auch einer tektogenetischen Ausräumung in Erwägung gezogen wurde.

5.2 Der klimagenetische-morphologische Aspekt

Die in den Plutoniten, Migmatiten und Glimmerschiefern ausgeprägten Rumpfflächen (Riedl 2004) – z.B. Niveau B 440 m in Tinos oder Niveau C 230 m in Westnaxos – stellen Verwitterungsbasisreliefs mit Inselbergen, Dreieckbuchten und Flächenpässen dar, wie sie J. Büdel (1965) von der Tamilnadebene (Koromandelküste Indiens) mit ihrer Flächenspülung einerseits und dem Verwitterungsbasisrelief andererseits im Sinne der „Doppelten Einebnungsflächen" beschrieben hat. Die paläopedologischen Untersuchungen (Riedl 1976, S. 392; 1979, S. 507; 1983, 1986, 1989, S. 180; 1998, S. 26f.) zeigen allesamt kaolinreiche, hämatitreiche Rotlehme aus Mataderozersatz, die zur Bildungszeit der Rumpfflächen (Riedl 1984b,c), Karstrandebenen und Karstpedimente ein vorzeitliches wechselfeuchtes Savannenklima anzeigen. Hierbei erweist es sich, dass die Prozesse der Flächenbildung und Flächenspülung noch über die Zeit der Salinitätskrise des Messin angehalten haben und, dass wie in der höchsten Altlandschaft der Ostalpen die roten Böden auf Karbonatgestein keine roten Paläoböden im Sinne der Terra rossa darstellen, sondern aus silikatischen Sedimenten oder Hüllgesteinen entstanden sind. Die Piedmonttreppen Makedoniens, der Peloponnes und der ostthessalischen Gebirgsschwelle (Riedl 1976, 1981, Vavliakis 1981) zeigen ein ähnliches klimagenetisches-morphologisches Bild, wenngleich die vertikalen Abstände zwischen den Flächensystemen doppelt bis dreifach so groß sind als im ägäischen Archipel entsprechend der viel stärkeren Heraushebungsphasen abseits vom „ägäischen Kontinent". Insgesamt gesehen erweist es sich gerade in der ägäischen Inselwelt, wo die alte Vorstellung der Funktion des Kykladenkristallins als starrer Mikrokraton lange Zeit galt und seit dem Beginn der 1960er-Jahre an zahlreiche Beweise für die Existenz eines alpidischen Komplexes mit jungtertiären Metamorphoseereignissen, mittelmiozänem Plutonismus und spätmiozäner Extension geliefert wurden, für den Bildungszeitraum der ägäischen Piedmonttreppen maximal nur vier Millionen Jahre zur Verfügung standen. Im Ostalpenbereich waren dies aber sechsmal so viele Jahr-

millionen, wobei das Initialalter der ostalpinen Piedmonttreppengenese gegenüber dem der ägäischen Piedmonttreppen von ca. 30 Ma BP auf ca. 8 Ma BP sich enorm verschiebt. Dies bedeutet andererseits, dass für die Bildung des jeweiligen Flächensystems der Helleniden nur ein Zeitraum von wenig mehr als 1 Ma zur Verfügung stand. Dabei ist es offenkundig, dass es sich um keine Endrümpfe handeln kann und damit auch kein Greisenstadium der Landschaftsentwicklung im Sinne der Zyklenlehre von W.M. DAVIS (1899) vorliegt, sondern durch die klimatisch-morphologischen Randbedingungen der Morphogenese sehr jugendliche Stadien der Landschaftsentwicklung vergegenständlicht sind.

5.3 Die radiometrische Datierung der Abtragungssysteme

Die Apatitspaltspurenanalyse,[3] mit denen sich das FWF-Projekt P 12439 Geo zuletzt beschäftigte, ergab im Falle der ostthessalischen Gebirgsschwelle Unterschiede zu den Kykladen sowie ostägäischen Inseln. Aber die thermochronologische Simulation ergab eine eindeutige Konvergenz der Alter zwischen 5–9 Ma, womit die ältesten Niveaus im Zuge der Hebung frühestens im mittleren Torton (9 Ma BP) mit ihren Verwitterungsbasisreliefs die Oberfläche erreichten und im Frühpliozän (5 Ma) die gesamte endmiozäne Genese der Piedmonttreppen der Helleniden vollendet war. Im Plio-Pleistozän bildeten sich nur mehr die Küstenrandpedimente und Uroberflächen (Glacis) der intramontanen Neogenbecken. Die Apatitspaltspurenmethode erbrachte auch schöne Beweise für die Altersverschiedenheit der hellenidischen Piedmonttreppen, Beweise für das Jüngerwerden der Flächensysteme nach unten hin. In Tinos beherrscht nach der Ausbildung des Rumpfflächensystems A in 600 m Höhe eine alle Substrate, auch den 14 Ma alten Monzogranit kappende Ebenheit im Niveau B von 440 m Höhe diese Insel der Kykladen. Da bei den radiometrischen-geomorphologischen Forschungsprojekten nicht nur die absoluten Höhen der Gesteinsproben festgehalten wurden, sondern auch die geomorphologische Situation der Probenentnahmestellen beschrieben wurde, waren eindeutige morphotektonische Aussagen möglich. Es erwies sich zunächst, dass die Rumpffläche im Niveau B, obwohl sie eine Reliefenergie von mehr als 100 m aufweist infolge des Komplexes der Inselberge, intramontanen Kleinbecken sowie Flächenpässen, ein einheitliches Alter von 9,3 Ma (HEJL et al. 2002, S. 41) aufweist und somit ein alterseinheitliches spättortonisches Verwitterungsbasisrelief besitzt. Die nächst tiefere Rumpffläche des Niveaus C liegt in der Höhe von 300 m und wird von Niveau B durch steile, wollsackbesetzte Hänge getrennt, andererseits untertiefen kehltalartige Hohlformen mit mächtigem Mataderozersatz und epikutanen, riesigen

[3] Eine ausführliche Darlegung der Spaltspurenanalyse geben WAGNER & VAN DEN HAUTE (1992). Als Spaltspuren des Calcium-Phosphat-Minerals Apatit werden Schädigungszonen bezeichnet, die durch Spontanspaltung von 238 U entstehen, das eine definierte Halbwertszeit aufweist. Dadurch entstehen 16 μm lange mechanische Spuren, entlang denen das Kristallgitter zerstört ist. Diese Spuren verheilen bei Apatit oberhalb von 110°C. Die Anzahl der Spuren ist vom Urangehalt des Minerals und dem Zeitfaktor abhängig. Dadurch wird die Spaltspurenanalyse zu einem genauen Geothermo- und Geochronometer, wodurch die thermische Geschichte von Gesteinserien rekonstruiert werden kann und damit auch ihr abtragungsgekoppelter Aufstieg an die Erdoberfläche.

Wollsackblöcken das Flächensystem des Niveaus B. Die Apatitspaltspurenanalyse (HEJL et al. 2002, S. 46) ergab für Niveau C ein Alter von 8,4 Ma, womit ersichtlich ist, dass es um ca. 1 Ma jünger ist als Niveau B und damit der Piedmonttreppentypus in diesem Höhenintervall bewiesen werden konnte, Ähnliches erweist sich im Bereiche der Kykladen beispielsweise in Paros, Naxos, Ios und Seriphos (HEJL et al. 2002, S. 44; 2003, S. 114, 115; RIEDL 2004). Die Apatitspaltspurenmethode erbrachte jedoch auch Beweise für die Zusammengehörigkeit kartierter Formenelemente, die durch junge quartäre Kerbtalerosion zerschnitten wurden, z.B. in Skopelos (RIEDL 1998, S. 46), wo durch Beobachtung, Kartierung, beziehungswissenschaftliche Schlussfolgerungen und Erwägungen ein jung zerschnittenes obermiozänes Flachtalrelief mit einer Breite von 2 km rekonstruiert wurde. Die radiometrischen Daten ergaben ein ähnliches Alter von zwei derart isolierten Flächen, sodass der relikte Flachtalcharakter daraus resultiert. Außerdem erweist es sich, dass die Daten von Skopelos (28,5 Ma) im Rahmen einer wesentlich langsameren Abkühlungsgeschichte als in den Kykladen (3,2°C/Ma – HEJL et al. 1999, S. 81) anzeigen, dass das Flachtalniveau (Niveau C: 345 m) von Skopelos, obwohl das Apatitspaltspurenalter in das Chatt (Oberoligozän) fällt, die heutige, aber relikte Erosionsoberfläche nicht vor 10 Ma erreichte, womit eine große spätmiozäne Einheitlichkeit der hellenidischen Piedmonttreppen resultiert. Dies steht mit dem Umstand in Verbindung, dass die Rumpfflächensysteme, wie sie heute entgegentreten, als die Gesteine im Zuge der Hebungen auf 100°C abkühlten, noch von einer oft wesentlich mehr als 1 km mächtigen Gesteinsschichte bedeckt waren, sodass die ältesten Flächensysteme der Helleniden nicht vor dem Spättorton die Oberfläche erreichten.

Bei allen radiometrischen Einzeitungen muss man sich bewusst sein, dass die jüngeren Umformungen und Überprägungen der Piedmontsysteme nicht erfasst werden können. Im Falle von Mykonos z.B. zeigten die AFT-Solve Kalkulationen,[4] dass das reliefenergiestarke Verwitterungsbasisrelief nicht vor 8 Ma die Oberfläche erreicht haben kann. Die umformenden Streckhänge, die plio-/pleistozänen Küstenrandpedimente konnten ähnlich Naxos (HEJL 2003, S. 114; RIEDL 2004, S. 17) jedoch nicht erfasst werden, obwohl sie die Formenwelt der Insel prägen und die Gleichaltrigkeit des Verwitterungsbasisreliefs ähnlich Tinos infolge des Fehlens entsprechender tektonischer Lineamente auch nicht mit einer Bruchschollendynamik erklärt werden kann. Damit aber zeigt sich, dass die geomorphologische Kartierung, die Diagnostizierung der Formenelemente im Felde, deren Verortung und beziehungswissenschaftliche Aspekte immer noch Praktiken darstellen, die unter logischen Überlegungen unter Abwägung paläoökologischer Feldbefunde zu morphogenetischen Ergebnissen verarbeitet werden müssen und auch die Vorstellung über die relative Chronologie der Formenelemente unentbehrlich auch in Zukunft sein wird.

[4] Mit dem AFTSolve Programm (Version 0,7.1, © 1996, Donelick analytical, Inc. and Richard A. KETCHAM) hatte HEJL et al. (1999, S. 75) die Abkühlungspfade aus den Apatitspaltspurendaten entwickelt. Mithilfe von Zeit-/Temperaturdiagrammen können annehmbare, gut passende und am besten passende Zeit-/Temperaturpfade ausgewiesen werden sowie der früheste Zeitpunkt des Erscheinens von Flächensystemen an der heutigen Oberfläche abgelesen werden.

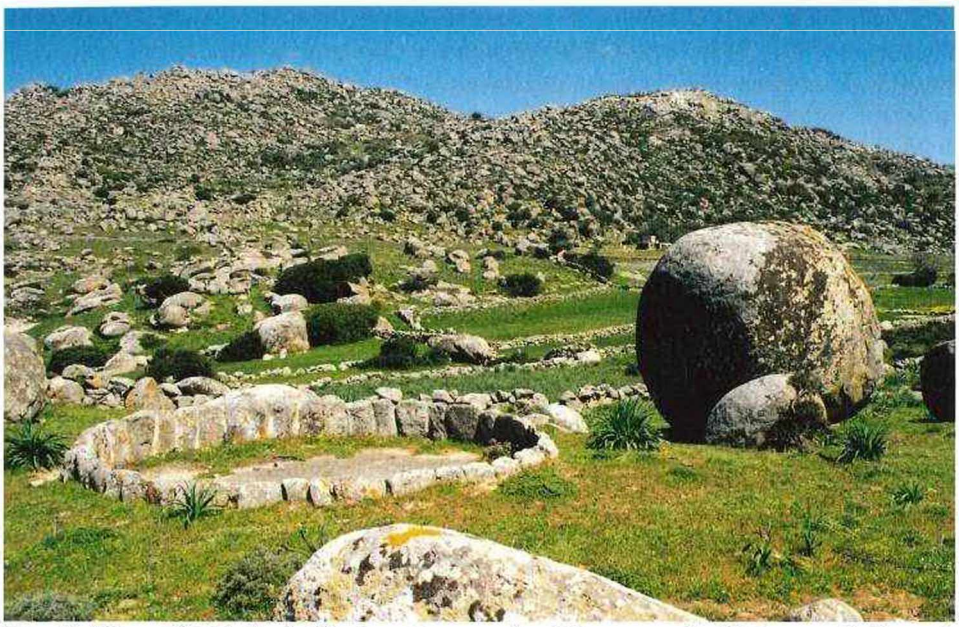

Foto 1: Tinos (Kykladen); Piedmonttreppen im Monzogranit. Hintergrund: Rumpffläche Niveau B (440 m) mit einem Apatit-Spaltspurenalter von 9,3 Ma. Vordergrund: Niveau C (300 m) – 8,4 Ma alt im tiefgründigen Matadero-Zersatz mit exhumierten Wollsackblöcken. Foto: H. RIEDL (April 1999)

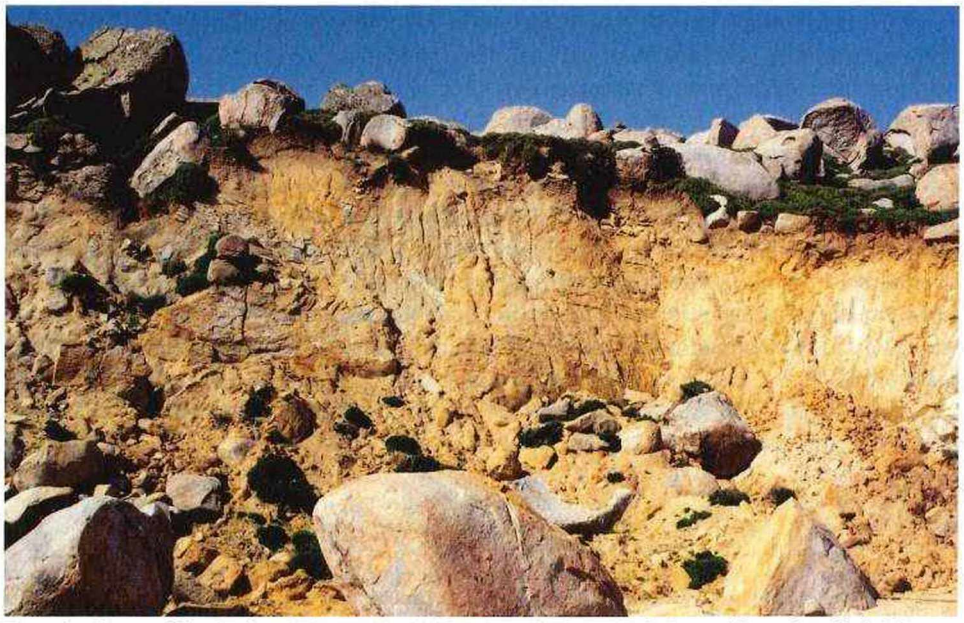

Foto 2: Rumpffläche im Niveau B (440 m) auf Tinos. Tiefgründiger kaolinitisierter Matadero-Zersatz mit sub- und epikutanen Wollsackblöcken – 9,3 Ma. Foto: H. RIEDL (April 1999)

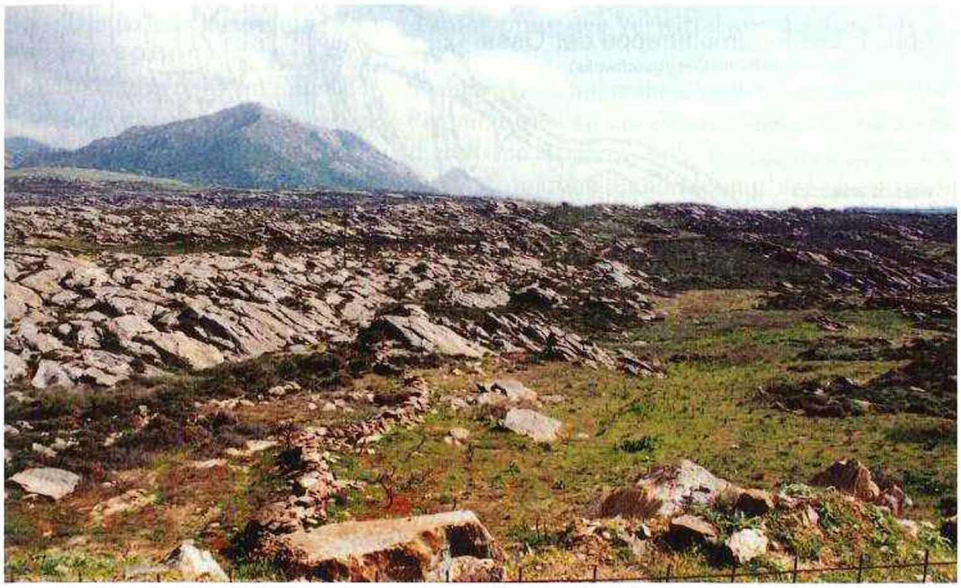

Foto 3: Naxos (Kykladen); Tragea-Rumpffläche im Niveau 230 m, den Migmatit diskordant kappend. Alter: 9,3 Ma. Hintergrund: Zentrales Bergland mit Altlandschaft in Niveau von 900 m Höhe und einem Alter von 10,9 Ma. Foto: H. RIEDL (April 1998)

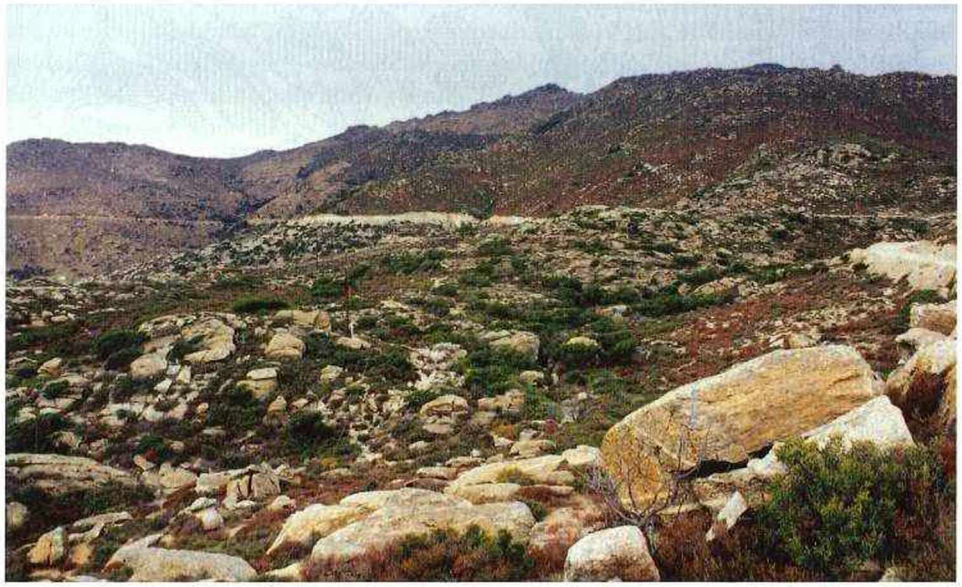

Foto 4: Ios (Kykladen) – Westabdachung der Piedmonttreppe. Vordergrund: Niveau 350 m Höhe mit Altersstellung 8,3 Ma. Mittelgrund: Niveau 600 m Höhe. Im Hintergrund Altlandschaft des zentralen Berglandes des Pyrgos im Niveau von 700 m Höhe (10 Ma). Nach unten jünger werdende Flächensysteme im Augengneis ohne Bruchschollentektonik. Foto: H. RIEDL (November 1998)

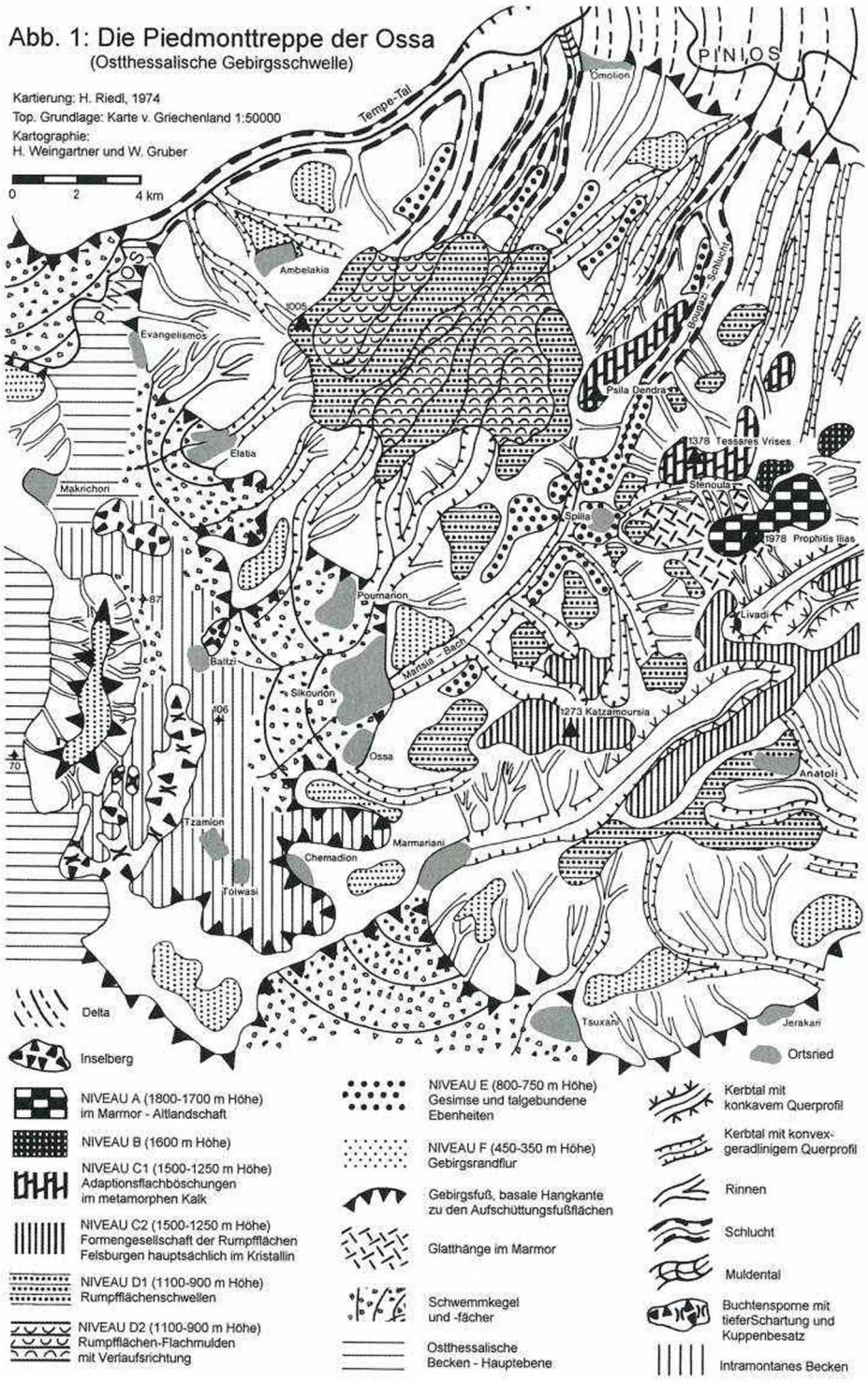

Abb. 1: Die Piedmonttreppe der Ossa
(Ostthessalische Gebirgsschwelle)

5.4 Die Exhumierung und junge Umformung des Verwitterungsbasisreliefs

Da heute in den Plutoniten und Metamorphiten nur mehr Verwitterungsbasisreliefs innerhalb des Stockwerkbaues der Piedmonttreppen erhalten sind, wobei Rotlehme und Mataderozersatz in kleineren und größeren Resten morphogenetische Indikatoren darstellen, stellt die plio-/pleistozäne und quartäre Exhumierung der chemischen Tiefenzersatzmassen bis zu den heutigen Verwitterungsbasisreliefs herab ein entscheidendes Prozessbündel dar, dass das Verwitterungsbasisrelief durch jüngere Formengemeinschaften überprägte (Riedl 1991, 2004). Abseits der Umgestaltung der relikten Inselberge und Felsburgen durch Desquamation, Tafonierung und Schildkrötenmusterung stellt der Pseudokarst nicht nur in Form der Silikatgesteinskarren und Opferkessel sondern besonders im Rahmen der Suffosion des Mataderozersatzes eine der wichtigsten Überprägungen von Rumpfflächenreliefs in den Plutoniten und Metamorphiten der Ägäis dar. Durch Suffosion erhielten die Piedmontflächen Hohlformen von der Art der Schüsseldolinen, Poljen und Uvalas, durch die das Feinmaterial unterirdisch abgeführt wurde. Die Küstenrandpedimente andererseits entstanden nicht durch Rumpfflächenbildung, sondern pedimentierten die Verwitterungsbasisreliefs randlich. Sie stellen Leitformen der Exhumierung sowohl auf den ägäischen Inseln als auch in Festlandgriechenland dar. In den weichen Mataderozersätzen entstanden jedoch Glacis mit pleistozänen Sedimentumlagerungen. Außer den über die Küstenhöfe mit ihren tieferen, quartären Abrasionsterrassen hinweggreifenden plio-pleistozänen Pedimenten gibt es in den Rumpfflächenreliefs wie beispielsweise auf Ios und Andros auch Pedimente, die im Zuge der Exhumierung entstanden, jungeiszeitlichen Alters sind, aber wesentlich höher als die Küstenrandpedimente liegen. Hierbei war kaltzeitliche gelisolifluidale Abtragung unter Schwemmschuttbildung maßgeblich. Unterhalb von 600 m Höhe aber bilden die konvergenten Prozesse in Südgriechenland einen wesentlichen Exhumierungsfaktor, während gelisolifluidale Prozesse in Nordgriechenland (Makedonien, Thasos) bis zum Meeresspiegel sich durchsetzen und Kryoturbationen sich bilden konnten (Riedl 2004, S. 29). Eine entscheidende Exhumierungskraft stellte die initiale lineare Fluvialerosion dar, welche die Hänge in den Metamorphiten zwischen den Flächensystemen mit Rinnenformationen überprägte, während in den Plutoniten die Siebspülung an den Hängen die subkutanen Wollsackblöcke aus dem Zersatz herauswachsen ließ und diese epikutan aber in autochthoner Position die steilen Piedmonthänge prägen. Aktuell ist die Flächenspülung (Schichtfluten), die in endmiozäner Zeit wesentlich an der Rumpfflächengenese beteiligt war, noch nicht völlig erloschen. In Gebieten des Brachfallens des Kulturlandes (Riedl 1997) bewirken die winterlichen Starkregen einen kleinquantenhaften Abtrag des Zersatzes. Wesentlich an der Exhumierung der Rumpfflächen aber auch an ihrer Zerstörung im Zuge ihrer Zerschneidung ist die dominierende fluviale Erosion beteiligt. Diese wird nicht nur aktuell vollzogen, sondern wurde nach den altpleistozän/mittelpleistozänen Inselgenesen bereits im Mittelpleistozän, vorwiegend aber während der Würmkaltzeit in Gang gesetzt, sodass Brekzien und Schwemmschuttkegel die Kerbtäler und Kerbsohlentäler selbst auf sehr kleinen Inseln und in Festlandgriechenland sowie auf der Peloponnes prägen.

5.5 Die Problematik der Piedmonttreppen in plattentektonischer Hinsicht

Wenn auch die Piedmonttreppen den am häufigsten vertretenen morphotektonischen Typus der Helleniden darstellen, so treten facettenartig innerhalb der Piedmonttreppen auch Bruchschollenmosaike entgegen. Beispiele hierzu bietet Ostparos (RIEDL 1982, S. 34ff.) mit in 650 m und 400 m Höhe liegenden Flächensystemen, die mit 9 Ma (HEJL et al. 2003, S. 114) sich annähernd als gleich alt erwiesen und durch eine Bruchlinienstufe voneinander abgesetzt werden. Oberpliozäne Neotektonik führte auch auf Seriphos (RIEDL 1986, S. 91) zur Absenkung des rund 6 Ma (HEJL et al. 2001, S. 44) alten südlichen Saumes des in 450 m Höhe liegenden Oros-Flächensystems mit seinen Inselbergen auf 240 m heutiger Höhe, wo innerhalb des Granodiorits gelegen eine Bruchlinienstufe ähnlich Paros ausgebildet ist. Auch hier liegt eine nachträgliche partielle Bruchschollendynamik vor, die erst nach der endmiozänen-frühpliozänen Modellierung der altersverschiedenen Rumpftreppen einsetzen konnte; auch hier kommt oberpliozäne Neotektonik in Frage, da das krönende Flächensystem des Oros (450 m) noch im Messin sich herausbildete und andererseits die plio-/pleistozänen (ältestpleistozänen) Küstenrandpedimente ungestört die abgesenkten Bruchschollen überziehen. Möglicherweise steht die oberpliozäne Neotektonik mit der erstmaligen Herausbildung des ägäischen Meeres im Pliozän in Verbindung. Zur Zeit der plio-/pleistozänen subaerilen Küstenrandpedimente allerdings herrschten wieder kontinentale Verhältnisse im Bereiche des heutigen Ägäischen Meeres. Erst am Ende des Altpleistozäns (Sicil) dürfte dann der endgültige Einbruch des ägäischen Meeresbeckens erfolgt sein, denn in Naxos kennen wir bereits Meeresterrassen aus dem Milazzo (RIEDL 1984c). Nun besteht die plattentektonische Situation am Beispiel der ägäischen Piedmonttreppen darin, dass eine backarc Position der heutigen ägäischen Inseln vorliegt, also die Situation von Inselbogen-Rückbecken gegeben ist, die auch als Randmeer- oder Marginalbecken bezeichnet werden und zwischen dem Kontinent und dem durch Vulkanismus (z.B. Santorin, etc.) geprägten Inselbogen liegen, an dessen konvexer ozeanwärtiger Seite sich die Tiefseegräben befinden. Aus dem attisch-kykladischen Kristallin sind seit langem im Bereiche der ägäischen Decke (BÖGER 1983, S. 807) außer den Ophioliten limonitische Konglomerate und Sandsteine mit einem oligo- vermutlich mittelmiozänen Alter (DÜRR & ALTHERR 1978) bekannt. Die Molassesedimente ruhen den zerscherten, oft eine Ultramylonithaut tragenden Plutoniten auf, wobei ein deckentektonischer Kontakt dieser höchsten tektonischen Einheit gegeben ist, nicht nur zu den Plutoniten, die eine generalisierte Altersstellung von 8–11 Ma aufweisen, sondern auch zu den Metamorphiten. Diese geotektonische Situation mit ihren duktilen Deformationen der Gesteine wird mit krustalen Dehnungsvorgängen (Extension) in Verbindung gebracht, die zunächst einen Widerspruch zu den für die Piedmonttreppen maßgeblichen Hebungsvorgängen darstellen. Bereits früh wurde andererseits erkannt (RIEDL 1982, S. 18), dass die Ägäisdecke von den Piedmontflächen diskordant gekappt wird, wonach die Morphogenese der Rumpfflächentreppen nur nach den Dehnungsvorgängen stattgefunden haben kann, sich aber auch die phasenhaften Hebungen gleichzeitig mit Absenkungen in benachbarten Dehnungsbecken sich abspielen konnten. Der scheinbare Widerspruch zwischen endtertiärer Extension und Hebungen, die traditional immer als Folge von Kompression erklärt werden, betrifft ja auch die festländischen Helleniden,

wo die spätorogene Extension bereits in den Rhodopen im Eozän/Oligozän begann, die ostthessalische Gebirgsschwelle (Olymp, Ossa, Pilion) im Oligo/Miozän und im Mittelpliozän die externen Helleniden in Kreta erreichte (KILIAS 2001, S. 149). Obwohl die Extension von 13–6 Ma BP im Bereiche des Kymi-Aliveri Beckens in Euböa andauerte, fanden Hebungen simultan zur Extension (KOKKALAS 2001, S. 247) statt. Am deutlichsten ist dies wohl in Zentrallesbos (MOUNTRAKIS et al. 2001, S. 271) der Fall, wo im Bereiche der Ophiolitdecke und der Metamorphite im Zuge semiduktiler Extension ein tektonisches Fenster infolge der hebungsbedingten Exhumierung des Autochthons zu Stande kam. Instruktiv ist auch die spätquartäre Hebung der ostthessalischen Gebirgsschwelle (STIROS et al. 1994, S. 329), bei der Hebung und Extension vergesellschaftet sind, wobei freilich die dortige Hebung von einigen Zehnern von Metern nicht unbedingt auf Primärrümpfe mit Heraushebungen im Kilometerbereich übertragen werden kann. Man sieht schließlich, dass zwischen Extension und Hebung keine plattentektonische Unvereinbarkeit zu bestehen braucht.

Für die weitere Forschung im Bereiche der Helleniden besteht die Aufgabe, die plattentektonische Wertigkeit der endmiozänen Hebungsphasen im Rahmen der Piedmonttreppengenese einer weiteren Klärung zuzuführen. Schließlich wissen wir auch über die Bedeutung der Kompressionsstrukturen (JACOBSHAGEN et al. 1978, S. 555), die jünger als Mittelmiozän sind, aus plattentektonischer Sicht zu wenig Bescheid. Vor allem aber schließt die backarc Region Hebungen nicht aus und damit die Bildung von Piedmonttreppen.

6 Literaturverzeichnis

AIGNER A. (1922), Geomorphologische Beobachtungen in den Gurktaler Alpen. In: Sitz.-Ber. d. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl. Abt. I, 131, S. 243–278.

ALTHERR R., SCHLIESTEDT M., OKRUSCH M., SEIDEL E., KREUZER H., HARRE W., LENZ H., WENDT J., WAGNER G.A. (1979), Geochronology of high-pressure rocks of Sifnos (Cyclades Greece). In: Contrib. Mineral. Petrol., 70, S. 245–255.

BARTSCH G. (1957), Hans SPREITZER und sein wissenschaftliches Werk. In: Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 99, S. 113–121.

BÖGER H. (1983), Stratigraphische und tektonische Verknüpfungen kontinentaler Sedimente des Neogens im Ägäis-Raum. In: Geol. Rundschau, 72, S. 771–814.

BRAUMÜLLER E. (1959), Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. In: Erdöl-Zeitschrift, 75, S. 122–130.

BÜDEL J. (1965), Die Relieftypen der Flächenspülzone Süd-Indiens am Ostabfall Dekans gegen Madras. In: Colloquium Geogr., 2. 100 S.

BÜDEL J. (1969), Der Werdegang der Alpen, Europa und die Wissenschaft. In: Wiss. Alpenvereinshefte, 21, S. 13–45.

BÜDEL J. (1971), Aufriß des natürlichen Systems der Geomorphologie. In: Würzburger Geogr. Arb., Sonderheft 34a. 78 S.

DANIŠIK M., DUNKL J., PUTIŠ M., FRISCH W., KRÁL J. (2004), Tertiary Burial and Exhumation History of Basement Highs along the NW Margin of the Pannonian Basin – an Apatite

Fission Track Study. In: Austrian Journal of Earth Sciences (= Mitt. Österr. Geol. Ges.), 95/96, S. 60–70.

DAVIS W.M. (1899), The geographical cycle. In: Geogr. Journal, 14, S. 481–509.

DUNKL J., FRISCH W., GRUNDMANN G. (2003), Zircon fission track thermochronolgy of the southeastern part of the Tauern Window and the adjacent Austroalpine margin. In: Eclogae Geol. Helv., 96, S. 209–217.

DUNKL J., KUHLEMANN J., REINECKER J., FRISCH W. (2005), Cenozoic relief evolution of the Eastern Alps-constraints from apatite fission track age-provenance of Neogene intramontane sediments. In: Austrian Journal of Earth Sciences (= Mitt. d. Österr. Geol. Ges.), 98, S. 92–105.

DÜRR St., ALTHERR R. (1978), Neogene Deckenreste auf Mykonos/Kykladen. In: XXVI. Congr.-Ass.plen. C.E.S.M., Antalya.

FINK J. (1974), Hans SPREITZER. In: Zeitschrift Geomorph. N.F., 18/2, S. 159–161.

FINK M. (1969), Beiträge zur Geomorphologie der Voralpen zwischen Erlauf und Traisen. In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 32 (1967–1968), S. 130–159.

FISCHER H. (1965), Geomorphologie des unteren Mühlviertels im Einzugsgebiet der Naarn. In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 30, S. 49–130.

FISCHER K. (1990), Höhlenniveaus und Altreliefgenerationen in den Berchtesgadener Alpen. In: Mitt. d. Geogr. Ges. München, 75, S. 47–59.

FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL J., SZÉKELY B., VENNEMANN TH., RETTENBACHER A. (2002), Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den Zentralen Nördlichen Kalkalpen. In: Die Höhle, 53, S. 1–36.

GENSER J., NEUBAUER F. (1996), Subsidenzentwicklung des österreichischen Molassebeckens – Aussagen über die alpine Orogenese. In: Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie-6.Symp., Salzburg, 10.–15.4.1996, S. 147–150.

HASEKE-KNAPCZYK H. (1989), Der Untersberg bei Salzburg. In: Veröff. d. Österr. MaB-Progr.-ÖAdW, 15. 223 S. Innsbruck.

HASERODT K., MESTER Th. (1994), Augensteine im Steinernen Meer und im Hagengebirge (Berchtesgadener- und Salzburger Land). In: Beitr. u. Mat. z. Reg. Geogr., 7, S. 159–204.

HASSINGER H. (1905), Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken. In: Geogr. Abh., 8, S. 1–206. Leipzig.

HEJL E. (1997), ‚Cold spots' during the cenozoic evolution of the Eastern Alps: Thermochronological interpretation of apatite fission-track data. In: Tectonophysics, 272, S. 159–173.

HEJL E. (1998), Über die känozoische Abkühlung und Denudation der Zentralalpen östlich der Hohen Tauern – eine Apatit-Spaltspurenanalyse. In: Mitt. d. Österr. Geol. Ges., 89, S. 179–199.

HEJL E., RIEDL H., WEINGARTNER H. (1999), Crataceous Palaeokarst and Cenozoic Erosion of the North Sporades (Greece): Results from Geomorphological Studies and Fission-Track Analysis. In: Mitt. d. Österr. Geol. Ges., 90 (1997), S. 67–82.

HEJL E., RIEDL H., WEINGARTNER H. (2002), Post-plutonic unroofing and morphogenesis of the Attic Cycladic complex (Aegea, Greece). In: Tectonophysics, 349, S. 37–56.

HEJL E., RIEDL H., SOULAKELLIS N., VAN DEN HAUTE P., WEINGARTNER H. (2003), Young Neogene tectonics and relief development on the Aegean islands of Naxos, Paros and Ios (Cyclades, Greece). In: Mitt. d. Österr. Geol. Ges., 93 (2000), S. 105–127.

HEJL E., WAGNER A. (1991), Spaltspuren in Apatit und Zirkon: Schlüssel zur Niedertemperatur- und Hebungsgeschichte der Alpen. In: Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 71, S. 63–71.

HILLER O. (1975), Südostalpine Augensteine. In: Tagungsber. u. wiss. Arb. – 40. Dt. Geographentag, Innsbruck, S. 401–417.

JACOBSHAGEN V., DÜRR St., KOCHEL F., KOPP K., KOWALCZYK G. (1978), Structure and Geodynamic Evolution of the Aegean Region. In: Int. Union Comm. on Geodyn. Scientific Report, 38, Stuttgart, S. 537–564.

KALS R. (1984), Beiträge zur quartären Landschaftsentwicklung des Beckens von Abtenau und des nördlichen Tennengebirges. Naturwiss. Fak., Univ. Salzburg, Diss.

KATSIKIS A. (1992), Physische Geographie des Beckens von Ioannina (Griechenland). In: Jahresber. d. Fachbereiches Erziehungswiss. d. Univ. Ioannina, 2. 163 S.

KILIAS A. (2001), Late Orogenic Extension in Hellenides. In: Bull. of the Geol. Soc. of Greece, 34, S. 149–156.

KINZL H. (1976), Hans SPREITZER. Nachruf. In: Almanach d. ÖAdW, 125, S. 423–442.

KNAPCZYK H. (1984), Der Untersberg bei Salzburg. Die ober- und unterirdische Karstentwicklung und ihre Zusammenhänge. Nat. Fak., Univ. Salzburg, Diss.

KOKKALAS S. (2001), Tectonic Evolution and Stress Field of the Kymi-Aliveri basin, Evia Island, Greece. In: Bull. of the Geol. Soc. of Greece, 34, S. 243–249.

KUFFNER D. (1998), Höhlenniveaus und Altflächen im Westlichen Toten Gebirge. In: Wiss. Beitr. z. Zeitschr. „Die Höhle", 53. 229 S.

KURZ W. (1963), Die Landformung der Kalkalpen an der oberen Mürz. In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 29 (1961–1962), S. 1–39.

LANGENSCHEIDT E. (1985), Höhlen und ihre Sedimente. In: Forschungsbericht-Nationalpark Berchtesgaden, 10. 194 S.

LECHNER A. (1969), Zur Geomorphologie des östlichen Toten Gebirges (Prielgruppe). In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 32 (1967–1968), S. 80–108.

LICHTENBERGER E. (1975), Forschungsrichtungen der Geographie. Das österreichische Beispiel 1945–1975. In: Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 117, S. 1–116.

LICHTENECKER N. (1924), Das Bewegungsbild der Ostalpen. In: Die Naturwiss., 13, S. 739–743.

LICHTENECKER N. (1926), Die Rax. In: Geogr. Jahresber. aus Österreich, 13, S. 150–170.

LICHTENECKER N. (1938), Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen I. Teil: Die nordöstlichen Alpen. In: Geogr. Jahresber. aus Österreich, 19, S. 1–82.

LOUIS H. (1935), Probleme der Rumpfflächen und Rumpftreppen. In: Verh. u. wiss. Abh. d. 25. Dt. Geographentages zu Bad Nauheim, 1934, Breslau.

LOUIS H. (1968), Über Altreliefreste und Augensteinvorkommen im Dachsteingebirge. In: Mitt. d. Geogr. Ges. München, 53, S. 27–61.

LOUIS H., FISCHER K. (1979), Allgemeine Geomorphologie, 4. Aufl. Berlin, New York.

MACHATSCHEK F. (1968), Geomorphologie, bearbeitet von H. GRAUL und C. RATHJENS, 9. Aufl. Stuttgart, Teuber.

MORAWETZ S. (1953), Zur Frage des ostalpinen Stockwerkbaues. In: PGM, 97, S. 20–24.

MORAWETZ S. (1971), Zur Geomorphologie des Steirischen Randgebirges. In: Mitt. d. naturwiss. Ver. Steiermark, 100, S. 84–104.

MOUNTRAKIS D., THOMAIDOU E., ZOUROS N., KILIAS A. (2001), Kinematic Analysis and Tertiary Evolution of the Lesvos Ophiolites and Metamorphic Sole (Aegean Sea, Greece) In: Bull. of the Geol. Soc. of Greece, 34, S. 267–724.

NAGL H. (1967), Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen. In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 31 (1965–1966), S. 133–168.

NEEFE H. (1967), Morphologische Untersuchungen in den westlichen Radstädter Tauern. Univ. Wien, Diss. phil.

NOWAK H. (1969), Beiträge zur Geomorphologie des nordwestlichen Weinviertels und seiner Randgebiete. In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 32 (1967–1968), S. 109–129.

PASCHINGER H. (1935), Geomorphologische Studien in Mittelkärnten. In: Carinthia II, 45, S.12–16.

PENCK W. (1924), Die morphologische Analyse. In: Geogr. Abh., II/2. Stuttgart.

PENCK W. (1925), Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes. In: Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde, S. 81–108.

PHILIPPSON A. (1931), Grundzüge der allgemeinen Geographie II, 2. Aufl. Leipzig.

PLAN L. (2004), Speläologische Charakterisierung und Analyse des Hochschwab-Plateaus, Steiermark. In: Die Höhle, 55, S. 19–33.

RATSCHBACHER L., DINGELDEY C., MILLER C., HACKER B., MCWILLIAMS M. (2004), Formation, subduction and exhumation of Penninic oceanic crust in the Eastern Alps: time constraints from 40Ar/39Ar geochronology. In: Tectonophysics, 394, S. 155–170.

RIEDL H. (1958), Die Verkarstung des mesozoischen Bereiches der niederösterreichischen Waschbergzone (Leiser Berge). In: Die Höhle, 9, S. 80–84.

RIEDL H. (1960), Beiträge zur Morphologie des Gebietes der Leiser Berge und des Falkensteiner Höhenzuges. In: Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 102, S. 65–76.

RIEDL H. (1966), Neue Beiträge zum Problem: Raxlandschaft-Augensteinlandschaft. In: Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 108, S. 98–109.

RIEDL H. (1971), Gedanken zur Initialgenese der Buckligen Welt und des Hochwechsels. In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 33, S. 35–42.

RIEDL H. (1973), Zum Problem des oberkreidezeitlichen Karstes in den Fischauer Bergen (NÖ). In: Arb. aus d. Geogr. Inst. d. Univ. Salzburg (= Festschrift H. TOLLNER), 3, S. 205–228.

RIEDL H. (1974), Beiträge zur Initialgenese des Gebietes der Meteora in Thessalien. In: Die Höhle, 25, S. 81–87.

RIEDL H. (1976), Beiträge zur regionalen Geographie des Beckens von Sparta und seiner Nachbarräume unter besonderer Berücksichtigung der geomorphologischen Verhältnisse. In: Arb. aus dem Geogr. Inst. d. Univ. Salzburg, 6, S. 283–409.

RIEDL H. (1977), Die Problematik der Altflächen am Ostsporn der Alpen, ein Beitrag zur Frage der Reliefgenerationen. In: BÜDEL J. (Hrsg.), Beiträge zur Reliefgenese in verschiedenen Klimazonen (= Würzburger Geogr. Arb., 45), S. 131–154.

RIEDL H. (1979), Schwerpunkte und Aspekte der landeskundlichen Forschung im Bundesland Salzburg. In: Innsbrucker Geogr. Studien (= Festschrift für A. LEIDLMAIR), S. 429–446.

RIEDL H. (1979), Climatically controlled key features of Greece. In: VI. Coll. on the Geol. of the Aeg. Reg., Athen, S. 503–508.

RIEDL H. (1981), Das Ossa-Bergland, eine landschaftskundliche Studie zur regionalen Geographie der ostthessalischen Gebirgsschwelle. In: Arb. aus d. Inst. f. Geogr. d. Univ. Salzburg, 8, S. 81–159.

RIEDL H. (1982), Vergleichende Untersuchungen zur Geomorphologie der Kykladen unter besonderer Berücksichtigung der Insel Naxos. In: Salzburger Exk. Ber., 8, S. 9–54.

RIEDL H. (1983), Geomorphologie der Insel Siphnos. In: Salzburger Exk. Ber., 10, S. 51–97.

RIEDL H. (1984a), Rezensierung der Diss. KNAPCZYK (1984). In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 43, S. 112–114.

RIEDL H. (1984b), Paleoclimatic aspects of the geomorphology of the Cyclad Archipelago (Greece) with references to methodological problems. In: Paleobiologie Continental, 14, S. 403–413.

RIEDL H. (1984c), Die Reliefgenerationen Griechenlands. In: Österr. Osthefte, 26, S. 52–72.

RIEDL H. (1986), Geomorphologie der Insel Seriphos (Kykladen). In: Salzburger Exk. Ber., 10, S. 51–97.

RIEDL H. (1988), Neue Beiträge zur Geomorphologie der Nördlichen Kalkhochalpen. In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 45, S. 81–96.

RIEDL H. (1989), Beiträge zur Landschaftsstruktur und Morphogenese von Samos und Ikaria (Ostägäische Inseln). In: Salzburger Geogr. Arb., 18, S. 143–243.

RIEDL H. (1991), Landforms and processes associated with the exhumation of the plutonic basal surface in the area of the Aegean Archipelago. In: Bull. of the Geol. Soc., 25, S. 67–82.

RIEDL H. (1997), The Human Impact on soil erosion in Greece. In: Bull. of the Geol. Soc. of Greece, 30 (= Proc. of the 7th Congr.), S. 15–27.

RIEDL H. (1998), Geomorphologie der Insel Skopelos. In: Salzburger Geogr. Arb., 33, S. 7–64.

RIEDL H. (2002), Forty Years Geographic Fieldwork in Greece. In: 6. Panelleniko Geogr. Syn., Praktika, 1, S. 312–322.

RIEDL H. (2004), New contributions to the geomorphology of the Aegean archipelago in particular consideration of dating peneplains and pediments and their paleoclimatic conditions. In: Ann. Géol. des Pays Hellén., 40/Fasc A., S. 11–49.

SAKAGUCHI Y. (1973), Über die geomorphologische Entwicklung der Ostalpen. In: Zeitschrift f. Geomorph., Suppl.-Bd. 18, S. 144–155.

SCHAPPELWEIN K. (1967), Geomorphologische Untersuchungen in den nordöstlichen Kalkalpen. In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 31 (1965–1966), S. 95–132.

SCHIEMENZ S. (1960), Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. In: Beih. Geol. Jb., 38. 119 S.

SCHLEGEL W. (1961), Alte Abtragungssysteme und Quartärterrassen im östlichen Weinviertel. In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 28 (1959–1960), S. 80–109.

SCHNEIDER Th. (1988), Die geomorphologische Entwicklung des Lungau im Jungtertiär. In: Augsburger Geogr. Hefte, 7, S. 1–266.

SEEFELDNER E. (1937), Karsthydrographische Beobachtungen am Untersberg. In: Mitt. über Höhlen- u. Karstforschung, S. 30–39.

SEEFELDNER E. (1973), Zur Frage der Korrelation der kalkalpinen Hochfluren mit den Altformenresten der Zentralalpen. In: Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 115, S. 106–123.

SLANAR H. (1967), Geomorphologische Untersuchungen in den Wölzer Tauern. Univ. Wien, Diss. phil.

SOLAR F. (1964), Zur Kenntnis der Böden auf dem Raxplateau. In: Mitt. d. Österr. Bdkdl. Ges., 8, S. 3–72.

SÖLCH J. (1928), Die Landformung der Steiermark. Graz.

SPÄTH H. (1969), Die Großformen im Glocknergebiet. In: Wiss. Alpenvereinshefte, 21, S. 117–141.

SPREITZER H. (1941), Die Talgeschichte und Oberflächengestaltung im Flußgebiet der Innerste. In: Jahrbuch d. Geogr. Ges. Hannover, S. 1–119.

SPREITZER H. (1932), Zum Problem der Piedmonttreppe. In: Mitt. d. Geogr. Ges. in Wien, S. 327–364.

SPREITZER H. (1951a), Die Piedmonttreppen in der regionalen Geomorphologie. In: Erdkunde, 5, S. 294–305.

SPREITZER H. (1951b), Die Großformung im oberen steirischen Murgebiet. In: Geogr. Studien (= Festschrift J. SÖLCH), S. 132–145. Wien.

SPREITZER H. (1951c), Über die Entstehung der Großformen der hohen Gurktaler Alpen. In: Carinthia II, 141, S. 65–77.

STEININGER F., WESSELY G. (2000), From the Tethyan Ocean to the Paratethys Sea: Oligocene to Neogene Stratigraphy, Paleogeography and Paleobiogeography of the circum – Mediterranean region and the Oligocene to Neogene Basin evolution in Austria. In: Mitt. Österr. Geol. Ges., 92 (1999), S. 95–116.

STELZER F. (1963), Grundzüge der Landformen der Goldberggruppe. In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 29 (1961–1962), S. 75–94.

STIROS S., PIRAZZOLI P., POMONI-PAPAIOANNOU F., LABOREL J.U.F., ARNOLD M. (1994), Late Quaterny uplift of the Olympus-Pelion Range Coasts (Macedonia-Thessaly, Greece). In: Bull. of the Geol. Soc. of Greece, 30, S. 325–330.

STOCKER E. (1976), Klimamorphologische Untersuchungen auf der Mani Halbinsel mit besonderer Berücksichtigung der Formengruppe Glatthang-Pediment-Karstrandebene. In: Arb. aus dem Geogr. Inst. d. Univ. Salzburg, 6, S. 91–228.

STROBL J., WEINGARTNER H. (1987), Zur Quantifizierung und statistischen Verteilung von Paläoreliefresten am Beispiel des Tennengebirges. In: Mitt. d. Geogr. Ges. München, S. 171–182.

STÜWE K., SANDIFORD M. (1994), Some Remarks on the Geomorphological Evolution of the Eastern Alps. Constraints on Above-Surface Geometry of Tectonic Boundaries? In: Mitt. Österr. Geol. Ges., 86 (1993), S. 165–176.

TOLLMANN A. (1959), Der Deckenbau der Ostalpen aufgrund der Neuuntersuchung des Zentralalpinen Mesozoikums. In: Mitt. d. Ges. d. Geologie- u. Bergbaustudenten, 10, S. 1–62.

TOLLMANN A. (1968), Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. In: Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 110, S. 224–244.

TOLLMANN A. (1977), Geologie von Österreich, Bd. I. Wien, F. Deuticke.

TOLLMANN A. (1986), Geologie von Österreich, Bd. III. Wien, F. Deuticke.

VALLAZZA E. (1967), Morphologie des Westteils des Toten Gebirges. Univ. Wien, Diss. phil.

VAVLIAKIS E. (1981), Morphologische und morphogenetische Untersuchungen der Abtragungsflächen, Karstformen, Glazial- und Periglazialformen des Gebirges von Menikion. Univ. Thessaloniki, Diss.

WAGNER G.A., REIMER M. (1972), Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track ages. In: Earth and Planet. Science Lett., 14, S. 263–268.

WAGNER G.A., VAN DEN HAUTE P. (1992), Fission–track dating. Stuttgart, Enke.

WEINGARTNER H. (1983), Geomorphologische Studien im Tennengebirge. In: Arb. aus d. Inst. d. Univ. Salzburg, 9, S. 13–196.

WEINGARTNER H., HEJL E. (1994), The Relief Generations of Thasos and the first attempt of Fission-track dating in Northern Greece. In: Bull. of the Geol. Soc. of Greece, 30, S. 307–312.

WINKLER-HERMADEN A. (1957), Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien, Springer.

WÖBER E. (1968), Geomorphologie des Talgebietes der Großen Sölk und seiner Gebirgsgruppen in den Niederen Tauern mit besonderer Berücksichtigung der Hochgebirgsseen. Univ. Wien, Diss. phil.

WOLF-TIMP M. (1968), Morphologische Untersuchungen des Dunkelsteiner Waldes und seiner tertiären Randzone. Univ. Wien, Diss. phil.

ZÖTL J. (1951), Landformung und Talentwicklung im Flußgebiet der Waldaist. In: Arb. aus dem Geogr. Inst. d. Univ. Graz, 1, S. 3–35.

ZWITTKOVITS F. (1963), Geomorphologie der südlichen Gebirgsumrahmung des Beckens von Windischgarsten. In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 29 (1961–1962), S. 40–74.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft

Jahr/Year: 2007

Band/Volume: 149

Autor(en)/Author(s): Riedl Helmut

Artikel/Article: Geomorphologie. Zur Entwicklung der Piedmonttreppentheorie und ihrer Erkenntnisobjekte 55-80