

Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	Bd. 7	8/9	S. 1-49	Innsbruck, April 1979
--------------------------------	-------	-----	---------	-----------------------

Verkarstung der Karbonatgebiete am Golfo di Orosei (Sardinien)

von A. Mahler⁺⁾

Zusammenfassung

Die Arbeit befaßt sich mit der Verkarstung der Kalkgebiete des östlichen Sardiniens am Golfo di Orosei. Neben einigen kleinen isolierten Kalkbergen liegen hier zwei große Kalkkomplexe, die zusammen ca. 500 Quadratkilometer umfassen.

Die Abfolge der mesozoischen Karbonate beginnt mit meist dolomitischem Dogger und erreicht ihre größte Mächtigkeit im Malm, während Kreide nur stellenweise ausgebildet ist. Das germanotyp beanspruchte Mesozoikum transgredierte über paläozoische, zuletzt bei der variszischen Orogenese gefaltete und granitisierte Gesteine. Im ausgehenden Pliozän durchdrangen Basalte das östliche Kalkgebirge.

Gefügeabhängige Karsterscheinungen wurden von oberflächenabhängigen Karsterscheinungen unterschieden.

Oberflächenabhängige Karstformen werden durch anorganische und biologische Verkarstung hervorgerufen.

Die unterirdische Verkarstung ist gefügeabhängig.

Pliozäne Basalte überdecken stellenweise die verkarsteten mesozoischen Kalke. In die Hohlräume der Grotta del Bue Marino sind Basalte eingedrungen und dort erstarrt. Die Basalte in der Höhle

⁺⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. Axel Mahler, Robert-Koch-Straße 37, D-7518 Bretten

zeigen Pseudokarren, die auf Erosion zurückgehen.

In den mesozoischen Kalken des oberen Malm bildeten sich Spalten, die Ansätze von Verkarstung zeigen. Diese Spalten wurden von marinen Sedimenten ausgefüllt, die aus dem Jura stammen, so daß Spaltenbildung und Verkarstung in diese Zeit fallen.

Infolge einer starken Bruchtektonik ab dem ausgehenden Eozän kam es zu einer sehr ausgeprägten Verkarstung, die bis heute andauert. Während der großen Regression im Tyrrhenischen Becken an der Wende Miozän/Pliozän begann sich durch Eintiefen der Flußtäler und einer breiten Granitsenke zwischen den beiden Kalkkomplexen die heutige Morphologie abzuzeichnen. Eine lebhaftere Verkarstung war bereits vor der Regression im Gang.

Am Ende der Regression, vor ca. 3 Millionen Jahren, ergossen sich Basalte über die verkarsteten mesozoischen Kalke. Zahlreiche, heute noch aktive Höhlensysteme waren bereits damals vorhanden.

In den wahrscheinlich nacheozänen Karsthohlräumen wurden Sedimente terrigenen Ursprungs abgelagert. Neben kalkigen Höhlensedimenten treten allochthone Sedimente silikatischen Ursprungs auf. Als Liefergebiet dienten die vom Mesozoikum transgressiv überlagerten variszischen Granite. Auch Roterden mit Tonmineralien und Karsterzen, die sich während feuchter Klimaphasen aus silikatischem Material bildeten, liegen in zahlreichen Karstspalten und Höhlen.

Summary

This article deals with the karst in the calcareous areas of Eastern Sardinia in the Golfo di Orosei. Beside a few small isolated limestone mountains, in this place two large limestone complexes are existing, the two of which together cover an area of approximately 500 square kilometres.

The sequence of carbonates starts mostly with dolomite Dogger and reaches its greatest thickness in the Malm whereas Chalk occurs only in certain places. The Mesozoic schists transgressed paleozoic rocks last folded and graniticised during the Variscian orogenesis.

In the case of karren types rock-controlled negative forms were differentiated from slope-controlled ones.

Slope-controlled karren are the result of anorganic and biological limestone solution.

The underground karst is rock-controlled. Caves are placed at large clefts.

During the Pliocene basalts cover in some places the karstly Mesozoic limestone. Basalts have penetrated into the cavities

of the Grotta del Bue Marino and have solidified there. The basalts in the cave show karst similar forms which result from erosion.

In the reef carbonates of the upper Malm clefts appeared, which were dry during oscillations, and which showed solution of the carbonate rocks. The clefts were filled up by marine sediments dating from the Jurassic, which means that the formation of clefts as well as the solution also go back to the same period.

As the result of heavy germanotype tectonics setting in towards the end of the Eocene, which were from then on activated in several tectonic phases, very marked karst developed and continues to the present days.

During the great regression in the Tyrrhenian basin on the turn from Miocene to Pliocene the present morphology began to show its outlines through the deepening-in of the river valleys and of the broad granitic valley between the two limestone complexes. A vivid karst activity had already set in before the regression.

At the end of the regression, approximately three million years ago, basalts poured over the Mesozoic limestone. Numerous cave systems still in action today already existed then.

In the karst cavities presumably dating from after the Eocene sediments of terrigenous origin were deposited. Beside carbonate cave sediments, sediments of silicate origin occur frequently. They were supplied from an area of Variscian granites which had been transgressed by the Mesozoic carbonates. Ferruginous red soils with clay minerals and karst ores which have formed from silicate material during damp phases of climate are to be found in numerous karst features and caves.

Riassunto

Il presente lavoro si occupa del carsismo delle zone calcaree della Sardegna orientale nel Golfo di Orosei. Oltre ad alcune montagne calcaree, piccole ed isolate, qui si trovano due estesi complessi calcarei, abbracciati nell'insieme circa 500 chilometri quadrati. Il complesso calcareo orientale, delimitato ad est dal mare, è separato da quello occidentale, da una valle larga parecchi chilometri.

La successione dei carbonati mesozoici incomincia con il Dogger, per lo più dolomitico, e consegue la sua massima potenza nel Malm, mentre nel Cretacico si è sviluppata soltanto qua e là. Il mesozoico, con tettonica di tipo germanico, trasgredì su rocce paleozoiche, corrugatesi e granitizzatesi in occasione dell'orogenesi variscica.

Nel carsismo di superficie si è fatta una distinzione tra orientamento nel senso delle strutture geologiche delle rocce ed orientamento dato unicamente dal tipo di superficie. Il carsismo

legato alle strutture delle rocce è in stretto legame con le connessioni dei banchi e le fessurazioni rimaste aperte.

Forme carsiche dall'orientamento superficiale, vengono provocate da carsismo anorganico e biologico. Nel carsismo biologico la roccia calcarea viene erosa da organismi endolitici, principalmente da licheni. Questi calcari così attaccati vengono per così dire raspati da gasteropodi che brucano le alghe appartenenti al tipo dei licheni endolitici.

Il carsismo sotterraneo è orientato con le strutture delle rocce; le caverne sono legate alle grandi fratture tettoniche.

Basalti del periodo pliocenico ricoprono qua e là le rocce calcaree del Mesozoico andate soggette a carsismo. Nelle cavità della Grotta del Bue Marino sono penetrati dei basalti, solidificandosi: nella caverna i basalti presentano forma a karren, risalenti ad erosione.

Nelle scogliere calcaree del Malm superiore si formarono delle fratture che rimasero all'asciutto durante le oscillazioni della superficie marina, mostrando degli inizi di carsismo. Queste fratture vennero riempite da sedimenti alluvionali marini di età giurassica, cosicché risale a questo periodo anche la formazione delle fratture e l'inizio del carsismo.

In seguito ad una forte attività tettonica a faglie, che prese l'avvio verso la fine dell'Eocene e che da allora in poi venne attivata in parecchie fasi tettoniche, si ebbe un carsismo molto marcato che continua fino ad oggi.

Durante la grande regressione del bacino tirrenico, a cavallo tra Miocene e Pliocene, la morfologia odierna incominciò a delinearsi, grazie all'approfondirsi delle valli intagliate dai fiumi e alla larga depressione granitica tra i due complessi calcarei. Già prima della detta regressione era in atto un vivace carsismo.

Alla fine della regressione, circa 3 milioni di anni or sono, i basalti si riversarono sulle rocce calcaree mesozoiche andate soggette a carsismo. Già a quei tempi erano presenti numerosi sistemi di caverne che sono attivi ancor oggi.

Nelle cavità carsiche, probabilmente post-eoceniche, si depositarono sedimenti di origine terrigena. Oltre a depositi calcarei di grotte, sovente abbiamo anche dei sedimenti alloctoni di origine silicatica; le zone di provenienza erano i graniti variscici, sui quali nel Mesozoico si era avuta una trasgressione.

In numerose fratture e caverne carsiche si trovano pure terre rosse, con minerali argilosi e minerali metallici carsici, che si sono formate da materiale silicatico durante le fasi di clima umido.

Inhalt

1. REGIONALES
2. KARSTERSCHENUNGEN
 - 2.1. Gefügeabhängige Verkarstung
 - 2.2. Oberflächenabhängige Verkarstung
 - 2.2.1. Anorganische Verkarstung
 - 2.2.2. Biologische Verkarstung
3. URSACHEN GEFÜGEABHÄNGIGER VERKARSTUNG
 - 3.1. Formazione del M. Bardia und Formazione del M. Tului
 - 3.2. Formazione di Dorgali
4. PSEUDOKARREN AUF BASALT IN DER GROTTA DEL BUE MARINO
5. HÖHLEN- UND SPALTENSEDIMENTE
 - 5.1. Spaltensedimente der jurassischen Klüfte K
 - 5.2. Höhlen- und Spaltensedimente granitischen Ursprungs
 - 5.3. Kalkige Höhlen- und Spaltensedimente
 - 5.4. Tonige Höhlen- und Spaltensedimente
 - 5.4.1. Proben der Tonsedimente
 - 5.4.2. Bildungsbedingungen der Tone
 - 5.4.3. Herkunft der Tone
 - 5.5. Erzhaltige Höhlen- und Spaltensedimente
6. ALTER DER VERKARSTUNG
 - 6.1. Alter der Verkarstung an den jurassischen Klüften K
 - 6.2. Bedeutung der Basalte für das Alter der Verkarstung
 - 6.2.1. Bedeutung der einzelnen Basaltergüsse
 - 6.2.2. Verkarstung vor 3 Millionen Jahren
 - 6.3. Bedeutung der terrigenen Höhlen- und Spaltensedimente für das Alter der Verkarstung
 - 6.3.1. Bedeutung der granitischen Höhlen- und Spaltensedimente für das Alter der Verkarstung
 - 6.3.2. Bedeutung der Roterden für das Alter der Verkarstung
 - 6.4. Bedeutung der Erosion und des Küstenabbaus für das Alter der Verkarstung
 - 6.4.1. Erosion
 - 6.4.2. Abbau der Karbonatküsten
 - 6.5. Bedeutung der Tektonik für das Alter der Verkarstung

Danksagung

Literaturnachweis

Erläuterungen zu den Fototafeln

1. REGIONALES

Im Osten Sardinien, im Golfo di Orosei liegen die zwei größten Karstgebiete der Insel. Sie bestehen aus mesozoischen Karbonatgesteinen, die variszische Granite und metamorphes Silur, stellenweise klastische Permotrias transgressiv überlagern.

Die karbonatische Sedimentation beginnt mit dem Dogger. Die Dolomite oder extraklastenreichen Kalke tragen die Bezeichnung *Formazione di Dorgali*. Nach oben folgt der Malm mit oolithischen und riffogenen Kalken der *Formazione del M. Tului* und der *Formazione del M. Bardia*. Die überlagernde Kreide ist geringmächtig.

Der östliche Karbonatkomplex erstreckt sich 30 km lang am Meer im Golfo di Orosei. Seine höchsten Erhebungen sind das Pt. Salavaro mit 1030 m und der Turusele mit 1024 m Höhe.

Die Schichtpakete sind germanotyp beansprucht und 30° gegen Osten verkippt, so daß sie dem Meer zu einfallen. Hier ragen sie zu einem unzugänglichem steilwandigen Cliff auf. An den Störungen drängen vielerorts pliozäne Basalte auf und erstarrten zu kleinen lokalen Basaltdecken über dem Kalk. Im Osten liegt das unterlagernde, meist granitische Material in der Tiefe, im Westen ist es oft unter den transgressiven Kalken sichtbar. Kreide tritt hier nicht auf.

Der westliche Karbonatkomplex wird von der Steilstufe des östlichen durch eine zwischen 3 km und 5 km breite Senke, bestehend aus dem unterlagernden Granit, getrennt. Im Norden wird der Granit durch pliozänen Basalt verdeckt. Das Kalkgebirge selbst erstreckt sich von Westen nach Osten bis zu einer Breite von 10 km und von Norden nach Süden bis zu 25 km Länge. Das lebhaftes Relief erreicht im Westen seine höchste Erhebung, den Monte Corراسi mit 1463 m Höhe, im Osten ragt es bis 1263 m Höhe auf.

Die Schichten sind ebenfalls hauptsächlich nach Osten verkippt, jedoch treten auch alle anderen Richtungen auf. An großen Störungen bildeten sich faltenähnliche Schleppungsstrukturen. Die Schichtpakete sind örtlich bis zur Oberkreide entwickelt. Vulkanismus trat nicht auf. Am südlichen Ende der Kalkmassive stehen einige isolierte Kalkberge, ebenso im Norden, hier der Monte Iospile mit 577 m Höhe und der eigenständige Komplex des Monte Tuttavista bei Orosei mit 805 m Höhe. Das Klima ist mediterran, erheblicher Regen fällt nur im Winter, so daß die Flußläufe, die im verkarsteten Gebiet ohnehin nicht die Hauptabflußsysteme bilden, meist trocken liegen. Boden kann nur in Senken entstehen, wo sich Schutt sammelt. Hier sind kleine Wälder verbreitet. Macchiavegetation bedeckt örtlich den Kalk.

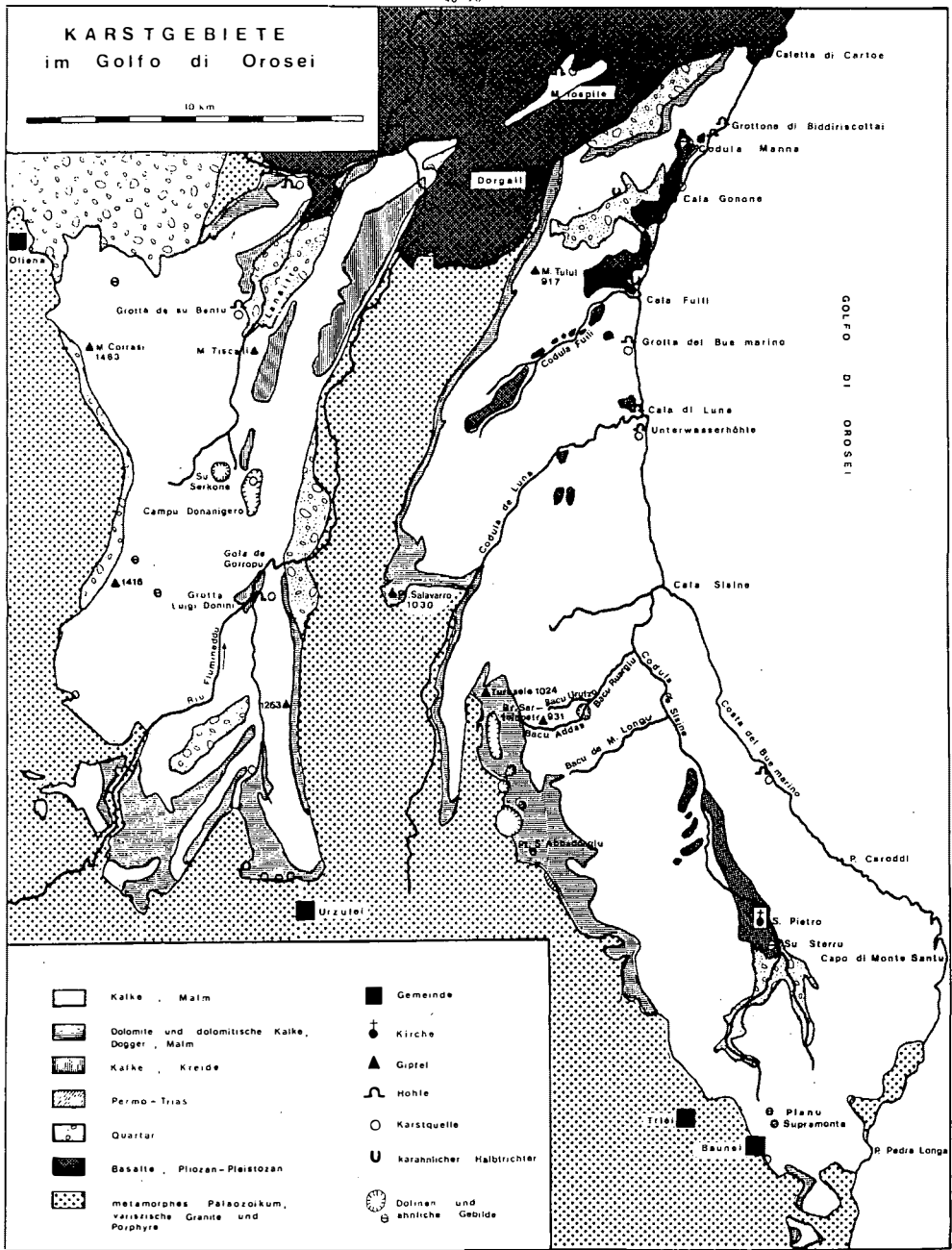


Abb. 2

Q, dt : Quartär

β : Basalt

C : Kreide

G : Jura

γ : Granit

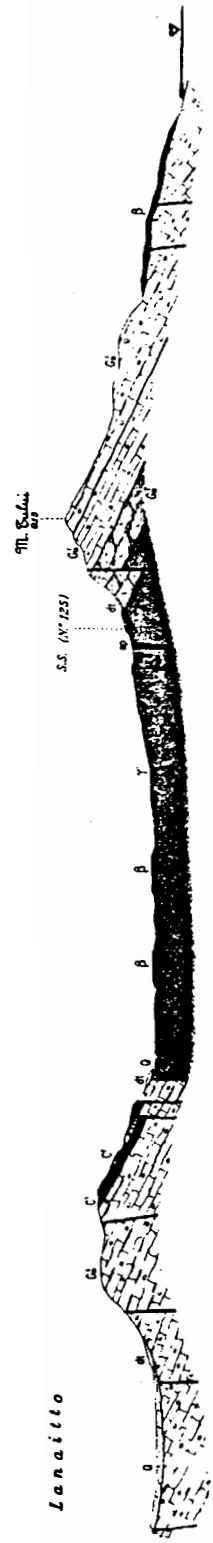
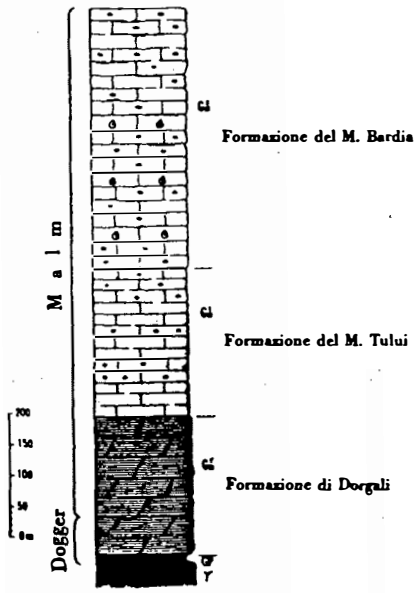


Abb. 3

2. KARSTERSCHEINUNGEN

Die Eigenschaft des Kalksteins, durch aggressive Wässer gelöst zu werden, zeigt sich an der Oberfläche durch Bildung von Karren. Meist werden sie auf dem nackten Kalkfels gebildet.

Die Oberflächenverkarstung wird einerseits durch die Inhomogenität des Gesteins bestimmt, z.B. Klüfte, Bankungsflächen, Stylolithen, Biogengrenzen usw., andererseits durch die Beschaffenheit der Oberfläche, wie Bewuchs und Hangneigung. PLUHAR & FORD unterscheiden die durch Inhomogenitäten in der Gesteinszusammensetzung bestimmten Formen, die sie als "rock-controlled negative forms" bezeichnen, von den vorwiegend durch die Morphologie bestimmten Formen, den "slope-controlled negative forms".

Für die folgenden Betrachtungen soll zwischen gefügeabhängigen Karstformen und oberflächenabhängigen Karstformen unterschieden werden.

2.1. Gefügeabhängige Verkarstung

Die durch Inhomogenitäten im Gestein bestimmten Formen werden gewöhnlich im dritten Wirkungstyp der Kalklösung (BÖGLI, 1961) gebildet.

Meist sind Klüfte das bestimmende Element. In diesem Gebiet treten zwei Hauptkluftrichtungen auf. Die eine 60° , die andere 150° . Diese Kluftrichtungen sind deutlich durch Klufftkarren nachgezeichnet.

Als Klufftkarren werden im Idealfall sehr tiefreichende Erweiterungen tektonisch wasserwegig geöffneter Klüfte bezeichnet. Solche tiefen Klufftkarren sind an der Oberfläche bis 30 cm breit und können oft weiter als 100 m verfolgt werden. Ihre glatten Wände verjüngen sich nach unten.

Kleinermaßstäbliche Karren, die den Klufftkarren ähneln, werden von PLUHAR & FORD als Split-Groovekarren bezeichnet. Sie sind selten länger und tiefer als 1 m. Die Breite erreicht wenige cm. Oft gehen sie in Mikrokarren über, die kleine Risse nur ca. 1 cm tief und breit erweitern und an senkrechten Wänden beobachtet werden.

Tiefe Klufftkarren und Split-Groovekarren treten sowohl in den reinen Kalken des oberen Malm, als auch in den detritusreichen Kalken und Dolomiten der Formazione di Dorgali auf.

Ausschließlich in den reinen Kalken der Formazione del M. Tului und M. Bardia kommt es zu Klufferweiterungen, die von PLUHAR & FORD als Pits, Tunnels und Trenches bezeichnet werden. Hier sind die Klüfte nur an bestimmten Stellen und bis zur nächsten wasserwegigen Bankungsfuge erweitert. Entlang der Klüfte liegen Pits, die röhrenförmig in die Tiefe führen und an den Bankungsflächen durch Tunnels verbunden sind. Am Boden der wasserwegi-

gen Bankungsfläche verlaufen die Tunnels eben, nach oben wölben sie sich in Richtung der Kluft. Der elliptische Querschnitt der Pits ist meist in Klufttrichtung gestreckt. Es können auch völlig runde Formen auftreten. Die Größe der Pits variiert zwischen wenigen Zentimetern Durchmesser bis zu mehreren Metern. Sehr große Pits können entlang von Klüften zu Trenches verschmelzen. Diese Trenches werden bis zu 2 m breit und tief; unten enden sie flach an der Bankungsfuge.

Zwischen Trenches, Pits und Kluftkarren bestehen alle Übergänge, so daß auch Pits und Trenches zu den Kluftkarren zu rechnen sind. Wo an Stylolithen Kalklösungen stattfinden, bilden sich oft Stylolithenkarren, die in ihrer geschwungenen Form den Verlauf der Stylolithen nachzeichnen. Sie treten bevorzugt in der Kreideformation auf. Nicht immer sind die Wände von Kluftkarren glatt. Infolge der Bankung sind unterschiedlich lösliche Partien entwickelt. Die schwerer löslichen Karbonate treten als Grate hervor. Diese Erscheinungen im Zentimeterbereich werden nach PLUHAR & FORD als Groovekarren bezeichnet.

Die unterirdische Verkarstung erklärt BÖGLI durch Mischungskorrosion. Die Hohlräume sind an großen Klüften, seltener an Bankungsfugen orientiert. Elliptische Efforationsprofile konnten selbst in Höhlen unter Wasserbedeckung nicht beobachtet werden. Klammartige Höhlengänge in der Unterwasserhöhle bei der Cala di Luna und ein mächtiger Stalaktit unter ständiger Wasserbedeckung im mittleren Teil der Grotta del Buè Marino weisen darauf hin, daß diese Hohlräume einst nicht von Wasser bedeckt waren und durch Gravitationsgerinne gestaltet wurden.

An Klüften orientierte Karstgroßformen der Oberfläche sind Dolinen und ähnliche Gebilde. Die größte Doline ist Su Serkone mit einem Durchmesser von über 400 m und einer Tiefe von 200 m. Einige Poljen erreichen Längen bis zu 2 km. Im NW des Pt. S'Abbadorgiu liegen einige Dolinen, deren Seitenwände nur zu einem Drittel aus verkarstungsfähigem Gestein der Formazione di Dorgali aufgebaut sind. Das Restgestein bildet der unterlagernde, stark verwitterte Granit. Diese Dolinen gelangten durch rückschreitende Erosion der 30° nach E geneigten Schichtpakete in den Granit, wo sie der Form nach erhalten sind. Sie werden wie die benachbarten Semipoljen als Semidolinen bezeichnet. Schlucklöcher befinden sich im Karbonatgestein an der Grenze zum Granit. Hier ist die Verkarstung infolge der wasserstauenden Eigenschaften des verwitterten Granits besonders aktiv. Dies bezeugen zahlreiche allochthone und autochthone Höhlenausfüllungen, die bis zu 30 cm mächtig werden.

Auf einigen pliozänen Basaltdecken sind ebenfalls Schlucklöcher und Dolinen entwickelt, die als Strukturdolinen bezeichnet werden. Diese Formen sind vom unterlagernden Kalkgestein verursacht. Die tiefste Form befindet sich im basalterfüllten Tal von St. Pietro, ein 300 m tiefer Schacht mit Namen "Su Sterru".

Nach 30 m Basaltmächtigkeit beginnt der Kalk. Eine große Kluft wurde auf 10 m Breite erweitert, als die Verkarstung hier aktiv war. Da nach der Basaltbedeckung keine große Wasserzirkulation möglich war, mußte die Verkarstung vorher wirksam gewesen sein. Die verkarstete Kluft war zur Zeit des Basaltaustritts verschlossen. Späteres Nachbrechen verursachte die Strukturdoline im Basalt.

In der Nähe von Cala Gonone liegen in der Formazione del M. Bardia karähnliche Halbtrichter, die sich in den, wie die Schichtung ca. 30° geneigten Hang einschneiden. Sie sind im Gegensatz zu nivalen Formen, denen sie äußerlich ähneln, auf Verkarstung zurückzuführen. Da nicht nachgewiesen werden konnte, daß sie aus Dolinen hervorgegangen sind, stellen sie eine eigene Karstgroßform dar.

2.2. Oberflächenabhängige Verkarstung

Neben Karstformen, die an Klüften und an Inhomogenitäten Kalklösung zeigen, treten Formen auf, die an der Gesteinsoberfläche orientiert sind. Neben der anorganischen Kalklösung spielt die biologische Verkarstung eine wichtige Rolle.

2.2.1. Anorganische Verkarstung

Die anorganischen oberflächenabhängigen Karstformen werden als schwerkraftorientierte Karren bezeichnet. An exponierten Stellen bilden sich Rillenkarren bei flächenhafter Benetzung durch Regenwasser. Sie bevorzugen Neigungen zwischen 30° und 70°. Die Länge der Rillenkarren übersteigt 50 cm selten. Wo sie länger werden, fiedern sie gewöhnlich auf. Stets sind sie lückenlos aneinander gereiht und bilden scharfe Zwischengrate. Der Abstand von Grat zu Grat, die Breite der Einzelform beträgt gewöhnlich 2 cm. Bei stärkerer Hangneigung nimmt die Tendenz zu enger stehenden Rillen zu. In einem Beispiel zeigen Rillenkarren, die als Grat von der Kante einer Kluftkarre ausgehen und in Richtung Hangneigung mit 30° einfallen, einen Gratabstand von 2 cm, während Rillenkarren, die mit einer Neigung von 70° an der Wand der Kluftkarre verlaufen, nur einen Gratabstand von 0,5 cm aufweisen. Da sie eine Form des ersten Wirkungstyps nach BÖGLI (ohne Beteiligung der Kohlensäure) darstellen, ist ihr Auftreten auf Stellen beschränkt, wo frisches Niederschlagswasser auftritt. Wo Ablaufwasser wirksam wird, verschwindet diese Form.

Sind keine Klüfterweiterungen zur Wasseraufnahme vorhanden, sammelt sich das Oberflächenwasser in Rinnenkarren. Nach BÖGLI treten Rinnenkarren überall dort auf, wo die Wassermenge groß genug ist, ein Gerinne zu bilden. Durch die gleichmäßige Wasseraufnahme weisen sie Größenzunahmen nach unten auf. Die mehr oder weniger gewundenen Rinnenkarren werden mit zunehmendem Gefälle gerader und gehen in Regenrinnenkarren über. Die Kalk-

lösung im Bereich der Rinnenkarren erfolgt durch den dritten Wirkungstyp. Rinnenkarren orientieren sich an der Hangneigung, nicht am Gefüge. Sie weisen Breiten bis zu 50 cm und Tiefen bis zu 30 cm auf. Auch in kleinen Kerbtälern folgen sie keiner Kluffrichtung. Nur geringen Einfluß üben die Klüfte auf den Verlauf der Regenrinnen aus. An einer Stelle von 40° Neigung wird eine große Regenrinne durch eine Kluffschar auf 1 m Länge um 30° von ihrer Bahn abgelenkt, bevor sie wieder ihre ursprüngliche Richtung einnimmt.

2.2.2. Biologische Verkarstung

Biologische Kalklösung entsteht durch den direkten Einfluß der Flora und Fauna auf das Karbonatgestein. Nach Untersuchungen von J. SCHNEIDER (1976) korrodieren meist endolithische Algen (Cyanophyceen, Chlorophyceen), Pilze und Flechten das Gestein. Pilzhyphen reichen 1-3 mm ins Gestein, während Algen nur 50-300 µm bohren. Weidende Gastropoden raspeln die Algenschicht dieser Mikroflora zusammen mit Gesteinspartikeln ab. Durch biologische Korrosion und biologische Abrasion entstandene Abbauförmungen werden als Biokarst bezeichnet.

Im Brandungsbereich des Meeres ist ein besonders lebhaftes Karstrelief zu beobachten, obwohl das Meerwasser Ca CO_3 -gesättigt ist. Infolge der ständigen Befeuchtung erreicht hier die biologische Verkarstung ein Maximum.

Wo die Morphologie es zuläßt, entstehen Rock Pools. Dies sind wannenförmige Vertiefungen, deren Wände lateral am stärksten in Höhe der häufigsten Wasserstandslinie erweitert werden, was einen überhängenden Rand zur Folge hat. Diese Orte größter biologischer Kalkzerstörung sind auch als Kaminitza bekannt.

Das lebhafteste Relief entsteht dort, wo sich hochgeschleudertes Wasser der Brecher über das Gestein ergießt. Die Rock Pools sind hier oft tiefer als 12 cm, da sie ständig mit frischem Wasser gefüllt und dabei gesäubert werden. Bei geneigten Ebenen zwischen 20 und 80° kommt es zur Ausbildung von Abflußrinnen, die ähnlich den Rillenkarren durch Grate voneinander getrennt sind, jedoch größere Einzelformen zeigen. Meist weisen sie Gratabstände von ungefähr 20 cm auf. Die Grate selbst sind ebenfalls zerteilt und zeigen ein gezacktes, zahnähnliches Bild. Rillengraben werden von bohrenden Organismen und weidenden Gastropoden besetzt. Sie verursachen kleine Rock Pool-ähnliche Näpfe im Zentimeterbereich, was auch im Kleinbereich zu schroffen und spitzen Formen führt. Die Entstehung dieser sogenannten Seekarren ist auf die gleichen biologischen Vorgänge zurückzuführen, die auch für die Entstehung der Rock Pools verantwortlich sind. Im Bereich des mittleren Meereshochstands zwischen den Gezeiten entsteht als Resultat biologischer Verkarstung eine Hohlkehle.

Eine endolithische Fauna aus Würmern, Muscheln und Schwämmen kommt zur endolithischen Flora hinzu.

Auch außerhalb des marinen Einflusbereichs tritt Biokarst auf. Rock Pools liegen hier zwischen Pits und Klufftkarren. Sie erreichen Durchmesser von über 20 cm. Im Gegensatz zu den an Klüften angelegten Pits, die das Wasser nach unten ableiten, verdunstet es in den flachen, nur wenige Zentimeter tiefen Rock Pools.

Wo die Hangneigung 30° übersteigt, sind die Rock Pools durch kleine Näpfe von wenigen Zentimetern Durchmesser vertreten. Die Näpfe häufen sich, wo Abflußwasser aus Klüften oder Bankungsflächen austritt oder in großen Regenrinnen zusammenläuft. Im Gegensatz zu den Rock Pools, in denen wegen ihrer Größe längere Zeit stehendes Wasser verweilen kann, liegen die Näpfe auf geneigten Flächen, die von Abflußwasser öfter und stärker befeuchtet werden als ihre Umgebung. Bei der seitlichen Ausbreitung stoßen diese Napfkarren mit scharfen Graten an die Nachbarformen.

Besonders starker Flechtenwuchs innerhalb der Napfkarren und die Anwesenheit weidender Gastropoden sprechen dafür, daß ihre Entstehung ähnlich vor sich geht wie die der Rock Pools. Regenrinnen innerhalb der karähnlichen Halbtrichter bestehen ebenfalls aus Näpfen; die Eintiefung der Rinnen im Bereich des stärksten Wasserabflusses erfolgte demnach zusätzlich durch biologische Vorgänge.

3. URSACHEN GEFÜGEABHÄNGIGER VERKARSTUNG

An verschiedenen Lokalitäten wurde das Gefüge mit der Verkarstung verglichen. Neben Geländebeobachtungen wurden Laboruntersuchungen und Dünnschliffauswertungen verwendet. Die größten Unterschiede der Verkarstung zeigten sich zwischen der Formazione di Dorgali und der Formazione del M. Bardia und M. Tului.

3.1. Formazione del M. Bardia und Formazione del M. Tului

Die gefügeabhängige Verkarstung ist durch Klufftkarren, Pitkarren, Trenches, Split-Groovekarren, Mikrokarren und Groovekarren vertreten. Zwischen tiefen Klufftkarren und Trenches sind Mischformen sehr häufig. Pits kommen in allen Größen als elliptische oder runde Klufferweiterungen vor. Stellenweise liegen sie so dicht, daß die anderen Karstformen zurücktreten. Oft überwiegen auch Split-Groovekarren, die an senkrechten Wänden in Mikrokarren übergehen. An den Wänden einiger Klufftkarren sind Groovekarren entstanden.

Unter den schwerkraftorientierten Karren sind Rillenkarren und Rinnenkarren häufig, wo es die Morphologie erlaubt. Die biologische Verkarstung ist durch Rock Pools und Napfkarren nachgewiesen.

An 14 Proben wurde mit dem Kalzimeter das Gesamtkarbonat und

im Röntgendiffraktometer das Kalzit-Dolomitverhältnis untersucht. Die reinen Kalke enthalten stets über 99% Gesamtkarbonat. Das Verhältnis Kalzit-Dolomit liegt bei 9 zu 1.

Die Flachwassersedimente sind vorwiegend als Biosparit, Oosparit oder als Biolithit (nach FOLK) entwickelt. Innerhalb der Biosparite ist Bankung im Zentimeterbereich häufig.

a)

Die deutliche Bankung schafft primäre Inhomogenitäten. Entlang der Bankungsfugen sitzt grober Sparit. Nicht selten sind kleine Hohlräume innerhalb des Sparits vorhanden. An diesen Bankungsfugen orientieren sich bevorzugt die Groovekarren.

Die Grate der Groovekarren fallen auf die Bankungsfugen. Das sind die Stellen, wo sparitischer Zement vorliegt. Der Sparit zeigt subhedrale und euhedrale Kristallflächen mit Hohlräumen von wenigen Millimetern Durchmesser. So ausgebildeter Sparit ist poröser als das ihn umgebende Material.

Nach Untersuchungen von PLUHAR & FORD ist der weniger poröse Kalk auch weniger anfällig für die Kalklösung. Dies erscheint bei unterschiedlicher Porosität innerhalb des Gesteins durch verschiedene Lösungsformen. Grate der Groovekarren entstehen dort, wo das Gestein weniger porös ist, die Mulden, wo die Porosität höhere Werte erreicht.

Im vorliegenden Fall sind jedoch die Grate an den sparitischen Fugen angelegt. Durch Färbung mit Alizarin konnte festgestellt werden, daß diese Sparite aus weniger leicht löslichen Dolomiten bestehen als der umgebende Kalzit. Die Unterschiede im Chemismus sind hier für das Entstehen der Grooves verantwortlich. Der Unterschied im Chemismus ist für die Verkarstung bedeutender als der Porositätsunterschied.

Neben den primären Inhomogenitäten wird das Gestein von Klüften und Rissen zerlegt, deren relatives Alter zueinander daran festzustellen ist, wie sie einander zerschneiden und versetzen.

b)

Die ältesten Klüfte werden Klüfte K genannt. Sie treten innerhalb der Biolithite auf und sind einige Meter voneinander entfernt. Die Breite der Klüfte liegt bei 10 cm. Ihre Füllung besteht aus feinlaminiertem, lebhaft gefärbtem Mikrit bis Biomikrit. Die Kluftrichtung ist mit der Hauptkluftrichtung in diesem Gebiet (150°) identisch.

Eine gegenwärtige aktive Verkarstung, die sich an den Klüften K orientiert, konnte nicht nachgewiesen werden.

c)

Die nächst jüngere Generation Risse, von der die Klüfte K durchschnitten werden, erhalten die Bezeichnung Risse A. Ihr Durchmesser ist selten größer als 0,2 mm. Sie durchziehen das Gestein im Abstand weniger Zentimeter zueinander. Ihre Form ist geradlinig. Stets besitzen sie eine Füllung aus Sparit.

Auch von den Rissen A ist keine Verkarstung abhängig.

d)

Die noch jüngere Generation Risse erhält die Bezeichnung Risse B. Diese Risse sind ebenfalls meist nur 0,2 mm breit und durchziehen das Gestein im Abstand weniger Zentimeter. Sie können sich jedoch zu Klüften verdichten, die Klüfte B genannt werden. Sind sie stark suturiert, wie innerhalb der Kreideformationen, werden sie als Stylolithen C bezeichnet. Eine Füllung der Risse fehlt hier sehr oft. Sie sind geöffnet und erlauben eine Wasserzirkulation oder werden von roten Mikriten verstopft. Häufig sind sie an bestimmten Stellen von millimeterlangen Parallelrissen begleitet.

Alle klufterweiternden Karsterscheinungen gehen an den Rissen B, Klüften B und Stylolithen C vor sich. Es konnte gezeigt werden, daß Pits nur dort entstehen, wo die Hauptkluft von kleinen Parallelrissen begleitet ist. Wo die Parallelrisse sehr häufig werden, treten die völlig runden Pits auf.

3.2. Formazione di Dorgali

Unter der gefügeabhängigen Verkarstung sind tiefe Kluffkarren und Split-Groovekarren entwickelt. Alle anderen Formen fehlen. Schwerkraftorientierte Karren gibt es nicht. Auch Biokarst ist selten. Gelegentlich wurden Rock Pools beobachtet.

Das Gestein war ursprünglich ein extraklastenführender Oosparit. Es wurde örtlich so stark umkristallisiert, daß es als Oosparit nur noch schwer zu erkennen ist. Dabei entstanden oft euhedrale sparitische Kristalle, die in einigen Fällen als Dolomit, in anderen als Kalzit ausgebildet sind. Der an 6 Proben festgestellte Dolomitgehalt schwankt daher zwischen 7,6% und 90%. Die aus Feldspäten und Quarz bestehenden Extraklasten erreichen in Transgressionsnähe über 30%, nach dem Hangenden verschwinden sie langsam.

Wo Bankung auftritt, wird sie nicht von Verkarstung nachgezeichnet.

Klüfte K treten nicht auf.

Risse A sind vorhanden, werden aber nicht verkarstet.

Risse und Klüfte B sind auch hier die Ursachen gefügeabhängiger Verkarstung. Die Risse B besitzen hier wegen des stark grobkristallinen Gesteins keine Parallelrisse. Das erklärt das Fehlen der Pitkarren.

Daß der Reichtum an Extraklasten und Dolomit die Ausbildung der oberflächenabhängigen Verkarstung erschwert, ist wahrscheinlich. Wichtiger erscheint jedoch, daß ein dichter Bewuchs epilithischer Flechten die selektive Kalklösung an der Gesteinsoberfläche verhindert.

4. PSEUDOKARREN AUF BASALT IN DER GROTTA DEL BUE MARINO

Wo ein offenes Karstrelief vorlag, wurde es von Basaltergüssen plombiert. In das Höhlensystem der Grotta del Bue Marino drangen an mehreren Stellen Basalte in die Hohlräume ein und erstarrten dort. Beobachtungen an den basaltausgefüllten Hohlräumen beweisen, daß die Hohlräume bereits verkarstet waren, als der Basalt eindrang, und nicht durch den Basalt geschaffen wurden. Außerdem ist auszuschließen, daß Basalt im Lauf der Verkarstung von der Höhle freigelegt wurde. Die ausgefüllten Hohlräume zeigen deutlich die Formen verkarsteter Höhlengänge. An den Wänden der Gänge sitzen Karren. Innerhalb des Basalts sind verkarstete Kalkstücke verteilt, die Durchmesser bis zu 1 m erreichen. Der wasserführende Hauptgang der Höhle ist nirgends vollständig vom Basalt verschlossen.

Wo der Basalt im Hauptgang freiliegt, besitzt er eine schwarze, glatte, glänzende Oberfläche. An mehreren Stellen der Grotta del Bue Marino sind im Einflußbereich des hochwasserführenden Höhlenflusses Karrenformen auf dem Basalt entwickelt. Die Karrenformen ähneln in ihrem Aufbau den Rillenkarrren. Spitze Grate werden durch runde Mulden voneinander getrennt. Die Grate und Mulden sind im allgemeinen parallel zur Fließrichtung des Wassers angeordnet. Senkrecht zur Fließrichtung befindet sich ein Rücken, zu dem die Grate und Mulden ansteigen und abfallen. Der Abstand von Grat zu Grat beträgt ca. 5 cm. Derartige Formen sind im Kalk nicht entwickelt, so daß die Möglichkeit eines Abdrucks aus flüssigem Basalt entfällt.

Der Basalt ist zusammengesetzt aus Plagioklasleisten und Augit. Daneben tritt in Form von großen porphyrischen Einsprenglingen Olivin auf. Opakes Erz ist ebenfalls vertreten. Eine Verkarstung dieses Basalts im Sinne von Korrosion ist nicht möglich. Gefügeabhängige Inhomogenitäten im Gesteinskörper, die zu den Karrenformen führen, konnten ebenfalls nicht festgestellt werden.

Ein oberflächenabhängiger Vorgang muß für die Genese der Karrenformen angenommen werden.

Eine schwarze, lackähnliche Kruste bedeckt den Basalt über den Karrenformen. Ähnliche Krusten bedecken auch Höhlenlehm und Sinterbildungen. Eine Analyse mit Hilfe der Mikrosonde zeigt, daß es sich um Mangankrusten handelt. Auf dem Basalt sind die Krusten nur wenige μm dick und sehr glatt. Auf der Kruste befinden sich Riefen, für deren Entstehung kratzende Vorgänge Voraussetzung sind. Der in der Höhle reichlich vorhandene Quarzsand kann bei Hochwasser eine kratzende, schrammende Tätigkeit ausüben; eine Erosion durch den mitgeführten Sand. Strömungsgeschwindigkeiten von 50m/Sekunde, wie sie zur lebhaften Bewegung des Sands erforderlich sind, überschreitet der hochwasserführende Höhlenbach.

Die Erosion weist darauf hin, daß die Kruste eine junge Bildung ist, die im Einflußbereich des Höhlenbachs ständig erodiert und

GROTTA DEL BUE MARINO

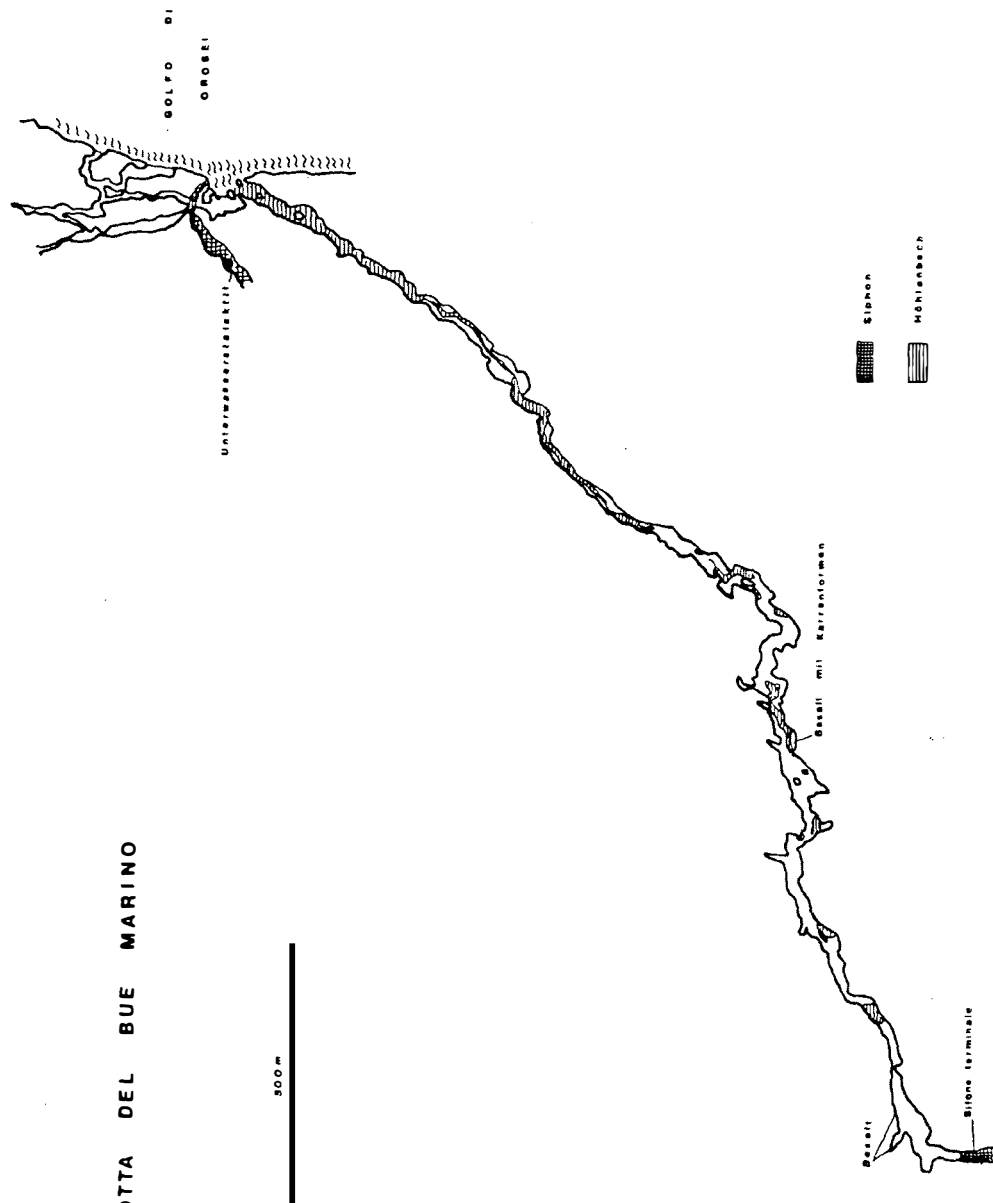


Abb. 4

nachgebildet werden kann. Die ständige Erosion ist auch für die Bildung der Karrenformen verantwortlich. Diese Erosionsformen sind Pseudokarren.

Auf diesen Pseudokarren scheidet sich die Mangankruste aus dem Wasser ab. Die Mangankrusten auf Basalten und Tonen in höheren Höhenbereichen können gegenwärtig nicht entstehen, da die Höhle nicht vollständig überflutet wird. Excentiques und andere zerbrechliche Tropfsteingebilde weisen darauf hin, daß sich die Höhle in einer längeren Phase der Nichtüberflutung befindet. Da die Mangankrusten aus dem Wasser abgeschieden wurden, müssen die höher liegenden Krusten aus einer Phase stammen, in der die Höhle überflutet war.

Pseudokarren, die denen in der Grotta del Bue Marino ähneln, befinden sich auf Basalten im Brandungsbereich, wo Quarzsand den Basalt angreifen kann. Die Karrenformen sind hier nicht so schön ausgebildet und zeigen größere Gratabstände, die bis zu 50 cm erreichen können.

5. HÖHLEN- UND SPALTENSEDIMENTE

5.1. Spaltensedimente der jurassischen Klüfte K

Nicht nur vom Basalt werden Hohlräume in den Kalken ausgefüllt. Auch terrigene und marine Sedimente kommen zum Absatz. Die marinen Sedimente der Klüfte K sind an Aufschlüssen in den karähnlichen Halbtrichtern oberhalb Cala Gonone und im Steinbruchbereich südwestlich Orosei zu beobachten. Die ausgefüllten Klüfte zeigen geringe Verkarstung. Meist sind es tektonisch klaffende Klüfte von einigen Zentimetern Breite, die in große Tiefen gehen. Durch Geländebeobachtungen sind Vertikalerstreckungen von über 50 m nachgewiesen.

Das umgebende Gestein der Formazione del Monte Tului und der Formazione del Monte Bardia gehört in den oberen Malm. Das Tithonium und das Berrasium sind entwickelt. Die Schichten der Kluffüllungen liegen in derselben Neigung wie die Gesteinsschichten, gegenwärtig mit 30° nach Osten geneigt. Sie sind also zu einer Zeit abgelagert, als die Schichtung noch waagrecht lag. Die Kluffsedimente bestehen aus millimeterdicken Lagen von Pellets, die mit Mollusken, Gastropoden, Ostracoden und Foraminiferenmikriten wechsellagern. Die Lagen sind meist rot oder schwarz eingefärbt und oft kreuzgeschichtet.

Zur Altersbestimmung wurden Foraminiferen herangezogen. Die Proben (vier Dünnschliffe) enthalten an Foraminiferen (sehr häufig, stets sehr kleinwüchsig):

cf. *Reophax* sp.,

Ophthalmidium sp. (Äquatorialschnitte relativ selten; die vermutlich hierher gehörenden, sehr häufigen Axialschnitte lassen oft *Vidalina* sp. nicht mit Sicherheit ausschließen.

Nodophtalmidium sp., hh
cf. *Involutina* (einige Axialschnitte)
Trocholina cf. *alpina* LEUPOLD
cf. *Frondicularia* sp.

Alter: Aufgrund der Foraminiferen Malm-Unterkreide (= Verbreitungszeit von *Trocholina alpina*). Die Gattung *Involutina* reicht nur bis in die tiefere Oberkreide hinauf. Die Gattung *Nodophtalmidium* hat eng verwandte Vorläufer bereits in der Mitteltrias (Dünnschliffbefunde RESCH); das Erstauftreten liegt also sehr sicher tiefer als im Alttertiär, wie im TREATISE (C 456) angegeben ist. Die anderen Gattungen sind für eine Altersbestimmung bei der vorliegenden Fragestellung ohne Interesse. Auf das Fehlen von *Globigerinacea* soll aber hingewiesen werden.

Die gut erhaltenen, sehr zarten Exemplare von *Nodophtalmidium* sprechen gegen eine weiträumige Umlagerung; die den foraminiferenführenden Kalkschlamm enthaltenden Hohlräume lagen zur Zeit der Verfüllung also vermutlich nur wenig unter dem Meeresboden. Aus dem Berrasium ist eine zyklische Sedimentationsabfolge mit regressiven Phasen und brackischer Fauna bekannt. Das läßt den Schluß zu, daß die Spaltensedimente noch aus dem Berrasium stammen. In dieser Zeit der Hebungs- und Senkungstendenzen ist auch die Bruchbildung anzusiedeln, die zu den mit atypischer Mikrofauna gefüllten Spalten führte.

5.2. Höhlen- und Spaltensedimente granitischen Ursprungs

Ausfüllungen eindeutiger Karsthohlräume gibt es sowohl in den Malmkalken der Formazione del Monte Bardia und der unterlagernden Formazione del Monte Tului als auch in der großteils dolomitischen Formazione di Dorgali, welche im unteren Bereich dem Dogger zugerechnet wird und die Basis des Kalkkomplexes bildet.

Weit verbreitet in den Höhlen dieses Gebiets sind Gerölle und Sande granitischen Ursprungs. Die unterlagernden variszischen Granite sind als Liefergebiete anzusehen.

Auch in Stockwerken, wo die Verkarstung nicht mehr aktiv ist, zeugen Sande und Granitbruchstücke von der ehemaligen Akkumulation. Verfestigte Sande sind am Cliff durch die rückschreitende Küstenerosion aufgeschlossen. Im Gegensatz zum verfestigten Meeressand ehemaliger Meereshochstände besitzen diese Höhlen- und Kluftsandteile große, kantige Bruchstücke. Solche Sande treten von den Grottoni di Biddiriscottai bis hinter das Capo di Monte Santu auf. Granitbruchstückanhäufungen finden sich nicht nur in Hohlräumen entlang der Transgression, sondern auch in Karstspalten bei dem karähnlichen Halbtrichter oberhalb Cala Gonone und in anderen Karstspalten des Kalkgebirges. Eine solche Höhle mit Granitanhäufungen befindet sich in der Gola di Gorropu, etwa 50 m über dem Schluchtboden. Die Granite der Umgebung liegen gegenwärtig über 100 m tiefer als die Granit-

sedimente in der Höhle. Bei der Sedimentation dieser exotischen Materialien müssen andere morphologische Verhältnisse geherrscht haben als heute.

Untersucht wurden die Sedimente der Unterwasserhöhle südlich der Cala Luna. Eingebettet in karbonatische Matrix sind Quarz und Kalifeldspat, daneben etwas Mikroklin und Plagioklas, ebenfalls häufig ist Biotit. Die Korngröße liegt zwischen 0,625 mm und 2 mm im Bereich der Psammite.

Die volle Auslöschung und das Fehlen von Einschlüssen zeigen, daß der Quarz granitischen Ursprungs ist. Auch die übrigen Komponenten des Sediments entsprechen einer Zusammensetzung, wie sie die Granite in der Umgebung aufweisen.

Die kompositionelle Reife des Sediments, das Verhältnis Quarz/Feldspat zeigt einen großen Feldspatanteil. Die Erhaltung des Feldspats darf als Anzeichen dafür gewertet werden, daß der Abtransport und die Sedimentation fluviatil erfolgten, d.h. durch einen süßwasserführenden Höhlenbach und nicht unter Einfluß des Meerwassers, das gegenwärtig in die Höhle reicht.

Die textuelle Reife des Sediments nach FOLK wird durch Tongehalt, Rundung und Sortierung beurteilt: für einen reifen Sandstein spricht der Tongehalt unter 5%. Dagegen spricht die schlechte Sortierung kleiner als 0,5. Die Rundung ist mit "very angular" bis "angular" ebenfalls schlecht. Das sandige Sediment ist nach FOLK als unreif zu bezeichnen. Dies läßt auf einen geringen Transport schließen. Wegen des hohen Feldspatgehalts und des kalkigen Bindemittels ist das Sediment nach FÜCHTBAUER als Arkose zu bezeichnen.

Gegenwärtig wird das Sediment abgetragen. Für die Sedimentation müssen andere Bedingungen geherrscht haben als heute. Eine schnelle Schüttung fluviatilen Charakters bei geringer Transportweite ist vorauszusetzen. Diese Bedingungen können nur erfüllt sein bei einem tieferen Meeresspiegel als gegenwärtig. Eine Einschwemmung der Sande vom Meer ist auszuschließen.

5.3. Kalkige Höhlen- und Spaltensedimente

Neben den Sedimenten granitischen Ursprungs treten kalkige Sedimente auf. Kalke des umgebenden Gesteins werden zu Schottern gerundet oder als kantige Blöcke abgelagert. Eine häufige Form der Kalksedimentation in diesen Höhlen sind Kalkplättchen verschiedener Größe, von wenigen Millimetern Länge und weniger als 0,5 mm Dicke, bis zu Längen von einigen Zentimetern und Dicken von mehreren Millimetern. Meist sind verhältnismäßig gleich große Plättchen parallel zueinander abgelagert. Die Ablagerung der Plättchen kann als Imbrication bezeichnet werden. Die Plättchen sind kantig. Sie bestehen aus Kalken der Umgebung und sind nicht mit Kalkplättchenbreccien der in Höhlen-

seen an der Oberfläche um Kristallisationskeime anorganisch abgeschiedenen Kalkplättchen identisch. Kalkige Matrix verkittet die Kalkplättchen.

Nicht gerundete Ecken zeigen, daß die Plättchen keinen weiten Transport erfahren haben. Die sortierte Ablagerung ist auf das Transportverhalten der flachen Plättchen zurückzuführen.

Für das Entstehen der kantigen Formen können nur mechanische Vorgänge angenommen werden, wie sie bei tektonischen Bewegungen auftreten.

Diese Kalkplättchenbreccien sind in vom Meer angeschnittenen Höhlen aufgeschlossen. Auch die Höhle in der Gola de Gorropu zeigt Kalkplättchenbreccien.

Gegenüber diesem ausgefüllten Höhlenraum ist die Fortsetzung der Höhle zu sehen, die von der Schlucht durchschnitten wurde, als sie bereits von Sedimenten ausgefüllt war. Die Höhle ist hier fast 30 m hoch und 10 m breit. Im Gegensatz zu den völlig gerundeten Kalkblöcken mehrerer Meter Größe, die das trocken liegende Bachbett ausfüllen, sind die unterschiedlichen Komponenten aus der Höhlenfüllung eckig, kantig und gänzlich unsortiert. Das Material besteht aus Tonfraktionen bis zu Blöcken mit über 4 m Durchmesser. Neben den Kalkblöcken treten auch Gesteine granitischen Ursprungs auf. Lediglich im Deckenbereich der Höhle finden sich die feineren Komponenten. Diese gewaltige Breccie läßt auf geringe Verfrachtungsweite bei großer Energie und schneller Sedimentation schließen.

Zu den reichen Variationen der allochthonen Höhlensedimente treten die autochthonen sekundären Karsterscheinungen hinzu. Aus Höhlenwässern ausgeschiedener Kalk ist nicht nur in der Lage, eingeschwemmtes Material zu verkitten, sondern füllt als Sinterabsatz im Lauf der Zeit Hohlräume aus. Der Evakuationsraum inaktiver Höhlen wird durch Sinterbildungen verkleinert oder ganz geschlossen. Der 30 m mächtige Sinterkomplex über der Transgression bei dem P. Salavarro ist eine solche Höhlenausfüllung. Die Sinterausscheidungen sind im gesamten Kalkgebiet verbreitet. Stets ist ein trocken liegender Hohlraum erforderlich. Unter Wasserbedeckung erfolgt keine Sinterausscheidung. Der mittlere Ast der Grotta del Bue Marino liegt vollständig unter Wasserbedeckung. Hier befindet sich etwa 200 m vor der Mündung des Karstwassers ins Meer ein mächtiger Stalaktit, der in etwa 6 m Wassertiefe endet. Die Voraussetzung zur Bildung des Stalaktiten war ein Trockenliegen der Höhle. Ein tieferer Meeresstand ist auch hier Voraussetzung für eine nicht überflutete Höhle.

5.4. Tonige Höhlen- und Spaltensedimente

Eine sehr weit verbreitete allochthone Höhlenausfüllung stellen Sedimente in Tonfraktion dar. Dabei sind lockere Tone und kalkig verfestigte Tone zu unterscheiden.

5.4.1. Proben der Tonsedimente

a)

In den von der Brandung ehemaliger Meereshochstände erweiterten Höhlen in der Cala Luna sind rote Tone und Sande zum Absatz gekommen. Sie beinhalten Basaltbruchstücke. Während die horizontal abgesetzten Tone im allgemeinen keinen Kalkgehalt aufweisen, sind die Randpartien am Kontakt zum Kalkstein oft nachträglich kalzitisch verfestigt durch das Eindringen kalkhaltiger Wässer. Hier konnte gasometrisch ein Gesamtkarbonat von 8% festgestellt werden. Mit dem Röntgendiffraktometer wurden Illit, Chlorit und Kaolinit nachgewiesen. Lubopräparate, Glycerinpräparate und HCl-Präparate wurden angefertigt.

b)

Gelbe Tone aus der Grotta del Bue Marino beinhalten ebenfalls Illit, Chlorit und Kaolinit. Durch HCl-Präparate konnte der Kaolinit festgestellt werden. Ein großer Quarzanteil ist ebenfalls existent.

Neben diesen lockeren Höhlentonen sind im gesamten Kalkgebiet verfestigte, mikritische, meist rote Höhlen- und Spaltensedimente verbreitet.

c)

Diese Probe stammt aus Karstspalten auf dem Codula Manna. Der Gesamtkarbonatgehalt wurde gasometrisch auf 88% bestimmt. Nach Weglösen des Kalzits konnten in den restlichen 12% Illit und ein großer Anteil Kaolinit als Tonminerale nachgewiesen werden. Quarz ist ebenfalls vertreten.

d)

Aus sedimenterfüllten Karsthohlräumen im Bereich des karähnlichen Halbtrichters oberhalb Cala Gonone ist diese Probe entnommen. Der Gesamtkarbonatgehalt liegt bei 72%. Als Tonminerale sind auch hier Illit und Kaolinit vorhanden; daneben ein großer Quarzanteil.

e)

In den Hohlräumen entlang der Transgression befinden sich ebenfalls rote Mikrite. 80% Gesamtkarbonat ergeben hier die Messungen, dabei entfallen 69% auf Kalzit und 11% auf Dolomit. Wieder sind Illit, Kaolinit und Quarz vertreten.

f)

Die Probe stammt aus Karstspalten über der Cala Fuili. Das Gesamtkarbonat erreicht hier 60%, die Tonminerale sind Illit und Kaolinit. Der Quarzanteil fehlt auch hier nicht.

5.4.2. Bildungsbedingungen der Tone

Die Tonminerale Illit, Chlorit und Kaolinit sind Bildungen eisenhaltiger Roterden in warmem Klima:

- a) eisenhaltige, tropische Böden aus dem nördlichen Randbereich der humiden, tropischen Zone, wo sie neben Lateriten auftreten,
- b) mediterrane Roterden, die in Klimaten entstanden sind, wie sie heute nicht mehr existieren.

Illit, der aus dem Muttergestein entsteht, bleibt erhalten, wenn der Boden wenig entwickelt ist. Illit ist Hauptmineral der mediterranen Roterden.

Kaolinit dagegen charakterisiert eine stärkere Verwitterung in einem gut entwässerten sauren Milieu. Er tritt in stark entwickelten Böden auf.

Kaolinit ist ein Hauptbestandteil der eisenhaltigen, tropischen Böden, wie sie heute in Madagaskar bei einem jährlichen Niederschlag von 1000 bis 1500 mm und einer Temperatur von 21-23°C entstehen.

Einige Roterden enthalten nur Illit und seine Verwitterungsprodukte. Andererseits kann Kaolinit in stark entwickelten Böden allein vorkommen.

Die wenig entwickelten Tone der Proben enthalten neben Illit und Kaolinit einen Chloritanteil. Die durch Kalklösung zu roten Mikriten verfestigten Tone weisen neben Illit einen sehr großen Anteil Kaolinit auf. Sie sind stark entwickelt und kalkig verfestigt. Der hohe Kaolinitanteil spricht außerdem für ein sehr warmes, feuchtes Klima.

5.4.3. Herkunft der Tone

Die Tonminerale stammen aus Roterden. Sie sind Bestandteil einer Bodenbildung. Die dabei stattfindende Verwitterung greift die Kalke an. Kaolinit, gut kristallisierter Illit und gut kristallisierter Chlorit können im Kalkgestein sedimentär eingelagert sein und bei der Bodenbildung auswittern. In den hier vorhandenen Kalksteinen konnten keine Tonminerale nachgewiesen werden. Wegen des hohen Reinheitsgrads der Malmkalke ist eine Herkunft der Tonminerale aus sedimentär im Kalkstein eingebautem und nach der Verwitterung der Kalke umgelagertem Kaolinit, gut kristallisiertem Illit und gut kristallisiertem Chlorit nicht zu erwarten.

Die Tonminerale sind hier Verwitterungsprodukt silikatischer Gesteine. Die Silikate kommen als Detritus in der Formazione di Dorgali vor, wurden aus Granitgebieten als allochthones

Material eingeschwemmt oder stammen aus pliozänen Basalten. Die Herkunft der Tone wird dadurch belegt, daß silikatisches Material innerhalb der Tone eingelagert ist.

Nicht immer erscheinen die Silikate in Tonfraktion. Oft finden sich Granitbruchstücke innerhalb der Tone. Es entstehen Grauwacken sowie Konglomerate oder Breccien, bei denen die Komponenten in tonig-kalkiger Matrix eingebettet sind. Solche Gesteine treten in dem karähnlichen Halbtrichter oberhalb Cala Gonone und in den Karstspalten unter der Basaltdecke oberhalb der Cala Fuili auf. Die Komponenten bestehen aus allochthonem Gestein granitischen Ursprungs und aus paraautochthonem Kalk. Die turbulent oder wohl geschichteten Komponenten lassen eine Einschwemmung des Sediments in die Karstform erkennen. Sinterhorizonte und wieder aufgearbeitete Bruchstücke der tonigen Höhlensedimente lassen auf mehrere Generationen von einsedimentiertem Bodenmaterial schließen.

5.5. Erzhaltige Höhlen- und Spaltensedimente

Neben silikatischem Material treten auch Erzanhäufungen als Komponenten in den tonigen Spalten- und Höhlensedimenten auf. Die Proben stammen aus dem karähnlichen Halbtrichter oberhalb Cala Gonone und aus den Karstspalten oberhalb der Cala Fuili. Als Derberz und Pseudobohnerz sind Hämatit und Limonit im oxydierenden Material stabil.

Noch häufiger kommen echte Bohnerze vor. Im Gegensatz zu Pseudobohnerzen, die nur beim Abbau eine gerundete Form erhielten, sind die Bohnerze schalig aufgebaut. Als Kondensationskern der oolithischen Eisenerze treten tonige oder sandige Partikel auf. Die Schalen dieser Konkretionen bestehen meist aus Limonitabscheidungen. Auch Hämatit und tonige Verunreinigungen sind häufig. Die Bohnerze stellen Eisenanreicherungen innerhalb des tonigen Materials dar.

6. ALTER DER VERKARSTUNG

6.1. Alter der Verkarstung an den jurassischen Klüften K

Das Alter der Kluffüllungen wurden auf Berrasioium datiert. Eine Anlösung des Kalkgesteins hat vor der Ausfüllung der Spalten mit Sedimenten, aber nach der Verfestigung des Muttergesteins stattgefunden. Die Wände der Spalten mit angelösten Partien sind von mehreren Generationen radialaxialen fibrösen Zements besetzt. Oft folgt auf den Zement eine Sedimentationsperiode, bevor eine neue Zementgeneration wächst. Stellenweise tritt Dripstonezement auf. Die Lösungsformen und die Art der Zementsäure an den Spaltenoberflächen sprechen für Herausheben des Gesteinskomplexes aus dem marinen Einflußbereich. Radialaxialer

fibröser Sparit wird von BECHSTÄDT (1974) als vadose Bildung beschrieben. Eindeutiger als der dünne Sparit spricht das Auftreten von Dripstonezement für das zeitweilige Trockenliegen der Spalten. Bei wiederholter Austrocknung bleiben Tropfen an den Dächern von Hohlräumen bzw. Unterseiten von Komponenten bevorzugt hängen. Die Bildung von Dripstonezement findet im vadosen Bereich vereinzelt auch im inter- bis supratidalen Bereich statt (PURSER & LOREAU, 1973). Die dickeren Krusten scheiden sich an Überhängen ab.

Die Verkarstung während der Oszillationen im Berrassium nimmt ein sehr bescheidenes Ausmaß an. Lösungserscheinungen beschränken sich auf lokale Erweiterungen der tektonischen Spalten.

6.2. Bedeutung der Basalte für das Alter der Verkarstung und Morphologie

Nach jurassischen Ansätzen der Verkarstung entstand eine zweite Verkarstungsphase, die nicht an die im Jura entstandenen Klüfte anknüpfte. Sedimente im Karstrelief sind nicht mehr marinen Ursprungs. Diese Verkarstung dauert bis heute an.

Innerhalb des Karstreliefs spielen pliozäne Basaltergüsse eine wichtige Rolle. Die Basaltergüsse konservieren Karstformen und morphologische Formen, die vor dem Basaltaustritt vorhanden waren. Erosionsformen, die jünger sind als der Basalt, zerstören den Basalt.

C. SAVELLI & G. PASINI (1974) haben die Kalium-Argonalter der Basalte bei Dorgali untersucht. Danach betragen die Alter der einzelnen Ergüsse zwischen 3,6 und 2 Millionen Jahre. Mehrere Basaltergüsse lassen sich unterscheiden.

6.2.1. Bedeutung der einzelnen Basaltergüsse

a)

Die Basalte in der Grotta del Bue Marino gehören zu den Basaltergüssen Cala di Luna. Die Alter der einzelnen Ergüsse schwanken zwischen $2,26 \pm 0,08$ und $2,83 \pm 0,12$ Mio. Jahren. Diese Ergüsse geben Aufschluß über das Alter der Höhle. Der Hauptgang des heute noch aktiven Höhlenbereichs war damals bereits vorhanden.

b)

Die Basaltergüsse Cala di Luna reichen an der Oberfläche bis nahe an die Bucht. In den Brandungshöhlen der Cala di Luna befinden sich Tone, die Basaltbruchstücke enthalten. Wären die Tone vor der letzten Pluvialzeit abgesetzt worden, hätte sie während der Meereshochstände die Brandung ausgeräumt. Die Tone sind als junges Verwitterungsprodukt der Basalte anzusehen.

Die Basaltergüsse liegen unmittelbar über der Codula Luna und

enden unvermittelt im oberen Drittel des Hangs. Das Tal der Codula Luna hatte zu diesem Zeitpunkt ein höheres Erosionsniveau als heute, war jedoch, was die Neigung der Basaltergüsse zeigt, bereits vorhanden.

Die Entstehung der Grotta del Bue Marino fällt in eine Zeit, bevor das Tal der Codula Luna existierte. Schlucklöcher im Talboden führen das Wasser aus der Codula Luna in das Höhlensystem der Grotta del Bue Marino. Ein Höhlensystem hätte sich nicht vom Talboden als Ausgangspunkt entwickeln können. Das Tal mußte ein entwickeltes Höhlensystem anschnitten.

c)

Auch das Tal der Codula Sisine war vor den Basalterruptionen bereits existent. Basalte mit einem Alter von $2,6 \pm 0,16$ Mio. Jahren füllen deutlich das Tal von St. Pietro aus. Die Eintiefung der Codula Sisine nach dem Basaltaustritt ist erheblich. Eine Tieferlegung des Bachs entlang der Basaltdecke hat stattgefunden. Wie der Schacht Su Sterru zeigt, war auch hier bereits vor dem Basalterguß Verkarstung aktiv.

d)

Die Basaltdecken liegen entlang des Tals Codula Fuili. Das Tal entstand nach dem Basaltaustritt am Rand der Basaltdecke. Im mittleren Bereich wird die Codula Fuili zur Klamm. Ihre Breite beträgt hier im Durchschnitt 2 m. Von der Klamm werden sedimenterfüllte Höhlen angeschnitten. Die Höhlen sind auf beiden Seiten der Klamm zu erkennen, da sie von der Schlucht durchschnitten wurden. Eine Sedimentfüllung und damit das Ende der aktiven Verkarstung war hier bereits erreicht, als das Tal sich eintiefte.

e)

Diese Basaltergüsse zählen mit Altern zwischen $2,08 \pm 0,14$, $1,97 \pm 0,1$ Mio. Jahren zu den jüngsten. Die Basaltströme ergießen sich vom Codula Manna und südöstlich des Monte Tului Richtung Cala Gonone und ins Meer. Die Bucht von Cala Gonone war zur Zeit des Basaltaustritts schon vorhanden.

Auf dem Codula Manna zeigen Schlucklöcher im Basalt, daß hier ein Karstrelief überflossen wurde.

Am südlichen Basaltaustritt ist die Grenze zum unterlagernden Kalk aufgeschlossen. Hier überlagert der Basalt ein Karstrelief. Die Klufterweiterungen im Kalk sind mit roten Spaltensedimenten ausgefüllt. Eine Verkarstung und anschließend ein Ausfüllen der Karstform mit Bodenmaterial war schon vor dem Basaltaustritt abgeschlossen.

f)

In der Schichtstufe am Westrand des östlichen Kalkgebirges ist eine Kluft von aufgedrungenem Basalt ausgefüllt. Die Kluft in der Formazione di Dorgali liegt innerhalb der Steilstufe. Der Basalt selbst baut hier bei einer Höhe von 15 m und einer Breite von 50 cm die Steilstufe mit auf. Rückschreitende Erosion der Schichtstufe führte zur Freilegung der basalterfüllten Kluft.

Der Basaltaustritt erfolgte zu einer Zeit, als das Kalkgebirge weiter nach Westen reichte.

g)

Der Granit zwischen westlichem und östlichem Kalkkomplex bildet eine Senke. Diese Senke wird im Nordteil, bei Dorgali, von Basalt ausgefüllt. Hier erfolgte der Basaltaustritt, als die Senke bereits eingetieft war.

h)

Im Golfo di Orosei liegt der untermeerische Canyon di Orosei. In einer Entfernung von etwa 30 Meilen vor der Küste wurden von dem Maringeologischen Labor der C.N.R. im Projekt T 70 aus 2200 m Tiefe Basaltproben entnommen. Die Basalte stammen aus einem Erguß, der mit $3,1 \pm 0,2$ Mio. Jahren den älteren Ergüssen der Basalte um Dorgali zeitlich zuzordnen ist.

Die Proben selbst stammen aus einem Transgressionskonglomerat, das mit Hilfe von Fossilien auf 2,8 Mio. datiert und in den oberen Teil des mittleren Pliozäns eingeordnet wurde.

Dieses Transgressionskonglomerat kann mit anderen Transgressionskonglomeraten im Tyrrhenischen Becken zeitlich parallelisiert werden. Für die Zeit vor ca. 3 Mio. Jahren läßt sich somit das Ende einer großen Regression in diesem Raum nachweisen.

6.2.2. Verkarstung und Morphologie vor 3 Millionen Jahren

In der Zeit vor ca. 3 Mio. Jahren war das Ende der regressiven Phase im Tyrrhenischen Meer gekommen. Mit Hilfe der Basalte lassen sich Rückschlüsse auf die Verkarstung und Morphologie in dieser Zeit ziehen:

- a) Viele heute aktiven Karstsysteme waren bereits damals aktiv.
- b) Viele Karsthöhlen und Karstspalten waren bereits damals vollständig mit Sediment ausgefüllt.
- c) Die großen Flußtäler waren damals noch nicht so stark eingetieft wie heute.
- d) Der Canyon von Orosei, der die Fortsetzung der Codula di Luna darstellt, wardamals bereits vorhanden.
- e) Die Granitsenke zwischen dem östlichen und westlichen Kalkkomplex war damals schon eingetieft.

6.3. Bedeutung der terrigenen Höhlen- und Spaltensedimente für das Alter der Verkarstung

Vor der regressiven Phase im Tyrrhenischen Meer, die im oberen Miozän begann, wurden marine Ablagerungen miozänen Ursprungs sedimentiert. Diese Ablagerungen betreffen nicht die bearbeiteten Kalkgebiete. Lediglich im nordöstlichen Rand des Monte Tuttavista sind marine Ablagerungen des Miozäns bekannt.

Andere, tertiäre Meeressedimente reichen hier bis ins Eozän zurück. Fossilreiche marine Ablagerungen des Tertiärs als Ausfüllungen von Karsterscheinungen konnten jedoch nicht nachgewiesen werden. Die Kalkkomplexe im Golfo di Orosei sind im Tertiär mit Ausnahme von Randbereichen des Monte Tuttavista nicht transgressiv überflutet worden.

Höhlen- und Spaltensedimente der nachjurassischen Verkarstung sind hier terrigenen Ursprungs. Altersbestimmungen mit Hilfe von Fossilien können nicht vorgenommen werden.

6.3.1. Bedeutung der granitischen Höhlen- und Spaltensedimente für das Alter der Verkarstung

In Höhlen oder Karstspalten liegen Sedimente, die aus granitischem Material bestehen. Heute können diese Höhlen oder Spalten nicht mehr überall von granitischem Material erreicht werden. Als Beispiele dienen die Höhlen in der Gola de Gorropu und die Karsthohlräume im Bereich des karähnlichen Halbtrichters oberhalb Cala Gonone. Während der Sedimentation des granitischen Materials herrschte eine andere Morphologie als heute. Die granitische Senke zwischen westlichem und östlichem Kalkkomplex konnte noch nicht ausgebildet sein. Ähnlich wie heute im Südwesten des westlichen Kalkgebirges und beim östlichen Kalkgebirge im Gebiet nördlich des Pt. 'S'Abbadorgiu, waren Granit und Kalk morphologisch in den gleichen Höhenlagen. Ein ausgeglichenes Relief herrschte vor.

Nach DIENI & MASSARI (1971) bestand ein solches Relief noch im oberen Miozän. Es wurde zum Teil auf Kosten einer älteren Ebene durch Erosion gebildet, und zum Teil durch Akkumulation. Nach einer Phase der weiträumigen Hebung und Erosion wurden neotektonische Bewegungen wirksam, die zu Rotationsrutschungen an den Steilstufen der Kalkmassive führten. Im Pliozän erfolgte durch erhebliche Klimaverschlechterung erneut eine Phase der Erosion. Die weiträumigen Hebungstendenzen sind mit der Regression im Tyrrhenischen Meer gleichzusetzen. Der Beginn der Regression, die im Tyrrhenischen Becken zu stellenweise über 100 m mächtigen Evaporiten führte, liegt im Messinium (oberes Miozän). Im Tortonium (tiefes oberes Miozän) unterlagern Tiefwassermergel die Evaporite. Mit Beginn der Regression im Messinium vor ca. 8 Mio. Jahren wurde die oben beschriebene erosive Phase auf dem Festland eingeleitet, die zur Herausbildung der großen Kalkkomplexe führte, und vor ca. 3 Mio. Jahren endete.

Die Granitsedimente aus den Höhlen der Gola de Gorropu und oberhalb Cala Gonone konnten nur vor dieser erosiven Phase abgelagert werden. Ein Karstrelief, in dem diese Sedimente granitischen Ursprungs zum Absatz kamen, war bereits damals vorhanden.

6.3.2. Bedeutung der Roterden für das Alter der Verkarstung

In Karstspalten und Höhlen sind Sedimente eingeschwennt, die als Verwitterungsprodukt silikatischen Materials in Bodenhorizonten anzusehen sind.

Das Klima, unter dem sich solche Roterden bilden konnten, war warm und feucht. Lateritische Verwitterungsprodukte, wie sie bei tropischem Klima auftreten, konnten nicht beobachtet werden. Ein tropisches Klima, wie es im Alttertiär geherrscht hat, und zur Bildung von Lateriten führte, war hier nicht verantwortlich für die Genese der Roterden. Die ältesten Roterden in Karstspalten sind als miozäne Verwitterungsprodukte anzusehen.

6.4. Bedeutung der Erosion und des Karbonatküstenabbaus für das Alter der Verkarstung

6.4.1. Erosion

Mit dem Beginn der Regression des Tyrrenischen Meers vor ca. 8 Mio. Jahren war eine starke Aktivierung der Erosion verbunden. Die Erosion hat eine eingeebnete Landschaft angegriffen, bei der eine Schrägstellung der Schichtpakete um 30° nach Osten bereits stattgefunden hatte. Auf dem tektonischen Horst zwischen westlichem und östlichem Kalkkomplex war kein mesozoischer Kalk mehr vorhanden. Der unterlagernde variszische Granit bildete die Oberfläche. Auf dieser Oberfläche lagen die Flüsse Rio Flumineddu und Codula de Luna.

Während der erosiven Phase tiefte sich der Rio Flumineddu ein. Wo er in Granit floß, räumte er das breite Tal zwischen den beiden Kalkgebirgen aus. Im Kalk selbst erodierte er in Form von Schluchten und Tälern. Im Bereich der leicht verwitterbaren Kreideformation entstand eine breite Senke. Im weiteren Verlauf trat der Fluß in härtere Gesteine ein. Es bildete sich vor der breiten Granitsenke eine Klamm, die Gola de Gorropu. Nach seinem Weg durch die Granitsenke durchbrach der Fluß erneut einen Ausläufer des westlichen Kalkgebirges in Form einer Schlucht. Diese zweite Schlucht beweist, daß der Rio Flumineddu bereits vor der erosiven Phase seinem heutigen Verlauf folgte. Eine pluvialzeitliche Eintiefung des Rio Flumineddu in den Basalergüssen bei Dorgali hatte zwar stattgefunden, war aber von geringem Ausmaß.

Im Bereich der Gola de Gorropu sind sedimenterfüllte Höhlensysteme angeschnitten (Beschreibung in Kapitel 5.3.). Die Sedimentation in diesen Hohlräumen war vor Eintiefung der Schlucht abgeschlossen.

Wo das Tal im Bereich der Kreidesedimente verbreitert ist, liegt fast 200 m über dem heutigen Erosionsniveau des Flusses der Ausgang des aktiven wasserführenden Höhlensystems der Grotta

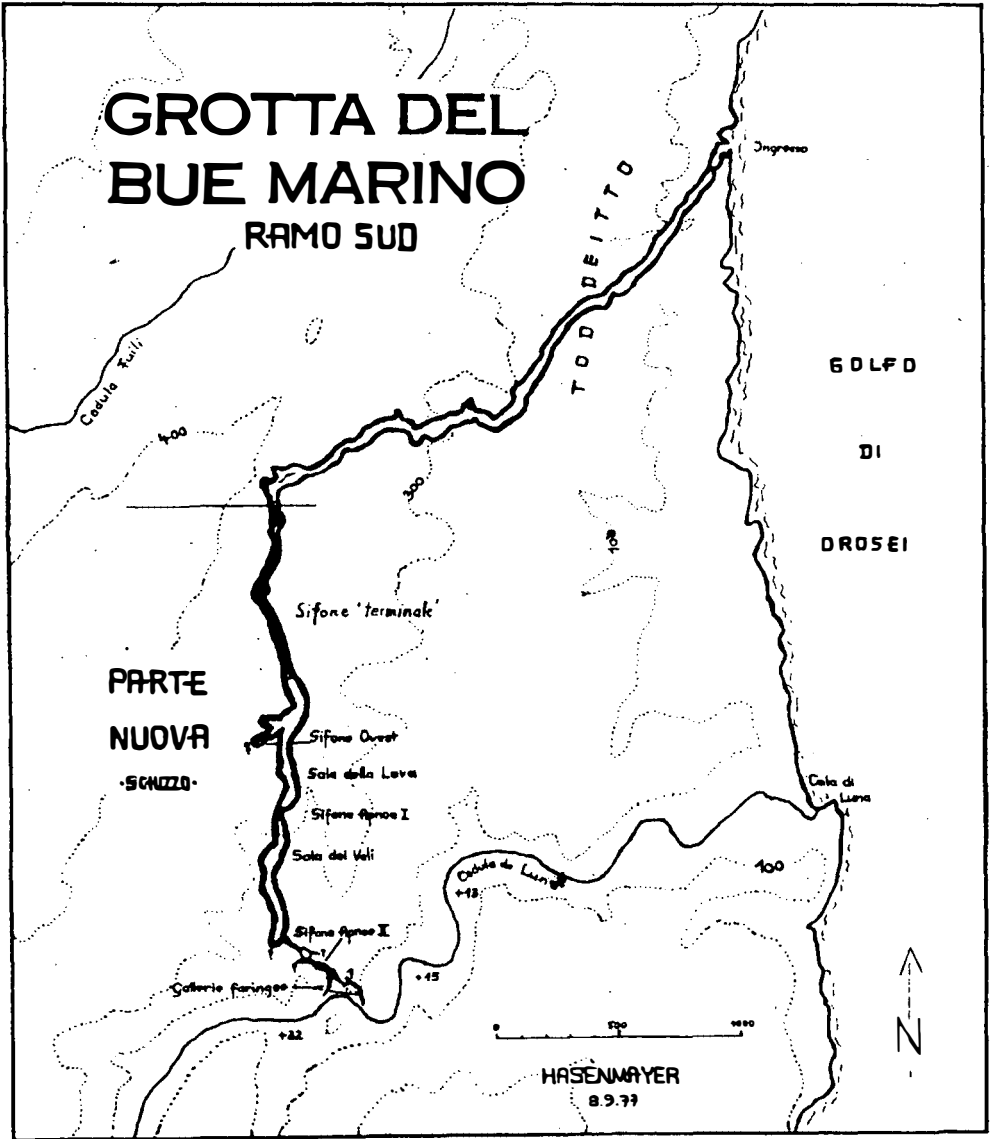
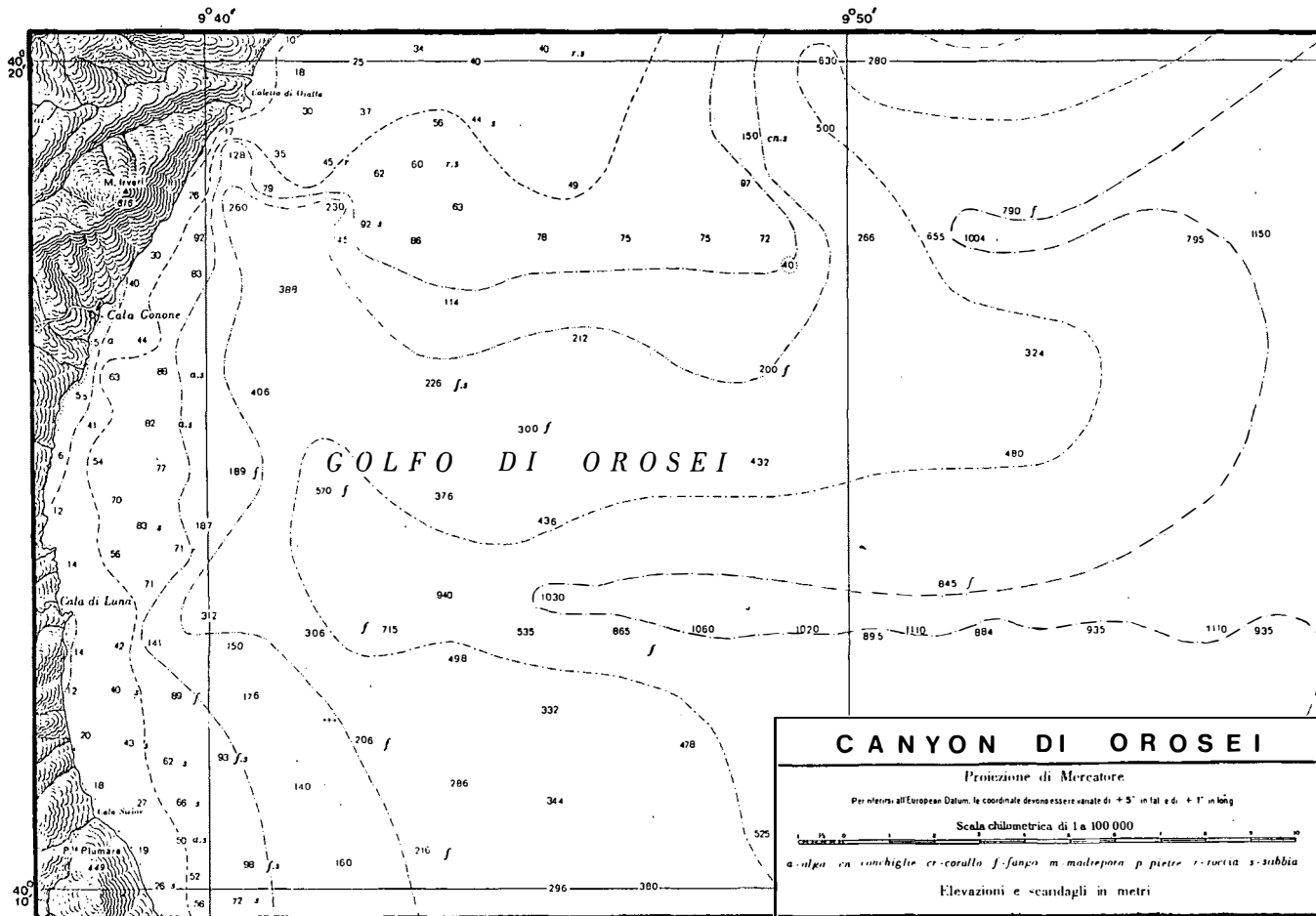


Abb. 5



Luigi Donini an einer senkrechten Felswand. Während der trockenen Jahreszeit fließt in der Höhle nur ein Rinnsal, bei starken Regenfällen kann der Höhlenbach jedoch eingeschwemmte Baumstämme von über 1 m Durchmesser transportieren. Erstaunlich ist zunächst, daß so weit über dem heutigen Erosionsniveau eines Flusses, dem selbst durch die Verkarstung im Untergrund das Wasser entzogen ist, eine aktive Höhle verläuft. Verfolgt man den Höhlenverlauf, so erklärt sich dieses Phänomen. Die Höhle verläuft Süd-Südwest/Nord-Nordost. Ihr Haupteinzugsgebiet ist ein mächtiges Schluckloch in einem Nebenfluß des Rio Flumineddu. Da der Rio Flumineddu als Vorfluterniveau tiefer liegt als der Höhlengang der Grotta Luigi Donini, ist das Höhlensystem noch auf ein höher liegendes Vorfluterniveau eingestellt. Ein solches Niveau hat vor der erosiven Phase im Miozän geherrscht. Auch das Schluckloch im Nebenfluß des Rio Flumineddu entstand durch Eintiefen des Flusses ins Niveau der Höhle. Der gegenwärtige Höhlenverlauf ist demnach der Rest eines Höhlensystems, das durch die Eintiefung des Flußlaufes angeschnitten wurde.

Im Tal Codula de Luna befinden sich ebenfalls mehrere Schlucklöcher, die dem Fluß das Wasser entziehen, und in das Höhlensystem der Grotta del Bue Marino ableiten. Auch hier wurde durch das Eintiefen des Tals eine Höhle angeschnitten, die vor dem Tal bestanden hatte. Der untermeerische Canyon di Orosei ist die direkte Fortsetzung der Codula de Luna. Dies deutet darauf hin, daß während der Regression an der Grenze Miozän/Pliozän die Codula de Luna bereits vorhanden war und gewaltige Wassermassen transportierte, bevor ihr während der Eintiefung vom Höhlensystem der Grotta del Bue Marino das Wasser entzogen wurde.

Die Nebenflüsse der Codula de Sisine durchschneiden große Dolinen. Sehr deutlich ist die Doline im Bacu Addas erhalten. Auch dieses Flußsystem tiefte sich nach der Verkarstung ein.

6.4.2. Abbau der Karbonatküste

Die erosiven Phasen erreichten während der großen Regression an der Wende Miozän/Pliozän und während der interpluvialen Meerestiefstände ein Maximum. Dagegen konnte der Abbau der Karbonatküste nur während der Meereshochstände erfolgen.

Wie im Kapitel 2.2.2. gezeigt, ist der Biokarst für die Kalklösung im Einflußbereich des Meers verantwortlich. Für die Abtragsraten geben verschiedene Autoren unterschiedliche Geschwindigkeiten an:

Für die Hohlkehle: KAYE (1959) 1,6 mm pro Jahr; HODGKIN (1964) 1 mm pro Jahr; NEUMANN (1966) 14 mm pro Jahr; RÜTZLER (1975) 0,1-1 mm pro Jahr.

Für das Intertidal: NORTH (1954) 0,25 mm pro Jahr; EMERY (1946) 0,3 mm pro Jahr; SOUTHWARD (1964) 1,5 mm pro Jahr; TRUDGILL (1972) 1-3 mm pro Jahr; KLEEMANN (1973) 0,01 mm pro Jahr horizontal und 0,15-0,4 mm pro Jahr vertikal; NEUMANN (1968) 1 mm

pro Jahr.

Die Hohlkehle des Meereshochstands im Tirreniano II, der letzten interpluvialen Warmzeit, ist am Cliff in 10 m Höhe noch deutlich ausgeprägt. Nach diesem Meereshochstand war für eine biologische Kalklösung an der rezente Hohlkehle ein Zeitraum von fast 20 000 Jahren zur Verfügung. In der dazwischen liegenden Kaltzeit wurde die biologische Kalklösung durch eine Regression unterbrochen. Die rezente Hohlkehle ist selten weiter als 2 m in das Kalkgestein eingetieft. Über ihr sind die Kalke bis zur fossilen Hohlkehle aus dem Tirreniano II nachgebrochen. Bei einer Küstenzurückverlegung von 2 m in 20 000 Jahren wäre ein Wert von 0,1 mm pro Jahr anzunehmen. Dieser geringe Wert ist mit dadurch bedingt, daß der rezente Meeresspiegel nicht konstant auf der gegenwärtigen Höhe der Hohlkehle liegt. Er ist Schwankungen unterworfen, wie eine Hohlkehle in 1 m Tiefe unter dem rezenten Meeresspiegel zeigt.

Nicht nur Meeresspiegelschwankungen verlangsamen den Küstenabtrag, auch der nachbrechende Fels wirkt sich hemmend auf das Fortschreiten der biologischen Korrosion und Abrasion aus. An mehreren Stellen des Cliffs, in besonders großem Ausmaß südlich der Cala Sisine, werden die anstehenden Felsmassen durch herabgefallenen Schutt bedeckt.

Unter Berücksichtigung dieser Umstände ist ein relativ geringer Abtrag von 0,1 mm pro Jahr im Sinn von tatsächlicher Küstenzurückverlegung als realistisch anzusehen. Mit Beginn der Transgression vor 3 Mio. Jahren war diese Karbonatküste biologischer Korrosion und Erosion ausgesetzt, die durch Regressionen während der quartären Kalkzeiten unterbrochen wurden. Nimmt man für die kalkzeitlichen Regressionen insgesamt einen großen Zeitraum von ca. 1 Mio. Jahren an, so bleiben noch 2 Mio. Jahre für die durch Biokarst bedingte Zerstörung der Karbonatküste. Bei einem Wert von 0,1 mm pro Jahr hätte sich die Küste in diesem Zeitraum um ca. 200 m zurückverlegt, so daß an vielen Stellen der Küste, ähnlich wie heute in der Bucht von Cala Gonone die Schichtpakete mit 30° dem Meer zu einfallen, ohne ein Cliff zu bilden. Durch Zurückverlegung des Cliffs wurden viele Höhlensysteme angeschnitten.

Auch das Eindringen des Meers in Karstsysteme ist nachgewiesen. Bei der Unterwasserhöhle südlich der Cala di Luna reicht Brackwasser bis zu 400 m weit in die Höhle. Das spezifisch leichtere Süßwasser verläßt die Höhle im Deckenbereich. Auch im Syphon des mittleren Teils der Grotta del Bue Marino ist die bodennahe Höhlenpartie ständig mit Salzwasser gefüllt. Auch im aphotischen Bereich sind die Wände der Höhle von Bohrmuscheln besiedelt, die durch Biokarst die Höhle erweitern. im Sifone terminale des südlichen Höhlenteils der Grotta del Bue Marino befindet sich ebenfalls Brackwasser. In 1,9 km Entfernung von der Küste sind die Gezeiten des Meers im Syphon wirksam (HASENMAYER).

6.5. Bedeutung der Tektonik für das Alter der Verkarstung

Karsterscheinungen können nicht älter sein als Klufsysteme, denen sie folgen. Die bis heute andauernde Verkarstung orientiert sich, wie im Kapitel 3. festgestellt, an den Rissen B Klüften B und Stylolithen C. Diese Klüfte, Risse und Stylolithen sind tektonisch geöffnet. Sie spiegeln die jüngsten tektonischen Aktivitäten wider. Die Risse A und Klüfte K werden nicht verkarstet.

In den mesozoischen Kalken des Golfo di Orosei sind zwei Hauptkluftrichtungen entwickelt, die Kluftrichtung Nordwest-Südost (ca. $60-30^\circ$) und die Kluftrichtung Nordost-Südwest (ca. 150°). Eine dritte Kluftrichtung hat die Richtung Nord-Süd (ca. 90°). Die beiden Hauptkluftrichtungen liegen im wesentlichen senkrecht auf der mit 30° nach Osten geneigten Schichtung. Nach GANDOLFI (1973) sind die beiden Hauptkluftrichtungen alte Lineamente, die schon im variszischen Untergrund vorgezeichnet sind, und immer wieder aktiviert werden. Diese Richtungen zeigen nicht nur die Klüfte B, sondern auch die Klüfte K. Die Nord-Südrichtung ist alpidisch und wird nur von den Klüften B nachgezeichnet.

Die Aktivierung dieser Lineamente im Tertiär führte zur Bildung der Klüfte B. Nach COCOZZA & SCHÄFER (1972) ist eine solche Aktivierung mit der Rotation des Corso-Sardischen Mikrokontinents im Gegenuhrzeigersinn verbunden. Die gleiche Rotation führten die Tyrrenische Masse und Teile der gegenwärtigen italienischen Halbinsel aus. Die Drift dieser italienischen Platte wurde bewirkt durch gravitatives Gleiten entlang des Osthangs eines Riftsystems, das sich während des oberen Eozäns und des Oligozäns gebildet hatte, und den Corso-Sardischen Kontinent von Südfrankreich abtrennte. Die Rotation erfolgte zwischen dem späten Oligozän und dem frühen Miozän. An der Grenze Eozän/Oligozän führte ein Nordost-Südwest-gerichtetes kompressives Stressfeld zu starker Grabenbruchtektonik und schließlich zur Rotation der Italienischen Platte. Eine Drehung des Hauptstressfelds in Richtung Nordwest-Südost, die zu einer Aufspaltung der Italienischen Platte in die Teilplatten Corso-Sardische Mikroplatte, Tyrrenische Masse und Italienische Halbinsel führte, erfolgte im Neogen. Nach GANDOLFI (1973) folgte auf die Kompression eine Gegenbewegung, die im Golfo di Orosei eine Ausdehnung entlang der Brüche mit Richtung Nordost-Südwest und einer Bewegung entlang der Brüche Nordwest-Südost zur Folge hatte. Den letzten Höhepunkt erreichten die tektonischen Bewegungen an der Grenze Miozän/Pliozän während der Hauptphase der Apenninenüberschiebung.

Die Bildung der Klüfte und Risse B begann ab dem Zeitraum Wende Eozän/Oligozän. Bei starker Kompression entwickelten sich Stylolithen C. Die Schrägstellung der Schichten um 30° erfolgte während der Rotation im Oligozän. Mit dem Einsetzen der Tektonik konnte auch die Verkarstung aktiv werden.

Von den tektonischen Kräften wurden Klüfte geschaffen:

- a) Zugspalten (Trennungsbrüche), die tektonisch geöffnet sind, entwickelten sich senkrecht zur Richtung der kleinsten Beanspruchung.
- b) Scherklüfte (Verschiebungsbrüche) entstanden auf den Flächen der größten Scherung. Sie stellen die tektonischen Bewegungsbahnen innerhalb des kompetenten Kalkgesteins dar. Diese tektonisch nicht geöffneten Scherklüfte sind von Scherzonen umgeben. Innerhalb dieser Scherzonen liegen Fiederspalten, die unter spitzem Winkel zur Scherklüft verlaufen, und den Verschiebungssinn der Schollen ablesen lassen. Neben den Fiederspalten sind innerhalb der Scherzone Risse entwickelt, die parallel zur Scherklüft verlaufen. Sie kreuzen die Fiederspalten in spitzem Winkel. Parallelrisse und Fiederspalten sind meist nur wenige Millimeter voneinander entfernt. Das Kalkgestein wurde durch die Risse zerrüttet, so daß sich isolierte Bruchstücke bildeten, die jenen einer Deformationsbreccie ähneln. Im Gegensatz zu dieser sind die Bruchstücke hier, bedingt durch den spitzen Winkel der Risse zueinander, scharfkantig und plättchenartig dünn. Es liegen Kalksplitter von plättchenartiger Gestalt vor. Die Länge der einzelnen Plättchen beträgt im Durchschnitt 1 cm, die Breite 1 mm.

Wo die Klüft durch Verkarstung erweitert ist, können während tektonischer Bewegungen an den Scherspalten diese Kalkplättchen aus der Klüft ausbrechen und in den Hohlraum gelangen. Hier treten sie als Kalkplättchenbreccie sedimentär auf (Beschreibung in Kapitel 5.3.) Kalkplättchenbreccien sind Anzeichen für tektonische Vorgänge nach der Ausbildung von Karsthohlräumen.

Die tektonischen Vorgänge sind auf die Klüfte B beschränkt. Unter Berücksichtigung der Tektonik kann eine Verkarstung ab dem Oligozän angenommen werden.

DANKSAGUNG

Mein besonderer Dank gilt Herrn Univ.-Prof. Dr. H. MOSTLER (Innsbruck), der mir diese Arbeit ermöglicht hat.

Darüber hinaus danke ich

Herrn Univ.-Prof. Dr. J. SCHNEIDER (Göttingen),

Herrn Univ.-Doz. Dr. H. TRIMMEL (Wien),

Frau Univ.-Ass. Dr. P. PITTAU (Cagliari),

Herrn Univ.-Doz. Dr. W. RESCH (Innsbruck),

Herrn Univ.-Doz. Dr. K. CZURDA (Innsbruck),

Herrn Univ.-Ass. Dr. R. BRANDNER (Innsbruck),

Herrn Dr. D.A. DONOFRIO (Innsbruck),

Frau B. HASENMAYER (Pforzheim),

Herrn J. HASENMAYER (Pforzheim),

Herrn A. NIEMEYER (Schondorf),

Herrn R. ABERHAM (Innsbruck),

Herrn R. BAUMGÄRNTER (Bretten),

Herrn N. LEMCKE (Heidelberg) und

Herrn J. DIEMER (Bretten) für die Unterstützung bei meiner Arbeit.

LITERATURNACHWEIS

- ALVAREZ, W. (1973): Sardinia and Corsica: One microplate or two? - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 1-4, Bologna, 1974.
- ALVAREZ, W. & T. COCOZZA (1973): The tectonics of central-eastern Sardinia and the possible continuation of the Alpine Chain to the South of Corsica. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 5-35, Bologna, 1974.
- ARDITO, D. et al. (1973): Geologia dell'Italia. - Unione Tipografico Editrice Torinese, S. 677-680, 709-712, 839-844, Torino, 1973.
- ASSORGIA, A. et al. (1967): Ricerche speleologiche nel settore costiero compreso fra Cala di Luna e Cala di Ziu Santoru (Golfo di Orosei). - Bollettino, Società Sard. di Uatuneli, S. 1-14, 1967.
- ASSORGIA, A. (1968): Sopra alcuni lembi di Tirreniano fossilifero in grotte Costiero del Golfo di Orosei (Sardegna centro orientale). - Bollettino, Società Sard. di Serenze Uatuneli 3, S. 1-9, 1968.
- ASSORGIA, A. et al. (1968): Nuove conoscenze sulle grotte costiere del settore di Cala di Luna (Dorgali-Sardegna Orientale). Atti X. Congr.int.di studisardi 10, S. 4-26, Cagliari, 1968.
- ASSORGIA, A. & R. GANDOLFI (1975): Il Sopramonte di Orosei e la Gola di Gorropu. Osservazioni stratigrafiche e geomorfologiche sul Mesozoico affiorante, con particolare riguardo al Cretaceo superiore e microfauna planetoniche. - Boll.Soc. Geol.It., 94, S. 1723-1740, Roma, 1977.
- BOCCALETTI, M. & G. GUAZZONE (1973): Il microcontinente sardo come un arco residuo di una sistema arco-fossa miocenico. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 57-68, Bologna, 1974.
- BÖGLI, A. (1961): Kalklösung und Karrenbildung. - Z.f. Geomorphologie, Suppl. 2, S. 4-21, Stuttgart, 1961.
- BÖGLI, A. (1951): Probleme der Karrenbildung. - Geogr. Helv., 6, S. 191-204, 1951.
- BÖGLI, A. (1964): Die Kalklösung, das zentrale Problem der unterirdischen Verkarstung. - Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, S. 77-82, Graz, 1963/64.
- BRINKMANN, R. (1975): Abriß der Geologie, Erster Band: Allgemeine Geologie. - Ferdinand-Enke-Verlag Stuttgart, 11. Auflage, S. 37-41, 135-139, Stuttgart, 1975.
- BRINKMANN, R. (1976): Abriß der Geologie, Zweiter Band: Historische Geologie. - Ferdinand-Enke-Verlag Stuttgart, 10./11. Auflage, S. 295-300, Stuttgart, 1977.
- CAROBENE, L. (1972): Osservazione sui solchi di battente attuali ed antichi nel Golfo di Orosei in Sardegna. - Boll.Soc. Geol.Int. 91, S. 583-601, 1972.

- CHERCHI, A.; MAXIA, C. & A. ULZEGA (1973): Evoluzione paleogeografica del Terziario della Sardegna. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 73-90, Bologna, 1974.
- CHOQUETTE, Ph. & L. PRAY (1970): Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. - Tulsa Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 54/2, S. 207-250, Tulsa, 1970.
- CITA, M.B. (1973): I pozzi profondi perforati nel 1970 nel quadro paleogeografico e geodinamico del Mediterraneo Occidentale. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 91-144, Bologna, 1974.
- COCOZZA, T. & K. SCHÄFER (1973): Cenozoic Graben Tectonics in Sardinia. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 145-162, Bologna, 1974.
- DAVIS, S.N. (1966): Initiation of ground-water flow in jointed limestone. - Nath. Speleol. Bull., Vol. 28, No. 3, S. 111-118, Huntsville, 1966.
- DIENI, J. & F. MASSARI (1964): Il Neogene e il Quarternario di Orosei. - Mem. Soc. Ital. Sc. Nat. Vol. 15, 2, S. 124-141, Pisa, 1964.
- DIENI, J. & F. MASSARI (1971): Scivolamenti gravitari ed accumuli di frana nel quadro della morfogenesi plio-quatornaria della Sardegna centro-orientale. - Mem. Soc. Geol. It., 10, S. 313-345, Pisa, 1971.
- DEMERY, K.O. & C.E. GARRISON (1967): Sea levels 7000 to 20 000 years ago. - Science, vol. 157, n° 3789, S. 684-687, Washington, 1967.
- EWERS, R.O. (1966): Bedding Plane Anastomoses and their relation to cavern passages. - Nath. Speleol. Soc. Bull., Vol. 28, No. 3, S. 133-140, Huntsville, 1966.
- FINETTI, I. & C. MORELLI (1973): L'esplorazione geofisica dell'area mediterranea circostante il blocco sardo-corso. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 213-238, Bologna, 1974.
- FINK, M.H. (1967): Tektonik und Höhlenbildung in den niederösterreichischen Kalkalpen. - Wissenschaftl. Beiheft zur Z. die Höhle, H. 11, LV für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich, Wien 1967.
- FISCHBECK, R. (1976): Mineralogie und Geochemie karbonatischer Ablagerungen in europäischen Höhlen, ein Beitrag zur Bildung und Diagenese von Speleothemen. - N. Jb. Miner. Abh. 126, 3, S. 269-291, Stuttgart, April 1976.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. - Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, S. 295-312, 353-358, Heidelberg, 1978.
- FURREDDU, A. & C. MAXIA (1964): Grotte della Sardegna. - Editrice Sarda Fratelli Fossatoro, S. 1-304, Cagliari, 1964.
- GANDOLFI, R. (1973): Alcune osservazioni sul Golfo di Orosei nel quadro di una geodinamica tirrenica. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 239-244, Bologna, 1974.

- GIGLIA, G. (1973): L'insieme Corsica-Sardegna e i suoi rapporti con l'Appennino settentrionale: rassegna di dati cronologici e strutturali. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 245-276, Bologna, 1974.
- GREILING, L. & W. SIMON (1972): Führer zur Heidelberger Geologischen Exkursion Sardinien 1972.
- HASENMAYER, J. (1977): Endsiphon der Grotta del Bue Marino durchtaucht. - Bericht über neu entdeckte Höhlenteile hinter dem 700 m-Endsiphon. Veröffentlichung in Vorbereitung.
- HERAK, M. & V.T. STRINGFIELD (1972): Karst, Important Karst Regions of the Northern Hemisphere. - Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 1964.
- HOWARD, A.D. (1963): The Development of Karst Features. - Bull. Nat. Speleol. Soc., 25, S. 45-65, Huntsville, 1963.
- HSÜ, K.J. et al. (1973): Late Miocene Desiccation of the Mediterranean. - Nature, Vol. 242, March 23, S. 240-244, London, 1973.
- JACOBY, E. (1978): Zur Geologie des Spannagelhöhlensystems und dessen näherer Umgebung (Zillertal, Tirol). - Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Philosophischen Fakultät der Universität Innsbruck. Veröffentlichung in Vorbereitung.
- JODRY, R.L. (1972): Pore Geometry of Carbonate Rocks. - In: Chilinger et al.: Oil and Gas Production from Carbonate Rocks, S. 35-82, New York, Elsevier 1972.
- JONES, R. (1965): Aspects of the Biological Weathering of Limestone Pavement. - Geol. Assoc., Proc. 76, S. 421-433, London, 1965.
- KETTNER, R. (1959): Allgemeine Geologie 3. - VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, S. 208-321, Berlin, 1959.
- MANZONI, M. (1973): Un'interpretazione dei dati paleomagnetici del Terziario della Sardegna ed alcuni nuovi risultati. - Volume Monografico: Paleogeografia del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 283-296, Bologna, 1974.
- MASSARI, F. (1968): Aspetti sedimentologici in una serie calcarea Titonico-Berriasiana di bassa profondità della Sardegna Orientale. - Mem. Ist. Geol. e Min. Padova, Vol. 16, S. 1-56, Padova, 1967-1968.
- MATTAUER, M. (1973): Une nouvelle hypothèse sur la position de la microplaque corse-sarde avant sa sotation d'age cenozoique. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 297-300, Bologna, 1974.
- MILLIMAN, J.P. & K.O. EMERY (1968): Sea levels during the past 35 000 years. - Science, Vol. 162, n° 3858, S. 1121-1122, Washington, 1968.
- MILLOT, G. (1970): Geology of Clays. - Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, S. 109-134, 193-199, 1970.
- OGNIBEN, L. et al. (1975): Structure Model of Italy, S. 194-198, Ron, 1975.
- PLUHAR, A. & D.C. FORD (1970): Dolomite Karren of the Niagara Escarpment, Ontario, Canada. - Z. f. Geomorphologie, Bd. 14, Heft 4, S. 392-410, Stuttgart, 1970.

- PURDY, E.G. (1974): Reef configurations: Cause and effect. - In: Reef in Time and Space; edited by Leo F. Laporte, California Soc. of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publication 18, S. 9-76, Tulsa, Oklahoma, USA, Febr. 1974.
- SAVELLI, G. & G. PASINI (1973): Nota preliminare sull'età K/Ar di basalti della Sardegna orientale e del canyon sottomarino di Orosei (Mar Tirrenio). - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 321-326, Bologna, 1974.
- SCHNEIDER, J. (1976): Biological and Inorganic Factors in the Destruction of Limestone Coasts. - Contributions to Sedimentology 6, 112 pages, Stuttgart, 1976
- SCHNEIDER, J. (1977): Carbonate Construction and Decomposition by Epilithic and Endolithic Microorganisms in Salt- and Freshwater. - Reprint from Fossil Algae, edited by E. Flügel, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 27, S. 248-260, Heidelberg, 1977.
- SCHREINER, A. (1974): Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1:50 000. - Herausgegeben vom Geol. Landesamt Baden-Württemberg, S. 30-33, Freiburg i. Br., 1974.
- SEEMANN, R. (1973): Die Genese der Pyrite der Karstgebiete der Nördlichen Kalkalpen. - Dissertation zum Erlangung des Doktorgrades an der Philosophischen Fakultät der Universität Wien. Veröffentlichung in Vorbereitung.
- SEGRE, A.G. (1956): Molluschi Marini del Lago Lamamova nella Grotta di Nettuno (Alghero, Sardegna). - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. S. 13, v. 63, S. 14-20, Pisa, 1956.
- SELLI, R. (1973): Appunti sulla geologia del Mar Tirreno. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 327-352, Bologna, 1974.
- SMITH, D.J. & D. MEAD (1962): The Solution of Limestone. - Proceedings of the Speleo. Soc., Proc., 9, 3, S. 188-211, Bristol, 1967.
- SMITH, D.J. & F.H. NICHOLSON (1964): A Study of Limestone Solution in North-West Co. Clare, Eire. - Proceedings of the Speleo. Soc., Proc., 10, 2, S. 119-138, Bristol, 1964.
- STEPHENS, N. & F.M. SYNGE (1966): Land-Sea-Level Changes. In: Pleistocene Geology and Biology, R.G. West, Chapter 8, S. 135-158, 1966.
- TRIMMEL, H. (1965): Speläologisches Fachwörterbuch. - LV für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich, Wien, 1965.
- TRIMMEL, H. (1968): Höhlenkunde. - Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig, 1968.
- VARENTOV, J.M. (1964): Sedimentary Manganese Ores. - Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 1964.
- WALL, J.R.D. & G.E. WILFORD (1966): A comparison of small-scale solution features on microgranodiorite and limestone in West Sarawak, Malaysia. - Z. f. Geomorphologie, Band 10, 4, S. 462-468, Stuttgart, 1966.
- WARDLAW, N.C. (1976): Pore Geometry of Carbonate Rocks as revealed by Pore Casts and Capillary Pressure. - Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 60/2, S. 245-257, Tulsa, 1976.
- ZÖTTEL, J.G. (1974): Karsthydrologie. - Springer-Verlag Wien, New York, S. 1-22. 141-203, Wien, 1974.

TAFELERLÄUTERUNGEN

TAFEL 1

- Foto 1 Klufftkarre - ebene Kalkfläche oberhalb Codula de Sisine.
- Foto 2 Kleine Pitkarren und Split-Groovekarren. Karähnlicher Halbtrichter Cala Gonone.
- Foto 3 Karähnlicher Halbtrichter Cala Gonone. Übersicht.
- Foto 4 Groovekarren an der Wand einer Klufftkarre. Geneigte Kalkfläche Toddeitto, oberhalb Grotta del Bue Marino.

TAFEL 2

- Foto 5 Rillenkarrn am Rand von Klufftkarren bei geneigtem Hang. Südlich Cala Gonone.
- Foto 6 Rillenkarrn am Rand einer Klufftkarre: Die Rillenkarrn bei 70° Hangneigung stehen dichter als die Rillenkarrn bei 30° Hangneigung. Südlich Cala Gonone.
- Foto 7 Rock Pool. Ebene Kalkfläche, Codula Manna.
- Foto 8 Napfkarrn. Karähnlicher Halbtrichter Cala Gonone.

TAFEL 3

- Foto 9 Dünnschliff, karähnlicher Halbtrichter Cala Gonone. Risse und Klüfte unterschiedlichen Alters durchziehen das Gestein. Länge des Bildausschnitts 1,3 cm.
- Foto 10 Steinbruch, karähnlicher Halbtrichter, Cala Gonone. Klüfte K werden von Rissen B gestört.
- Foto 11 Anschliff, Gebiet Codula Sisine. Neben den Rissen B sind Parallelrisse entstanden. An den Rissen B sind die Kalklösungen orientiert. Länge des Bildausschnitts 3,1 cm.

TAFEL 4

- Foto 12 Dünnschliff, Formazione di Dorgali. Der Kern eines Ooids besteht aus Quarz. Ooide und Grundmasse sind umkristallisiert. Länge des Bildausschnitts 2 mm.
- Foto 13 Dünnschliff, F. di Dorgali. Die dunklen mikritischen Ooide bestehen aus Kalzit, dazwischen sind Dolomitekristalle gewachsen. Länge des Bildausschnitts 1,3 cm.
- Foto 14 Pseudokarren auf Basalt in der Grotta del Bue Marino.
- Foto 15 Riefen auf Krusten der Basaltkarren (Trockenrisse nach Probenentnahme). Elektronenmikroskopische Aufnahme 820-fach vergrößert.

TAFEL 5

- Foto 16 Unterwasserstalaktit in Grotta del Bue Marino (Foto B. HASENMAYER).
- Foto 17 Steinbruch, Monte Tuttavista. Karstspaltensedimente aus toniger matrix (Roterden) und Kalkbruchstücken als Komponenten.
- Foto 18 Sedimenterfüllte Höhle in der Gola de Gorropu. Die Schlucht hat sich eingetieft, nachdem die Höhle mit Sediment ausgefüllt war. Höhe des Bildausschnitts ca. 30 m.

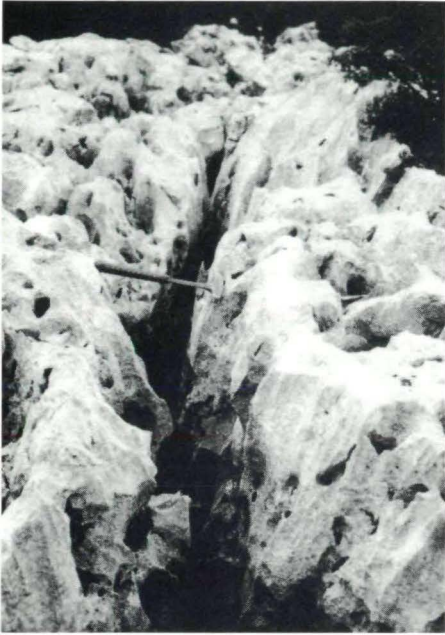
TAFEL 6

- Foto 19 Anschliff, Sediment aus Höhle am Cliff südlich Cala Gonone. Kalkplättchenbreccie. Länge des Bildausschnitts 6,3 cm.
- Foto 20 Steinbruch, karähnlicher Halbtrichter Cala Gonone. Durch Verkarstung erweiterte Kluft K mit marinem Spaltensediment.
- Foto 21 Dünnschliff. Fibröser Sparitsaum und Dripstonezement. Zwischen Muttergestein und marinen Spaltenfüllungen der Klüfte K. Länge des Bildausschnitts 1,3 cm.

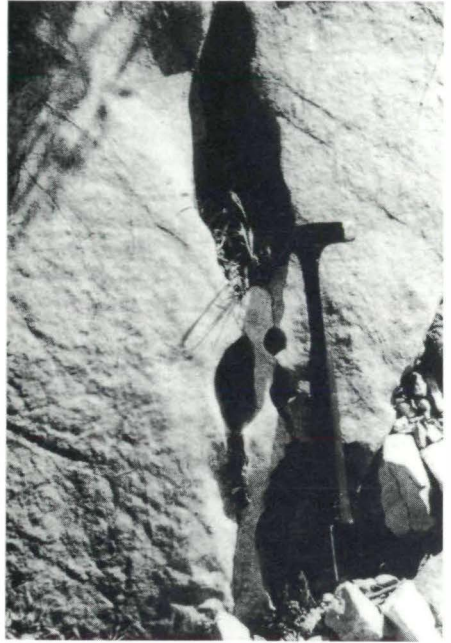
TAFEL 7

- Foto 22 Basalt überlagert Karstrelief. Oberhalb Cala Fuili.
- Foto 23 Cliffküste. Ein kluftgebundener Hohlraum und Höhlensedimente sind aufgeschlossen.

Tafel 1



1



2

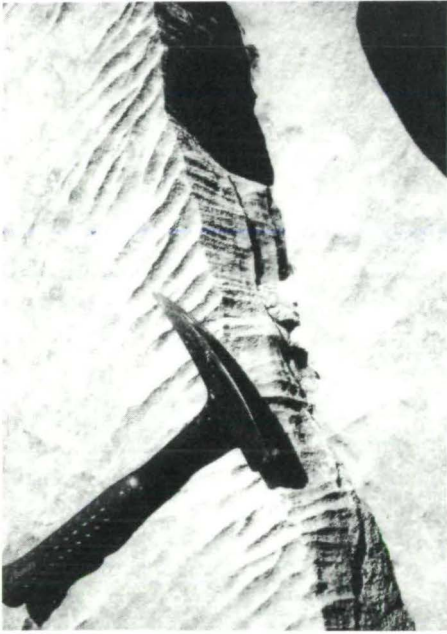


3

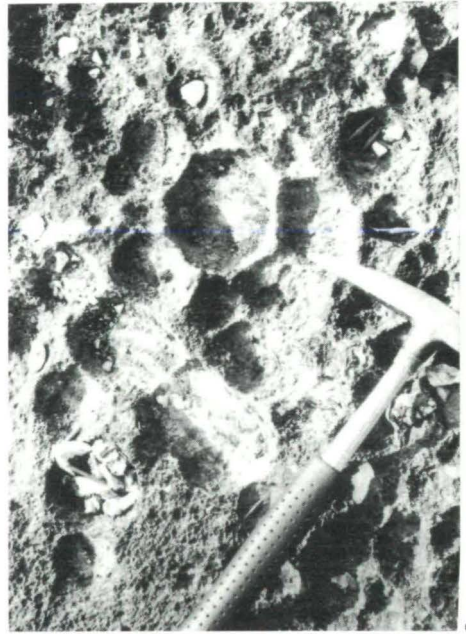


4

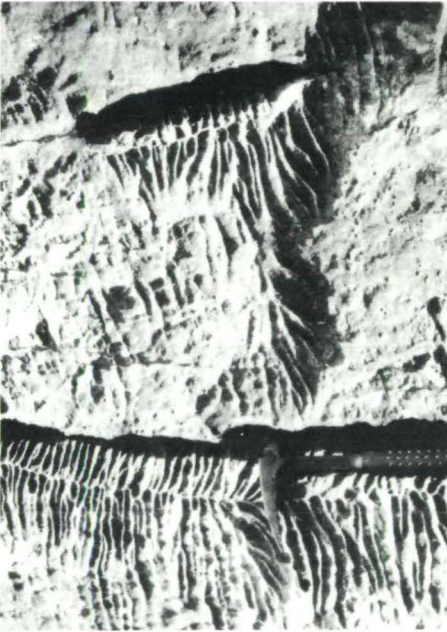
Tafel 2



6



8

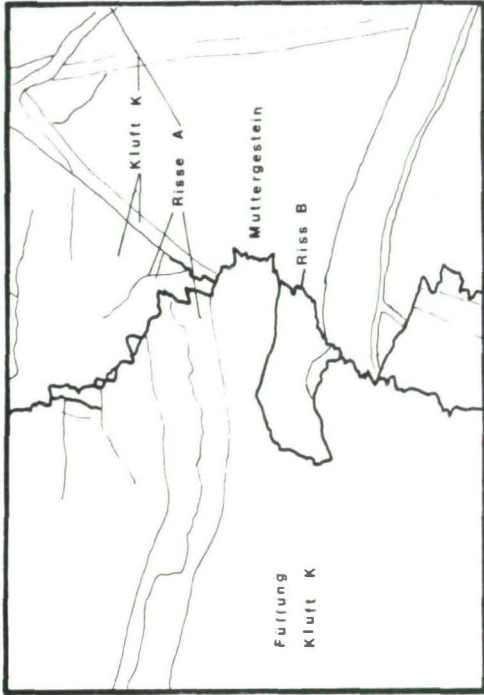


5



7

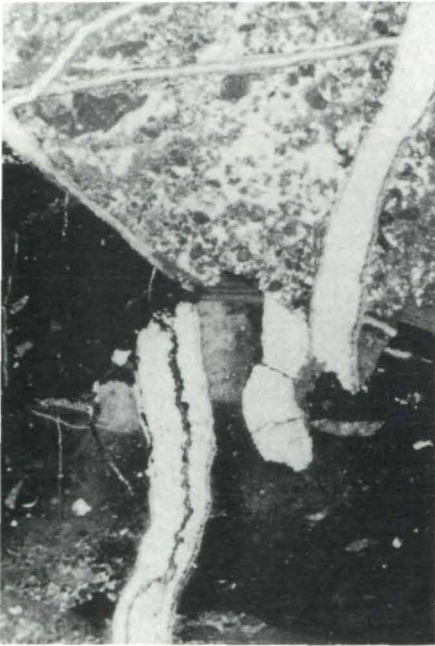
Tafel 3



9



11

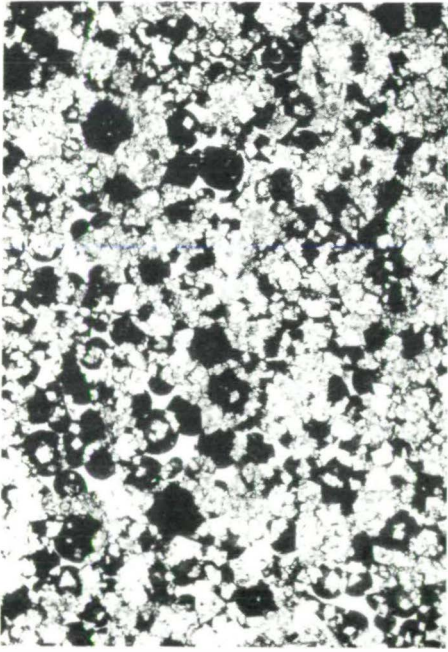


9

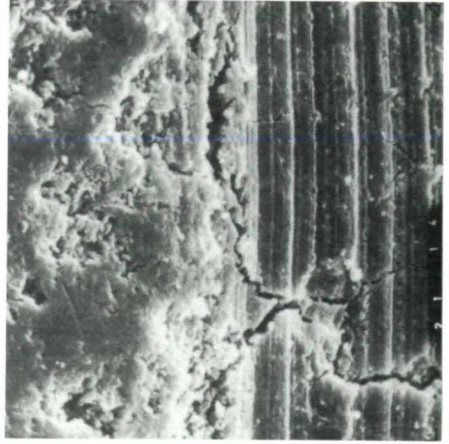


10

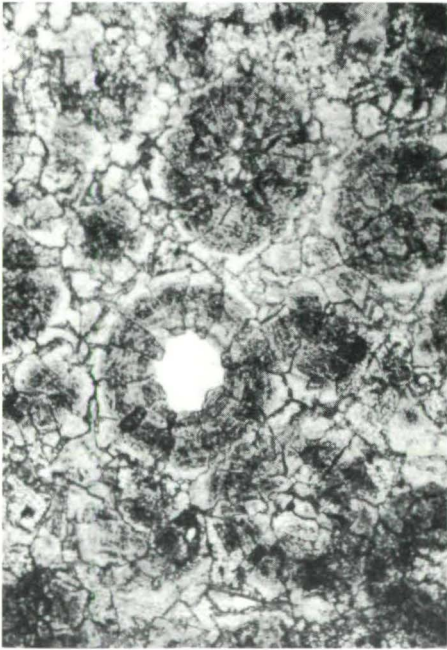
Tafel 4



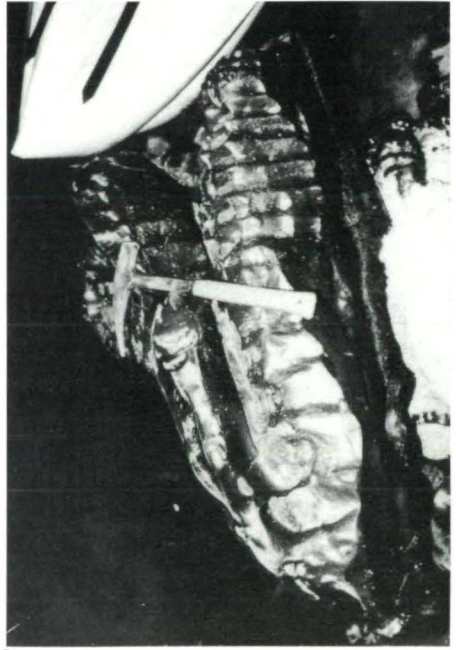
13



15



12

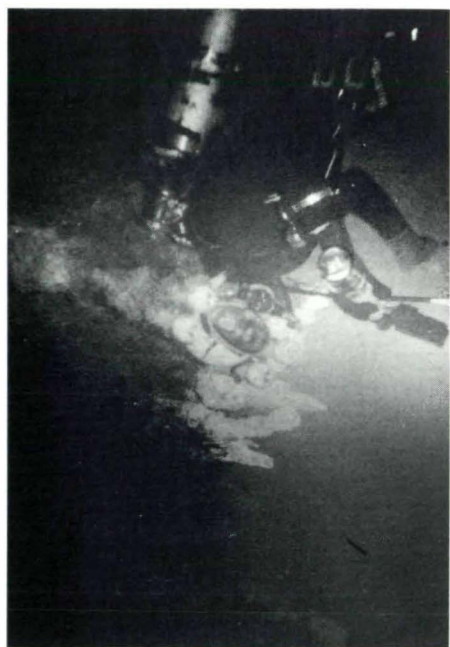


14

Tafel 5



18

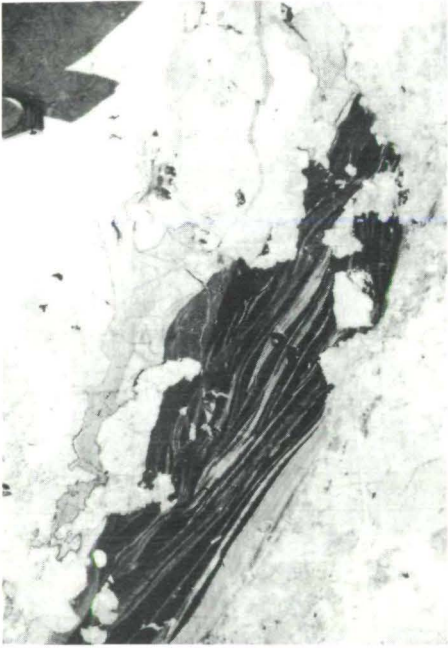


16

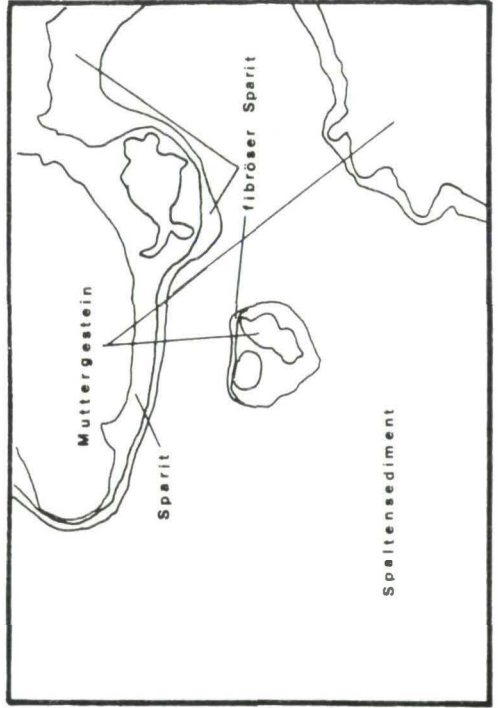


17

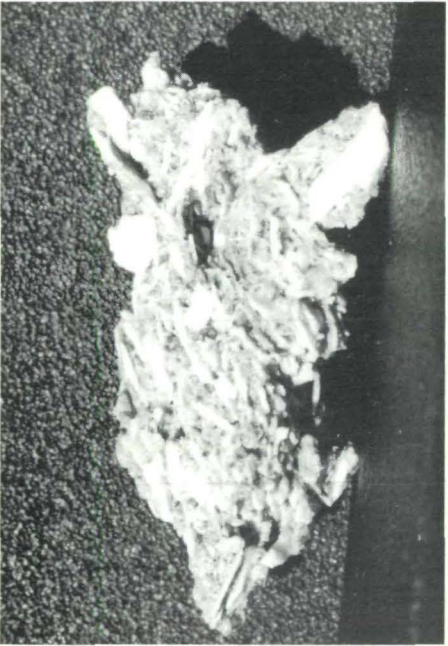
Tafel 6



20



21

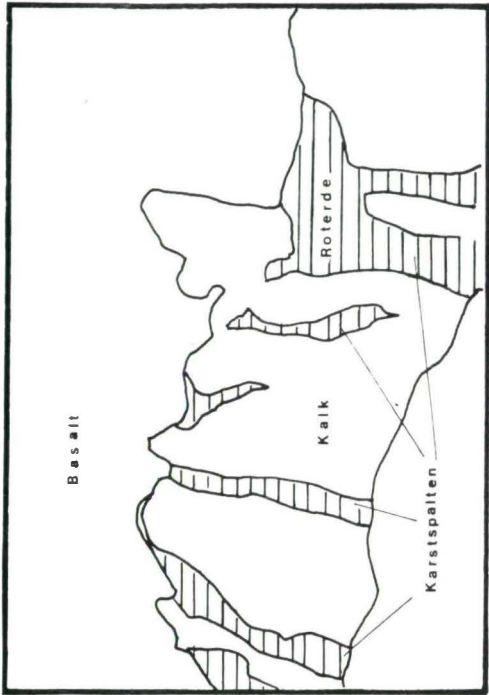


19

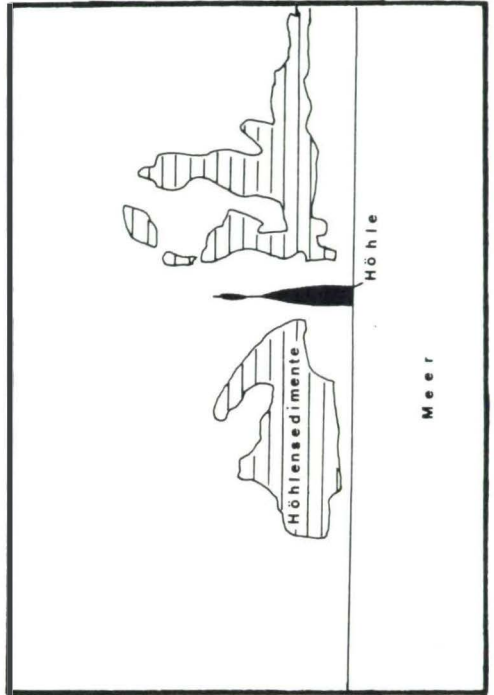


21

Tafel 7



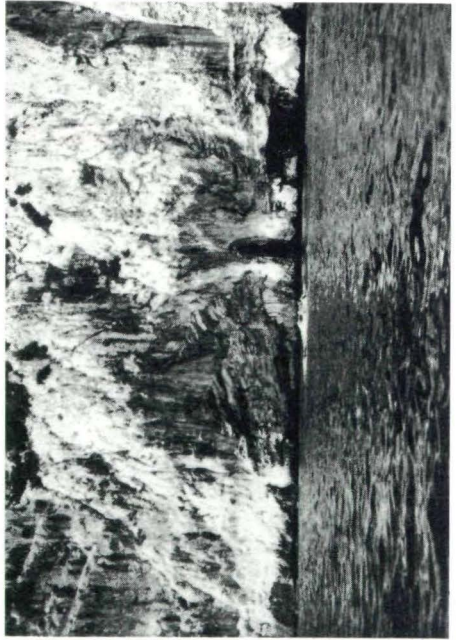
22



23



22



23

Korrekturen

S. 19, 20, 25 und 26 statt BerrasiumBerriasium

S. 19 und 20 statt Ophtalmidium und Nodophtalmidium

Ophthalmidium und Nodophthalmidium

S. 20, 3. Zeile von oben statt TeocholinaTrocholina

S. 25, 2. Zeile von unten statt ..säuresäume