

Pseudokarst und karstähnliche Phänomene auf der Insel Tinos (Kykladen, Griechenland)

von Helmut Riedl (Wr. Neustadt) und Kyriaki Papadopoulou-Vrinioti (Athen)

GEOLOGISCH-GEOMORPHOLOGISCHER ÜBERBLICK

Die Landschaft Anomeri der Insel Tinos (Abb. 1) umfasst deren SE-Teil, der durch einen in die Metamorphite intrudierten Plutonit beherrscht wird. Der Monzogranit (Abb. 2) nimmt eine 23 km² große Fläche ein. Die Rb-Sr und K-Ar Altersbestimmungen (Altherr R. et al. 1982, S.105, Bröcker M., 2000, S. 258) ergaben 14,0 und 14,3 M a. Der Monzogranit wird von einer Rumpffläche in der mittleren Höhe von 430-450 m überzogen, auf die Inselberge aufgesetzt sind. Zwischen diesen liegen zahlreiche Klein-

becken, Flächenpässe und Dreiecksbuchten. Der gesamte Formenschatz muss jünger als 14 M a sein. Die Apatit-Spaltpurendatierung (Hejl E., Riedl H. et al., 2002, S. 41) zeigte, dass sich die genannten Formenelemente mit $9,3-9,5 \pm 0,8$ M a altersmäßig weitgehend gleichen. Sohin stellt dieser Formenschatz der Rumpffläche deren mitteltortonisches Verwitterungsbasisrelief (Büdel J., 1965, S. 25) dar. Das nächsttiefere Niveau von 300 m Höhe zeigt ein Apatit-Spaltpurenalter von $8,4 \pm 0,7$ M a, womit eine obermiozäne Rumpfflächentreppe vom Typus der Piedmonttreppe (Riedl H., 1995) vorliegt. Unzählige epi- und subkutane Wollsackblöcke, letztere eingebettet in mehrere Dekameter mächtige chemische, in situ-Zersatzmassen, bilden typische Formenzüge. Reste von Rot- und Braunlehmen, wie sie W. Kubiens (1955) aus den feuchten Tropen beschrieb, erhärten das paläoökologische Bild einer obermiozänen Rumpftreppenlandschaft im Granit, die während eines tropisch-sommerhumiden Paläoklimas (Kaolinit-Hämatitverwitterung) durch Schichtflutprozesse auf weichen Zersatzmassen leicht abgetragen werden konnte und durch endtertiäre Hebungsphasen etappenförmig höher geschaltet wurde.

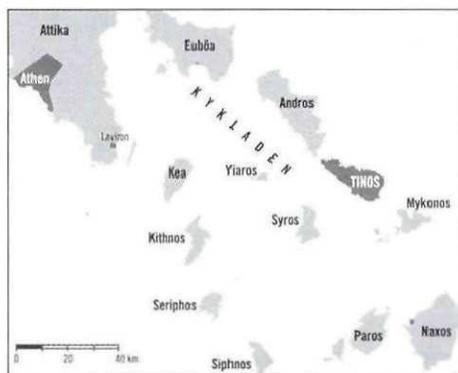


Abb. 1: Topographische Lage des Arbeitsgebietes

KARSTÄHNLICHE FORMENELEMENTE UND PSEUDOKARST

Über den Pseudokarst im weitesten Sinne (Trimmel H., 1965, S. 75), dessen Formen im allgemeinen nicht durch Verkarstungsvorgänge entstanden sind, aber den Karstphänomenen sehr ähnlich sein können, gibt es nur wenige Literaturübersichten. O. Maull (1938, S. 254 ff.) stellt die Forschungsergebnisse bis zum 2. Weltkrieg in recht differenzierter Sicht zusammen und A. Bögli (1978, S. 13) bietet die Aspekte bis Ende der 70er

Jahre, während W. White (1988) Ansätze einer Systematik des Pseudokarstes bringt. A. Bögli (1978, S. 13) ordnet die Pseudokarstprozesse irreversiblen chemischen Prozessen zu, die in warm-feuchten Klimaten auf Silikatgesteinen Platz greifen. Dazu im Gegensatz stehen die reversiblen chemischen Vorgänge, insbesondere die Korrosion (Trimmel H., 1968, S. 26) von Karbonatgesteinen. H. Wilhelmy (1981) ordnet am

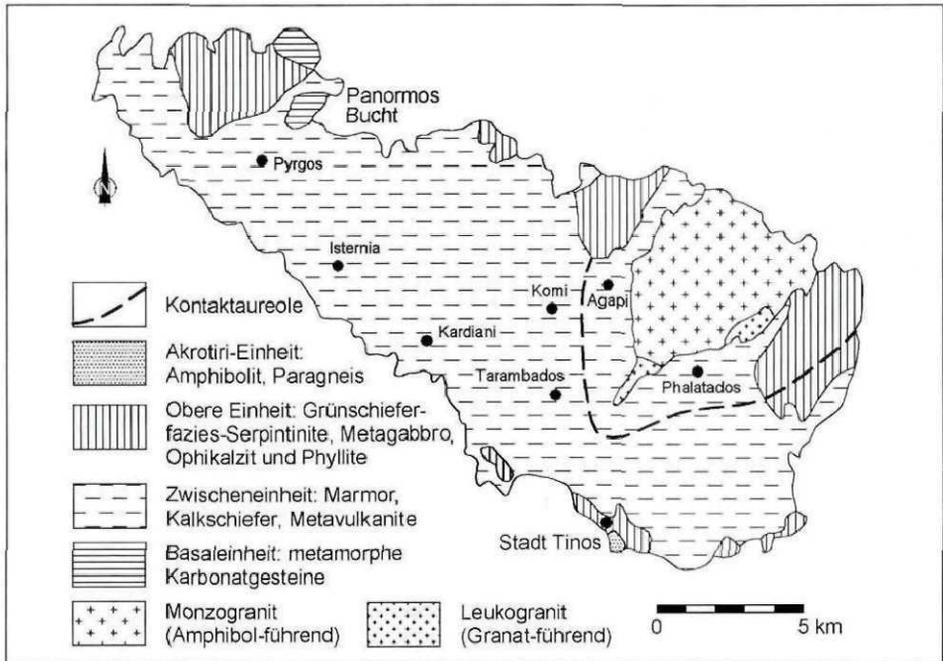


Abb. 2: Geologische Übersicht über die Insel Tinos (Quelle: M. Bröcker und L. Franz (2000, S.259)

Beispiel der feucht-heißen Tropen die Karrenbildungen auf kristallinen Gesteinen nicht dem Pseudokarst zu, sondern den echten Karsterscheinungen, da Lösung infolge Mobilisierung der Kieselsäure, der Feldspatverwitterung und Kaolinisierung überwiegt. Ähnlich äußern sich H. Louis und K. Fischer (1979, S. 137, 385), die sowohl den Opferkesseln (*Verwitterungsnapfe und -wannen*) als auch den Silikatgesteinskarren Lösungscharakter zusprechen, wobei allerdings die Bildungsräume auf die feuchten bis wechselfeuchten Tropen eingengt werden. Hingegen findet W. Klaer (1956, S. 79), dass im Granit Korsikas die chemischen Verwitterungsvorgänge den mechanischen Prozessen bei der Bildung von „Pseudokarren“ untergeordnet sind.

Man sieht also, dass der Begriff Pseudokarst im Laufe der Forschung verschiedene Inhalte hatte, nicht zuletzt nach Maßgabe der klimatischen Amplitude der Genese. Es fällt auch

auf, dass über Mikroformen wie Silikatgesteinskarren und Opferkessel wesentlich intensiver als über Mesoformen gearbeitet wurde. Bereits R. Schwinner (1936) beschreibt Wannenformen mittlerer Größe, Dolinen und Schlotte im Kristallin der östlichen Alpen. W. Klaer (1966, S. 133) analysiert in Korsika die holozänen Pozzi, moorartige Wassertümpel, wobei dicht verfilzte, kurzgrasige Rasenflächen dem wassergesättigten torfig-moorigen Boden aufruhren. Auch die zwei bis drei Meter tiefen unterirdisch anastomisierenden Tümpel stehen in einer genetischen Beziehung zum tiefgründigen Granitzersatz. Vom Cotopaxi in Ecuador wird von V. Lysenko (1976, S. 34) über 5 m breite und 2 m tiefe Dolinen, aber auch über solche mit 10 bis 20 m Durchmesser und 10 m Tiefe sowie über Uvalas in vulkanischen Agglomeraten, Aschen und Schlammströmen in 4000 m Höhe berichtet. Karstquellen und Ponore in den Pyroklastika

treten hinzu. Die bisher zu wenig berücksichtigte Arbeit von A. Spiegler (1976, S. 66) vergleicht das Vorzeiterbe der Vollformen von Felsburgen und Felspfeilern der humiden Mittelbreiten mit den isolierten Vollformen des Karstes. Aus den Tropen Neukaledoniens führt A. Wirthmann (1970) zahlreiche Poljen in chemisch tief zersetzten Peridotiten vor Augen und H. Riedl und K. Papadopoulou (2001, S. 28) untersuchten in Ostlesvos (Ostägäische Inseln) obermiozäne Vorzeitbecken in den Peridotiten mit großer Ähnlichkeit zu den Poljen.

Die Formengesellschaft der Silikatgesteinskarren

Silikatgesteinskarren sind in der tinischen Anomeri in den Graniten weit verbreitet. Ein besonders markantes Karrenfeld (Riedl H., 1995, S. 35) liegt am SE-Fuß des Xovouni in 450 m Höhe unmittelbar an der breiten Piste, die 1993 mit EU-Mitteln angelegt wurde und den schönen, gepflasterten Maultierweg völlig zerstörte. Die Gefährdung interessanter Mikroformen durch den modernen Straßenbau ist hier besonders akut, denn das gesamte Karrenfeld stellt ein Geotop im Sinne von Theodosiou-Drandaki und K. Papadopoulou (2001) dar. Als Ausgangsform des Karrenfeldes fungiert ein flacher Schildinselberg mit Neigungen von 5 bis 10°. Seine Formung wurde durch Desquamation (Abschalung) beeinflusst. Die Karren stellen Hohlformen dar, die ähnlich den Kamenitsas napf- und wannenartig, rund und oval ausgeprägt sind. Die gleichen Formen wurden von J. P. Bakker (1960) aus den Tropen beschrieben und sind auch aus den humiden Mittelbreiten, z.B. aus dem Granit des Fichtelgebirges (Rasmusson G., 1959) oder aus dem Riesengebirge (Wilhelmy, H., 1958, S. 37) als Opferkessel seit langem bekannt. Im Hinblick auf die Rolle des Bodens und der Vegetation bei der Genese der Opferkessel werden oft sehr gegensätzliche Auffassungen vertreten. Von den feuchten Tropen an über die Subtropen, die Mittelbreiten und hohen Breiten bis in die

extremen Wüsten, z. B. die Mohave Wüste (Riedl H., 1991, S. 247) finden wir Opferkesseln, wobei stets die Frage einer etwaigen Vorzeitlichkeit dieser Formen erörtert werden muss.

Die Eigenart des tinischen Karrenfeldes (Abb. 3) besteht darin, dass die Kamenitsas mit Breiten von 20 bis 60 cm und Tiefen von 15-30 cm meistens von Rundkarren geöffnet werden, die sich zu Hohlkarren wandeln und mit den Opferkesseln eine Formengemeinschaft bilden. Es kann beobachtet werden, wie Kluffkarren von kolluvialen Rankern gefüllt werden und bereits laterale Ausbuchtungen in Form initialer Opferkessel und Rundkarren erkennen lassen, sodass die Mitwirkung von Boden und Vegetation als entscheidend auch für die Genese der heute vom Boden völlig denudierten Opferkessel, Rund- und Hohlkarren ersichtlich ist. Die vom Boden denudierten, ursprünglich subkutan angelegten Karren zeigen seit der Phase der soil erosion epikutane Überprägungen. Diese bestehen darin, dass mit scharfer basaler Arbeitskante die Lösungshohlkehlen sich zu den flachen Opferkesselböden absetzen. Die Hohlkehlen zeigen rückschreitende Lösungsverwitterungsfronten entgegen der Schildinselbergneigung, sodass insbesondere die durch breite Rundkarren geöffneten Opferkessel auch bergwärts scharf mit oberen, konvexen Arbeitskanten in den Schildinselberg eingesenkt sind. Derartige Opferkessel oder kamenitsaartige Hohlformen gewinnen dadurch das Aussehen von Tritt- oder Nischenkarren. Die epikutanen Karren und Opferkessel zeigen sekundäre Bodeneinspülungen. Abflusslose Opferkessel können im Herbst und Winter mit Wasser gefüllt sein.

Im Hinblick auf die Genese besteht kein Zweifel, dass sich die Formensequenz: Kamenitsa, Rund- und Hohlkarren in einer ersten Phase unter einer Boden- und Vegetationsdecke bildete, wobei Kluffkarren und Ausbruchskanten von Desquamationsschuppen begünstigend wirkten. In einer

zweiten Phase erfolgte eine umfassende soil erosion, die den gesamten Schildinselberg umfasste. In einer dritten Phase wurden Reste der Bodendecke wieder in die Karren akkumuliert. In dieser dritten Phase erfolgten auch die rezenteren epikutanen Umformungen zu Nischenkarren. Im Hinblick auf die primäre Altersstellung des Karrenfeldes muss bedacht werden, dass eine Initialgenese erst nach der plio-pleistozänen Abräumung größerer Zersatzmengen der 9 M a alten Rumpffläche stattfinden konnte. Die heute noch plombierte Karrensequenz im Bereiche der Klüfte zeigt an, dass sich diese Sequenz sehr wohl im sommertrockenen Etesienklima rezent bilden kann. Allerdings haben die denudierten Sequenzen subrezentten Charakter. Vermutlich wurden sie als subkutane Formen im Altholozän noch vor der Mediterranisierungsphase (Hempel L., 1980, S. 35) angelegt. Letztere brachte dem Mittelmeerraum mit dem Wechsel der humiden Standorträume zur heutigen subtropischen Wechselfeuchtigkeit des Klimas eine enorme natürliche soil erosion, die freilich bis in die Gegenwart immer wieder von

Phasen anthropogen mitverursachter Bodenabtragung überlagert wurde (Riedl H., 1997). Der tinische Befund subrezent bis rezenter Silikatgesteinskarren-genese steht im Gegensatz zu den korsischen Befunden W. Klaers (1956, S. 81), der unter den heutigen Klimaverhältnissen keine Silikatgesteinskarrenbildung für möglich erachtet. H. Wilhelmy (1977, S. 190) ordnet sogar das gesamte Mittelmeergebiet in die Zone einer fossilen, pleistozän-warmzeitlichen oder tertiärzeitlichen Silikatgesteinskarren-genese ein. Unsere Befunde stehen auch mit der Beobachtung von W. Klaer (1956, S. 79) in schroffem

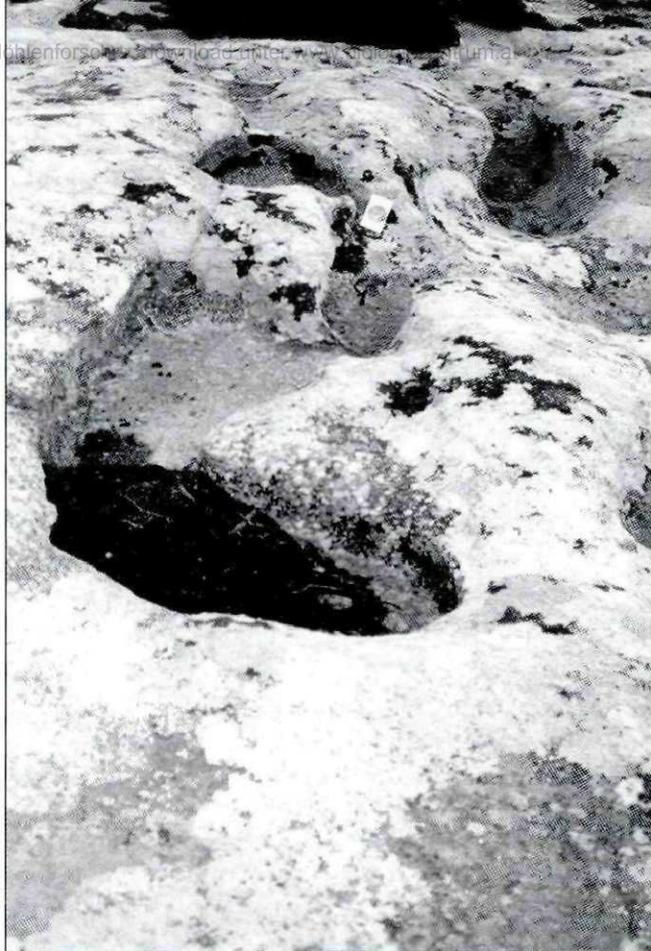


Abb. 3: Konvergente Sequenz: Kamenitza, Rund- und Hohlkarren. Teil des Karrenfeldes SE von Xouvouni in 450 m Höhe; Größenvergleich: Telefonkarte 8,5 x 5,5 cm.

Foto: H. Riedl

Gegensatz, dass sich „Pseudokarren“ optimal bei Neigungen von 55 bis 65° bilden, denn die gesamte tinische Sequenz besetzt ein sehr flaches Felsrelief. Dadurch werden auch die Erfordernisse einer mechanischen Genese wie bei W. Klaer obsolet.

Für die Jugendlichkeit und zugleich Lösungs-genese der Karren auf Tinos sprechen folgende Umstände: Die benachbarte Insel Andros, deren klimatische Züge auf Tinos übertragen werden können (Riedl H., 1995, S. 20), weist einen langjährigen mittleren Jahresniederschlag von 589 mm auf. Damit dürfte auch Tinos um > 200 mm Nieder-

schlag im Mittel feuchter sein als die semiariden zentralen Kykladen. Entscheidend jedoch ist die Tatsache, dass im trockenen tinischen Sommer mit seiner fünfmonatigen Dürrezeit kein absoluter Stillstand der Lösungsverwitterung besteht. Im Sommer spielt die Stratocumulusbewölkung wie auf vielen anderen ägäischen Inseln eine von der Statistik nur ungenügend erfasste Rolle. Diese Bewölkungsform hat eine Ähnlichkeit zur Passatstaubbewölkung, z.B. der mittelatlantischen Inseln, obwohl im Falle der Kykladen zyklonale Strömungen und nicht antizyklonale Systeme vorliegen. Beispielsweise konnte am 09.08.1991 in der Anomeri die Wolkenuntergrenze (Riedl H., 1995, S. 23) in 500 m beobachtet werden; die Lufttemperatur wurde in 470 m Höhe um 10.30 Uhr mit 20,3° bei einer relativen Luftfeuchtigkeit von 92,4 % gemessen. Im Laufe des Tages konnten direkte Kondensationsvorgänge registriert werden. Die Gegensätze der Sommertage in dieser Höhenstufe sind groß: am 01.08.1991 wurde bei Strahlungswetter um 10.15 Uhr eine Lufttemperatur von 27,5° bei 32% (!) relativer Luftfeuchtigkeit gemessen.

So sprechen alle klimaökologischen und morphologischen Kriterien für die morphodynamische Wirkung chemischer Verwitterungs- und Lösungsvorgänge auf hydrolytischer Basis. Das in H^+ - und OH^- -Ionen dissoziierte Wasser bewirkt eine Zersetzung der leichter und schwerer löslichen Salze, die aus unterschiedlich stark dissoziierten Säuren und Basen entstanden sind. Der Umfang der Hydrolyse steigt mit steigender H^+ -Konzentration, also mit abnehmendem pH Wert des Bodens. Die Bodenuntersuchungen von O. Nestroy (1995, S. 216) ergaben auf der benachbarten Insel Mykonos auf granitischen Substraten meist saure bis schwach saure Bodenreaktionen der vorherrschenden Ranker und Braunen Ranker sowie deren Kolluvien, die auch in Tinos die subkutanen Karren plombieren. Damit liegt ein günstiges hydrolytisches Milieu an den granitischen Grenzflächen vor. Dies resultiert

auch aus der Tonmineralneubildung, insbesondere von Montmorillonit im Ausmaß von 5 bis 22%.

Insgesamt betrachtet zeigen die Silikatgesteinskarren der Insel Tinos, dass sie nichts mit mechanischer, rinnenbildender Abspülung im Sinne von O. Maull (1938, S. 255) zu tun haben. Die Ähnlichkeit der Rolle von Boden und Vegetation zwischen Kalkkarren und Granitkarren ist groß, auch in morphographischer Hinsicht, obwohl die chemischen Einzelprozesse: reversible Korrosion versus irreversible Hydrolyse verschieden sind.

Die Beziehung der Silikatgesteinskarren zum Tafoniphänomen

Interessant ist, dass es zwischen der Granitkarrensequenz und den Tafoni fließende Übergänge gibt, wie besonders im Bereiche von Kalatha, am Wege von Ag. Ipaton nach Ag. Petros in ca. 400 m Höhe beobachtet werden kann. Die Seitentafoni lassen ihre Abkunft aus der Karrensequenz durch rundkarrenförmige Auslässe erkennen. Eine weitere Entwicklung zu eigenständigen Formen resultiert aus der Besetzung der Tafoniinnenwände durch Nebentafoni und Alveolen. Enge Beziehungen zwischen Tafonierung und Silikatgesteinskarren ergaben sich auch bei den Untersuchungen in den Granodioriten von Seriphos (Riedl H., 1986, S. 66ff.) und den Graniten von Ikaria (Riedl H., 1989, S. 243 f.), wo Seiten- und Basistafoni auf Felsburgen häufig mit Felsplattformen in Verbindung stehen, die durch Opferkessel-Rundkarrensequenzen geprägt werden. Die Untersuchungen in Griechenland (Riedl H., 2002, S. 315) ergaben, dass im Gegensatz der Entstehung der Tafoni durch Kernfäule (Wilhelmy H., 1958, S. 176) und periphere Hartrindenbildung im Rahmen einer Evaporationsdynamik vom Felsinneren zur Oberfläche hin Tafoni durch ein Kräftespiel von Außen nach Innen, durch Hydratation und Hydrolyse entstehen. Der Fall von Tinos beweist einen unmittelbaren Zusammen-

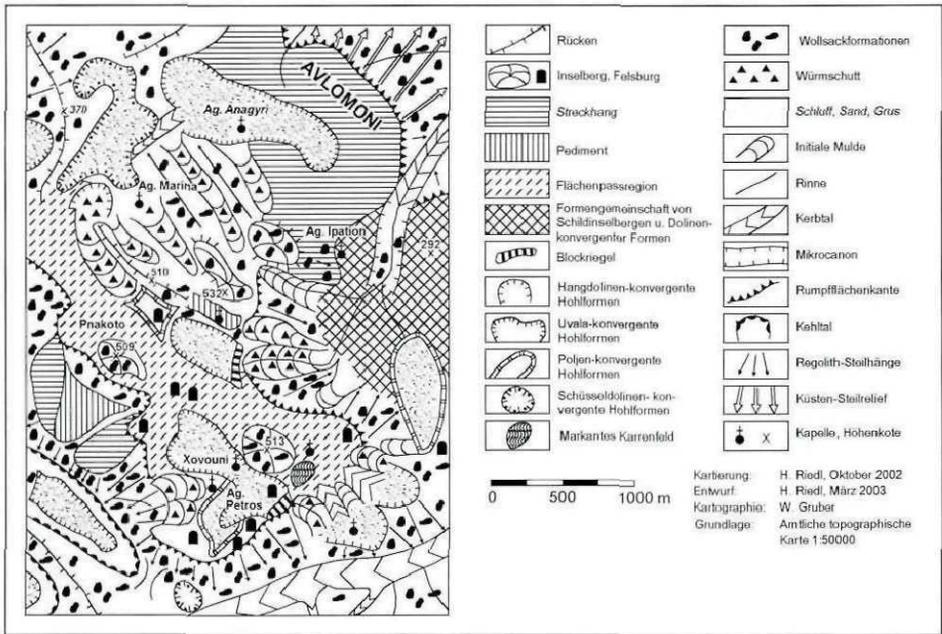


Abb. 4: Pseudokarst der Rumpfflächenlandschaft im Granit der Anomeri (Tinos)

hang zwischen Karren- und Tafonigenese und nicht nur eine räumlich nahe Beziehung zwischen beiden wie in Seriphos und Ikaria. Dadurch rücken nun Tafoni in den Formenkreis der Lösungsformen ein und gleichen in den Wurzeln der Morphodynamik den Silikatgesteinskarren, obwohl reife Tafoni morphographische Unterschiede, nicht zuletzt im Hinblick auf die Größe, zu den Karren aufweisen.

Berücksichtigt man, dass A. Bögli (1978, S. 13) die chemischen Vorgänge auf Silikatgesteinen unter dem Terminus Korrosion subsummiert und der Unterschied zu den Karbonatgesteinen nur nach Maßgabe der Irreversibilität gesehen wird, erhebt sich letztendlich die Frage, ob im Falle der Silikatgesteinskarren und Tafoni nicht besser von Lösungskarren und Lösungshalbhöhlen gesprochen werden sollte und nicht von Pseudokarsterscheinungen. Unter Pseudokarst s. str. könnte man dann die Pseudokarsthöhlen im Sinne von H. Baumgartner

und M. Fink (1981, S. 113), die Subrosions- und Suffosionsphänomene sowie den Pseudokarst subsumieren, wobei vulkanische Landschaften und Badlands eine große Rolle spielen. Es ist fraglich, ob die Abtrennung der Tafoni von den Silikatgesteinskarren, die D. Gillieson (1988, S. 2) vornimmt, zu Recht besteht. Letztere teilt D. Gillieson dem „echten Karst“ zu, erstere dem Karst oder Pseudokarst je nach Maßgabe der dominanten Prozesse.

Mesoformen des Pseudokarstes

Der Pseudokarst s. str. wird auf Tinos durch mannigfache beckenartige Hohlformen mit großer Ähnlichkeit zu den Karsthohlformen geprägt. Wesentlich ist, dass alle Pseudokarsthohlformen im tiefgründigen Mataderozersatz der 9 M a alten Haupttrumpffläche aber auch der 1 M a jüngeren Rumpffläche liegen. Es sind mehrere Pseudokarstlandschaften ausgeprägt (Abb. 4).



Abb. 5: Uvala-konvergente Hohlform (430 m Höhe) im zentralen Inselbergland des Monzogranites. Wollsackblöcke auf Hängen, chemischer Granitzersatz unter der Konkavität. Vor dem distalen Blockriegel *Garique von Myrtus communis*
Foto: H. Riedl

Landschaft uvalen- und dolinenartiger Hohlformen nördlich Phalatos

Im Höhenbereich von 290-320 m entfaltet sich ein in die Haupttrumpffläche von 430 bis 450 m eingeschnittenes Kehlthal mit einer Länge von 1 km und Breite von 300 bis 500 m, das mit einer 80 m hohen Steilstufe über dem Niveau von Volax in die Luft ausstreicht. Von diesem Kehlthal leiten Pedimente und Streckhänge, letztere mit 40‰ Neigung zum 200 m höheren Inselbergzug des Pnakoto (506 m). Kehltäler und Streckhänge wurden von H. Louis (1967, S. 259) und H. Bremer (1981, S. 76) von den Savannen Tansanias und den wechselfeuchten Tropen Sri Lankas beschrieben. Die miozänen Kehlthäler der tinischen Anomeri zeigen steil-konvexe von Wollsackblöcken besetzte Regolithhänge, hingegen liegen die Kehlthalböden im blockfreien chemischen Tiefenersatz des Granits. Es ist typisch, dass in den Kehlthalböden sekundär eine uvalenförmige Hohlform eingelassen ist

und talwärts durch einen 20m hohen Blockriegel abgeschlossen wird (Abb. 5). Ähnlich dem Kalkkarst ist der Gegensatz zwischen dem extensiven Weideland der Residualblockhänge und den Feld- und Grünfütteranbauflächen am bodenreicheren Uvalengrund groß. Die Wasserscheide dieser Kehlthal-Uvalen Formengemeinschaft in 380 m Höhe zum Kerbtal von Livada wird durch dolinenförmige Talanfänge (Abb. 6) gekennzeichnet ähnlich manchen Talanfängen in den niederösterreichischen Kalkvoralpen. Die Kulturterrassen folgen wie im Karst den Umrissen der Schüsseldolinen in Kreis- oder Halbkreisform, wobei ein wenig Feldgartenbau mit Bewässerung betrieben werden kann.

Pseudokarstlandschaft im Bereiche des zentralen Inselberglandes

700 m W des Xovouni Inselberges (513 m) zieht in 420 bis 460 m Höhe eine 300 m

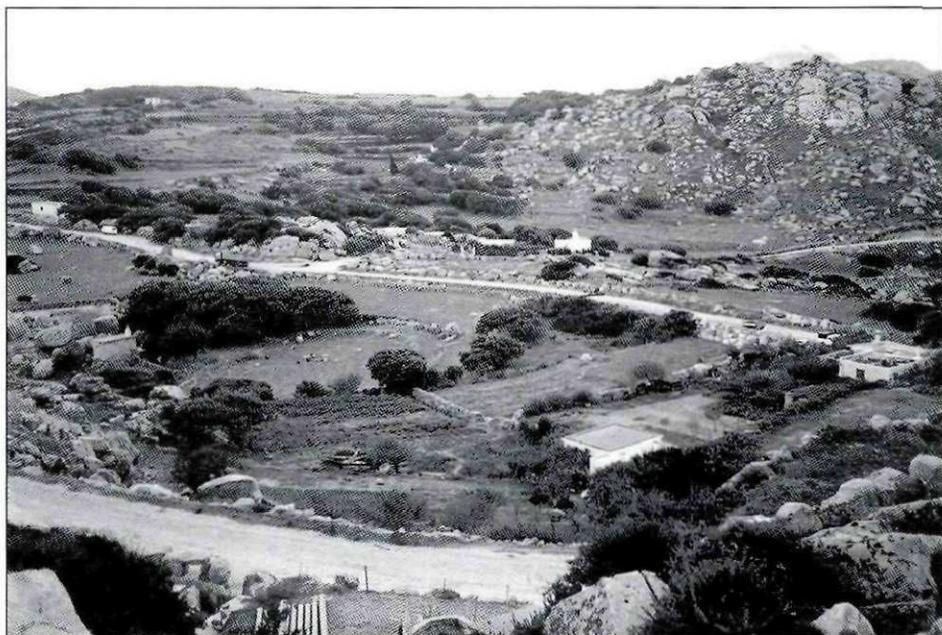


Abb. 6: Dolinenartige Talanfänge in 380 m Höhe nahe der Wasserscheide zur Talung von Livadia. *Quercus aegilops* – gruppenförmig verbreitet
Foto: H. Riedl

breite uvalenförmige Wanne nach SE, deren Konkavitäten wieder von Mataderozersatz eingenommen werden im Gegensatz zu den block- und felsreichen Uvalenhängen. Das winterliche Regenwasser staut sich auf dem schluffig-lehmigen Boden in Form von nur 20 cm tiefen Wasserfilmen. Teilweise kann es auch zu seichten Seenbildungen kommen, wenn am Fuße der Residualblockhänge, ähnlich den Karstquellen, inmitten einer dichten Myrthen-Garique Wasserbahnen austreten. Auch hier wird das distale Ende der uvalenförmigen Hohlform durch einen 15 bis 20 m hohen Blockriegel abgeschlossen. In diesen beginnt von unten eine Rinne einzuschneiden und die geschlossene Hohlform zu entwässern. Noch überwiegen aber im unteren Uvalenabschnitt die schluffigen Akkumulationen, die besonders durch den Stau der dichten Garique zum Absatz kommen. Südlich dieser Hohlform und südlich der Kapelle Ag. Petros dehnt sich eine

Hohlform aus, die nicht durch basale Konkavitäten gekennzeichnet wird, sondern durch einen völlig ebenen, 0,5 km langen und 350 m breiten Boden, der mit scharfer Arbeitskante an nur 5 bis 10 m hohe Felsburgreihen stößt. Der bis auf einige Lesesteinhaufen völlig blockfreie Boden ähnelt den Kleinpoljen des Karstes. Eine ähnliche poljenartige Hohlform ist zwischen Pnakoto Inselberg (506 m) und Tsangari Rachi Inselbergzug (510-532 m) in 460 m Höhe entwickelt. Auch dieser weitgehend blockfreie Boden der Hohlform grenzt mit messerscharfer Kante an die konvexen Blockhänge des Tsangari-Rückens und zeigt markante oberflächliche Verschwemmungen des Matadero-Materials. Verspült werden nicht nur das Zersatzmaterial, sondern auch die hangenden meridionalen Braunerden und Ranker. Diese Kolluvien zeigen junge fluviale Schichtungen. Auf derartigen Sedimenten sind stellenweise anmoorige Böden ent-

wickelt. Diese poljenartige Hohlform wird im NW und SE von humförmigen, niedrigen Blockriegeln abgeschlossen. Der poljenartige Boden setzt sich als markantes Spülpediment am SW-Hang des steil konvexen Inselberges von 532 m Höhe fort und streicht 30 m über einer das Polje fortsetzenden Uvala (430 m) frei in die Luft aus. Die uvalenähnliche Hohlform wird im SE von einer muldenförmigen Rinne des Kalatha-Rinnensystems eröffnet. Auf den Spülpedimenten selbst stellen sich Leitformen der initialen linearen Fluvialerosion ein. Sobald die im Tiefenzersturz liegenden, sanft geböschten Rinnen die distale Pedimentkante erreicht haben, versinkt der Rinnenabfluss bei winterlichen Starkregen zwischen den Wollsackblöcken ponorartig. Daher sind derartige Rinnen nicht in der Lage, die Blockhänge zur tiefer gelegenen Uvala in irgendeiner Form zu zerschneiden, womit wieder eine Äquivalenz zu den Karstlandschaften anklängt.

Die Hohlformentreppe von
Xerokampos – Ag. Marina

Der Blockrücken des Xerokampos in 370 m Höhe teilt dieses Pseudokarstgebiet in einen westlichen und östlichen Abschnitt. Der östliche Teil besteht aus einer schüsselförmigen Hohlform in 340 m Höhe, die in ihrer Blockfreiheit kleinbuchtenförmig mit dem Blockriegel verzahnt ist. Wesentlich ist, dass vom SW-Fuß des Tsangari-Rückens eine initiale Mulde nach NE leitet und mit einer Hangdoline verzahnt ist, die wie auf einer Stufe oberhalb der Schüsseldoline liegt. Die initialen Mulden stellen wie in Seriphos (Riedl H., 1986, S. 81) Leitformen der jungpleistozänen, initialen linearen Fluvialerosion dar, wobei sich die Längsprofilneigungen von 15 bis 35° bewegen. Auch auf Tinos sind diese Mulden mit 1 bis 2 m mächtigem Würmschutt verknüpft. Nach NE wird die dolinenförmige Region durch einen kerbförmigen Trichter untertieft, wonach in der Höhe von 200-300 m eine treppenförmig von den Dolinen abgesetzte uvalenförmige Ent-

wicklung einsetzt. Erste tiefererosive Einschnitte stellen sich vereinzelt in 260 m Höhe, meistens jedoch ab 200 m Höhe ein, wonach die Geschlossenheit dieser Hohlform resultiert. Markant ist die beckenförmige Umgrenzung der uvalenartigen Hohlform in der Flur Avlomoni entwickelt. An der Außenseite der Randschwellen brechen die 200 m hohen Küstensteilhänge ab. Betrachtet man den westlichen Pseudokarstabschnitt, so wird auch er vom Treppencharakter der Pseudokarsthohlformen beherrscht. Unmittelbar unterhalb des Trennriegels des Xerokampos liegt eine uvalenförmige Hohlform in 360 m Höhe. Mit markanter Kante streicht sie mit einer 20 m hohen Blockstufe im 360 m Höhe nach SW in die Luft aus. Am Fuße dieser Steilstufe beginnt eine poljenartige Entwicklung in 300-330 m Höhe. Völlige Blockfreiheit und die Vormacht des granitischen Tiefenzerstazes ermöglichen eine Feldfutterbaunutzung auf Blockfluren. Die typischen Hangfußquellen werden zur Bewässerung kleiner Gemüsebauareale genutzt. Ab 300 m Höhe führen steile Rinnen zum Kerbtal von Siliros Ormos.

Das Pseudokarstgebiet im
SE von Kalatha-Ag. Ipation

Dieser Pseudokarsttyp ist in 240 bis 320 m Höhe ausgebildet und zeigt eine komplexe Formengesellschaft. Zunächst ist im Südteil der Flur Askelle eine poljenartige Entwicklung zu beobachten. Die poljenartige Form grenzt westlich an die 100 m hohe Rumpfschwelle zwischen dem 9 und 8 M a alten Niveaus. Im E wird das poljenartige Formenelement von einer 20 m hohen Randschwelle gegen die 260 m hohen Steilhänge der Talung von Livada abgeschlossen, wobei dieser Schwelle aufgesetzte Inselberge Kegelform annehmen. Die Granitkegel unterscheiden sich nicht wesentlich von den Karstkegeln. Von der Talung von Livada aus betrachtet schneiden Rinnen mit konvexem Längsprofil in die Randschwelle partiell ein. Die or. linken Hänge des Tals von Livada

werden jedoch auch durch große hangdolinienartige Formenelemente geprägt, in die zwischen Dreieckshängen mehrere jungpleistozäne initiale Mulden konvergieren. Die darüber liegende poljenähnliche Form grenzt in 300 m Höhe an ein ausgedehntes Pseudodolinienfeld, dessen Einzeldolinen nur wenige Meter zwischen flachen Schildinselbergen unregelmäßig eingesenkt sind und im Höhenbereich von 260 bis 280 m optimal entfaltet sind. 370 m SE von Ag. Ipation liegt der Rinnenknoten, der die initiale

lineare Fluvialerosion in der Region von Kalatha zusammenfasst, wobei die Hänge zum Niveau von 430 bis 450 m Höhe durchwegs von den Leitformen der initialen Mulden geprägt werden. Unterhalb dieses Flussknotens zeigt der Hauptstrang der bereits dominierenden linearen Fluvialerosion ein 1 m tief eingesenktes Flussbett, in dem die subkutanen Wollsackblöcke von dem periodischen Gerinne freigespült werden unter simultaner Akkumulation von Sand und Schluff inmitten der Oleandermakzie.

ZUR ENTSTEHUNG DES PSEUDOKARSTES

Für die Genese der Pseudokarstformen ist der Befund wichtig, dass alle Hohlformen in blockarmen, chemischen Zersatzmassen des Monzogranits liegen, alle Tributärhänge der Hohlformen sind jedoch von epikutanen Wollsackblöcken übersät. Ähnliche Divergenzen stellte H. Bremer (1977, S. 31) in den feuchten Tropen fest. Mit einer derartigen paläoökologischen Wurzel wurde dieser Gegensatz der divergierenden Verwitterung und Abtragung seit 8 bis 9 M a bis in das Quartär hinein tradiert. Als Vorformen der heutigen Pseudokarsthohlformen fungierten zumeist spätneogene Kehltäler, deren Reste noch in den Blockriegeln und Schwellen zwischen den Pseudokarsthohlformen erkennbar sind. Die tropischen Täler des Spätmiozäns wurden jedoch – begleitet von der andauernden Divergenz des Kräftespiels – durch spezifische, andersartige, jüngere Kräfte zum Pseudokarst umgeformt. An den blockreichen Hängen wird das abkommende Niederschlagswasser zu mannigfachen Um- und Unterfließungen des Blockwerks in unzähligen Abflussbahnen verhalten. Anders verhält sich der Starkregenniederschlag auf den Böden der Pseudokarsthohlformen, wo, gefördert durch Überweidung und Sozialbrache, eine beschleunigte Flächenspülung zur kleinquantenhaften Verspülung des neogenen Zersatzes führt, die dann besonders poljenartige Entwicklungen einleitet. Für die Initialgenese des Pseudokarstes und

die Auflösung der Kehltäler sind folgende Beobachtungen wichtig: An den 20 m hohen Aufschlüssen der neuen Piste, die mit Seitenästen von Phalatos durch die gesamte Rumpfflächenlandschaft nach Agapi führt, kann beobachtet werden, wie der in situ-Zersatz, der bodenartig sandig-tonigem Lehm mit einem Farbwert von 10 YR 6/4 (matt, gelb-orange) entspricht, massive Struktur und dichtes Gefüge aufweist und von zahlreichen Fugen bis zur Dimension von Röhren durchzogen wird. Der plastische und klebrige kaolinisierte Zersatz zeigt in den Rissen und Fugen bolusartige (5 YR 3/2) dunkel rötlich braune coatings. Das gesamte Leitbahengefüge zeigt verlagerte Schlammstoffe mit Fließstruktur. Neben Hohlraumfilmen und coatings bietet sich auch das Bild von Plomben. Der Durchschlammungsprozess vollzog sich unter der peptisierenden Schutzkolloidwirkung der Kieselsäure (Kubierna W., 1986, S. 51). Es zeigt sich demnach, dass Einschwemmungen und Materialverlagerungen präexistenter Paläoböden das Bild bestimmen. In ähnlicher Weise werden in die Risse aber auch rezente Ranker in die Tiefe verlagert. Lange vertikale Röhren werden in den Aufschlüssen an der Piste zwischen Xovouni und der Flur Askelle aufgeschlossen, wobei mit aller Deutlichkeit die Bedeutung von subterranean Materialverlusten ersichtlich ist. Die subterranean Materialabfuhr vollzieht sich jedoch häufig in nur Millimeter breiten Leit-

bahnen in den Zersatzplomben, die zwischen subkutanen Wollsackblöcken liegen. Schließlich muss festgehalten werden, dass am NW-Fuß des Pnakoto-Inselberges das Hakenschlagen von Liparit- und Aplitgängen entgegen dem Hanggefälle registriert werden kann, was wohl durch Tonaufschwemmung im Verein mit der subterranean Materialabfuhr erklärt werden kann.

Wir halten also fest, dass sich die Pseudokarsthohlformen in den alten Räumen der neogenen Tiefenverwitterung und Flächenspülung entwickelten. Im Gegensatz zur Rumpfflächenära jedoch, in der sich Tiefenverwitterung und Flächenspülung die Waage hielten, herrscht heute bei klimaökologisch bedingter Drosselung der Tiefenverwitterung und hauptsächlich quasinatürlich induzierter Flächenspülung vorwiegend subterranean Materialabfuhr in dem vorzeitlichen Zersatz, womit sich die Pseudokarsthohlformen herausbilden konnten. Die subterranean Materialabfuhr begann bereits im Pleistozän, insbesondere in der Würmkaltzeit, obwohl die Prozesse sich heute noch vollziehen. Die initialen Mulden führen Würmschutt, wobei die erhöhte standörtliche Feuchte die subterranean Materialabfuhr begünstigte. Deutlich kann die bereits letzkaltzeitliche subterranean Materialabfuhr an den Pistenaufschlüssen in 350 m Höhe 700 m NW Xovouni festgestellt werden. Es gliedern im Zersatz bifurkierende Fugensysteme bereits subkutan vorgebildete Erdkegel ab. Lateral sind konvergierende Fugen zu erkennen, die sich sogar unter das Pistenniveau fortsetzen. Ton- und Limonithäute überziehen die Grenzflächen. Die Fugen erweitern sich nach oben taschenförmig und zeigen Einlagerungen von kantenscharfem Schutt, der aus der Verwitterungsaufbereitung gerundeter neogener Wollsäcke stammt, und ganz dem Würmschutttyp der Kykladen entspricht.

Die sohin jungpleistozänen bis holozänen mit unterirdischer Materialabfuhr verbundenen Pseudokarstphänome stehen im Gegensatz zu Hohlformen, die in der Tiefe der wasserunlöslichen Gesteine einen unter-

irdischen Karbonatgesteins- oder Gipskarst bedingen. Solche Subrosionsvorgänge sind unter anderem am Beispiel der Einsturzlöcher in silikatischen Gesteinen Venezuelas und Brasiliens (Genser H., Mehl J., 1977, S. 431) untersucht worden. Subrosion ist im Falle von Tinos bei der Entstehung des Pseudokarstes auszuschließen, da allein der Plutonit tiefenmäßig bestimmend ist.

Unsere Pseudokarstphänomene gehören dem Formenkreis der Suffosion an. Vermutlich wurde dieser Terminus zum ersten Mal von dem russischen Geologen A. P. Pavlov (Demek J., 1972, S. 32) 1898 eingeführt. Suffosion, also Materialverluste durch Ausspülung entlang von natürlichen Drainagefugen und -röhren, führt in den unlöslichen, dicht gelagerten Substraten zum beschriebenen Pseudokarsttypus. Derartige Phänomene wurden von H. Bremer (1981, S. 92ff.) und A. Wirthmann (1970) aus den feuchten Tropen und von C. Rathjens (1973, S. 172) aus semiariden Gebieten beschrieben. R. Mäkel (1976, S. 480) vertritt die Auffassung, dass Suffosion (Piping) bei geeignetem Substrat in allen Klimazonen möglich ist. Tatsächlich sind derartige Phänomene auch aus den humiden Mittelbreiten bekannt. Beispielsweise beschäftigte sich G. Richter (1965, S. 36ff.) eingehend mit derartigen Phänomenen in Deutschland. Sehr junge Suffosionserscheinungen mit einem Trichter-dolinen-Pseudokarst beschreibt E. Weiss (1964, S. 24) aus den Ablagerungen der Felsgleitung, die 1963 in den Vajont-Stausee abging, bzw. G. Abele (1974, S. 230) von Flutablagerungen hinter der Trümmerschwelle des Tauferer Berges. Aus mediterranen Gebieten gibt es nur wenige Arbeiten über Pseudokarst, der durch Suffosion bewirkt wird. Kürzlich hat K. Papadopoulou-Vrinioti (2001, S. 437) am Beispiel der Region von Aedipsos Loutra (Nordeuböa) auf die Pseudokarst-Suffosionsdynamik in den triadischen Tuffiten, verbunden mit der Gestaltung von Badlands hingewiesen, die zum Absacken von Straßentrassen führte. W. White (1988, S. 352) zeigt an Hand der

Badlands von South Dakota mannigfache Miniaturpseudokarstphänomene. In den Badlands des Beckens von Sparta konnten Suffosionserscheinungen in den oberpliozänen Sedimenten nachgewiesen werden

(Riedl H., 1976, S.338), insbesondere in Form von Halbhöhlen. Auch im Granitzer-satz Ikarias (Riedl H., 1989, S. 202, 211) stellen sich Suffosionsbecken, Quelltümpel und Siebspülung ein.

ABSCHLIESSENDE BEMERKUNGEN

Der Pseudokarst von Tinos besitzt auch landwirtschaftliche Bedeutung. Bei dem sozialgeographisch bedingten Verfall der alten traditionellen Terrassenäcker mit ihrem Brotgetreideanbau bieten die an Feinmaterial reichen, blockarmen, poljen-, uvalen- und dolinenartigen Böden des Suffosionspseudokarstes bevorzugte Standorte für den von der EU besonders geförderten Feldfutteranbau (Riedl H., 1997, S. 142), aber auch des bewässerten Gartenbaus.

Andererseits stellen die subterranean Materialverluste eine nicht zu unterschätzende Gefahr für den weiteren Verfall der traditionellen Terrassenäcker dar. So kann bei vor 25 Jahren brach gefallenen Ackerterrassen beobachtet wurden, wie durch subterranean

Materialverlust das Bodenniveau der Ackerflächen in den kantenproximalen Abschnitten bis zu 20 cm unter die Trockenmauerkronen eingetieft wurde. Aus den erweiterten Fugen des basalen Trockenmauernwerks werden Mikroschluffkegel ausgeschwemmt, ganz ähnlich zu den Ablagerungen am Fuße der unter Siebspülung stehenden Residualblockhänge der Pseudokarsthohlformen. So kann die quasinatürlich gesteuerte Suffosion mit 8 mm/Jahr gegenüber der natürlichen jungpleistozänen-holozänen Suffosion im Ausmaß von maximal 1 mm/Jahr veranschlagt werden, wodurch die besonderen Umweltprobleme einer vorzeitlichen, unter junger intensiver Abtragung stehenden Rumpflandschaft der Ägäis anklagen.

LITERATUR

Abele G. (1974), Bergstürze in den Alpen. Wiss. Alpenvereinshefte, 25, München, 230 S.
Altherr R., Kreuzer H., Wendt J. et al. (1982), A Late Oligocene/Early Miocene high temperature belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagorian Greece). Geol. Jahrbuch B, 23, S. 97-164.
Bakker J. P. et al. (1960), Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam. Tagungsbericht über Abh. d. Dt. Geogr. Tages Würzburg, S. 122-131.
Baumgartner H., Fink M. H. (1981), Quarzithöhlen bei Wenigzell (Steiermark) – Ein Beitrag zur Genese von Pseudokarsthöhlen. Die Höhle, 32/4, Wien, S. 113-123.
Bögli A. (1978), Karsthydrographie und physische Speläologie, Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York, 267 S.
Bremer H. (1977), Reliefgenerationen in den feuchten Tropen. Würzburger Geogr. Arb., 45, Würzburg, S. 25-38.
Bremer H. et al. (1981), Zur Morphogenese in den feuchten Tropen. Verwitterung und Reliefbildung am Beispiel von Sri-Lanka, Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 267 S.

Bröcker, M. (2000), The contact aureole on Tinos (Cyclades, Greece): tourmaline-biotite geothermometry and Rb-Sr geochronology. Mineralogy and Petrology, 70, Springer Verlag, S.257-283.
Büdel J. (1965), Die Relieftypen der Flächenspülzone Süd-Indiens am Ostabfall Dekans gegen Madras. Colloquium Geographicum Bd. II Bonn, 100 S.
Demek J. (1972), Manual of Detailed Geomorphological Mapping, Academia, Prag, 344 S.
Genser H., Mehl J. (1977), Einsturzlöcher in silikatischen Gesteinen Venezuelas und Brasiliens. Zeitschrift Geomorph. N.F. 21/4, Berlin-Stuttgart, S. 431-444.
Gillieson P. (1988), Caves, Processes, Development, Management. Oxford Univ. Press. New York.
Hejl E., Riedl H., Weingartner H. (2002), Post-plutonic unroofing and morphogenesis of the Attic-Cycladic complex (Aegea, Greece). Tectonophysics, 349, S. 37-56.
Hempel L. (1981), Mensch oder Klima? Reparaturen am Lebensbild vom mediterranen Menschen mit Hilfe geowissenschaftliche Meßmethoden. Ges. z. Förderung der Westfäl. Wilhelms-Universität, S. 30-36.

- Kubiena W. (1986), Grundzüge der Geopedologie und des Formenwandels der Böden, Wien, 128 S.
- Kubiena W. (1955), Les Sols des Territoires Espagnols du Golfe du Guinée. 3e Reunion de la G.R.A.C.C.U.S., Fernando Pòo.
- Louis H. (1967), Reliefumkehr durch Rumpfflächenbildung in Tanganyika. Geografiska Annaler, ser. A, 49, S. 256-267.
- Louis H., Fischer K. (1979), Allgemeine Geomorphologie, Walter de Gruyter, Berlin-New York, 814 S.
- Lysenko V. (1976), Der Pseudokarst des Vulkans Cotopaxi in Ecuador. Die Höhle, 27/1, Wien, S.32-37.
- Mäckl R. (1976), Ist die Röhrenbildung (piping) klima- und substratbedingt? Zeitschrift f. Geomorphologie N.F., 20, S. 476-483.
- Maul O. (1938), Geomorphologie, Deuticke, Leipzig und Wien, 502 S.
- Nestroy O. (1995), Bodengeographische Studien auf der Kykladeninsel Mykonos. Salzburger Geographische Arbeiten, Bd. 29, Salzburg, S. 161-231.
- Papadopoulou K.-Vrinioti (2001), Anthropogenic factors in the geomorphological evolution of the NE and E Region of the Loutra Aedipsos Area (M, Evia-Hellas). Bull. of the Geol. Soc. of Greece, Vol. 34/1, Proc. Of the 9th Int. Congr., Athen, S. 433-438.
- Rasmusson G. (1959), Karstformen im Granit des Fichtelgebirges, Die Höhle, 10/1, Wien, S. 1-4.
- Rathjens C. (1973), Subterrane Abtragung (Piping). Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Bd. 17, Berlin-Stuttgart, S. 168-176.
- Richter G. (1965), Bodenerosion. Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland. Forschungen zur Deutschen Landeskunde, 152.
- Riedl H. (1976), Beiträge zur regionalen Geographie des Beckens von Sparta und seiner Nachbarräume unter besonderer Berücksichtigung der geomorphologischen Verhältnisse. Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität Salzburg, 6, Salzburg, S. 284-409.
- Riedl H. (1986), Geomorphologie der Insel Seriphos (Kykladen). Salzburger Exkursionsberichte, 10 S. 51-97.
- Riedl H. (1989), Beiträge zur Landschaftsstruktur und Morphogenese von Samos und Ikaría, Salzburger Geographische Arbeiten, Bd. 18, Salzburg, S. 143-243.
- Riedl H. (1991), Beobachtungen zur Klimamorphologie von Massengesteinen in den alt- und neuweltlichen Subtropen vorwiegend des mediterranen Typs. Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität Graz, Bd. 30, (Festschrift für H. Paschinger), S. 235-252.
- Riedl H. (1994), The human impact of soil erosion in Greece. Bull. of the Geol. Soc. of Greece, Vol 30/4. Proc. of the 7th Int. Congr., Thessaloniki, S. 15-27.
- Riedl H. (1995), Beiträge zur regionalen Geographie der Insel Tinos (Kykladen) mit besonderer Berücksichtigung des quasinatürlichen Formenschatzes. Beiträge zur Landeskunde von Griechenland V, Salzburger Geographische Arbeiten, Bd. 29, Salzburg, S. 11-82.
- Riedl H. (1997), Agrargeographische Strukturwandelerscheinungen im Bereiche des ägäischen Archipels. Salzburger Geographische Arbeiten, Bd. 31, Salzburg, S. 139-147.
- Riedl H., Papadopoulou-Vrinioti K. (2001), Comparative investigations on Karst generations in the Aegean Archipelago. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, Bd. 131, Graz, S.23-39.
- Riedl H. (2002), Forty years Geographic Fieldwork in Greece. 6^o Panhellenic Geographiko Synedrio, Praktika Tom. 1, Thessaloniki, S.312-322.
- Schwinner R. (1935), Karstformen im Kristallin der östlichen Alpen. Zeitschrift für Geomorphologie, Bd. 9.
- Spiegler A. (1976), Felsburgen, Felspfeiler und Felszähne auf verkarstungsfähigem Gestein. Die Höhle, 27/2, Wien, S. 65-73.
- Theodosiou-Drandaki J., Papadopoulou-Vrinioti K. (2001), Framework for the geosites selection according to the Int. Union of Geol. Soc. and the European Association for the Conservation of the Geological-Geomorphological Heritage. Bull. of the Geol.Soc. of Greece, vol. 34/2, Proc. of the 9th Int. Congr. Athens, p. 803-810.
- Trimmel H. (1965), Speläologisches Fachwörterbuch. Akten des 3. Int. Kongresses für Speläologie. Wien-Obertraun-Salzburg 1961, Wien, 109 S.
- Trimmel H. (1968), Höhlenkunde, Braunschweig, 300 S.
- Weiss E.H. (1964), Vajont. Geologische Beobachtung zur Felsgleitung in den Stausee. Steir. Beitr. zur Hydrogeologie N.F. 15/16, Graz, S. 11-36.
- White W., Geomorphology and hydrology of karst terrains, 1988, Oxford Univ. Press, New York.
- Wilhelmy H. (1958, 1981), Klimamorphologie der Massengesteine, Braunschweig, 238 S.
- Wilhelmy H. (1977), Verwitterungskleinformen als Anzeichen stabiler Großformung. In Büdel J. (Hrsg.), Beiträge zur Reliefgenese in verschiedenen Klimazonen. Würzburger Geogr. Arbeiten, Würzburg, S. 177-195.
- Wirthmann A. (1970), Zur Geomorphologie der Peridotite auf Neukaledonien. Tübinger Geographische Studien, 34, S. 191-201.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Die Höhle](#)

Jahr/Year: 2003

Band/Volume: [054](#)

Autor(en)/Author(s): Riedl Helmut, Papadopoulou-Vrynioti Kyriaki

Artikel/Article: [Pseudokarst und karstähnliche Phänomene auf der Insel Tinos \(Kykladen, Griechenland\) 66-78](#)