



**5. INTERNATIONALER  
KONGRESS FÜR  
SPELÄOLOGIE  
STUTTGART 1969**

**□ ABHANDLUNGEN**

Verband der Deutschen Höhlen- und Karstforscher e.V., München

---



# ABHANDLUNGEN

Sektion

## Morphologie des Karstes

In Kommission bei der Fr. Mangold'schen Buchhandlung, Blaubeuren

V. Int. Kongr. Speleologie Stuttgart 1969, Abh.	Bd. 1	München 1969
--	-------	--------------

Gedruckt mit Zuschüssen des Bundesministeriums für Bildung und Wissenschaft in Bonn, des Kultusministeriums Baden-Württemberg in Stuttgart und der Vorarlberger Landesregierung in Bregenz.

Herausgeber: Verband der deutschen Höhlen- und Karstforscher e. V., München. Geschäftsstelle: D 744 Nürtingen, Eschenweg 3.

Schreibarbeiten und 2. Korrektur: Übersetzungsbüro G. UPPENBRINK, D 7015 Korntal.

1. Korrektur: H. BINDER, K. E. BLEICH, K. DOBAT, F. FUCHS, A. GERSTENHAUER, O. KOEDER, D. LICHTENSTEIN, G. NAGEL, K.-H. PFEFFER, E. WARTMANN.

Druck: ELMAR WEILER, D 7021 Musberg.

1.	ENGELÉN, G. B.:	Genesis and Transformation of Staircase Karst at Fanes Piccola .....	M 1
2.	WENZENS, G.:	Gipskarstformen im Sontraer Zechsteingebiet .....	M 2
3.	DE GOICOECHEA, N.:	Formas Karsticas de Itxina .....	M 3
4.	COLEMAN, J. C.:	Some Marine and Lacustrine Karst Features in Ireland .....	M 4
5.	MERLAK, E.:	Rapporti di carstificabilità fra le piccole diaclasi (little joints) e le grandi diaclasi (large joints) .....	M 5
6.	Н.А.Горбунова, Г.А.Максимович	ОЗЕРА КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ .....	M 6
7.	TESTAZ, G.:	Caractères morphologiques distinctifs des phénomènes karstiques en Bas Vivarais .....	M 7
8.	MINET, A.:	Hydrogéologie et géomorphologie karstiques du sud de l'Entresambre et Meuse .....	M 8
9.	KIPIANI, SH.:	Principales étapes de l'étude géographique du Karst de la Géorgie et problèmes actuels dans ce domaine .....	M 9
10.	JIMÉNEZ, A.N., PANOS, V. & STELCL, O.:	The Differentiated Development of the Karst of the Cuban Isles and its Causes .....	M 10
11.	DE GOICOECHEA, N.:	El karst de Itxina .....	M 11
12.	CORBEL, J. & MUXART, R.:	Les karsts des régions chaudes .....	M 12
13.	WHITE, W.:	The Appalachian Karst - an Overview .....	M 13
14.	LANG, S.:	Entwicklungsprobleme des tropischen Karstes .....	M 14
15.	AUB, C. F.:	The Nature of Cockpits and other Depressions in the Karst of Jamaica .....	M 15
16.	AUB, C. F.:	Some Observations on the Karst Morphology of Jamaica .....	M 16
17.	FUCHS, F.:	Subsequente Karstwannen in den Venezianischen Voralpen .....	M 17
18.	GROSCHOFF, P.:	Altersfragen der Verkarstung der Schwäbischen Alb .....	M 18
19.	Н.В.Кавришвили:	ЭФФЕКТ СУБТРОПИЧЕСКОГО КЛИМАТА С МУССОННОЙ ТЕНДЕНЦИЕЙ НА РАЗВИТИЕ КАРСТА ГОРНЫХ ВЛАЖНЫХ ЛЕСОВ ГРУЗИИ .....	M 19
20.	GEZE, B.:	Le principe de l'inversion de relief en région karstique .....	M 20
21.	JAKAL, J. & MAZOR, E.:	Grundsätze der typologischen Gliederung des Karstes der Slowakischen Karpaten .....	M 21
22.	MIOTKE, F.-D.:	Der Gipskarst östlich Shamrock, Nordtexas .....	M 22
23.	MERLAK, E.:	Analisi comparata delle deformazioni tettoniche e del carsismo nel settore di Aurisina, Trieste .....	M 24
24.	NICOD, J.:	Sur l'évolution des formes karstiques dans les Dolomies en Provence .....	M 25
25.	BALAZS, D.:	Nusa Barung, eine Karstinsel in der indonesischen Inselwelt .....	M 26
26.	FENELON, P.:	Observations sur l'évolution des versants en roche calcaire .....	M 27
27.	FEZER, F.:	Karbonathaushalt und Verkarstung in circumalpinen Terrassenschottern .....	M 28
28.	URBANI, F.:	Notas preliminares sobre el carso Venezolano .....	M 29
29.	MISTARDIS, G.:	Recherches sur le karst du Nord-Est de l'Attique .....	M 30
30.	WILLIAMS, P. W.:	Cave and Karst Areas in East New Guinea .....	M 31
31.	WILLIAMS, P. W.:	Illustrating Morphometric Analysis of Karst with Examples from New Guinea .....	M 33
31.	KRIEG, W.:	Selchter Hochkarst am Hohen Ifen - ein Beispiel von allgemeiner Bedeutung .....	M 34
32.	PRIESNITZ, K.:	Das Karstrelief des südlichen Harzvorlandes im Lichte neuerer Arbeiten zum System $\text{CaSO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ .....	M 35
33.	MONROE, W. H.:	The Relation of Zanjones to Caves and Rivers in Puerto Rico .....	M 36
34.	DUBOIS, P.:	Sur les karstifications tertiaires et quaternaires du Bas Languedoc .....	M 37
35.	KIPIANI, CH.:	Types et Régions Géomorphologiques du Karst Géorgien .....	M 38
36.	BLEAHU, M. D.:	Sur l'évolution de quelques régions karstiques de la Roumanie .....	M 39
37.	REIFF, W. & STRÜBEL, W.:	Karsterscheinungen im Raume von Stuttgart .....	M 40

Genesis and Transformation of Staircase Karst at  
Fanes Piccola (NW Dolomites, N. Italy)

G. B. ENGELEN (Institute of Earth Sciences, Free University,  
Amsterdam / Netherlands)

Summary:

An area with well-developed staircase karst in an alpine karst region in the southern Alps (NW Dolomites, N. Italy) is described. Its mode of origin and the transformation by minor morphological processes in the Holocene are discussed.

Introduction:

The area of Fanes Piccola in the NW Dolomites in Northern Italy is a fine example of a type of karstic landscape that may be called staircase karst (German: Schichttreppenkarst; French: karst à banquettes structurales). Bögli (1964) described this kind of landscape for the first time in detail from the Märenberg plateau in central Switzerland. He explained it as a result of stripping off the mantle of soil and weathered rocks by glacier action from a previously weathered and karstified limestone area.

This type of karst is best developed in regions with horizontal or gently sloping limestone strata. The slopes of the valleys look like staircases, in which the steps are formed by the bedding planes of the beds (Fig. 1). The staircase karst is characterised by the absence of a sheet of moraine deposits. According to Bögli such moraines disappeared by solution after the glaciation. Occasionally he observed large erratic boulders on a residual pedestal of limestone for which he used the term "corrosion tables" (comparable to glacier tables).

The area of Fanes Piccola is described in some detail in this paper. The processes which tend to modify and destroy the typical features of the staircase karst are discussed as well as the concomitant forms.

Topography and geology of the Fanes Piccola area:

The Fanes Piccola area is situated in the karstic headwater zone of a small creek: the Rio di San Vigilio in the Dolomites.

The staircase karst occupies the central part of the topographic and tectonic basin-like depression of Fanes Piccola, at an altitude of 2000 - 2400 m. The surrounding mountain chains go up to about 3000 m. The outcrops in the central area consist mainly of Liassic limestones. The beds show two predominant ranges of thickness: 35 - 50 cm and 100 - 120 cm. The strata are horizontal or have only a dip of some degrees.

Further details on the geology and geomorphology of the Fanes region are presented by Mutschlechner (1932), Merla (1932), Bevilacqua (1953), and Engelen (1963).

The genesis and forms of the staircase karst:

The Fanes depression is part of an old fluvial valley system. Its origin goes back at least to the Upper Tertiary. The weathering processes in preglacial and interglacial periods disrupted the cohesion of the strata by solution along vertical joints and horizontal bedding planes. Proofs of such processes were found by the author in the comparable nearby Fosses area. Loamy, red-coloured weathering residues are preserved there in deep fissures. During the subsequent stages of glaciation of the area, the mantle of soil and the underlying zone of loose blocks were carried off by the ice. The valley bottom and the slopes were stripped bare down to the fixed, non-weathered bedrock.

The general topographic slope of the valley sides in the staircase karst was measured in many locations around the La Varella settlement. The slope varies between  $18^{\circ}$  and  $45^{\circ}$ . The modal slope frequency is  $31^{\circ}$  -  $32^{\circ}$ , which implies a maximum deviation of  $13^{\circ}$  in both directions. The width of the steps of the staircase karst is mostly  $1/2$  - 1 m, in places it may attain 3 - 5 m on the thick beds of 1.0 - 1.2 m (Fig. 2).

The minor morphological features which were already present just after the retreat of the ice are listed below:

- a) The tapering lower parts of grikes along joints, which went down into the fixed bedrock and which had been preserved.
- b) A veil of moraines with dispersed larger angular blocks of limestone on the bottom and the flat parts of the slopes.
- c) The outcropping upper rims of the limestone beds which had been rounded well by glacial abrasion

The features described under a) and b) have also been described by Bögli for the mentioned Swiss region (see also Haserodt, 1965).

#### The subsequent transformation of the staircase karst:

The staircase karst is attacked in several ways during the postglacial period. The processes and the related forms are briefly discussed below (see for a general schematic drawing Fig. 6).

1. Clints (German: Rillenkarren; French: lapiés à cannelures) form in the rounded upper rims of the thicker beds by direct run-off of precipitation and snow meltwater. The clints have attained a depth of 15 cm and a length up to 1 m (Fig. 3). Their occurrence is mainly restricted to the thick beds.
2. Clints of a shaft type (German: Lochkarren; French: lapiés à puits) come into existence by vegetational action. They are oval to rounded shafts with a maximum diameter of 30 - 40 cm and a maximum depth of 70 cm. Those solutional features are found on the broad flat steps of the staircase karst as well as in the very steep rounded rims of the beds. Small alpine shrubs, grasses and ferns grow at their bottom and they evidently caused the considerable local solution by the production of humic acids and carbon dioxide.
3. The preserved lower parts of clints along joints (German: Klufkarren; French: lapiés à diaclases) were not obliterated by glacial scour on account of their position in the fixed, non-weathered bedrock. These clints or grikes are widened now by solution along the steep sides. The younger, vertical clints within the grikes have very sharp edges and are especially well developed along the upstream side of the grikes, where most of the surficial run-off that is intercepted and caught by the grike flows in. The floors of the larger grikes are often covered with rock fragments, illuvial soils and vegetation.
4. Frost shattering produces locally small, angular rock fragments on bare patches within the grass cover of the steps of the staircase. The fragments range in size from some centimeters to 15 cm, but they are often small. The thin beds are more subjected to this type of desagregation than the thicker ones.
5. A remarkable notch of 5 - 15 cm height and 10 - 30 cm depth was observed along the lower side of many thick limestone beds, and along partings within thicker beds which crop out in the slopes (Fig. 2 and Fig. 3). The formation of this feature may be explained in the following way: Rainwash concentrates water, soil particles and tiny rock fragments in the angles of the steps of the staircase karst. Consequently a moisture reserve is created in an elongate strip at the base of the bed. This moisture attacks the lower side of the adjacent limestone bed along the bedding plane. As soon as a small notch has come into being, the solutional process may continue more easily. The rainwash-flowing over the steep side of the overlying stratum, turns into the ceiling of the notch and then the water drips or flows on the moist and shadowy bottom. Then flakes with an area of 2 - 3 square decimeters and a thickness of 1 - 2 cm get detached in the ceiling of the notch and fall down. This disintegration of the overlying bed takes place under the influence of gravity, sideward infiltration of water along minor bedding planes and vertical micro-joints within the thicker beds, and by frost action. The rock fragments which fall into the moist weathering residue at the bottom of the notch gradually disappear by solution. The notch constitutes a favourable microclimatological zone for vegetation, which in turn promotes further solution by the production of humic acids and carbon dioxide.
6. The veil of small-grained moraine deposits has gradually disappeared by solution and it has been washed away partly since the end of the glaciation. The dispersed large angular blocks of the moraines have been rounded by solution and now have a diameter ranging from 1/2 - 1 m. Those erratic boulders can clearly be distinguished from the younger, larger and angular blocks which are discussed in the next paragraph. The formation of corrosion tables (German: Karrentische; French: tables de corrosion) - as described by Bögli for Switzerland - is not obvious in the Fanes Piccola area.



Fig.1. General view of the staircase karst area of Fanes Piccola in the NW Dolomites in N. Italy. The liassic limestones in front of the stepped slope are dissected along joints. To the left of the La Varella settlement postglacial ponds and peaty deposits fill in the depressions of the topography. The blocky talus cone above it was formed by a huge postglacial rockfall.



Fig. 2. Staircase karst at Fanes Piccola, 500 m NNE of the La Varella settlement. Note the upper rims of the beds which have been rounded by glacial abrasion. The solution notches along the lower side of the beds are visible.



Fig.3. Detail of the staircase karst at Fanes Piccola, 500 m NNE of the La Varella settlement. The glacially rounded upper rims of the beds, and the postglacial solution furrows are visible. A solution notch along the base of the stratum and the zone of desintegration above it are shown.

Fig.4. Break away of three angular blocks of limestone along joints and the underlying bedding plane. The dimensions of the blocks are 200 à 300 x 150 x 120 cm. Note the increase in tilt of the successive blocks. The steps of the staircase karst in the background are sparsely strewn with much smaller and well-rounded erratic limestone boulders.



Fig.5. Sapping of a limestone bank at Fanes Piccola by an interstratal spring in the foreground. Large angular blocks break away and slide downslope on the underlying bedding plane. The surface of sliding is lubricated during part of the year by a thin veneer of ice from frozen spring water. The greatest distance over which one of the blocks moved is 15 m. A pitted microrelief on the bedding plane - due to solution by water of the spring - is visible between the isolated blocks.

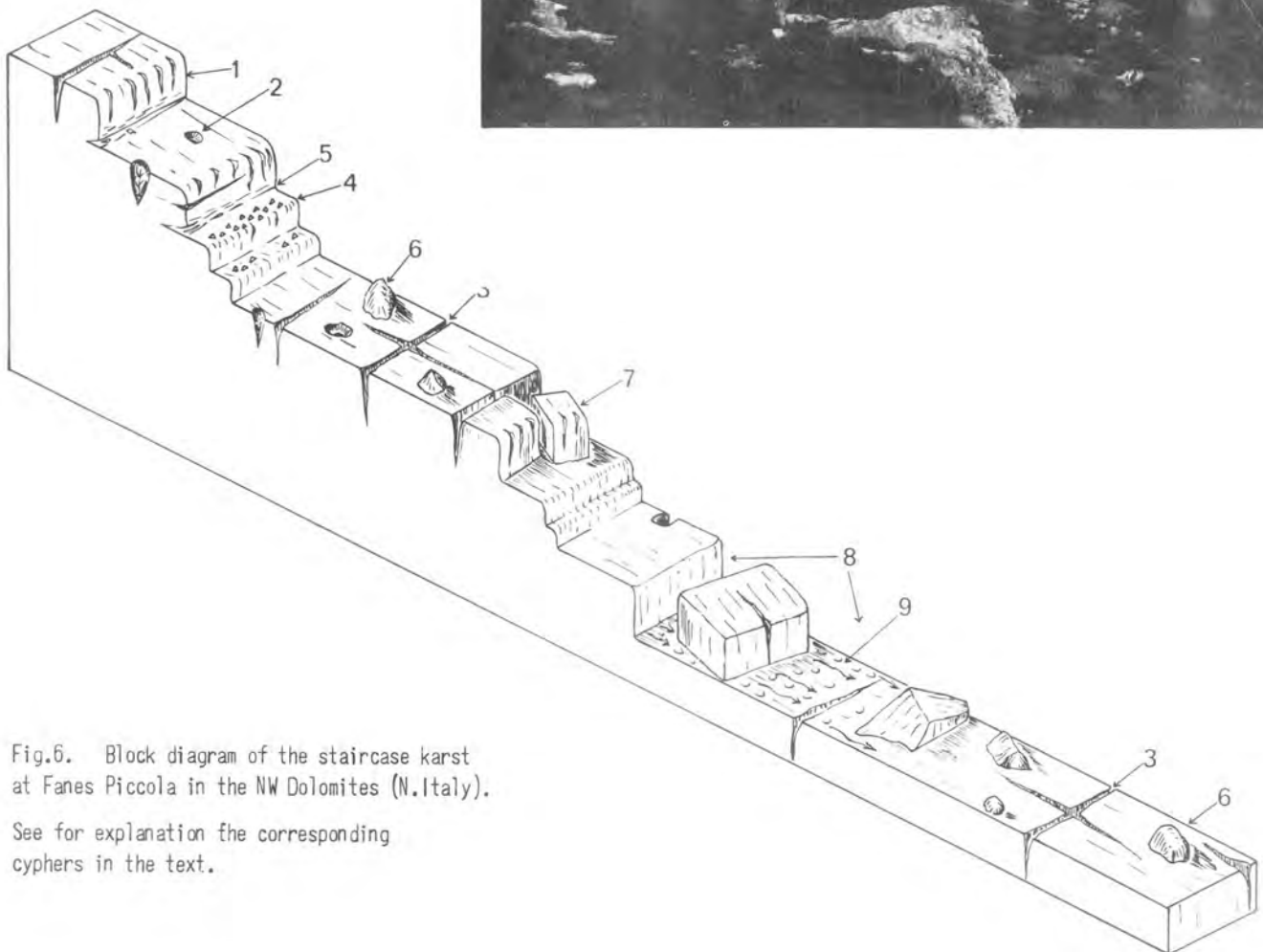


Fig.6. Block diagram of the staircase karst at Fanes Piccola in the NW Dolomites (N. Italy).

See for explanation the corresponding cyphers in the text.



7. The thick strata of the staircase karst locally begin to fall apart in blocks along joints. The blocks which are produced in this way are angular and tumble sideways by gravity. They did not move more than 1-2 m. Fig. 4 shows this process of disintegration where three blocks were separated from the bed and slide away with a successively increasing tilt. The steps of the staircase karst in the background are sprinkled with the smaller, rounder erratic boulders.
8. An example of disintegration of the limestone beds by the action of interstratal springs is shown in Fig. 5. The angular blocks are detached along joints and bedding planes. Now the blocks have moved much farther away from their break-away points than in the foregoing case. The greatest distance covered is 15 m. Sliding of the blocks over thin sheets of frozen water in spring and autumn may explain this.
9. The bedding planes over which interstratal springs flow out show a marked, irregular and pitted microrelief of 1/2 - 3 cm, due to solution.
10. The large depressions in the area are occupied by periodic lakes and ponds and are partly filled with peaty deposits.

### Conclusion:

The area of Fanes Piccola presents a very good example of staircase karst. The overall effects of holocene alterations is fairly small and restricted to minor morphological features.

### References:

- Anonymous (1965)                    Vocabulaire français des phénomènes karstiques. Commission française des phénomènes karstiques (Comité national de Géographie), Ed. Centre Régional d'Équipement et de Documentation Pédagogiques de L'Académie d'Orléans, 75 pp.
- Bevilacqua, E. (1953)                Aspetti morfologici della regione di Fanes. Ricerche sugli aspetti morfologici di territori italiani, no. 1. Centro di studi per la geografia fisica del Consiglio nazionale delle ricerche. Stab. grafico F.lli Lega, Faenza, 66 pp.
- Bögli, A (1964)                        Le Schichttreppenkarst. Un exemple de complexe glaciokarstique. Revue Belge de Géographie, 24 année, Fasc. 1-2, pp. 63-82.
- Engelen, G.B. (1963)                 Gravity tectonics in the NW Dolomites (North Italy). Geologica Ultraiectina 13. Thesis Utrecht, 92 pp.
- Haserodt, K. (1965)                  Untersuchungen zur Höhen- und Altersgliederung der Karstformen in den nördlichen Kalkalpen. Münchner Geogr. Hefte, 27, Verlag Lassleben, Kallmünz-Regensburg, 114 pp.
- Merla, G. (1932)                        Osservazioni morfologiche e tettoniche sugli altipiani ampezzani (Fosses Sennes Fanes). Atti. Soc. Toscana di scienze naturali, Vol. 42, pp. 23-64
- Mutschlechner, G. (1932)             Geologie der Sankt Vigiler Dolomitedn. Jahrb. Geol. Bundesanstalt Wien, 83, 1-2, pp.163-273.
- Trimmel, H. (Red.), (1965)         Speläologisches Fachwörterbuch (Fachwörterbuch der Karst- und Höhlenkunde). Landesverein für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich. Wien, 109 pp.

## Gipskarstformen im Sontraer Zechsteingebiet

GERD WENZENS (Darmstadt / Bundesrepublik Deutschland)

### Summary

These infundibular depressions, which suddenly arise from caving-in at the surface and mostly come into existence by extraction of salt or gypsum in the underground belong to the karst forms of gypsum in the upper permian region of Sontra and were particularly examined. The questions of demarcation against similar features, conditions of origin, distribution, development of these forms and conditions of the solution stood in the centre.

From the moment of sagging down till the formation of a "form of rest" (a bowl-shaped, dish-shaped feature) with almost all features of the examined region several stages of development were run through.

Thus form, deepness and dimensions mainly depend on the following factors: Age of the sag down, thickness of the solved gypsum strata in the underground, distance between buddle of extraction and surface, morphological nature of upper strata and morphological form of the surroundings.

### Zusammenfassung

Von den Gipskarstformen des Sontraer Zechsteingebietes wurden die Erdfälle näher untersucht. Im Mittelpunkt standen die Fragen der Abgrenzung gegenüber anderen Hohlformen, der Entstehungsbedingungen, der Verbreitung, der Formentwicklung und der Lösungsbedingungen.

Vom Zeitpunkt des Einbruches bis zur Bildung einer "Ruheform" (Erdfallschüssel, Erdfallschale) wurden bei fast allen Erdfällen des Untersuchungsgebietes mehrere Entwicklungsstadien durchlaufen. So hängen Form, Tiefe und Größe eines Erdfalles im wesentlichen von folgenden Faktoren ab: Alter des Einbruchs, Mächtigkeit der gelösten Gipsschichten im Untergrund, Abstand zwischen Auslaugungsherd und Tagesoberfläche, morphologische Beschaffenheit der Deckschichten und morphologische Form der Erdfallumgebung.

Ist erst einmal ein Auslaugungsherd eingestürzt, so führt die vermehrte Wasserzufuhr durch den Erdfallmund oft zu einer vollständigen Gipsauslaugung im Bereich der Kluft oder unterirdischen Entwässerungsader. Bei vielen Erdfällen können deshalb mehrere Nachsackungsphasen unterschieden werden, die ebenfalls die Formentwicklung beeinflussen.

Eine der charakteristischen Eigenschaften der Erdfälle ist ihr schwarmartiges Auftreten. Es sind meist 4 bis 7 Erdfälle, die mit einem Durchmesser zwischen 5 und 50 Meter dicht zusammenliegen. Bei den riesigen Erdfallketten westlich Reckensüß, nördlich Heyerode und südlich Gut Boxerode handelt es sich um mehrere ursprünglich isolierte Einbrüche, die durch Abtragung der Erdfallwände zu einem Komplex zusammengewachsen sind.

Über das Alter der einzelnen Erdfälle lässt sich nur wenig aussagen; es handelt sich durchweg um jüngere Formen, da ältere Erdfälle meist durch Löss und Solifluktion aufgefüllt oder an das oberirdische Entwässerungsnetz angeschlossen sind.

Die Gipslösungsfähigkeit des Grundwassers ist, wie Quellenuntersuchungen und Laborversuche zeigten, unabhängig von der Menge der bereits gelösten Ca- und Mg-Ionen des Platten- oder Hauptdolomites. Die Höhe der Sulfathärte hängt ausschliesslich von der Dauer des Lösungsvorganges ab. Die Gipsauslaugung ist deshalb dort am intensivsten, wo der Ältere Gips über der lokalen Erosionsbasis ansteht. Auslaugungsherde können zwar auch unterhalb des Grundwasserspiegels liegen. Dies ist jedoch die Ausnahme, wie die wenigen Einbrüche im Raum Seifertshausen zeigen.

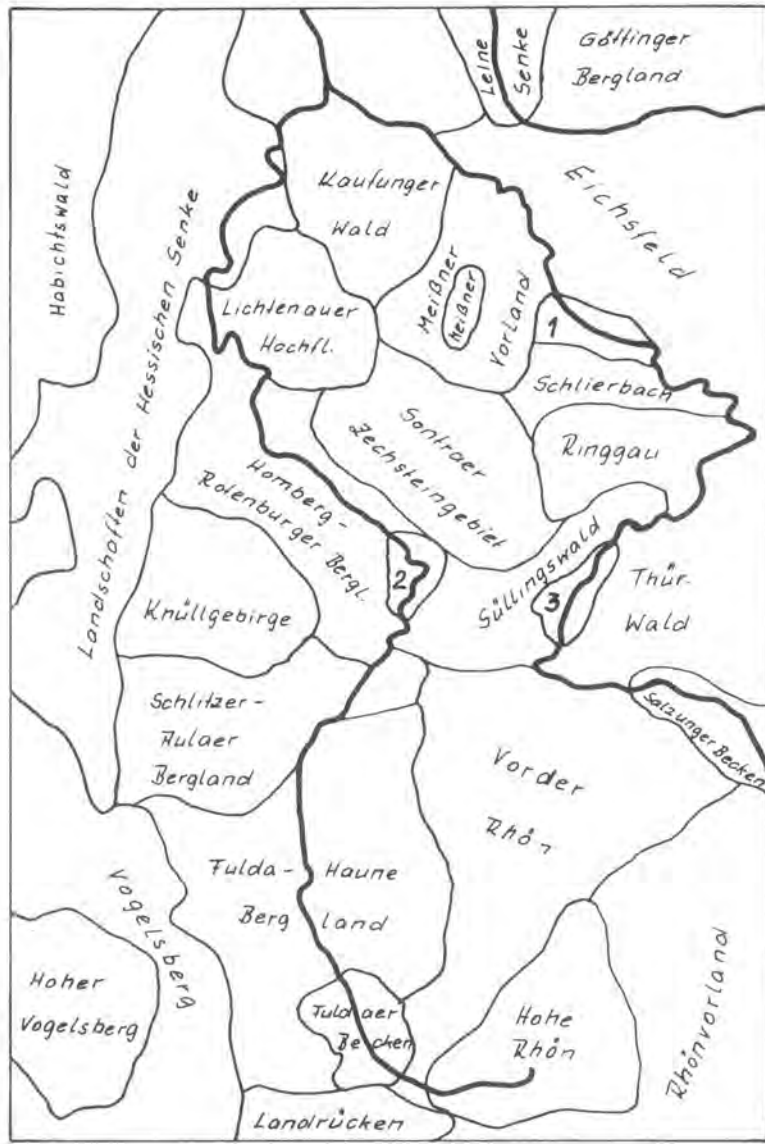


Abb. 1: Landschaftsgliederung des Niederhessischen Berglandes (nach J. Wagner 1951).

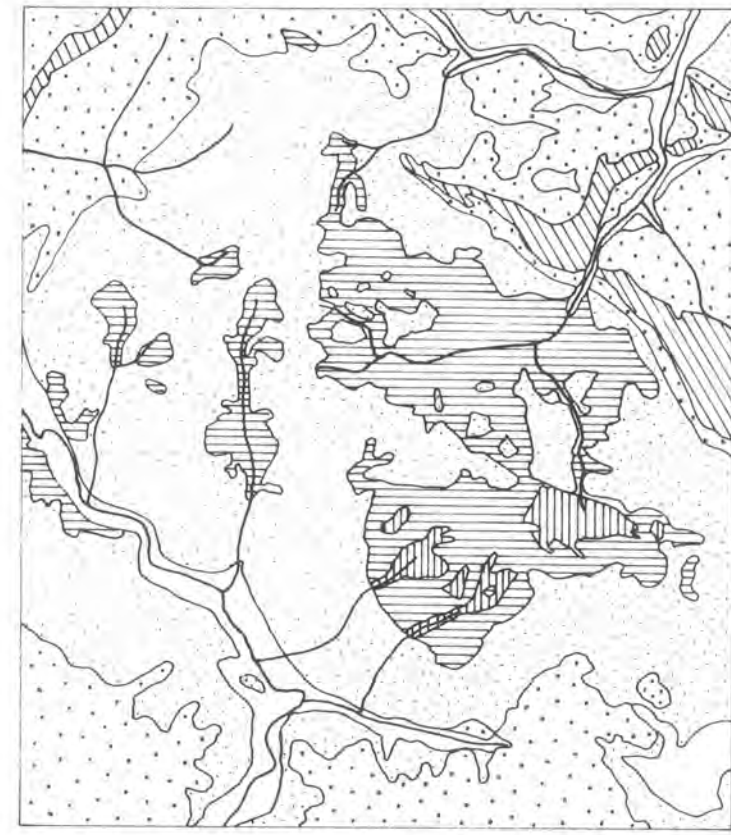


Abb. 2: Geologische Karte des Sontraer Zechsteingebietes (Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1:200 000 Blatt 112 und Blatt 126).

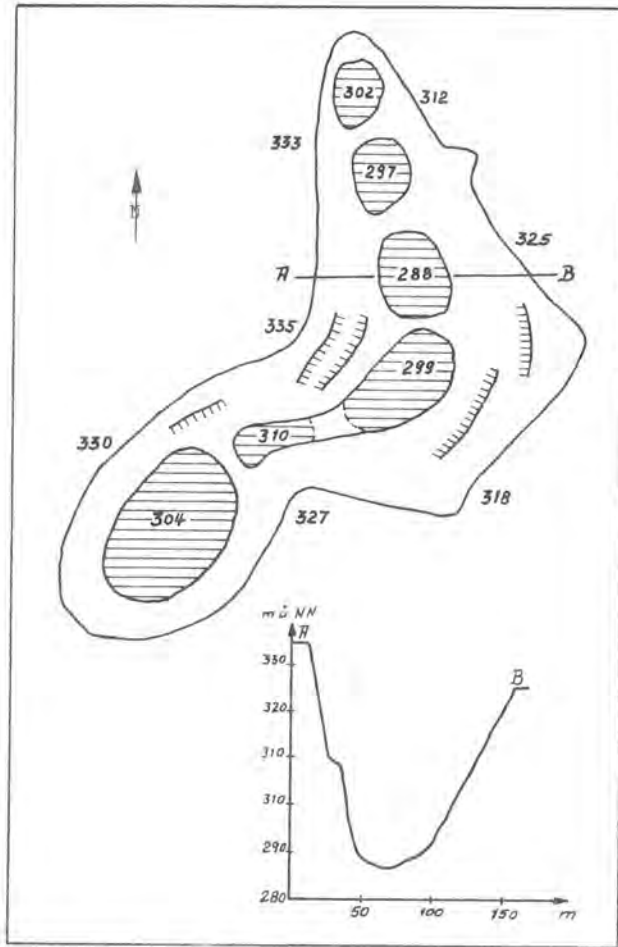


Abb. 3: Erdfallkette westlich Rockensüß

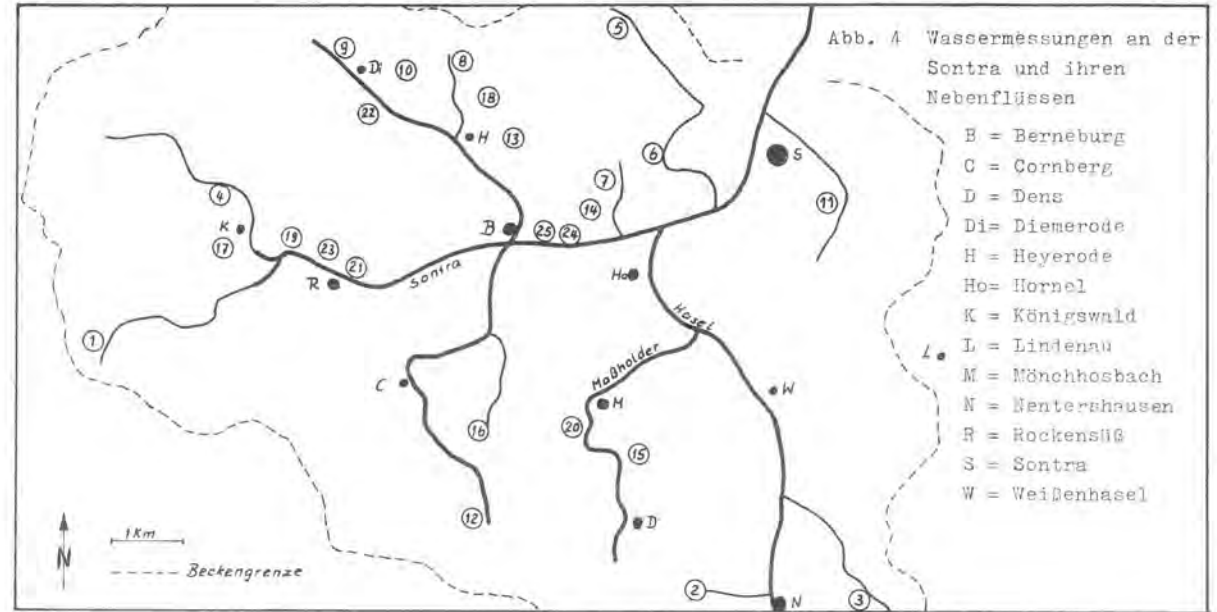
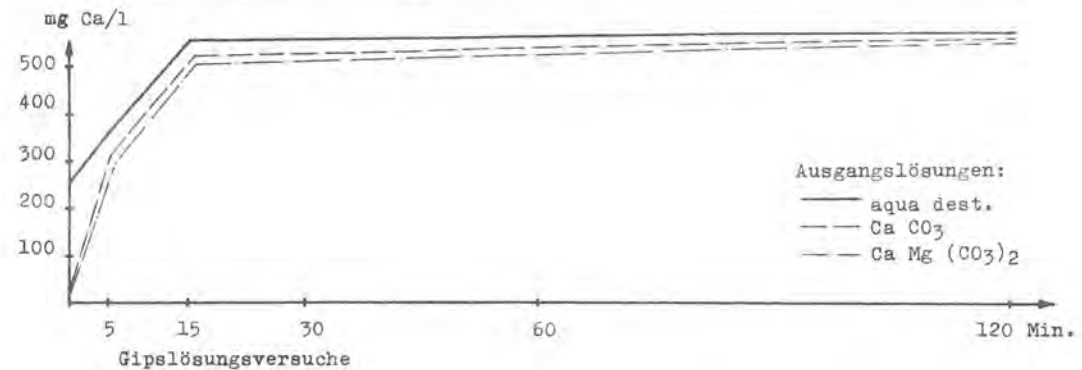


Abb. 4 Wassermessungen an der Sontra und ihren Nebenflüssen

- B = Berneburg
- C = Cornberg
- D = Dens
- Di = Diemerode
- H = Heyerode
- Ho = Hornel
- K = Königswald
- L = Lindenu
- M = Mönchhosbach
- N = Nentershausen
- R = Rockensüß
- S = Sontra
- W = Weißenhasel

Zum Abschnitt: 5. Lösungsfragen

	Ausgangs- lösung mg Ca/l	Zusatz 2,4 g Gips	1-2 Min. mg Ca/l	5 Min. mg Ca/l	15 Min. mg Ca/l	30 Min. mg Ca/l	60 Min. mg Ca/l	120 Min. mg Ca/l
aqua dest.	-		250	360	565	570	575	578
Ca CO <sub>3</sub>	22,7		-	325	535	550	565	572
Ca Mg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	15,1			290	515	530	555	568



Ausgangslösungen:  
 — aqua dest.  
 — Ca CO<sub>3</sub>  
 — Ca Mg (CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>

Zwischen der Fulda im Westen, der Werra im Osten, der Rhön im Süden und dem Meißner im Norden treten innerhalb einer flachwelligen Triaslandschaft die Ablagerungen des Perms mehr oder weniger weiträumig an die Oberfläche. Sie erzeugen innerhalb der Buntsandsteinlandschaft des Richelsdorfer Gebirges, des Sontraer Hügellandes und der Spangenberg Hügellanden ein abwechslungsreiches Relief, das durch die unterschiedliche Gesteinsbeschaffenheit und morphologischen Eigenschaften der Zechsteinformation hervorgerufen wird. In der geologischen Literatur wird dieses Gebiet deshalb auch Richelsdorfer-, Sontraer- und Rötener Zechsteingebirge benannt. Eine Unterteilung dieser Landschaft in drei verschiedene "Gebirge" ist jedoch keineswegs geographisch gerechtfertigt, und so hat J. Wägenar (1951; 90) in seiner Landschaftsgliederung Hessens (Abb. 1) die Permorkommen zwischen der Fulda im Westen und dem Sontraer Graben im Osten als Sontraer Zechsteingebiet zusammengefasst.

Die Zechsteinformation setzt sich in diesem Raum aus folgenden Gesteinen zusammen:

Obere Abteilung	( Untere Letten
	( Plattendolomit
	( Obere Letten
Mittlere Abteilung	( Hauptdolomit
	( Ältere Gips
Untere Abteilung	( Zechsteinkalk
	( Kupferschiefer
	( Zechsteinkonglomerat

Im Untersuchungsgebiet sind keine Zechsteinsalze erhöht, salzführende Schichten sind aus dem nördlichen Rhönvorland bekannt. Die ursprüngliche und die heutige Grenze des Salzlagers stimmen jedoch keineswegs überein, da ein Grossteil des Salzes durch Auslaugungsvorgänge verschwunden ist. Die primäre Ablagerungszone stimmt nach G. Richter (1941) ungefähr mit der Hochfläche des Richelsdorfer Gebirges überein. Wie die Untersuchungen G. Richters zeigten, kam es im nördlichen Sontraer Zechsteingebiet während des Zechsteins vorwiegend zur Ausscheidung von Anhydrit, Gips und Kalken, während im Süden gleichzeitig Salze und Tone abgelagert wurden.

So lassen sich zwei verschiedene Zonen innerhalb des Sontraer Zechsteingebirges unterscheiden:

- a) eine primär salzfreie Zone im Norden und
- b) ein durch Salzauslaugung hervorgerufener Salzhang im Süden.

Auch morphologisch weisen die einzelnen Zechsteinareale einen unterschiedlichen Formenschatz auf. Während der südlich der Richelsdorfer Sattelachse auftretende Zechstein eine allmählich von 400 m ü NN auf 340 m ü NN abfallende Fläche bildet, die von mehreren Bächen durchzogen wird, sind die westlichen Zechsteininseln bei Seiferthausen nur kleinräumig im Bereich der tief eingeschnittenen Flüsse freigelegt worden und treten als flach abfallende Talhänge in Erscheinung. Dagegen stellt das Zechsteingebiet im Raum Sontra einen zusammenhängenden Komplex dar, dem einzelne Buntsandsteinkuppen aufgesetzt sind (Abb. 2).

### 1. Auslaugung und Verkarstung

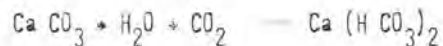
Böhrerergebnisse und Grubenaufschlüsse haben gezeigt, dass in der mittleren Zechsteinformation des Sontraer Zechsteingebietes ein zusammenhängender, durchschnittlich 45 Meter mächtiger Anhydrit-horizont ausgebildet ist, der nach Zutritt von Wasser in Gips übergeht. Vielfach ist der Anhydrit durch Wasseraufnahme schon in grossen Tiefen in Gips umgewandelt. Die Hydratisierung ist mit einer Volumenzunahme von 62% verbunden (H. Weber, 1952; 65).

Liegt die Umwandlungstiefe nur wenig unter der Tagesoberfläche, so wird der Übergang von Anhydrit zum Gips durch eine Aufwölbung der hangenden Schichten erkennbar. Es entstehen dann die sog. Gipsquellkuppen. Sie sind meist nur wenige Meter hoch, da gleichzeitig mit der Hydratation eine Gipslösung einsetzt (vgl. H. Weber, 1952, R. Hundt, 150 u.a.).

Der Einfluss des Gipses auf die Oberflächengestaltung kommt im Sontraer Zechsteingebiet weniger im Aufpressen und Zutagetreten der Schichten als in der lokalen Auslaugung dieser Formation zur Geltung.

Unter Auslaugung ist nach H. Weber "die Fortführung löslicher Verbindungen aufgrund eines einfachen Lösungsvorganges, unter Umständen, wie beim Kalziumsulfat nach vorausgegangener Hydratation, durch das unterirdische und das Oberflächenwasser" (H. Weber, 1952; 63) zu verstehen.

Im Gegensatz zur Auslaugung, die sich durch eine einfache Auflösung auszeichnet, stellt die Verkarstung einen chemischen Prozess dar, dessen Ablauf sich in der bekannten Gleichung



ausdrücken lässt. Die chemische Reaktion ist recht kompliziert und die obige Gleichung bildet lediglich die Summe von Teilreaktionen (A. Gerstenhauer und K. Pfeffer, 1966; 2).

Der durch Auslaugung von löslichen Gesteinen und den Verkarstungsprozess geschaffene Formenschatz weist keine völlige Übereinstimmung auf. Da zu ihrem Ablauf unterschiedliche Bedingungen erforderlich sind und es erhebliche gesteinsbedingte Modifikationen gibt, ist eine Trennung zwischen Gipsauslaugung und Verkarstung durchaus berechtigt und angebracht.

Berücksichtigt man ferner die erheblich voneinander abweichenden Lösungsgeschwindigkeiten, die sich im Formenschatz mannigfach widerspiegeln, so ist es ratsam, eine grundsätzliche Unterscheidung zwischen dem Verkarstungsprozess der Karbonate und der Auslaugung der Salze vorzunehmen.

Obwohl im Sontraer Zechsteingebiet bei den löslichen Oberflächengesteinen die Kalke und Dolomite bei weitem vorherrschen, sind die in Erscheinung tretenden Karstformen fast ausschliesslich Auslaugungsformen. Das Sontraer Zechsteingebiet stellt so ein typisches Gipskarstgebiet dar, das sich vielfach von den Karstlandschaften der Kalke und Dolomite unterscheidet. Es findet zwar auch eine Kalklösung statt, entscheidend für den Karstformenschatz ist allein die Gipsauslaugung.

## 2. Definition und Abgrenzung der Erdfälle

Im Unterschied zu den an der Tagesoberfläche gebildeten Gipskarstformen, die an den Ausstrich der Schichten gebunden sind, finden die durch unterirdische Gipsauslaugung an der Oberfläche verursachten Veränderungen vorwiegend in den hangenden Schichten des Gipses statt.

Im Sontraer Zechsteingebiet sind es vor allem die Erdfälle, die darauf hinweisen, dass es sich hier um ein Gipskarstgebiet handelt. Diese Einbrüche heissen im Volksmund Kutten oder Kauten und werden in der Literatur oft als Einsturz- oder Nachsackungsdolinen bezeichnet. In jüngeren morphologischen Arbeiten, die sich mit diesen Formen auseinandersetzen, wird zwar der Begriff "Erdfall" angewendet, doch wird meist auf eine Abgrenzung gegenüber anderen Hohlformen verzichtet.

Um Missverständnisse zu vermeiden, verstehe ich im folgenden unter Erdfall "eine an der Oberfläche plötzlich durch Einsturz entstehende trichter- bis schachtartige Vertiefung, die durch Einsturz der (meist) durch Auslaugung von Salz oder Gips entstandenen Hohlräume im Untergrund zustandekommt." (Fachwörterbuch für Karst- und Höhlenkunde, 1965; 22). R. Goedecke (1966) rechnet die Erdfälle, die in seinem Untersuchungsgebiet z.T. im Muschelkalk vorkommen, zum unterirdischen Karstphänomen (55, 56). Legt man jedoch die Definition Katzers zugrunde, der unter dem unterirdischen Karstphänomen die Lösung von Kalkgestein oder Gips unter unlöslichen Gesteinen verstand (vgl. A. Penck, 1924; 176), so können nicht alle Erdfälle des Untersuchungsgebietes diesem Begriff zugeordnet werden, da einige der Einbrüche in den ebenfalls löslichen hangenden Schichten des Gipses ausgebildet sind.

Aber auch die Bezeichnung Oberflächenkarst für jene Formen im Hauptdolomit ist nicht zutreffend, da sie durch Auslaugung des Gipses im Untergrund hervorgerufen wurden.

Deshalb sollen im folgenden für alle abgeschlossenen Senken, die durch Lösung des Gipses im Untergrund entstanden sind, der Oberbegriff Gipskarstforman eingeführt werden, in den auch die an der Tagesoberfläche im Gips ausgebildeten Karstformen einbezogen werden.

Diese mehr theoretischen Überlegungen zeigen, dass eine Unterscheidung zwischen Karstformen des Gipses und der Karbonate angebracht ist, da die Begriffe Oberflächenkarst, unterirdischer Karst und bedeckter Karst nicht ausreichen, die wesentlichsten Unterschiede der Karstformen und die Ursachen ihrer Entstehung zu beschreiben.

Von den Gipskarstformen des Sontraer Zechsteingebietes wurden die Erdfälle näher untersucht. Der Vorgang, der zur Bildung eines Erdfalles führt, ist wiederholt beschrieben worden und wird deshalb nur kurz zusammengefasst (vgl. H. Seedorf, 1955; 26 und R. Goecke, 1956; 62).

An Störungslinien und Klüften dringt das Niederschlagswasser in grösseren Mengen in die Tiefe. Trifft es dort auf die leichtlöslichen Gipse, so setzen Lösungsvorgänge ein, die eine Vergrößerung der Kluft zur Folge haben. (Der Einfluss der hangenden Dolomite und Kalke auf die Gipsauslaugung wird im Abschnitt 5 untersucht.) Hat der Hohlraum ein bestimmtes Ausmass erreicht, so stürzen die hangenden Schichten ein. Da zahlreiche Erdfälle im Buntsandstein ausgebildet sind, ist eine geringe Deckschichtenmächtigkeit nicht erforderlich.

Im Gegensatz zu den Lösungsdolinen des Karstes, deren Formen auf lange Zeit unverändert bleiben, ist die Gestalt eines Erdfalles vom Zeitpunkt des Einbruches an einem raschen Wandel unterlegen.

Das Sontraer Zechsteingebiet ermöglicht durch die Vielzahl der jungen Einbrüche, die allmähliche Umgestaltung zu verfolgen. Obwohl im Arbeitsgebiet günstige Voraussetzungen für die Aufnahme der Formentwicklung bestehen, sind die Gipskarstformen des Sontraer Zechsteingebietes in der Literatur bisher kaum erwähnt worden. Der einzige, in verschiedenen Schriften genannte Erdfall ist der bereits 1840 von Althaus vermessene "Denser Landsee", der sich durch seine Wasserbedeckung von den übrigen Hohlformen unterscheidet.

Nicht immer ist es einfach, einen Einbruch als Erdfall anzusprechen, denn Hohlräume können im Gelände auf mannigfache Weise entstehen. Es ist deshalb erforderlich, die Erdfälle von den übrigen Senken des Sontraer Zechsteingebietes, die durch natürliche oder anthropogene Faktoren hervorgerufen wurden, abzugrenzen.

1. Die Möglichkeit, dass Verstürze im Sontraer Zechsteingebiet durch die rage Bergbautätigkeit verursacht worden sind, konnte für weite Gebiete, vor allem für den nördlichen Teil, wo die Mehrzahl der Erdfälle kartiert wurde, ausgeschlossen werden. Dagegen blieben die in der Nähe der Schachtanlagen des Richelsdorfer Gebirges befindlichen Hohlräume ausserhalb der Betrachtung, da es sich nicht immer feststellen liess, ob es sich bei den Absackungen durch anthropogene Faktoren oder durch natürlichen Versturz verursachte Formen handelt.

2. Von den plötzlich einbrechenden Erdfällen sollen auch die Sackungserscheinungen unterschieden werden. Diese stellen allmählich absinkende Hohlformen dar, die auf eine mehr flächenhafte Gipsauslaugung mit einer gleichzeitigen Senkung der hangenden Schichten beruhen. Sie weisen im Gegensatz zu älteren Erdfällen, die durch Solifluktion und Löss aufgefüllt wurden, nur eine dünne Bodendecke auf, die der nicht abgesunkenen Umgebung in Mächtigkeit und Zusammensetzung entspricht. Sie sind durch den geringen Abstand zwischen Auslaugungsherd und Tagesoberfläche bedingt und kommen ausschliesslich auf flach abfallenden Flächen des Hauptdolomites und der Letten vor. Die Neigung ihrer Böschungswinkel ist im Unterschied zu Erdfällen nur gering, meist unter  $10^\circ$ . Diese flachen Hohlformen sind meist nur ein bis zwei Meter tief und unterscheiden sich deshalb von den Erdfällen recht deutlich.

Bei diesen Formen kann es sich nicht um Lösungsdolinen handeln, da der unter einer Bodendecke anstehende Kalk keine Lösungsspuren aufweist, und oft ein stufenloser Übergang vom Hauptdolomit zu den Unteren Letten vorhanden ist.

Fusshöhlen, unterirdische Gewässerwadern und Nischen im Dolomit konnten zwar oft beobachtet werden, sie sind jedoch nur kleinräumig ausgebildet, da sie der Konkurrenz mit der Gipsauslaugung infolge der grossen Gipslöslichkeit unterliegen.

3. Von diesen abgeschlossenen flachen Hohlformen sind jene Sackungserscheinungen zu unterscheiden, die im Oberflächenbild nicht in Erscheinung treten. Es handelt sich dabei um die von F. Haefke (1926; 80 f.) am Südrandrand beschriebenen Säcke und Orgeln, die im Arbeitsgebiet in verschiedenen Gipssteinbrüchen beobachtet wurden. Diese meist abgerundeten, taschenförmigen geologischen Orgeln, deren Füllung mit Verwitterungsmaterial die bucklige Gipsoberfläche ausgleichen, sind ebenfalls von den Erdfällen zu unterscheiden, da ihnen der plötzliche Einbruch fehlt. Die Entstehung dieser Orgeln und Säcke ist von E. Haefke eingehend beschrieben worden und soll hier nicht wiederholt werden.
4. Die Bildung von Hohlformen durch Gipsauflösung von der Tagesoberfläche her (vgl. H. Lehmann, 1955; 4) konnte in den räumlich eng begrenzt zutage tretenden Gipsschichten nicht beobachtet werden. Überall, wo der Gips im Sontraer Zechsteingebiet ansteht, bildet er steile Talhänge, die durchweg erst durch die pleistozäne Taleintiefung herauspräpariert wurden. In diese fast senkrechten Felswände sind tiefe und lange Karren eingeschnitten, die nach Hangabrutschungen innerhalb kurzer Zeit wieder ausgebildet wurden.

Der Einfluss der oberirdischen Gipsauflösung auf die Erdfallform ist nur in jenen Fällen möglich, wo Gips an einer Erdfallwand ansteht. Dies trifft nur für die Erdfälle westlich Heyerode sowie nördlich Berneburg zu. Da diese Hohlformen durchweg steile Hänge, die sich z.T. aus unlöslichem Material zusammensetzen, aufweisen, müssen jene Trichter mit einem abrupten Einbruch eines unterirdischen Auslaugungsherdes entstanden sein. Einige der aus Gips bestehenden Erdfallwände besitzen zahlreiche sich verästelnde Nischen, die bis zu drei Meter lang sind. Auf dem Erdfallboden zwischen Lockermassen liegende Gipsbrocken lassen auf den Versturz dieser Nischen schliessen. So ist mit ständigen Hangrutschungen zu rechnen, die die Trichterform des Einbruches erhalten. In diesen Fällen liegen Kombinationen von Auslaugungsformen und Gipslösungsdolinen vor.

Bei der Kartierung der Gipskarstformen des Sontraer Zechsteingebietes wurden die ersten drei beschriebenen Senkungstypen von den Erdfällen unterschieden. Dolinen, sowie Hohlformen, die durch periglaziale Vorgänge entstanden sind, konnten nicht nachgewiesen werden.

### 3. Die Formentwicklung der Erdfälle

In der folgenden Betrachtung werden nur solche Hohlräume berücksichtigt, die auf den Einbruch von natürlich entstandenen unterirdischen Auslaugungsherden zurückzuführen sind.

Diese Erdfälle wurden auf ihre Form, Grösse, Tiefe, Höhenlage und Vergesellschaftung untersucht. Auf die mehr statistische Verteilung und die verschiedenen Erdfallformen wird nicht näher eingegangen, da sie bereits von mehreren Autoren (R. Goedecke, 1966, F. Haefke 1926, R. Hundt, 1950, H. Seedorf, 1955, H. Weber, 1953 und 1955 u.a.) hinreichend geschildert wurden.

In den folgenden Ausführungen wird versucht, die Ursache der Mannigfaltigkeit der Erdfallformen im Untersuchungsgebiet zu erklären. Obwohl eine Reihe von Grundformen (Erdfallschüssel, -schale und -trichter) in fast allen Auslaugungslandschaften beobachtet wurde, scheint es mir nicht ratsam, für die Formentwicklung allgemeingültige Entwicklungsstadien abzuleiten. So konnte weder die Angabe von H. Seedorf, "je vereinzelter die Trichter auftreten, desto grösser sind sie auch" (1955; 26), noch die Behauptung H. Webers (1929), dass Erdfälle im Buntsandstein selten vorkommen, im Sontraer Zechsteingebiet bestätigt werden.

Bei diesen Verallgemeinerungen wird meist übersehen, dass Zeitpunkt und Gestalt eines Einbruches von mehreren Faktoren abhängt, die im Zusammenspiel Form Tiefe und Lage bestimmen. Die Form eines Erdfalles wird im wesentlichen von folgendem beeinflusst:

- Alter des Einbruches,
- Mächtigkeit der gelösten Gipsschichten im Untergrund,
- Abstand zwischen Auslaugungsherd und Tagesoberfläche,
- morphologische Beschaffenheit der Deckschichten und
- morphologische Form der Erdfallumgebung.



Da es sich um mehrere variable Grössen handelt, kann sich die Gestalt der Auslaugungsformen selbst auf kurze Entfernung ändern. So kommen Erdfalltrichter, -schüsseln und -schalen in unmittelbarer Nähe selbst im Unteren Buntsandstein (nordwestlich Königswald, nordöstlich von Nentershausen) vor.

Unabhängig von diesen "Ruheformen" weisen alle frischen Erdfälle steile, manchmal sogar senkrechte Wände auf. Der Einbruch selbst kann kreisrund, eckig oder quadratisch sein. Der Durchmesser eines solchen frischen Einsturzes beträgt nur wenige Meter.

Wie lange die Entstehungsform erhalten bleibt, richtet sich vor allem nach der Beschaffenheit der Deckschichten. Im weichen Material, wie in den Letten oder im Brückelschiefer, findet innerhalb kurzer Zeit eine Verschüttung des Erdfallmundes durch Rückverlegung der Erdfallwand statt.

Die Einbruchform kann im Haupt- oder Plattendolomit jahrelang erhalten bleiben, wie der Erdfalltrichter östlich der Strasse Berneburg nach Hübenthal zeigt. Die nahezu völlige Abtragungsruhe innerhalb dieser Einbrüche wird durch die bis zu senkrechten Erdfallwände belegt.

Da bei einer ganzen Reihe von Erdfällen auch noch nach Ausbildung eines flachen Erdfallbodens Einbrüche stattfinden, lässt es sich nicht immer mit Bestimmtheit sagen, ob ein Erdfall seine "Ruheform" erreicht hat. Durch diese Nachsackungen kommt es zu einer weiteren Formenvariante: Symmetrische Erdfallschüsseln und -schalen können durch erneute Einbrüche wieder vollkommen unregelmässige Gestalt annehmen.

Die Ursache eines erneuten Versturzes liegt in der vermehrten Wasserzufuhr durch den Erdfallmund, so dass es im Bereich der Kluft bzw. Verwerfungsspalte bis zur endgültigen Gipsauslaugung kommen kann. Diese Nachsackungen werden durch Sekundärtrichter, terrassierte Erdfallwände sowie auf die Erdfallmitte geneigte Blume angezeigt (vgl. R. Goedecke, 1966; 66).

#### 4. Die Verbreitung der Erdfälle

Auch die Verbreitung der Erdfälle ist nicht zufällig, sondern hängt von bestimmten Faktoren ab. Obwohl im Sontraer Zechsteingebiet die Voraussetzung für die Entstehung von Erdfällen, abgesehen von jenen Stellen, an denen der Gips und die liegenden Schichten als Bestandteil der Strukturlandschaft an die Oberfläche treten, nahezu überall erfüllt sind, ist die lokale Dichte der Erdfälle sehr unterschiedlich. So wurde die Mehrzahl der Erdfälle an steilen Hängen festgestellt. Zahlreiche Erdfälle kommen auch auf den verschiedenen Ebenheiten vor.

Gemeinsam ist allen die relativ hohe Lage über dem Vorfluter, in den Talauen wurden nur wenige Erdfälle beobachtet. So befindet sich z.B. im Zechsteinaufbruch von Herlefeld der grösste und bekannteste Erdfall dieses Gebietes "das Tiefe Loch" unmittelbar im Flussbett des Landebaches (Gesamthärte 61,2 d.H., Karbonathärte 13,5 d.H., Sulfathärte 47,7 d.H.) Dieser Einbruch zeigt, dass Auslaugungsvorgänge auch unter dem Grundwasserspiegel stattfinden können. Die Ursache dieser Erdfälle ist in tektonischen Ursachen zu sehen.

Eine Eigenschaft der Erdfälle, die zu verschiedenen Überlegungen geführt hat, ist ihr schwarmartiges Vorkommen. Ihre meist lineare Anordnung wird oft mit Einbrüchen entlang Verwerfungslinien erklärt. Auch im Sontraer Zechsteingebiet konnten mehrere Erdfallgruppen festgestellt werden, die an tektonischen Störungen "perlschnurartig" aufgereiht sind. In diesen Fällen ist die Auslaugung des Gipses auf die Kluft beschränkt, an der das Wasser in die Tiefe dringt. Das dichte Nebeneinander von Erdfällen ist auf den kaminartigen Auslaugungsherd zurückzuführen, der selbst im fortgeschrittenen Stadium nicht nach der Seite zu wachsen scheint. So sind die grossen, z.T. über 100 Meter im Durchmesser erreichenden Erdfälle nördlich Heyerode und westlich Reckenstüß, erst durch Rückverlagerung bzw. Abtragung der Erdfallwände mehrerer isolierter Einbrüche entstanden (Abb. 3).

Ein typisches Beispiel für das Zusammenwachsen von Erdfallketten ist der grosse Einbruch nördlich Heyerode, bei dem die einzelnen Einstürze bereits einen zusammenhängenden Komplex bilden. Die noch nicht restlos abgetragenen Erdfallwände lassen jedoch erkennen, dass es sich um ursprünglich mindestens sieben isolierte Erdfälle gehandelt hat.

Das Ausmass der an Verwerfungen gebundenen Erdfälle ist recht unterschiedlich. Der Durchmesser der Einbrüche schwankt zwischen drei und einigen 100 Metern, die Tiefe zwischen zwei und 38 Metern.

Vor allem die Einsenkungen, die im Zusammenhang mit Schellenbewegungen entstanden sind, können erhebliche Veränderungen der Landschaft hervorrufen. Oft erwecken sie den Anschein, sie seien an der Nahtstelle zweier Flächensysteme eingebrochen. So täuscht die Erdfallgruppe nördlich Heyerode an der Einbruchsstelle eine Flächenkante mit einem Höhenunterschied von 20 Metern vor. Im allgemeinen lässt sich eine Verwechslung mit einer echten Abtragungsstufe vermeiden, wenn man die nähere Umgebung der Einbrüche mit in die Überlegung einbezieht.

Neben den Erdfällen, die an Verwerfungslinien entstanden sind, treten auch Einstürze auf, die keine Verbindungen zu tektonischen Störungen erkennen lassen. Zu diesen zählen die vielen Einbrüche zwischen Berneburg und Hübenthal unmittelbar an der nördlichen Talseite der Sontra. Die Anhäufung der Erdfälle und der bis zum heutigen Tag andauernde Auslaugungsprozess lassen die Vermutung zu, dass hier ein weitverzweigtes unterirdisches Hohlraumnetz vorliegt, das zu lokalen Einbrüchen führt, wenn die Deckschichten nicht mehr standfest genug sind.

In diesem Gebiet fallen mehrere talartige Einsenkungen auf, denen ein gleichsinniges Gefälle fehlt. Sie setzen am Flächenrand mit einem erdfallähnlichen Einbruch an und führen zur Sontra. Im Gegensatz zu den isolierten Erdfällen an Verwerfungslinien liegt hier ein zusammenhängender talartiger Komplex vor. Diese Erdfallreihen führe ich auf den Einsturz von unterirdischen Wasserläufen zurück. Hinweise geben die Härtebestimmungen der Quellen, die unmittelbar an der Gipswand bei Berneburg austreten. Die Gesamthärte schwankt hier zwischen 70 und 90 DH°. Andererseits kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass es sich bei diesen Formen um Einbrüche am Boden eines Trockentales handelt, obwohl nirgends ein Zusammenhang zwischen Erdfallketten und Trockentälern beobachtet werden konnte. Lediglich am Talabschluss sind meist Erdfälle eingebrochen, deren Entstehung durch den starken Zufluss von Grundwasser an dieser Stelle begünstigt wurde.

Oft sind diese Höhlformen durch rückschreitende Erosion an die oberirdische Entwässerung angeschlossen. So ist oberhalb der Quelle des Pfaffenbaches eine Talweitung zu beobachten, deren Füllung mit Buntsandsteinmaterial innerhalb dieses Zechsteingebietes ihre ursprüngliche Entstehung als Erdfall erkennen lässt. Es muss deshalb damit gerechnet werden, dass viele ältere Einbrüche durch rückschreitende Erosion an die oberirdische Entwässerung angeschlossen sind und heute nicht mehr als Erdfälle in Erscheinung treten. Über die Verbreitung älterer Erdfälle lässt sich daher nur wenig aussagen, zumal tertiäre oder altpleistozäne Füllungen nicht nachgewiesen werden konnten.

Es erhebt sich daher die Frage, ob zu allen Zeiten die Voraussetzungen zur Erdfallbildung gleich günstig waren. Dies scheint nicht immer der Fall gewesen zu sein. Untersucht man nämlich den Einfluss der verschiedenen Verkarstungsfaktoren, so stellt man fest, daß sich im Sontraer Zechsteingebiet vor allem die Lage des Vorfluters seit dem Altpleistozän erheblich geändert hat. Durch das Einschneiden der Flüsse während des Pleistozäns sind die Niveauunterschiede zwischen den Gipshorizonten und der lokalen Erosionsbasis erhöht worden. Da nun das Grundwasser größere Höhenunterschiede im Gips überwinden muß, wird die Entstehung von Höhlräumen dicht unter der Oberfläche begünstigt. Diese Überlegung erklärt auch die Tatsache, daß im westlichen Sontraer Zechsteingebiet nur wenige Erdfälle festgestellt wurden. Hier liegen die gipsführenden Schichten unter dem Vorfluterniveau, so dass nur an tektonischen Klüften mit Anhydrit bzw. Gips in Berührung kommen kann. Dies bestätigen auch die geringen Härtewerte der Quellen. (z.B. Roßbach (255 m ü. NN) Gesamthärte 31,4 d.H., Karbonathärte 12,6 d.H., Sulfathärte 18,8 d.H.).

Die Vielzahl der<sup>17)</sup> historischer Zeit erfolgten Einbrüche kann außerdem im Zusammenhang mit den Grundwasserschwankungen stehen, die durch die Bergbautätigkeit hervorgerufen wurden.

## 5. Lösungsfragen

Von den vielen Faktoren, die den Übergang des festen Gipsgesteins in den löslichen Zustand beeinflussen, soll die Bedeutung des Lösungsmittels näher untersucht werden.

In der Literatur wurde bisher lediglich die Abhängigkeit der gelösten Calciumsulfatmenge in Bezug auf salzhaltiges Wasser erwähnt. Im Sontraer Zechsteingebiet kommen jedoch vor allem Calcium- und Magnesiumionen der Dolomite als Lösungsgenossen in Betracht. Es erhebt sich daher die Frage, in welcher Weise durch beide die Lösungsgeschwindigkeit des Gipses beeinflusst wird.

Um die Abhängigkeit der Calciumsulfatlösung von verschiedenen Ausgangsbedingungen festzustellen, wurde folgende Versuchsreihe durchgeführt:

(Die Gesamthärte wurde mit Indikator-Puffertablette in ammoniakalischer Lösung bestimmt, in verschiedenen Fällen wurde der Calcium- und Magnesiumgehalt getrenntbestimmt. Als Indikator wurde bei der Kalkhärte Calcocarbonsäure durch Zusatz von Natronlauge benutzt. Bei beiden Härtebestimmungen erfolgte die Titration der Wässer mit 0,1 n TitriplexIII - Lösung (R. Merck). Die Karbonathärte wurde mit dem Mischindikator M ermittelt, titriert wurde mit 0,1 n Salzsäure.)

10 g Calciumkarbonat - bzw. 10 g Dolomitpulver wurden in einem Liter dest. Wasser, das einige Tage offen in einem Behälter gestanden hatte, gegeben und mit dem Magnetrührer gerührt. Nach 20 Stunden wurden die gelösten Ca - und Mg - Mengen bestimmt. Anschließend wurden jeweils 2,4 g Gips, der aus dem Steinbruch bei Mönchshösbach stammte und auf 2mm Korngröße zertrümmert worden war, hinzugegeben. Ein Blindversuch wurde ebenfalls durchgeführt. In verschiedenen Zeitabständen wurden die Lösungsmengen erneut festgestellt. Anschließend wurden dem Blindversuch einige Gramm Calciumkarbonatpulver hinzugegeben und nach zwei Stunden die Lösungsmenge festgestellt. Es zeigte sich, dass das Wasser noch Calciumionen aufnehmen konnte. Bei diesen Versuchen kam es nicht zur Ausfällung von  $\text{Ca SO}_4$  bzw.  $\text{Ca CO}_3$ , da keine gesättigten Lösungen vorlagen.

Die Auswertung der Ergebnisse ergibt, dass eine nahezu gleichmäßige Menge gelöster Ca-Ionen bei allen drei Ausgangsbedingungen nach 15 bis 30 Minuten vorliegen. Daraus folgt, dass die Menge des gelösten Gipses unabhängig von den verschiedenen Ausgangsbedingungen ist.

Wassermessungen im Sontraer Zechsteingebiet  
(Angaben in deutschen Härtegraden.)

Tabelle 1

Lokalität	pH	Gesamthärte	Karbonathärte	Sulfathärte
1 Roswiesen	6,5	4,2	2,6	1,6
2 Mühlenbach	7,8	9,9	6,4	3,5
3 Liebeswinkel	7,9	10,4	5,3	5,1
4 Sontra (325 m ü. NN)	7,3	11,3	5,6	5,7
5 Metzlarer Bach	7,3	11,7	6,2	5,5
6 Rechtenbach	8,2	18,0	13,2	4,8
7 Rettelsgraben	7,0	20,2	13,8	6,4
8 Börnquelle	7,3	21,4	16,4	5,0
9 Pfefferbach	7,4	22,1	16,0	6,1
10 Södenberg	7,6	23,1	15,0	8,1
11 Klare See	8,0	24,3	16,0	8,3
12 Bexerode	7,4	26,4	14,1	12,3
13 Heyerode	7,9	27,0	16,5	10,5
14 Schlackenmühle	7,5	27,1	14,5	12,6
15 Mönchshösbach	7,5	31,2	16,5	14,7
16 Mottengraben	8,5	34,5	15,3	19,2
17 Quelle Schmand	7,4	35,2	15,4	19,8
18 Feldborn	7,4	36,5	13,0	23,5
19 Sontra (280 m ü. NN)	7,2	37,8	13,9	23,9
20 Densbach	7,9	51,8	15,4	36,4
21 Unter der Liede	6,8	52,6	13,4	39,2
22 Pfaffenbach (310 m ü. NN)	7,3	53,5	14,7	38,8
23 Katzkopfquelle	7,4	54,6	12,9	41,7
24 Quelle Berneburg	7,6	94,5	12,5	82,0
25 Gipshöhle Berneburg	7,2	97,4	12,3	85,1

In Abbildung 4 werden die Standpunkte der einzelnen Wassermengen durch die entsprechenden Zahlen angegeben. Vergleicht man einige Quellwasser im Sontraer Zechsteingebiet auf ihre Härte, so läßt sich folgendes feststellen (s. auch Tab. 1):

Abgesehen von den Quellen, die im Bröckelschiefer und in den Oberen Letten entspringen, weisen alle übrigen eine relativ gleiche Karbonathärte zwischen 13 und 16  $DH^{\circ}$  auf. Daraus folgt, dass das Wasser, ehe es auf die Gipsformation trifft, eine nahezu konstante Menge Karbonate hat. Sie setzt sich aus rund 25% Calciumkarbonathärte und 75% Magnesiumkarbonathärte zusammen, das entspricht etwa 84 mg  $MgCO_3$  und 90 mg  $CaCO_3$  pro Liter.

Im Gegensatz zu dieser fast konstanten Karbonathärte ist der Schwankungsbereich der Gesamthärte (18,0 bis 52,6  $DH^{\circ}$ ) sehr hoch, das entspricht einer gelösten  $CaSO_4$ -Menge von 126 bis 952 mg/l. Berücksichtigt man noch die Quelle an der Gipswand in Berneburg, so erhält man sogar einen Wert von über 2000 mg Gips pro Liter. Überraschend niedrige Werte wurden im Denser See festgestellt. Die Wassermassen jenes riesigen Einbruchskessels weisen bei einem pH-Wert von 8,5 eine Gesamthärte von 15  $DH^{\circ}$  auf, wobei die Karbonathärte über 10  $DH^{\circ}$  beträgt. Jener oberflächlich zu- und abflußlose See scheint ausschließlich mit Grundwasser aus dem Buntsandstein und der oberen Zechsteinformation gespeist zu werden.

Alle Gesamthärten über 50  $DH^{\circ}$  wurden in Quellen gemessen, die unmittelbar vor einer Gipswand entspringen. Die hohen Werte der gelösten Gipsmengen erklären die Vielzahl der Einbrüche in der näheren Umgebung.

Legt man bei der Quelle des Katzkopfes, die in einem Erdfall an die Oberfläche tritt, eine Schüttung von nur 20 Liter pro Minute zugrunde, so werden jährlich über 100 kg Gips durch sie weggeführt. Dieses Beispiel zeigt, dass in naher Zukunft mit weiteren Einbrüchen im Sontraer Zechsteingebiet zu rechnen ist.

Aufgrund der Geländebeobachtungen, Wasseranalysen und geologisch-tektonischen Verhältnissen sind folgende Räume des Sontraer Zechsteingebietes durch die Gipsauslaugung am meisten gefährdet:

- Das Gebiet zwischen Berneburg und Hübenthal,
- das Gebiet westlich Cornberg,
- das Gebiet nördlich Rockensüß und
- das Gebiet südöstlich Dens.

### Literaturverzeichnis

- Fachwörterbuch für Karst- und Höhlenkunde 1964. - Jahreshefte für Karst- und Höhlenkunde H. 5
- Gerstenhauer, A. und Pfeffer, K. 1965: Beiträge zur Frage der Lösungsfreudigkeit von Kalkgesteinen  
Abh. Karst- und Höhlenkunde Reihe A, H. 2
- Göeddecke, R. 1966 Die Oberflächenformen des Elm. - Jüttinger Geogr. Abh. H. 35
- Haefke, F. 1926 Karsterscheinungen am Südharz. - Mitt. der Geogr. Ges. in Hamburg 37,  
S. 77 - 105
- Hundt, R. 1950 Erdfalltektonik. Halle
- Lehman, H. 1956 Der Einfluss des Klimas auf die morphologische Entwicklung des Karstes. -  
Report of the Commission of Karst Phenomena. S. 3 - 7
- Penck, A. 1924 Das unterirdische Karstphänomen. - Cvijic Festschr. S. 175 - 197
- Richter, G. 1941 Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges  
im hessischen Raume. - Jahrb. d. Reichsstelle f. Bodenf. f. 1940. 61 S. 283-332
- SeeJorf, H. 1955 Reliefbildung durch Gips und Salz im niedersächsischen Bergland. - Schr.  
Wirtsch. wiss. Ges. z. Studium Niedersachsens N.P. 56
- Sobotha, L. 1932 Über Salzauslaugung, Tektonik und Oberflächenformen zwischen Westharz und  
Vogelsberg-Rhön. - Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 84, S. 725 - 732
- Weber, H. 1929 Geomorphologische Studien in Westthüringen. - Forsch. z. deut. Landes- und  
Volkskde. 27, 3. 267 - 474
- Weber, H. 1952 Pliazän und Auslaugung im Gebiet der oberen Werra. - Geologica 8

## Formas karsticas de Itxina

NESTOR de GOICOECHEA (Bilbao/España)

El grupo Espeleológico Vizcaino, juntamente con el Instituto de Hidrología Continental y Científica de Madrid, esbozo estas primeras notas generales que explican las formas karsticas : aéreas y subterráneas del macizo "árstico de Itxina, situado en la provincia de Vizcaya, norte de España, con una altitud media de 1.100 m.

### Las formas exokarsticas.

#### 1.- Laplaz.

Las formas de Laplaz son variadísimas. En pocos lugares se pueden encontrar tantos tipos reunidos en una zona relativamente pequeña. Nos limitaremos a citar los principales y a indicar unas breves notas sobre los factores que han influido en su morfogénesis :

Laplaz en meandros, con bordes redondeados (fot.1).

Laplaz en surcos, con bordes agudos, más verticales que el anterior y frecuentemente con microcorrosiones de borda en las aristas (fot.2).

El primero predomina en las calizas claras y el segundo en las oscuras. Las primeras suelen estar más fisuradas que las segundas.

Laplaz de génesis nival. Normalmente en surcos, a veces verticales. Se encuentran cuencos de alimentación, que recogen la nieve que al fundirse, originan los surcos.

Laplaz en huella de pisada (fot.3). Muy abundante en las calizas claras y en distintos grados de desarrollo.

Microlaplaz en rellenos calcíticos de fisuras.

Los principales factores morfogenéticos son : litológicos (calizas más puras y microcristalinas), estructurales (las calizas están muy fisuradas, con fallas y microfisuras abundantes), climatológicos (precipitación media anual 1.000-1.200 mm, regularmente distribuida a lo largo de todo el año, intensas nevadas), biológicos (abundante vegetación), geomorfológicos (suelos arenosoarcillosos con elevado poder de retención, ausencia total de escorrentía superficial por la forma del relieve), paleogeográficos (las calizas han estado recubiertas por capas de areniscas permeables y en su interior se ha establecido durante largo tiempo una capa freática, con la consiguiente disolución a través de todas las fisuras, grandes o pequeñas.

#### 2.- Dolinas.

Los factores morfogenéticos son los mismos, incluyendo además en este caso la presencia de grandes cavidades de la red freática, que han facilitado la génesis de dolinas sobre las mismas, algunas por hundimiento de la bóveda.

Los tipos principales son :

Dolinas disimétricas, impuestas por la estructura.

Dolinas alargadas, en forma de pequeños valles kársticos. Se encuentran en las zonas periféricas (Lekanda, Itxingote), favorecidas por la estructura para la génesis de este tipo de depresiones.

Dolinas nivales, muy abundantes, sobre toda hacia la parte occidental. Son en forma de embudo muy pendientes (tasensf) o pozos cilíndricos verticales (kotlitchi), en ambos casos con laplazes en surcos en las paredes (fot.4).

Dolinas de hundimiento, Sobre grandes cavidades infrayacentes. Por ejemplo la de la Gran Grieta Central o Itxulegor.

Dolinas complejas, o grandes depresiones con otras pequeñas dolinas en su interior.

Todo el conjunto constituye una depresión compleja, que se descompone en varios sectores, que a su vez contienen numerosas dolinas en su interior. Es lo que se llama PODI en el karst yugoeslavo.

### Las formas endokársticas.

Describiremos aunque brevemente, las cavidades cuya génesis a tenido lugar en la zona vadosa y en la zona freática, dejando un pequeño apartado para las surgencias actuales.

#### Cavidades de génesis freática.

Compuesta por diversos pisos oscilando entre las altitudes de 1.150 m, las superiores (Cueva de Elorrea) hasta la cota inferior del macizo de 700 m, (cueva de Otxabide). Describiremos brevemente diferenciándolas según su altitud.

Cavidades de la zona alta : Se trata principalmente de trozos de galerías freáticas, cortadas por formas de desarrollo exokárstico, como las cuevas de Goikotxabolalde, Axpezar, Arko-Atxa, Ojo de Atxular(fot.7), son típicas las grandes huellas de corriente, canales y marmitas de bóveda y secciones elípticas o circulares de sus galerías. Las cavidades situadas a esa altitud y en la ladera norte de Itxina, se tratan de antiguas surgencias, cuyas aguas han abor- tando por descender el nivel de base, al mismo tiempo que el agua se ha adaptado a la estructura del terreno.

Cavidades de la zona media : Formada por dos grandes complejos, el de Lezandi y el de Gran Grieta Central-Supelegor (fot.5 y 6). Son galerías de grandes dimensiones, en Lezandi alcanzan los 30 y 40 m. de altura, debida al agranda - miento por fenomenos clásticos. Son numerosos los "pendant" y los techos en "sponge work", huellas de corriente grandes o medianas, pero nunca de pequeñas dimensiones.

Cavidades de la zona profunda : Formada exclusivamente por la cueva de Otxabide de más de 6 km. de galerías, en todas las cuales la morfología exclusiva es la freática. Actualmente por esta cavidad, corre por una de sus galerías el rfo subterráneo principal que drena Itxina, que sumiéndose en la Campa de Arraba, surgen por Aldabide. En esta cavidad se aprecia diversas muestras de marmitas Invertidas (fot.9) definidas por Bögli como corrosión por mezclas de aguas.

Simas freaticas, el agua en la capa freática, aprovecho todas las fisuras (horizontales y verticales), ensanchandolas, por lo que existen en abundancia este tipo de simas. Una muestra caracterfstica es la sima que nos permite penetrar en el complejo de Otxabide (fot.8) de 160 m. verticales, a cuyos pies se abren los 6 km. de galerías. Se caracterizan principalmente, por atravesar las redes freáticas y profundizar en el karst.

#### Cavidades de génesis vadosa.

Las cavidades horizontales que en este apartado se encuentran, son conductos iniciales freáticos que se han desarrollado posteriormente. Sin embargo algunos tipos de cavidades verticales son netamente vadosas. Encontramos :

Simas ponor , tratandose de perdidas de aguas de arroyamiento, entre las actualmente activas, solo encontramos la perdida del rfo de Arraba, y entre las muertas, exclusivamente la I-S-76, en la depresión de Itxingote.

Simas formadas por ampliación de fisuras por disolución, so muy numerosas y de profundidad variada, abundando la simas de sub-lapiaz de escasa profundidad. Algunas alcanzan las galerías de la antigua red freática. Es difícil hacer una clara distinción entre las que han sido originadas por la acción de las aguas agresivas al infiltrarse en la zona vadosa y aquellas otras que tienen su origen en condiciones freáticas y que posteriormente han evolucionado en condiciones vadosas, al descender el nivel piezométrico.

Folbas, se tratan de pozos que parten del mismo suelo de galerías interiores, formados por percolación a través de los sedimentos de las galerías son casi escasos.

Algunos de los pozos en realidad se tratan de formas exokársticas de génesis nival, que son tratados en su apartado correspondiente.

#### Surgencias activas.

Son de dos tipos, las drenadas por las aguas procedentes del la pequeña depresión de Itxingote como la surgencia de Altxiturri y las que descargan las aguas autóctonas del macizo, juntamente con las alóctonas de Arraba, como Aldabide.

#### Esquema general.

Destacaremos ante todo dos rasgos sobresalientes : la exuberancia y riqueza de las formas exokársticas, debida a circunstancias altamente favorables durante todo el cuaternario; y el gran desarrollo alcanzado en tan escaso espacio por las cavidades subterráneas en su mayor parte pertenecientes a una misma red freática, como sugiere el esquema 1.

El hecho comprobado de que el propio - Ojo de Atxular ha sido una surgencia (travertinos al exterior, sedimentos detriticos al interior) indica que esta circulación en capa freática ha tenido lugar en épocas anteriores al cuaternario , hipótesis que apoya también la presencia de sedimentos detriticos, procedentes de las areniscas, en todas las cavidades de la red.

Es interesante observar que la red freática, instalada en forma de redmixta de fisuras y conductos, engloba también importantes cavidades verticales o simas, interconectadas con las galerías horizontales. Es un hecho, que pocas veces se considera, que la circulación en capa freática en un acuífero karstico, tiene como consecuencia la ampliación por disolución de todas las fisuras de la roca, disolución que no tiene lugar en el mismo grado en todas las fisuras, debido a la heterogeneidad y anisotropía de los principales factores : litológicos, estructurales, estado de tensiones y distribución del potencial de carga hidráulica.

Esta anisotropía fundamental impone necesariamente una cierta selección de algunas fisuras, que resultan mucho más ampliadas que otras, lo que a su vez provoca una autoaceleración del proceso, llegándose finalmente a la constitución de grandes conductos, que drenan a veces un caudal no muy considerable, a pesar de lo que sugiere su gran tamaño,

Este proceso suele tener lugar durante un periodo de tiempo no muy prolongado, que en algunos casos puede abarcar todo el neógeno y parte del cuaternario. Es imposible por ahora determinar la edad del karst de Itxina, por falta de datos, y es solamente la presencia de los rasgos geomorfológicos citados, unido a que no tienen relación alguna con el relieve subaéreo actual, el que nos sugiere la atribucción de una génesis pre-cuaternaria para las formas endokársticas de Itxina.

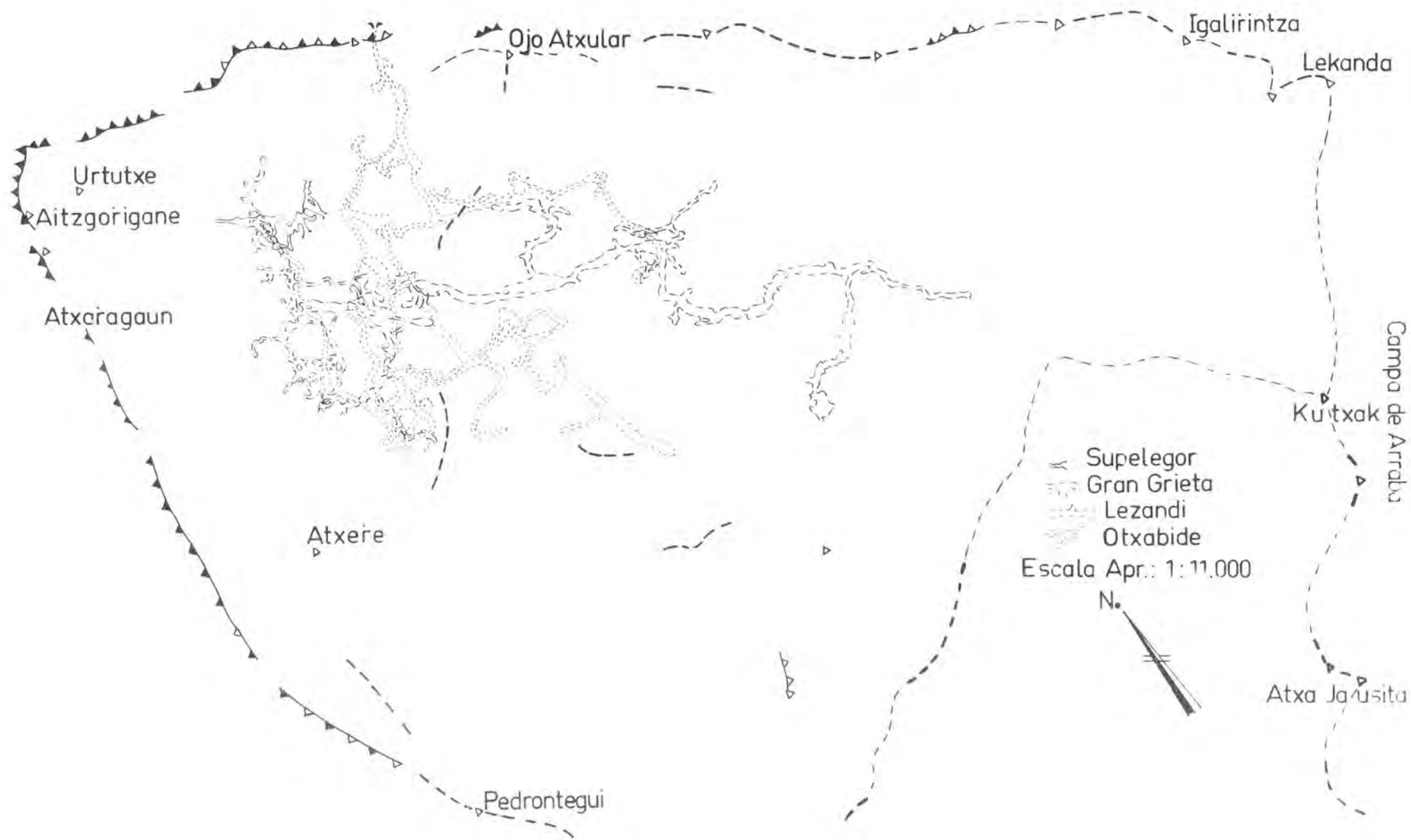


Fig. 1: Esquema de las principales cavidades, en planta. Se ve claramente cómo se superponen y pertenecen a un mismo complejo subterráneo.



Abb. 2



Abb. 1

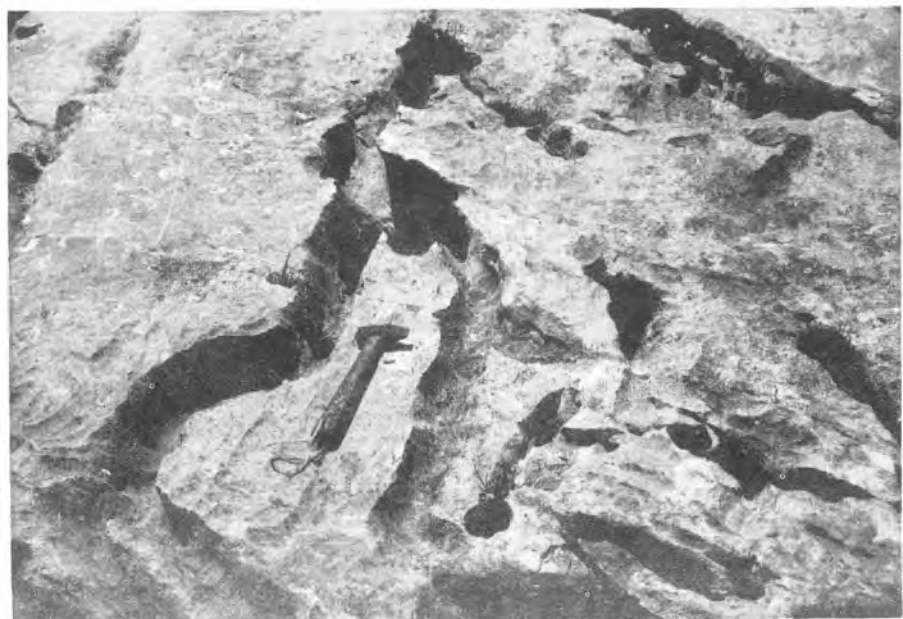


Abb. 4



Abb. 3





Fot. 1 Lapiaz en meandros. Calizas oscuras.

Fot. 2 Lapiaz en surco, con microcorrosiones de borde.

Fot. 3 Lapiaz en "huella de pisada".

Fot. 4 Dolina nival, con lapiaces en surco.

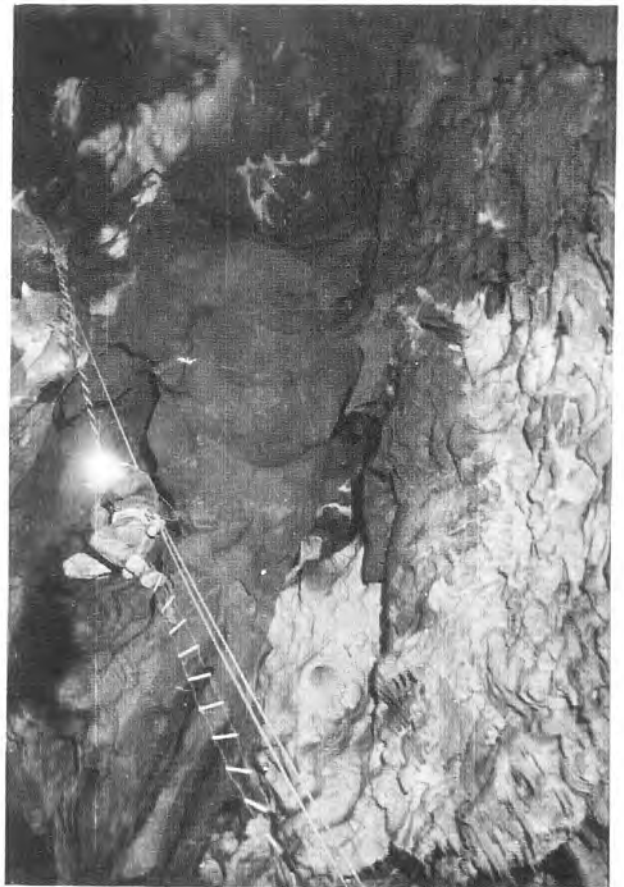


Fot. 5 Galería de génesis freática.  
Se observa la diferencia entre dos tipos de calizas,  
y la formación de "pendants" en la parte inferior.  
Cueva de la Gran Grieta Central. Itxina (Vizcaya)

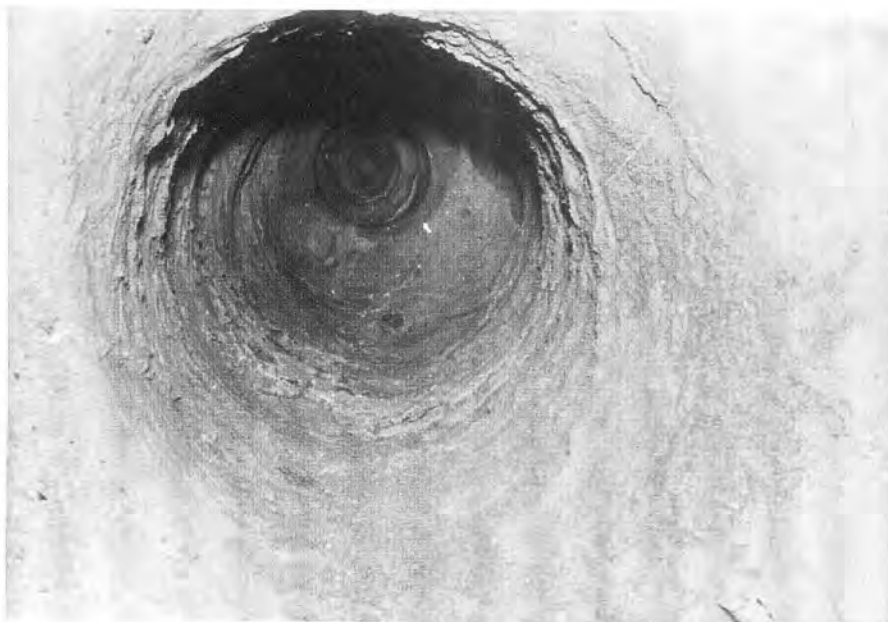
Fot. 6 Anastomosis de galerías de génesis freática, con "pendants".  
Cueva de la Gran Grieta Central. Itxina (Vizcaya).



Fot. 7 Fragmento de una cavidad freática surgente.  
Ojo de Atxular, Itxina (Vizcaya).



Fot. 8 Sima de génesis freática.  
Cueva de Otxabide, Itxina (Vizcaya).



Fot. 9 Marmita invertida  
por corrosión en  
capa freática  
(corrosión por  
mezcla de aguas  
s/Bögli).  
Cueva de Otxabide,  
Itxina (Vizcaya).

En la actualidad no parece que haya una capa freática importante. El conjunto descarga principalmente por dos surgencias : Aldabide y Altxiturri, y recibe dos aportes superficiales alóctonos en las pérdidas de Arraba et Itxingote además de las infiltraciones dispersas sobre su superficie. Algunas observaciones parecen indicar que las variaciones de caudal en las surgencias son muy bruscas y siguen casi inmediatamente a las precipitaciones.

Otro aspecto interesante es la relación entre las cavidades freáticas, las simas que llegan a ellas desde la superficie, los pozos de génesis nival, las dolinas y el lapiaz.

En cuanto a los tres últimos tipos : los pozos nivales no suelen tener relación alguna con las cavidades subterráneas, pues son formas claramente engendradas desde la superficie, y que se desarrollan hacia abajo ; hay dolinas que no tienen relación con las cavidades y otras que si, estas últimas no son sólo las de hundimiento, sino algunas otras, simples o complejas, cuyo desarrollo se ha visto favorecido por las cavidades preexistentes, como las de la depresión central de Aslaor, separando así el conjunto de la red freática en partes hoy día independientes, y permitiendo el fácil acceso a ella por las cavernas horizontales cortadas, como Supelegor etc..; en cuanto al lapiaz se puede hacer notar un hecho de interés : las cavernas freáticas a veces están muy próximas a la superficie, con unos pocos metros de cobertura, y sobre ellas, como en todo Itxina, abunda el lapiaz extraordinariamente desarrollado, a pesar de lo cual las cavidades presentan sus formas freáticas casi intactas y no hay forma de corrosión actual, salvo en lugares aislados en relación con fracturas o simas, lo que indica la casi inexistencia del llamado lenar o lapiaz inverso, que casi siempre se ha confundido con las citadas formas freáticas (fot. 6).

Es algo más complejo y difícil de ver la relación entre las simas y las redes freáticas. Desde luego hay simas que se forman en la zona de aireación, exclusivamente por disolución de las aguas percoladas traves de la fisuras, y que se desarrollan hacia abajo y hacia arriba, llegando algunas hasta la superficie y otras no. Pero la comprobación de que en el complejo subterráneo hay simas que están claramente insertas en el mismo proceso de génesis y desarrollo de la red freática, hace pensar que algunas de las simas que se abren desde la superficie también fueron engendradas en condiciones freáticas. Esto resulta más patente en las que llegan a las galerías horizontales y no se detienen en ellas, ni apenas cambian de forma ni de sección, sino que continúan profundizando.

En la parte central del macizo confluyen las grandes cavernas freáticas, y parece que han pertenecido a dos capas procedentes de zonas de alimentación distintas : una zona hacia el sur, donde se sitúa el macizo del Gorbea y otra hacia el este donde hoy día está la Campa de Arraba. Naturalmente el relieve sería muy distinto del actual. Posteriormente han ido quedando cada vez más recortadas al excavar los valles que rodean a Itxina, ya durante el cuaternario. Así pues, la génesis del karst subterráneo de Itxina hay que suponerla en relación con el macizo del Gorbea, y es quizá contemporánea a las cavidades desarrolladas en este macizo, una de las cuales, la cueva de Mairulegorreta, es una importante caverna de más de 10 km. . La clave para dilucidar esta relación reside probablemente en el valle de Zaste-gui, que probablemente ha desorganizado el karst de ambos macizos, Gorbea e Itxina, dejándolos desconectados, como aparecen hoy día.

La zona de descarga parece que ha ido evolucionando, desplazándose hacia el oeste desde el Ojo de Atxular y adaptándose a la estructura del macizo, según iba descendiendo, como ya hemos indicado, el nivel de base local.

#### Discusion :

(MIOTKE : Hannover) - Fue esta region una glaciación y que importancia es la precipitación de nieve actualmente para la carstificación ?

(de GOICOECHEA) - El karst de Itxina se halla a una altitud media de 1.100 mts. El régimen de precipitación es eminentemente pluvial con una media anual de 1000 - 1200 mm., pero con abundantes nevadas. La abundancia de dolinas y lapiazes nivales demuestra la influencia que tuvo en los procesos de karstificación.

(MONROE : SAN JUAN) - Donde están las montañas de Itxina ?

El karst de Itxina forma parte del macizo montañosos de Gorbea, situado en la provincia de Vizcaya y a 30 Km. al SE de Bilbao.

Cual es la edad de las calizas?

(de GOICOECHEA) : El karst de Itxina se ha desarrollado sobre un potente paquete calizas urgonianas. Esta facies urgoniana se puede encontrar en diversos niveles del Cretácico inferior y medio, y no corresponde a un piso determinado. Se trate de unas condiciones de sedimentación especiales que se han reanudado varias veces a lo largo del tiempo.

## Some Marine and Lacustrine Karst Features in Ireland

J. C. COLEMAN (Dublin, Ireland)

### Abstract

The major portion of the carboniferous limestone area of Ireland lies between 0-100 m. Coastal exposures exhibit typical forms from pinnacles to spray zone pitting. Limestone lakes shores in the Central Lowland show cylindrical drilling and hemispherical pitting of rock surfaces. Scalloped cave and fissure walls occur in some lakeside sites.

### Introduction

The purpose of this paper is to draw attention to some minor karst features exhibited on the limestone coasts of Ireland and along the shores of lakes that have limestone exposures. Very little work has been carried out on this subject in Ireland, and, indeed, generally on karst surface features (Williams 1966), although caves have received considerable attention (Coleman 1965). In this paper I only propose to list and briefly describe these marine and lacustrine sites, without any attempt to discuss the theories of formation (Guilcher, 1964). All the sites described are in the Carboniferous Limestone. In Ireland this rock reaches its maximum elevation of c. 350 m in the plateaux of Sligo-Fermanagh and the hills forming the Burren area of North-West Clare. Generally throughout the country the limestone lies between 0-100 m and in the Central Lowland is largely covered with glacial deposits and post glacial peat beds.

### Note

After the name of each site is given, first the number of the Ordnance Survey of Ireland map, 1/2 inch to 1 mile, (1 : 126,720) followed by the National Grid Reference.

### North-West Clare

#### 1. Murroogh (No. 14, M136098)

9 m high cliff of boulder clay with 2-3 m of a darker deposit at base (probably of the older glaciation). The deposits rest on a limestone platform covered to high tide. Where recently denuded of clay, the rock shows closed jointing. Seawards, joints are enlarged, solutional pits increase in frequency and at low water mark pinnacle structures are well developed. The site shows that pavement dissection does not go on under overlying deposits. Extensive sandhills lie to the south of the site and to the north a boulder beach.

#### 2. Poulsallagh (No. 14, M085018)

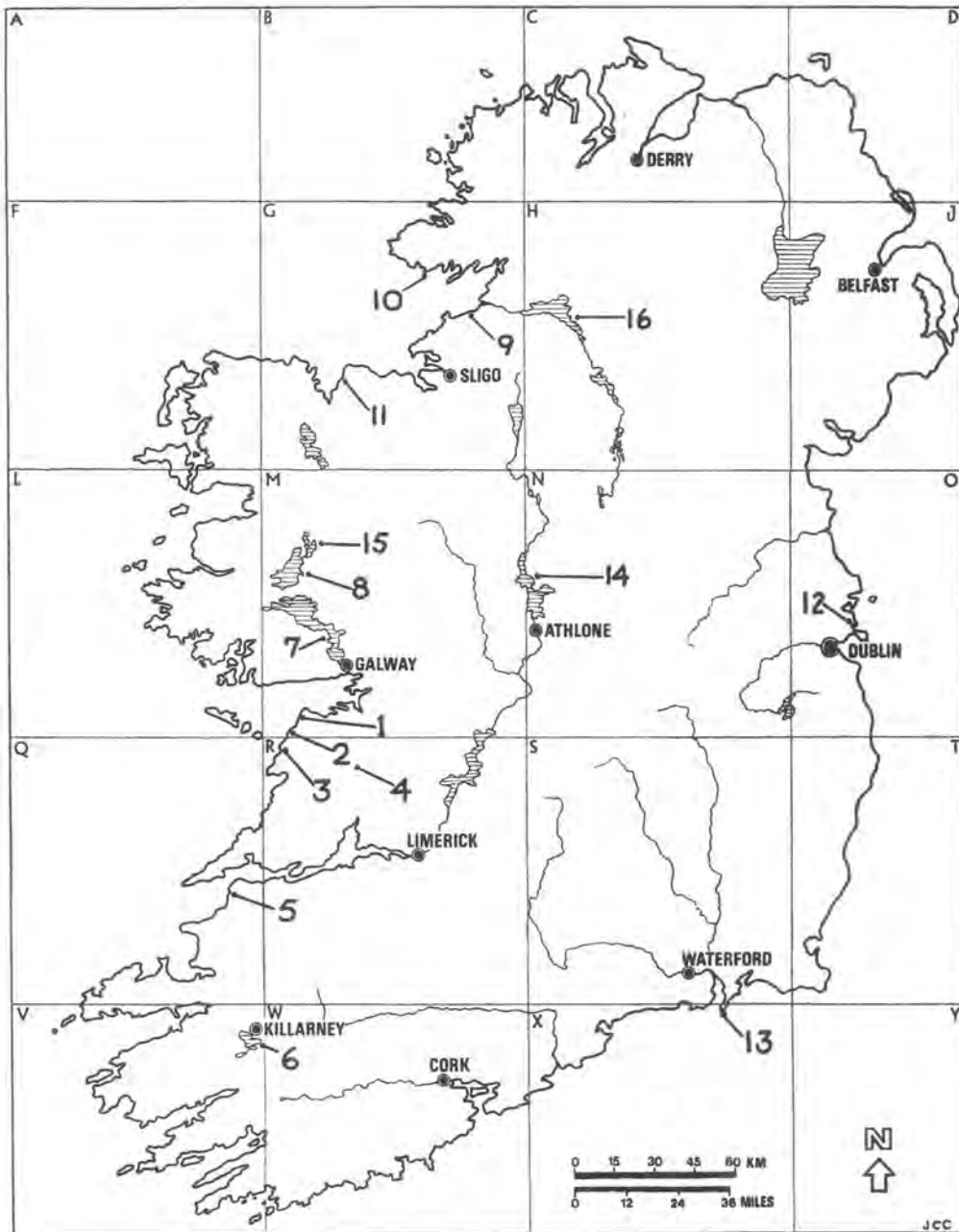
Marine site with storm beach of large rounded boulders, mostly of limestone.

Solution pitting is well developed in rocks at the north end of the beach. Above the cliff, the horizontally bedded limestone shows an extensive spray zone. A notch is well displayed at high water mark along the cliff.

An unroofed canyon-type cave passage (typical Co. Clare form) is also a feature of the site. At the south end of the beach is a glaciated rock surface from which boulder clay is being eroded.

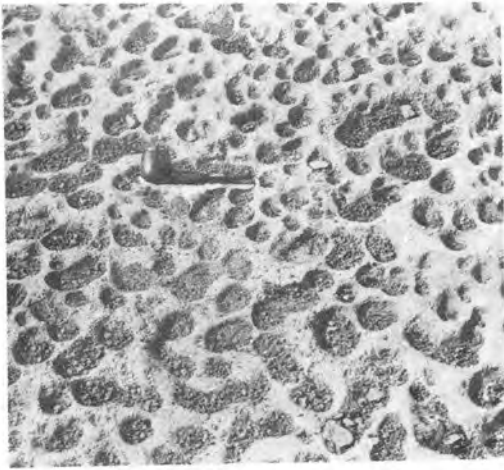
#### 3. Doolin (No. 14, R035968)

Coastal site with small strand backed by an extensive boulder beach. At the boat pier the pinnacle structures at low water mark are the finest on this coast. Above them lies a rough pitted area and higher up a spray pitted zone. South-east of the pier, the rock coast shows interesting abraded ("sand blasted") solution pits which merge into the extensive Doolin sand beach. Beyond this Namurian rocks form a cliff which culminates seawards in the Cliffs of Moher (185 m maximum).



- A Riverstown Co. Clare (site 4)
- B Pinnacles, Doolin Co. Clare (site 3)
- C Abraded pitting, Doolin Co. Clare (site 3)
- D Unroofed cave passage, Poulsallagh Co. Clare (site 2)
- E Cylindrical drilling of limestone block  
Knockferry SW side of Lough Corrib (site 7)
- F Hemispherical pitting do. (site 7)
- G Boulder clay cliff and platform, Murroogh Co. Clare (site 1)
- H Platform viewed from top of cliff (approx. 50 x 50 m.)  
Murroogh, Co. Clare (site 1)
- J Pinnacles at low tide mark, Murroogh Co. Clare (site 1)
- K Multi-directional ("ossillation") scalloping from a  
small cave, Kilbeg Bay, Killarney Co. Kerry (site 6)

photographs: J.S.Coleman



A



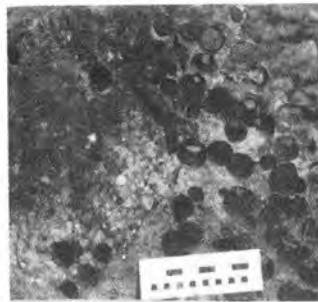
D



G



B



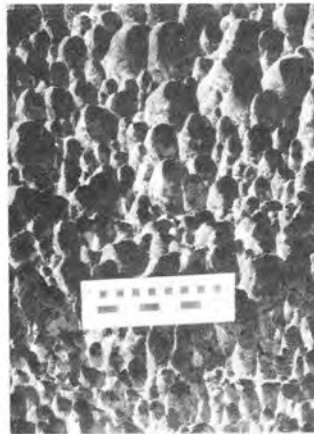
E



H



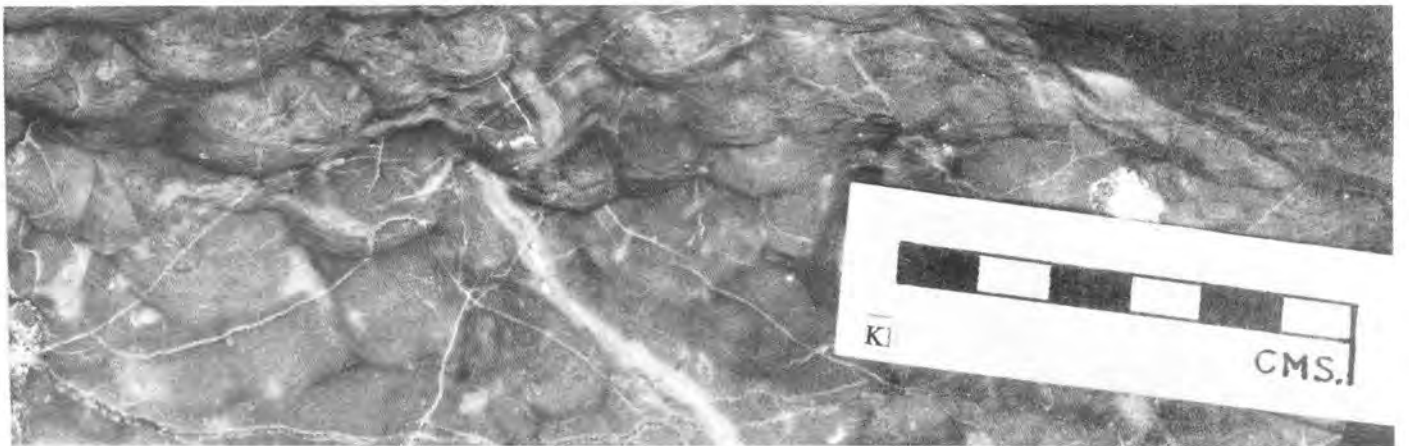
C



F



J



4. Inchiquinn Lough (No. 14, R270900)

Near Corofin in the lowland south-east of the more elevated Burren, this lake was once more extensive but drainage operations (C.1850) lowered the level. Evidence of former higher levels are indicated by "MUSHROOM ROCKS" near Killanaboy (R271912) and an exposure of rock running along the outfall of the lake at Riverstown Bridge (R263890). Nearly circular deep hemispherical pitting averaging 3-4 cm in diameter is displayed on this riverside rock. It is similar to such forms found near Loughs Corrib and Mask, Co. Galway.

County Kerry

5. Ballybunion (No. 17, Q865414)

Coastal site with extensive sandy beaches and fine cliff exposures of upper carboniferous shales and flagstones. At the south end of the beach below the old castle is a small exposure of limestone, the beds dipping north at 40-60°. The tidal planation surface of the beds shows irregular pitting at low water mark and also, shorewards, many pits elongated along the strike of the beds.

6. Killarney (No. 21, V965908)

The north-east and east sides of the Lower Lake of Killarney and parts of the Muckross (Middle) Lake have limestone shores. The rock is thin bedded and high cleaved in many places (Wright, 1927). At the north side of Kilbeg Bay (V960857) in Muckross Lake is a convex glaciated rock surface rising some 10 m above the water. The surface shows well-developed Rinnenkarren. Many small caves are found in the limestone west of Kilbeg Bay and most of them are water-floored depending upon the variations in water level. The walls of these caves and also many open fissures show a pattern of small multi-directional or "oscillation" scalloping caused by the movement of the lake water. The pattern does not exist below water level.

Galway and Mayo

7. Lough Corrib (Nos. 11 and 14 M160450)

The largest lake in western Ireland measuring 40 km in length and attaining a maximum depth of nearly 50 m in the non-limestone part of the lake (Charlesworth, 1963). Limestone forms the east, south and south-west shores and extensive drainage operations around 1855 lowered the lake level by over 1 m, thereby exposing considerable areas, particularly along the limestone shores (Kinahan, 1870).

On many parts of the limestone shore, blocks show cylindrical holes 2-4 cm in diameter, sometimes running completely through the blocks. Others are covered on the upper surface only with a closely connected series of small hemispherical pits. Limestone exposed as rock benches along the shore also show these features. No such pitting occurs on blocks or rock beneath the lake level. Indications of a spray zone (due to the prevailing westerly or south-westerly winds) exist on some parts of the eastern shore of the lake.

8. Lough Mask (No. 11, M160650)

Another large lake to the north of Lough Corrib. The drainage between them is through subterranean channels in the limestone of the Cong "peninsula" (Coleman, 1955). The eastern and south-eastern limestone shores show features similar to those described for Lough Corrib above. To the east of the old canal entrance (M108576) where the lake waters sink in many places, extensive pitting and drilling of beds is displayed.

Additional sites

Other sites in Ireland where marine and lacustrine karst forms exist are listed below. No detailed fieldwork has been carried out and only a superficial examination has been made of the sites by the writer.

Marine

9. Bundoran, Co. Donegal (No. 3, G815588)
10. Muckross Head, Co. Donegal (No. 3, 3620735)
11. Enniscrone, Co. Sligo (No. 6, G285300)
12. Malahide, Co. Dublin (No. 13, Q245450)
13. Hook Head, Co. Wexford (No. 23, X740962)

Lacustrine

14. Lough Ree, Co. Roscommon (No. 12, N030530)
15. Lough Carra, Co. Mayo (No. 11, M180720)
16. Lower Lough Erne, Co. Fermanagh (No. 7, H150550)

References

- |                          |  |
|--------------------------|--|
| Charlesworth, J. K. 1963 | <u>The Bathymetry and origin of the larger lakes of Ireland</u><br><u>Proc. Royal Irish Acad.</u> 63 B 61-69             |
| Coleman, J. C. 1965      | <u>The Caves of Ireland (Tralee)</u>   |
| Coleman, J. C. 1955      | Caves in the Cong area of Galway and Mayo <u>Irish Geography</u> 3, 94-106   |
| Guilcher, A. 1964        | <u>Coastal and Submarine Morphology</u> (London)   |
| Kinahan, G. H. 1870      | <u>Geological Survey Memoir to sheet 95</u> (Dublin)   |
| Williams, P. W. 1966     | Limestone Pavements with special reference to Western Ireland<br><u>Trans. Inst. British Geographers</u> No. 40, 155-172 |
| Wright, W. B. 1927       | <u>The Geology of Killarney and Kenmare</u> (Dublin)   |

Discussion:

G. T. WARWICK (Birmingham): (1) I have only visited this area for 1 1/2 days in 1968, but I would confirm the observations of Mr. COLEMAN and make some tentative conclusions of my own. The coastal zone has typical brown-stained limestone with kamenitza and rillenkarren on steep slopes caused by water running back to the sea, and meanderkarren on gentler slopes. I have also seen potholes produced by the sea, using pebbles.

(2) I have seen trittkarren inland and also above the normal spray zone, associated with nearly horizontal limestones which appear to have fine layers of algal (?) origin. They appear to be a micro-slope retreat phenomenon, but I do not know how they start.

COLEMAN: Kamenitza and other surface limestone features have not been extensively studied in Ireland. Indeed one of the primary objects of my short paper was to draw attention to areas where fieldwork would be rewarding.

E. K. TRATMAN (Bristol): In the coastal area of Co. Clare, Ireland, salt spray may be blown as much as 2 km inland in the winter gales.

COLEMAN: Along most of the west coast of Ireland this is noticeable during winter gales and spray zones are also in evidence along the shores of big inland lakes such as Corrib, Mask, Ree and Derg.

F.-D. MIOTKE (Hanover): These trittkarren were analysed in the Picos de Europa, Northern Spain, where one can see that there is a direct sequence of development from trittkarren to kamenitzas. These solution features are formed by the increased rate of solutions which occur where there is turbulence in the water flow.

COLEMAN: Whilst examples of this sequence of development can be observed in the coastal area of Co. Clare, Ireland, on perfectly bare horizontal limestone, kamenitzas appear to depend greatly on solution resulting from biological activity.



D. C. FORD (Hamilton): Further remarks on trittkarren: I have observed trittkarren well developed upon avalanche blocks of Salliser Limestone (massive, crystalline Devonian), in the Rocky Mountains of Canada. There is no association of the trittkarren with lithological attitude and they are incised into slopes of gradient ranging 5 - 60°.

COLEMAN: Arising from Dr. FORD's comment I would like to remark that lithological conditions (i.e. type of limestone) appears to influence development of micro-karst forms. Some bare limestone coasts and lake shores in Ireland are devoid of forms.

Rapporti di Carstificabilità fra le piccole diaclasi  
(little joints) e le grandi diaclasi (large joints)

ENRICO MERLAK (Gruppo Grotte dell'Associazione XXX Ottobre  
 Sez. del C.A.I. di Trieste)

Summary :

This work represents a study of Karst morphology. The autor divides two types of joints : " large joints " and " little joints " and, with this distinction, studies a Karst zone. " large joints " mainly interest the underground phenomena and the main structures of the Karst elements; the " little joints " interest the origin of the superficial phenomena (gorges, outcrops, etc..) concurring to the enlargement of the dolinas and caves.

Résumé :

Ce travail constitue une étude de morphologie karstique. L'auteur part de l'analyse des fractures, divisées par " grandes " et " petites diaclases " sont cause directe de l'encarstement hypogée et intéressent subordonnément la morphologie de la surface; les " petites diaclases " sont cause directe du carsysme épigée et elles agissent parallèlement avec les précédentes dans l'agrandissement des avens et des cavités simples.

Premessa :

Il presente lavoro costituisce uno studio di morfologia carsica superficiale. Esso si basa sull'analisi delle fratturazioni superficiali di un settore del Carso di Aurisina (Trieste). Ai fini del lavoro le fratture vengono divise dall'autore in due classi distinte : piccole diaclasi e grandi diaclasi. Viene dimostrato come questi due diversi sistemi di disomogeneità della roccia influiscano in modo differente nell'incarsimento superficiale di una particolare zona carsica. La ricerca viene condotta in base all'analisi della tipica fenomenologia del carsismo di superficie (doline, campi solcati, grize, affioramenti) in stretta analogia con le deformazioni tettoniche del settore.

Descrizione del Terreno

Il settore oggetto dello studio si estende per pochi chilometri quadrati entro un'area posta in pendio da una quota massima di 249 metri ad una minima di 160, in prossimità dell'asse del solco di Aurisina. I terreni affioranti sono riferibili al Cretaceo superiore. Si tratta di calcari compatti ad alto contenuto di  $\text{CaCO}_3$ , calcari fossiliferi ed orizzonti di breccie. La morfologia è prettamente carsica. I rilievi appaiono denudati, privi di vegetazione e gli affioramenti rocciosi sono caratterizzati da un'intensa attività termoclastica con la predominanza del fenomeno "griza". Abbondanti risultano i campi solcati in corrispondenza delle aree di massima pendenza. Meno frequenti ma pur sempre presenti sono le doline generalmente poste in zone di depressione. Gli affioramenti più caratteristici sono rappresentati da testate di stratos e da blocchi a contorno angolare definibili come "testimoni d'erosione". Questi affioramenti sono interessati da fenomeni secondari quali vaschette di varie dimensioni generatesi per lenta azione corrosiva dell'acqua meteorica stagnante, differenziazioni interstrato ed allargamenti dei giunti di stratificazione visibili nelle parti laterali degli affioramenti (fig. 1-7), sistemi di microfrazture o fratture embrionali entro le quali si impostano i processi di allargamento per solubilità. Il settore, profondamente incarsito, è caratterizzato dalla presenza di numerose cavità. Una grotta di particolare interesse, Grotta A.F. LINDNER, scoperta nel 1967, raggiunge attraverso un chilometro di gallerie la profondità di 180 metri ad una quota di 4 metri sul livello del mare. Interessata dalle acque del livello di base del Carso Triestino, questa grotta rappresenta una delle più grandi scoperte speleologiche effettuate negli ultimi cinquant'anni nella regione. Tutto ciò ha portato ad intensificare le ricerche nel settore allo scopo di migliorare le conoscenze finora acquisite sul fenomeno carsico.

Rapporti di carstificabilità

In un terreno calcareo l'incarsimento si sviluppa per l'accentuarsi del processo di corrosione e successivamente di erosione entro zone od aree di minor resistenza della roccia. Queste aree possono essere generalmente identificate in piani di discontinuità quali giunti di stratificazione e piani di frattura. In una massa calcarea non sempre appaiono evidenti però quei piani e, nel settore esaminato, il rapporto numerico fra fratture beanti e microfrazture è bassissimo. Nel presente lavoro si è affrontata la possibilità di distinguere nettamente due tipi di fratture : " little joints " o piccole fratture e " large joints ", grandi fratture. Le prime sono generalmente entro piani perpendicolari al piano di strato e interessano un solo strato e talora solo una piccola porzione del suo spessore; le seconde sono estese entro piani che interessano più strati e si presentano comunque più appariscenti delle altre. Questa classificazione, del resto nota nella geologia moderna, può essere correlata più o meno alla precedente accettando per giusto il fatto che microfrazture e fratture beanti si differenziano per estensione nel piano.

Little joints

Sono frequenti negli affioramenti e si rivelano particolarmente in corrispondenza di piani suborizzontali o tetti di strato affioranti. Si possono apparentemente distinguere in due tipi a seconda che appaiano più o meno beanti e interessanti una porzione di strato o che si presentino sotto forma di brevi solchi o scanellature provocate dalla minor resistenza della roccia alla solubilità in corrispondenza delle microfrazture. Si presentano generalmente in sistemi rombici ad angoli più o meno acuti o addirittura in sistemi ortogonali (fig. 2-3-4-5). Il loro ruolo nella carsificabilità della roccia riguarda solo alcuni aspetti, peraltro fondamentali, dello studio della morfologia carsica. Le "little joints" sono responsabili uniche dell'evoluzione di affioramenti a Karren attraverso due principali meccanismi: la formazione di solchi profondi e lunghi entro le piccole fratture e la predisposizione agli effetti termoclastici che talvolta operano la trasformazione di Karren a "griza". Le "large joints", associate alle precedenti, appaiono quantitativamente e qualitativamente diverse. La loro frequenza è nettamente minore e la loro individuabilità è chiara. Interessano più strati in profondità e si sviluppano in superficie anche per decina di metri. Esse costituiscono un facile punto d'attacco da parte degli agenti atmosferici e si presentano generalmente beanti. Responsabili dirette dell'incarsimento ipogeo, influiscono solo secondariamente nella morfologia carsica superficiale. Sono altresì responsabili della separazione in grossi blocchi prismatici degli affioramenti principali e degli scosciamenti in corrispondenza dei ripidi fianchi di alcune doline.

Incarsimento epigeo

Si è cercato di interpretare la genesi e la morfologia di alcuni elementi carsici superficiali in base al diverso rapporto di carsificabilità fra le grandi e le piccole diaclasi.

Le doline

Escludendo da questo termine tutti gli avvallamenti del terreno e le depressioni originatesi per fenomeni di crollo o di subsidenza locale, consideriamo le doline esclusivamente come manifestazioni legate all'accentuarsi di fenomeni di corrosione e subordinatamente di erosione entro rocce carbonatiche particolarmente fratturate. L'esatto meccanismo di formazione delle doline non è stato ancora ben compreso ma si può dire, senza tema di errori, che "little" e "large joints" svolgono un ruolo essenziale e quasi esclusivo sulla loro evoluzione. Le grandi diaclasi favoriscono, attraverso l'azione carsogenetica, l'allargamento e quindi la formazione di vani sia in profondità che in lunghezza. A questa azione se ne aggiunge quella delle piccole diaclasi che determinano, sia per solubilità che per distacco termoclastico, un progressivo smantellamento, strato dopo strato, della roccia in prossimità dei piani di frattura delle grandi diaclasi. Essendo questi processi più intensi in superficie (effetto termoclastico ed escavazione entro le "little joints" è logico che il progressivo allargamento e abbassamento proceda dall'alto verso il basso.

Fig. 1.- Differenziazione interstrato in un affioramento caratterizzato da solchi di pendio.

Fig. 2.- Sistema di "little joints" al pt. 1

Fig. 3.- Sistema di "little joints" al pt. 2

Fig. 4.- Sistema di "little joints" al pt. 3

Fig. 5.- Sistema di "little joints" al pt. 3

Fig. 6.- Affioramento con esempio di distacco generale ad opera di "large joints"

Fig. 7.- Affioramento stratigrafico: sono ben visibili due strati di cui uno superiore interessato da poche fratture e da solchi di pendio e uno inferiore, intensamente fratturato ad opera di "little joints". A destra appare una "large joints" che interessa entrambi.

Fig. 8.- Entrata della cavità al pt. 1 con riferimento agli affioramenti circostanti

Fig. 9.- Entrata della cavità al pt. 1. Si vede chiaramente la frattura principale e le piccole diaclasi responsabili dei fenomeni secondari di crollo.

Fig. 10.- Sistemi rombici di "little joints" con fascio di "large joints". (La frattura centrale corrisponde a quella in fig. 12).

Fig. 11.- Affioramento da stratificazione con giunto beante, piccole e grandi diaclasi

Fig. 12.- Affioramento con ben visibili le little joints limitate entro i singoli strati.

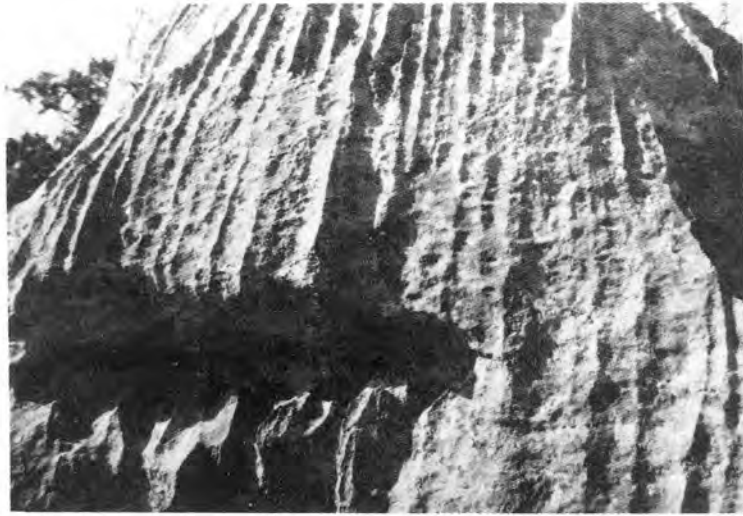


Fig. 1



Fig. 7



Fig. 9



Fig. 10

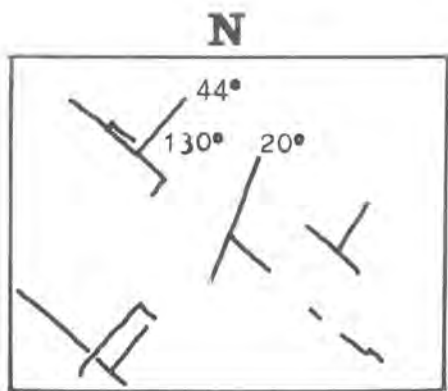


Fig. 2

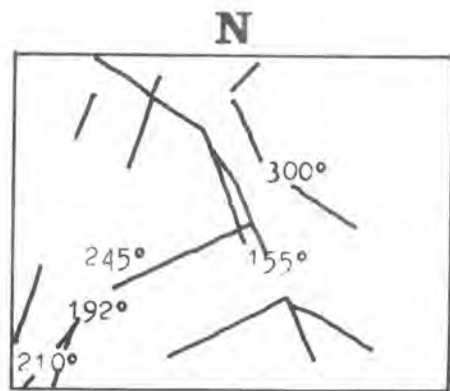


Fig. 3

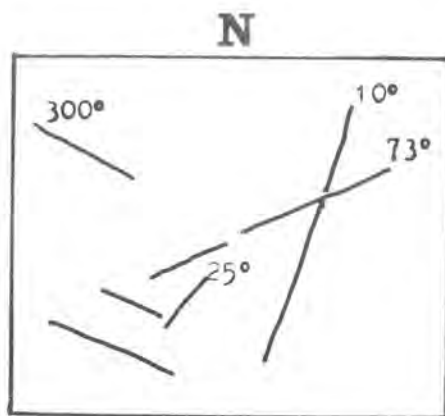


Fig. 4

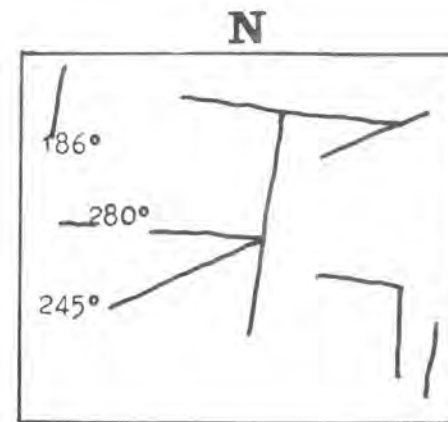


Fig. 5

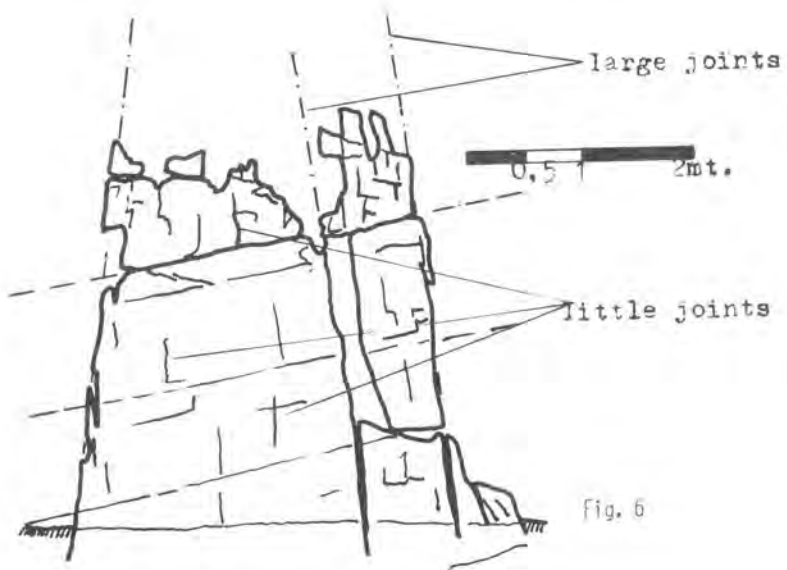


Fig. 6

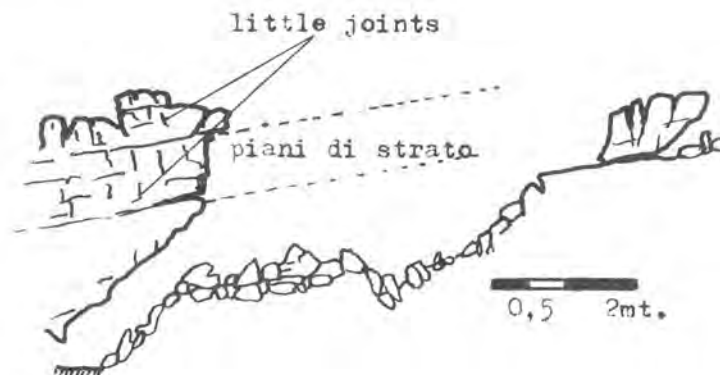


Fig. 8



Fig. 12

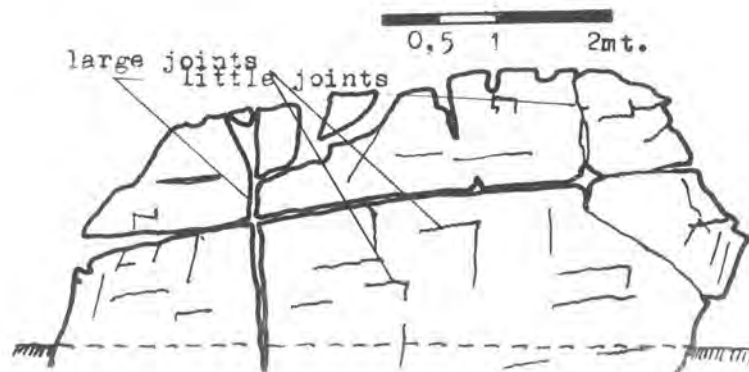


Fig. 11

### I campi solcati

Costituiscono, nel settore, l'elemento superficiale più caratteristico ed abbondante. Data la morfologia stessa della zona, situata in pendo e caratterizzata quindi da un drenaggio delle acque in corrispondenza delle vie di massima pendenza, la maggior parte degli affioramenti si è evoluta a "karren di di pendio" e in questo caso è quasi nulla la influenza delle fratture. Laddove sia possibile però l'instaurarsi di una lenta azione solvente da parte dell'acqua si assiste alla formazione in superficie di complessi reticoli di fratture con sistemi e stadi di evoluzione diversi. Solchi particolarmente sviluppati in lunghezza e brusche interruzioni di affioramenti ad opera di ampie diaclasi riferibili a "large joints" sono indici principali dell'influenza delle fratture sullo sviluppo dei "karren di pendio" o "rinnenkarren". In misura minore sono presenti nella zona i "klufikarren" o "karren" da frattu- dove il fenomeno predominante è l'accentuarsi della solubilità entro le "little joints". Un'ulteriore evoluzione di questi affioramenti da frattura porta alla formazione della "griza carsica".

### Conclusioni

Piccole e grandi fratture agiscono entro una massa calcarea stratificata in modo differente ai fini della carsificabilità. Esse contribuiscono parallelamente ai fini dello sviluppo degli elementi carsici. Negli affioramenti di superficie le piccole diaclasi, "little joints", svolgono il ruolo predominante con la formazione finale di "grize". Le "large joints" intervengono con la separazione in grossi blocchi a contorno rombico o rettangolare a seconda del sistema di fratturazione principale. Nella formazione delle doline sembra che i due tipi di fratture contribuiscano egualmente: le "large joints" nell'iniziale drenaggio verticale e nella tendenza alla raccolta delle acque in quel punto, le "little joints" con il disfacimento e l'allargamento progressivo delle zone circostanti alle grandi fratture.

### Bibliografia :

- d'AMBROSI C. .- 1960 - Sull'origine delle doline carsiche nel quadro genetico del carsismo in generale. Boll. Soc. Sdr. Sc. Nat., Vol LI, Trieste.
- FORTI F. .- 1968 - La geomorfologia nei dintorni di Slivia (Carso Triestino), in rapporto alla tettonica ed alla litologia. Atti Mem. Comm. Grotte E. Boegan, 1967, ppgj 23-61, Trieste.
- GEZE B. .- 1953 - La genèse des gouffres. Premier Congrès International de Spéléologie, Tome 1, Paris.
- GORTANI M. .- 1948 - Compendio di Geologia - Vol. II : Geodinamica esterna, Udine.
- VENZO G.A. - FUGANTI A. .- 1965 - Analisi strutturale delle deformazioni tettoniche del Carso goriziano (Gorizia) " Studi Trentini di Scienze Naturali ", sezione A, vol., XLII, n.2. Trento.

## ОЗЕРА КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ

Н.А.Горбунова, Г.А.Максимович

Институт карстоведения и спелеологии, Пермь, СССР

Озера являются интересными элементами карстовых ландшафтов. Изучение их морфологии, водного режима и химического состава помогает понять многие особенности закарстованных территорий. Воды даже небольших карстовых озер используются для хозяйственных целей. Крупные озера являются транспортными путями и объектами туризма.

В настоящей работе на основе обобщения и систематизации личных наблюдений /2-6, 10, 11/ и литературных данных /1, 7-9, 12-27/ авторы выделяют основные генетические типы озер областей распространения карбонатного, сульфатного и соляного карста, происхождение, развитие и водный режим которых тесно связан с карстовыми процессами.

Форма озерных котловин в плане определяется их происхождением. Это могут быть простые, сдвоенные, сложные котловины. Сильно вытянуты по простиранию тектонических нарушений озера в полях. Наибольшие площади и объемы воды имеют тектоно-карстовые озера. Площадь их измеряется десятками и сотнями км<sup>2</sup>. Максимальные объемы воды в сезонных озерах-полях достигают 900 млн. м<sup>3</sup>. Большая часть карстовых озер имеет небольшую площадь, но глубина отдельных озер превышает среднюю глубину озер мира - 93 м /таблица/.

Глубокие карстовые озера мира Табл.

Название озера, страна	Площадь, тыс. м <sup>2</sup>	Глубина, м	Литературн. источник
Црвено, Югославия	30	300	/19/
Церик-Нель, СССР	26	258	/8/
Жиротт, Франция	570	99	/21/
Мюттен, Швейцария	800	68	/21/
Роголек, СССР	5,6	61	/5/
Уткинское, СССР	26	55	/12/
Табашинское, СССР	-	53	/13/
Белое, СССР	8,5	46	/5/

В зависимости от степени участия карста в формировании озерной котловины а также направления карстового процесса /преобладание выноса или аккумуляции материала/ котловины озер карстовых областей подразделяются на три группы /4/: I-карстовые и тектоно-карстовые, II-плотинные, III-преобразованные карстом и сложные.

Карстовые и тектоно-карстовые озерные котловины - это карстовые воронки, котловины, депрессии, поля, образовавшиеся путем выщелачивания карстующихся пород с поверхности или на глубине с последующим обрушением сводов подземных полостей, особенно в зонах тектонических нарушений и литологических контактов. Они формируются при непосредности этих озер определяются приуроченностью озерной котловины и определенной зоне движения карстовых вод, гидродинамическими свойствами карстовых вод /ненапорные, напорные/ и степенью участия их в питании озера. По этим признакам карстовые и тектоно-карстовые озера подразделяются на три типа /рис. 1/:

1. Карстовые озера зон поверхностного и вертикального нисходящего движения /области питания/ карстовых вод - это обычно коррозионные, реже провальные, воронки и котловины на водоразделах, склонах, высоких эрозионных террасах. Днища их находятся значительно выше уровня карстовых вод и являются как бы подвешенными по отношению к последним. Основным условием возникновения озера является кольматация

понров и трещин на дне воронок или котловин водонепроницаемым материалом. Во влажные периоды котловина заполняется водой и появляется озеро, которое может быть постоянным, эфемерным или эпизодически исчезающим. Исчезновение воды вызывается фильтрацией через донные отложения или уходом в поноры, заполнитель которых вынесен суффозией.

Подвешенные озера бывают: 1а/чаще всего бессточные, 1б/с поверхностными притоками, обычно временные, некоторые с эпизодическим или постоянным подземным стоком в поглощающие поноры и трещины, 1в/с перемежающимся поверхностным стоком. Основным источником питания их являются атмосферные осадки, выпадающие на поверхность озера и его бассейна, частично грунтовые воды. Химический состав вод формируется под влиянием зональных физико-географических факторов.

2. Карстовые озера зоны горизонтального движения /области стока/ карстовых вод приурочены к воронкам, котловинам, депрессиям и полям, днища которых расположены несколько ниже максимального уровня карстовых вод. В зависимости от амплитуды колебания уровня карстовых вод озера бывают постоянными или сезонными. Они являются подзаемнопроточными, некоторые имеют также поверхностный сток или относятся к поверхностнопроточным с подземным питанием и стоком. Химический состав озерных вод определяется составом подземных /карстовых/ вод или смешением последних с атмосферными осадками. Данный тип подразделяется на 2а/гидрогеологические окна, 2б/гидрогеологические котлы, 2в/поля.

Гидрогеологические окна или озера в карстовых воронках и котловинах, вскрывающих подземные воды, обычно образуются на низких аккумулятивных террасах рек или на других участках с неглубоким залеганием карстовых вод. Они питаются преимущественно карстовыми или грунтовыми водами. Типичные озера-окна встречаются в Пермской области /2/ и в других карстовых районах.

Гидрогеологические котлы, имеющие глубокие цилиндрические котловины, располагаются на склонах полей или на водоразделах с глубоким залеганием карстовых вод. Вблизи г. Имотска в Югославии на склоне поля расположено оз. Голубое с площадью около 0,24 км<sup>2</sup>. В дождливые периоды глубина его достигает 90 м, в сухое время вода исчезает. Впадина соседнего оз. Црвено /Красное/ имеет глубину до 518,8 м, диаметр около 400 м. Глубина озера колеблется от 248,8 м до 270,4 м /27/, а по другим данным от 260 м до 300 м /19/.

Озера полей или обширных тектоно-карстовых понижений бывают как постоянными, так и сезонными. Примером являются озерные поля Югославии. Наибольшей известностью пользуется оз. Цериничино в поле, вытянутом на 9 км при ширине 2-3 км. Основная масса воды приносится в него во время бурх и небольшими реками, затопляющими поле до восьми с половиной месяцев в году. Поглощающие поноры расположены в средней части. Зимские воды исчезают также в пещерах. Основная часть воды подземным путем стекает к Люблянскому барьеру, другая часть - в сторону Планинского поля, в котором также возникает сезонное озеро /14, 18, 19, 22/. В течение длительного времени заливаются водой поля восточной Герцеговины. Объем озер зимой достигает в Дабарско поле 200 млн. м<sup>3</sup>, в Попово - 800 млн. м<sup>3</sup>. В связи с гидроэнергетическими мероприятиями поля будут осушены /19/. Озерные поля есть и в других карстовых областях мира.

3. Карстовые озера зоны вертикального восходящего движения или области разгрузки карстовых вод представляют расширенные в верхней части устья каналов восходящих источников. Они питаются напорными карстовыми водами, реже артезианскими. Загрузка карстовых вод происходит по тектоническим нарушениям или приконтактным зонам карстующихся пород с некарстующимися. Эти озера отличаются наличием стока, малыми колебаниями уровней, постоянством химического состава и температуры воды.

Наиболее глубоким родниковым озером является Церин-Кель на Северном Кавказе /8/. Это водоносная шахта глубиной 258 м в валанжинских известняках. Из озера вытекает река с расходом 0,6 м<sup>3</sup>/сек. В Башкирии Красный Ключ в долине р. Уфы выходит в двух сближающихся озерах. Поперечник Большого достигает 170 м, глубина 38 м. Среднегодовой расход родника равен 12-15 м<sup>3</sup>/сек. 9/. Единственные озера, питающиеся водами мергелно-меловых отложений известны в Полесско-Волынской карстовой области /10/.

В Пермской области исследованы родниковые сточные озера Черное, Яголец, Каменка, питающиеся сульфатными карстовыми водами с минерализацией 1,8-2,6 г/л /5/. Из озер вытекают ручьи в проточное



оз. Белое, на дне которого разгружаются соленые хлоридные воды. С глубины 2,5 м до дна (46 м) вода имеет минерализацию 11-12 г/л. Из озера вытекают два ручья с общим расходом в летний период около 43 тыс. м<sup>3</sup>, сутки. Оз. Провалище в Приангарье с глубиной 35,5 м и поперечником в верхней части 27 м имеет сток до 100-120 л/сек. сульфатно-кальциевой воды с минерализацией до 4 г/л/1/.

Большой известностью пользуется ключевое оз. Блаутопф в Швабской Юре. Эта природная шахта глубиной 22 м при верхнем диаметре 34 м обладает стоком воды 20-25 м<sup>3</sup>/сек (26/). В южной части Швабской Юры находится другое родниковое оз. Хегауский Аах площадью около 2 тыс. м<sup>2</sup>, глубиной 12 м, с расходом не менее 7 м<sup>3</sup>/сек. К данному типу относятся озера Горно и Долно в Предбанканах (7/), Бездонное в Тюрингском бассейне (13/), Пойала в долине Девера в Пьемонте (15/), Глубокое во Флориде (21/).

Плотинные озерные котловины возникают на карстовых реках при отложении поперек их туфовых плотин за счет выпадения из воды карбоната кальция. Наибольшей известностью в Европе пользуются Плитвицкие озера. В Югославии на р. Коране, протекающей среди мезозойских известняков и доломитов, вода сотнями водопадов низвергается с 16 кальцитовых Плотин, переливаясь из верхних озер в нижние. Самое большое оз. Козьяк имеет площадь 82 га и глубину 46 м. Туфовые плотины имеются и в бассейне р. Крки (19, 25/).

Отложения туфовых плотин на реках описаны на Парижском плоскогорье в бассейне Роны. Травертиновые плотины на постоянных и временных потоках, текущих по ордовикским и кембрийским известнякам в горах Арбунль (США), частично разрушены последующей эрозией (16/). В Афганистане озера плитвицкого типа известны в высокогорных долинах рек западнее Кабула (14/).

Преобразованные карстом и сложные озерные котловины формируются под воздействием нескольких геологических процессов с различной степенью участия карста. К преобразованному карсту отнесены котловины первоначально некарстового происхождения, но в дальнейшем осложненные карстом. Это эрозионно-карстовые, ледниково-карстовые, антропогенно-карстовые и другие озера.

Эрозионно-карстовые озера описаны в Пермской области, Башкирии и Татарии (2, 5, 10, 11, 13/). Ледниково-карстовое происхождение имеют, вероятно, озера Лох-Корриб с глубиной 50 м и Лох-Маск (63 м) в Ирландии (17/).

Сложные котловины формируются под воздействием нескольких геоморфологических процессов, соотношение которых изменяется во времени. Карстовые процессы принимают участие в формировании озерной котловины на определенной стадии ее развития, а карстовые воды в значительной степени определяют водное питание и режим озера. К этому типу относится оз. Чусовское в Пермской области (5/).

В настоящей работе рассмотрены только основные типы озер карстовых районов, характеризующихся разнообразным водным балансом (рис. 2). Еще недостаточно изучены условия питания, водный режим, температурные условия, химизм вод и эволюция карстовых озер. Эти вопросы заслуживают специальных исследований и дальнейшей разработки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вологодский Г. П. Карст Южного Приангарья. В кн. Инженерно-геологические особенности Приангарского промышленного района и их значение для строительства. Изд. Наука, М., 1965.
2. Горбунова Н. А. Озера гипсового карста. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962.
3. Горбунова Н. А. Влияние условий питания и стадий развития на химический состав карстовых озер. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2 (3/), Пермь, 1963.
4. Горбунова Н. А. Гидрогеологическая классификация карстовых озер. Карст Урала и Приуралья, Пермь, 1968.
5. Горбунова Н. А., Бутырина К. Г., Яшенко Р. В. Карстовые озера. В кн. Химическая география вод и гидрогеохимия Пермской области, вып. 4/5/, Пермь, 1967.
6. Горбунова Н. А., Пономарева Л. А. Химический состав карстовых озер Пермской области. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3/47, Пермь, 1964.
7. Златна Панега. В сб. Болгария, ИЛ, М., 1953.
8. Кузнецов И. Г. Озера Церик-Кель и другие формы карста в известняках Скалистого хребта на Северном Кавказе. Изв. Гос. русского Географического общества, т. 60, вып. 2, 1928.

9. Дыкошин А.Г., Соколов Д.С. Красный Ключ. Природа, № 8, 1957.
10. Максимович Г.А. Основы карстоведения, т. I, Пермь, 1963.
11. Максимович Г.А., Горбунова Н.А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
12. Соловьев Ф.А. Уткинское с погребенным лесом озеро на Урале. Природа, № 10, 1949.
13. Ступишин А.В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья. Назань, 1967.
14. Breznik M. Akumulacija na Cerkniskem in Planinskem polju. Geologija, kn, 7, Ljubljana, 1952.
15. Capello C.F. Il fenomeno carsico in Piemonte. Bologna, 1955.
16. Emig W.H. Travertine deposits of Oklahoma. Oklahoma Geol. Survey, Bull., № 29, 1917.
17. Freeman T.W. Ireland. London, 1950.
18. Gavazzi A. Die Seen des Karstes, Abhandl. der k.k. Geogr. Gesellschaft., B.V, № 2, Wien, 1904.
19. Guide-Book of Congress Encursion through Dinaric Karst. Ljubljana, 1965
20. Holtedahl O. Norges geologi, B. II, Oslo, 1953.
21. Hutchinson G.E. Treatise on Limnology, V, I, New York, London, 1957.
22. Jenko F. Umbildung des periodischen Sees von Cerknica (Slowenien, Jugoslawien) in einen ständigeren See. Proceedings of the 4 Internat. Congress of Speleology in Yugoslavia, V. III, 1968.
23. Kunsky J. Jezera Slovenského krasu. Rozpravy II, tr. C. akad., № 25, Praha, 1939.
24. Lapparent A.F. Les dépôts de travertins des montagnes afghanes à l'Ouest de Kaboul. Rev. géogr. phys. et géol. dynam., 8, № 5, 1906.
25. Pavetić Z. Neki problemi zastite Plitvickih jezera. Priroda 6-7, Zagreb, 1966.
26. Riedl H. Beobachtungen aus der Schwäbischen Alb. Höhlenkundl. Mitt., 12, № 6, 1956.
27. Roglić J. The Depth of Fissure Circulation of Water and of the Evolution of Subterranean Cavities in the Dinaric Karst, Problems of the Speleological Research, Praha, 1965.

Institut Karstologie  
und Speläologie, Perm, UdSSR

Подписи под рисунками в реферату

Н.А. Горбуновой и Г.А. Максимовича "ОЗЕРА КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ"

Рис. 1. Генетические типы озер карстовых районов

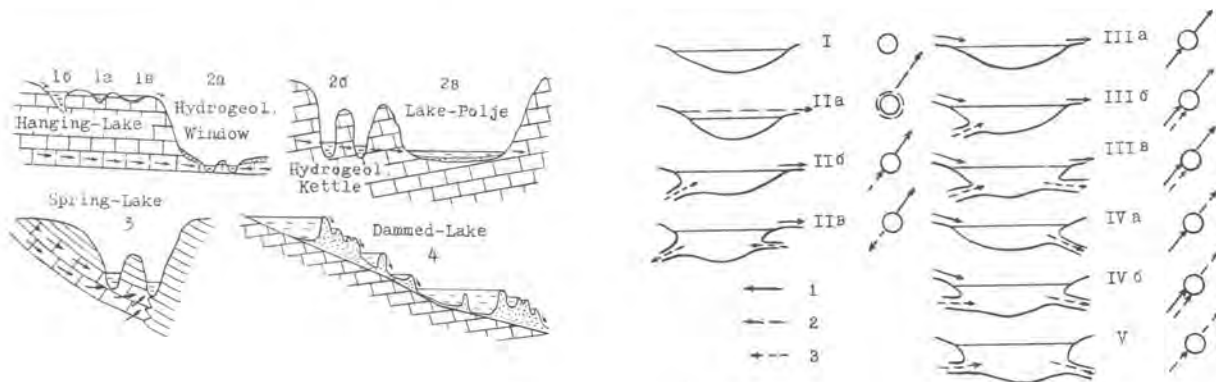
Озера: 1а, б, в - подвешенные, 2а - гидрогеологические окна, 2б - гидрогеологические котлы, 2в - озера-полья, 3 - родниковые, 4 - плотинные.

Рис. 2. Водный баланс карстовых озер

Направление притока и стока: 1 - поверхностного, 2 - поверхностного перемежающегося, 3 - подземного.

Озера: I - бессточные, II - поверхностносточные, III - поверхностнопроточные, IV - поверхностноприточные,

V - подземнопроточные.



## Caractères morphologiques distinctifs des phénomènes karstiques en Bas Vivarais

GREGOIRE TESTAZ (Clarens / Suisse)

### ABSTRACT

The Bas Vivarais (between the Massif Central and the Rhône Valley) shows two characteristic karst areas: 1) the karst of Jurassic and 2) the karst of Urgonien (Under Cretaceous). The differences between the two areas are especially distinct on the the surface: deep rills, no soil, monoclinical structure in the Upper Jurassic limestone; sporadic rock rills, Terra Rossa in the closed dips, very deep saturated karst in the karst of the Urgonien.

Introduction: La bordure SE du Massif Central de la France présente une succession de régions karstiques presque continue, de la Méditerranée à la latitude de Valence (Vallée du Rhône). Dans le Bas Vivarais (département de l'Ardèche et extrême Nord du Gard), des Cévennes cristallines à l'ouest jusqu'au Rhône à l'Est, la morphologie karstique est le trait dominant du paysage. Le domaine souterrain a été étudié par plusieurs générations de spéléologues déjà, qui ont fait du Bas Vivarais un des centres de gravité de la Spéléologie mondiale. Les phénomènes karstiques intéressent des terrains assez différents du point de vue stratigraphique, ayant eux-mêmes des particularités morphologiques propres. L'observation des horizons du karst montre que les différences vont en s'atténuant de la surface vers la zone profonde. Nous avons tenté de représenter dans un tableau, les corrélations et dissemblances des zones principales distinguées habituellement en Bas Vivarais. Ce tableau montre les premiers résultats acquis dans une étude plus complète de ces régions. Ce tableau est commenté sous forme de notes en fin d'article; ces notes ont pour but de montrer que la schématisation peut cacher souvent des traits importants du visage propre de chaque zone étudiée. (Fig. 1) (Fig. 2).

On distingue en Bas Vivarais deux zones karstiques principales. Nous les appellerons: 1) le karst de l'Urgonien, et 2) le karst du Jurassique supérieur (nommé parfois Cévennes calcaires). Il faut abandonner l'expression "karst urgonien" ou "karst jurassique", ces termes impliquant une notion de phase d'érosion, alors qu'il s'agit des étages stratigraphiques constituant le karst. De même, il faut réserver le terme de "Gras" aux gradins du Jurassique supérieur, bordant la dépression triasique péri-cévenole. Nous avons laissé de côté les mérokarsts du Trias et du Lias, le Jurassique supérieur. (Fig. 3-4-5-6.)

### NOTES

1. - La bande infracrétacée peut ne pas être une limite franche entre les phénomènes karstiques de l'Urgonien et du Jurassique supérieur. On observe en quelques endroits (N de Vallon-Pont d'Arc) le passage presque continu du karst entre Jurassique et Crétacé. Dans tout le SW du Bas Vivarais, le fossé tertiaire d'Alès forme une limite bien tranchée entre le karst du Jurassique (Les Gras) et le karst de l'Urgonien (plateaux de part et d'autre des Gorges de l'Ardèche).
2. - Le long de la dépression péri-cévenole, le Jurassique semble décollé et poussé vers le NW.
3. - Seul l'Urgonien présente des failles importantes: - faisceau de la faille de Tlours, Gorges de l'Ardèche  
- failles de Bidon, de Villeneuve de Berg, etc.
4. - Les % des surfaces de sol n'ont pas été planimétrées, mais estimées sur quelques tranches représentatives.
5. - Il s'agit d'un sol minéral brut, formé de sablons, sable et galets et quartzite déposés par un ancien affluent du Chassezac issu des Cévennes à l'W, et traversant le Bois de Paolive. On retrouve un pareil sol, avec parfois des traces ferrugineuses, en épandages sur le karst du Jurassique (N de Courry; NW de Chandolas). Voir carte géolo. 1:80 000, feuille Alès.
6. - D'après une communication orale de M. André Bürger, directeur du Centre d'Hydro-géologie de L'Université de Neuchâtel.
7. - Le karst de l'Urgonien nous semble une très vieille surface karstique qui, contrairement à l'hypothèse de certains auteurs, n'a jamais eu de couverture postérieure à l'émersion, si ce n'est un sol plus largement répandu qu'aujourd'hui.
8. - La tectonique du Bas Vivarais se révèle plus compliquée sur le terrain qu'à l'analyse de la carte géologique. Le Bas Vivarais s'il appartient au monde hercynien de par sa situation géographique, dépend du monde alpin quant aux accidents tectoniques morcelant les plateaux infracrétacés et dressant Trias et Jurassique contra le massif ancien. Les accidents NE-SW sont les derniers contre-coups de l'orogénèse alpine, alors que ceux dirigés SE-NW relèvent de la phase orogénique pyrénéenne. Une série d'accidents dans l'Urgonien - les grandes condractions écroulées de l'aven d'Orgnac et de la grotte de Saint-Marcel sont à rapprocher de cette activité tectonique locale - est peut-être à mettre en rapport avec l'activité volcanique tertiaire et quaternaire dans les régions voisines: Coiron, Haute Ardèche, Auvergne.

9. - Du chenaux de dissolution; le terme de tube implique une notion de taille représentant les conduits souterrains du karst non noyé. A l'origine de la karstification, l'horizon supérieur du karst devait montrer une porosité de fissures.
- 10.- Le tunnel artificiel donnant accès à la partie aménagée de la grotte de la Cocalière est absolument sec; il rencontre une seule diaclase, non exploitée par la dissolution. La "discontinuité initiale" à l'origine du vaste réseau de la cocalière doit être plus une affaire de lithofaciés que de failles.
- 11.- La porosité de tubes existe dans le Jurassique supérieur, mais elle est très localisée: karst subsuperficiel; quelques très grands réseaux, peu ramifiés. L'indice de cavernement est plus élevé pour l'Urgonien que pour le Jurassique supérieur.

#### BIBLIOGRAPHIE

- BALAZUC, J. 1956 Spéléologie du département de l'Ardèche. *Rass. Spel.* 1 t. II, Coma.
- BAULIG, H. 1928 Le plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne. Thèse, A. Colin éd., Paris.
- MICHOU, J. 1940 A propos de la formation du bassin hydrographique de l'Ardèche. *C.r.somm. soc. géol. France.*
- REYNIER, E. 1932 L'Ardèche; géographie, histoire. Bourrellet éd., Paris.
- ROMAN, F. 1950 Le Bas Vivarais. *Géol. rég. France*, Hermann éd., Paris.
- TESTAZ, G. 1967 Les karsts du Bas Vivarais. Livret-guide exc. Centre Hydrogéol. Neuchâtel.
- VERMEIJ, P.B. 1937 L'évolution morphologique du bassin de l'Ardèche. Thèse, Utrecht.

Travaux spéléologiques de: R. de Joly, A. Marti, J. Trébuchen, C. Bouquet.

Cartes géologiques 1:80 000: feuille Drange 2 e éd.,  
feuille Alès 3 e éd.,

Cartes topographiques 1:25 000: Bourg St. Andéol (1-8),  
Bessèges (1-2, 3-4).



Fig. 1  
CROQUIS DE SITUATION DU BAS VIVARAIS.

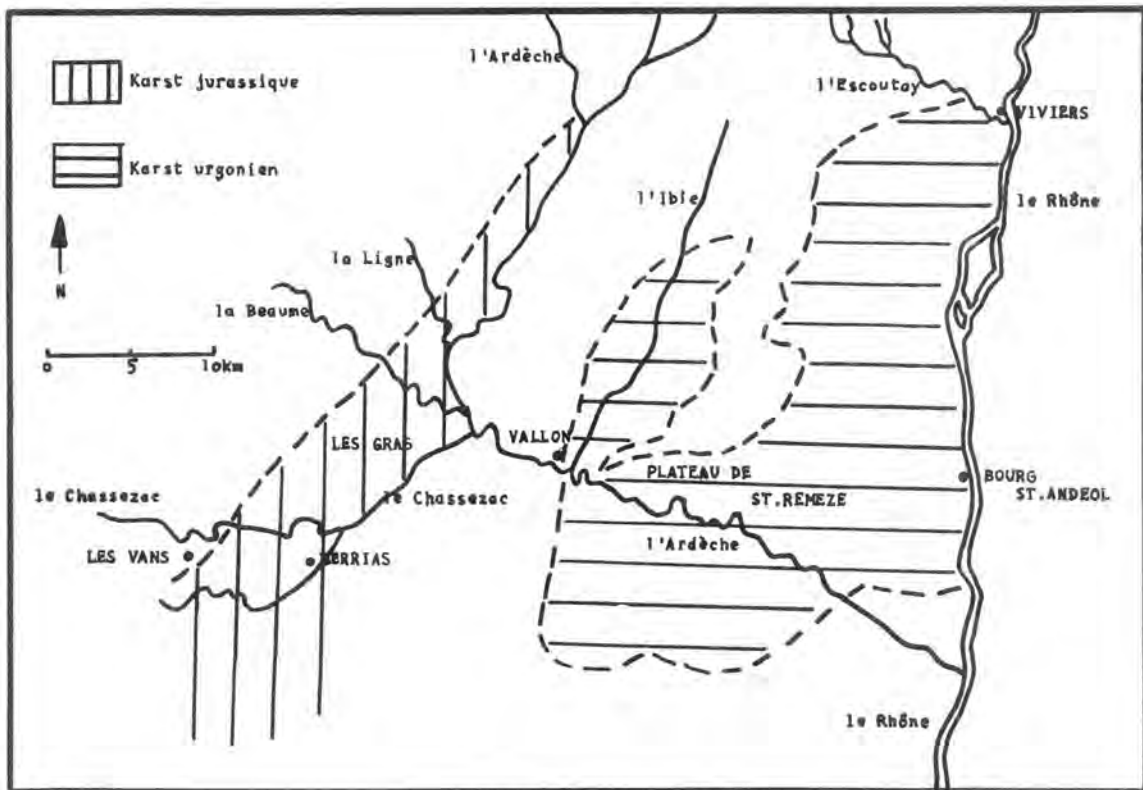


Fig. 2  
LES PRINCIPALES REGIONS KARSTIQUES DU BAS VIVARAIS.  
Limite N de la carte: massif volcanique du Coiron. Limite S: dépression oligocène de la Cèze.

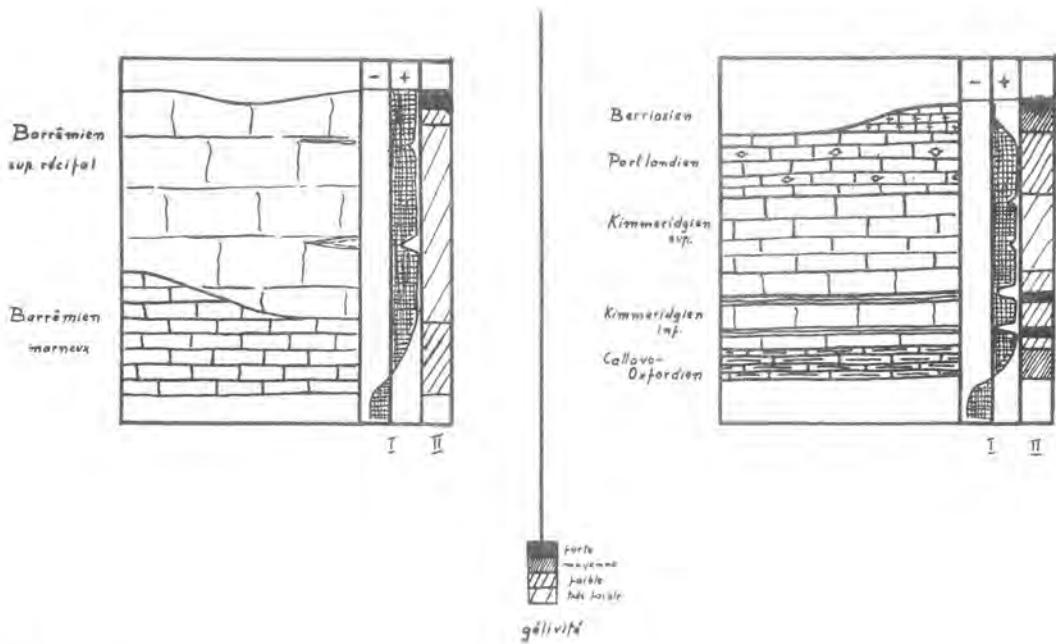


Fig.3

LITHOLOGIE COMPAREE DE L'URGONIEN ET DU JURASSIQUE SUPERIEUR.

à gauche: Urgonien; à droite: Jurassique sup.

I. Aptitude à la karstification.

II. Gélivité.

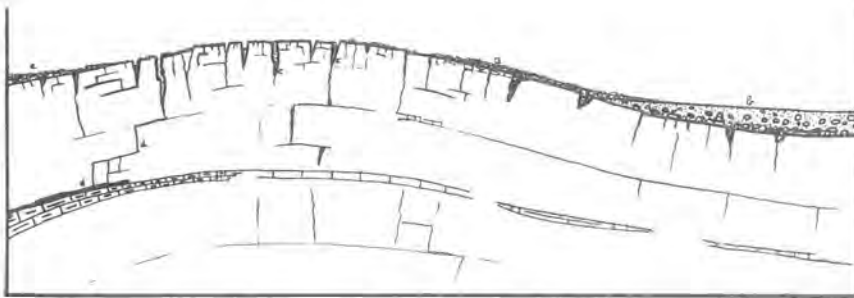


Fig.4

ASPECT DE LA SURFACE KARSTIQUE DE L'URGONIEN.

Tranche représentée: env. 20 m.

a) éclats cryoclastiques (régolite)

b) Terra Rossa

c) diaclases d'extension avec sol résiduel

d) ébauche de drainage karstique au contact d'un niveau marneux.

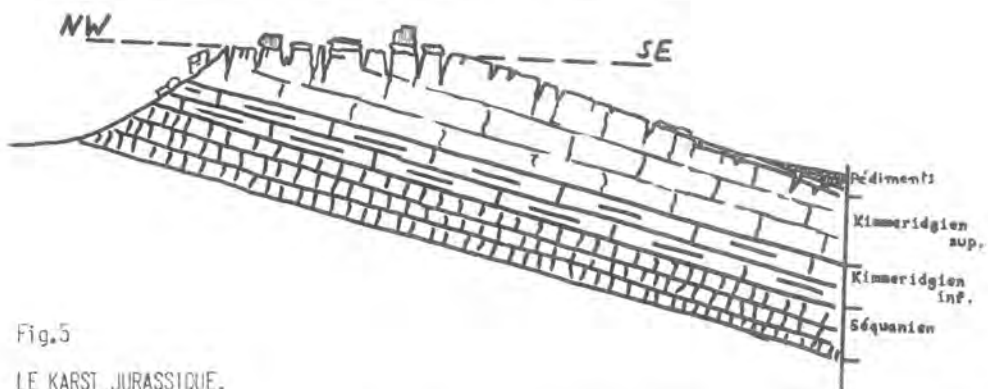


Fig.5

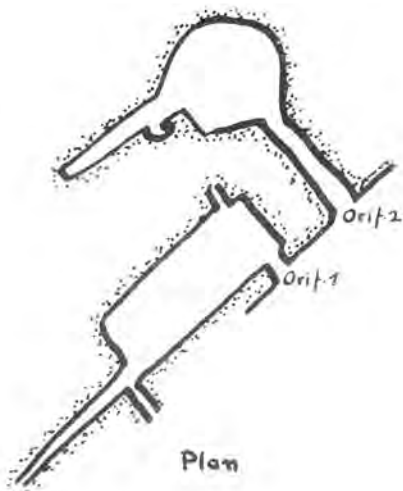
LE KARST JURASSIQUE.

Relief schématisé de la bordure NW des Gras; esquisse d'une "surface d'érosion", qui n'est en fait que le résultat de l'érosion "dorsale" très accentuée.

Cavités du Jurassique sup.



Resurgence de la Lauzette  
St. André de Cruzières  
(C. Bouquet)



Grottes du Gras de Privas

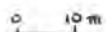
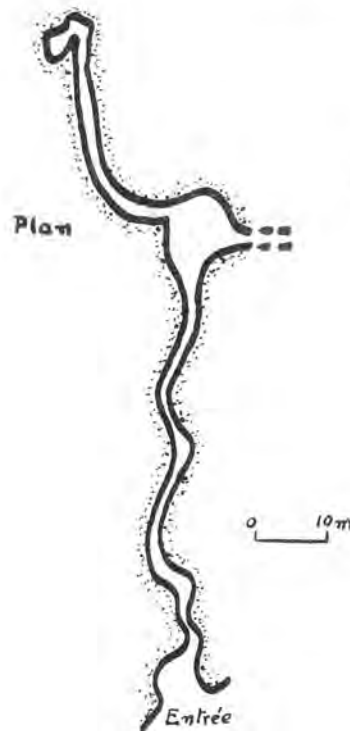
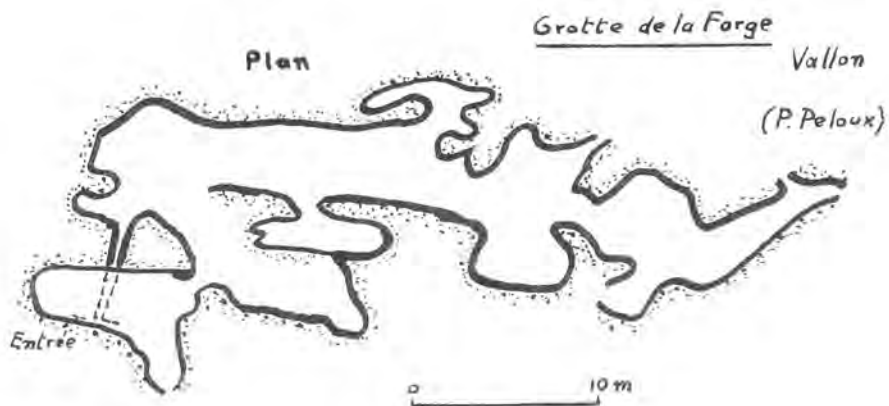


Fig. 6

Cavités de l'Urgonien



Event de Mayaguar  
Gorges de l'Ardèche  
(G. Gaupillat)



Grotte de la Forge  
Vallon  
(P. Peloux)



	Karst de l'Urgonien		Karst du Jurassique supérieur	
Altitudes moyennes	NW 250m	SE 120m	NW 250m	SE 150m
Stratigraphie Lithofaciès	<p>Urgonien = Barrémien supérieur            récifal :            300-400m, calcaire compact, massif;            passées collithiques ou crayeuses.            Barrémien marneux :            150m, calcaire marno-gréseux. (1)</p>		<p>Barrémien :            30m, calcaire cryptocristallin, marneux au            sommet.            Portlandien :            40-60m, calcaires à silex, niveaux marneux vers            le bas.            Kimmeridgien supérieur :            40-60m, calcaire compact, parfois dolomitisé.            Kimmeridgien inférieur :            15-20m, calcaires à niveaux délités, marneux.            Séquanien :            marno-calcaires en plaquettes. (2)</p>	
Structure	Anticlinaux et synclinaux à grands rayons de courbure. Au voisinage des failles, pendages forts : 20° - 30°. (3)		Horizontales-Monoclinales.	
Sols (4)	1) 40%: pas de sol; surface ciselée de lapiés sur flaggs et dômes d'anticlinaux; 2) 40%: couverture d'éclats cryoclastiques (régolite); 3) 15%: sol squelettique, humique, carbonaté très sporadique (Bois de Laouï, NW de Bourg St. André); 4) 5%: Terra Rossa (sol rouge méditerranéen) dans les dépressions; subactuel ou fossile, représentant quelques % du résidu. (6)		1) 50%: pas de sol, lapiés très disséqués; sol résiduel au fond des fissures; 2) 40%: renézeine sur les marno-calcaires; 3) 5%: humus brut, sans activité biologique (fana); 4) 5%: sol allochtone, pliocène localisé sur un ancien cours d'eau dans le Bois de Paolive (E des Vans); (5)	
Karst superficiel	Peu de lapiés typiques (cantonnés sur les pentes); ancien drainage aérien figé dans son premier stade d'évolution (anciens affluents de l'Ardèche). (7)		Lapiés abondants; découpage en grandes dalles; "empreintes de pas" (Trittkarren) sur la surface des bancs (rôle des lichens).	
Karst subsuperficiel Fissuration	Quelques diaclases, en général profondes; quelques pertes fossiles (plateau de Bidon-St. Remèze) (8)		Découpage orthogonal de diaclases peu pro- fondes (2-5m); anciens réseaux de subsurface: ponts naturels, avens d'effondrement; colma- tage à faible profondeur.	
Dépressions fermées	D'origine tectonique: bassin fermé de Vagnas, La Bastide de Virac, polje de Bidon; très peu nombreuses.		Dolines et ouvalas dans les zones horizontales; les Ramades (SE de St-Paul le Jeune), les Chambrettes (NW de St-Alban sous Sampzon).	
Karst profond	Avens profonds (épaisseur de l'Urgonien s.l.) Grottes, rivières souterraines, résurgences Enfoncement important du karst noyé Karst noyé très épais, assez localisé Porosité: de tubes (9) de fissures d'interstices (Barrémien-marneux)		Avens peu profonds. id., tracé plus géométrique que dans l'Urgo- nien. id., Karst noyé très sporadique. (10) rare (11). id., id., (Séquanien, Callovo-Oxfordien).	



# Hydrogéologie et géomorphologie karstiques du sud de l'Entre - Sambre et Meuse

ANDRE MINET (Anblain/Belgique) Institut de Géographie des  
Facultés Universitaires de Namur.

## Introduction

Cette note n'a pour but que de présenter les premiers résultats des travaux qui viennent d'être entrepris en vue d'établir une synthèse sur l'hydrogéologie et la géomorphologie karstiques de la région.

Ces recherches ont pour but essentiel de procéder à l'inventaire des ressources en eau et de chercher à préciser l'évolution du "Bourrelet calcaire" par la morphologie karstique.

Le territoire étudié s'étend de la frontière occidentale (région de Trêlon-Momignies) à la frontière orientale (région de Doische-Givet). Le caractère initial de cette carte a déterminé le choix de l'échelle du 1/40.000, qui présente l'avantage de la facilité du dessin et du report des données géologiques.

Au cours de la rédaction de cette communication, nous n'avons pu prendre connaissance de la légende internationale des cartes hydrogéologiques et karstiques. Ainsi donc, la représentation de ces phénomènes n'aura pas la rigueur souhaitée. De plus, ne disposant que d'un laboratoire scolaire, nous n'avons pu effectuer que des analyses partielles des échantillons d'eau. Cette publication n'aura donc que le caractère d'une étude sommaire.

## I.- Géologie.

Au point de vue géologique, la région étudiée fait partie du bord Sud du Bassin de Dinant. Les couches se présentent donc dans l'ordre stratigraphique du sud au nord, avec une direction générale est-ouest (voir la carte fig. 1).

Un seul coup d'oeil nous révèle la présence de trois étages offrant des niveaux calcaires intéressant les phénomènes analysés : Le Couvinien, le Givétien et le Frasnien.

Parmi ces étages, la bande du calcaire givétien paraît la plus digne d'attention, en raison de sa puissance et de ses caractères lithologiques.

On remarque le contraste qui existe entre le développement considérable du calcaire couvinien dans la partie occidentale de la région et aux environs de Pesche et le peu d'épaisseur lorsqu'il passe vers l'est. De plus, on observe des changements latéraux de faciès : calcaire, calcaire argileux, calcschiste, schiste modulaire.

Quant au calcaire frasnien, il est loin de présenter un horizon continu.

En effet, il existe très souvent des lentilles de calcaire corallien passant latéralement à des calcaires modulaires et en calcschistes (Lecompte, Malleux, Minet). Ces fréquentes alternances de schistes et de calcaires ne semblent pas être favorables au développement de l'hydrogéologie karstique. Ces roches massives et ces répétitions d'horizons imperméables s'opposent naturellement aux faciles communications souterraines. Parfois, on rencontre cependant deux bancs calcaires assez continus, c'est le cas à l'ouest de Viréilles et à l'est de Dourbes.

Toute cette bordure méridionale du Bassin de Dinant présente des couches s'inclinant, dans l'ensemble, vers le nord et sans grande complication tectonique.

Seuls quelques plis secondaires provoquent le dédoublement de certaines couches ou la réapparition du Givétien et du Frasnien au sein de la masse famennienne. Déjà en 1910, une coupe géologique relevée d'après la carte géologique au 1/40.000 (figure 11) faisait tellement bien ressortir ces phénomènes que nous ne pouvons nous empêcher de la reproduire (Van den Broeck, Martel, Rahir). Toutefois, à l'est de Chimay, un important pli en bayonnette affecte simultanément le Couvinien, le Givétien et le Frasnien. Il a pour résultat de provoquer un élargissement considérable et une fissuration importante des trois horizons calcaires. Ce fait présente donc un intérêt exceptionnel pour la circulation souterraine des eaux.

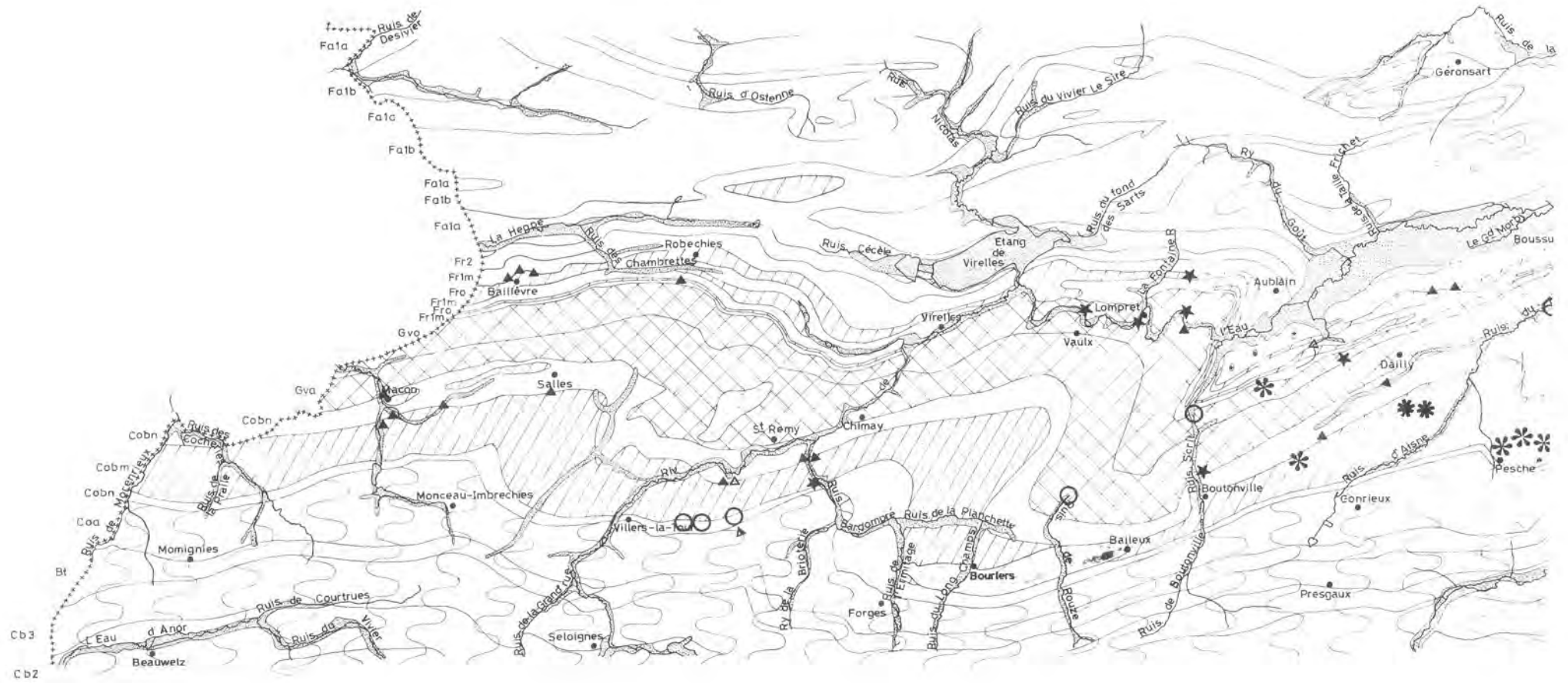
## II.- Topographie.

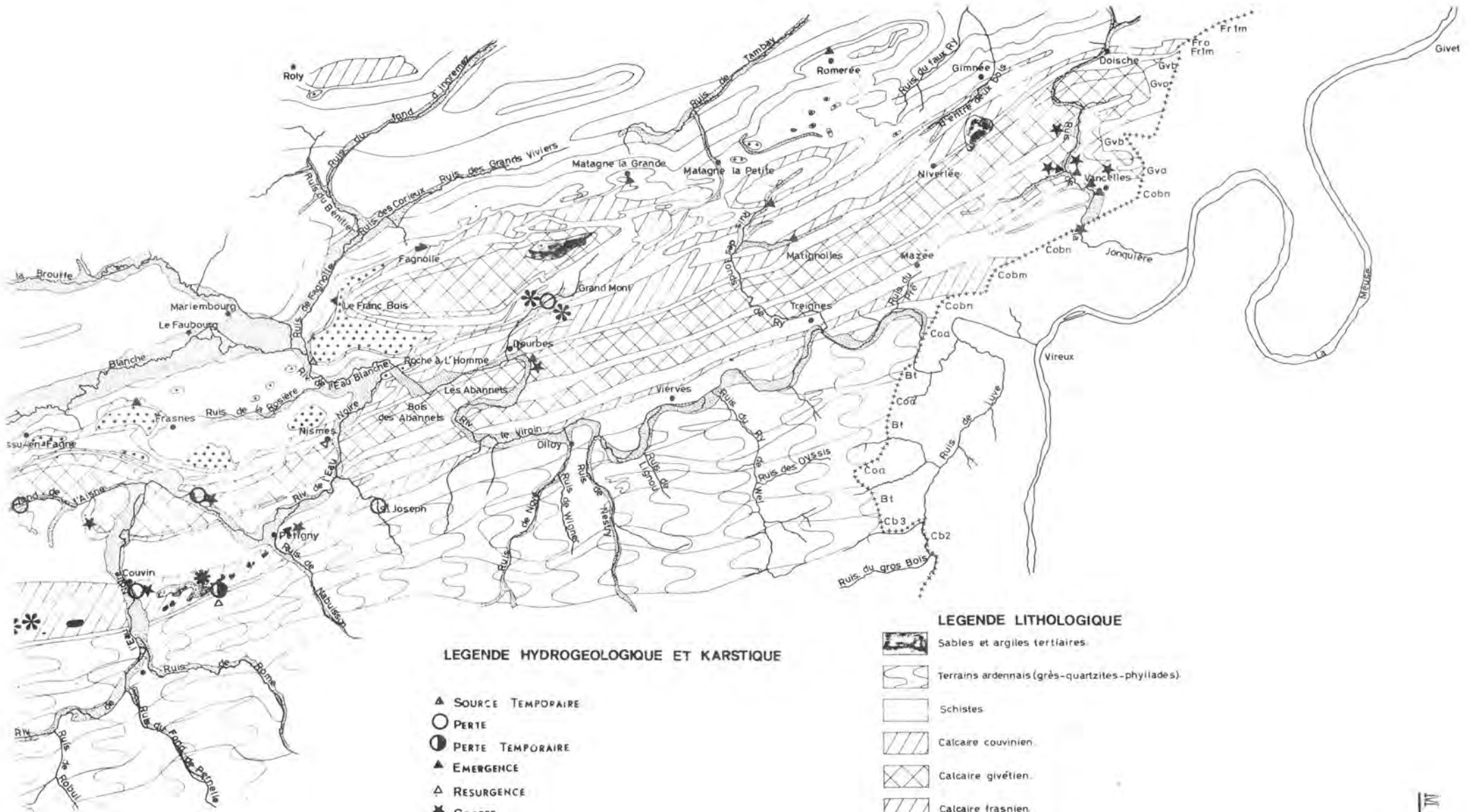
A ce point de vue et plus particulièrement au sujet des problèmes étudiés, la région présente plusieurs unités morphologiques s'emboîtant l'une dans l'autre de telle sorte qu'elles contribuent grandement à leur existence.

En effet, au sud, les hauts plateaux ardennais développés sur les grès descendent progressivement du Massif de Rocroi, en passant de 340 m à 290 m d'altitude. Ils se terminent, sur leur bordure septentrionale, par une brusque rupture de pente pour se raccorder aux plateaux calcaires une quarantaine de mètres plus bas. Ces pentes avec les sols plus ou moins imperméables produisent un ruissellement important qui aboutit finalement aux zones calcaires. Voilà une source d'alimentation des nappes souterraines qui est souvent perdue de vue. Or elle est conséquente, en tenant compte de la

FIGURE I HYDROGEOLOGIE ET GEOMORPHOLOGIE KARSTIQUES

ECHELLE 1/40.000





**LEGENDE HYDROGEOLOGIQUE ET KARSTIQUE**

- ▲ SOURCE TEMPORAIRE
- PERTE
- PERTE TEMPORAIRE
- ▲ EMERGENCE
- △ RESURGENCE
- ★ GROTTES
- ✱ DOLINE OUVERTE
- ✱ DOLINE

**LEGENDE LITHOLOGIQUE**

- Sables et argiles tertiaires.
- Terrains ardennais (grès-quartzites-phylites).
- Schistes.
- Calcaire couvinien.
- Calcaire givétien.
- Calcaire frasnien.
- Récif corallien frasnien.
- Alluvions.

N.-N.-O.

S.-S.-E.

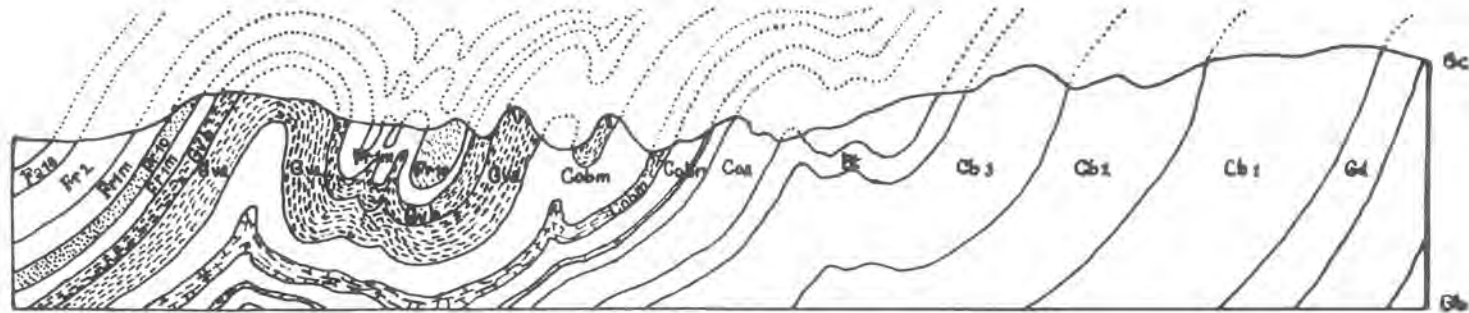


Figure II . - Coupe N.-S. entre l'ouest d'Oignies et Fagnolle.  
 (tirée de Van Den Broeck, Martel, Rahir.)

- |  |   |
|--|---|
|  Calcaire frasien.  |  Calcaire couvinien. |
|  Calcaire givétien. |  Schistes et grès.   |

pluviosité qui résulte de ces hauts reliefs.

Suivent, au Nord, les vastes plateaux calcaires d'une altitude moyenne de 260 m à 240 m. Mais, après le façonnement de ce "berceau calcaire-schisteux" (Gamblin), un certain rajeunissement a fait ressortir par érosions différentielle les alternances calcaires-schistes et les variations de faciès (voir la coupe de la figure 11). Toute cette zone déprimée, en raison des caractères propres aux calcaires et des faibles pentes des nombreux replats, constitue le domaine privilégié de l'engouffrement des eaux et de la dissolution comme nous le verrons plus loin.

Enfin, avec les schistes du Famennien inférieur, apparaît la troisième unité morphologique : la dépression des Fagnes, quelques 80 m plus bas que l'extrémité des plateaux calcaires. Elle n'a d'intérêt, dans la présente étude, que pour autant que le talus calcaire qui la limite au sud, va présenter de nombreux exemples de résurgences ou d'émergences des eaux engouffrées ou infiltrées.

### III.- Hydrographie.

Quelques auteurs ont déjà attiré l'attention sur les particularités du réseau hydrographique de la région (Corbel, Gamblin, Souchez et Swysen). Et tout spécialement, la convergence dans la région de Nismes est considérée par certains d'entre eux comme résultant de l'existence d'un paléokarst. Dans l'état actuel d'avancement de nos travaux, nous ne pouvons infirmer ou confirmer les théories avancées. Mais nous faisons remarquer qu'à l'ouest de Couvin, les affluents de l'Eau Blanche et de l'Eau Noire, descendant des zones schisto-gréseuses de l'Ardenne, connaissant dès leur entrée dans les calcaires, des points d'absorption. Ce phénomène ne se produit pas à l'est car tous les ruisseaux ardennais sont captés par le Virolin avant d'aborder la zone calcaire. Quant au versant condrusien, il peut, pour ainsi dire, ne rien apporter. En effet, l'Eau Blanche et la dépression de la Fagne se chargent de prendre ses eaux si bien que rares sont les ruisseaux, venant du nord, qui peuvent traverser les massifs calcaires (Minet 1963). Mais l'absence relative de rivières à l'ouest et à l'est de Chimay ainsi qu'à l'est de Dourbes, ne signifie pas l'inexistence d'une circulation souterraine. On oublie trop souvent les précipitations assez importantes qui ne donnent pas lieu à du ruissellement dans ce cas, mais bien à de l'infiltration.

Pour terminer, signalons le comportement, semble-t-il, anormal, de l'Eau Blanche dans la région de Chimay, qui quitte, à l'amont de cette ville, la dépression des schistes conviniens pour traverser les calcaires givétiens. Puis, après un parcours dans les schistes frasniens, les abandonne pour se creuser une véritable gorge de nouveau dans le Givétien, dans la région de Lompret. Certes, ce plissement en bayonnette y aura développé une fracturation importante; mais ne faudrait-il pas faire appel aussi, comme pour les autres anomalies du tracé du réseau hydrographique, à un paléokarst, sans nécessairement remonter au Tertiaire ?

### IV.- Climatologie.

Pour établir les conditions climatiques de la région, nous nous basons sur les indications des stations météorologiques de Forges-Scourmont et de Dourbes. Celles de Viréelles ne nous sont pas parvenues, au moment de la rédaction de ces notes.

Du tableau, (figure 111) nous constatons que les précipitations sont plus importantes à Forges (1046,6mm) qu'à Dourbes (804,6mm) ce qui est normal étant donné la différence d'altitude et d'éloignement de la mer des deux stations.

Mais pour établir un bilan hydrologique d'une région, les données météorologiques ne suffisent pas. Il faut d'une part, des relevés réguliers des débits des cours d'eau : dans ce domaine, les mesures sont peu nombreuses et on se heurte aux difficultés d'obtenir, les renseignements des offices compétents (Vereerstraeten). D'autre part, on doit tenir compte du "déficit d'écoulement" ou évaporation-transpiration. Voilà un problème bien ardu, la preuve en est donnée par les différentes formules proposées pour le calcul (Damiaen, Vereerstraeten).

### V.- Hydrogéologie.

Il semble qu'au travers des différentes méthodes préconisées, les auteurs considèrent que l'écoulement superficiel représente la presque totalité de la pluie non évaporée.

Ainsi donc, l'infiltration apparaît ne pas entrer en ligne de compte, certes ces volumes d'eaux souterraines émergent après un certain temps et sont comptabilisés dans l'écoulement superficiel.

C'est l'évidence, le problème est très complexe, il suffit de penser aux ruisseaux ardennais (écoulement superficiel) qui disparaissent souterrainement dès leur arrivée dans les calcaires et qui résurgent ensuite.

Malheureusement, pour la région, nous ne disposons pas de données, sauf pour deux stations distantes d'un soixantaine de kilomètres. Dans "le problème de l'eau en Belgique" (G.Damiaen) nous trouvons :

	Helpe	Meuse (Chooz)
Précipitations (en mm)	1040	838
Déficit d'écoulement (en mm)	674	439
Écoulement (en mm)	366	399
Coefficient d'écoulement (%)	35	48

Année 1967	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
<b>FORGES</b>												
T° moyenne	1,0	3,2	5,3	6,1	11	13,4	17,8	15,2	12,9	10,5	4	0,5
Humidité relative (%)	95	86	88	80	81	82	78	86	91	93	91	96
Précipitations en mm.	60,5	92,4	71	62,8	103,5	15	66,8	100,8	80	150	116,7	130,1
<b>DOURBES</b>												
T° moyenne	2,2	4,5	6,1	6,7	11,9	14,3	18,4	15,7	13,6	11,2	4,1	0,8
Humidité relative (%)	90	81	82	74	73	76	71	78	81	83	87	93
Précipitations en mm.	25,4	54,5	55,2	35	74,2	15	65	137,3	95,5	96,4	85,4	69,7

FIGURE III

Le coefficient d'écoulement ou rendement en eau du bassin hydrographique est le pourcentage de l'écoulement par rapport aux précipitations.

Nous savons que pratiquement on ne peut comparer deux stations aussi éloignées et surtout faisant partie de deux bassins différents. Mais la faiblesse du coefficient d'écoulement est étonnante, surtout que cela sous-entend un coefficient d'évaporation-transpiration de 65% ce qui paraît énorme. Certes, nous ne connaissons pas la situation de cette station, mais on est en droit de se demander si ce faible écoulement n'est pas dû à l'infiltration.

#### A.- Prélèvements.

Ceux-ci ont été effectués mensuellement au cours d'une année entière c'est-à-dire de septembre 1967 à septembre 1968.

Les stations ont été choisies de préférence sur les ruisseaux ardennais qui disparaissent dans les calcaires et aux résurgences supposées. De même, un échantillonnage systématique a été fait aux émergences les plus intéressantes en fonction de leur situation. Pratiquement, seul le secteur à l'ouest de Couvin a pu être analysé. Nous nous devons de remercier ici notre collègue R. Delbrouck ainsi que les étudiants de l'Institut St Joseph de Couvin (Section des Jeunesses Scientifiques) pour l'aide très importante qu'ils nous ont fournie. Sans eux, ces recherches n'auraient pu être faites.

#### B.- Analyses.

Pour ne pas alourdir la publication, nous ne pouvons présenter les 40 tableaux des analyses effectuées. Nous nous bornerons donc à exprimer la synthèse des résultats obtenus de l'examen des 40 points de prélèvements.

La présence des ions  $Cl^-$ ,  $SO_4^{--}$  et  $Fe^{+++}$  n'a donné lieu qu'à un dosage qualitatif.

Le fer est pratiquement absent tandis que l'ion sulfate est très irrégulier, au point qu'il nous est impossible d'en tirer la moindre conclusion.

Quant à l'ion chlore, sa présence est décelée dans 70% des analyses tandis que 25% des analyses du mois d'octobre révèlent son absence. Mais ce qui est frappant dans 4% des cas, on constate un accroissement très sensible de sa teneur et ce principalement aux mois de février et mars. Ne s'agit-il pas d'une pollution résultant de l'épandage de sels sur les routes au cours de l'hiver? Le pH a été mesuré directement sur le terrain lors de la prise de l'échantillon d'eau par le papier indicateur spécial Herck grâce à une échelle de teintes donnant la valeur à deux dixièmes d'unité près.

Les 2/3 des sources (appelées ainsi dans la région) présentent une faible variation du pH au cours de l'année, c'est-à-dire dans l'ensemble de 6,2 à 6,7.

Les autres vont le leur osciller généralement entre 5,5 et 6,5.

Nous aurions préféré une autre méthode de mesure, mais apparemment une grande révélation pour la région, les eaux à leur sortie des massifs calcaires ne sont jamais alcalines ni même neutres. Dans seulement 15% des analyses, elles s'approchent de la neutralité, c'est-à-dire 6,7 et 6,8. Cela résulterait soit d'une circulation relativement rapide et donc l'existence d'un karst profond; soit de l'influence assez importante de l'apport des eaux ardennaises. Sans avoir

mesuré les matières en suspension, nous nous sommes rendus compte qu'elles étaient nombreuses à se troubler au cours de l'année. Le titre alcalimétrique a été établi par l'acide chlorhydrique, la dureté par la solution savonneuse de Boutron et Boudet et enfin le titre hydrotimétrique calcique par complexométrie (solution titrante Complexon III). L'interprétation des résultats des différents titres nous paraît délicate pour l'instant vu qu'ils varient assez bien au cours de l'année. Cependant, nous pouvons donner les caractères généraux de la minéralisation des eaux, celle-ci s'étale généralement de 200 à 340 mg/l mais elle descend parfois à 80-100 mg/l. Dans les trois cas les plus évidents de disparition et de réapparition des eaux, entre la perte et la résurgence, l'augmentation de la teneur en sels dissous n'est pas tellement importante (de 80 à 150 mg/l). Ce fait confirme la conclusion, émise précédemment, d'une circulation souterraine assez aisée.

#### VI.- Géomorphologie karstique.

La région ne présente pas une abondance de phénomènes karstiques superficiels bien que l'inventaire des formes mineures est loin d'être fait.

##### A.- Dolines

Deux zones offrent une concentration assez importante de dolines, ce sont les environs de Pesche et de Dourbes. Dans ce dernier cas, il s'agit surtout de dolines d'effondrement.

Mais il existe parfois (Dailly, Petigny) des dépressions allongées et ouvertes à l'aval, nous ne savons si ce phénomène est repris dans la légende internationale. En attendant la prise en connaissance de cette dernière, nous les appelons "ravins de dissolutions". Il semble qu'ils se forment sur des surfaces en faible pente soit par l'ouverture d'une doline (la partie amont en a vraiment les caractéristiques), soit qu'un certain ruissellement lent se produit au contact du manteau de débris et la roche sous-jacente.

Pour la région, il y a un problème de leur figuration sur carte vu leurs faibles dimensions.

##### B.- Gouffres.

Il n'existe que des paléogouffres qui ont déjà suscité pas mal de discussion. Etant donné leur comblement par des dépôts sableux et argileux du Tertiaire inférieur, leur creusement a toujours été considéré comme remontant à l'époque tertiaire. Mais nos recherches récentes nous ont permis de constater que certains d'entre eux ont pu très bien ne se former qu'au cours du Quaternaire. Il serait trop long de développer ici nos arguments et nos travaux ne sont pas suffisamment avancés pour établir leur relation avec le karst actuel.

##### C.- Pertes ou algalgeois.

Presque tous les cours d'eau ardennais connaissent ces phénomènes dès leur entrée dans les calcaires. Leur lit est parsemé d'une série d'infiltrations souvent très visibles. Leur échelonnement au niveau des trois horizons calcaires fait que les trois quarts de l'année ils n'ont plus l'occasion d'atteindre l'Eau Blanche ou l'Eau Noire. Jusqu'à ces dernières années, seule la célèbre résurgence de l'Eau Noire à Nismes était connue. A son sujet il faut noter qu'une coloration à la fluorescéine a été effectuée, le colorant serait réapparu après 45 h. Par contre, lors des crues importantes de novembre 1963, nous avons constaté que le trajet s'effectuait en 5 h. Les eaux boueuses étaient assez rougeâtres ce qui laisserait supposer une communication avec le paléokarst. Quant au problème du ruisseau de Boutenville, Van den Broock n'envisage pas la possibilité d'une résurgence dans la vallée de l'Eau Blanche étant donné les barrières schisteuses imperméables. Mais, en juillet 1967 nous avons colorés le ruisseau avec de la fluorescéine (800 gr), la tête du colorant est apparue après 50 h, aux "sorties d'eau d'un débit considérable" mentionnées par cet auteur et situées à l'Est de Lompret et en bordure de l'Eau Blanche. Il avait perdu de vue que la fracturation, résultant du pli en bayonnette, pouvait affecter les schistes. Tandis que la résurgence de l'Aubligneux à l'Ouest de Dailly n'a rien donné ce qui est normal puisque l'algalgeois d'alimentation ne fonctionnait pas étant le plus à l'aval. Enfin, pour terminer, nous mentionnons une série de pertes de ruisseaux à l'ouest de Chimay qui semblent alimenter une nappe souterraine dont on connaît deux émergences importantes à la sortie des calcaires couviniens, au sud-ouest de St. Remy. L'une d'elles a beaucoup plus le caractère de résurgence car ses eaux sont souvent troubles et polluées par les affluents d'une ferme. Ce qui a causé pas mal de problèmes à la ville de Chimay qui y avait effectué un captage.

#### VII.- Conclusions.

Notre propos était seulement de signaler cette première tentative d'établissement d'un bilan hydrologique dans la région ainsi que cet essai d'étude scientifique de la morphologie karstique.

Les impératifs de la publication nous ont, peut-être, forcé à être bref et peu clair, nous nous en excusons.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- CORBEL J.- 1957.- Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe. Revue de géographie de Lyon.
- CORBEL J.- 1965.- Karsts de Yougoslavie (et notes sur les karsts tchèques et polonais). Revue Géographique de l'Est T.V., N° 3.
- COUDERC J.M.- 1968.- Les phénomènes d'hydrologie karstique en Touraine, Norois, N° 58, 15e année.
- DAMIEAN G.- 1965.- Le problème de l'Eau en Belgique. Eau et Relief, Bonnelles-lez-Liège.
- DELARUELLE J.- 1952.- Contribution à l'étude géomorphologique de la Fagne et de l'Ardenne à l'Ouest de la Meuse. Ann. Soc. Géologique de Belgique, T. LXXV, Avril 1952.
- DELBROUCK R.- 1965.- Contribution à l'étude de l'altération chimique des roches calcaires par les eaux de la Lhomme. Mémoire inédit de l'Institut d'Enseignement Supérieur de Huy.
- GAMBLIN A.- 1954.- Quelques aspects de la morphologie de la Fagne de Chimay. Bull. de l'Assoc. des Géo.Français, N° 241.242.
- MARGAT J et RICOUR J.- 1962.- Présentation des maquettes d'une carte hydrogéologique au 1/50.000 : feuille de Douai. Soc. Géologique du Nord, Annales, T. LXXXII.
- MINET A.- 1957.- Géologie de la région de Boussu-en-Fagne. Les Naturalistes belges, T. XXXVIII.
- MINET A.- 1963.- La région du Viroin. Aperçu géologique et géomorphologique. Bull. de l'Association Nationale des Professeurs de Biologie de Belgique, Vol. 9.
- SOUCHEZ R.- 1963.- Le relief de la région de Couvin-Nismes en tant que paléokarst de climat chaud et humide. Bull. de la Soc. Belge d'Et. Géogr. T. XXXII, N°2.
- STRAUSS R, FRECAUT R et BRAUN B.- 1965.- Recherches sur quelques éléments chimiques dans les eaux fluviales (bassin de la Moselle). Revue Géographique de l'Est, T.V., N°3.
- SWYSEN L.- 1968.- Réflexions sur le tracé de l'Eau Noire et du Viroin dans la région de Couvin-Nismes (Entre-Sambre et Meuse méridional).
- VAN DEN BROECK E. MARTEL E.A et RAHIR E.- 1910.- Les cavernes et les rivières souterraines de la Belgique. Bruxelles 2 vol., T.1.
- VEREERSTRAETEN J.- 1967.- La loi de l'effet proportionnel et son application aux rivières du bassin mosan. Rev. Belge de Géograph., Fasc. I à III.

Discussion :

- EK(Sprumont) .- Avez-vous observé des variations saisonnières dans vos mesures chimiques ?
- MINET .- Dans l'ensemble des variations sont très faibles toutefois on peut observer une tendance à des duretés totales minimales à la fin de l'hiver et maximales au coeur de celui-ci.
- Mr. CORBEL (Caluire) .- fait remarquer que la circulation d'eau peut se faire aussi dans des formations non calcaires (grauwacke de Hierges par exemple).  
Il félicite l'auteur pour son travail.
- Mr. J NICOD (Marseille).- félicite l'auteur d'avoir mis en lumière le caractère invraisemblable d'un déficit d'écoulement de 65% sur le bassin de l'Helpe, attribué trop vite en totalité à l'évapotranspiration.



Principales étapes de l'étude géographique du Karst de  
la Géorgie et problèmes actuels dans ce domaine

SHALVA KIPIANI (Université d'État de Tbilissi/R.S.S.  
de Géorgie)

L'abondance des phénomènes karstiques sur le territoire de la Géorgie fait de cette dernière une contrée classique du Karst. Ce relief karstique a joué, depuis les temps les plus reculés, un rôle important dans la vie du peuple géorgien. Son étude géographique date de l'antiquité et a pris une grande extension dans la période contemporaine.

De l'antiquité à nos jours, cette étude n'a, bien entendu, pas suivi un rythme régulier tant en ce qui concerne l'intensité des recherches que l'extension géographique sur laquelle elle portait, ceci étant dû, d'une part aux changements sociaux et politiques survenus dans la vie du peuple géorgien au cours des siècles et à l'évolution de l'état économique agricole du pays, d'autre part à l'évolution même de la science du Karst. Aussi, peut-on délimiter très nettement cette étude géographique du Karst de la Géorgie en deux périodes bien distinctes, la première allant depuis ses débuts jusqu'à l'instauration du pouvoir soviétique en Géorgie (1921), la seconde de 1921 à nos jours. (1-2).

Jusqu'en 1921, l'on peut dire que l'étude du Karst de la Géorgie se limitait à l'enregistrement des faits concrets intéressant le Karst (extension territoriale des phénomènes karstiques, description de certains phénomènes karstiques, en particulier description morphographique - morphométrique des cavernes et gouffres); Mais l'aspect génétique des phénomènes en question était quelque peu négligé. Il faut également préciser que dans cette première période de l'étude du Karst géorgien, les phénomènes karstiques étaient rarement étudiés pour eux-mêmes, leur étude accompagnait le plus souvent, et au second plan, des recherches entreprises pour l'étude du Karst était limitée, ne possédant d'ailleurs pas son propre organisme central pour diriger les travaux. Elle n'avait pas encore suscité l'intérêt de l'Etat et les recherches dans ce domaine étaient fortuites, dépendant seulement de la curiosité scientifique qu'elles pouvaient éveiller chez tel ou tel chercheur.

Depuis l'instauration du pouvoir soviétique, l'étude du Karst a pris un tout nouvel essor, suivant en cela le développement intense que prenait l'étude de tous les phénomènes de la nature; l'étude des phénomènes karstiques se fait sous un angle plus vaste; on ne se limite plus à la description de la répartition des phénomènes karstiques sur le territoire et à leurs descriptions particulières, la recherche porte aussi sur leur genèse; souvent leur étude est liée à la recherche de solutions pratiques dans le domaine de l'économie du pays. Non seulement les chercheurs scientifiques et le corps enseignant dans cette branche participent à l'étude du Karst, mais à eux se joignent également des organismes d'Etat les plus divers; entre autres ceux groupant des ingénieurs. La nécessité d'un centre de coordination des recherches karstiques s'est fait sentir davantage chaque jour et, effectivement, l'on a procédé à la création d'un tel centre.

L'étude du Karst de la Géorgie dans sa première période n'a pas été uniforme en ampleur et en intensité. L'on y distingue plusieurs étapes.

-La première étape (dite antique et féodale) s'étend depuis les temps les plus reculés jusqu'au milieu du XIX<sup>e</sup> siècle. Dans cette première étape, l'étude du karst consiste en une description d'ensemble des phénomènes karstiques, particulièrement des cavernes et grottes, à l'occasion de l'étude de la nature du pays ou d'événements historiques dont ils sont le cadre. (2). C'est ainsi que l'on trouve nombre de renseignements dans ce domaine dans les écrits d'auteurs et de savants de l'Antiquité et de l'époque féodale (par exemple : dans "Les Argonautes" d'Apollonios de Rhodes, II-III<sup>e</sup> s. av. J.-C. - "La Géographie" de Strabon, I<sup>e</sup> s. av. J.-C., les oeuvres de pseudo-Plutarque, III<sup>e</sup> s. de notre ère, - dans "La vie de la Géorgie", "Le Chevalier à la Peau de Tigre" de Chota Raustavéli, XII<sup>e</sup> s. "Relation de la Colchide oggi detta Mengrellia" d'Archangelo Lambertini, 1654 - "Description géographique de la Géorgie" de Vakhouchti Bagration, 1745 - "Peregrinatio Georgica" d'J. A. Gultenstädt, 1787-1789 - "Voyage autour du Caucase", de Dubois de Montpéroux, 1839-1843, etc.,).

-La deuxième étape (dite étape capitaliste) commence au milieu du siècle dernier. Elle coïncide avec les progrès étonnants qu'enregistrent vers cette époque les sciences de la nature en Europe et en Russie; c'est également vers cette période que la Russie impériale se préoccupe des territoires situés dans la région du Caucase,

et particulièrement de la Géorgie en raison de sa position stratégique. C'est pour cette raison que l'on procède au relevé topographique du territoire de la Géorgie et à l'étude des conditions naturelles du pays (3).

Nous citons ci-dessous les ouvrages parus pendant cette période et qui ont plus ou moins trait aux phénomènes qui nous intéressent :

Ouvrages de géographie générale : El. Reclus, 1881, et autres.

Ouvrages de géologie : Abrioutski 1852, - H. Abich, 1868 - G. Tchchourovski, 1862 - L. Batsevitch et S. Simonovitch, 1873 - S. Simonovitch, A. Sorokine et D. Batsevitch, 1874-1875 - E. FAVRE, 1875 - E. Fournier, 1896, et autres.

Ouvrages de biogéographie : G. Radde, 1866, 1873 et 1901 - V. I. Tcherniavski, 1877, 1879, 1882-1883 et 1887 - N. M. Albov 1883-1894, 1896 et 1899 - Iv. Akiniev, 1894 - M. F. Kalinine, 1895, 1899 et 1902 - A. V. Lomakine, 1902 et autres.

Ouvrages d'archéologie : F. Baïern, 1871 - V. I. Tcherniavski, 1879 et 1882 - V<sup>e</sup> Congrès archéologique de Tbilissi, 1881 - A. I. Vvedenski, 1882 - E. Weidenbaum, 1882 - A. Bernatski, 1884 - Ouharova 1887, 1891 et 1904 - V. Sizhov, 1899, et autres.

Ouvrages d'art militaire et de statistique militaire et autres : Kraëvitch, 1870 - V. T. Maëvski, 1896 - M. Sergueïev, 1898 - I. I. Pantoukhov, 1896 et autres.

En outre, on trouve des descriptions de phénomènes karstiques dans des ouvrages concernant l'étude de la nature de la Géorgie ou des monuments historiques du pays, le phénomène karstique étant considéré sous tel ou tel angle. Ce sont ceux de : K. B. Pfaff, - A. Stojanov, 1876, et autres.

C'est au cours de cette deuxième étape que l'on voit apparaître les premiers ouvrages consacrés proprement au Karst de la Géorgie, plus particulièrement aux cavernes et gouffres karstiques : Gr. K. Kronhelm, 1873 - I. Zikhatchev, 1887 - N. Sakharov, 1892 - A. P. Ivanov, 1898, et d'autres). Au cours de cette même étape, surtout vers les vingt dernières années, s'affirme l'étude des phénomènes karstiques sous l'angle génétique : H. Abich, 1852 - S. Simonovitch, L. Batsevitch et A. Sorokine, 1873-1875 - E. Fabre, 1875 - N. M. Albov, 1893-1899 - E. Fournier, 1896 - M. V. Sergueïev, 1898, et d'autres.

La troisième étape (dite 2<sup>ème</sup> étape capitaliste) de l'étude du Karst de la Géorgie, s'étend sur le premier quart du XX<sup>e</sup> siècle (jusqu'en 1921). Au cours de cette période s'intensifie la description géographique des phénomènes karstiques, notamment du point de vue du nombre des chercheurs et de l'extension des objectifs : V. N. Leonov, 1902 et 1910 - M. V. Sergueïev, 1904 - A. M. Margolius, 1905 - Ed. A. Martel, 1910 - A. N. Diatchkov - Tarassev, 1901 et 1903 - K. A. Satounine, 1911-1912 et 1915 - L. K. Koniouchevski, 1913-1914, et d'autres.

L'aspect génétique du Karst de la Géorgie a été particulièrement étudié chez les auteurs suivants : V. N. Leonov, 1902 et 1910 - M. V. Sergueïev, 1904 - A. M. Margolius, 1905 - Ed. A. Martel, 1910 - V. Babet, 1915 - A. A. Krüber 1911-1912, et d'autres.

Au cours de l'étude du Karst géorgien, les auteurs ci-après cités ont porté une attention toute particulière aux aspects pratiques des problèmes envisagés : K. A. Satounine, 1911 - Z. A. Koniouchevski, 1913 - XIII<sup>e</sup> Congrès des Médecins et Naturalistes russes, à Tbilissi, 1913, etc... Les auteurs suivants s'attachent à l'étude de la flore des roches calcaires : A. N. Krasnov, 1901 - I. N. Koronov, 1905-1906 et 1908 - A. B. Cheikvnikov, 1913, etc... et à celle de la faune cavernicole : A. Semenov, 1901 - A. M. Chougourov, 1907-1908 - K. A. Satounine, 1911 1913 - B. P. Ouharov, 1912 - N. Smirnov, 1918, et d'autres.

Dans des ouvrages parus au cours de cette même période, on trouve nombre de renseignements intéressants dans le domaine de la géographie et notamment dans celui de la géomorphologie ; parmi les ouvrages de géologie, citons ceux : A. M. Margolius, 1902 - E. Weber, 1901-1902 - G. M. Smirnov, 1909 - L. K. Koniouchevski, 1913 - V. V. Doubianski, 1915, et d'autres.

Parmi les ouvrages d'archéologie, ceux de : St. Koukovski, 1914 - T. Margvelachvili, K. Tchirakadzé et T. Djaparidzé, 1914 - R. Schmidt et L. Koslovski, 1919, et d'autres. Parmi les rapports concernant les relevés topographiques, ceux de : K. I. Podozerski, 1902, et d'autres.

Parmi les descriptions de la nature et les récits de voyages, ceux de : K. K. Matchavariani, 1900 et 1914 - A. V. Zelenine, 1902 - M. A. Choustak, 1903 - A. N. Diatchkov-Tarassev, 1903-1904 - A. G. Peredel'ski, 1908 - K. A. Stounine, 1911, et d'autres.

Une telle masse de renseignements ont été rassemblés au cours de cette période qu'il a été possible d'établir une carte où était délimitée la première région karstique : l'auteur en était A. L. Reinhard, 1917 (4).

Abordons maintenant la période soviétique de l'étude du Karst géorgien. Ici encore, cette étude a suivi une

courbe variée quant à l'intensité et à l'extension des recherches et, de ce fait, l'on peut y distinguer quatre étapes.

- La première étape va de 1921 à 1941. Au cours de cette période, l'étude du Karst n'est pas encore organisée sous l'égide d'un organisme spécialisé et les travaux enregistrés dans ce domaine sont dus à l'initiative personnelle des chercheurs, relevant parfois d'organismes qui ne sont pas directement intéressés à la branche de la géographie. Cependant, on publie, surtout dans les dernières années de cette première étape, des rapports de travaux scientifiques très importants et des ouvrages de vulgarisation scientifique, concernant la géographie et qui fournissent des renseignements précieux sur le Karst géorgien; certains de ces ouvrages concernent la Géomorphologie, ce sont ceux de : A. Djanelidzé, P.S. Panioutine, N.A. Kandelaki et G.S. Dzotsenidzé, N.A. Gvozdevski, L.I. Marouachvili, Ch. I. Kipiani, et d'autres; certains, les climats spéléologiques et l'hydrologie, ce sont ceux de : A.G. Balabouev, P.S. Panioutine, B.I. Kavrichvili, et d'autres; - certains, la géographie des sols et la biogéographie, ce sont ceux de : S.A. Zakharov, A.A. Kolakovski, A.A. Sadovski, I.A. Bristein, V.G. Lopachov, F.A. Zaitsev, D.G. Kharitonov, et d'autres (5).

- La deuxième étape de l'étude du Karst géorgien dans la période soviétique, comprend les années de la Grande Guerre nationale de 1941-1945. Au cours de ces années, l'étude du Karst fut subordonnée aux problèmes posés par la défense nationale. C'est ainsi que des travaux de recherches très importants ont été accomplis concernant les grottes et cavernes d'Imeretia, de Ratcha et de Mingrelie, en vue de leur utilisation éventuelle; citons les auteurs de ces travaux : G. Devdariani, G. Kokotchachvili, L.I. Marouachvili, A.A. Sadovski, et d'autres. La publication de ces travaux n'a eu lieu que dans la période ultérieure (5).

- La troisième étape s'étend sur la décade qui suit la fin de la guerre (1946-1957) (2). On assiste alors à une intensification de l'étude du Karst, laquelle se manifeste, entre autres, par la publication d'un grand nombre de rapports scientifiques et d'ouvrages de vulgarisation scientifique. Citons parmi les noms des auteurs, ceux de : N.A. Gvozdevski, L.I. Marouachvili, Ch. I. Kipiani; mais il faut cependant signaler que la recherche dans le domaine du Karst a encore un caractère épisodique.

- La quatrième étape (ou étape actuelle) de l'étude du Karst géorgien dans la période soviétique, débute en 1958 et se prolonge de nos jours. (2). C'est alors que l'étude du Karst s'organise véritablement en Géorgie; elle s'organise sous l'égide des chaires de géographie des hautes écoles de la R.S.S. de Géorgie (Université d'Etat de Tbilissi, Instituts pédagogiques d'Etat A. Tsouloukidzé de Koutaïssi, Institut pédagogique d'Etat M. Gorki de Soukhoumi - etc...); un laboratoire de karstologie-spéléologie est créé à l'Institut Géographique Vakhaouti de Tbilissi; de même qu'un centre de coordination, appelé commission de spéléologie, rattaché à l'Académie des Sciences de la R.S.S. de Géorgie; toujours pour l'étude du Karst, des services sont fondés auprès d'organismes divers, tels que : la section de karstologie-spéléologie dépendant des services scientifiques de la Société de Géographie de Géorgie; le comité du sport spéléologique rattaché à la Société Sportive de la R.S.S. de Géorgie et aux Syndicats; la Section de sport spéléologique auprès de l'Union du Tourisme de la R.S.S. de Géorgie, etc... Tous ces organismes ont contribué aux progrès de l'étude du Karst et à son développement. Rapports Scientifiques et ouvrages de vulgarisation scientifique se multiplient à la suite de l'extension des recherches; citons ceux de : N.A. Gvozdevski, L.A. Vladimirov, T.Z. Kiknadzé, D.N. Kobakhidzé, L.I. Marouachvili, V.M. Mgeladzé, S.N. Nemanichvili, L.N. Solovlov, E.V. Sokhadzé, D.D. Tabidzé, Z.K. Tintilozov, K.B. Kavrichvili, B.A. Guerguelava, Ch. I. Kipiani, et d'autres. Signalons la parution de recueils spécialisés, entre autres en spéléologie.

L'on voit donc que l'étude du Karst de la Géorgie a pris un grand essor mais il reste encore bien des problèmes de géographie à étudier et à élucider. Il ne faut pas s'en étonner car chaque nouvelle étude d'un phénomène karstique entraîne l'apparition de nouveaux problèmes à résoudre pour le chercheur.

Au cours des dernières années, l'étude géomorphologique du Karst géorgien a tenu une place prépondérante dans les recherches physico-géographiques; les résultats obtenus sont d'importance mais il reste encore beaucoup à faire dans ce domaine. Les recherches doivent se poursuivre et se développer du point de vue de l'extension géographique et de l'approfondissement de l'analyse scientifique.

Au sujet du travail qui attend les chercheurs scientifiques travaillant sur l'étude du Karst de la Géorgie, nous allons signaler ci-après quelques-uns des problèmes les plus importants qui se posent actuellement pour eux.

En tout premier lieu, il s'impose de poursuivre et d'approfondir l'étude morphogéographique, morphométrique et morphogénétique du Karst de la Géorgie. Parallèlement les recherches doivent s'étendre territorialement afin de découvrir de nouveaux objectifs et de procéder à leur enregistrement. Les résultats des recherches effectuées sous ce plan ces dernières années laissent présager de l'ampleur du domaine à explorer. Bien entendu,

ces recherches doivent s'accompagner d'un relevé topographique précis des nouveaux phénomènes karstiques portés à notre connaissance.

Un problème majeur qui s'impose également est celui de préciser l'âge exact et le degré d'évolution des types et des formes karstiques rencontrés dans le Karst de la Géorgie, ceci sous l'angle de l'histoire géomorphologique du terrain. Déjà des travaux importants ont été accomplis dans ce domaine. Faut-il rappeler que la solution des problèmes posés exige du chercheur l'utilisation non seulement des méthodes géographiques mais également celles des sciences voisines, par exemple celles de la géologie, de l'archéologie, etc...

Le problème précédent est étroitement lié à celui de l'étude des causes qui ont conditionné l'évolution du Karst en Géorgie, qui apportera non seulement une lumière sur le Karst local, mais enrichira également la science générale du Karst. Dans ce domaine, le premier objectif de nos chercheurs devra être de préciser le rôle qu'ont joué les roches lithogènes et à faciès dans la karstification du terrain; il nous faut donc étudier en détail les caractères physiques, la composition chimique, la texture et les autres caractéristiques des roches carbonatées du Jurassique Supérieur, du Crétacé, du paléogène, etc....., et définir leur rôle dans la formation du Karst.

Tout aussi important nous paraît le problème qui consiste à élucider le processus de formation tectonique des massifs karstiques de la Géorgie et notamment le rôle joué par les formations carbonatées, et celui de la formation des failles et des formes karstiques, de surface et souterraines.

Pour l'étude de l'origine du Karst de la Géorgie, il est nécessaire d'analyser l'influence des facteurs physico-géographiques dans le développement de ce Karst, et sur sa morphologie suivant une coupe verticale où apparaissent les différentes zones de ces facteurs (climat, hydrographie, sols, couverture végétale, et la synthèse de tous ces éléments : le paysage).

Pour préciser l'intensité et le degré d'évolution du Karst, il importe de définir la quantité d'oxyde de carbone agressif contenue dans les eaux d'infiltration des roches calcaires, ceci en tenant compte des zones d'altitude et des territoires particuliers considérés. L'on peut par ce moyen connaître le rythme et l'intensité de la karstification pour chaque point considéré. C'est dans les mêmes conditions que l'on doit mesurer la quantité d'oxyde de carbone contenue dans l'air et le sol des objectifs considérés.

Pour définir les voies et les règles suivies par la karstification dans tel ou tel massif, il est indispensable d'étudier le réseau hydrologique souterrain du massif en question, surtout quant à la circulation verticale des eaux et aux zones hydrodynamiques. Cette étude permettra de préciser le rôle de ces eaux et l'influence des zones sur le processus de karstification, et notamment au-dessus et au-dessous du niveau de base karstique.

Pour l'étude du réseau hydrographique des eaux souterraines, les chercheurs auront recours aux méthodes déjà bien connues: utilisation de substances colorantes, de poudres végétales, de "traceurs" radioactifs, de témoins biologiques, et à d'autres nouvelles méthodes.

Il ressort des travaux récemment effectués que le territoire de la Géorgie comporte (régions de Gagra et de la Haute-Imeretie), à côté d'un Karst jeune, un Karst ancien enfoui; ce problème mérite d'être étudié de plus près car il permettra de jeter une lumière sur l'histoire de l'évolution du Karst en Géorgie, restée jusqu'à ce jour environnée de mystère.

Les mouvements néo-tectoniques ont joué un rôle très important dans l'évolution du Karst géorgien et leur étude doit permettre d'établir l'âge de ce Karst et les traces des périodes de secousses et d'accalmie.

Au cours des dernières années, des rapports de travaux scientifiques ont été publiés qui traitent, pour la première fois, de la corrélation entre les cavités karstiques horizontales et verticales, et les terrasses fluviales et maritimes. Ce ne sont que les premiers pas dans ce domaine; des études élargies dans cette branche élucideront les rapports qui existent entre la formation des cavités et les étapes d'évolution des vallées fluviales et du fond de la mer Noire.

Lors de l'étude du Karst géorgien de haute montagne, et en partie de celui de montagne moyenne, il faut accorder une attention toute particulière à la glaciation quaternaire de ces régions et à son rôle dans leur karstification.

Le clasto-karst, récemment découvert dans la partie nord de la plaine de Colchide, doit être l'objet d'une étude approfondie; il faut découvrir les règles dont procède son évolution, analyser les caractères qui le différencient du karst classique, en connaître les causes.

L'on a, ces dernières années, travaillé à la définition des types karstiques et à la délimitation des régions géomorphologiques et spéléologiques du Karst de la Géorgie. Il reste à compléter et à préciser bien des points notamment en ce qui concerne les objectifs récemment découverts.

Bien des recherches ont déjà été faites concernant les caractéristiques climatiques du Karst géorgien. Les recherches doivent être encore plus étendues à l'avenir; il reste à préciser les micro-climats des différents objectifs karstiques. Il s'agira, en l'occurrence, surtout des climats spéléologiques. Il sera donc nécessaire d'établir des stations météorologiques, particulièrement pour la mesure de la température de l'air et des précipitations atmosphériques, dans la région du Karst.

Par ailleurs, il faudra également procéder à des observations météorologiques sur des formes karstiques de dimensions restreintes, par exemple les gouffres et cavernes, sinon d'une façon permanente, au moins épisodiquement à différents moments de l'année. L'on utilisera pour cela des appareils enregistreurs automatiques. À part les précisions que l'on recueillera ainsi concernant les conditions climatiques de tel ou tel phénomène ou région karstique, les renseignements obtenus seront très précieux en karstologie générale, ils pourront notamment permettre de comprendre le rôle des conditions climatiques dans les régions karstiques, sur l'évolution, le caractère, l'intensité et le rythme de la karstification des lieux. Il faudra, lors des observations tenir compte du relief karstique et analyser son influence sur les particularités climatiques de la région.

C'est également au cours des dernières années qu'un travail important a été accompli dans le domaine de l'étude des conditions hydrologiques du Karst de la Géorgie; les recherches dans cette direction doivent continuer en s'amplifiant pour préciser en définitive le rôle que joue le karst sur le débit des cours d'eau et des sources (débit minimum, maximum et moyen; variations du débit au cours de l'année, etc....) et leur régime. Pour cela, l'on doit utiliser les nouvelles méthodes de recherches. Il faut procéder à une évaluation régulière des quantités d'eau écoulée des sources et rivières jaillissant des massifs karstiques, à l'analyse de la composition chimique de ces eaux karstiques, ce qui donnera la possibilité, en tenant compte de la quantité des précipitations atmosphériques, d'évaluer la dénudation de la région karstique. Il faudra procéder de sorte à connaître les régimes des sources et rivières de chaque massif karstique, pour définir le rôle de ces eaux sur le processus de karstification et leur influence sur les autres coordonnées physico-géographiques.

L'on s'est peu penché jusqu'à ce jour sur l'étude de la couverture du sol des régions karstiques de la Géorgie. Lors des recherches physico-géographiques dans les régions karstiques, il ne faut pas négliger l'étude de la couverture du sol; cette étude n'aura pas pour seul but d'analyser les caractéristiques de la couverture du sol mais de définir son rôle dans le processus de karstification.

En ce qui concerne l'étude du tapis végétal des régions karstiques de la Géorgie, il faut signaler qu'elle a été très poussée au cours des dernières années, mais elle doit prendre encore plus d'ampleur à l'avenir. L'on cherchera à élucider l'influence qu'exerce le Karst sur le tapis végétal, ce qu'il faisait précédemment et n'est pas nouveau; et surtout, et là réside l'intérêt, l'influence qu'exerce le tapis végétal lui-même sur la karstification.

L'étude de la faune spéléologique du Karst de la Géorgie a fourni déjà nombre de renseignements, mais il reste encore beaucoup à faire dans ce domaine. Il faut également donner plus d'ampleur à l'étude de la faune de surface des régions karstiques. L'on doit procéder de sorte à définir les particularités zoo-géographiques des faunes de surface et souterraine des régions karstiques, afin de pouvoir, sur la base de ces particularités, résoudre certains problèmes intéressant tant le Karst local géorgien que la karstologie en général, entre autres ceux de l'âge exact des phénomènes karstiques de la Géorgie et, en particulier celui des formes souterraines.

L'étude physico-géographique des paysages du Karst de la Géorgie doit être poursuivie et élargie. Outre la description des particularités de sites des différentes régions karstiques de la Géorgie, il faut également élucider le rôle de tous ces complexes naturels sur l'évolution des phénomènes karstiques, tant en ce qui concerne le Karst géorgien que le Karst en général.

Lors de l'étude de tous les problèmes que nous venons de citer ci-dessus, le chercheur ne devra pas perdre de vue les possibilités d'utilisation pratique du Karst de la Géorgie. Certains aspects de l'utilisation pratique des phénomènes karstiques, par exemple pour le tourisme, ne doivent pas faire oublier celui de leur conservation.

Pour résoudre les problèmes dont nous venons de parler, aux expéditions de chercheurs doivent obligatoirement s'ajouter des recherches expérimentales de laboratoires qui doivent avoir lieu d'une façon permanente. Il faudra donc dans un proche avenir procéder à l'installation de stations karstologiques permanentes et de laboratoires expérimentaux dans les régions karstiques de la Géorgie.

Bibliographie

1. Kiplani, Ch. - De l' étude géographique du Karst de la Géorgie et de ses problèmes actuels - 1ère session scientifique de Spéléologie - Travaux et rapports - Ed. de l' Académie des Sciences de la R.S.S. de Géorgie, 1960, pp. 3 - 10 (en langue géorgienne).
2. Kipiani, Ch. -A propos de l'étude géographique du Karst de la Géorgie - Travaux de l'Université d'Etat de Tbilissi - t. C XI, ch. 3 - session scientifique de Géographie-Géologie, Tbilissi, 1965, pp. 187 - 200 (en langue géorgienne, résumé en russe).
3. Kipiani, Ch. - Etude géographique du Karst de la Géorgie dans la deuxième partie du XIX<sup>e</sup> siècle - Travaux de la Société Géographique de la R.S.S. de Géorgie - t. IX -X, Tbilissi, 1967, pp. 221 - 242 (en langue géorgienne, résumé en russe).
4. Kiplani, Ch. - Etude géographique du Karst de la Géorgie au cours du premier quart du XX<sup>e</sup> siècle (jusqu' en 1921) - Cavités et cavernes de la Géorgie - t. III, Ed. "Metsniereba", Tbilissi, 1965, pp. 57 - 76 (en langue géorgienne, résumé en russe).
5. Kipiani, Ch. - Etude géographique du Karst de la Géorgie au cours de la période soviétique (1921 - 1945) - Cavités et cavernes de Géorgie - t. IV, Ed. "Metsniereba", Tbilissi, 1966, pp. 5 - 29 (en langue géorgienne, résumé en russe).

The Differentiated Development of the Karst of the Cuban Isles and its Causes

ANTONIO NUNEZ JIMENEZ - VLADIMIR PANOS - OTAKAR STELCL

Introduction:

On the basis of the contract concerning the co-operation of the Institutes of Geography of the Cuban and the Czechoslovak Academies of Sciences, the authors realized during 1964 to 1967 the complex research and the detailed geomorphological mapping of the main karst regions on Isla de Cuba and some other Cuban isles. Besides new knowledge of theoretical and practical significance a striking geomorphological and hydrological differentiation of the karst in the various parts of the territory investigated as well as the basic causes of the phenomenon have been established. The main and secondary complexes of genetically and morphologically allied forms have been determined and designated as types and subtypes of the Cuban Karst. Their area has been marked in the map on 1 : 500,000, which became, together with the respective documentation, a part of the prepared National Atlas of Cuba.

The main geological and physico-geographical characteristics of the Cuban Isles:

The Cuban Archipelago as a part of the western section of the insular belt of the Greater or Limestone Antilles, consists of 3/5 carbonate, mostly strongly karstified rocks of various kinds and ages. The karst is very common in the mountain ranges, the hilly lands and the coastal plains of the two largest isles, Isla de Cuba and Isla de Pinos, as well as on the other smaller low islets and even on the bottom of the adjacent extraordinarily shallow sea in the Gulf of Mexico and in the Caribbean Sea.

In the rough and dissected Cuban mountains, overgrown partly with relics of the original pine and semi-deciduous forests, the limestones and the various kinds of carbonate rocks form the substantial part of the heterogeneous Paleozoic, Mesozoic and Lower Paleogene series of strata. These are complexly folded, strongly broken and often metamorphosed complexes of sedimentary and volcanic-sedimentary rocks penetrated by larger and smaller intrusive bodies of batholith and laccolith type. Together they form several bulky, oblong or ellipse-shaped anticlinal dome-like and horst structures. They represent the basic Variscian and Laramian tectonic units of the Cuban Archipelago. In places they are considerably reduced and levelled due to exogenous processes. They were separated by deep synclinal grabens so that they evidently formed in a certain phase of their development isolated isles between the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico.

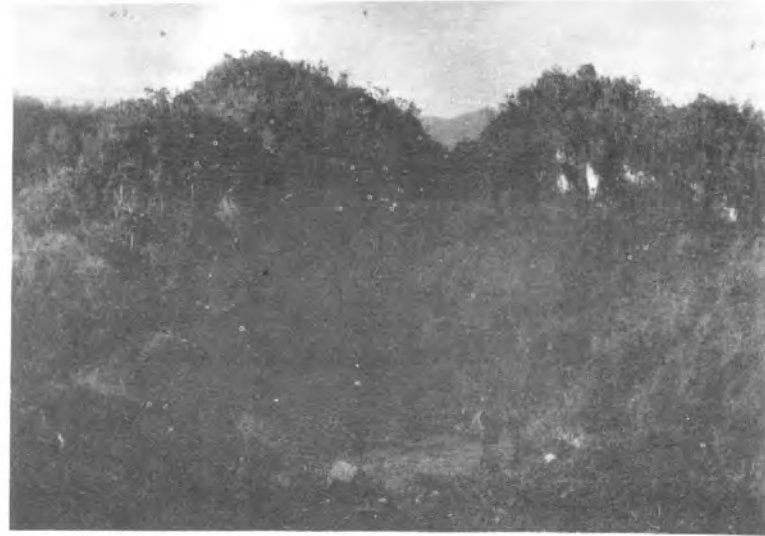
They have been successively connected in one whole and partly even covered by the Upper Paleogene, Neogene and Quaternary series of strata composed mostly of marine carbonate deposits. It is not only folded intensely but pervaded with systems of long longitudinal and transverse faults, indicating the position of unstable zones in the region of former synclinal graben-like depressions filled nowadays with deposits. The faults of a large amplitude and the flexures determine even the present outer seaward borders of the series of strata. The horizontal and subhorizontal series of strata form extensive coastal plains on both largest isles. In the surroundings of old massifs the series of strata is somewhat lifted up and dissected into several smaller hilly lands.

One part of the coastal plains is covered with sedimentary and weathering mantles of irregular thickness. Extensive monoculture plantations of sugar cane, tobacco, tropical fruit, vegetables and technical plants or pasture land can be found in the lowlands in place of the destroyed forests and savannahs. Important parts of the coastal plains in the broad coastal zone and in the inland are covered with uncultivable swamps with peat bogs and numerous lakes with fresh, brackish and salt water. Most swamps and lakes are of karst origin. The lowland surface is slightly warped and irregularly slightly inclined towards the sea due to its relatively small absolute altitude.

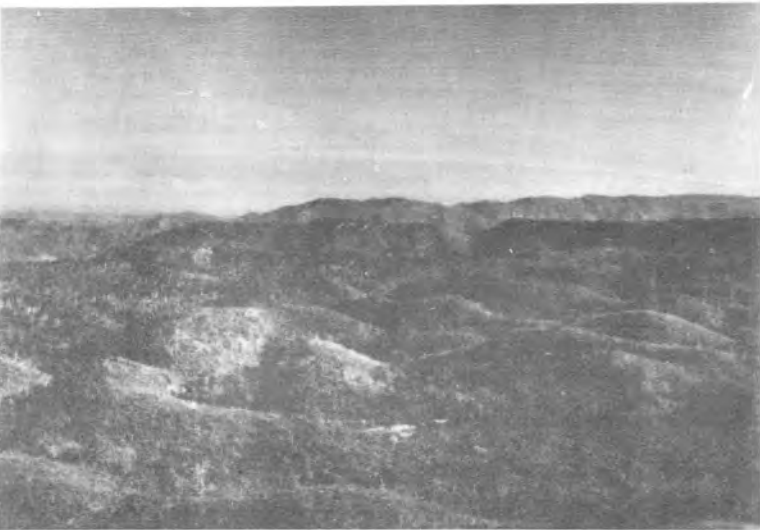
In a greater distance of the margins of old massifs the series of strata of young carbonates immerse slowly below the sea level, but mostly only to a depth of some centimetres to 20 metres. In the vicinity of both largest isles there are several shallow parts of the sea of this kind, covering an area of 67,831 square kilometres. The sea bottom which was dry land in the Pliocene and mainly during the glaciostatic declines of the sea level in the Pleistocene, displays similar forms as do the adjacent parts of the coastal plains.



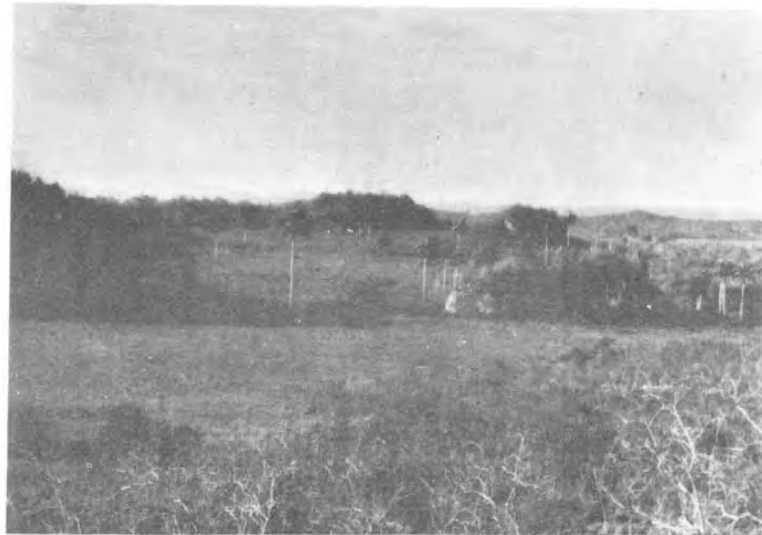
1



2



3



4

- 1) Alturas de Maniabón Highlands /East Cuba/, limestone-andesite monadnocks overtopping the low rolling surface built of serpentinites. Results of advanced differential erosion of extremely folded Upper Cretaceous sedimentary-volcanic-intrusive series.
- 2) Alturas de Baire Highlands /East Cuba/, consisting of numerous karstified limestone hills and isolated andesite depressions. Example of differential erosion in folded and uplifted Eocene volcanic and sedimentary series on the northern flank of Sierra Maestra Mts.
- 3) Sierra des Guase Highlands /East Cuba/. Cupola-karst surface developed on uplifted and dipping Paleogene limestone strata.
- 4) Alturas de Madruga Highlands /West Cuba/. Conical karst surface developed on warped Miocene limestones strata.





5



6



7



8

- 5) South Coastal Plain of Isla de Pinos. "Casimba", inundated evenbottomed corrosional depression developed in Pliocene limestone.
- 6) Ciénaga Oriental de Zapata /West Cuba/. One of the large river caves developed along bedding planes of Pliocene limestone strata and draining subterraneously the swamps toward the sea.
- 7) Península de Guanahacabibes /West Cuba/. Corrosional forms on margins of interior swamps with oscillating water level.
- 8) Península de Zapata /West Cuba/. Corrosional surface of Pliocene-Quaternary limestone invaded by shallow sea.

The higher parts of the bottom form numerous shallows and small isles. The outer edges of those shallow parts of the sea end by a steep scarp falling suddenly to the some thousand metres deep sea grabens and basins of the American Mediterranean. The upper edge of the marginal submarine scarp is accompanied by an almost continuous barrier of coral reefs. In places they rise above the sea level in the form of long chains of elongated isles or strikingly narrow promontaries of Isla de Cuba or Isla de Pinos. On the steep coasts of those isles there are steps of emerged and submerged abrasion terraces as well as a wide band of fringing coral reefs surrounding even some isolated minute islets. Besides that, the long coastal sections are covered with beach ridges built of both mineral and biogene but mostly very fine-grained sands. Coarse-grained and boulder abrasion formations occur rather seldom.

The tropical climate of the Cuban Archipelago is alternately humid. Owing to the near American mainland certain continental features appear in it. According to F. D. Davitaya - I. I. Trusov (1963), the mean annual temperature rises to 24°C, the average annual precipitation amounting to 1,375 mm. The annual precipitation course displays a distinct rain spell (May - November) and a drought (December - April). In the rain spell about 1,400 - 1,500 mm of precipitation can be recorded, at an average temperature of 27°C, the majority in September and October in the time of the passage of destroying tropical cyclones. In contradistinction to it, in the drought, at an average temperature of 21°C, only 300 - 400 mm precipitation fall - mostly only during convection thunderstorms caused by heat and on the windward slopes of the mountain ranges exposed to the influence of the north-eastern trade winds. With the growing absolute altitude the temperature decreases in general and the precipitation quantity increases. But there are considerable deviations from the average values in the regional distribution of the temperature and precipitation in the region of the Cuban Archipelago, so that, for instance, some eastern parts of Isla de Cuba remind one with their open cactus growths and other succulent growths rather of Mexican semi-arid plateaus than of the surfaces of alternately humid tropics.

On the whole, the climate is very favourable of the karst development. Nevertheless, its influence is not so decisive as to lead in the whole region to a formation of a uniform complex of forms of the tropical karst as is usually claimed. The influence of the climate is modified by geological and other physiogeographical factors, so that even their regional or local, often apparently unimportant differences reflect in the origin and development of a number of very different complexes of superficial and subsurface karst forms. The individual morphologically typical phases of development which can be established in the forms of the various main complexes indicate that this is a permanent and accordingly normal state (V. Panos - O. Stelcl, 1967).

#### The causes and consequences of the modification of climatic influences:

The substance of the influence of the alternately humid tropical climate on the development of the relief in the carbonate and non-carbonate rocks lies not only in the large quantity of precipitation accumulated in a relatively very short period, but mainly in their character and their diurnal distribution. The majority of precipitation falls in the first morning hours, i.e. in the time of the diurnal temperature maximum and the relatively high position of the sun above the horizon, in the form of famous, sudden, heavy but short tropical showers, close upon which the sky clears up again. Among the consequences of this phenomenon belongs the important removal of the dry, mobile, sedimentary or weathered cover of the higher positions of the relief into primary and secondary depressions of different dimensions. This process occurs both in the microrelief and in the macroforms. The second consequence is the striking differentiation of the processes of weathering influenced by a number of geological and physico-geographical agents.

On the denuded sunny and accordingly considerably warm carbonate surfaces, an extraordinarily strong evaporation takes place in the beginnings and at the end of the tropical showers. The evaporation evokes especially in porous and/or densely fissured and cleaved carbonates an intensive capillary ascent of the saturated solutions from the rock core towards the surface causing the development of calcite duricrusts. Often even ferrous weathered crusts or remnants consolidated by ferrous cement of old weathered and sedimentary mantles occur. Another consequence of the important evaporation are the laminarily bedded evaporite (sinter) crusts. They set from the water running down the insolated surface. Due to the evaporation it changes quickly into an oversaturated solution unable to keep its mineral content. On surfaces, shadowed by a sufficiently dense vegetation or sheltered from insolation by their exposition, the evaporation and its effects are of course less important or absent at all. Such surfaces are subject evidently much more to the effects of atmospheric water than the surfaces protected by well developed thick and dense weathered or evaporite crusts. The effectivity of the chemical processes is increased even by the biogene CO<sub>2</sub> aggravating the aggressivity of the atmospheric water.

But the surfaces buried below the relatively permeable and not too thick deposits, mainly in the depressions, are dissolved and lowered more intensely. Atmospheric water accumulates in them and the evaporation stops in a certain depth below the surface so that the deposits of the depressions keep wet for a fairly long time after

the rain. In the infiltration through the deposits in the depressions the atmospheric water is enriched considerably by  $\text{CO}_2$  due to which fact its aggressivity is being regenerated amounting to a higher value than it displayed after the descent to the surface of the deposits. In the west Cuban coastal plains, it was established that, after the percolation through a 15 cm thick layer of sandy clay loam of the typical Neogene limestone mantle, the atmospheric water displayed a five-times higher quantity of fixed  $\text{CO}_2$  and more than a double quantity of free (aggressive)  $\text{CO}_2$  in comparison with the values measured in the water after its descent into a thin grassy growth on the surface of the deposits. In humous fissure fillings or peat covers of inland and coastal swamps the increase of the  $\text{CO}_2$  is still greater in the percolating water. This fact is due mainly to the respiration of life of bacteria and other organisms, the amination, the nitrification, the oxydation and other processes which are an inseparable part of the complex relations among the lithosphere, the hydrosphere and the biosphere. Their activity results in the intensive solution and lowering of the bottom and the retreat of the margins of the depressions as well as in the widening of the fissures.

The correctness of the mentioned knowledge is confirmed by the practically identical statement made approximately at the same time by W. H. Monroe (1964) in the investigation of the karst of the Isle of Puerto Rico, accordingly in a region with very similar geological and physico-geographical conditions.

The effects of the dissolving capacity of the atmospheric water differentiated in this way lead in completely homogeneous and the more in heterogeneous series of strata to a quick growth of the relative vertical differences between the denuded and covered surfaces from the small up to large relief forms. Therefore, the described processes can for just reasons be supposed to have the main share in the origin of an individual corrosional relief designated as "coupola-karst" or corrosion-erosional relief called "conical karst".

The coupola-karst forms a labyrinth of coupola-shaped hills with rounded or flat summits and more or less distinct summit levels. They are usually accumulated on a large area closely, sometimes irregularly, sometimes very regularly. They are separated by usually funnel-shaped depressions. The convex and concave forms of this relief developed evidently due to the irregular dissolution of carbonate rocks in the substratum of weatherings or sedimentary mantles (A. Nunez Jiménez - Va, Panos - O. Stelci, 1965). These forms are accordingly the so-called basal forms of weathering. After the removal of the mantle formations those primary forms crop out and go on developing. The remnants of old sheets and the new developing products of weathering accumulate on the bottom of the depressions and form an even bottom. In its level the widening and mutual connection of the depressions takes place. In places even a dense valley pattern develops oriented according to the inclination of the strata.

The arrangement of the elevations and depressions is sometimes very regular and such a relief is designated as "directed karst". The regional distribution of the systems of the tectonic lines is usually designated as the reason of this phenomenon. But it was established that much more often it is a reflection of the arrangement of the lines of intersection of the bedding planes or lithologically different zones with the relief, with the ground plans or with the beds of different fossil neritic and littoral sedimentary forms (bars, coral reefs, etc.). The mode of the deposition of the carbonates is reflected even in the elevations of this relief. They are either symmetrical or asymmetrical, isoclinal, parclinal, etc., according to the inclination of the beds.

According to the criteria accepted by the authors of this paper, the coupola-karst cannot be held for a karst type but only for an initial or slightly advanced phase of the development of another karst type. This phase can occur in carbonates of various kinds, deposition and age.

The conical karst is noted for slender isolated hills or short ridges with steep rocky slopes and rounded hills rising in the centre or on the margins of large lowlands with even carbonate bottoms covered with deposits or products of weathering. The lowlands are either of the type of inner, marginal and valley poljes or of marginal karst plains. Although the conical karst is held for the true, if not sole type of tropical karst, in the Cuban Archipelago, accordingly in a typical tropical zone, mostly completely different complexes of karst forms developed covering by far the largest part of the carbonate surfaces. The forms which can be for good reasons classified as conical karst, are developed on relatively small areas in mountains and higher hilly lands, i.e. in complicatedly folded old carbonate structures, but only in places where the allogene water courses flow and deposit their accumulations.

Neither was the conical karst designated as an independent type of the Cuban karst. It is held for a very advanced phase of the irregular, erosion-corrosional dissection of the folded carbonate series of strata. This stage can be reached but by certain parts of the relief when a number of favourable geological and physico-geographical conditions are available. The climatically conditioned specificity of the forms representing this phase of the development of the karst relief reflects in the singularity of the associations of the above mentioned destructive karst processes and in their intensity.

The differentiated consequences of the effects of exogeneous agents on denuded and covered surfaces built of non-carbonate series of strata do not manifest themselves distinctly. In general, all non-carbonate rocks (except quartzites and siliceous rocks) weather very quickly due to intensive chemical and mechanical processes typical of the alternately humid climate. The consolidated rocks disintegrate mechanically after important temperature changes occurring on warm surfaces after sudden rains and in high mountains, even due to differences between the diurnal and night temperatures. The disintegrated rocks are practically defenceless as to the mechanical effects of heavy showers and the erosion of running waters. No less effective are the chemical processes disintegrating mainly schists and volcanic or intrusive rocks. In some parts of Isla de Cuba and Isla de Pinos lateritic or kaolinic products of weathering can be found of a thickness of more than 120 m (Finco, V.I., Korin, I.Z., Formell Cortina, F., 1967).

The described disintegration of the non-carbonate rocks lead to their intensive reduction and lowering at a simultaneous creation of an immense quantity of fine-grained and coarse-grained material. Due to this fact, a quick growth of the relative vertical differences between the surfaces on carbonate and non-carbonate rocks can be observed striking especially in folded and displaced heterogeneous series of strata building the prevailing part of the mentioned anticlinal, dome-like and horst-like old structures. A very typical, selective, very dissected relief develops in them, characterised by high, steep, karstified carbonate monadnocks, residual hills and mesetas looming out of deep depressions developed of course in much less resistant non-carbonate rocks. Some anticlinal and dome-like massifs displaying only few continuous limestone strata have already been practically levelled and there is a low, lightly undulated surface with solitary limestone hills and short ridges. This relief, very common in all Cuban mountain ranges, resembles morphographically the relief of the conical karst to such an extent that it is usually held for it. But this is only a typical structural relief created through selective erosion and modified only in its carbonate parts, additionally or even simultaneously by karst processes. This type of the relief is best known of the West-Cuban mountain belt Sierra de los Organos. On Isla de Pinos it developed in the series of strata of schists involving isolated marble lenses and partings.

A particular karst-suffosion relief develops owing to the corrosion-erosional dissection of the central part of the Sierra del Rosario in Western Cuba. It is built of a heterogeneous Mesozoic series of strata in which thin limestone layers alternate with less consolidated claystones or clay sandstones. Due to the small thickness of the individual strata the selective forms cannot reach greater dimensions. A labyrinth of deep corrosion-suffosional funnel-like depressions develops separated by coupola-like hills and large depressions with even or step-like bottoms resembling the ramified valley poljes.

The most dissected and most picturesque surfaces develop due to the advanced selective dissection of the folded and displaced volcanic-sedimentary series of strata penetrated by intrusive bodies of the type of cedar laccoliths. The volcanites and intrusive rocks weather lateritically unusually easily and to a great depth and are then subject to denudation. The erected or steeply inclined layers or blocks of contactly metamorphosed resistant limestones can form most bizarre elevations. The relief of that type occupies the considerable part of central and eastern Cuba. Various pseudokarst phenomena develop due to intensive weathering even in homogeneous intrusive or volcanic rocks (Korin, I.Z., Finco, V.I., Nunez Jiménez, A., Formell Cortina, F., 1967).

In contradistinction to it, the limestone relief of the low hilly lands built of relatively homogeneous simply folded series of strata, is usually less dissected. The softly undulated surfaces with flat ridges cut by epigenetic valleys prevails. The secondary mantles are usually very thin, so that the limestone substratum crops out often in the form of extensive clint fields. In places rather numerous sinkholes of different kinds can be found. At the foot of the valley sides and the marginal slopes of the hilly lands, karst springs occur. Among the underground spaces, the spacious and complicated river caves prevail, similarly as in the mountains.

A special group is formed by very dissected and quickly changing karst, karst-erosional and karst-suffosional forms, linked up with carbonate mantles and salt or gypsum cores of large diapiric domes which form striking ridges and hills or coupola-like isles at the northern shore of central Cuba.

The karst relief in the subhorizontal, relatively homogeneous carbonate series of strata of the coastal lowlands displays a completely different character. It is usually built of very porous strongly karstified carbonates. The common feature of the karst of the coastal plains is the small, absolute and relative altitude of the surface forms among which concave forms of great horizontal dimensions dominate.

In the underground, extensive horizontal caves developed connected with the surface by numerous chimneys and windows. With regard to the fact that they occur not deep below the surface, the collapse of their ceilings often takes place, as well as the development of not-deep, closed depressions, some of which are inundated.

In the coastal plains, with thick mantles of fluvial marine and mixed origin, the karst character of the buried rock surface is almost repressed. It can be investigated only in deep incisions. There are perennial surface water courses here. The karstification of the underlying strata is proved by both the strong karst springs at the shore on the inland margin of the fresh water and brackish swamps and the numerous corrosion-suffosional depressions, scattered all over the surface. They develop either due to the floating of the mantle deposits into covered sinkholes or due to the settlement of the corroded limestones mainly in the surroundings of the karst springs. The depressions are mostly inundated by lakes, often of enormous horizontal dimensions.

Even a great part of the swamps in the coastal plains is of karst origin. They are fed by the underground karst courses springing up in the swamps. Even surface courses flow in the swamps in places depositing fine-grained deposits alternating rhythmically with peat. In Ciénaga de Zapata (southern part of West Cuba) the thickness of the peat amounts even to 12 m. The chemical effects of the water circulating persistently in the permeable deposits rich in organic matter are very important here. The dissolution of the rock bottom leads to the development of numerous corrosion-suffosional depressions filled with lakes.

If the secondary coverings are not continuous and too thick, a less distinct corrosion-erosional cuesta relief develops in the warped coastal plains. The cuesta fronts face the cores of the marginal or inner domes and uplifts. The long slopes pass slowly into the slightly inclined surface sloping seaward. Only mendips built of the rocks of the older folded massifs or older series of strata of the coastal lowland rise more distinctly above the flat surface of the lowland. In front of the cuesta scarps, mostly closed depressions develop into which usually empty the water courses of the surrounding highlands. Therefore they are filled with deposits. The depressions are separated by low cuesta bridges. Perennial surface courses are rather rare and they reach exceptionally the sea. The whole surface is besprinkled with corrosional and corrosion-suffosional depressions of different forms and dimensions. Some of them are empty, others are filled with deposits or inundated. The corrosional depressions are usually smaller and display cylindrical or spherical forms. Their bottoms are even and are called "casimbas" (wells). The corrosion-suffosional depressions with vertical or overhanging walls display sometimes even a kilometre of horizontal dimensions. They develop either through the settlement of the corroded zones in the subjacent limestones or directly by the breaking through of the ceilings of the isolated dome-like caves typical of the subsurface karst of the coastal plains (cf. A. Nunez Jiménez, 1967). These are forms known from Yucatan under the name "cenots". In the lower belts of the coastal plain, all forms are inundated up to the upper border so that certain zones are directly dotted by lakes.

In some parts of the coastal plains, two to three levels of complicated systems of river caves are developed. The uppermost level is near the surface approximately in the level of the maximum ground water level, the others are deep under the water table and permanently inundated. They are very probably the continuation of the system of submerged abrasion terraces, partly investigated up to the present time. But the open karst channels are not a typical means of underground drainage. In the bedded and very porous carbonates the ground water moves mostly in the continuous zones of the pores widened by corrosion and the bed joints, similar to the percolation water in loose deposits. It has accordingly a true continuous water level, also, which can be made use of in drilling wells for artificial irrigation of the plantations. The thickness of the most corroded zone is roughly determined by the difference between the maximum and minimum phreatic water level and its level conforms with the levels of the cave systems. In this zone the limestones are in places corroded to such an extent, that only the perforated, sponge-like skeleton is left representing 40 - 50% of the original matter. Just in this zone, the numerous dome-like spaces already mentioned develop, forming after the destruction of the ceilings the bases of the corrosion-suffosional depressions. The corroded "water-bearing" zone loses in places its cohesion and settles; due to this fact, corrosion-suffosional depressions of a second type develop.

Sea water penetrated through the caves and the corroded zones deep into the inland, deep under the present sea level. In the considerable part of the coastal plains the body of the ground water consists of the lower layer of salt marine water and the upper layer of fresh water. The zone of the mixing of the fresh and salt water is very thin. The underground connection with the sea is so perfect that in the wide zone of the coastal plain the phreatic water level oscillates in dependence on the tide or on the swollen sea level in the case of a strong wind blowing towards the dry land. In the drought, the layer of fresh water becomes considerably thinner.

A rather different character is displayed by the marginal parts of the coastal plains which emerged relatively recently from the sea (e.g. Peninsula de Zapata and Peninsula de Guanahacabibes, the Southern karst coastal plain of Isla de Pinos). The basic forms of the relief here are the systems of parallel or fan-like divergent ramparts of the fossil coral reefs and consolidated coral sands deposited on the original sea bottom. In places, they are broken through by ramified caves or incisions of the valley system, not yet organized, but their arrangement "directs" the local surface drainage and the developing corrosion forms. They are similar to other parts of the coastal plains, but their sharpness and dissection is stressed due to the presence of sedimentary mantles. Behind the ramparts and even among them, swamps with cenotic lakes, in places very deep, occur.

Special karst forms develop due to chemical and mechanical effects of the sea, but also of fresh water forming during heavy showers temporarily a thin layer on the sea level, on steep carbonate shores and fringing coral reefs. They display a regular vertical arrangement, characteristic of the coast of all tropical seas (cf. A. Guilcher, 1957). In the highest zone, which is in the reach of the surf rain dissected and sharp clint apices and ridges can be found; they are often formed of exposed colonies of big corals. In the central zone in the sea level during flood, continuous and often deep flood notches develop at the foot of the frontal wall of the abrasion cliff. Also numerous orifices of cave systems can be found here leading to the coast from the inland or the zone of coastal swamps. Through the collapse of the ceilings of those caves, either long, narrow and sometimes even meander-like creeks with overhanging borders develop, or circular creeks with karst springs. In the lowermost zone of the coastal karst a slightly inclined active abrasion terrace extends in front of the foot of the abrasion cliff, besprinkled up to the sea level during the tide by irregular corrosional depressions with steep borders and even bottoms.

The bottom of the shallow sea extending from the coast of both main isles as far as the coral barriers on the edge of the marginal scarp mentioned is in fact the direct continuation of the now inundated karst surface of the adjacent coastal plains with low cuesta ridges, mostly overgrown and accordingly emphasized by coral reefs, clint fields, corrosional depressions with consolidated remnants of fossil products of weathering or peat, (C. C. Daetwyler, A. L. Kidwell, 1959) blind valleys, caves and submarine karst springs.

Some springs appearing even some tens of kilometres from the sea are sought for by sea fowl and fishermen for the sake of drinking water. The inundated relief is of course camouflaged by young deposits. On ridges and flats, corals are growing, in depressions coral sands, detritus of the calcareous mollusc shells and calcite or aragonite ooze occur. By an immense production of calcite ooze developing due to the life processes of calcareous bacteria, the shallow sea along the northern coast of central Cuba, designated as "mar de leche" (milk sea), is well known.

#### Conclusions:

A number of works with most varied orientation deals with the individual karst phenomena and forms in the region of the Cuban Archipelago. But some authors studied more in detail even the individual complexes of karst forms. In several older works, the forms of the coastal karst have been already described, especially the karstified fossil fringing coral reefs, designated by the old name "saboruco" (e.g. R. T. Hill, 1894). The karst in the swamps of Ciénaga de Zapata has been described in detail by J. A. Cosculluela (1918). S. Massip, E. S. Ysagüé (1942) presented up till now the most detailed description of the forms of karst relief inundated by the sea. G. I. Finch, G. T. Trewartha (1954) have described in general the forms of the West-Cuban karst coastal plains and designated them as a geomorphological type of the relief and finally the works by H. Lehmann (1953, 1954) and H. Lehmann, K. Krömmelbein, W. Lötschert (1956) made the "conical karst" of the Sierra de los Organos famous all over the world.

But the basic typology of the Cuban karst and its comparison with the karst on Puerto Rico was elaborated by H. A. Meyerhoff (1938) from the narrow geological viewpoint. A similar, greatly simplified work, was published by M. A. Itural-de-Vinent (1967). The first geomorphological typology was then published by A. Nunez Jiménez (1964), completed by speleological typology (A. Nunez Jiménez, 1967). The study of the types of the carbonate elevations (V. Panos, O. Stelcl, 1967) is based on those works, and finally the complex typology of the Cuban karst compiled by the authors of this paper (A. Nunez Jiménez, V. Panos, O. Stelcl, 1968) based on the criteria following the study of the morphogenetic processes and the knowledge of some complicated relations among various morphogenetic processes.

This work is based on the fact that, in the alternately humid tropical climamorphogenetic area of the Cuban Archipelago, there is not only the complex of the forms of the conical karst, but a number of other typical complexes. Their presence in a relatively small region, practically with equal climatic conditions, is in itself an important proof that the effects of the climate on the uniformity of the karst processes are modified and influenced by a number of other physiographical and geological agents.

Among the most important physiographical factors belong especially the appurtenance of the carbonate rocks to certain constructional macroforms of the relief, their position with respect to the erosion base, the length of the duration of that position and accordingly the duration of certain phases of the geomorphological development, the isostatic and eustatic movements of the sea level, the protective function of hard carbonate or metallic crusts and evaporite crusts, the presence of sedimentary or weathered mantles and their influence on the renewal of the increased aggressivity of precipitation water, and finally the multilateral significance of the vegetation cover.

Among the geological agents, especially the stratigraphical position of the carbonate layers with respect to the non-carbonate layers is of importance, their thickness, structural and lithological properties, mainly the degree of consolidation, the degree and kind of porosity, the bedding and the chemical composition. An important role is also played by the style, rate and frequency of the tectonic movements, and the type and density of the rock jointing.

According to the prevailing influence of a certain grouping of the morphogenetic agents of geological and physio-geographical character, and according to the appurtenance of certain complexes of forms to certain constructed macroforms of the relief, six basic and a number of secondary types and subtypes were distinguished in the Cuban Archipelago:

- 1) Karst of the coastal plains
  - a) inundated by the sea
  - b) covered with marshes and brackish or fresh water inland swamps
  - c) recently and subrecently emerged from the sea
  - d) covered with thick and continuous alluvial, delta or mixed deposits
  - e) covered with thin and discontinuous predominantly fluvial deposits.
- 2) Karst of the lifted carbonate plateaus
- 3) Karst of domes and simply folded block mountains
  - a) built of sedimentary series of strata with prevalence of carbonate layers
  - b) built of sedimentary series of strata with prevalence of non-carbonate layers
  - c) built of volcanic sedimentary (limestone) series of strata
  - d) built of serpentized intrusive rocks (pseudokarst).
- 4) Karst of complicatedly folded mountains
  - a) built of heterogeneous thickly bedded sedimentary series of strata
  - b) built of heterogeneous thinly bedded sedimentary series of strata
  - c) built of limestone schists
  - d) built of silicate schists with isolated blocks, partings and lenses of marble
  - e) built of volcanic sedimentary (limestone) and intrusive rocks
- 5) Karst of diapiric structures
- 6) Coastal karst

The karst in diapiric structures has been classified as an independent type because it depends on specific tectonic constructed forms. The coastal karst, as a result of other processes than the karst in the inland and being able to develop in all constructed macroforms if they are in reach of the sea, has been classified as an independent type.

#### Literature:

- BÜDEL, J. (1957) Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen Zeitschr f Geomorphologie 1, pp. 201-228
- COSCULLUELA, J.A. (1918) Cuatro años en la Ciénaga de Zapata. Re-edited Havana 1965. 331 p.
- DAETWYLER, C.C., Kidwell, A.L. (1959) The Gulf of Ratabanó, a modern carbonate basin. Proc 5th World Petrol Congress, Sect. 1, pp. 1-21

- DAVITAJA, F. D., Trusov, I.I. (1965) Los recursos climáticos de Cuba. Havana, 68 p.
- FINCO, V.I., Korin, I.Z., Formell Cortina, F. (1967) O vozraste drevnej kory vyvetrivania i lateritov Kubi. Geologia i poleznye iskopaemye Kubi, Moskva, pp. 114-134
- FINCH, G.I., Trewartha, G.T. (1954) Geografía física. México-Buenos Aires, 655 p.
- FURRAZOLA BERMUDEZ, G., Judoley, C.M., Mijaylovskaya, M.S., Mirliubov, J.S., Novayatsky, I.P., Jiménez A.N., Solsona, J.B. (1964) Geología de Cuba. Havana, 239 p.
- GUILCHER, A. (1957) Morfología litoral y submarina, Barcelona, 262 p.
- HILL, R. T. (1894) Notes on the Tertiary and later history of the islands of Cuba, American Journ. Sci. (3), vol. 48, pp. 196-212
- ITURALDE VINENT, M. A. (1967) Preliminary report on distribution of karst landscapes in Cuba and their relation to geology. The profess. Geographer, vol. XIX, No. 4, July 1967, pp. 208-209
- KORIN, I.Z., Finco, V.I., Jiménez, A.N., Formell Cortina, F. (1967) O psevdokarste na serpentinitach Kubi. Geologia i poleznye iskopaemye Kubi, Moskva, pp. 170-187
- LEHMANN, H. (1953) Der tropische Kegelkarst in Westindien. Tagungsber. u. wiss. Abhandl., Deutsch. Geographentag, Essen, pp. 126-131
- " " (1954) Der tropische Kegelkarst auf den grossen Antillen. Erdkunde, 8, pp. 130-139
- LEHMANN, H., Krümmelbein, K., Löttschert, W. (1956) Karstmorphologische, geologische u. botanische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba. Erdkunde, 10, pp. 185-204
- JIMÉNEZ, A.N. (1964) Notas geográficas y geomorfológicas de Cuba. in: FURRAZOLA BERMUDEZ, G, et cons. 1964
- " " (1966) Poznámky o krasu na Kube. Acta Univ. Carolinae, Geographica 2, 1967, Praha, pp.27-47
- " " (1967) Clasificación genética de las cuevas de Cuba. Havana, 223 p.
- " " , Panos, V., Stelcl, O. (1965) Investigaciones carsológicas en Cuba. Havana, 110 p.
- " " " " " " (1968) Carsos de Cuba. Serie espeleologica y carsologica, No 2, La Habana. 4
- MASSIP, S., Ysalgué de Massip, E.S. (1942) Introducción a la geografía de Cuba, Havana, 250 p.
- MEYERHOFF, R. A. (1938) The texture of Karst Topography in Cuba and Puerto Rico, Journ. of Geomorphology. pp. 279-292
- MONROE, W.H. (1964) Lithological Control and Tropical Karst Topography. Abstracts of Papers, 20th Int. Geogr. Congress 1964, London, pp. 107-108
- " " (1964) The Origin and Interior Structure of Mogotes. Abstracts of Papers, 20th Int. Geogr. Congress 1964 London, p. 108
- " " (1966) Formation of Tropical Karst Topography by Limestone Solution and Reprecipitation. Carib. Journ. of Sc., 6, 1-2 (March-June), pp. 1-7
- NEMEC, F., Panos, V., Stelcl, O. (1967) Contribution to Geology of Western Cuba. Acta Univ. Palackiana, 26, Olomouc, pp. 105-162
- PANOS, V., Stelcl, O. (1967) Physiographic and Geologic Control in development of Cuban Mogotes. Zeitschr. f. Geomorphologie, 12, 2, pp. 117-173
- SWEETING, M.M. (1964) Some Factors in the Absolute Denudation of Limestone Terrains. Erdkunde, 18, pp. 135-142



## El Karst de Itxina

NESTOR de GOICOECHEA ( Bilbao/España )

### Introducción

Macizo kárstico situado en la provincia de Vizcaya, al norte de España, abarcando las coordenadas 43° 03' a 43° 05' de latitud norte y 0° 52' a 0° 54' de longitud este, ubicándose en el ayuntamiento de Orozco.

La cota más alta es el pico Lekanda (1.302 m.) y la cota más baja la hoyada Uburun trokea (949 m.). Su área de 5Km<sup>2</sup>, con una altura media de 1.100m., se encuentra cerrada en su periferia por paredes que caen verticalmente. Vegetación formada por pastizales y abundante bosque de hayas, que nacen entre el mismo lapiaz. Forma parte del macizo montañoso del Gorbea.

El grupo Espeleológico Vizcaino comenzó su estudio ayudado por los demás grupos provinciales Vasco-Navarros, en el aspecto espeleológico y por el Instituto de Hidrología Continental y Científica de Madrid, en el hidrogeológico.

### Esquema Geológico

#### 1.- Generalidades

El karst de Itxina se ha desarrollado sobre un potente paquete de calizas urgonianas.

Como características generales del complejo urgoniano en la región Vasco-Cantábrica, podemos citar las siguientes, según Rat (1) : La denominación "urgoniano" corresponde a una facies caracterizada sobre todo por la presencia de calizas masivas, muy diversas por sus aspectos externos y con microfacies variadas, pero que tienen en común la ausencia casi total de elementos terrígenos, la importancia del cemento de calcita, una intensa recristalización y el predominio de constituyentes organógenos (Rudistas, principalmente del género Toucasia (fot.1). Esta facies urgoniana se puede encontrar en diversos niveles del Cretáceo inferior y medio, y no corresponde pues a un piso determinado. Se trata simplemente de unas condiciones de sedimentación especiales que se han reanudado varias veces a lo largo del tiempo.

El complejo urgoniano es muy heterogéneo en el aspecto litológico. Hay toda una gama de rocas en las que predominan las calizas de Rudistas alternando con areniscas silíceas, o sea los depósitos marinos construidos por organismos de facies arrecifal y los detríticos terrígenos, de procedencia continental. A veces se mezclan dando lugar a formaciones calcáreo-areniscosas o margo-areniscosas. Cada una de estos tipos sufre múltiples modificaciones según los distintos lugares, lo mismo en su naturaleza que en su potencia a condiciones de deposición.

El complejo urgoniano Vasco-Cantábrico, representa un episodio muy particular en la historia geológica regional, encuadrado entre dos profundos cambios en el medio de sedimentación, pues reposa sobre las areniscas, arcillas y calizas del Wealdense y yace potentes capas detríticas terrígenas, en las que ya no aparecen organismos del género Toucasia etc.

#### II.- Estratigrafía

En la fig.(1) está representado un esquema de la serie estratigráfica, en Itxina y sus alrededores. Se observa, en primer lugar, un gran lentejón calizo de facies urgoniana, el cual constituye la mayor parte del macizo y que denominaremos calizas de Itxina. Estas calizas alcanzan su mayor potencia en las cercanías del pico Lekanda (de 200 a 300 m.) y disminuyen, adelgazándose el lentejón, tanto hacia el oeste (valle de Xintxita), como hacia el sur, hacia el macizo del Gorbea; al mismo tiempo va engrosando la serie areniscosa que las rodea.

Los sedimentos areniscosos se encuentran en la base del lentejón calizo de Itxina y en su parte superior, éstos forman la base de las calizas del Gorbea, niveles calizos algo superiores a los de Itxina que constituyen una masa aparte.

Bajo las calizas de Itxina aparecen niveles calizos intercalados entre las margo-areniscas. Son de escasa potencia y en el plano geológico puede verse como cambian lateralmente de facies, de tal forma que el nivel superior llega a desaparecer en la parte sur de la Campana de Arraba, mientras que hacia el norte van desapareciendo todos estos niveles calcáreos.

Refiriéndonos a la masa caliza que constituye el macizo de Itxina, es interesante hacer notar que se trata de un gran lentejón de calizas arrecifales por cuya causa el macizo aparece aislado, tanto topográficamente como geológicamente.

No habiendo efectuado un estudio litológico detallado de las calizas de Itxina, nos limitaremos a mencionar, como características muy generales, que predominan en todo el macizo calizas de color gris-claro, muy homogéneas y compactas, entre las que aparecen intercaladas unos niveles de calizas más oscuras y nodulosas, que nos hemos representado en el mapa, a falta de un reconocimiento más detallado. Según veremos posteriormente esta distinción entre dos tipos de calizas se refleja en algunos aspectos de la morfología kárstica.

#### III.- Estructura

En líneas generales, el macizo de Itxina está constituido por un lentejón de calizas que se disponen monoclinamente en sentido E-W. En su extremo oriental, Lekanda y Campana de Arraba, el buzamiento es pequeño, unos 10-15 hacia el N.W. Este

buzamiento se conserva a lo largo de todo el macizo, aumentando en el borde occidental, hacia el valle de Xintxita.

Otros accidentes tectónicos modifican el esquema anterior, el más importante es la zona fracturada que aparece en los alrededores de las cumbres de Aitipitatz-Ipergorta que pone en contacto mecánico las calizas de Itxina con las del Gorbea. Entre ambas masas de calizas se sitúan las areniscas que cubren a las calizas de Itxina y forman la base de las del Gorbea, las cuales por su plasticidad se encuentran replegadas y laminadas, formando un anticlinal en la cumbre del Ipergorta, corte 2 y mapa, figs. (2) y (3). Hacia el sur de la Campa de Arraba, las areniscas completamente laminadas desaparecen, poniéndose en contacto directo los dos lentejones calizos, de Itxina y del Gorbea. Esta zona fracturada se orienta aproximadamente ENE-WSW, no obstante la fractura que limita las calizas de Itxina hacia el valle de Xintxita cambia de dirección NE-SW y va disminuyendo de salto hasta desaparecer.

En el plano de la fig. (2) se han señalado las fracturas más importantes. Entre ellas hay que destacar las situadas al pie del Lekanda, que son fallas de pequeño salto.

Un accidente importante es la falla que limita el macizo por su borde septentrional; su salto máximo se sitúa aproximadamente bajo Aitzkorrigane, en la zona de los Atxas. Los alrededores de esta falla están intensamente fracturados. Hemos señalado otras fallas situadas al sur y al oeste del Aitzkorrigane. Bajo los Atxas y en la zona fracturada se localiza el manantial de Aldabide el más importante de los que drenan el macizo de Itxina.

Además de estos accidentes de mayor importancia, hay numerosas fracturas en todo el macizo, que se distinguen sobre el terreno fácilmente por las milonitas recrystalizadas, y que no hemos indicado en el plano. La dirección que predomina en estas fracturas es la NW-SE, la misma de la línea Aitzkorrigane-Lekanda y la del eje del anticlinal de Ipergorta, que es la dirección estructural más importante del macizo de Itxina.

Aparte de estas fallas, las calizas están intensamente fisuradas en toda la zona, pero esta fisuración no afecta por igual a las diversas capas, pues parece ser que las calizas nodulosas oscuras sitadas anteriormente, están menos diaclasadas que las calizas claras, lo cual se refleja en la disposición y aspecto de las formas kársticas.

Hay que hacer constar que estas consideraciones sobre la estructura han de considerarse como provisionales, pues están dedicadas de un estudio fotogeológico más que de observaciones directas sobre el terreno, basándonos en la exposición general de Rat (1) sobre la geología regional.

#### IV.- Geomorfología

Destacaremos solamente algunos rasgos generales no específicamente kársticos.

En primer lugar se destaca el aislamiento del macizo, que se eleva sobre las zonas colindantes destacando en el paisaje. Esto se debe sobre todo a tratarse de la parte central y más potente de un lentejón de calizas arrecifales, unidas al hecho que las calizas son más resistentes a la erosión que las areniscas, margas etc. que las rodean, precisamente por facilitar el drenaje subterráneo.

Las características más notables de los bordes y alrededores inmediatos del macizo son las siguientes:

##### - Borde oriental.

Esta constituido por escarpes calizos sobre la Campa de Arraba. En ésta destacan unos pequeños resaltes calcáreos entre las suaves pendientes sobre las areniscas, con praderas de hierba, sobre las que se instalan varias redes hidrográficas, con drenaje subterráneo a través de las calizas. En esto también ha desempeñado un papel importante la estructura, al ser el buzamiento en dirección E-W.

##### - Borde septentrional.

Es un gran escarpe casi rectilíneo, que sigue la dirección estructural principal del macizo. Al pie, los pequeños bancos calcáreos forman resaltes, que alternan con las areniscas, formando un relieve de cuevas múltiples poco acusadas.

Al pie del Lekanda hay grandes canchales, formando conos de derrubios sobre las laderas.

Al pie de los Atxas se pueden ver fragmentos de brachas de grandes bloques calizos, fuertemente cementados. Estos fragmentos aparecen al pie de la ladera y proceden de la parte superior de ésta.

##### - Borde occidental.

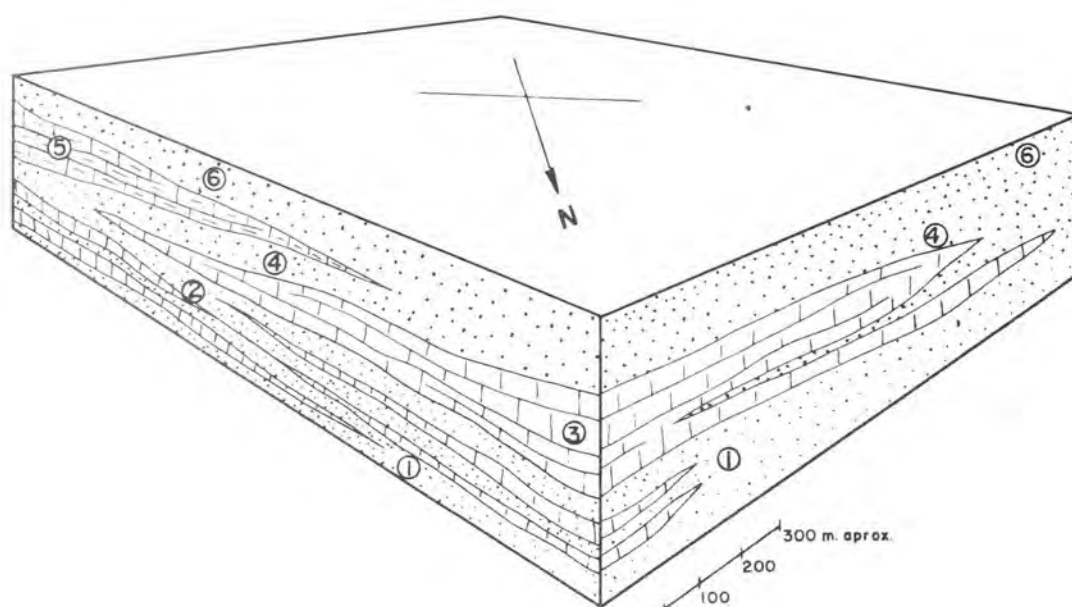
Las laderas están muy inclinadas, terminando en un escarpe vertical hacia el Aitzkorrigane y coinciden con los planos de estratificación, tratándose pues en líneas generales de una superficie estructural.

En la parte baja de la ladera, se presentan unos derrubios que corresponden a dos tipos distintos, unos estabilizados y anteriores a los otros que los podemos considerar actuales.

En la zona de los Atxas, debido a la intensa fracturación, hay grandes bloques rocosos desgajados, que culminan en agujas características en el paisaje, separados unos de otros por profundas grietas de despegue.



Foto 1. Toucasias en el interior de la cueva de Otxabide.  
Itxina (Vizcaya).

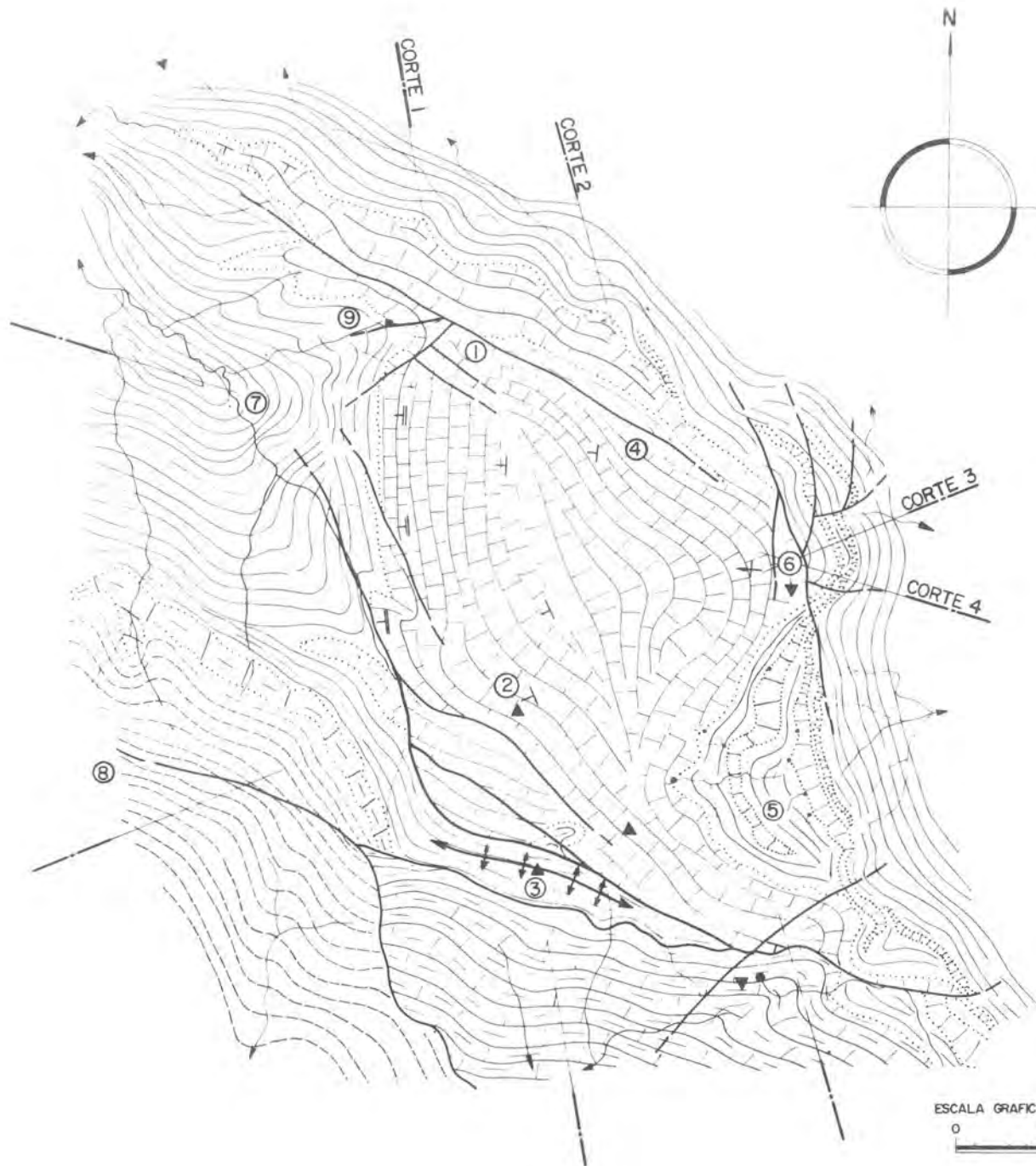


- ① ALTERNANCIA DE CALIZAS Y ARENISCAS EN LA BASE DE ITXINA
- ② ARENISCAS DE LA BASE DEL LENTEJON CALIZO DE ITXINA
- ③ CALIZAS DE ITXINA
- ④ ARENISCAS DE LA BASE DEL GORBEA
- ⑤ CALIZAS DE GORBEA
- ⑥ ARENISCAS SUPERIORES

Fig.1 ESQUEMA DE LAS RELACIONES ENTRE LAS MASAS DE CALIZAS Y ARENISCAS DE ITXINA Y DEL GORBEA.

SIGNOS CONVENCIONALES

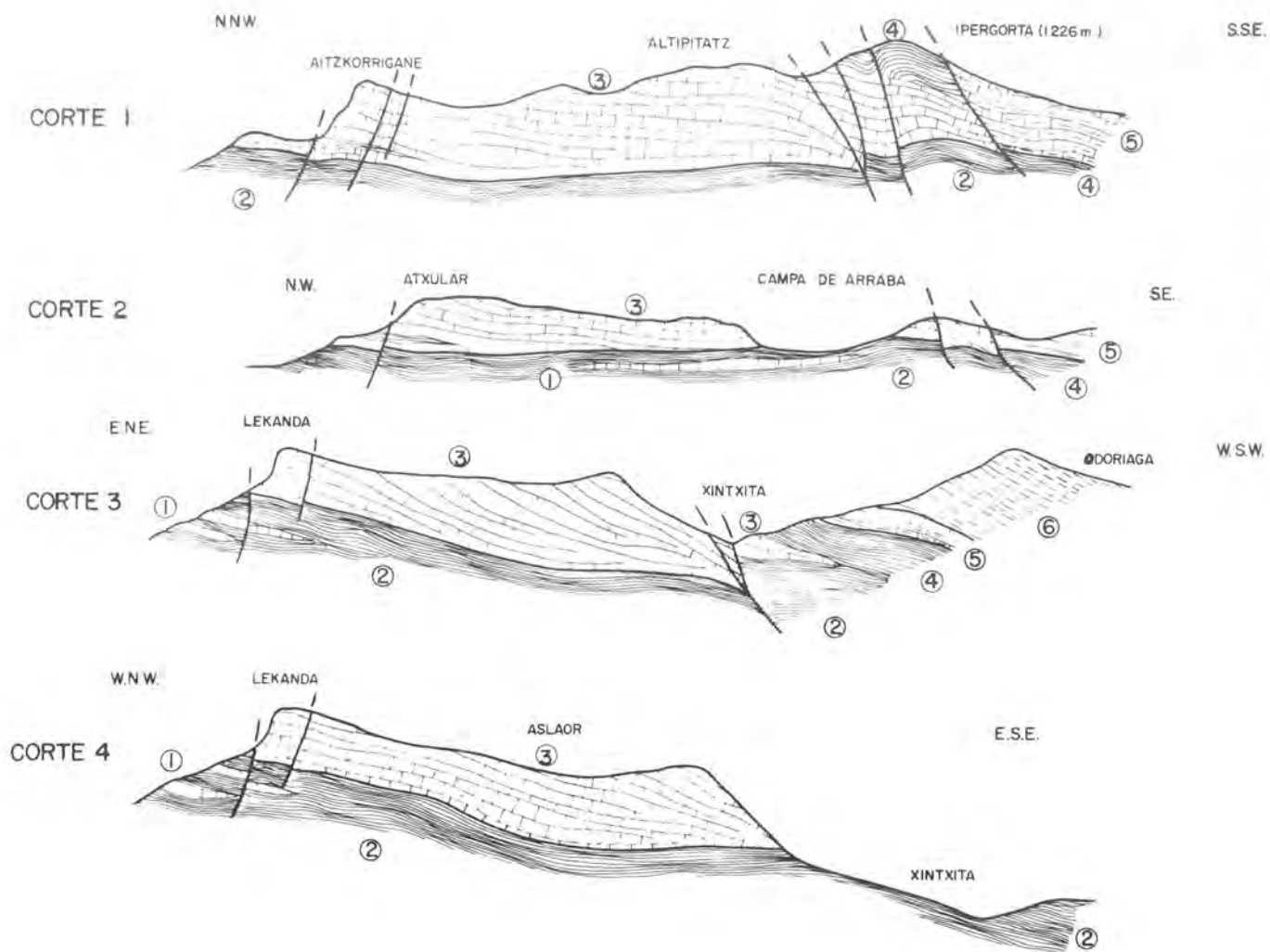
M 11/4



- ① AITZKORRIGANE
  - ② ALTIPIATZ
  - ③ IPERGORTA
  - ④ ATXULAR
  - ⑤ CAMPA DE ARRABA
  - ⑥ LEKANDA
  - ⑦ XINTXITA
  - ⑧ ODORIAGA
  - ⑨ ALDABIDE
- 
- SERIE ARENISCOSA BASAL
  - CALIZAS URGONIANAS DE ITXINA
  - CALIZAS URGONIANAS DEL GORBEA
  - SERIE ARENISCOSA SUPERIOR
  - CONTACTO MECANICO - FALLA
  - CONTACTO NORMAL
  - ANTICLINAL
  - 90°-80°
    - 70°-60°
    - 50°-30°
    - 20°-10°

Fig.2 ESQUEMA GEOLOGICO DEL  
MACIZO DE ITXINA  
( OROZCO - VIZCAYA )

ESCALA GRAFICA APROXIMADA  
0 500 1000 1500 M



- ① ALTERNANCIA DE CALIZAS URGONIANAS Y ARENISCAS EN LA BASE DE ITXINA.
- ② SERIE ARENISCOSA DE LA BASE DEL LENTEJON CALIZO DE ITXINA.
- ③ CALIZAS DE FACIES URGONIANA DE ITXINA.
- ④ SERIE ARENISCOSA DE LA BASE DE LAS CALIZAS DEL GORBEA.
- ⑤ CALIZAS URGONIANAS DEL GORBEA.
- ⑥ SERIE ARENISCOSA SUPERIOR.



Fig.3 CORTES GEOLOGICOS DEL  
MACIZO DE ITXINA  
( OROZCO, VIZCAYA )

M 11/5

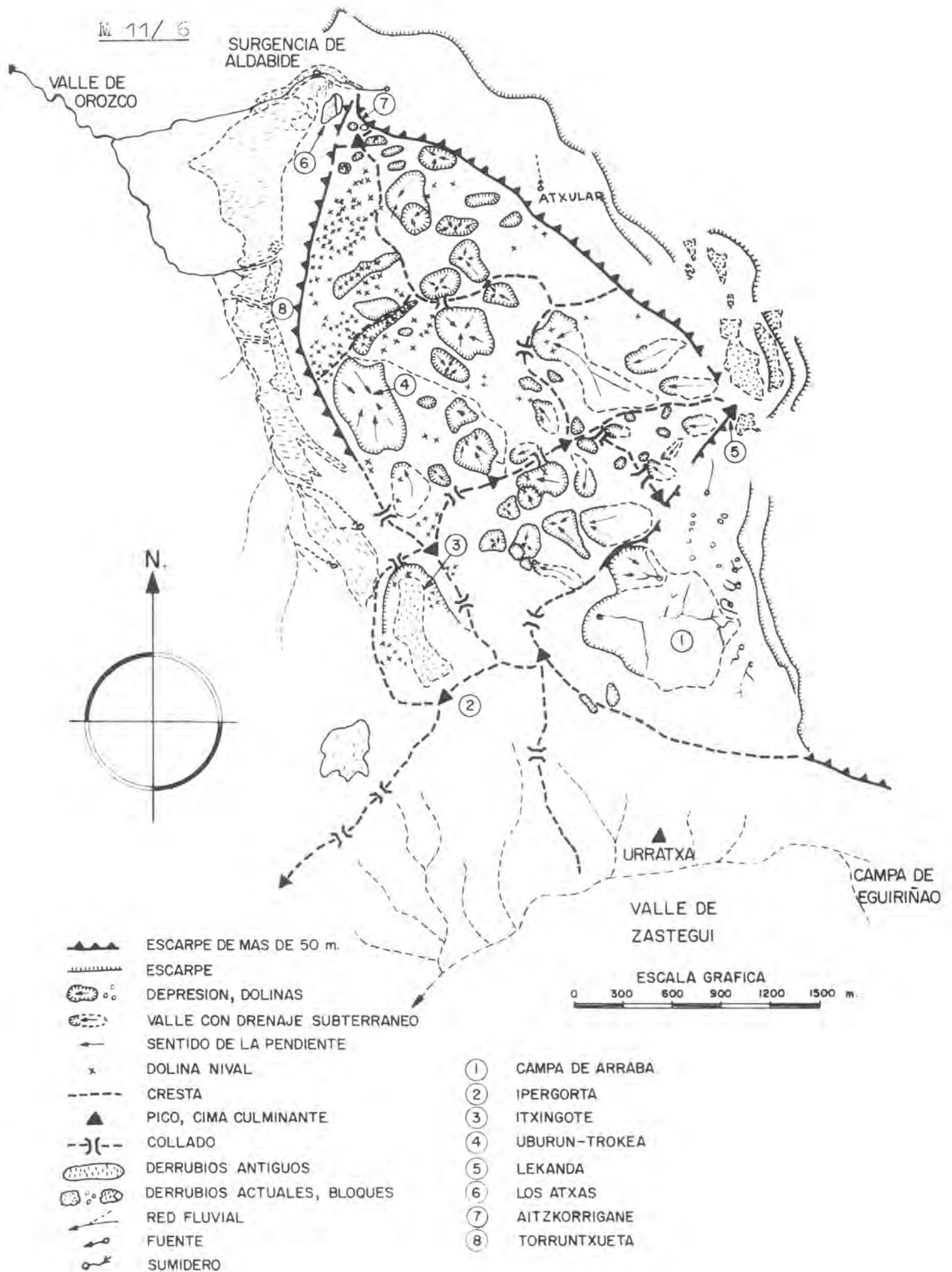


Fig. 4

ESQUEMA MORFOLOGICO DEL MACIZO DE ITXINA  
(OROZCO, VIZCAYA)

La zona de derrubios antiguos forman una faja continua (plano fig. 4) cortada por barrancos rectilíneos, en algunos de los cuales afloran las areniscas superiores (nivel 4 en la fig.1), cuyo origen se debe a las aguas torrenciales de la escorrentía de la ladera y también a la presencia de algunas fuentes.

- Borde meridional.

Es muy distinto de los otros tres citados, debido a la complejidad estructural. En este caso el límite del macizo de Itxina no está claramente definido por un escarpe más o menos acentuado, sino que se trata de laderas que descienden suavemente hacia el valle de Zastegui, y que culminan en crestones calizos o en lomas suaves cuando se trata de areniscas, como en Ipergorta.

Cerca de este borde se abre un valle desde la cumbre del Ipergorta hacia el norte, cuya cabecera se instala sobre las areniscas y se prolonga ya en calizas, recubierta en parte por una capa de derrubios procedentes de las areniscas. El drenaje de este valle es subterráneo, desapareciendo las aguas en la depresión llamada de Itxingote.

- Interior del macizo.

Se trata de un conjunto de dolinas y depresiones, sin valles, con drenaje subaéreo.

Hay una abundancia de vegetación, constituida sobre todo por praderas de hierba y hayas, lo que da lugar a una intensificación de la karstificación, debida a la presencia de ácidos orgánicos.

Citaremos por último la presencia de crío-canchales y fenómenos locales de gelifracción.

### Conclusiones

Lo expuesto en este trabajo es una base para comenzar posteriormente el estudio de este karst.

Este estudio comprenderá diversos apartados, pero se tratara fundamentalmente de conseguir una visión lo más clara posible de la génesis y el desarrollo de este karst, a través de tres escalones sucesivos.

I.- Establecimiento de una base cartográfica, geológica y geomorfológica, con los datos hidrogeológicos fundamentales.

II.- Estudio del proceso de karstificación en la actualidad, basado sobre todo en la litoestratigrafía, estructura geológica, análisis químicos y el estudio sedimentológico de los rellenos de las cavidades y de las formas exokársticas.

III.- Síntesis geomorfológica y paleogeográfica, como culminación de los estudios anteriores y otros complementarios que se determinarán sobre la marcha.

### Bibliografía

(1) RAT P.- " Les Pays Cretacés Basco-Cantabriques ".- Publications de l'Université de Dijon, Tome XVIII, 525 pages 68 figs., 9 pls., dont une carte géol. au 200.000. Année 1950. Dijon.

### Discusion :

(MIOTKE - Hannover) : A quel altitude estan las salidas de las cuevas en relación con el fondo de los valles ?

(GOICOECHEA) : El desnivel de las cuevas con el fondo de los valles es de 600 mts. Es interesante hacer notar que el karst de Itxina no tiene relación con el nivel subaéreo actual. Este hecho sugiere la atribución de una génesis pre-cuaternaria para las formas endokarsticasm pero relacionadas con el macizo de Gorbea. Los valles que lo rodean se escabaron posteriormente durante el cuaternario. La zona de descarga ha ido evolucionando desplazandose hacia el oeste, adaptándose a la estructura del macizo, según iba descendiendo el nivel de base.

## Les Karsts des régions chaudes

JEAN CORBEL (Caluire/France)

On peut distinguer deux grandes familles entièrement différentes (avec tous les intermédiaires):

- Les karsts des zones chaudes et sèches dont le type est constitué par les karsts du Sahara;
- Les karsts des zones chaudes et très humides là où les précipitations moyennes sont largement supérieures à l'évaporation dans cette même zone (l'évaporation dans les zones forestières tropicales est de 1.500 mm par an). Seules, ici, les régions recevant plus de 1.200 à 1.500 mm de pluie par an peuvent être considérées comme humides.

### Les karsts des zones chaudes et sèches

Ces karsts recouvrent les zones désertiques ou "sahariennes" (moins de 250 mm par an), les zones arides (de 250 à 500 mm), et sèches (de 500 à 750 mm) là où l'évaporation est nettement supérieure aux précipitations.

Les régions désertiques, arides et chaudes sont caractérisées par la présence à côté des carbonates de calcium, de masses énormes de gypse (sulfate de calcium) et même plus localement de chlorure de sodium. Dans les analyses d'eau courante ou d'eau source le gypse étant beaucoup plus soluble que le calcaire on trouve des masses énormes de sulfate et de calcium et de sodium dissous. Ce phénomène est lié évidemment - nous l'avons constaté et d'autres l'avaient fait avant nous - à la présence de ces mêmes roches et non aux températures des lieux. On retrouve des phénomènes analogues dans les déserts polaires qui reçoivent aussi peu d'eau que le Sahara. Il s'agit essentiellement d'un résultat actuel et ancien de la faiblesse extrême des précipitations dans ces zones subtropicales ou hypercontinentales. Cette faiblesse des précipitations doit durer au moins depuis des millions d'années sinon ces gypses auraient dû être emportés à la mer depuis longtemps. Seul le fait qu'ici les cours d'eaux depuis cent ou deux cents millions d'années n'atteignent plus la mer peut expliquer la présence massive de ces sulfates tant sur le sol que dans les analyses d'eaux.

Ce sont ces sulfates et non les calcaires (des carbonates de chaux) qui expliquent les teneurs énormes dissoutes dans ces zones. Ces teneurs peuvent atteindre 3 à 5.000 mg par litre dans les puits d'In Salah au sud du Tademaït. Il faut donc bien distinguer ici, et c'est une des caractéristiques hydrologiques fondamentales des régions désertiques ou arides, la dissolution totale (due surtout au gypse) et la dissolution des sols calcaires des carbonates de calcium qui n'atteint que 140 à 150 mg/l dans beaucoup de puits sahariens.

Si l'on exprime la dissolution selon nos critères habituelles (en  $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{an}$ ) équivalent en mètre d'ablation par millions d'années, ce qui permet les transferts simples de calculs de l'espace aux temps géologiques. On les obtient par la formule habituelle :

$$\frac{A \times E \times T}{100} \quad \begin{array}{l} E = \text{hauteur d'eau écoulée en dm} \\ T = \text{teneur dissoute en mg/l.} \end{array}$$

Pour la dissolution totale (Analyses Muxari, 1969) autour du Tademaït saharien on a :

- pour la surface seule :  $\frac{4 \times 0,3 \times 100}{100} = 1,2 \text{ m}^3 \text{ par km}^2 \text{ et par an}$

- en profondeur :  $\frac{4 \times 0,01 \times 2\,000}{100} = 0,80 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{an}$

Total dissous :  $2 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{an}$ .

Pour les seuls calcaires (carbonates) analysés sur le terrain, Muxari 1969. Les analyses des laboratoires sur échantillons ramenés dans un centre ne permettent pas de mesurer exactement le pH, ni les carbonates, il faut pour cela les analyses de terrain. La dissolution de surface est sensiblement la même, mais la dissolution profonde est nettement inférieure.

Dissolution de surface :  $\frac{4 \times 0,3 \times 60}{100} = 0,72 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{an}$

Dissolution profonde :  $\frac{4 \times 0,01 \times 150}{100} = 0,06 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{an}$

soit au total pour la dissolution des calcaires :  $0,78 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{an}$

dont 7% seulement pour la dissolution profonde.

Dans ce système d'érosion qui leur enlève moins d'un mètre par million d'années, les calcaires sont les plus résistants de toutes les roches. L'érosion mécanique normale des Queds (flouves temporaires) dont certains, comme la Saoura saharienne, ont débité (durant l'hiver 1968-1969 plus de 5.000  $\text{m}^3/\text{s}$ ) et du vent, enlèvent beaucoup plus que l'érosion chimique dérisoire des calcaires.



Même les calcaires bardés de gypse n'ayant que quelques dizaines de mètres d'épaisseur comme ceux du Tademaït arrivent, ici, à faire figurer dans ces climats de "bouclier" suffisamment résistants pour protéger les couches meubles inférieures de l'érosion et ceci sur des centaines de kilomètres carrés depuis des millions d'années sans une seule vallée capable de l'inciser profondément. Partout les calcaires, mêmes minces, forment des tables dures : les "Garas du Sahara". Même les calcaires lacustres récents, qui, sous tout autre climat, ne seraient que des roches peu résistantes, donnent ici des falaises, des canions des rivières souterraines, des grottes avec des paysages de karsts dans les déserts autour de la Saoura par exemple.

On comprend la préservation exceptionnelle des formes structurales dans les calcaires dont les reliefs ne peuvent être ici que conforme à la structure.

La dissolution globale des calcaires est dérisoire et encore s'exerce-t-elle surtout en surface. La dissolution profonde qui pourrait être à l'origine de grottes ou de rivières souterraines n'est qu'une fraction dérisoire (la plus faible connue, je crois, sous tous les climats terrestres). Dans ces conditions il n'est pas étonnant qu'il n'existe aucun système karstique, aucune grande grotte dans les calcaires sur les milliers de kilomètres carrés du Tademaït d'après les indigènes aussi bien que d'après les géologues qui en ont levé les cartes. Les seules cavités karstiques connues sont situées dans la bordure du Sahara qui reçoit presque chaque année suffisamment d'eau par les cours d'eaux venus des montagnes plus humides de la périphérie (grottes de Beni-Abbès, par exemple). Par contre la profusion de petits laplôs sur les bords des falaises s'impose à tous les observateurs. Elle témoigne de l'existence d'une certaine dissolution superficielle depuis des millions d'années. La simple différence entre le maximum de pluies des bordures de plateau (zone de "petites turbulences" atmosphérique) et l'intérieur se traduit par une différence notable dans les laplôs.

Ce ne sont là que des observations de première expédition. Bien des questions de détail et même de fond restent à étudier (rôle du vent, origine exacte et rôle des "vernissés désertiques" protecteurs, limites exactes de la zone avec cavités etc...). Le rôle du gel actuel ou quaternaire est très important dans ce monde figé. Il l'est plus encore, d'après ce que nous en avons vu, dans les déserts nord-américains et surtout dans les déserts de l'Asie Centrale. Dans ces derniers, la gélivation paralyse complètement le développement des laplôs au bord des falaises. Dans les deux cas (Amérique du Nord et Asie Centrale) les grottes karstiques et rivières souterraines des calcaires apparaissent liées d'abord aux montagnes plus humides où les rivières coulent tous les ans.

Notons que c'est bien au nord des Tropiques, dans les zones arides continentales aux Texas ou dans l'Asie Centrale que l'on trouve des valeurs de carbonate beaucoup plus fortes dans les eaux. C'est dans ces régions où les températures des eaux descendent, l'hiver, à 2° - et même moins - que l'on a observé des records dépassant 1.000 mg/l de dureté calcaïque (traduit en  $\text{CaCO}_3$ ). Prenons l'exemple de la Beals Creek près de Westbrook (Texas) d'après Annuaire Quality of Surface Waters of U.S.A. p 8-8 (Geol. S.W.S. 1968) qui doit détenir un des records de teneur en carbonate. En Février 1960, par 4° seulement de température, on a mesuré 1780 mg/l; en mars de cette même année, on a pu noter le record de 5010 mg/l par des températures de l'eau à peine supérieures à 15°C. Il ne s'agit plus de zones chaudes ici. Le 20 juillet, lors du maximum de chaleur qui était de 35°C, on a mesuré seulement 150 mg/l (de 128 à 197 mg/l de carbonate). Il n'y a donc aucun rapport direct comme le supposaient certains, entre température et teneur dissoute.

Si l'on considère la total dissous transporté chaque jour, en tonne, on trouve un maximum de 1260 tonnes/jours, le 3 octobre, par 18°C, alors que du 23 au 28 juillet, durant le record de chaleur, on a atteint seulement 1 tonne par jour et le minimum absolu de 1960 (0,83 tonnes par jour a été observé fin août alors que la température de l'eau variait de 32° à 25°. Notons que lors du maximum de dissolution on a observé un transport de 200 tonnes par jour. La température ne peut pas être isolée des autres facteurs hydrologiques et de la composition chimique du bassin. Ce n'est qu'un paramètre le plus important.

La quantité d'eau écoulée influence à la fois la teneur relative en mg/l et la dissolution totale en tonne par jour ou en  $\text{m}^3$  par  $\text{km}^2$  par an. C'est la composition chimique du bassin qui est le facteur principal pour les teneurs dissoutes.

#### Les karsts des régions chaudes et humides

On notera la disparition à la Jamaïque comme au sud du Mexique des gypses. Sauf dans des cas tout-à-fait exceptionnels (grottes de Crystal) ils ont été balayés et les sulfates ne figurent plus dans les analyses d'eaux karstiques. Cette disparition montre bien la stabilité géologique des zones désertiques à gypse.

Le teneur dissoute globale dans les karsts égale, ici sensiblement la teneur dissoute de carbonate seul. Les karsts à pitons (kegelkarsts) si souvent décrits à Cuba ne sont point le seul paysage des calcaires. On trouve des karsts de la cralle, des karsts de plateau presque yougoslaves, des plateaux à dolines comme au Yucatan mexicain.

Nous avons publié à Berlin et à Paris, l'essentiel des analyses de R. Muxart. En valeur moyenne, cela donne :

surface	:	59 mg/l
marais	:	75 mg/l
résurgences	:	137 mg/l
rivières de karst	:	110 mg/l

L'érosion profonde

ne représente que 10% du total. Les grottes importantes sont toujours liées aux rivières formées hors du karst

et traversant seulement celui-ci. Ici, cela donne surtout des petits tunnels qui n'ont pas encore atteint le stade du canion d'affondrement (comme dans les régions froides et sèches). L'absence de grottes ici explique donc l'absence d'affondrement de voûtes. C'est l'érosion géologique très active dans les zones humides sur les zones non calcaires qui érode fortement et forme les plaines de pied de collines.

Les travaux géologiques récents ont montré que ces plaines n'étaient pas formées elles-mêmes de calcaire massif.

Pour une hauteur d'eau écoulée moyenne que l'on trouve facilement de 2 m la dissolution calcaire enlèverait chaque année:

$$\frac{4 \text{ m} \times 2 \text{ m} \times 137}{100}$$

soit :

$$11 \text{ m}^3 / \text{Km}^2 / \text{an}$$

C'est beaucoup moins que les régions froides et humides, mais beaucoup plus que les régions chaudes et sèches. C'est à peu-près la moyenne mondiale pour la dissolution des calcaires.

## The Appalachian Karst: An Overview

WILLIAM B. WHITE (Materials Research Laboratory and  
Dept. of Geochemistry and Mineralogy  
The Pennsylvania State University / USA)

### Abstract

The Appalachian Highlands of Eastern United States contain a number of diverse karst areas. Karst in the Valley and Ridge Province is developed mainly on highly folded and faulted Ordovician limestones and dolomites. Caves tend to be strike-elongate and truncated. Large integrated subterranean drainage systems are rare. Karst in the Appalachian Plateaus Province is developed along the eastern and southern margins in flat-lying or slightly folded Mississippian limestones. Caves are larger and have more complicated patterns. Integrated karst drainage systems are common. The contrasts in karst development can be explained in terms of the differences in stratigraphy, structure and topographic placement of the carbonates between the Valley and Ridge and the Plateau.

### Introduction

The systematic or regional development of karst has been a neglected subject in the United States. Those workers who have concentrated their attention on karst have, for the most part, been concerned with the Interior Lowlands or Coastal Plains of the United States. Thus there is an extensive literature on the karst plains of Southern Indiana, South Central Kentucky, and Florida. Little has been said about many of the other outstanding karst provinces of the United States.

It is the purpose of this short report to call the attention of our European colleagues to the karst provinces of the Appalachian Highlands. This vast region contains some very extensive karst areas and certainly is one of the most diverse karst areas in the world.

### Provinces and Sub-provinces of the Appalachian Highlands

The Appalachian Highlands form a major physiographic sub-division of eastern North America. They occur in a belt of rocks from Precambrian to Permian ages that extends from Nova Scotia to Alabama. Carbonate rocks occur in the southern part of the Highlands. The karst-containing area is some 800 miles long and 200 miles wide, more or less paralleling the Atlantic Coast of the United States and separated from it only by the sediments of the Coastal Plain (Woodward, 1957). The segment of the Appalachian Highlands of interest extends from north-eastern Pennsylvania southward through the states of Maryland, Virginia, West Virginia, Tennessee and into Alabama where the characteristic rocks are buried under the younger sediments of the Gulf Coastal Plain.

Within the Appalachian Highlands are three well recognized physiographic provinces: The Piedmont Highlands, The Valley and Ridge Province, and the Appalachian Plateaus Province. The eastern boundary of the region is well defined by the rocks of the Atlantic and Gulf Coastal plains, but the western border is less sharp, the area blending rather conformably into the Interior Lowlands.

The outcrops of carbonate rocks and thus of the development of caves and karst are concentrated in the Valley and Ridge provinces and on the eastern margins of the Appalachian Plateaus.

### The Piedmont Highlands

The Piedmont is underlain mainly by precambrian igneous and metamorphic rocks. It consists of two sub-provinces - the Piedmont Plateau, a low-elevation rolling country, and the Blue Ridge Mountains, a complex of mountain ridges of igneous and metamorphic rocks. The Blue Ridge mountains extend from South Mountain in Pennsylvania through Virginia to their southern culmination in the Great Smoky Mountains of Tennessee.

A few localized regions of carbonate rocks occur in the Piedmont Plateau east of the Blue Ridge Mountains. These are mainly marbles and contain a few caves of local importance and a very localized karst topography. Overall, however, these areas are of minor importance in the Appalachian karst.

### The Valley and Ridge Province

The Valley and Ridge Province of the Appalachian Highlands is characterized by elongate sub-parallel ridges with intervening valleys. Valleys may be only a few miles wide and tens of miles in length. The area has undergone strong structural deformation and the characteristic topography and trellis surface drainage are the result of parallel anticlines and synclines in a mixed sedimentary sequence of rocks (Butts, 1940). The ridges are typically supported by a resistant orthoquartzite. Many of the valleys are underlain by carbonate rocks. Most ridges are synclinal, most valleys anticlinal.

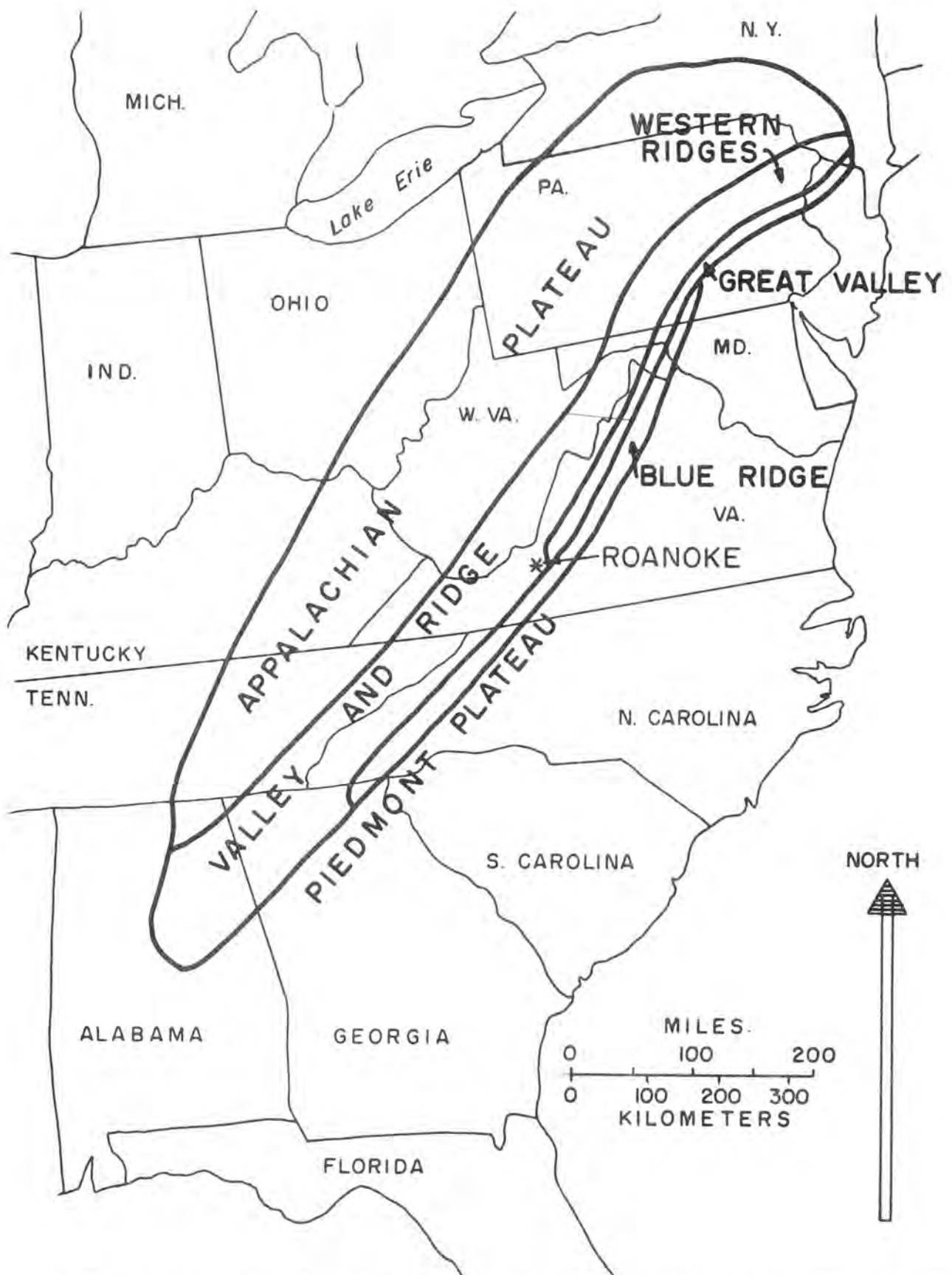
Two sub-provinces may be distinguished: The Western Ridges sub-province and the Great Valley sub-province. The Western Ridges sub-province includes all of the western side of the main province and exhibits the characteristic valley and ridge topography. The Great Valley is a broad valley with rolling low-relief topography, that extends from eastern Pennsylvania to central Virginia. The width varies but averages about 10 miles. The valley floor is mainly underlain with strongly folded and faulted limestones and dolomites of Ordovician age. North of Roanoke, Virginia, there is a clear distinction between the Great Valley and the Ridges. The valley forms a broad rolling trough between the Precambrian complex of the Blue Ridge and the easternmost ridge. The band of western ridges varies in width from 60 miles in Pennsylvania to 25 miles just north of Roanoke. South of Roanoke there is much less distinction between the two sub-provinces. The form of the eastern valley is more complex with many smaller indistinct strike-oriented ridges. There are a few major folded ridges to the west but the intervening valleys are broad and interconnected.

Three carbonate sequences that support karst may be distinguished in the northern Valley and Ridge. The Great Valley itself is almost entirely floored with limestone and dolomite. It contains a complex of karst landforms and subterranean features. A large percentage of the recharge is directly onto the limestone surface and much drainage is underground although very extensive sub-surface drainage systems are not known. The structure of the Great Valley is very complicated with both anticlinal and synclinal folds. Belts of limestone alternate with belts of dolomite. Caves tend to be elongate along the strike because of differences in lithology. The karst surface is entirely soil-covered except for narrow ledges of limestone which expose a mild karren surface. Dolines occur but are sparse and shallow. They tend to be concentrated along the borders of the Great Valley where the carbonates are exposed to low pH waters flowing from the igneous or clastic rocks along the valley borders (Hack, 1960). The sub-soil karren where exposed in quarries and roadcuts are a pinnacle form with a relief of about 1 to 4 feet. Solutionally widened joints (kluffkarren) also occur and have a relief of up to tens of feet.

Some valleys of the western Ridges sub-province are floored with Ordovician carbonates. The Upper Ordovician sequence is limestone, below which lies a thick sequence of dolomite. The anticlinal structure gives these valleys, such as Nittany and Kishacoquillas Valleys of Pennsylvania, a core of dolomite and a rim of limestone in contact with the surrounding clastics. In this northern part of the Valley and Ridge Province the valleys are disconnected and are bordered by ridges of clastic rocks. The dolomite supports a very subdued karst consisting of a sub-soil karren. Dolines are rare and most of the drainage is on the surface. The bounding limestone rocks are maturely karsted with extensive doline development, and many caves. The caves tend to be strike-oriented where the dip is high, but may have network or other more complicated patterns where the dip is low. Localized subterranean drainage systems occur. Many small first or second order streams that head on the mountain ridges sink into swallow holes at the limestone contact and turn at right angles to flow underground along the strike to springs. Some subsurface flow crosses the dolomite cores of the valleys, but whether it does this through open conduits or through fissures is unknown.

Devonian limestones, mainly the Helderberg and Tonoloway formations, crop out in sinuous bands along minor ridges within the Ridge sub-province. These limestones are only a few hundred feet thick and are both overlain and underlain by clastic rocks. Thus their outcrop area is narrow and little surface expressions of the karst is evident. There are some exceptions to this generalization, for example the Burnsville Cove in Virginia which has a very extensive cave and subterranean drainage system developed in the Devonian limestones. Caves are common. They tend to be short and strike-oriented. Subterranean drainage systems are even more localized than in the Ordovician limestone valley floors.

South of the latitude of Roanoke, Virginia, there is less physiographic distinction between the western Ridges and the Great Valley and the belt of folded Paleozoic rocks is simply referred to as the Appalachian Valley. The Ridges become less distinct and the valleys are more interconnected. The Devonian carbonates thin to the south and are of less importance to karst development. Most caves and karst are located in the limestones and dolomites of the Ordovician Knox Group and the Copper Ridge Dolomite. Southwest Virginia is very cavernous and some of the largest caves in Virginia are located there. This belt of rocks continues across Tennessee and into Georgia and Alabama. Surficial karst becomes somewhat more intensely developed



1. Outline map of eastern United States showing the physiographic provinces of the Appalachian Highlands.

in the south. Dolines are deeper and thick terra-rosa soils appear. Caves occur along the flanks of ridges with the characteristic strike-oriented Appalachian pattern. Integrated subterranean drainage systems are more common than in the north. Along the eastern margin of the area, at the boundary between the Appalachian Valley and the Blue Ridge, windows through the metamorphic rocks of the Great Smoky Mountains expose the Knox group. Many caves of east Tennessee such as those in Cades Cove and Tuckaleechee Cove occur in these windows. One of these is Bull Cave, 680 feet deep, and one of the deepest caves in eastern United States.

### The Appalachian Plateaus Province

The Appalachian Plateaus are a broad dissected upland underlain mainly by slightly deformed Mississippian and Pennsylvanian sediments. The entire plateau area is a broad synclinal basin with the youngest rocks, a series of Permian shales, lying near its center in southwestern Pennsylvania and northern West Virginia. The eastern boundary of the Plateau is a steep escarpment known as the Allegheny Front in the north and as the Cumberland Escarpment in the south. The delineation between the highly folded older rocks of the Valley and Ridge and the nearly horizontal younger rocks is very sharp in Pennsylvania but is much less sharp in the Middle Appalachians along the Virginia-West Virginia border. In this middle region there are several strong folds west of the topographic boundary and erosion of these anticlinal folds has exposed Silurian and Devonian rocks within the Plateau. The western boundary of the Plateau is less clearly defined. In the northern marches of the Plateau, the dissected highlands of the western Pennsylvania coalfields blend gently into the rolling plains of the Interior Lowlands of Ohio. Only clastic rocks occur on the western boundary and there is no karst. Farther south in east-central Kentucky and in central Tennessee and northcentral Alabama the western margin of the Cumberland Plateau merges into the Highland Rim of the Nashville Basin and the Cincinnati Arch. Cave and karst development occurs on the western border of the Southern Plateau and there is no sharp boundary between the Plateau karst and the karsts of the Interior Lowlands.

The cavernous limestones of the Plateaus thicken from north to south. A mere 40 feet of Loyahanna limestone outcrops along a few ridges in the western part of Pennsylvania. The Mississippian Greenbrier limestone of West Virginia is only 100 feet thick at the Pennsylvania border and thickens to 1200 feet where it plunges beneath Pennsylvanian Clastics in Monroe County 300 miles to the south. Within the Greenbrier series are developed some of the most extensive and intense doline karst of the Appalachians and some of the largest cave systems.

In Tennessee and Northern Alabama the Mississippian limestone sequences appear again as the Gasper, Ste. Genevieve, and St. Louis formations (Johnston, 1933). These outcrop in the dissected plateau throughout central Tennessee (Barr, 1954) and northern Alabama.

The northern Plateau is capped with impervious beds of Upper Mississippian and Pennsylvanian clastics and karst is developed only along the eastern margin. The southern Plateau is more dissected and karst and cave systems occur throughout the Plateau. The limestones crop out on the sides of the Plateau and the remnant outliers along the margins. The surface drainage is usually on clastic rocks which lie below the limestones and the main source of recharge is from the clastic rocks above. Cave systems tend to lie under the margin ridges or along their flanks. The pronounced strike-orientation of the cave patterns in the folded rocks is absent in the Plateau caves.

### Contrasts in Cavern Development

There are many thousands of caves catalogued from the Appalachian Highlands. The cave surveys of Pennsylvania (Stone, 1953), Maryland (Davies, 1950), Virginia (Douglas, 1964), West Virginia (Davies, 1958), Tennessee (Barr, 1961), and Alabama (Tarkington et al. 1965; Jones and Varnedee, 1968), provide many typical descriptions. The contrast between caves in the Valley and Ridge and those in the Plateau is quite strong.

Cavern development in the Valley and Ridge Province is almost entirely beneath the limestone valleys or along their flanks. Although the limestone extends beneath the synclinal ridges, no caves are known that penetrate deeply beneath these ridges. Caves tend to be small; caves longer than one km are rare. If the rocks are steeply dipping, they tend to be linear or angulate and strike-oriented. The caves form close to the surface and they are frequently terminated by breakdown. Many are nearly choked with fine-grained silt and clay. The cave conduits tend to be nearly horizontal although multilevel development does occur. These are the caves that provided the models for Davies' (1960) theoretical interpretation of the origin of caves in folded limestone.

The Plateau caves tend to be larger than the Valley and Ridge caves. Cave lengths exceeding one km are common. The caves are nearly horizontal as a rule and are often complicated conduit systems. The near-horizontal bedding allows groundwater flow to pass under the clastic caprock and some caves are known under more than 1000 feet of overburden. Patterns are less well defined. Flow dynamics more than structure is the controlling factor. Because the caves are often draining under the caprock with low gradients, the base level of the systems are often very deep in the limestone or perched on the underlying shales. Recharge from the overlying Plateau moves by near-vertical routes to the base level with the result that the edges of the Plateau are often ringed with vertical shafts. Some shafts, particularly those in northwest Georgia and northern Alabama have free drops of over 500 feet.

This short and generalized summary is intended only to call attention to the Appalachian karst. A vast amount of detailed descriptive information but no systematic work on the structural and stratigraphic controls on the karst of this vast region has even been started.

### References

- T. C. Barr, Jr. (1954) Regional development of limestone caves in Middle Tennessee, Nat. Speleol. Soc. Bull. 16, 83-90
- T. C. Barr, Jr. (1961) Caves of Tennessee, Tenn. Div. Geol. Bull. 64, 567 pp.
- Charles Butts (1940) Geology of the Appalachian Valley in Virginia, Virginia Geol. Surv. Bull. 52, 568 pp.
- W. E. Davies (1950) The caves of Maryland, Maryland Dept. Geol. Mines & Water Resources Bull. 7, 75 pp.
- W. E. Davies (1958) Caverns of West Virginia, W. Va. Geol. & Econ. Surv. vol 19A, 330 pp.
- W. E. Davies (1960) Origin of caves in folded limestones, Nat. Speleol. Soc. Bull. 22, 5-18
- H. H. Douglas (1964) Caves of Virginia, Virginia Cave Survey, Falls Church, Va., 761 pp.
- J. T. Hack (1960) Relation of solution features to chemical character of water in the Shenandoah Valley, Virginia, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 400B, 3387-3390
- W. D. Johnston, Jr. (1933) Groundwater in the Paleozoic rocks of northern Alabama, Geol. Surv. Ala. Spec. Rpt. 16, 414 pp.
- W. B. Jones and W. W. Varnedee, Jr. (1968) Caves of Madison County, Alabama, Geol. Surv. Ala. Circ. 52, 177 pp.
- R. W. Stone (1953) Descriptions of Pennsylvania's undeveloped caves, Nat. Speleol. Soc. Bull. 15, 51-139
- T. W. Tarkington, W. W. Varnedee and J. D. Veitch (1965) Alabama caves, Alabama Cave Survey, Huntsville, Ala.
- H. P. Woodward (1957) Chronology of Appalachian folding. Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol. 41, 2312-2327. (1961) Reappraisal of Appalachian Geology, Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol. 45, 1625-1633. (1961) Preliminary subsurface study of southeastern Appalachian Interior Plateau, Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol. 45, 1634-1655.

### Discussion:

#### FORD (Hamilton):

Disagreed with Dr. White's closing remarks that no systematic work has been done in the Appalachians. A start has been made with T. E. Wolfe's careful demonstrations that major caves in the Greenbrier Limestones around Martinton, West Virginia, are clustered in height-ranges corresponding well to the level of the Scherolley valley erosion surface and trend against the regional dip.

#### WHITE:

Professor Ford is quite correct in reminding us that there is some excellent work on cave development in the Appalachians. I was, however, thinking of analysis and comparisons of entire karst regions. A discussion of the systematic similarities and differences in both surface and underground land forms between the Ridge and Valley and Plateau's Provinces would be an example. In this I hold to my opinion that little has been done and a vast potential for future research remains.

## Entwicklungsprobleme des tropischen Karstes

SANDOR LÁNG (Budapest / Ungarn)

Die Formen des tropischen Karstes, das Bild des gesamten Formenschatzes, und die dies in Ungarn wohlbe-  
kannten und erforschten Karstes der gemässigten Klimazone sind miteinander eng verwandt. Für beide Landschafts-  
typen sind die Kleinformen kennzeichnend, vom Karrenfeld bis zu den durchdringenden Höhlen und den Tropfstein-  
Kalktuff- und Tettarata-Bildungen.

Unter den tropischen Karstformen stellen aber die Kegelformen eine Neuigkeit dar.

Das sind kegelförmige bzw. turmähnliche, verkarstete Berge von kühner Gestalt, Geschwister der tropischen  
Inselberge, die wie riesengrosse Zähne, vereinzelt oder gruppenweise, aus der ziemlich eintönigen Oberfläche  
emporragen.

Der Ursprung dieser Berge war ein grosses Rätsel für die Forscher.

Neuerlich befasste sich M. Klimaszewski (1964, 1965) mit den Eigentümlichkeiten des tropischen Karstes, im  
Zusammenhang mit der Erforschung der tropischen Karstfläche von Kueilin (Südchina) an Ort und Stelle. Dieses  
Gebiet wurde von H. Wissmann (1954) als tropischer Kegelkarst beschrieben (nach der Terminologie H. Lehmanns).  
Wissmann behauptete, dass die Nordgrenze des Vorkommens dieser Formen mit der Nordgrenze des durch ausgiebigen  
Niederschlag, hohe Sommertemperatur und seltenen Frost gekennzeichneten Gebietes übereinstimme.

Dieser Kegelkarst wurde auch von Tschen-Schu-Fen (Nanking) und vom ungarischen Forscher D. Balázs behandelt.  
Der letztere beschrieb Karstgebiete mit Inselbergen sowohl von Plateaus wie auch von der Tiefebene.

Die Ausgestaltung der tropischen Karstformen hängt von der Schichtenlagerung und vom Fortschritt der Karst-  
flächenentwicklung ab.

Nach Klimaszewski (1964) hängen die bedeutenden Unterschiede in den Details der Oberflächenformen nicht so  
sehr mit den grossen Altersunterschieden zusammen, sondern sind die Entwicklungsstadien der Karstfläche - ausser  
den tektonischen und petrographischen Verschiedenheiten - eher mit der Erosionsbasis bzw. dem Karstwasserspiegel  
verknüpft.

Die ersten Beschreibungen der oben erwähnten tropischen Karstformen aus den Inseln Mittelamerikas (Cuba,  
Jamaica, Guadelupe, Haiti) und aus Yucatan erweckten schon früh die Aufmerksamkeit der Forscher (Danés, O. Lehmann  
und andere).

Tschen-Schu-Fen (1957, 1960, op.cit.) hat auf dem Kueilin-Karstgebiet Entwicklungsstadien des tropischen  
Kartes unterschieden, mit besonderer Rücksicht auf den chinesischen tropischen Karst, der eine Oberfläche von  
600.000 km<sup>2</sup> besitzt.

1) Ausgestaltung der oberkretazischen Rumpffläche, deren Reste im Gipfelniveau des Kegelkarstes (Mogotes),  
d.h. 400-500 m über dem Meeresspiegel zu finden sind.

2) Zergliederung der oberkretazischen Rumpffläche und Beginn einer neuen Rumpfflächenentwicklung an der  
Kreide/Tertiär-Wende: Mogotes-Reste in 250-300 m absoluter Höhe.

3) Zergliederung der neuen Rumpffläche und Taleinschneidung bis zu 180 m absoluter Höhe, wo sich der  
obere Höhlenhorizont ausbildete.

4) Zergliederung der Oberfläche und Taleinschneidung bis zum mittleren Höhlenhorizont (170 m abs. Höhe);  
Entstehung des mittleren Höhlenhorizontes mit vielen Höhlen, Verbindung mit dem entsprechenden Terrassen- und  
Karstdenudationsniveau (derselben Höhe).

5) Zergliederung des Reliefs bis zum heutigen Talbodenniveau (150 m abs. Höhe) und Auslösung des unteren  
Höhlenhorizontes.

Mit Rücksicht auf die sehr grosse Heftigkeit der feucht-warmen, tropischen Denudation, die die Intensität  
der Abtragung in den Gebirgs- und Karstlandschaften Ungarns und Mitteleuropas überhaupt bei weitem übertrifft,



behauptet der Verfasser, dass die Stadien (1) höchstens obermiozänen, (2) pliozänen, (3-5) pleistozänen Alters sein können.

Infolge der grossen Zeitverschiedenheiten, die zwischen der Entwicklung der einzelnen tropischen Karstformen bestehen sollten, sind z.B. in Südchina die Grossformen des Reliefs die folgenden:

- 1) Mogotes, deren Bildung nach J. Corbel seit der Kreidezeit im Gange ist.
- 2) Sierra (höheres Karstgebirge), mit scharf ausgeprägten Gipfeln;
- 3) Karstgebirge und Poljes, mit einer seit dem Miozän laufenden Entwicklung.

Die Mogotes des Kuellin-Jangso-Tropenkarstgebietes weisen Zeichen der Polygenese auf. Klimaszewski unterschied unter ihnen drei Typen.

1) Monogenetische Mogotes mit sehr steilen Abhängen ( $55 - 85^\circ$ ). Das sind Berge mit oft sogar beinahe vertikalen Wänden, die sich aus der von Zeit zu Zeit überschwemmten Karstebene steil herausheben. Das Gestein ist charakteristisch blockförmig. In Kuellin kommen sie ausserhalb des Überschwemmungsgebietes auch am 20 m hohen Niveau vor, wie es auch in anderen tropischen Karstgebieten der Fall ist (Corbel, J. 1959, op.cit., A. Gerstenhauer, 1960, G. Lasserre, 1954, M. A. Sunartadirdja - H. Lehmann, 1960, H. T. Verstappen, 1960 op.cit.).

2) Kegelförmige Mogotes (Abhangswinkel  $30-35^\circ$ ), am Fuss mit Gesteinstrümmern, die vom Gestein des oberen Teiles stammen. Die steilen Hänge werden infolge der Verwitterung immer sanfter, emporstehende Felse werden abgerissen und zerfallen, in Gehängeschutt umgewandelt, so dass der Bergfuss pedimentförmig wird. Das Verhältnis Grunddiameter : Höhe kann ziemlich verschieden sein von 1:5 bis 4:5.

3) Polygenetische, sich in Abtragung befindende Mogotes. Diese entwickeln sich infolge fluvialer Erosion auf der Karstebene, die von wasserundurchlässigen, residualen Tonen bedeckt ist. Die ursprünglich  $30-35^\circ$  steilen Abhänge können durch Untergrabung in vertikale Wände umgewandelt werden. Sie erheben sich über Karstebenen; ihre Entwicklung ist der der vorigen Gruppe (2) ähnlich.

Die Mogotes, Karstberge und Karstebenen entwickeln sich unter tropischem, humid heissem Klima, wobei die chemische Verwitterung ein Wirkungsfaktor ersten Ranges ist. Auch jener Umstand ist von grosser Bedeutung, dass das Fundament der Mogotes von Tunnelhöhlen (sog. Fusshöhlen) - ganz bis zu 10-20 m Höhe über dem Überschwemmungsgebiet - kann durchbohrt werden. So kann die Flut sie nicht nur auf der Oberfläche, sondern auch unterirdisch angreifen. Diese Tunnelhöhlen befinden sich ungefähr im Niveau der Karstebene.

Die klimatischen Verhältnisse im südchinesischen tropischen Karst sind für die Karstentwicklung sehr günstig. Das Niederschlagsmaximum fällt im Sommer, in Form heftiger, intensiver Regengüsse; der Jahresniederschlag beträgt 1500-1750 mm. Temperaturmittelwerte: für das ganze Jahr  $17-18^\circ\text{C}$ ; in Januar:  $11-12^\circ\text{C}$ ; in Juli:  $28-30^\circ\text{C}$ . Im Winter friert es nur selten, und es gibt sehr wenig Schnee. Die Mogotes werden von den rasch aufsteigenden Sommerfluten untergraben. Die chemische Verwitterung und die Bildung roter Tone ist mit Kaolinitisierung verbunden.

Was die Geschwindigkeit der Verkarstung anbelangt, so ist nach M. Klimaszewski die Feststellung J. Corbels auch für diesen Fall zutreffend, dass die Verkarstung langsamer vor sich geht, als in kühleren Gebieten. Seiner Meinung nach ist diese tropische Karstfläche polyzyklisch und polygenetisch, mit vielen charakteristischen Zügen der tertiären tropischen Verkarstung, über dem jeweiligen Karstwasserspiegel.

Die Ergebnisse der im Jahre 1961 stattgefundenen Diskussion zwischen P. Z. Szabó und L. Jakucs sind auch für die tropischen Karstgebiete anwendbar. Man kann also behaupten, dass zwischen den einzelnen Karstgebieten individuelle Unterschiede bestehen, die auf die verschiedenen Naturverhältnisse (einschliesslich die petrographischen Gegebenheiten) zurückzuführen sind (Alter, Struktur, Streichen und Fall des Kalksteins, Dauer seiner Verwitterung und Verkarstung, die Menge des unlöslichen Rückstandes, die Topographie, Temperatur, Feuchtigkeit und Niederschlagsmenge des gegebenen Karstgebietes).

Es gibt aber einen Umstand, der die Formenbildung des tropischen Karstes von der des gemässigten und subpolaren Klimas unterscheidet, und der sich in der Entstehung turmähnlicher, kegelförmiger Karstinselberge äussert. Dieser Faktor ist, nach der Meinung des Verfassers, das heiss-humide tropische Klima selbst. Das wirkt auf die Gesteine des ganzen Karstgebietes ein, indem die intensive, während des ganzen Jahres wirksame biologische Verwitterung sie zerfallen lässt. Schon sehr kleine Härteunterschiede führen zu starkem Zerfall und arealer Abtragung der verkarstungsfähigen Gesteine. Die relativ härtesten Flecke dienen als Widerstandszentren und nur die

diese umgebenden Gesteinsmassen vermögen (den durch Erosion, Lösung, biologische Verwitterung und Zerfall verursachten, sehr starken Denudation Widerstand zu leisten.

Im Gegensatz zu Corbels Auffassung halten wir die Geschwindigkeit der Denudation auf dem tropischen Karst für äußerst groß, selbst beim Vorhandensein harter paläozoischer Kalksteine.

In dieser Hinsicht kann z.B. der südchinesische Tropenkarst eher als ein Relikt betrachtet werden. Am Ende des Tertiärs und während der Interglazialzeiten war das Klima noch heißer und feuchter als heutzutage. Dementsprechend konnten die Denudation des Karstes und die Zergliederung der angeschlossen Karstebenen durch Erosion einen schnelleren Lauf nehmen. Dabei spielten auch die Krustenbewegungen und die Meeresschwankungen eine wesentliche Rolle.

In den tropischen Karstgebieten Mittelamerikas und Westindiens sind die Verhältnisse etwas davon abweichend. Es sind jüngere und lockerere Kalksteine der Verkarstung unterworfen, unter einem noch heißeren, echt tropischen, aber weniger niederschlagsreichen Klima. Dementsprechend können bezüglich der Geschwindigkeit der tropischen Verkarstung in den einzelnen Gebieten beträchtliche Unterschiede bestehen.

Der Verfasser nimmt an, daß für die rasche Entwicklung des tropischen Karstes, und besonders für die Bildung der turmhohen Karstberge ein solches feucht-heißes Klima am günstigsten sei. Das durch eine Jahresmitteltemperatur von 20-27°C, einem Niederschlag von 2000-3000 mm gekennzeichnet ist. Dagegen sind die heutigen klimatischen Hauptcharakteristika die folgenden (siehe Tabelle 1):

Tabelle 1

	Jahresmitteltemperatur °C	Jahresniederschlag mm
Südchina - Gegend von Kueilin	17	1500 - 1750
Südchina, südlicher Teil	20	1500 - 1750
Java	26	1500
Celebes	26	1500
Neuguinea, nördlicher Teil	26	3000
Yucatán	24	700 - 1200
Cuba	22- 24	1200 - 1400
Jamaica	25	1000
Puerto-Rico	25	1400 - 1500

Es ist ersichtlich, daß ein sehr bedeutender Teil der Karstgebiete den optimalen Niederschlag nicht erhält. Für die Kegelkarstentwicklung waren also die feuchteren Perioden der Erdgeschichte viel günstiger. In trockenerer Hitze gibt es nämlich keine starke Verkarstung, da der spärliche Niederschlag selbst auf einer Karstfläche schnell verdunstet wird.

Es kann die Schlußfolgerung gezogen werden, daß die Geschwindigkeit der Denudation des tropischen Karstes größer ist, als die der Karstgebiete in den gemäßigten und kalten Klimazonen, obgleich die Kalksteine in den tropischen Karstgebieten weniger lösbar sind.

Die Ursache besteht darin, daß die ständige organisch-biologische Verwitterung (spaltender Effekt der Wurzeln, Einwirkung der Bodenbakterien und anderer niederer Lebewesen) auch bei einem Niederschlag von 1000 mm, die einfache anorganische Lösung des Kalksteines übertrifft, und die zerlockerte Gesteinsmassen schnell zerfallen.

Da die Denudation tropischer Karstgebiete schnell ist, so besteht kein Recht, von unbedeckt bis heute aufbewahrten spätesozialen Karstflächen zu sprechen, da seitdem mehr als 70 Millionen Jahre vergangen sind. In den meisten Fällen können auch die Gipfelniveaus der Kegelkarstberge nur die bereits um mehrere Hundert Meter erniedrigten Teile paläogener Oberflächen darstellen. Die ursprüngliche spätkretäcise-paläogene Oberfläche kann um einige hundert Meter höher gelegen haben, je nachdem, ob sie vorübergehend von Sedimenten bedeckt oder nicht ist.

Bibliographie:

- Balázs, D., 1959 A trópusi karszt terminológiai problémái. (Terminologische Probleme des tropischen Karstes). - Karszt és Barlangkut. Tájék.
- Balázs, D., 1960 A Dél-kinai karsztvidék vízrajza. - (Hydrographie des südchinesischen Karstgebietes) Hidrol. Közl. 6.
- Balázs, D., 1961 A Dél-kinai karsztvidék természeti földrajza. (Physische Geographie des südchinesischen Karstgebietes). Földr. Közlem. IX (LXXXV), p. 327.
- Cocheil, J., 1959 Erosion en terrain calcaire - Annales de Géogr. 68, 366, p. 97-120
- Gerstenhauer, A., 1960 Der tropische Kegelkarst in Tabasco. (Mexico) Zeitschrift f. Geomorf. 2, p. 22-48
- Gwozdzky, N. A., 1956 Karst, Moskau (russisch)
- Klimaszewski, M., 1965 Geomorfologia ogólna. Warszawa, p. 320.
- Lasserre, G., 1954 Notes sur le Karst de la Guadeloupe. - Erdkunde 8,2, p. 115-117
- Lehmann, H., 1954 Der tropische Kegelkarst auf den Großen Antillen. Erdkunde, 8, p. 130-139.
- Lehmann, H., 1956 Der Einfluß des Klimas auf die morphologische Entwicklung des Karstes. 167 p. 3-7, in: Report of the Commission on Karst Phenomena.
- Lehmann, H., Krömmelbein, K., Lötschert, W., 1956 Karstmorphologische, geologische und botanische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba. Erdkunde 10, 1956, p. 185-203.
- Marosi, S., 1963 Diskussion über L. Jakucs: "Allgemeine karstgenetische ... Problemen" (Kandidatische Dissertation, Ungarisch) Földrajz Értékelő XI, p. 263-274.
- Report of the Commission on Karst Phenomena. IGU 1956
- Sunartadirdja, M. A., Lehmann, H., 1960 Der Tropische Karst von Maros und Nord Bone in SW Celebes. - Zeitschrift f. Geomorf. 2, p. 49-65.
- Tschen-Schu-Fen, 1957 A geographic map of Tsi-Sing-Yen. Kwangsi Memoires of Geography 1, p. 56-85
- Tschen-Schu-Fen, 1960 Geomorfologia jaskin krasowych w okolicach miasta Kueilin (Geomorphology of Karstic Caves in the Vicinity of the City of Kueilin). Przegl. Geogr. 32, p. 281-287
- Verstappen, H. T., 1960 Some observation on Karst development in the Malay Archipelago. Journal of Tropical Geography, 14, p. 1-10.
- Wasmann, H., 1954 Der Karst der humiden-heißen und sommer-heißen Gebiete Ostasiens. Erdkunde, 8

The Nature of Cockpits and other depressions in the Karst of Jamaica

CONRAD F. AUB (Geografisk Institut Universitetet Aarhus / Denmark)

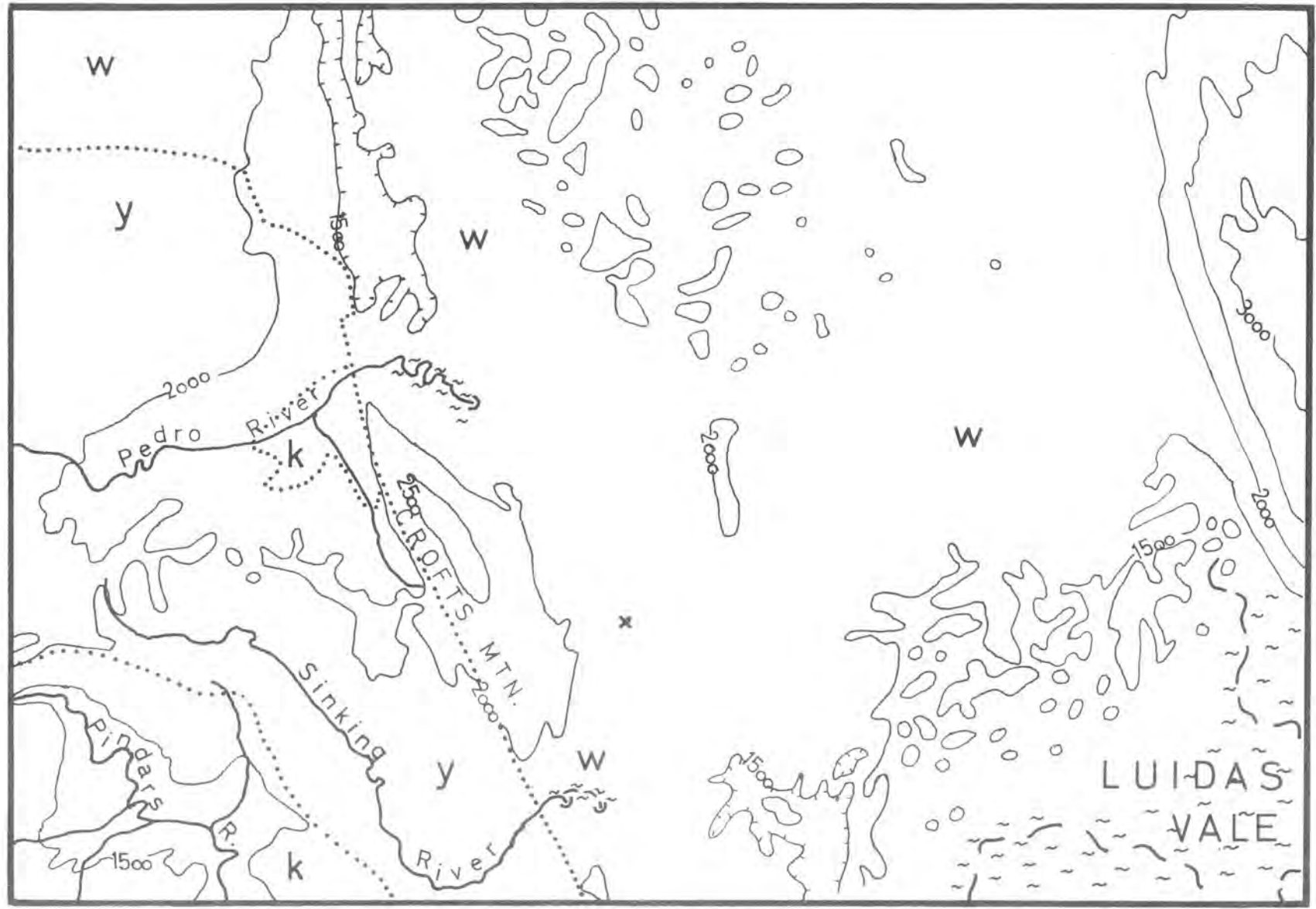
Abstract

Existing data on the origin of cockpits are inconclusive. The author therefore undertook a detailed examination of 7 km<sup>2</sup> of cockpit karst in Jamaica. Of about 160 sinks and other openings, half could be entered and were fully examined. Many soil- or rubble-floored depressions were found to be underlain by bedded limestone. Together with other evidence it can be concluded that at least 60% of the depressions are not cavern collapse features. Cockpit shape and depth appears to be unrelated to the depth of the underground drainage. An analysis of readings from 65 raingauges shows that the depressions receive more precipitation than the hill summits, and depressions may therefore be self-perpetuating features. Data from 216 bore holes show that flat-floored depressions are not soil infilled. The distribution of soils indicates that areas with deep soil, infilled depressions, and subdued relief have developed separately, and are not "degraded" cockpit karst.

The origin of steep-sided and deep depressions has long been one of the central problems of karst research. In Kegelkarst areas all the hills are residual features, so that the nature of the entire landscape is determined by the position and shapes of the depressions. Theories which have been put forward to explain these are directly derived from the early work in the classical karst of Yugoslavia. Schmidl (1854), Lipold (1858), Lorenz (1859), Tietze (1873, 1880) and others postulated that cavern collapse was the main process. Boué (1861) Mojsisovics (1880), and Cvijić (1893) were among those who opposed this view, claiming that solution at or near the surface was responsible for the development of dolinas. During the last hundred years these theories have been modified and refined, and even when applied to the origin of cockpits, they are all capable of explaining the majority of the known facts. Proven cases of collapse or solution have always been admitted as "exceptional cases".

Cockpits are deep funnel or bowl shaped basins, surrounded by steep convex slopes. These slopes usually consist of solid limestone, though they are often covered by boulders. The depressions themselves vary from 30 m to 150 m in depth, and may be up to several hundred metres in diameter. In some cockpits the convex slopes meet without any intervening break of slope or concavity, and in such cases the diameter of the cockpit itself can be considered as zero. (Diameters measured from hill crest to hill crest are no more satisfactory as indices) Where there are floors, that is, areas with lower slope angles than those found on the surrounding walls, they are usually covered by soil or by limestone debris. A solid limestone floor is only rarely visible. In contrast to the round or oval Mediterranean dolinas, cockpits are really star-shaped, with between two and five arms. Straight lines drawn from one cockpit bottom to the next only rarely follow the Talweg, but a strong alignment of the hill pattern is often visible on air photographs. Yet such "gerichteter Karst" can be explained in terms of joint or fault guidance of surface or underground erosion, or even in terms of a dismembered surface drainage system, as suggested by H. Lehmann (1936, et seq.). The known facts thus do not apply much constraint to the development of explanatory theories.

The origin of Jamaican cockpits was first discussed by Sawkins et al. (1869) who proposed a somewhat quaint collapse theory. Hill (1899) favoured surface processes, as did Daneš (1908, 1914). Daneš and Zans (1951) both thought that cockpit development was limited by the level of horizontal drainage - and not the impervious base of the limestone. Both these authors, as well as Sweeting (1956 et seq.) allowed for modification of the cockpits by collapse along fissures and in the vicinity of the level of subhorizontal flow. Versey (1958 et seq.) considered surface solution to be a minor factor. He pointed out that in parts of the Cockpit Country the depressions are so near the water table that they become flooded during the rainy seasons and temporary artesian conditions lead to rapid water flow both in the horizontal and the vertical tubes. This flow could abrade sufficiently to lead both to the widening and deepening of cockpits, and to major cavern collapse. Gentler depressions, which Sweeting regarded as "degraded cockpit karst" are considered by Versey to be solutional dolinas unaffected by water table processes because of the great depth of the drainage system below the surface. This explanation is satisfactory in many high areas, such as the Manchester Plateau and the Santa Cruz Mountains, but fails to explain deep cockpits in many parts of the Cockpit Country, as well as gentle depressions near the water table. Versey has himself pointed out that "it is possible on the same evidence to arrive at opposite conclusions" and new evidence must therefore be sought.



- |  |   |                    |
|--|---|--------------------|
| <p><span style="border: 1px dotted black; padding: 2px;">y</span> Yellow Limestone</p> | <p><span style="border: 1px dotted black; padding: 2px;">w</span> White Limest.</p> | <p>1 2 3 4 km.</p> |
| <p><span style="border: 1px dotted black; padding: 2px;">k</span> Cretaceous</p>       | <p> Alluvium</p>  |                    |



Sketch map of the field-area.  
Contour Interval 500 feet.

Data derived from: Jamaica 1:50 000 sheet G  
Geological map of Jamaica 1:250 000  
Personal Communication (Geol. Survey Dept.)  
Field = work

The Principal Point of the air photograph is marked with an X.

Air photograph of the field-area showing the marked change of relief at the faulted edge of the White Limestone outcrop. Part of the Pedro River Polje can be seen near the top left of the photograph, while the Sinking River is visible near the southern end of the area shown.

The top of the map is North, and the light is coming from the East.  
The scale is about 1:50 000.

(Released by kind permission of the Directorate of Overseas Surveys. Crown Copyright.)

In order to provide such new data, the author carried out a detailed investigation of an area of some seven square kilometres of cockpit karst north of the Central Inlier of Jamaica. The general structure of the inlier is anticlinal, the main areas of karst landscape forming the northern flank. In the vicinity of the field area the boundary of the inlier is offset by faulting, and the older, impure Yellow Limestone Series abut sharply against the slightly dolomitised but otherwise pure Troy member of the White Limestone Series. The fault runs NNW-SSE and the Yellow Limestone topography slopes eastwards towards this line. East of the line lies a 4 km long and up to 800 m high White Limestone ridge (Crofts Mountain). At the foot of Crofts Mountain the Yellow Limestone lies at an elevation of about 500 m, while the cockpit area on the eastern side of the mountain lies between 500 and 600 m. In the latter area, there is a slight and varying eastward dip. Small streams rising in the inlier sink at the foot of Crofts Mountain leading to local undercutting and collapse. At the southern end of the mountain one such stream manages to penetrate into the cockpit area and disappears in a series of sinks half to one km beyond the geological boundary. Another stream further to the North flows parallel to the fault, joins a larger stream draining from the West, cuts through the northern end of Crofts Mountain and then meanders across its own alluvium over a kilometre to the East to sink at the foot of the cockpit area. It must be presumed that all these streams ultimately join the Rio Cobre system under the polje of Luidas Vale. A negative dye test carried out by the 1963 University of Leeds expedition (1967) is not convincing since a later expedition (Liversey et al. 1966) obtained negative dye results from streams which had given positive spore results.

The area was chosen because of its topography, hydrology and its relatively good forest-cover. Access to the area by road and then by foot was reasonably easy, though movement within the area was not - a necessary disadvantage since "natural" conditions and a lack of human interference were desired.

Within the field area the topography was found to be extremely varied. No correlation of the heights of summits, cockpit bottoms or even of cols is possible. The majority of depressions have debris- or soil-covered floors, and a solid floor is rarely visible. In all depressions water disappears underground through several sinks, so that the average distance of surface drainage is measured in metres and the maximum does not exceed some tens of metres. Rivulets which form during the heavy afternoon rains usually disappear within a few minutes after the rain has stopped, and none last more than half an hour. Even on soil there is little surface flow, since the crumb structure of the soil gives it a very high infiltration capacity. This is in strong contrast to alluvial areas, as well as to Sweeting's degraded karst, where there are ponds and the soil is often saturated for much of the year.

In order to test whether there are any variations in the rainfall reaching the ground-surface, 64 raingauges were set up under the forest-cover on hill-tops and on cockpit floors, supplemented by extra gauges in clearings. (Such variations had been suggested by Thorp (1934) to explain the asymmetry of some hills in Puerto Rico, but no measurements had been undertaken.) The throughfall measurements made during a period of 15 months proved that there is a significant (14%) excess of throughfall in the depressions as compared with hill-tops. Although a complete set of stemflow measurements was not obtained, it is to be expected that the larger trees in the depressions give rise to a greater stemflow/throughfall ratio. The difference in the total precipitation reaching the ground on the hills and in the depressions is therefore at least 14% and probably more. It remains to be seen to what extent this is due to interception, and to what extent it represents a real difference in rainfall.

Although the average length of surface drainage is small, it must be remembered that the cockpits are also small, so that a very considerable concentration of solvent action in the depressions occurs. Surface waters have relatively low calcium carbonate contents (about 75 mg/litre) when they sink, while groundwater concentrations of 150 mg/l or more are normal. The sinking water is therefore capable of effecting much solution below the surface, especially where the water percolates through soil. If Versey's estimate (1959) for solution rates in Jamaica is used, then the difference in throughfall alone could account for 150 metres of relative relief since the end of the Miocene, though it could not account for the origin of the depressions as such. More generally, solution rates are sufficient to account for almost any karst feature in Jamaica, but whether solution really is responsible must be determined by other means.

Since the majority of Depressions do not give any direct evidence of having solid floors, and since collapse leaves little permanent evidence at the surface, it was considered necessary to examine all sinks in the field area. The number of sinks is really infinite, and in this connection the term is restricted to those openings which would admit a man, and those which appeared to be taking water from more than a few square

metres of surface. The distribution of such major sinks is simple, since they are restricted to the depressions and the lines joining them, that is, they are found on lines which together make a honeycomb pattern. Two small caves, one on a steep slope and the other on a hill top, are exceptional, and their origin presents problems. Also exceptional are large collapse craters, one of which is found near the Sinking River at the southern end of Crofts Mountain. Such craters are not uncommon in Jamaica, sometimes on hill tops, and cannot possibly be confused with cockpit sinks. In the field area, and probably in cockpit karst as a whole, there is little doubt that there is a direct relation between the distribution of sinks and of depressions.

Of several hundred sinks examined in the main field area and its borders, some 150 can be considered as "major" sinks. In half of these, water drained away between boulders, or the openings at the surface were too choked with soil to permit further work without much digging. In some of the remainder, it was possible to climb down for some distance among boulders, but progress was ultimately stopped without any further evidence coming to light. In about 50 sinks, however, it was possible to reach, and enter, shafts developed in solid rock, showing that the area immediately around the pothole had not suffered collapse. Most such openings were narrow joint plane features with no horizontal parts except where there was a shift from one joint to another a metre or two away, or where the system turned through  $90^\circ$  to follow a cross-joint. Such sink-holes are obviously mainly produced by solution. Larger, well-like pits are also found in the area. Their walls are composed of solid limestone, with occasional minor faulting (a few decimetres displacement). Their floors are boulder-covered, and with their vertical and sometimes even overhanging sides, they strongly suggest that collapse is an active process within the sink. The sharp breaks of slope at the top of these wells indicate equally that such collapse has not affected the depressions as such, though the pits may swallow the occasional boulder rolling down from the cockpit sides. If surface evidence is also taken into account, it follows that at least 60% of the cockpits are not deep collapse features, but produced by processes acting near the surface.

Since the development of sinks and of cockpits seems to be related in some way, it was considered essential to gather as much evidence below the surface as possible. All sinks were, therefore, examined fully, despite the difficulties of caving alone. (In a few particularly difficult caves, assistance was obtained from the Jamaica Caving Club.) The maximum depth reached was 70 m, but in only two cases was there any evidence of flooding, and the underground courses of the Pedro and Sinking Rivers were not found. The first of these two sinks is a narrow rift 70 m deep. At the bottom the rift widens, and may have some horizontal extent, but the floor is covered with thick laminated clays, contrasting sharply with the clean and heavily etched walls above. The sink lies 1.5 km east of the main sink of the Pedro River, and the mud deposits are some 30 m below the altitude of the river sink. The second instance of flooding is found in a cave passage just over 800 m to the South-East of the river sink. This cave lies 60 m below the floor of a cockpit and access is gained through a large roof cave-in. (The cockpit may therefore itself be a collapse feature.) The 300 m long lowest section of the cave is half-filled with water, and vegetation sticking to the roof indicates that it acts as a flood passage, although no flow was ever observed. Sands and gravels on the cave floor indicate that material is brought into the system from the Central Inlier. The cave floor also lies about 30 m below the level of the main Pedro River sink.

The largest cave in the area is the Pedro Great Cave, the entrance of which lies 300 m SE of, and 20 m above the main river sink. The most recent survey (Leeds Expedition 1963) shows that the passages trend south and south-east, parallel to Crofts Mountain and the alignment of the nearby depressions. The flood passage, on the other hand, is at right angles to the grain of the country, and in neither this nor the Great Cave are depression and cave lines superimposed. While a firm conclusion would require evidence from larger or more numerous cave systems, the suggestion that "gerichteter" karst is due to alignment of the surface features along underground drainage lines is not substantiated.

The fact that underground drainage levels are up to 100 m or more below the surface might suggest that cavern collapse cannot be expected to occur at all. This view must be emphatically rejected, for collapse of at least 70 m of overlying rock has been proved in the case of the flood passage, and elsewhere in Jamaica collapse craters of 200 m depth occur. Three connected depressions in the southern part of the field area strongly suggest collapse as a dominant process. The depression walls are almost vertical, the floors are covered with large boulders lying at all angles, and there is little soil except on the cols. The boulders, many of which measure  $50 \text{ m}^3$ , do not have the appearance of having fallen from the cliffs above. A large limestone block, with a dip of  $40^\circ$  but otherwise little disturbed, lies near the edge of one of the cockpits. The block is only partly visible, but has a volume of at least  $2000 \text{ m}^3$ . All these features indicate progressive, deep-seated undermining of the floors.



Collapse may also be an active process in the formation of large well-like pits, even when these occur in depressions with solid floors. Such wells might be indicators of collapse processes just reaching up to the surface and about to modify the existing cockpits. Many such pits are at the feet of particularly steep slopes and a large amount of debris may fall into and be removed through these holes. Yet the sharp breaks of slope at the heads of the pits indicate that the modifying influence of such pits is limited.

Thus some 60% of the cockpits have been shown to have solid floors, while a few must be considered as collapse features. There remains a substantial number of depressions for which no definite evidence is available, since the sinks proved to be impenetrable. Since the likelihood of being able to "penetrate" a collapsed cockpit floor is small, it might be claimed that all these depressions are collapse features. This is extremely unlikely. The depressions concerned do not differ from the norm in shape, size, elevation or distribution. Furthermore, several of the cockpits with solid floors had sinks covered with boulders, and it is unreasonable to suppose that every such boulder pile will admit a man if the floor of the depression is solid, while all impenetrable boulder chokes indicate collapse. A substantial proportion of the cockpits yielding no direct evidence of their origin must thus be assumed to have solid floors too.

It follows from the evidence as a whole that surface and near-to-the-surface processes are dominant in the present development of the cockpits, and thus in the topography as a whole. The increase of calcium content of drainage water after it leaves the immediate surface implies subsurface solution. Processes near to, but below the surface must therefore play a major role. It has long been assumed that solution is particularly rapid where water percolates through a vegetated soil cover, becoming charged with biogenic carbon dioxide on the way. Both soil and vegetation are unevenly distributed in cockpit karst, so that this process is especially concentrated in the depressions. Thus it is essential that sub-surface solution processes be investigated. The author's attempts to measure the carbon dioxide and calcium concentrations in the soil and at the soil-rock contact zone proved unsuccessful; the process of drilling destroyed the soil structure, so that the drill holes became self-sealing. Diffusion and percolation from the soil into the bore hole was thereby reduced, while the interference of atmospheric conditions was increased. It would appear that successful attempts to make such measurements in cockpit karst have not yet been recorded, and new methods must therefore be developed.

The presence of soil is also relevant to the long-term evolution of the cockpits and the landscape as a whole. Sweeting (1958) has suggested that some areas of more subdued relief in the Dry Harbour Mountains and elsewhere in Jamaica represent "degraded" cockpit karst. In these areas "effective deepening of the cockpits ceases, the sides slump in, and the slopes become more gentle". There is little connection between surface water and the ground water circulation, and such areas are often associated with deposits of bauxite. "The accumulation of residual material is clearly one important factor in bringing about the formation of degraded cockpit karst." (pp. 192-3). The view that soils found in White Limestone areas are a solution residual has met much criticism recently, and there is good reason to believe that much of this material has been washed into the limestone by surface and underground streams from the Central Inlier and other outcrops of Cretaceous rocks (Zans 1959). The distribution of the larger accumulations of soil and bauxite in fact fit very well with this latter theory. It follows that the "degraded" areas may always have had more soil than the "normal" cockpit karst, and that the two areas may have developed separately, rather than representing different stages of a single cycle.

The consistency of Sweeting's theory can be tested by examining the soil distribution in cockpit karst. In general, the degree of soil cover is scant, but some of the depressions have continuous soil covers and gentle slopes, meeting the steeper walls abruptly. These depressions thus give the impression of being partly filled with soil. The author examined four such depressions, and by means of closely spaced (6 to 7 m) bore holes determined the depth of the soil cover and the nature of the solid relief. The deepest measurement was 5 metres, and the average reading was under 1.5 metres. It may be argued that boulders within the soil could give false readings. There are several reasons for rejecting this view. "Floating" boulders are extremely rare in cuts made for road building. Secondly, limestone boulders are very angular, and do not roll far. The edges of most scree slopes are thus well defined and the chances of a boulder becoming buried are small. Finally the uniformity of the readings does not suggest that large errors have been made. Two of the four tested depressions are so large that the derivation of boulders from the slopes can be ruled out. The surface and the solid rock topography thus do not differ greatly from one another and it must be assumed that the flatter depressions are areas of soil accumulation or retention, and not that the soils are responsible for the gently sloping floors. An estimate of the amount of soil in the area as a whole leads to the conclusion that even a complete redistribution of the soil could not lead to the formation of "degraded" relief. In fact, the amount of soil remaining on the hills in the degraded areas is much larger than that found in the steeper cockpit landscapes. Similar estimates in other areas of cockpit karst in Jamaica suggest that the field area is not exceptional in this respect.

As a result of the drilling data the origin of large open depressions in cockpit karst is open to discussion. It has usually been assumed that the lateral expansion of cockpits is due to alluvial and ground-water conditions. In fact, several such open depressions in the field area have rolling floors with a considerable relief (10 m or more). It is difficult to see how the conventional theories of lateral planation can be applied under these circumstances, especially as even these larger depressions are well drained, and that they are not among the topographically lowest depressions.

The formation of poljes also remains a problem. Daneš stressed that the major poljes in Jamaica were not tectonic as in Yugoslavia. The importance of faulting and fault guidance is in fact considerable, but both Sweeting and Versey point out that at the edges the poljes and the surrounding highlands interfinger. Sweeting considers the marginal tower karst to be the result of spring sapping and of solution by polje flood water, and that, in the absence of these processes, the tower karst becomes degraded. Many towers near the edges of poljes are, in fact, out of the reach of flood water and are also above the local ground-water level. In these cases lateral planation could proceed as a result of solution by soil water, a process first proposed by Kayser (1934). Yet this latter process seems to be absent in other soil-floored depressions outside the poljes, and the precise conditions under which this process becomes active have not yet been determined. The present author has shown that towers and tower-like features can be formed outside the reach of any of the above processes, so that there must be yet other ways in which tower karst can develop.

The origin of the poljes themselves has not yet been fully explained. In most of the Jamaican Inland Valleys there is a surface stream, flowing across its own alluvium, and perched above the regional water-table or rest-level. In many cases (Cave Valley, Pedro River, Moneague) the river sinks before reaching the lowest part of the polje. In Cave Valley the flooding of the lower areas is due to the river and in many respects the conditions are those described by Roglić. Yet even in Cave Valley the underground drainage system is near the surface, and in the other two poljes the lowest areas are flooded by ground-water and not the river. Furthermore, the location of some of the poljes is unexpected, several (Cave Valley, Luidas Vale) lying just within the boundaries of the White Limestone and yet not taking the form of an open Randpolje. Instead they are almost completely surrounded by White Limestone. Most of the more northerly poljes are completely surrounded by limestone, and the surface streams issue from vauculian springs. In these poljes the ground-water is also near to, but beneath the surface and the streams flow for at least some distance as slightly perched streams. In all these poljes, therefore, both the ground-water and the supply of alluvium must be considered as essential factors in the planation processes and the initial development of the basin. They therefore combine some of the properties of both Grund's ground-water model and Roglić's alluvial model, and the decision as to which of these is the primary remains a hen-and-egg problem.

Cyclic theories of landscape development assume that the relief is constantly evolving. More recently it has been suggested that it is preferable to see geomorphic processes and landscapes as open systems in a steady state. In practice, there is very little difference between these views if a local problem is being considered, since there is no way of distinguishing between "evolution" and "change in boundary conditions". Both views have their dangers. A cyclic interpretation must inevitably substitute space for time and may arrange features in a time sequence to which they in fact do not belong. The steady state theory implies that present landscapes must be interpreted in terms of current processes, although the formation and the maintenance of a relief feature may involve quite different processes. It has been suggested above that cockpits may be self-perpetuating features and the factors which determined their original formation and distribution may no longer be recognisable today. The choice of either the equilibrium or the evolutionary approach must ultimately depend on the rates at which the landscape and the processes acting on it are changing. Neither theory can claim to be more objective, and both should logically lead to the same end: detailed quantitative work.

(For References and Acknowledgments see M 16)

Some Observations on the Karst Morphology of Jamaica

CONRAD F. AUB (Geografisk Institut Universitetet Aarhus / Denmark)

Abstract

The description of tropical karst features and processes is much dependent on the use of air photographs, yet where there is a forest cover, most of the topographic detail is hidden. The relative relief can be seriously distorted. The actual relief features are very complex and varied, and a simple two- or three-fold classification (kegelkarst, turnkarst, etc.) is misleading. The relief features found in a 7 km<sup>2</sup> area of Jamaica are described, and the role of structural guidance of erosion discussed. It is suggested that existing models of tropical karst erosion are based on invalid assumptions and are too generalised. Future models must be based on detailed quantitative work.

The scientific study of tropical karst phenomena may be said to have begun during the nineteenth century when natural historians such as Junghuhn (1845) and von Richthofen (1877 et seq.) laid the foundations for tropical karst research. At the same time, the establishment of geological surveys in colonial territories also helped to draw the attention of the scientific world to landscape features which had long been familiar to European traders and administrators. The Jamaican Cockpit Country was first described in some detail by the Geological Survey under Sawkins (1869), but such description was only incidental to the work of the survey, and the theories which were advanced were not fully thought out. Hill (1893) devoted considerable space to limestone features in his general study of the geomorphology of Jamaica, and advanced a cyclic theory which resembled and predated the theories of Richter (1907), Sawicki (1909) and Grund (1914). The most detailed study of the Jamaican karst was carried out by Danes (1908, 1914), who also examined other tropical and sub-tropical areas such as Java (1910) and Australia (1924), thus becoming the first, and for a long time the only, expert of tropical karst. As a general rule it can be said that all work on tropical karst carried out before the nineteen thirties was either an incidental addition to some other project or quite local and specific in its scope and methods; the work of Danes being the obvious exception. The bitter quarrels between experts, which dominated limestone research in Europe, did not develop in the tropics. Dogmatism such as Sawicki's (1924) "invariability of the morphological law" went unnoticed, and not even Grund's complete inversion of cockpit scenery and terminology provoked a major rebuttal. Partly as a result of lack of interest, and partly because of the kind of work which was carried out, tropical limestone research was in its early years not plagued by heated and sterile disputes.

Most of the karst research in tropical areas has to date been done by workers from temperate regions. As a consequence, research projects have had to be limited in scope and duration, and it is not surprising that the main interest has been centred on features which are not found outside the tropics. The development of climatic geomorphology, and its application to karst by H. Lehmann and others has drawn attention to the importance of climate in weathering. There is a great danger, however, that the role of other factors will be underestimated, and that the great variety of tropical features will be neglected (cf. Versteappen, 1964). The expression "typical tropical karst" has already appeared in the literature as a synonym for "features restricted to the tropics", thus ignoring many of the less spectacular relief forms. Given the variety of landscapes, it is inadvisable to designate any feature as "typical", even if it can be shown that it is very common. It has also been implied that there is a specifically tropical cycle of karst erosion, though there is little evidence that climate is any more satisfactory as a single criterion than either lithology or tectonic history. Furthermore, it has been shown in other branches of geomorphology that similar features can be produced by different processes, so that the correlation of evidence from different areas must be taken with great care.

Generalisations about tropical limestone processes seem particularly dangerous if the lack of accurate data on landscape forms is taken into account. Many areas are poorly mapped, and both for mapping and research purposes much use is made of air photographs, especially since the development of electronic instruments has made the establishment of ground control easier. The latter is particularly important in difficult terrain - a term applicable to many limestone areas. Unfortunately, there is a severe limitation to the use of air photographs in tropical limestone areas. The discontinuity of slopes, and in many cases their steepness, make it difficult to interpolate height data, and absolute height determinations cannot be checked with reference to the relief pattern as a whole. Where maps are drawn by technicians who do not know the terrain - and this is common in the developing countries - gross errors can thereby arise, and the general accuracy of the maps is reduced.

A second factor is the presence of vegetation. In the absence of cultivation there is usually some form of forest or scrub cover, and the growth of secondary vegetation is rapid. Limestone soils are not noted for their great fertility, and large areas have therefore been allowed to remain forest-covered, often in sharp contrast to the impermeable areas nearby. (Temperate limestone areas tend to be poorly vegetated and thus produce excellent air photographs). Such forest-covers are well developed in areas of steep slopes, such as Kegelkarst and Turmkarst, so that it is where the relief is most chaotic that the air-to-ground visibility is poorest.

**Correction:** for the height of a forest or scrub cover is a normal procedure in the use of air surveys. Yet this correction can be quite inadequate. In the Jamaican cockpit karst the soils are concentrated in the depressions. The author's own measurements (reported elsewhere at this congress) show that the depressions can receive significantly more precipitation than the hill summits. With the high permeability of the rock, the vegetation on the hill tops is lower, thinner and more xerophytic. In addition, the competitive growth of trees leads to a much higher forest canopy in the depressions. Where there are cliffs on the slopes, the vegetation is stunted at the top, while at the foot the trees are particularly tall. As a consequence, vertical drops of 15 metres find little or no expression on the forest canopy. Thus a slope consisting of steep cliffs and wide benches will be mapped from air photographs as a smooth slope. Similarly, the amplitude of the relief can be distorted by as much as 30 metres, and many features will not appear on the photographs at all.

As a final disturbing factor, man has cleared the original vegetation in many depressions, and culled the forest on some slopes. The vegetation therefore also varies with accessibility and can change rapidly with time. An experienced botanist might be able to correct some of these errors, but it is unrealistic to expect this to become standard practice in mapping. The extremely difficult terrain, and the poor visibility on the ground, mean that ground survey techniques are laborious and expensive, and while the effort might be justified in an economically promising area, most forested limestone areas in the tropics have been poorly mapped and little investigated for very good economic reasons. It follows that existing maps are unreliable, and that there is little hope for improvement until new electronic air-survey techniques are developed.

The lack of accurate maps is particularly serious since Kegel- and Turmkarst are almost invariably forested and it is these features which have received the greatest attention from geomorphologists. Although no quantitative definitions appear to have been put forward, Lehmann's classification - sometimes including cupola-karst as a third class - has become generally accepted and it has been applied in many different areas. Apart from the fact that Kegelkarst is frequently used as a collective term for all three types, there is no agreement on the application of the classification. Hills which are considered to be Turmkarst in one area can be classified as Kegelkarst in other areas where slopes are generally steeper, and even quite gentle relief has been considered to represent fossil Kegelkarst. Kegel- and Turmkarst are always described as distinct landscape types, though they are sometimes said to grade into each other. In view of the fact that different processes or different stages of a karstic cycle are considered to apply to each type, the classification has taken on a genetic meaning. The validity of the classification is, therefore, central to all research on Kegelkarst in the wider sense.

The recognition of Kegelkarst (cockpit karst, Genoeng Sewoe type) and Turmkarst (mogotes) is largely based on air photographs, supplemented by observations on the ground. Ground observations have usually been limited to areas where either of the two relief types is well developed. The author examined all the slopes within the area of some 7 km<sup>2</sup> at the north-eastern end of the Central Inlier of Jamaica. As a first approximation, one can divide these slopes into three parts: an upper convexity, clearly visible on air photographs, a maximum slope, and a foot-slope or cockpit floor. The last is not always present, and is only rarely distinguishable on the photographs. While overall slopes (summit to depression bottom) do not exceed 35°, the maximum slopes frequently consist of vertical cliffs, again often invisible on the photographs. While the area as a whole would be classified as cockpit or Kegelkarst on the basis of stereo pairs, many of the slopes exhibit the characteristics of Turmkarst. The distribution of these steep walls appears to be almost random, many hills being steep on one side and gentler on the other. This asymmetry is not orientated in any direction. As might be expected, there is a stronger correlation between the occurrence of cliffs on different sides of a cockpit, though even the cockpits are usually asymmetrical. The terms Kegel- or Turmkarst thus cannot be applied to this area, nor is it adequate to speak of the two types as grading into each other. A description in terms of the shapes of the depressions would seem preferable, but the accuracy of the description would still be very poor. While there is no doubt that pure Turmkarst does exist, the validity of a general classification of this kind must be rejected.

An examination of the slope profiles in the field showed that the relief is far more complex than was anticipated. Each of the three major slope parts in fact consists of a multitude of elements; so much so that the use of modern descriptive slope terminology would be meaningless. A small shift in the position of a measured profile produces major changes in the slope angles. It is therefore preferable to describe the slopes in terms of types rather than elements: (For a description of the area as a whole, see Aub: The nature of cockpits ..... 5th ICS).

1. Vertical cliffs with little evidence of solution on the face, though bedding planes are visible, and there are very occasional joint solution openings. Many such cliffs are undercut at the base owing to the presence of a band of soft marly limestone, but in such cases there is no evidence of water seepage from the undercut and the undercuts are protected from rain. The extent to which fallen blocks may become etched by solution indicates that the process of undercutting and collapse is still active. The majority of cliffs show no such undercutting and only in some cases could this be due to burial by scree. Cliffs are often near to, but rarely adjacent to sink holes. None of the cliffs are adjacent to alluvial floors subject to flooding, and most of them lie well above the cockpit floors.
2. 'Broken cliffs' consist of vertical drops of up to 5 m, offset along the bedding planes by up to 1 - 2 m and broken by gaps along joints. The vertical components may or may not be pitted by solution. The small pits are all bedding-plane features. Average slope angles are  $45^{\circ}$  -  $70^{\circ}$ .
3. Stepped slopes with low cliffs and gently sloping benches alternating. The benches consist of partly soil and partly scree, as well as of bare rock. Average slopes are  $35^{\circ}$  -  $45^{\circ}$ .
4. 'Chaos slopes' have a stepped profile, but the steps are very irregular and discontinuous, there are many loose boulders of all sizes and it is difficult to tell what is loose and what is heavily etched rock in situ. Even large boulders can be quite unstable. All surfaces are heavily etched and honeycombed.
5. 'Pinnacle and cleft' features can be found both on steep ( $40^{\circ}$ ) and gentle ( $20^{\circ}$ ) slopes. The joint planes are all widened and deepened, so that gaps up to 2 m wide and 3 m deep are formed. On gentle slopes many of the gaps are hidden by a thin matting of roots and decayed matter. Such slopes are extremely wearisome to cross, though some way of getting through can always be found.
6. A few slopes ( $40^{\circ}$  and up) are relatively smooth, with a thin marly soil and very shallow-rooted plants. They are virtually impassable and fortunately not common.
7. Scree slopes are found at the foot of many of the steeper slopes (types 1-6), and the size and degree of weathering of the blocks depends on the nature of the slope above.
8. Soil-covered slopes are common in the depressions, and are also found on some hill-tops. They grade in type into the scree slopes, though on the ground they are often sharply delineated. Limestone exposures on such slopes usually represent solid rock outcrops or are derived from the underlying rock. Except in the proximity of steep slopes, 'floating' boulders were not encountered on or under the soil surface at any great distance from the solid floor.
9. Some hill summits have rounded, soil-covered surfaces, with or without rock protrusions. In view of the steepness of the surrounding slopes, and the general lack of soil, these smooth summits are unexpected. In the case of Crofts Mountain, the entire 3 km of summit ridge can be traversed without any detour (other than avoiding clumps of vegetation). Apart from small rock protrusions, the micro-relief on this ridge consists only of shallow dales, one or two metres in depth and ten to twenty wide. Although these dales are deeper where the slope steepens, they do not disappear on the very gently rounded summit crest, but cross it at right-angles from one side to the other. Similar dales are found on other hills, but they are not as rectilinear nor as uniform in shape. These become substantially larger and deeper as they descend the steeper slopes. They, too, can cross summits, and where the forest cover has been cut they can be seen from the air.  
Summit surfaces are either flat or gently rounded, and on elongate hills they tend to slope along the hill crest even where the bedding is horizontal.
10. Many rounded summits are surmounted by larger rock masses often 5 m and up to 10 m in height. These "castles" occur singly or in groups, and are strongly honeycombed and dissected into pinnacles and clefts. In a few cases they consist of parallel vertical walls, a few metres in thickness, separated by alleys of similar width. These alleys are closed at one end, the other end being open to the summit surface. Castles are also found on other summits, such as the stepped or pinnacle-and-cleft types. Although these castles often reach up to the top of the forest canopy, since the hill-top vegetation is stunted they are only visible on air photographs where they stand on a smooth surface and are of some size.

All these slope types grade into one another, both in their properties and laterally. On any single hill slope many of these types may occur, in almost any order. As a consequence, one can see hills which are conical, cylindrical, or cubical; or composed of cubes or cylinders surmounting cones. With almost all possible combinations and permutations actually represented in a small area, and with any one hill having different slope combinations on two or three sides, it is impossible to classify the hills according to shape. Further, different slope types may occur on the identical rock, and there is no correlation with altitude, hill size, or direction.

Despite this lack of regularity in the occurrence of relief types, the Jamaican cockpit karst, and the field area in particular, exhibits a marked linearity when seen on air photographs, and an alignment of depressions is also visible on the ground. "Gerichteter Karst" has usually been attributed to structure, but Lehmann has suggested that it may represent a dissected pre-karstic valley system. In the Cockpit Country of Trelawny the direction of faulting, the regional dip, the slope of the land surface as a whole and the underground drainage are all sub-parallel, so that it is difficult to separate the influences of these individual factors. In the field area, which lies outside the Cockpit Country, the regional dip is to the East, while the direction of the alignment is North-South. The direction of underground drainage is presumed to be eastwards, but dye tests have failed to confirm this (Leeds Expedition, 1963). More recent work elsewhere in Jamaica (1965-6 Karst Hydrology Expedition) has shown that dye tests can be negative despite positive spore tests, so that an eastward drainage must still be considered as probable. In any case, the depth of the underground drainage below the surface as well as direct evidence suggests that the alignment is not due to water-table erosion. At the same time, the cols have very varying altitudes, and there are no benches joining the cols, as observed by Lehmann in the Genoeng Sewoe of Java. There is therefore no evidence of pre-karstic Talwegs.

Many of the "trend lines" in the Jamaican karst have been attributed to faulting and fault guidance. Definite evidence of faulting is available in some cases, but in the majority the theory must be considered as unconfirmed. Jointing has also been considered to be a major factor, though no proof appears to have been brought forward. A detailed study of the photographs, and work on the ground, indicate that it is the hills, rather than the depressions, which are rectilinear. The Talwegs of the aligned cockpits and of the elongated "glades" are usually somewhat irregular, taking a zig-zag course. Given this variability and the presence of at least two sets of joints, it is always possible to find joints which are sub-parallel to the depressions. In practice, sink holes which are developed along joint planes frequently have their horizontal axes at an angle to the valley trend. There is also much evidence of minor faulting, but this frequently has little influence on the relief, and faults are absent from a large number of the more linear depressions and the more spectacular sink holes. Some trend lines have been attributed to changes in lithology along buried fault lines, but this explanation can only be valid in isolated cases. It is possible, too, that some joints are pressure-release features and thus the results of, rather than causes of, valley development. Since the trend of the scenery is uni-directional, rather than of a grid pattern, it is implied that only one set of joints can have a dominating influence on the landscape, while others have no influence at all, nor is it easy to explain why the dominant joints find so little expression in the nature, as distinct from direction, of the cockpit slopes. The theories of fault- and joint-guidance must therefore be tested by statistical methods, using data from large but intensively studied areas.

Theories attempting to explain the depths of the depressions and the nature of the slopes must similarly be re-examined. Meyerhoff found a direct relation between the number of hills per unit area and the depths of the depressions. This implies that average slopes from the summits to the cockpit floors are similar in different areas, and has never been confirmed. Both Zans and Lehmann consider that the depth of the depressions depends on the intensity of tectonic disturbance, and that the deepening of cockpits is ultimately limited by the depth of the water-table or level of sub-horizontal drainage. Cockpit depth is thus considered also to be a function of time. Sweeting considers Turmkarst to occur where hill slopes are being undercut at the edges of poljes, and both Paton (1961) and Gerstenhauer (1960 et seq.) stress the effects of undercutting at the edges of floodplains and swamps. The absence of lakes from cockpit landscapes suggests that the cockpits do not extend below the water-table, but it is by no means true to say that cockpits are deep wherever the water-table is far below the surface. If this is attributed to the time-factor, then it is difficult to see why there should be such a great variation in the depth of cockpits in areas with similar or even identical tectonic and climatic histories. Turmkarst development occurs some distance from poljes and floodplains, so that the undercutting theory cannot explain all Turmkarst. In the author's field area the water-table is well below the surface, and cliffs as well as undercuts occur at all altitudes. Cliffs are no more common at the edges of the marginal floodplains than within the area itself. The importance of the water-table and of undercutting and other horizontally-acting processes cannot be denied, but the existing theories fail to explain the occurrence well above local valley floors. Other processes appear to be capable of producing Turmkarst features, and it is conceivable that these "other" processes may also be active on the margins of poljes and floodplains.

Detailed study of a limited field area, together with more extensive work throughout Jamaica, has convinced the author that the existing classification of Kegelkarst relief types is morphologically unjustified, and that the theories which have been advanced to explain the major features of the relief must be considered as first approximations with little predictive value. Experience from other fields of geomorphological research suggests that there is no single factor which determines the variations in relief, and that similar forms can be produced by different processes. There is every reason to suppose that the features of the landscape are produced by many factors in combination with each other, and that it is the nature of the balance between these factors which determines the individual forms produced.

Tropical karst research has always concerned itself with processes, so that despite the limited amount of work which has been done, the questions which have been asked have tended to be objective. That the answers which have been obtained have underlined the great complexity of the problem must be seen as a positive sign, since they have led to the development of new, more subtle and more exact methods.

As a science develops, new methods must be tried even though there is a possibility that they may be unsuccessful. Similarly, much new information will inevitably be either inconclusive or negative. Furthermore, new data place a growing constraint on the development of hypotheses, and theories are found to apply under a restricted range of circumstances. The author therefore remains convinced that progress must be seen not in a proliferation of universal theories, but in terms of better methods, new data, and an increased clarity about the nature of the problems which need to be solved.

#### Acknowledgements

The author wishes to express his gratitude for financial assistance received from the Fellows of Christ's College, Cambridge; and the University of Cambridge. He also wishes to thank the Directorate of Overseas Surveys, as well as the Survey Department, Jamaica, for permission to use the air photograph. Above all, he wishes to thank Dr. Majorie Sweeting and Mr. Howard Versey for the advice and assistance given throughout the period of research.

#### References

- |                    |      |   |
|--------------------|------|---|
| Aub, C.F.          | 1964 | Karst Problems in Jamaica, with particular reference to the cockpit problem. Karst Symp. 20th Int. Geogr. Congr. London.  |
| Boon, J. M. et al. | 1966 | 1965-6 Karst Hydrology Expedition to Jamaica. Full report, 66 pp.   |
| Boué, A.           | 1861 | Über die Karst- und Trichterplastik im Allgemeinen. Sitzb. K. K. Akad. Wiss., 43, 283-93  |
| Cvijić, J.         | 1893 | Das Karstphänomen. Geogr. Abh. 5, 217-329   |
| Daneš, J.          | 1908 | Geomorphologische Studien im Karstgebiet Jamaicas. C. R. 9 <sup>e</sup> Int. Geogr. Congr. Genève. 2, 178-82  |
| "                  | 1910 | Die Karstphänomene in Goenoeng auf Java. Tidschr. Kon. Ned. Aeadr. Genoot. 27, 247-60   |
| "                  | 1914 | Karststudien in Jamaica. Sitzb. Böhm. Ges. Wiss. 2. Kl. 29, 1-72  |
| "                  | 1924 | Limestone Physiography in Australia. In Vujević (ed.) 1924, 337-40  |
| Fincham, A. et al. | 1967 | University of Leeds Hydrological Survey Expedition to Jamaica 1963. Report. Trans. Cave Res. Grp. 9, No. 1  |
| Gerstenhauer, A.   | 1960 | Der tropische Kegelkarst in Tabasco (Mexico). Zschr. Geomorph. Supp. Bd. 2, 22-48   |
| "                  | 1966 | Beiträge zur Geomorphologie des mittleren und nördlichen Chiapas (Mexico) unter besonderer Berücksichtigung des Karstformenschatzes. Frankfurter Geogr. Hefte 41, 110 pp. |
| Grund, A.          | 1903 | Karsthydrographie: Studien aus Westbosnien. Geogr. Abh. 7, iii, 200 pp  |
| "                  | 1914 | Der Geographische Zyklus im Karst. Zschr. Ges. Erdk. Berlin 52, 621-40  |

- Hill, R. T. 1899 *Geology and Physical Geography of Jamaica*. Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard, 34, 256 pp.
- Junghuhn, F. 1845 *Topographische und Naturwissenschaftliche Reise durch Java*. Magdeburg
- Kayser, K. 1934 *Morphologische Studien in Westmontenegro. II: Rumpftreppe Cetinje, Formenschatz der Karstabtragung*. Zschr. Ges. Erdk. Berlin 26-49 & 81-102
- " 1955 *Karstrandebene und Poljeboden*. Erdk. 9, 60-64
- Lehmann, H. 1936 *Morphologische Studien auf Java*. Geogr. Abh. 3. Reihe 9, 114 pp.
- " 1954 *Der Tropische Kegelkarst auf den Grossen Antillen*. Erdk. 8, 130-39
- " et al. 1956 *Karstmorphologische, Geologische und Botanische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba*. Erdk. 10, 185-204
- Lipold, M. 1858 *Bericht über die geologische Aufnahme in Unter-Krain im Jahre 1857*. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst. 9, 257-76
- Lorenz J. 1859 *Geologische Recognoscirungen im Liburnischen Karste und den vorliegenden Quarnerischen Inseln*. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst. 10, 332-45
- Mojsisovics, E. v. 1880 *Zur Geologie der Karsterscheinung*. Zschr. D. u. Ö. Alpenver. 11, 111-15 & 349-50
- Paton, J. R. 1961 *A brief account of the geology of the limestone hills of Malaya*. Bull. Raffles Mus. 26, 66-75
- " 1964 *The origin of the limestone hills of Malaya*. J. Trop. Geogr. 18 134-47
- Richter, E. 1907 *Beitrag zur Landeskunde Bosniens und der Herzegovina*. Wiss. Mitt. aus Bosnia & Herz. 10, 102-8
- Richthofen, F. v. 1877 *China*. Berlin
- " 1900 *Geomorphologische Studien aus Ostasien*. Sitzb. K. Preus. Ak. Wiss. 1900, 888 et seq. (1901-1903)
- Roglić, J. 1952 *Les surfaces de corrosion dans le karst dinarique*. Proc. 17th Int. Geogr. Congr. Washington 366-9
- " 1956 *Karstprozess und Fluviale Erosion*. Int. Geogr. Un. Report Comm. Karst Phen. (ed. Lehmann) 18-21
- " 1960 *Das Verhältnis der Flusserosion zum Karstprozess*. Zschr. Geomorph. 4, 116-28
- Sawički, L. 1909 *Beiträge zum Geographischen Zyklus im Karste*. Geogr. Zschr. 15, 185-204 & 259-81.
- " 1924 *A karst in Siam*. In Vujević (ed.) 1924
- Sawkins, J. et al. 1869 *Report on the geology of Jamaica*. Mem. Geol. Surv. 340 pp.
- Schmidl, A. et al. 1854 *Zur Höhlenkunde des Karstes. Die Grotten und Höhlen von Adelsberg, Lueg, Planina und Laas*. Wien
- Sweeting, M. 1956 *Hydrogeological observations in parts of the White Limestone areas of Jamaica*. Geol. Surv. Dept. Jam. Bull. 2, 57 pp.
- " 1958 *The karstlands of Jamaica*. Geogr. Journ. 124, 184-99
- Thorp, J. 1934 *The asymmetry of the Pepino Hills of Puerto Rico, in relation to the Trade Winds*. Journ. Geol. 42, 537-45
- Tietze, E. 1880 *Zur Geologie der Karsterscheinung*. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst. 30, 728-56
- Versey, H. 1959 *The hydrologic character of the White Limestone Formation of Jamaica*. Trans. 2nd Carib. Geol. Congr. Puerto Rico, 59-68 (Publ. 1960).



- Verstappen, H. 1960 Some observations on karst development in the Malay Archipelago. *J. Trop. Geogr.* 14, 1-10
- " 1964 Karst Morphology of the Star Mountains (Central New Guinea) and its relation to lithology and climate. *Zschr. Geomorph.* 8, 40-49
- Vujevič, P. (ed.) 1924 Zbornik Radova Posvećen Jovanu Cvijiću. Beograd.
- Zans, V. 1951 On karst hydrology in Jamaica. *Un. Geod. Geophys. Int. Hydrol. Sc.; Assemb. Gén. Bruxelles.* 2, 267-79
- " et al. 1962 Synopsis of the geology of Jamaica. *Geol. Surv. Dept. Jam. Bull.* 4, 72 pp (Geol. map 1:250000 publ. 1958).

"Subsequente" Karstwannen in den Venezianischen Voralpen  
(Italien)

FRIDERUN FUCHS (Frankfurt/Main / Bundesrepublik Deutschland)

Summary:

The steep slopes of the Venetian Prealps (Northern Italy) shows, as a typical feature, "subsequent" karst basins ("subsequente" Karstwannen) following the strike of the cretaceous anticlines of which the calcareous Southern Alps are built up.

There are 3 different types of these karst basins:

- a) basins with an even bottom (pictures 1, 2, 3)
- b) valley-like forms with a limited even bottom (picture 4)
- c) basins with a range of large dolines.

All these basins are formed by karstification but differently developed depending on the horizontal or vertical course of the karst processes.

Mit einem über 1000 m hohen Steilabfall erheben sich die Venezianischen Voralpen im Bereich der Monte-Cavallo-Gruppe über die Venezianisch-Friaulische Ebene. Als ein charakteristisches Formelement treten an diesem Steilabfall quer zum Hang verlaufende Karstwannen in verschiedener Höhenlage auf.

Ihr Vorkommen ist offensichtlich an das Vorhandensein von Stufen gebunden, die die steile Flanke des Hangs unterbrechen. Die Karstwannen folgen in ihrer Längserstreckung jeweils annähernd dem Streichen. Aufgrund dieser Beziehung zum Bau des Gebirges sollen sie nach einem Vorschlag von H. LEHMANN als "subsequente" Karstwannen bezeichnet werden.

Die Venezianischen Voralpen werden im Bereich der Monte-Cavallo-Gruppe wie auch weiter im Osten von einer Reihe Kreide-Antiklinalen gebildet, die aus den verkarstungsfreudigen Rudistenriffkalken der mittleren bis oberen Kreide aufgebaut sind. Der steilere Schenkel der Antiklinalen, die im wesentlichen SW-NE streichen, weist zur Ebene hin.

Der markante Steilabfall zur Venezianisch-Friaulischen Ebene verdankt der starken Heraushebung an einer Flexur seine Entstehung. Die Hebungen in der Monte-Cavallo-Gruppe sind so jung, daß im Piacentin angelegte Flächen hier noch um relativ ca. 1300 m gehoben wurden.

Ausgeprägte Verebnungen in 1300-1400 m (Bildung im Ober-Piacentin nach WINKLER-HERMADEN 1957) und in 1550-1650 m (Bildung im älteren Piacentin) sind als weitgespannte Karstplateaus erhalten geblieben. Sie treten unmittelbar an den Steilabfall heran.

Durch die Stufen in verschiedener Höhe erfährt der Steilabfall eine horizontale Gliederung, während sonst die vertikale Linienführung zahlreicher Schuttrinnen und Runsen dominiert.

Ein gleichzeitiges Vorkommen von Karstwannen und Runsen an einem Hangabschnitt schließt sich offensichtlich aus. Die Flanken des Steilabfalles werden von tief eingekerbten Runsen durchzogen. Sie fehlen, wenn den Hang Stufen unterbrechen.

Am Steilabfall der Monte-Cavallo-Gruppe zur Venezianisch-Friaulischen Ebene treten Stufen gehäuft unterhalb des Bosco del Consiglio, oberhalb Monreale, wo die Cellina das Gebirge verlässt, und oberhalb Aviano auf.

Das letztgenannte Gebiet soll hier einer näheren Betrachtung unterzogen werden.

Die "subsequenten" Karstwannen erreichen oberhalb Aviano Längen bis 750 m und eine maximale Breite von 200 m. Ihre Höhenlage schwankt zwischen 400 und 1150 m. Sie sind immer länger als breit und rundum von höherem Gelände umgeben. Lediglich in einem Fall konnte die Öffnung einer Hohlform festgestellt werden.

Die "subsequenten" Karstwannen weisen zwei deutlich unterscheidbare Hänge auf. Ein längerer Hang wird von dem Steilabfall oberhalb der Hohlform gebildet. Er folgt weitgehend den Schichtflächen, da die Hangneigung meist in grober Annäherung dem Einfallen der Schichten entspricht. Der kürzere Gegenhang geht von der Stufe aus, die in den Steilabfall eingeschaltet ist; er kappt die Schichten. Die gegenüberliegenden Hänge weisen eine gewisse Asymmetrie auf, wobei der längere Hang flacher als der kurze erscheint. Nach Messungen mit dem Neigungsmesser liegen die Verhältnisse umgekehrt. Die Hangneigung schwankt zwischen 25-30° für den langen und zwischen 15-18° für die kurzen Hänge. Das Schichtfallen nimmt zum Fuss des Steilabfalles zu.

Die zwischen die ungleichen Hänge eingesenkten Böden der Karstwannen zeigen verschiedene Typen der Entwicklung:

- a) Meist sind sie in grösserer Ausdehnung eben und mit deutlichem Knick gegen die umgebenden Hänge abgegrenzt (Bild 1,2)
- b) Der ebene Boden kann auch mehr oder weniger eingeebnet sein wie im Beispiel des "Valle del Lovo" (Bild 4), wobei der Name bereits mehr auf eine rinnenartige Form hinweist.
- c) Bei einem anderen Typ bestimmen tiefe Dolinen mit grossem Einzugsbereich das Bild.

Bei den "subsequenten" Karstwannen, die einen ausgeprägt ebenen Boden haben (Bild 2), erreicht dieser eine seitliche Ausdehnung von maximal 150 m. Sie sind von eingeschwemmtem Feinmaterial (30-50 % Ton, 20-40 % Schluff) bedeckt, das mehr als 1 m Mächtigkeit erreicht.

In den ebenen Böden dieser Karstwannen sind Dolinen verschiedener Grösse eingesenkt, die bis zu 3 m tief sind (Bild 1). Die Durchmesser der Dolinen liegen bei 3 - 3,5 m für die kleineren, zwischen 6-8 m bei den grösseren und bei den grössten zwischen 12 - 16 m. In fast allen Dolinen lässt sich ca. 1,5 - 2 m unter der Oberfläche das Anstehende ausmachen, obwohl das eingeschwemmte Material im Einzugsbereich der Dolinen besonders mächtig ist. Durch die offenen Ponore dürfte aber ein grosser Teil dieser Füllung abgeführt werden, wie die zu den Dolinen führenden Gräber zeigen. Wo sich das Wasser in den Dolinen sammelt, könnte die Abdichtung auf anthropogenen Einfluss zurückzuführen sein; denn die Karstwannen werden bevorzugt als Almweiden genutzt und die wassergefüllten Dolinen dienen als Viehtränken.

In den "subsequenten" Karstwannen mit ebenem Boden ist der Verkarstungsprozess offensichtlich im wesentlichen in horizontaler Richtung erfolgt. Das setzt eine Abdichtung der Klüfte voraus, wozu das eingeschwemmte Feinmaterial gedient hat. In den eingesenkten Dolinen schreitet die Verkarstung heute in geringem Masse fort.

Am Beispiel des Valle Lovo (Bild 4) lässt sich zeigen, wie es zur Einengung des Bodens einer Karstwanne kommen kann, wenn der längere der beiden Hänge besonders grosse Dimensionen erreicht. In diesem Falle ist der Schutt hangabwärts gewandert und hat die Hohlform teilweise aufgefüllt.

In den Karstwannen ohne bemerkenswert ebenen Boden hat sich dagegen die Vertiefung auf die Dolinen konzentriert. Die grossen Dolinen unterhalb der Casera Granzotto sind gegenüber ihren umgebenden Hängen um 200 m, bzw. 50 m eingetieft. Diese Dolinen sind im Anstehenden ausgebildet. Eingeschemmtes Feinmaterial tritt nur in den tiefsten Bereichen der Dolinen auf, wo es durch die Ponore abgeführt wird. Zwischen den Dolinen sind weniger erniedrigte Riegel erhalten geblieben, die die Dolinen voneinander trennen. Betrachtet man die Gesamtform, in der diese Dolinen aufgereiht sind, so folgt auch sie dem Streichen. Die Anordnung der Dolinen erinnert an die höhergelegenen Dolinen- und Hügelreihen, in die das 1300-1400 m-Niveau an seinem Rand in charakteristischer Weise umgestaltet ist.

Bei der Frage nach der Genese dieser Formen darf man annehmen, dass als Vorform Verebnungsflächen gegeben waren, die Ansatzpunkte für die Ausbildung von Karstwannen boten. Die unterschiedliche Entwicklung der Karstwannen wurde durch verschieden gerichtete Verkarstungsprozesse verursacht. Während bei den Formen mit ebenem Boden die Verkarstung vor allem in horizontaler Richtung erfolgte, was nur bei einer Abdichtung der Klüfte möglich ist, wirkte bei der Bildung der grossen Dolinen die Verkarstung in die Tiefe.



Abb. 1



Abb. 2



Abb. 3



Abb. 4

Bei der Entstehung der Hohlformen dürfte jedoch in jedem Fall die Verkarstung der ausschlaggebende Faktor gewesen sein. Die Dolinen, die in allen Karstwannen auftreten und auch heute noch in Funktion sind, zeigen eine Fortsetzung dieser Prozesse an. Für die zeitliche Einordnung der Verkarstungsgänge haben wir die Möglichkeit, sie im Rahmen der Genese der gesamten Gebirgsgruppe zu betrachten.

In der Monte-Cavallo-Gruppe ist das ausgeprägte 1300-1400 Niveau im Ober-Piacentin entstanden. Die tieferegelegenen Verebnungsleisten von wesentlich geringerer Ausdehnung können in weitere Flächenbildungsphasen, in denen sich die Heraushebung verlangsamt oder stillstand, eingeordnet werden. WINKLER-HERMADEN (1957) stellt sie in die Zeit von Asti bis Präglazial. Die Verkarstung konnte man dann jeweils nach erfolgter Heraushebung der Verebnungsleisten einsetzen, also bereits ab Asti für die höchstgelegenen Verebnungen am Steilabfall.

Wieweit periglaziale Einflüsse während des Pleistozäns wirksam wurden, lässt sich nicht eindeutig bestimmen; sie müssen jedoch in Betracht gezogen werden. Die Karstwannen treten nämlich am Rande der Lokalvergletscherung der Monte-Cavallo-Gipfelregion auf, für die eine Würmeiszeitliche Schneegrenze von 1350-1400 ermittelt wurde (FUCHS 1969). Mit Anlieferung von periglazialen Schutt und Schneeanreicherung in den bereits vorhandenen Hohlformen ist zu rechnen. Jedoch konnte eingelagerter Schutt, etwa unter dem eingeschwemmten Feinmaterial, bei den gegebenen Aufschlussverhältnissen bisher nicht festgestellt werden. An den Hängen tritt weitgehend das Anstehende zutage ohne nennenswerte Schuttbedeckung. Lediglich die unteren Partien der langen Hänge weisen geringe Schuttbedeckung auf, die teilweise in die Hohlformen übergreift. Im unteren Teil des Steilabfalls ist ein mächtiger mehrschichtiger Schuttpanzer entwickelt. Der eingelagerte Schutt hat also, soweit wir ihn in den Hohlformen antreffen, die Hohlformen bereits vorgefunden. Man muss aber auch damit rechnen, dass der Schutt zum Teil aufgezehrt wurde. Die Mitwirkung der Schneeschmelzwässer bei der Ausgestaltung der Formen kann nur von untergeordneter Bedeutung gewesen sein, da Schneeschmelzwässer weniger aggressiv sind, als man zunächst angenommen hatte.

Die Ausbildung der "subsequenten" Karstwannen erfolgte in einheitlichem Gestein, den verkarstungsfreudigen Rudistenkalken. Hier besteht kein Einfluss auf die Verkarstung durch das Nebeneinander-treten von verschieden verkarstungsfähigem Gestein.

Die Karstwannen sind in ihrer Längserstreckung vom Bau des Gebirges bestimmt.

Eindeutige Verwerfungen, die den Verlauf der Karstwannen beeinflussen könnten, sind bisher nicht nachgewiesen worden.

Die beschriebenen Formen oberhalb von Aviano treten nicht nur an anderen Stellen der Monte-Cavallo-Gruppe auf, sondern, nach dem Kartenbild zu urteilen, auch in anderen Teilen der südlichen Kalkvor-alpen weiter im Osten und Westen der Monte-Cavallo-Gruppe. Im Schweizer Jura sind ebenfalls dem Streichen folgende Karstwannen entwickelt, doch spielt dort der Wechsel von harten und weichen Schichten eine Rolle, so dass eine anders geartete Entwicklung in Erwägung gezogen werden muss.

Den "subsequenten" Karstwannen ähnliche Formen beschreibt MARTIN (1965) aus dem Hohen Atlas. MARTIN betont bei seinen Untersuchungen eine expositionsabhängige klimabedingte Asymmetrie solcher Formen, die er "dépressions nivo-karstiques" nennt. Die höhen- und expositionsabhängige Asymmetrie der Hänge dieser in über 2000 m Höhe vorkommenden Formen wird durch eine strukturbedingte Asymmetrie verstärkt.

Die Exposition (Längsachse N - S) soll ungleiches Abschmalzen des Schnees bewirken, was zur Versteilung des Schattenhangs beiträgt. Trotz ähnlicher struktureller Gegebenheiten liegen die Verhältnisse am Steilabfall der Monte-Cavallo-Gruppe anders.

Die "subsequenten" Karstwannen sind hier nicht höhenabhängig, sondern treten zwischen 400 und 1150 m Höhe auf. Die Expositionsverhältnisse liegen anders - Längsachse NE - SW. Der steilere Hang ist der Sonnenhang. Die rezente Verkarstung beschränkt sich auf die Vertiefung der Dolinen.

In der Monte-Cavallo-Gruppe scheint vor allem die Struktur des Gebirges den Gang der Verkarstungsprozesse gesteuert zu haben.

Auch bei anderen Karstformen in der Monte-Cavallo-Gruppe hat sich gezeigt, dass die Richtung der Verkarstung in spezifischer Weise durch die strukturellen Verhältnisse bestimmt wurde.

So haben sich dort, wo die Rudistenkalke an weniger verkarstungsfähige jüngere Schichtglieder (Eozän) grenzen, langgestreckte Karstwannen entwickelt. In den reinen Rudistenkalken treten dagegen, unregelmässig verteilt, zahlreiche Dolinen verschiedener Dimension auf.

Für Form und Genese der "subsequenten" Karstwannen muss man demnach annehmen, dass hier die Gunstzonen für die Verkarstung im Streichen der Antiklinalen lagen, vorausgesetzt, dass als Ansatzpunkte für die Verkarstung Verebnungsleisten vorhanden waren. Sonst kam es, wie gezeigt, nur zur Ausbildung von Schuttrinnen und Runsen.

#### Literatur:

- FUCHS, F. Studien zur Karst- und Glazialmorphologie in der Monte-Cavallo-Gruppe/Venezianische Voralpen (Italien). - Frankfurter Geograph. Hefte 47, Frankfurt/Main 1969
- MARTIN, J. Quelques types de dépressions karstiques du Moyen Atlas central. - Revue de Géographie du Maroc 7: 95-106, Rabat 1965
- WINKLER-HERNADEN, A. Geologisches Kräftespiel und Landformung. - Grundsätzliche Erkenntnisse zur Frage junger Gebirgsbildung und Landformung. Wien 1957

#### Diskussion:

J. NICOD (Marseille): Les "Karstwannen" sont-elles antérieures à la formation des dolines? - Peut-on dater leur évolution?

FUCHS: Ich habe zwei Typen von Dolinen erwähnt. Kleine Dolinen, die in die ebenen Böden der Karstwannen eingesenkt sind (s. Bild 1) und grosse Dolinen, die sich in den langgestreckten Karstwannen, durch Schwellen getrennt, aufreihen. Die kleinen Dolinen sind aufgrund ihrer geringen Tiefe und Dimension jünger als die Böden der Karstwannen, in die sie eingesenkt sind. Die Entwicklung der Karstwannen mit ebenem Boden oder mit grossen Dolinen reicht dagegen weiter zurück. Die Verkarstung war bei den grossen Dolinen vertikal, bei den ebenen Böden horizontal gerichtet.

Die Genese der Karstwannen lässt sich zeitlich folgendermassen einordnen: Nach der Entstehung und Heraushebung der Verebnungsleisten am Steilabfall setzte die Verkarstung ein (ab Asti). Periglazialer Schutt konnte in die bereits vorhandenen Hohlformen wandern. Daraus ergibt sich, dass die Karstwannen bereits präglazial oder mindestens präwürm gebildet wurden. Die rezente Verkarstung beschränkt sich auf die grossen und kleinen Dolinen.

W. TREIBS (München): Bei Annahme eines horizontalen Fortschreitens der Verkarstung müssten die hangabwärts fallenden, bergseitigen Schichten unterschritten sein. Ist das im Gelände festgestellt worden?

FUCHS: Eine Unterschneidung der Hänge konnte nicht festgestellt werden, wohl aber ein deutlicher Knick zwischen Beckenboden und Hang. Unter rezenten Bedingungen schreitet die Verkarstung nicht mehr in horizontaler Richtung fort, sondern beschränkt sich auf die in den ebenen Beckenboden eingesenkten Dolinen. Der Übergang vom steilen Hang zum ebenen Beckenboden wird heute stellenweise von Schutt verdeckt und ist dort weniger markant.

W. THURSCHE (Düsseldorf): Wenn der Abfall gegen die venetianische Ebene als normale Störung oder tiefrreichende Flexur ausgebildet ist, könnten die Verebnungsflächen als Ergebnis antithetischer Ausgleichsbewegungen aufgefasst werden, auf denen dann die Verkarstung einsetzte. Die Aufreihung der Dolinen auf Linien scheint ebenfalls für tektonischen Ursprung zu sprechen. Ähnliche Ausgleichsbewegungen im geologisch nicht vergleichbaren Oberrheingraben haben Georg Wagner und Cloos in Geologische Rundschau - Hebung, Spaltung, Vulkanismus beschrieben.

FUCHS: Zur Frage, ob die am Steilabfall zur Venezianischen Ebene auftretenden Verebnungen antithetischen Ausgleichsbewegungen ihre Entstehung verdanken, liegen keine geologischen Untersuchungen vor. Ich halte diese Möglichkeit auch nicht für sehr wahrscheinlich, weil die tektonischen Verhältnisse hier am Alpensüdrand doch sehr verschieden von denen im Oberrheingraben sind: dort Bruchtektonik - hier Faltung mit leichter Überschiebung.

Für den Verkarstungsprozess, der nach der Entstehung der Verebnungsflächen und weiteren Heraushebungen einsetzen konnte, spielte der Ursprung der Stufen keine Rolle. Wesentlich ist nur, dass Verebnungen vorhanden waren. Die aufgereihten Dolinen, insbesondere die grossen Dolinen, sind - tektonisch begünstigt - im Streichen angelegt. Da die Gesamtform der Karstwannen jeweils dem Streichen folgt, wurden sie ja auch als "subsequente" Karstwannen bezeichnet.

## Altersfragen der Verkarstung der Schwäbischen Alb

Dr. PAUL GROSCHOFF (Stuttgart / Bundesrepublik Deutschland)

### Summary:

#### Questions about the age of the karstification of the Schwäbische Alb

The causes for the great differences in the opinions about the age of the karstification are examined. Proofs for the beginning of a large karstification are to be found in the upper cretaceous during deep drillings in the eastern part of Bavaria. Similar results were obtained during our drillings on the south edge of the Alb. In some deeper situated caverns corrosion by mixed water is not excluded. Furthermore, it can be derived from pebbels which are found in deep carstique caverns that there were vadose conditions here with strong water movement.

Die Ansichten über das Alter der Verkarstung der Schwäbischen Alb gehen bis heute weit auseinander. Hat eine richtige, grossräumige Verkarstung bereits in der Kreidezeit stattgefunden, also vor rund 100 - 120 Millionen Jahren, zu einer Zeit, als ganz Süddeutschland Festland war, oder erst im Tertiär vor etwa 40 Millionen Jahren oder gar noch später zu Beginn des Quartärs vor etwa 1 Million Jahren? Die grossen Zeitunterschiede zeigen schon, dass sich bei der Altersbestimmung grosse Schwierigkeiten ergeben, die mit den in der Geologie und den anderen Geowissenschaften üblichen Datierungsmethoden nicht oder nur unvollkommen zu bewältigen sind. Zeitgebundene Indizien für das Entstehen der Hohlräume fehlen, der vorgefundene Inhalt sagt nur wenig über das wirkliche Alter eines Hohlraumes aus. Allenfalls kann gesagt werden, dass dieser älter als das Fundgut ist. Als Beispiel wird aus der Vielzahl der Höhlen der Schwäbischen Alb die Bärenhöhle bei Erpfängen herausgegriffen. Die in ihr erhaltene Fauna ist eindeutig in das Villafranchiano (Wende-Pliozän-Pleistozän) zu stellen. Die Höhle selbst muss aber viel älter sein. Die Ablagerungen, die Versinterungen usw. sprechen dafür, dass die Höhle zur Zeit ihrer ersten uns bekannten Bewohner schon nahezu dieselbe Grösse hatte wie heute und dass sie sich seitdem nur noch unwesentlich verändert hat.

Nicht viel anders verhält es sich mit der Altersbestimmung aufgrund des Inhalts von Karstklüften und Schloten. Der Anstoss zur genaueren Untersuchung dieser im oberen Weissen Jura häufig vorkommenden, vor allem in Steinbrüchen aufgeschlossenen Klüften ging von der Paläontologie aus. Frühzeitig wurde erkannt, dass die Klüftfüllungen vielfach die Reste einer reichhaltigen tertiären Fauna bergen. Gewissermassen als Nebenergebnis ergaben sich Rückschlüsse auf das Alter und den Gang der Verkarstung. Es zeigte sich, dass weitaus die meisten Faunen ins Oligozän gehören, nur wenige Reste sind aus dem Miozän bekannt, dagegen sind pliozäne Faunen wieder häufiger zu finden (Dehm). Der Schluss ist also naheliegend, dass die Verkarstung im Alttertiär schon ziemlich weit fortgeschritten war, dass sie aber nicht mit der gleichen Intensität weiterging, sondern dass Stillstands- oder Langsamphasen bedingt durch die geologische Entwicklung eingeschaltet waren.

Zu wesentlich anderen Ergebnissen kommt Rutte bei seinen Untersuchungen über den fossilen Karst in der Vorbergzone (Südbaden). Die entscheidende Phase der Verkarstung legt er unter Berücksichtigung der Flussgeschichte des Rheins ins Altdiluvial, trotzdem die Spalten tertiäre Verwitterungsprodukte wie Rotenden und auch tertiäre Faunen enthalten. Er nimmt aber an, dass auf der damaligen Landoberfläche tertiäre Ablagerungen in weiter Verbreitung vorhanden waren, die in Karstspalten verschwemmt wurden und dadurch ein tertiäres Alter der Spalten vortäuschen. Der Normalfall dürfte aber doch umgekehrt sein. Bei der Vielzahl der Spaltenfüllungen, die auf der Schwäbischen Alb untersucht worden sind, kann die Füllung der Spalten bereits im Tertiär als gesichert angenommen werden. Doch zeigen die Beobachtungen von Rutte, dass bei der Deutung von Spaltenfüllungen Vorsicht geboten ist.

Wenn wir in der Frage des Alters der Verkarstung weiterkommen wollen, dann dürfen wir uns nicht auf Einzelbeobachtungen beschränken, sondern müssen den erdgeschichtlichen Ablauf - in seiner Gesamtheit - in unsere Überlegungen einbeziehen. In ganz Süddeutschland setzte bekanntlich in der Kreidezeit zumindest nach der cenomanen Transgression eine kräftige Hebung ein, die eine Reliefbildung zur Folge hatte. Damit waren auch Voraussetzungen für die Verkarstung gegeben.

Tiefbohrungen im bayrischen Innviertel erbrachten Beweise für diese Annahme. Spuren kreidezeitlicher Verkarstung wurden z.B. in der Bohrung Füssing in 900 m, in benachbarten Bohrungen bis in 1400 m Tiefe unter der Oberfläche angetroffen. Der unter Ablagerungen des Tertiärs und der Oberkreide anstehende Weisse Jura zeigte Spalten und Hohlräume an seiner Oberfläche, die nur durch Verkarstung entstanden sein konnten (Cramer, Nathan).



Weiter im Westen, in der Augsburger Gegend (Bohrung Scherstetten), wurden ähnliche Beobachtungen gemacht. Auch hier ist unter einer Überdeckung von 1342 m verkarsteter Weissjura angetroffen worden. Interessant ist bei diesen Bohrungen, dass sich der Wasserspiegel in den Bohrlöchern annähernd auf den der Donau einstellte. Trotz der Tiefenlage muss also eine Kommunikation zu diesem, als Vorfluter anzusprechenden Fluss, bestehen (Lemcke u. Thunn). Auch von Bohrungen in der Zentralschweiz (zwischen Bern und Zürich) werden Beobachtungen über alte Verkarstung des Weissen Juras mitgeteilt (Lemcke u. a.).

Hier erhebt sich nun die Frage, ob diese tiefliegenden Karsthohlräume durch Mischungskorrosion entstanden sind, ähnlich denen von Bögli mitgeteilten. Dazu kann gesagt werden, dass schon aus paläogeographischen Überlegungen dies hier nicht zutreffen muss, denn vor der Einsenkung des Molassetroges zwischen der Alb und den Alpen war dieser Raum ein Hochgebiet. Dass es sich nicht um Kalklösung im phreatischen Bereich handelt, ergibt sich aus vergleichbaren Bohrungen, die in den letzten Jahren zur Erschliessung von tiefem Karstwasser am Albsüdrand niedergebracht wurden (Groschopf). Diese haben für die Verkarstung und ihr Alter folgendes ergeben:

Bei sämtlichen Bohrungen konnten wir feststellen, dass die unter der tertiären Überdeckung anstehenden Kalke unterschiedlich stark verkarstet sind. Es gibt Kalke, die für die Verkarstung besonders prädestiniert sind, es sind dies die ungeschichteten, vielfach dolomitischen Massenkalken, die uns im Aufschluss als Lochkalken bekannt sind. Schichtkalken dagegen zeigen nur ganz schwache Klüftigkeit und unerhebliche Verkarstungsspuren. So kommt es, dass die unter den Schichtkalken des Weissen Juras Zeta anstehenden Massenkalken des Weissen Juras Delta oder Epsilon, z.B. in den im Kreis Ulm liegenden Bohrungen Kesselbrunn, in 140 m, Arnegg 105 m, Donaustetten 335 m Tiefe unter dem Ansatzpunkt, sehr erhebliche Karsthohlräume aufweisen.

Nach den Bohrkernen kann kein Zweifel über die Kalkauflösung bestehen. Zudem sind die Hohlräume z.T. mit tertiären Roterden (Bolos) verfüllt, aber haben diese Bohrungen auch Beweise für die Entstehung der Hohlräume im vadösen Bereich, in dem noch stärkere Strömungen wenigstens zeitweise auftreten, erbracht. In der einen und anderen Bohrung haben wir Gerölle aus Kalkstein, z.T. auch aus einer Breckzie von verbackener Klüftfüllung gefunden, die deutlich die Spuren von Wassertransport oder mindestens starker Bewegung, z.B. in einem Kolk oder dergl., zeigen. Auskleidung der Wände der Hohlräume mit Kalkspatkristallen weisen auf den wahrscheinlich später erfolgten Übergang in den phreatischen Bereich hin.

Nach den geschilderten Fundumständen dürfte die Annahme berechtigt sein, dass wir hier Anzeichen für eine vortertiäre Verkarstung gefunden haben. Wenn wir unsere Bohrprofile mit den oben erwähnten vergleichen, dann ist es ausserordentlich naheliegend, dass es sich bei der ganzen bis jetzt im Molasseraum festgestellten Verkarstung um zeitlich den gleichen Vorgang handelt.

Über den genauen Ablauf dieser ersten Verkarstung können wir nur Vermutungen äussern. Unbekannt sind uns die Lage der damaligen Landoberfläche und der Betrag, um den sie seitdem abgetragen worden ist. Sicherlich wurde aber die Verkarstung durch das kreidezeitliche und alttertiäre Klima begünstigt. Im Tertiär gibt es, wie bereits erwähnt, Zeiten, in denen grosse Teile der Alb durch jüngere Ablagerungen plombiert waren, so dass die Verkarstung zum Stillstand kam, oder mindestens stark eingeschränkt war. Das Gleiche gilt auch für das Quartär. Bekannt ist, dass während der Kaltzeiten die Alb zum Dauerfrostgebiet gehörte. Wie heute noch bei gefrorenem Boden, so musste auch damals die Entwässerung sich oberirdisch vollziehen haben.

In den dazwischen liegenden Warmzeiten einschliesslich der postglazialen Zeit bis heute waren die Voraussetzungen für die Kalklösung wieder günstig, die mächtigen, am Fuss der Alb abgelagerten Kalktuffe sind hierfür nicht zu übersehende Zeugen.

Wir haben uns im vorstehenden ausschliesslich mit den Altersfragen der Verkarstung auf der Südalb beschäftigt. Es ist naheliegend, dass diese Ergebnisse auch auf die Nordalb übertragen werden können. Gewisse Unterschiede sind aber vorhanden. Zur Zeit der ältesten Verkarstung waren die ganzen Flussysteme nach Süden gerichtet. Der heutige Albbachlauf ist erst in jüngster erdgeschichtlicher Vergangenheit entstanden, im Tertiär und Quartär muss er noch viel weiter nördlich gelegen sein, weiter ist zu berücksichtigen, dass die Abtragung im Norden viel tiefer (bis auf die Schichten des Weissen Juras Delta) gegriffen hat als im Süden. Die stärkste Verkarstung am Albnordland ist wieder auf die Massenkalken konzentriert. Wir haben zwar keine direkten Beweise, dass es sich hier um einen kreidezeitlichen Vorgang handelt, aber nach der ganzen Erscheinung ist ein Analogieschluss naheliegend. Jünger, worauf auch Bleich hinweist, ist die Verkarstung der tieferliegenden, heute an den Talhängen austreichenden Beta-Kalke. Diese sind erst durch die jungen zum Neckar gerichteten Flüsse im Quartär angeschnitten worden. Durch die nun tiefer gelegte Entwässerung (Quellhorizont an der Alpha/Beta-grenze) wird nun auch dieses tiefere Stockwerk von der Verkarstung erfasst.

Schrifttum

- Bleich, K. E. Zur Altersfrage der Verkarstung und ihrer Phänomene. - Jh Karst- u. Höhlenkd. H.6, S.29 München 1966
- Bögli, A. Neue Anschauungen über die Rolle von Schichtfugen und Klüften in der karsthydrographischen Entwicklung. - Geol. Rdsch. 58, 2 S. 395 Stuttgart 1969
- Cramer, H. Thermalwasser aus tiefliegenden Karsthöhlen des Bayerischen Innviertels. - Geologica Bavarica 17, S. 154 München 1953
- Dehm, R. Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschalkalk-Gebiets. - Mitt. bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 1 München 1961
- Groschopf, P. Das Karstwasser der Schwäbischen Alb und seine Nutzung. - "Die Schulwarte" (im Druck)
- Lemcke, K. & Tunn, W. Tiefenwasser in der süddeutschen Molasse und in ihrer verkarsteten Teilunterlage - Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing. Vol. 23, Nr. 64 S. 95 1956
- Lemcke, K. u.a. Einige Ergebnisse der Erdölexploration auf die mittelländische Molasse der Zentralschweiz. - ibid Vol. 35, Nr. 87, S. 15 1968
- Nathan, H. Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im Bayerischen Innviertel. - ibid 1 68 S. München 1949
- Rutte, E. Der fossile Karst in der südbadischen Vorbergzone. - Über. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N.F. 33 S. Freiburg 1953
- " Die Erdölaufschlussbohrung Scherstetten 1, südwestlich Augsburg. - Geologica Bavarica 24 München 1955

## ЭФФЕКТ СУБТРОПИЧЕСКОГО КЛИМАТА С МУССОННОЙ ТЕНДЕНЦИЕЙ НА РАЗВИТИЕ КАРСТА ГОРНЫХ ВЛАЖНЫХ ЛЕСОВ ГРУЗИИ

К. В. Кавришвили

Институт географии им. Вахушти Академии наук Грузинской ССР Тбилиси

Карстовый ландшафт горных влажных лесов имеет наибольшую протяженность в Грузии во Внешнегорной области Мегрельского Кавказиони/область Большого Кавказа/, где и занимает южные склоны средневысотных хребтов Охачкуе, Квира, Мингарии, а также плато Асхи.

Этот карстовый ландшафт консолидирован на куэстовых хребтах, а физиономически представлен в виде высокобонитетных пихтово-буковых и пихтово-еловых лесов. Характерной чертой ландшафта является чрезвычайная изрытость поверхности карстовыми крупными долинами и пышное развитие вечнозеленого подлеска, вопреки известняковой поверхности.

Физиономическое сходство ландшафта на трех указанных известняковых хребтах прежде всего обусловлено аналогичным геологическим строением куэстовых хребтов, достигающих 2000 м абсолютной высоты, затем условиями постоянно влажного горного климата, имеющего муссонную тенденцию, высокими модулями стока, а также энергетической мощностью коррозионных процессов.

Границы карстового ландшафта влажных горных лесов Грузии определены достаточно четко. Эта лесная зона с карстом начинается за густо населенным пьедмонтам и занимает верхние части южных склонов указанных куэстовых хребтов, с количеством атмосферных осадков свыше 2200 мм и совершенно отсутствующим сухим сезоном.

Не измененная человеком первичная растительность сейчас уже, конечно, занимает меньшую часть всей площади зоны влажных хвойных лесов с буком и с вечнозеленым подлеском. На месте вырубленных участков буково-пихтового леса разрастается вечнозеленый подлесок, маскируя все неровности карстового рельефа и покрывая трудно проходимыми зарослями склоны глубоких карстовых долин конической формы и небольшие поляны. Чтобы пройти сквозь такой вторичный лес, с уцелевшими единичными высокими деревьями пихты и бука, но с пышно разросшимся подлеском из лавровишни, понтийского рододендрона, самшита и кавказской черники, еще совсем недавно приходилось прорубать себе дорогу на хребтах Квира и Мингарии топором. Далее лесные дороги были высечены во всех направлениях работниками лесного хозяйства, оголившие целые большие участки. Однако возобновление леса на известняковых хребтах Мингарии, Квира и Охачкуе происходило быстро, так как этому способствовал постоянно влажный горный климат с летними обильными дождями. В первую очередь восстанавливается здесь подлесочный ярус из понтийского рододендрона, кавказской черники, лавровишни, самшита, кавказской рябины и уже позже и намного труднее растут деревья бука, пихты и ели.

Аналогичную картину имеем на известняковом средневысотном хребте Накерала в Рачинском Кавказиони, где восстановление высокоствольного пихтово-буково-елового леса на карстовом рельефе происходит так же в условиях постоянно влажного горного климата, с летними обильными дождями. Здесь также как и на Квира и Мингарии характерна исключительно высокая интенсивность карстобразовательных процессов, приведшая к глубокому расчленению поверхности карстовыми долинами. Избыточное увлажнение предопределило столь же пышное развитие вечнозеленого подлеска под пологом пихтово-букового леса как на Мингарии. Однако, здесь не развита известняковая растительность как в Абхазском Кавказиони и весь уклад природы подчинен высокому увлажнению и ритму осадков.

Итак, тип ландшафта горных влажных лесов с карстом наблюдается помимо Мегрельского Кавказиони и в Рачинском Кавказиони на куэстовом средневысотном хребте Накерала. Но и здесь стоит немного углубиться в горы, как путешественник очутится в тылу передового хребта Накерала, - следовательно в полосе дождевой тени.

В такой ситуации расположен известняковый хребет Сацалине в Рачинском Кавказиони, возвышаясь над

худесной панорамой карстового поля Шаора, ныне занятое искусственным водохранилищем. На этом кузцовом хребте атмосферных осадков выпадает значительно меньше, нежели на наветренном хребте Накерала, от которого его разоблачает лишь Шаорское поле водохранилища. По обе стороны этого водохранилища интенсивность карстовых процессов протекает по-разному, поэтому и следствия выявлены в формах рельефа совершенно различно. Так, в то время, как вся поверхность хребта Накерала изрыта миллионом карстовых долин, расположение которых трудно подчинить закономерности, на Сацалике карстовый рельеф носит совершенно иной характер. Во-первых на Сацалике нет указанного изобилия карстовых мелких долин, во-вторых карстовые формы сосредоточены исключительно в наиболее высокой - в гребневой части, где на фоне вторичных субальпийских лугов они выявлены отчетливо, образуя обширные продолговатой формы ассиметричные ваннообразные углубления долины, закономерно расположенные этажами вдоль кузцовых гряд во всю длину гребня.

Итак, известняковые хребты Пачинского Кавкасиони - Сацалике и Накерала, хотя и расположены друг против друга, в расстоянии всего лишь десяти километров, между тем они резко отличаются в ландшафтном отношении. По характеру расчлененности известняковой поверхности - по исключительно высокой густоте и глубине изрытости поверхности карстовыми долинами, а также богатству лесного ландшафта вечнозеленым подлеском, Накерала можно отнести к тому же типу ландшафта, что и Мингария, Нвира и Охачкуе, т.е. к типу Мегрельского Кавкасиони.

Моноклиальный хребет Сацалике в этом отношении стоит как бы особняком и его аналог находится рядом с ним - в виде известнякового хребта Хихата, во Внутреннегорной области Гачинского Кавкасиони.

Расположенность средневысотных известняковых хребтов Охачкуе, Нвира, Мингарии, а также Накерала во Внешнегорной области Кавкасиони легко может объяснить причину выпадания большого количества атмосферных осадков. В условиях высокой влажности и неустойчивости воздушных масс у подножья указанных хребтов развиваются вертикальные токи, обуславливающие выпадение большого количества осадков вверх по их наветренным южным склонам. Однако, сколько выпадает осадков в горах, нам все же неизвестно, так как горных метеорологических станций здесь нет, за исключением курорта Лебарде.

Данные курорта Лебарде не могут возполнить всего пробела, так как эта станция хотя и расположена в верхнем поясе влажных пихтово-еловых лесов, однако, она лежит в дождевой тени, следовательно не вправе осветить климатические особенности наиболее увлажненной ландшафтной зоны Грузии. По этой же причине невозможно было вычислить высотный градиент для Внешнегорной области Мегрельского Кавкасиони.

Поэтому наши современные знания о горном климате Мегрельского Кавкасиони и, в частности, зоны карстового ландшафта влажных горных лесов в основном носят пока негативный характер, основополагаясь на данные предгорных станций, а также полевые ландшафтные наблюдения и, в частности, на характере растительного покрова.

С другой стороны, довольно густая метеорологическая сеть предгорий известняковых хребтов Кавкасиони позволяет производить обостованные обобщения.

Годовая сумма осадков на наветренных нижних склонах хотя довольно изменчива по отдельным годам, однако она чаще превышает 2200мм. Тем не менее объяснить наличие богатого вечнозеленого подлеска на известняках одной лишь суммой осадков недостаточно, так как еще важнее знать их распределение в году.

В высокогорно-карстовой зоне Абхазского Кавкасиони выпадает не меньшее количество атмосферных осадков, чем на передовых известняковых хребтах Мегрельского Кавкасиони. Между тем на известняковых высокогорных хребтах Абхазского Кавкасиони вечнозеленый подлесок если и представлен, то не в виде сплошных и труднопроходимых зарослей из "шкериани", заросли понтийского рододендрона, как это можно наблюдать в Мегрельском Кавкасиони. Причина заключается в том, что в Абхазии максимум осадков падает на зимние месяцы, - на период покоя растительности, тогда как в Мегрельском Кавкасиони напротив, рост и развитие растительности и, в частности, вечнозеленых кустарников протекает в период максимума осадков - летних обложных дождей.

Помимо летних дождей, имеющих муссонный характер, в карстовом ландшафте влажных лесов Мегрельского Кавказиони, много туманных часов летом, поэтому растения почти до полудня влажны от росы; необходимо принимать во внимание благотворное действие и этих скрытых осадков на растения, вместе с высокой относительной влажностью воздуха.

Климат горных влажных лесов с карстовым рельефом определяется довольно резко выраженным сезонным чередованием квазистационарных центров действия атмосферы. Однако здесь нет муссона, а есть лишь муссонная тенденция, ибо дистанция между барическим максимумом Кавказиони и барической ложбиной Черного моря зимой не настолько велика, чтобы мог возникнуть автономный режим давления и ветра, сравнимый с режимом азиатских муссонов. То же самое относится и к летнему сезону.

В течение всей зимы господствуют северные и северо-восточные ветры, так как с Внутреннегорной области Кавказиони оттекает северный и северо-восточный поток сухого, переохлажденного континентального воздуха. С ним связано наименьшее в году количество атмосферных осадков. Но в Мегрелии практически все же нет совершенно сухого периода.

Летом наоборот, когда над сушей давление резко снижается, и этой области пониженного давления с моря устремляются южные, западные и юго-западные ветры. Летний муссон в Мегрелии по силе и постоянству хотя и уступает зимнему, между тем он приносит с моря чрезвычайно влажный воздух, обуславливая максимум осадков и наибольшую облачность в году.

Сезонное обращение осадков во все годы носит муссоннообразный характер, а в некоторые годы эта тенденция бывает ярче выражена.

Анализируя данные станции Мухури по отдельным годам с наибольшей очевидностью ассиметрия в годовом ходе осадков выявилась в 1961 году, когда в предгорьях хребта Мангарии сумма зимних осадков составила всего 235 мм — 12% от годовой нормы, между тем как летний сезон характеризовался 799 мм — 41% от годовой нормы.

В 1953 году в Мухури в течение зимних месяцев выпало 280 мм — 19% от годовой нормы, а за лето более 960 мм осадков — 38%.

Исключительно дождливым был в Мухури 1939 год, в течение которого выпало 2952 мм осадков. Причем, летние осадки составили 36% от годового количества, т.е. 1068 мм, а зимние всего 17%, т.е. 493 мм. В течение июля в указанном году в Мухури выпало 514 мм. Сумма осадков указанного года в Джвари составила 2894 мм и здесь самым дождливым был также июль, в течение которого выпало 374 мм.

Ассиметрия в годовом ходе осадков выявилась также и в кривых 1963, 1951 и 1955 годов. Переход между относительно сухой зимой и дождливым летом отличается постепенностью. Но в иные годы инерция летнего муссона распространяется и на осенние месяцы, бывает и так, что сумма осенних осадков даже превосходит сумму летних; в подобных случаях отдельные месяцы осени создают исключительно высокие пики, как например, в 1966 году. В указанном году в течение сентября выпало в Мухури 421 мм осадков, а в 1951 году октябрь ознаменовался величиной 405 мм.

Редкое исключение составляет 1949 год, так как в годовом ходе осадков не наблюдается ассиметрии. Наоборот, сумма осадков указанного года распределилась совершенно поровну по сезонам.

Подобные перебои муссона характерны даже для типично муссонных стран и областей Азии, а тем более неудивительно нарушение муссонного хода осадков в горной Мегрелии, где выявлена лишь муссонная тенденция.

Данные имеющихся станций кроме того, что позволяют судить о муссонной тенденции климата предгорий Мегрельского Кавказиони, они разрешают также распространять установленные здесь закономерности на более высокие ландшафтные зоны. Тем более, что визуальные наблюдения нас убедили в том, что с высотой муссонная тенденция не угасает.

Летом, когда морской воздух постепенно поднимается над горными лесами, покрываемыми передовые известняковые хребты Мегрельского Кавказиони, соприкасаясь с горным переохлажденным воздухом, он разряжается дождем; так как этот процесс повторяется изо дня на день, в течение всего летнего сезона.

то дожди идут так упорно, что создают не малые трудности для сельской жизни.

Во Вешнегорной области Мегрельского Кавказии карст представлен во всей полноте, чему здесь способствовали и обильные атмосферные осадки и обложной характер летних муссонных дождей, а также мощность и минералогический состав карбонатных пород.

Главными каналами, по которым движется вода здесь, являются трещины, раздолье и, наконец, плоскости напластования карбонатных пород.

Поверхности куэстовых известняковых хребтов глубоко изъедены карстовыми долинами, иарти, карстовыми шахтами и колодцами. На хребте Охачкуе имеются карстовые поля, детально описанные нами с ландшафтной точки зрения в 1962г. .А в западной части известнякового хребта Мингария расположено поле Ципуриа, происшедшее путем выщелачивания растворимых рельефообразующих пород и карстовой суффозии. Несколько полей скульптировано на склонах известнякового плато Асхи.

Многочисленные карстовые долины, а также поля сохраняют до лета снег, определяя постоянное питание подземных рек, а глубинные карстовые колодцы и поноры на дне быстро поглощают дождевые и талые снеговые воды.

Поэтому неудивительно, что ландшафт горных влажных лесов с карстовым рельефом лишен постоянного поверхностного стока. Подземные реки буждаются под поверхностью, переуглубляют и расширяют вбок подземные галереи, производят подземный водообмен между соседними речными бассейнами, тем самым обуславливая перераспределение стока. Так, что не исключена возможность переустройства подземного стока и переход его в ближайшем будущем в наземный.

Во многих местах исследуемого типа ландшафта можно обнаружить оседание карстовой поверхности; в силу карстовой суффозии образовались некоторые поля, а обрушивание свода подземных галерей под карстовыми полями может выявить на дневную поверхность поток и даже целую подземную реку на дне извилистого каньона.

Карст определяет также режим и водность тех рек, которые обтекают почти со всех сторон известняковые хребты. Благодаря глубине этих долин и отвесным берегам их ущелий куэстовые известняковые хребты получили топографическую обособленность.

Вдоль высоких и крутых склонов выбиваются карстовые источники с устойчивым и неустойчивым дебитом; много здесь также и эпизодически действующих источников. Все они влияют на водность и режим рек, тальвеги которых расположены гипсометрически ниже распространения ландшафта горных влажных лесов.

Под влиянием подземного водообмена в ландшафте горных влажных лесов Мегрети происходит нарушение зонального распределения речного стока.

Воздействие карста на величину среднего годового стока с особой очевидностью выявлено на склонах хребта Охачкуе, -на притоках р.Большой Эрисцкали-Речки, Галхумли, а также на Плори. Под влиянием карста модули среднего годового стока являются значительно завышенными. Так, средний модуль стока р.Речки равен 124 л/сек км<sup>2</sup>, тогда как площадь ее бассейна составляет всего 42,6 км<sup>2</sup>. Еще разительней выглядят эти пропорции на примере маленькой карстовой речки Галхумли, площадь бассейна которой составляет всего лишь 2,3 км<sup>2</sup>, между тем модуль стока равен 113 л/сек км<sup>2</sup> Гигинейшвили, 1964 .

С другой стороны, в исследуемой зоне указанный автор обнаружил карстовые реки, с несоответственно низким средним модулем стока. Так, р.Плори, питающаяся так же карстовыми источниками и мощными вклюдями, выбивающимися из-под юго-восточных высоких склонов Охачкуе, характеризуется средним модулем стока всего в 53,4 л/сек км<sup>2</sup> с площади бассейна в 36,8 км<sup>2</sup>.

Указанную аэональность стока, очевидно, можно объяснить отрицательным подземным водообменом и следовательно уходом карстовых вод за пределы бассейна р.Плори.

Восточнее Охачкуе расположен куэстовый хребет Квира, который с запада огибается левым притоком р.Ингури- р.Магана.

С южных склонов куэстового хребта Квира берет начало р.Чанисцкали и ее правый приток р.Инцра. Истоки р.Инцры представляют мощные вклюдзы-водопады. Они выбиваются прямо из карстовой пещеры,

имеющей два входа. Во время летних обложных дождей вода, напирая сверху с большой стремительностью, выбрасывает поток воды одновременно из обоих входов пещеры.

Подходя к отвесному и широкому известняковому уступу, два потока сливаясь в один мощный каскад, низвергаются с почти вертикальной (наклон равен  $70^{\circ}$ ) скалы, образуя 26-метровый чудесный водопад. А у основания этого карниза расстилается маленькое и круглое карстовое озерце, с изумрудным зеркалом, точно таким как Гобулое озеро, что находится в долине р. Бзыби, на пути к озеру Рице.

Из озера Инцра образуется ручей, русло которой зажато меж отвесными и высокими известняковыми склонами, ущелье напоминает глубокую щель. Моноклиальный склон вкост прорезан р. Инцрой, русло которой совершенно не соответствует перуглубленному каньону. Все русло завалено огромными глыбами, поверхность которых покрыта мхом. Склоны каньона настолько круты и высоки, что путь к изумрудному озеру и к труднодоступным выше указанным карстовым включениям Инцры лежит через ручей, вода которого даже в августе не бывает теплее  $8^{\circ}$ .

Обозревая всю эту картину, создается впечатление о правильной форме рельефа, - о каньоне, созданном в результате обрушившегося свода подземной галереи.

Куэстовые хребты Квира и Охачкуе разобщены антицедетным участком долины Ингури, Ингури вкост прорезает карстовую зону между селениями Пураши и Джвари.

Ниже распространения известняковых пород, на участке Джвари-Дарчели констатировано резкое возрастание стока р. Ингури, а также повышенная естественная зарегулированность стока. Л. А. Владимиров предполагает, что р. Ингури перехватывает часть вод р. Чанисцкали и р. Хоби путем подземного водообмена Владимиров, 1963 .

Сток Ингури, по нашему мнению, на указанном антицедетном участке скорее всего возрастает за счет притока подземных вод из р. Длори и из р. Инцры.

Азональный фактор карста отражается на величинах и объемах стока всех рек, обтекающих со всех сторон куэстовые хребты. Под влиянием летних муссонных дождей, которые в свою очередь обуславливают дебит и продолжительность карстовых источников, волна весеннего половодья на реках растянута. И во-не весеннего половодья, вызванной таянием снеговых вод, добавляются летние, паводковые пики, не уступающие в иные годы подъему вод в реках, вызванных таянием снежного покрова.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Владимиров Л. А., 1959-О карстовых водах Грузии и влиянии их на режим стока рек. Тр. геогр. об-ва СССР, т. IV.
- Владимиров Л. А., 1963-О карстовых водах Мегрелии, Тр. геогр. об-ва СССР, т. VII.
- Гвоздецкий Н. А., 1965-Карст Кавказа в сопоставлении с карстом других горных областей СССР, Сообщ. АН СССР, XXXIX: 1.
- Гигинейшвили Г. Н., 1965-Средний многолетний сток малых рек Мегрелии и его внутригодовое распределение на груз. языке. Проблемы географии Грузии. Сборник, посвященный акад. АН СССР А. Н. Джавахишвили.
- Джавахишвили А. Н., 1947-Геоморфологические районы Грузинской ССР. Изд. АН СССР, Москва.
- Джанелидзе А. И., 1941-Геологический комплекс горы Асхи, Сообщения АН СССР, т. II, №1-2.
- Джанелидзе А. И., 1941-К вопросу о геологическом строении центральной части Мегрелии, Сообщ. АН СССР, т. II, №3.
- Кавришвили В. И., 1955-Ландшафтно-гидрологические зоны Грузинской ССР. Изд. АН СССР, Тбилиси.
- Кавришвили Н. В., 1962-Типология карстовых ландшафтов Абхазии на примере хребтов Бзыбского и Охачкуе /на груз. яз./, Тр. ин-та географии им. Вахушти АН СССР, т. XIX.
- Кавришвили Н. В., 1965-Абхазский тип высокогорно-карстового ландшафта и анализ карстообразовательных явлений этого типа. Пещеры Грузии, сб., Ш, посвященный Международному IV Спелеологическому Конгрессу в Югославии, изд. АН СССР.
- Кавришвили Н. В., 1968-Абхазский тип высокогорно-карстового ландшафта и анализ карстообразовательных явлений этого типа, Actes du IV<sup>e</sup> Congrès International de Spéléologie en Yougoslavie, Lyoubiana, т. III.
- Кипиани Ш. Я., 1959- Геоморфология карстовой платообразной возвышенности Асхи /на груз. яз./, Тр. Тбилисск. гос. ун-та, т. 72.
- Кипиани Ш. Я., 1963-В геоморфологии карстового ландшафта Нодорского хребта /на груз. яз./, Тр. геогр. об-ва СССР, т. V1.
- Кипиани Ш. Я. и Тинтилозов З. Н., 1961-В геоморфологии карстовых форм известнякового массива Охачкуе /на груз. яз./, Тр. ин-та геогр. АН СССР, т. XIX.

- Маруашвили Л.И., 1963-Геоморфологический очерк Магрелии /на груз.яз./,Тр.ин-та геогр.им.Вахушти АН ГССР т.ХІУ,
- Маруашвили Л.И., 1964-Геоморфология известнякового массива Мигариа на груз.яз. Тр ин-та геогр. им.Вахушти,т.ХХ,физико-геогр.серия,
- Сохадзе Е.В, 1968-Ботанико-географический очерк известняковых гор Западной Грузии,Изд."Мецниереба", Тбилиси,
- Хромов С.П., 1950-Муссон как географическая реальность,Известия ВГО,т.82,вып.3.
- Хромов С.П., 1957-Географическое распределение муссонов,Известия ВГО,89,вып.1,
- Pédelaborde P. 1958-Les Moussons, A. Colin,
- Pédelaborde P. et Delannay H, 1958-Recherches sur les types de temps et le mécanisme des pluies en Algérie.

АДРЕС:Тбилиси-15,ул,Зои Рухадзе,1  
Институт географии им.Вахушти АН  
ГССР  
Наваришвили Кетевана Виссарионовна



## Le principe de l'inversion de relief en région karstique

BERNARD GEZE ( Paris/ France )

### 1.- L'inversion de relief à l'échelle régionale

On sait que les calcaires compacts et fissurés, proprement karstiques, possèdent certaines propriétés morphologiques particulières, que l'on rencontre seulement par ailleurs avec des grès ou des laves également compacts et fissurés (ce qui leur donne quelques caractères hydrogéologiques analogues à ceux des calcaires).

À l'échelle de la grande région plus ou moins tabulaire, il s'agit de la genèse de plateaux limités par des falaises verticales, ou de surfaces structurales inclinées, limitées par des cuestas - En région plissée il s'agit d'unités rechaussées dans n'importe quelle position, mais dominant encore presque toujours celles qui correspondent à d'autres types de roches. Dans ces deux cas, les phénomènes d'inversion de relief sont fréquents ou même généraux: les eaux qui coulaient autrefois dans les vallées établies sur les calcaires se sont enfouies dans sa masse et n'ont plus travaillé qu'en profondeur; la surface calcaire est restée figée, tandis que les autres roches environnantes (granites, schistes, sables, argiles, etc.) ont été altérées et érodées au contraire presque exclusivement en surface; il en est résulté leur abaissement topographique, donc le phénomène d'inversion de relief par rapport au calcaire qui, à l'origine, pouvait se trouver en position basse par rapport à elles.

Cette notion s'oppose donc formellement à celle qui consiste à définir, par un calcul de dissolution du calcaire, la tranche rocheuse superficielle enlevée par millénaire. Nous avons pu démontrer, dans bien des cas, que les surfaces calcaires ont été à peine retouchées pendant des durées de l'ordre de millions, ou même de plusieurs dizaines de millions d'années. L'"exportation" du calcaire par dissolution serait donc dans de tels cas presque exclusivement interne. Il semble bien que la corrosion superficielle du calcaire ne puisse acquérir une intensité notable que dans les régions extrêmement humides, sous une couverture végétale dense et un sol assez épais. Cela se produit peut-être en zones froides, mais surtout dans les zones tropicales humides et équatoriales où le calcaire "fond" souvent plus vite que les roches voisines. Cependant, bien des facteurs entrent en jeu et cette remarque ne conduit qu'à une première approximation grossière. Sous toutes réserves, il nous semble actuellement que l'inversion de relief en région karstique est de règle pour un indice d'aridité inférieur à 40 ou 60, tandis qu'il n'y aurait pas inversion au-dessus. L'indice d'aridité, défini par De Martonne, est le rapport  $P/T + 10$  où P représente les précipitations moyennes annuelles en millimètres et T la température moyenne annuelle en degrés C.

### 2.- L'inversion de relief à l'échelle locale

À l'échelle locale, le phénomène de l'inversion peut être parfois extrêmement spectaculaire au sein même du calcaire et sa liaison avec le Karst profond apparaît alors clairement. Nous prendrons deux exemples typiques pour illustrer ce propos.

a) Le réseau souterrain de l'aven d'Orgnac (Ardèche), découvert par R. de Joly et J. Trébuchen, est creusé dans les calcaires urgoniens (Crétacé inférieur) au SE du Massif Central français, entre les gorges de l'Ardèche et de la Cèze (affluents du Rhône). Si l'on reporte sur la carte topographique les 3.850 m de galeries actuellement topographiées, on constate le fait, à première vue surprenant, que ce réseau se dispose exactement sous la ligne de crête principale N-E séparant les bassins de l'Ardèche et de la Cèze, puis sous une crête secondaire entre deux vallées sèches de direction N-S (Fig 1 et 3a). La plupart des autres cavités connues dans cette région occupent des positions analogues: aven Colombier et aven de la Forestière sur la première crête, Baume de Ronze et aven des fouilles préhistoriques sur une crête secondaire à l'W de celle d'Orgnac, aven du Rat sur une autre dans l'E.

Il paraît hors de doute que le premier drainage superficiel, antérieur au creusement des ravins actuels, était établi précisément partout où se trouvent actuellement des hauteurs. Le soutirage de ces cours d'eau, par des drains karstiques qui se sont élargis en profondeur exactement sous eux a empêché alors toute poursuite d'érosion superficielle dans ces parties largement fissurées. Divers arguments géologiques, que nous ne pouvons détailler ici, nous incitent à croire que ces deux premières phases pourraient avoir débuté à l'Eocène supérieur et s'être surtout poursuivies au Miocène. Ensuite, vers le Plio Quaternaire, se sont creusés des petits ravins superficiels dans l'intervalle des zones bien drainées vers la profondeur (phase d'inversion de relief). Plus récemment encore, des reprises d'érosion superficielle n'ont été sensibles dans les ravins que dans leur partie aval, tandis que se produisait un nouvel approfondissement des drains karstiques et l'assèchement généralisé de la surface.

b) Le réseau souterrain de Mammoth Cave (Kentucky) est l'un des plus importants du monde (72 km topographiés sur environ 80 km explorés) et le plus célèbre des U.S.A. Il est creusé dans une tranche de calcaire dinantien épais d'une centaine de mètres et recouvert par une formation gréseuse (Big Clifty Sandstone) appartenant aussi au Carbonifère qui est pratiquement horizontal dans la région considérée. Nous devons à J.F. Quinlan (1968) la première carte précise du réseau reporté sur un bon fond topographique. Elle montre admirablement que la totalité des galeries se localise sous la crête nommée "Mammoth Cave Ridge", allongée du SE vers le NW entre de profondes vallées sèches, elles-mêmes décomposées en chapelets de dolines. L'alignement Houchins

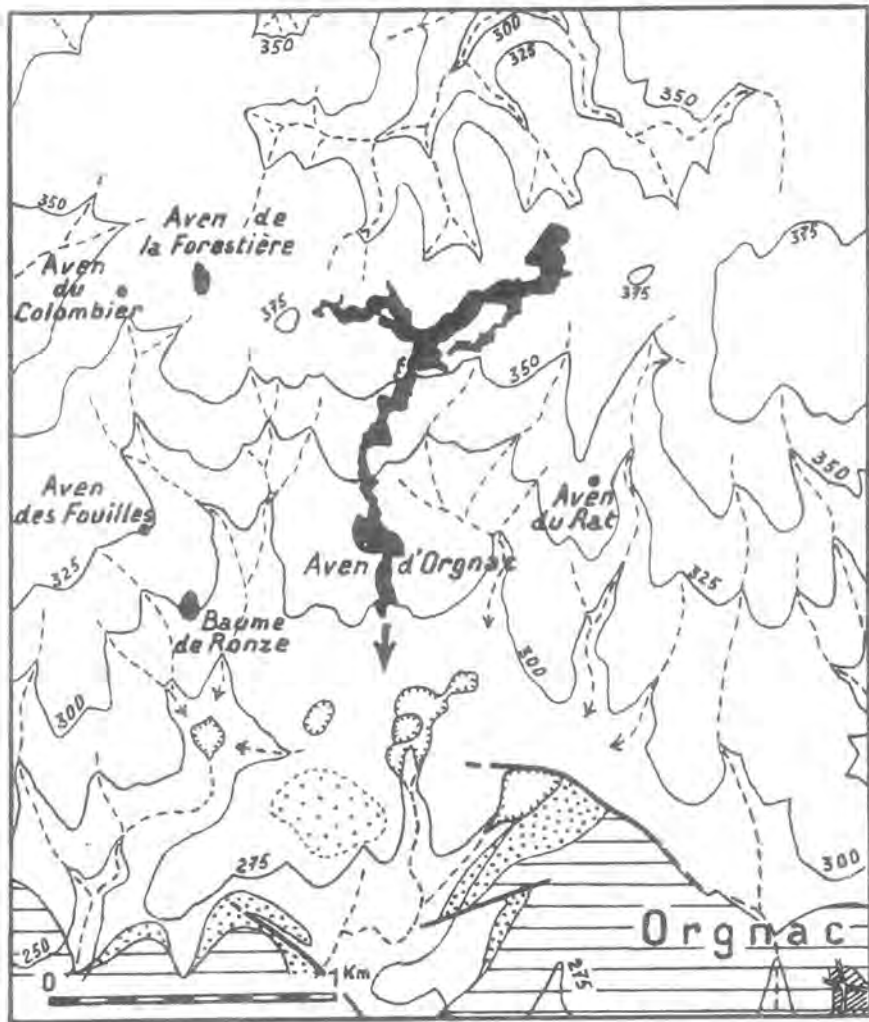


Abb. 1: Le réseau de l'aven d'Orgnac et son cadre géographique.

Equidistance des courbes de niveau: 25 mètres. Vallées sèches en traits discontinus. En blanc: calcaires urgoniens; en pointillé: sables et argiles continentaux éocènes (?) - le pointillé lâche, à contour peu défini, correspond à cette formation sous forme résiduelle empâtant irrégulièrement l'Urgonien, en tireté: calcaires lacustres oligocènes.

Plan de l'aven d'Orgnac d'après J. Trébuchon (1967), géologie d'après levés originaux de B.Gèze (1968).

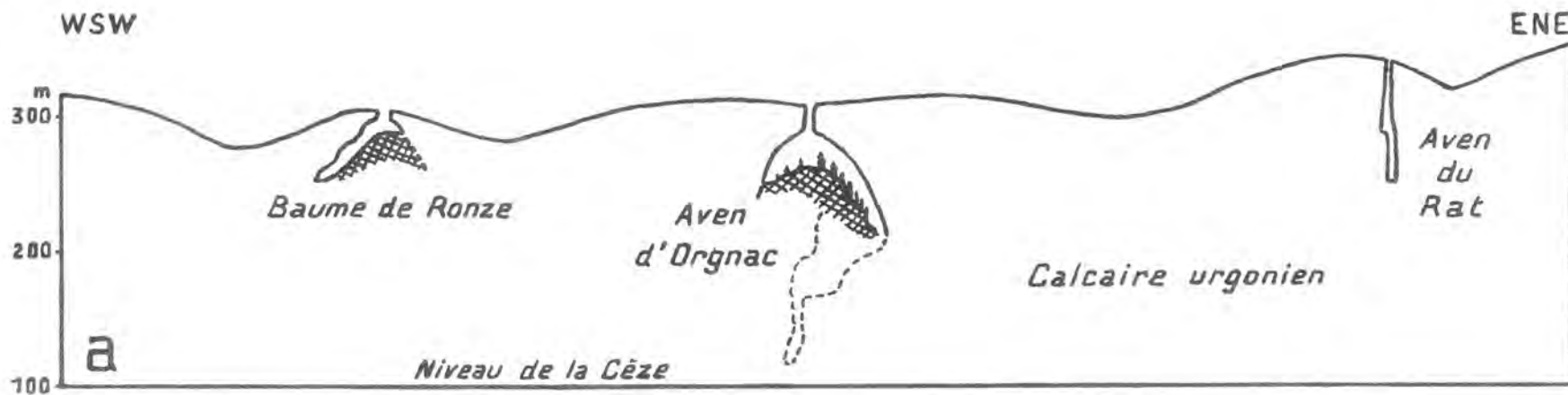


Abb. 2: Le réseau de Mammoth Cave et son cadre géographique.

Equidistance des courbes de niveau: 25 mètres.

En blanc: calcaires carbonifères, en pointillé: plateaux gréseux (Big Clifty Sandstone). Dans le NE, partie méridionale du réseau de Flint Ridge Cave. Figure réalisée d'après la carte de J.F.Quinlan (1968).

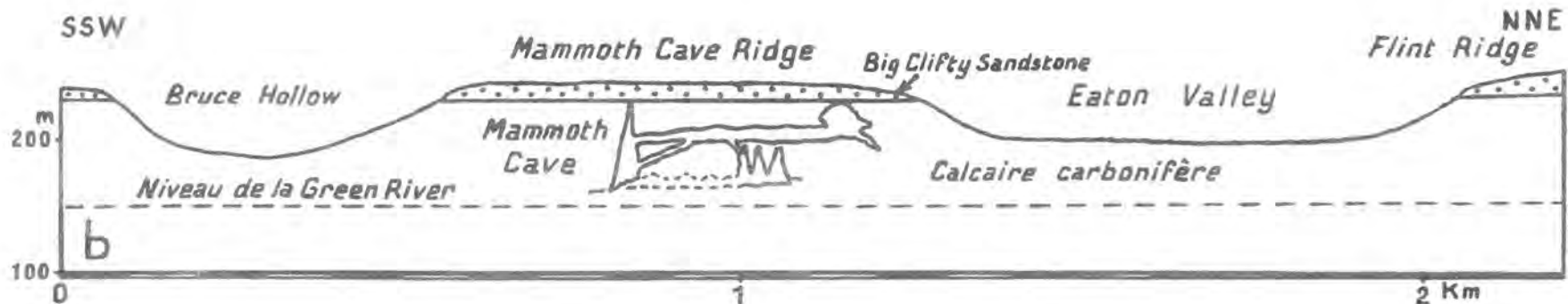


Abb. 3: Coupes transversales des régions de l'aven d'Orgnac et de Mammoth Cave.

Les deux coupes sont aux mêmes échelles. Echelle des hauteurs double de celle des longueurs.

Valley - Eaton Valley sépare franchement du réseau de Flint Ridge Cave (110 km) qui s'étend d'une façon analogue sous une zone haute dans le NE (fig. 2 et 3b).

Ici encore, il semble évident que Mammoth Cave représente le drainage souterrain d'un ancien cours d'eau superficiel tributaire de la Green River vers le NW, tandis que Flint Ridge Cave correspond au drainage de plusieurs talwegs qui rejoignaient la Green River dans le NE. Lorsque la circulation souterraine est devenue exclusive dans ces deux zones largement perméables, l'évolution hydrique superficielle n'a pu se poursuivre qu'en dehors d'elles, dans les intervalles non karstifiés, d'où le creusement des vallées qui ont entraîné l'inversion de relief. Comme à Orignac, la région est aujourd'hui entièrement asséchée en surface, par suite de la diminution de la pluviosité et, sans doute aussi, en conséquence de la disparition des phénomènes périglaciaires du Quaternaire qui garantissaient un minimum de circulation superficielle même dans les régions de calcaires fissurés.

### 3.- Conclusions générales

- 1) L'ensemble d'une région karstique est généralement mis en relief par érosion superficielle des contrées environnantes non karstiques, tandis que, pour elle, c'est l'érosion souterraine qui prédomine. Cette règle d'inversion du relief général paraît d'autant plus exacte que l'on se trouve en région de tendance aride; son application semble plus limitée avec la croissance des précipitations et elle devient fautive en région extrêmement humide.
- 2) Au sein même d'une région karstique, l'évolution hydrographique paraît se réaliser avec les étapes suivantes:
  - a) Vallée primitive suivie par un cours d'eau superficiel.
  - b) Transformation en vallée sèche par enfouissement du cours d'eau en sous-écoulement.
  - c) Etablissement de vallées secondaires latérales par rapport à la vallée primitive et au drainage souterrain qui limite l'érosion superficielle par enfouissement facile des eaux au dessus de lui (phase d'inversion de relief local).
  - d) Assèchement général de la surface par renforcement des drains initiaux qui étendent leur rayon d'action ou par développement de nouveaux drains sous les vallées secondaires.

Suivant les conditions de durée de ces phénomènes et les conditions climatiques régnant ou ayant régné dans la région considérée, on pourra se trouver actuellement à l'une ou l'autre de ces étapes. En fonction des variations lithologiques, tectoniques, du pourcentage d'apport d'eaux allochtones, etc., on pourra d'ailleurs observer dans une même région des évolutions différentes suivant les points.

## Grundsätze der typologischen Gliederung des Karstes der slowakischen Karpaten

E. MAZUR - J. JAKAL (Bratislava / CSSR)

Mit dem Aufkommen der sogenannten Klimageomorphologie ist diese Richtung auch in die Morphologie des Karstes eingedrungen. Bei der Klassifikation des Karstes ist begonnen worden, auch das Klimamoment bei der Entwicklung des Karstes in Betracht zu ziehen und auch gewisse Gruppierungen von Formen, die typisch für die jeweilige Klimazone ist, zu verfolgen (3, 8). Die klassische Cvijic-Klassifikation, die den Einfluss des Klimas ausser Betracht lässt, erweist sich immer mehr als nicht entsprechend. Der Ausgangspunkt zur Gliederung des Karstes in dieser Klassifikation war die Verbreitung des Karstphänomens, das eine Wiedergabe der lithologischen Eigenschaften des Liegenden ist. Die Verbreitung der Karstformen im Karstgebiet müssen wir auch heute als das Hauptkriterium annehmen, auch wenn wir es nicht als eine Wiedergabe der lithologischen Eigenschaften des Liegenden auffassen, sondern einer Reihe physisch-geographischer Elemente.

Es wird nicht unsere Aufgabe sein, sich mit den Fragen der klimatischen Klassifikation des Karstes zu befassen, wo es noch sehr viele offene Fragen gibt, hauptsächlich mit Bezug auf die Charakterisierung des Karstphänomens und die Zusammenstellung der Entwicklungsreihen der Formen für einzelne Klimazonen. Schliesslich weisen auch im Rahmen der Klimazonen, die wir bei der typologischen Gliederung als Einheiten ersten Ranges bezeichnen könnten, verschiedene Einflüsse des Klimas auf den Prozess der Verkarstung in Abhängigkeit von der Lage des Karstgebietes gegenüber dem Ozean ein. Einen abweichenden Verlauf des Prozesses muss man bei den Küstengebieten gegenüber den Binnenländern annehmen. Hier dürfte uns als Beispiel in der europäischen Zone des gemässigten Klimas das mediterrane Karstgebiet und das mitteleuropäische Karstgebiet dienen. Diese Gebiete könnte man als Einheiten zweiten Ranges bezeichnen. Dagegen können wir nicht die Zonalität des Klimas und ihren Einfluss auf die Verkarstung nur in horizontaler Richtung in Betracht ziehen, sondern es kommt dazu auch die vertikale Komponente, die sich in sehr ausgeprägten klimatischen Änderungen äussert, namentlich unter der oberen Waldgrenze, über welcher der Hochgebirgskarst in Erscheinung tritt. Auch diese Problematik wird aber nicht der Gegenstand unserer Studie sein. Eher möchten wir auf die Problematik der Gliederung der Klimazonen und Unterzonen vom Gesichtspunkt der Differenziation der Karstgebiete hinweisen, die von morphostrukturellen und anderen nichtzonalen Elementen bedingt ist, daher nicht vom Klima.

Dazu führt uns die unterschiedliche morphologische Gestaltung der Karstgebiete, die Vertretung und Gruppierung der Karstformen in einem und demselben Klimagebiet. Die klimatischen Einflüsse treten hier in den Hintergrund, weil im Rahmen dieser Gebiete sind nicht so grosse Unterschiede, die im Relief ihre Wiedergabe finden könnten.

auftraten

Betrachten wir konkret das Westkarpatengebiet, das den Gegenstand unserer Studie bildet. Vom klimatischen Gesichtspunkt aus betrachtet gehört es zur gemässigten Klimazone und in ihrem Rahmen zum mitteleuropäischen Karstgebiet. Den Karst der Westkarpaten (Západné Karpaty) kann man im Vergleich mit manchen anderen mitteleuropäischen Gebirgsgebieten als eine besondere Einheit betrachten. Die abweichende Entwicklung der Variskischen Gebirge gegenüber der des Alpen- und des Karpatengebirges fand im Relief ihre Wiedergabe. Die nicht ganz gleiche Entwicklung der Alpen und Karpaten äussert sich nicht nur in der allgemein grösseren vertikalen Differenziation der Karstgebiete der Alpen gegenüber denen der Karpaten, sondern auch durch das grössere Flächenausmass der karbonatischen Gesteine in den Alpen. Aus diesen Gründen erscheint uns der Karst der Westkarpaten typologisch ziemlich eigenartig. Die Hauptgebirgszüge einzelner Klimazonen würden als Einheiten niedrigeren taxonomischen Niveaus, d. i. in unserem Fall als Einheiten dritten Ranges erscheinen, z. B. Alpen, Karpaten u. ä. Gewiss wird zur Lösung dieser Frage eine Vergleichsstudie notwendig sein.

Bei der eigentlichen Gliederung des Karstes im Gebiet der Westkarpaten dient uns als Ausgangspunkt der Umstand, dass es hier mehrere Karsttypen gibt. Bei der Gliederung würden wir mit dem klimatischen Kriterium nicht auskommen und wir müssen weitere Kriterien erwägen und eine Hierarchie nach ihrer Wichtigkeit zusammenstellen. Die Verbreitung der Oberflächen- und unterirdischen Karstformen muss uns als eines der Hauptkriterien dienen. Im Karstareal müssen wir die Verbreitung einzelner Arten der Karstformen verfolgen, die Gruppierung und der Reichtum des Vorkommens, die Fülle und Stufe der Entwicklung. In der zweiten Reihe verfolgen wir die Bedingungen, die die Voraussetzung zur Entwicklung des Karstphänomens sind, und die die Stufe seiner Entwicklung bestimmen.

Das Gestein ist eine unentbehrliche und selbstverständliche Voraussetzung der Bildung des Karstes. Die Reinheit des Gesteins und Mächtigkeit des verkarstenden Komplexes betont und beschleunigt den Verkarstungsprozess. Die Eigenschaften der Gesteine finden im Relief ihre Wiedergabe.

Im Gebiet der Westkarpaten muss man einen weiteren entscheidenden Faktor, der die Entwicklung des Karstes beeinflusst und bis jetzt unbeachtet blieb, in Betracht ziehen. Es ist die Rolle des Reliefs, seine morphostrukturellen Eigenschaften, die morphologische und tektonische Entwicklung des Karstgebietes als eine Gesamtheit und seine Position zum Nichtkarstgebiet. Diese Elemente spielen eine grosse Rolle beim Entstehen der Makroformen des Reliefs zur Bildung des initialen Reliefs für den Beginn der Verkarstung. Solche groben Züge des Reliefs haben einen starken Einfluss, sie geben die Richtung an zur Entwicklung des Karstphänomens.

Die Rolle der Böden und der Vegetation muss vom Gesichtspunkt der paläogeographischen Entwicklung des Karstgebietes betrachtet werden. Ihre Rolle beim Verkarstungsprozess hat sich mit den Änderungen des Klimas auch geändert. Die nachpleistozänen klimatischen Bedingungen (abgesehen von den Hochgebirgsgebieten) sind in den Karpaten nicht so unterschiedlich, dass sie sich am Relief äusserten. Zur Bestimmung einzelner Subtypen des Karstes in den Westkarpaten erachten wir folgende Hauptkriterien als wichtig:

1. die Vertretung und den Stand der Entwicklung der Oberflächenkarstformen,
2. die Vertretung und den Stand der Entwicklung der unterirdischen Karstformen,
3. den strukturell-lithologischen Charakter des Karstgebietes,
4. den morphologischen Charakter der Landschaft,
5. den Charakter der Karsthydrographie und der Hydrographie der Nachbarlandschaften,
6. das Klima des Karstgebietes,
7. die Ausdehnung des Karstgebietes.

Zum besseren Verständnis der typologischen Gliederung des Karstes der Westkarpaten erachten wir es für notwendig, einzelne Elemente und ihre zeitlich-räumlichen Beziehungen kurz darzustellen. Wir gedenken nicht, uns ausführlich mit der Rolle dieser Elemente zu befassen bei der Verkarstung im allgemeinen, sondern wir wollen sie am Gebiet der Westkarpaten konkretisieren.

#### Die geologischen Bedingungen der Karstentwicklung.

Die grosse Ausdehnung des Karstes in den Westkarpaten ist durch die reiche Verbreitung karbonatischer Gesteine vorausbestimmt. Als Prioritätseinheit zur Karstbildung erscheinen die inneren Karpaten, deren Hauptelemente ausser Kristallinikum und Paläozoikum auch mächtige mesozoische Karbonatschichtenfolgen sind. Die Karbonatgesteine bilden einen schmalen Streifen der Klippenzone. Die räumliche Verteilung der Kalksteine und Dolomite des Mesozoikums ist durch die tektonischen Verhältnisse bestimmt, die das Ergebnis mehrerer orogener Phasen der alpinen Faltung sind. Von Norden nach Süden kann man diese tektonischen Einheiten verfolgen: Tatriden, Ultratatriden, Veporiden, Ultraveporiden und Gemeriden (1).

Jede von diesen Einheiten besteht aus Kristallinikum und sedimentärer Hülle, die im Grunde aus Karbonatgesteinen besteht. Bei manchen Einheiten ist die sedimentäre Hülle autochton (Tatriden, Veporiden), bei anderen tektonischen Einheiten hat sie sich abgelöst und nach Norden überschoben in der Form von Deckengebilden. Der Deckenbau ist in der nördlichen Gruppe der Kerngebirge sehr ausdrucksvoll, hauptsächlich in den Nizke Tatry. Eine besondere Position hat die Gemeridenzone des Slovenské Rudohorie, wo im Hangenden des kristallinen Kerns der Gemeriden nur das Mesozoikum der Gemeriden mit unausgeprägter Deckenbildung hervortritt.

Die ursprünglichen Geostrukturen haben keinen grossen Einfluss auf die Entwicklung des Karstes. Die neuere tektonische Entwicklung und die Erosions-Denudationsprozesse führten nämlich zur Destruktion der ursprünglichen Deckenstrukturen und gerade diese Tatsache spielte eine entscheidende Rolle bei der differenzierten Entwicklung des Karstes. Der Einfluss der Deckenstruktur kommt bei der Karstentwicklung vorwiegend durch die lithologische Differenziation zur Geltung.

Für die Verkarstung sind die karbonatischen Triasgesteine am günstigsten, die am häufigsten vorkommen. Sehr reine Wettersteinkalke sind der Hauptbestandteil hauptsächlich in den Gemeriden. Am häufigsten sind sie massiv oder grob bankartig und stellenweise bilden sie einen Komplex von bis zu 1 200 m Mächtigkeit. In den subtrischen Decken sind sie seltener vertreten. Hier überwiegen Gutensteiner Kalke mit einer Mächtigkeit von 200 bis 250 m, stellenweise wechseln sie jedoch mit Dolomitlagen. Am häufigsten kommen sie in der Krizná-Decke vor. Auf die Gutensteiner Kalke stossen wir auch in den Gemeriden, wo sie unmittelbar auf das undurchlässige Werfen-Liegende aufliegen. Dolomite sind sowohl in den Decken, als auch in der Gemeridenzone vertreten. Die subtrischen Deckengebilde bestehen ziemlich weitgehend aus Unter- und Mittelkreide (Mergelkalke, Kalpionellen und organogene sowie sandige Kalke). In diesen ist das Karstphänomen sehr schwach entwickelt.

#### Das Relief und seine Wiedergabe in der Differenziation des Karstphänomens

Das Relief der Westkarpaten kann man für eines der Grundelemente annehmen, das die differenzierte Entwicklung des Karstes bedingt. Die Buntheit des Reliefs erscheint so in der vertikalen Gliederung, in der Neigung des Gebietes in der Disektion, im Alter, in der Genese oder der Entwicklungsdynamik. Die Tatsache, dass sich die Karstgebiete an verschiedene physiognomisch-genetische Reliefstypen binden, bedeutet daher eine räumlich ziemlich differenzierte Entwicklung des Karstphänomens. Eine grosse Rolle spielt auch die Position des Karstgebietes zum karstfreien Gebiet, was sich bei der Entwicklung hauptsächlich durch die Hydrographie widerspiegelt. Vom Gesichtspunkt der tektonischen Entwicklung kann man die entscheidende Rolle bei der Entwicklung des Karstes den jüngeren tektonischen Zeitaltern zuschreiben, die im Neogen verliefen. In diesem Zeitraum waren die Westkarpaten bereits im Bereich der subaerischen Destruktion und legten die Grundrisse des heutigen Reliefs nieder. Die geomorphologische Entwicklung verlief im Neogen etappenweise. Die Senkung und Ebnung der Gebirgszüge wurde von mehreren Phasen tektonischer Bewegungen mit überwiegend vertikaler gegenüber der tangentialen Komponente unterbrochen. Auf diese Weise entstand ein unregelmässiges Mosaik hoch emporgehobener, individualisierter Gebirgsschollen und zwischen sie versunkene Becken (10). Die subaerische Destruktion und hauptsächlich die unregelmässigen tektonischen Bewegungen zersetzten so die ursprünglich zusammenhängenden Deckenzonen und in ihrem Rahmen auch die karbonatischen Komplexe in verschieden grosse, voneinander isolierte, vertikal und winkelig ziemlich differenzierte Flächen nach der Zugehörigkeit zu einzelnen orographischen Komplexen.

Die vorneogenen Komplexe in den subkarpatischen Becken sind tief gesunken und sind von einer neogenen und quartären mächtigen Hülle verdeckt. In den intermontanen Becken sind die vorneogenen Formationen ebenfalls gesunken und sind von neogenen und quartären Sedimenten verdeckt. Stellenweise treten jedoch nicht sehr grosse Enklaven karbonatischer Gesteine auf mit teilweise entwickeltem Karst, oder der Karst entwickelt sich unter diesem Schutz.

Grosse Differenziation der Karstgebiete können wir in der Abhängigkeit vom morphostrukturellen Eigenschaften des Gebietes beobachten.

Eine der typischsten Gebirgsstrukturen sind die Kailhorste mit kristallinem, infolge einseitiger Hebung asymmetrisch gelagertem Kern, aus welchem Grunde die karbonatischen Komplexe in der Form geneigter Strukturen nur auf der einen Seite der Gebirgszüge auftreten (Tatry, Nízke Tatry, Malá Fatra).

Ein anderer Strukturtyp, der im Gipfel des Strázske entwickelt ist, ist die appalachische Struktur. Sie wird von gewellten mesozoischen Komplexen ohne kristallinen Kern dargestellt, oder es tritt der Kern exzentrisch auf. Ein andermal treten mesozoische Komplexe in der Form von Horsten ohne kristallinen Kern auf (nördlicher Teil des Gebirges Malá Karpaty) (Kleinkarpaten, Chocské vrchy), oder als Schollen, erhalten in der Form nicht grosser Ebenen im Hangenden des Kerns (Ziar).

Ein besonderer Strukturtyp in den inneren Westkarpaten ist die Erzgebirgsstruktur. Sie ist für die Karstentwicklung am günstigsten. Die mesozoischen Komplexe, in Details zwar mit komplizierter Faltenstruktur, kommen im Grunde in horizontaler bis subhorizontaler Lage im Liegenden der Nichtkarstgesteine vor. Darüber hinaus repräsentieren sie verhältnismässig gut erhaltene neogene Ebenen in ziemlich grossem Ausmass (Slovenský kras, Muranská planina, Slovenský raj).

Eine weniger geeignete Struktur zur Entwicklung des Karstes ist die Klippenzone, wo die Karstgesteine in der Form isolierter, morphologisch stark exponierter Härtlinge auftreten.

Wenn wir die morphologischen Bedingungen der Westkarpaten summieren, kommen wir zum Ergebnis, dass sie zum Grossteil zur vollen Entwicklung des Karstes nicht *sehr* günstig sind, vor allem infolge tektonisch-erosiver Destruktion ursprünglich zusammenhängender mesozoischer Deckenfalten- bis zu mosaikartiger Bruchfaltenstruktur, wodurch die Karstgesteine in extrem exponierte Positionen geraten sind und oft auch unter dem Einfluss nichtkarstiger morphologischer Prozesse. Extreme Neigungen, Gliederungen des Reliefs und Einfluss morphologischer Prozesse der benachbarten nicht verkarsteten Gebiet ermöglichte deshalb auch in Gebieten mit geeigneten lithologischen Eigenschaften des Liegenden nur unvollständige, einseitige Entwicklung des Karstphänomens, z.B. des unterirdischen Karstes, anderswo mancher Formen des Oberflächenkarstes u.ä. Als für das Entstehen des typischen Oberflächen- und unterirdischen Karstes am geeignetesten erwiesen sich die Gebiete neogener verebneter Hochebenen des Slovenské Rudohorie und stellenweise auch Hochebenen der Horstgebirge.

### Das Klima

Vom klimatischen Gesichtspunkt aus betrachtet gehört der Karst der Westkarpaten grösstenteils zur gemässigten Zone des mitteleuropäischen Klimagebietes. Die klimatischen Bedingungen sind für die Entwicklung rezenter Karstformen verhältnismässig günstig. Die Karstgebiete befinden sich in den Klimazonen Dfb und Dfc (nach Köppens Klassifikation). Auf einzelnen Gebieten fällt stellenweise 700, anderswo 1 000 mm Niederschlag im Jahr bei Jahresdurchschnittstemperaturen von 6 - 8°C. Die Niederschläge sind verhältnismässig gleichmässig auf das ganze Jahr verteilt. Ausdrucksvollere klimatische Änderungen äussern sich nur in vertikaler Richtung im Gebiet über der oberen Waldgrenze (ungefähr über 1 400 m ü.M.), die zur Klimazone ETG gehören. Die Durchschnittstemperaturen erreichen hier den Wert von 0 - 2°C und die Niederschläge stellenweise bis zu 1 800 mm.

### Verwitterungsdecke

In den Westkarpaten sind die Karstgebiete meistens freigelegt, stellenweise bis auf das felsige Liegende, oder sind sie in verschiedenem Masse bedeckt mit erhalten gebliebener Bodendecke, vorwiegend des Renzinatyps (11). Im Gebiet **des Erzgebirges** sind an den Hochebenen Roterdenreste erhalten geblieben (16). Die tektonisch gesunkenen Karstgebiete haben die Karstoberfläche mit neogenen Sedimenten und oft auch mit quartären Schotterdecken bedeckt.

### Vegetationsdecke

Die Vegetationsdecke ist in der Mehrzahl der Karstgebiete abgeändert und stellenweise durch antropogene Tätigkeit entfernt. Hauptsächlich sind die Hochebenen des Karstes entwaldet und in Weiden und Wiesen mit Sträuchergewächs verwandelt mit trocken- und wärmeliebender Unterholzvegetation. Die übrigen Karstgebiete sind meistens bewaldet, in höheren Lagen mit Nadelwald, in tieferen Lagen mit Laubwald (Eichen - Buchen). In Hochgebirgskarstgebieten treten Knieholz und subalpine Wiesen auf.

In Abhängigkeit vom sehr differenziertem Charakter der physisch-geographischen Elemente und ihrer Beziehungen im Karpatengebiet entwickelte sich das Karstphänomen sehr verschieden. Den mitteleuropäischen Karst der Westkarpaten kann man in drei typologisch verschiedene Gruppen gliedern, die sich weiter in Subtypen untergliedern.

#### 1. Mitteleuropäischer Karst

1.1. Plateaukarst. Dieser Typ ist in den Westkarpaten der charakteristischste und gebietsmässig nimmt er die grössten Flächen ein. Er bindet sich nur an einen Morphostrukturenkarsttyp, an den alten semimassiven Block des Slovenské Rudohorie. Bedeutende Mächtigkeit, Ausdehnung und Reinheit der Karstgesteine (vorwiegend Mitteltriskalke, weniger Dolomite) als auch ihre mässig depressive Lagerung aus undurchlässigem Liegendem und verhältnismässig flachem initialem Relief erscheinen als geeignete Bedingungen zur Karstbildung. In diesem Typ ist das ganze Reichthum des Karstphänomens entwickelt, der typisch für die gemässigte Klimazone ist. Es sind hier vertreten: Karren, Dolinen, Uvalas, Blindtäler und Halblindtäler, Trockentäler, Karstbecken (Poljen im Karst), ausgedehnte Höhlensystem (z.B. Domica - Barazdalás 21 km), Schlundlöcher (Ponore), Karstquellen und Fluviokarstformen von Kanons. Den Hochebenenkarst repräsentieren hier drei Gebiete: Slovenský kras, Muránsky kras und Slovenský raj.



1.2. Gegliedert Karst. Dieser Typ bindet sich an Gebirgsnorste, freie Falten, beziehungsweise an Gräben und Becken des Tatra-Fatragebietes der Westkarpaten. Es handelt sich um Karstgebiete, verglichen mit dem vorangehenden Typ mit weniger günstigen Bedingungen zur Entwicklung des Karstes. Dies wird von kleineren Mächtigkeiten und oft verunreinigten Karstgesteinen bedingt, stellenweise mit vorherrschenden Dolomiten. Ungünstig ist auch die Lage. Aus diesem Grund sind in verschiedenen Typen auch nur manche Karstformen vertreten.

1.2.1. Karst monokliner Bergrücken. Dieser Untertyp bindet sich an asymmetrisch situierte Karbonatgesteine in den sogenannten Kerngebirgen in der Form monokliner Strukturen, oder als selbstständige monokline Strukturen ohne Kern auftretend. Infolge der Tätigkeit allogener Flüsse und exponierter morphologischer Position sind die Karstkomplexe von tiefen Tälern in langgezogene Bergrücken zergliedert. Eine solche Oberfläche ist für die Bildung von Karstoberflächenformen nicht günstig und es sind hier nur einzelne Karren und Dolinen vertreten. Von den Oberflächenformen sind typisch auch Kanons als Fluvialkarstformen. Reich entwickelt ist dagegen der unterirdische Karst. In ähnlichen Strukturen, die aus Dolomiten gebaut sind, hat sich der Karst schwächer entwickelt, und sehr schwach in solchen, die aus verunreinigten Kreidekalken gebildet sind. Klassisch entwickelt ist dieser Typ in Nízke Tatry, Belanské Tatry, Velká Fatra, Malá Fatra, Malé Karpaty.

1.2.2. Karst der Horste und kombinierten Falten-Bruchstrukturen. Dieser Untertyp bindet sich an Karstgesteine, die in verschiedenen Positionen an Gebirgshorsten oder in Falten-Bruchstrukturen erhalten sind. In diesem Subtyp können wir in kleinen Entfernungen verschiedene Varietäten der Entwicklung des Karstphänomens verfolgen. An der einen Seite sind sogar kleine Plateaus mit gut entwickeltem Oberflächenkarst entwickelt auch in unterirdischen Räumen, andererseits wieder ein Typ, ähnlich dem vorangehenden. Die Oberfläche ist der Regel nach intensiv zergliedert. Ein solches Relief ist im Gebirge Strážske vrchy zu finden mit erhaltenen Plateaus im Gebiet der Ortschaften Slatinka und Mojtin. Grössere Inselchen dieses Typs finden wir in tektonisch gehobenen Schollen, wie Ziar und ein Teil der Malé Karpaty. Kleine Plateaus und entwickelter Karst binden sich an reine Kalksteine, weniger an Dolomite und Kreidekalke, wo vorwiegend Fluvialkarst entwickelt ist.

1.2.3. Karst der Becken. Er bindet sich an tektonisch gesunkene Komplexe von Karbonatgesteinen, die meistens in den intermontanen Becken in Depressionspositionen vorkommen. Stellenweise tritt der Karst zur Oberfläche empor, des öfteren ist er jedoch von neogenen und quartären Sedimenten bedeckt. Stellenweise kommt auch exhumierter Karst vor. Ein solches Karstgebiet befindet sich im Karst von Vazec, Horehronské Podolie, im Becken von Zvolen usw.

1.2.4. Karst isolierter Klippenstrukturen. Er bindet sich an kleine Inselchen von Karbonatgesteinen, die in der Form von Härtlingen der Klippenzone auftreten. Sie sind meistens aus stark gefalteten Jurakalken gebildet. Das kleine Flächenausmass, die extreme morphologische Position ermöglichen die volle Entfaltung des Karstphänomens nicht. Klein ist das Vorkommen von Karren und noch seltener der Dolinen. Öfter kommen kleine Höhlen (Abriss) vor. Allogene Flüsse durchqueren sie in Engen.

2. Hochgebirgskarst. Vom Gesichtspunkt der klimatischen Verhältnisse stellt er einen besonderen Typ vor. Dank günstiger klimatischer Verhältnisse ist hier ein intensiv entwickeltes Karstphänomen mit einer reichen Formenskala entwickelt. Klassisch entwickelt sind hauptsächlich verschiedene Typen von Karren, weiter Dolinen und Abgründe. Stellenweise kommt eine Karststufung im Sinne A. Böglis (1960) vor. Von den unterirdischen Formen sind es ausgedehnte Höhlenräume mit einer vertikalen dominierenden Komponente. Er tritt auf ungefähr über der Grenze von 1 400 m, selten erreicht er jedoch die Werte von 2 000 m. Vertreten ist er in den Belanské Tatry, Západné Tatry, Nízke Tatry, Velká Fatra.

#### Literatur:

1. Biely, A., Bystrický, J., Fusán, O. Zur Problematik der "Subtatrischen Decken" in den Westkarpaten Geologický sborník č. 1, Bratislava 1968
2. Cvijic, J. Types morphologiques de terrains calcaires. Glas. Geogr. društva, sv. 10, Beograd 1924
3. Corbel, J. Erosion en terrain calcaire. Annales de Géographie, H. 366, Paris 1959
4. Droppa, A. Typisation of the Karst Region in the Carpathians. Problems of the Speleological Research, Part II, Brno 1966

5. Gvozdeckij, N. A. Types of Karst in the USSR. Problems of the Speleological Research, Praha 1965
6. Jakucs, L. Eine neue Erklärung der Denudationsvorgänge und Morphogenetik der Karstlandschaften. Acta Geographica T VII., Szeged 1967
7. Konček, M. Sketch of Climatic Conditions in Slovakia. Geografický casopis c. 2, Bratislava 1964
8. Lehmann, H. Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. Erdkunde B. VII, Bonn 1954
9. Mazúr, E. Zu den Grundsätzen der geomorphologischen Ryonierung der Westkarpaten. Geografický casopis c. 3, Bratislava 1964.
10. Mazúr, E. Major features of West Carpathians as a result of young tectonic movements. Problems of West Carpathians Geomorphology. Bratislava 1965
11. Mician, L. Übersichtliche bodengeographische Gliederung der Slowakei. Geografický casopis c. 4, Bratislava 1966
12. Kullman, E. Karstgewässer in der Slowakei und deren Hydrogeologische Durchforschung. Geologický práce, Zprávy 32, Bratislava 1964
13. Michovaka, J. The Types of the Czechoslovak Karst. Československý kras, Praha 1957
14. Panos, V. Genetic Features of a Specific Type of the Karst in the Central European Climate Morphogenetic Area. Problems of the Speleological Research, Praha 1965
15. Roglič, J. The delimitations and morphological types of the Dinaric Karst. Nase jame VII Ljubljana 1965.
16. Smoliková, L. Different forms of Occurrence of Terrac Calcis in Karst Areas of Slovakia. Československý kras, Praha 1962-63
17. Sawicki, L. Zur Frage des geographischen Cyklus im Karst. Mitt.d geogr. Gesellschaft in Wien, 52, Wien 1909

J. NICOD (Marseille): 1) Les karsts des régions dolomitiques me paraissent moins caractéristiques que ceux des régions calcaires. Est-ce dû à une imperméabilité relative des dolomies?

J. JAKAL: Les régions karstiques des dolomies se différencient expressivement des régions calcaires quant à leur formation par le procès de la dissolution. D'après notre répartition typologique, nous avons divisé les unités plus hautes sur la base de leur habitus total comme des macroformes. Les structures élémentaires et leur relation au relief non karstique étaient pour nous le critère principal pour leur répartition. Ainsi pour exemple, dans le type du karst des structures monoclynales, la région karstique est divisée dans un rang des crêtes prolongées, séparées par les canons profonds. Cependant la représentation au phénomène karstique sur les dolomites et sur les calcaires est différente, ce qu'il résulte déjà aussi du procès différent du désagrément. La différence est principalement expressive dans la représentation des espaces souterrains, lesquels sont rares dans les dolomies. C'est pourquoi dans le type des structures monoclynales nous répartissons un sous-type d'un karst bien développé sur les calcaires et faiblement développé sur les dolomies, mais aussi des impures calcaires crayeux. Le critère principal dans cette répartition est pour nous la représentation du phénomène karstique. Cette différence se montre aussi dans les autres types.

Die Karstregion der Dolomiten unterscheidet sich ausdrucksvoll von den Kalkregionen, soweit es um ihre Formation durch den Lösungsprozess geht. Bei unserer typologischen Gliederung haben wir höhere Einheiten auf Grund ihres gesamten Habitus als Makroformen gegliedert. Das Grundkriterium für ihre Gliederung waren für uns die Hauptstrukturen und ihre Beziehung zum nichtkarstigen Relief. So zum Beispiel bei dem Karsttyp der monoklynen Strukturen, ist die Karstregion in eine Reihe der ausgedehnten Bergrücken gegliedert, durch tiefe Canons getrennt. Jedoch ist die Vertretung des Karstphänomens auf den Dolomiten und Kalken unterschiedlich, was schon auch aus dem verschiedenartigen Verwitterungsprozess hervorgeht. Ausdrucksvoll ist hauptsächlich der Unterschied in der Vertretung der unterirdischen Höhlenräume, welche bei den Dolomiten selten sind. Deswegen gliedern wir bei dem Typ der monoklynen Strukturen einen Subtyp gut entwickelten Karstes auf dem Kalken und schwach entwickelten Karstes auf den Dolomiten, aber auch unreine Kreidekalke. Bei dieser Gliederung ist für uns das Hauptkriterium die Vertretung des Karstphänomens. Dieser Unterschied äussert sich auch bei anderen Typen.

J. NICOD (Marseille): 2) Les cavités des karsts dolomitiques de Slovaquie se sont-elles développées au départ dans la zone phréatique (comme la grotte de la Clamouse en France, étudiée par M. DUBOIS)?

J. JAKAL: On ne peut pas le dire univoquement, car l'existence des grottes dans les dolomies des Carpathes Slovaques n'est pas fréquente. Par exemple la genèse de la Grotte Brestovská jaskyna se rattache directement au courant à ras de terre du Studený potok, lequel se perd dans le souterrain et au bout de 400 m ressort sur la surface. Ce courant avec une masse des cailloutis apportées a érodé relativement des espaces vastes. Dans ce cas il s'agit d'une région dolomitique favorablement située en comparaison de la région non karstique, de laquelle les eaux y affluent. La prédisposition tectonique est aussi très importante.

Eindeutig kann man es nicht sagen, da das Vorkommen der Höhlen in den Dolomiten der Slowakischen Karpaten nicht häufig ist. Zum Beispiel die Entstehung der Höhle Brestovská jaskyna hängt direkt mit dem Oberlauf des Studený potok zusammen, welcher in dem Untergrund verschwindet und nach 400 m wieder auf der Oberfläche erscheint. Dieser Lauf, mit einer Menge des mitgebrachten Schotters, hat verhältnismässig umfangreiche Räume erodiert. In diesem Falle handelt es sich um eine günstig situierte Dolomitenregion gegen das nichtkarstige Gebiet, aus welchem das Gewässer hineinfließt. Wichtig ist auch die tektonische Prädisposition.

## Gipskarst östlich Shamrock / Nordtexas

FRANZ-DIETER MIOTKE (Hannover/Bundesrepublik Deutschland)

### Zusammenfassung:

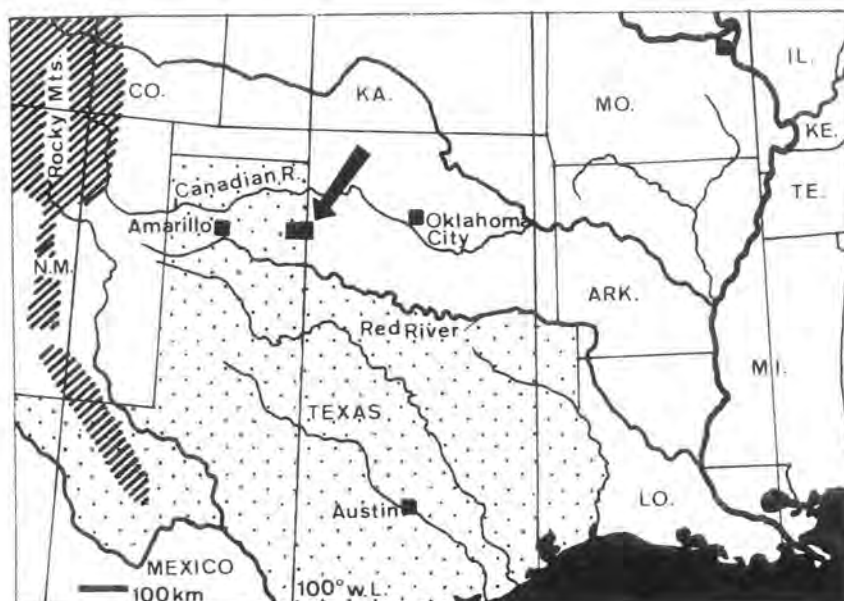
Ein im nördlichen Texas an der Grenze zu Oklahoma gelegenes Gipskarstgebiet, dessen Karstgenese durch die Wechsellagerung von Gipsbänken mit basalen Dolomitschichten und Shale (Ton)-schichten geprägt wird, wurde anhand von einigen Beispielen dargestellt. Dabei wurde auch der Lösungsformen in den freien Gipsoberflächen und ihrer Entstehung durch strömungsdynamische Vorgänge Aufmerksamkeit geschenkt.

Da besonders die kartographischen und chemisch/physikalischen Auswertungen der Geländestudien noch nicht abgeschlossen sind, ist das obige Referat bis zur späteren Gesamtdarstellung der Ergebnisse als ein erster vorläufiger Überblick zu betrachten.

### Allgemeiner Überblick

Innerhalb der Gips- und Shale (Ton)-Ablagerungen des Perm, die sich von Texas quer durch West-Oklahoma bis nach Kansas erstrecken, liegt das Untersuchungsgebiet an der Grenze von Texas und Oklahoma (100° w.L.) nördlich des 35. Breitengrades.

Die sich von den Rocky Mountains abdachenden High Plains finden westlich Shamrock mit dem Ausstreichen der pliozänen Ogallala Formation ihre Grenze. Doch muß angenommen werden, daß auch die östlich nahe angrenzenden Great Plains (Central Plains) noch mit diesen jungtertiären Ablagerungen bedeckt waren, ehe die quartäre Abtragung und Zertalung einsetzten.



**Die Lage des Untersuchungsgebietes**

Auch klimatisch liegt das Arbeitsgebiet in einem Grenzsau. Es überschneiden sich hier das semiaride Klima des Westens mit dem trocken subhumiden (dry subhumid) Klima der inneren Ebenen. Die Niederschläge liegen im Jahresmittel zwischen 508 und 610 mm (20 bis 24 inch), die Jahresmitteltemperaturen liegen zwischen  $16^{\circ}\text{C}$  und  $18^{\circ}\text{C}$  ( $60^{\circ}\text{F}$  und  $64^{\circ}\text{F}$ ). Die extremen absoluten Temperaturen wurden in Erick/Ok. mit  $-27^{\circ}\text{C}$  und  $46^{\circ}\text{C}$  ( $-17^{\circ}\text{F}$  und  $115^{\circ}\text{F}$ ) gemessen.

Während der durchschnittliche Abfluss im Jahr 25,4 mm (1 inch) beträgt, steigt die jährliche Evaporation der Seen auf über 1525 mm (über 60 inches) an.

Erfolgt man den klimatischen Bedingungen gehört die natürliche Vegetation in die "Plain Grasslands"- und "Prairie Grassland"-Zonen. Nur in den Tälern und an sonstigen feuchtigkeitsbevorzugten Orten ist spärlicher Baumwuchs vorhanden.

### Die Geologie

Die Unterperm-Ablagerungen (El Reno, Guadalupean Series) im Arbeitsgebiet bestehen aus einer Wechsel-lagerung von sehr reinen Gipsen, Dolomiten und sogenannten Shales (überwiegend Tone).

Das Untersuchungsgebiet südlich der Linie Shamrock - Erick liegt an der südlichen Flanke des "Anadarko Basin", in dessen Achse die Permablagerungen einige hundert Meter mächtig werden. Steil fallen die Schichten nach Norden in das Becken ein, Dislokationen an Bruchlinien sind nicht selten. Das engere Untersuchungsgebiet liegt jedoch schon in einer flachen Südwest-Abdachung der Schichten (pro 100 m ca. 0,5 bis 1,0 m Südwestgefälle). Weiter südlich im Harmon Co. fallen die Schichten pro 100 m bereits bis über 2 m nach Süd bis Südwest ein. (nach Kenneth S. Johnson, Oklahoma Geological Survey)

Die stratigraphische Wechsel-lagerung von Gips/Dolomit mit Shale sowie das Einfallen des Gesteinspakets haben, wie zu zeigen ist, auf die Art der Verkarstung einen bedeutenden Einfluss.

### Die Zertalung

Nach der breiten flächenhaften Überschotterung im Jungtertiär (Ogallala Formation) setzte irgendwann im Quartär die Herausbildung von Talsystemen ein, die sich bis heute immer tiefer in die Ebenen eingeschnitten haben, so dass weite Gebiete zum Teil eng zertalt wurden, besonders in der Nähe der kräftigeren Flussysteme. Über die pleistozänen bis postglazialen Terrassen ist im weiteren Arbeitsgebiet erst sehr wenig gearbeitet worden.

Im North Elm Creek, der zum Red River Flussystem gehört, konnten im unteren Talbereich zwei Terrassen-niveaus unterschieden werden. Über dem eigentlichen Flussbett mit seinen 1 bis 2 m hohen Schotter- und Kiesterrassen ist häufig noch eine schmale Terrassenleiste in 3 bis 5 m Höhe zu erkennen, ehe die breite 5 bis 7 m-Terrasse sich talfüllend ausbreitet.

Darüber lässt sich ein höheres Terrassenniveau in 20 bis 30 m feststellen, das bereits weitgehend zerschnitten worden ist.

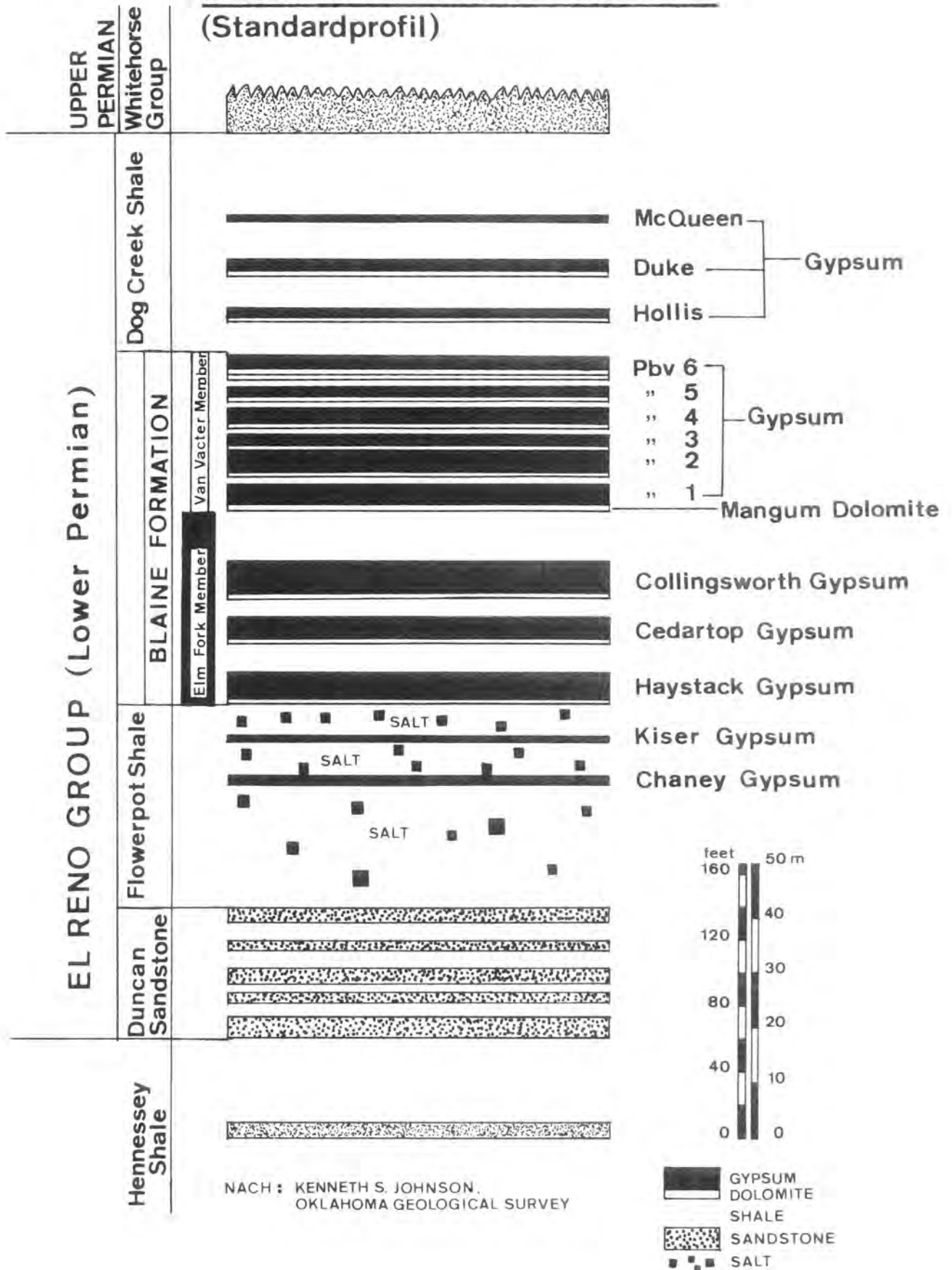
Die 5 bis 7 m-Terrasse lässt sich stratigraphisch zweiteilen. Über die Kiese mit eingelagerten wenig gerundeten Schuttstücken der näheren Umgebung erstreckt sich eine ca. 2 m mächtige sandig/schluffige Deckschicht, in die streifenartig Ansammlungen von gut erhaltenen Schnecken eingeschachtelt sind. Dagegen sind Schneckenfunde im 20 bis 30 m-Niveau bereits stark verwittert und gehören offensichtlich einer anderen Spezies an. Durch  $\text{C}^{14}$ -Bestimmungen, die vom Geological Department der University of Texas in Austin durchgeführt werden sollen, sowie durch eine genauere Artenbestimmung der Schnecken soll versucht werden, eine nähere Datierung der Terrassen zu erreichen.

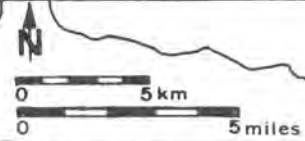
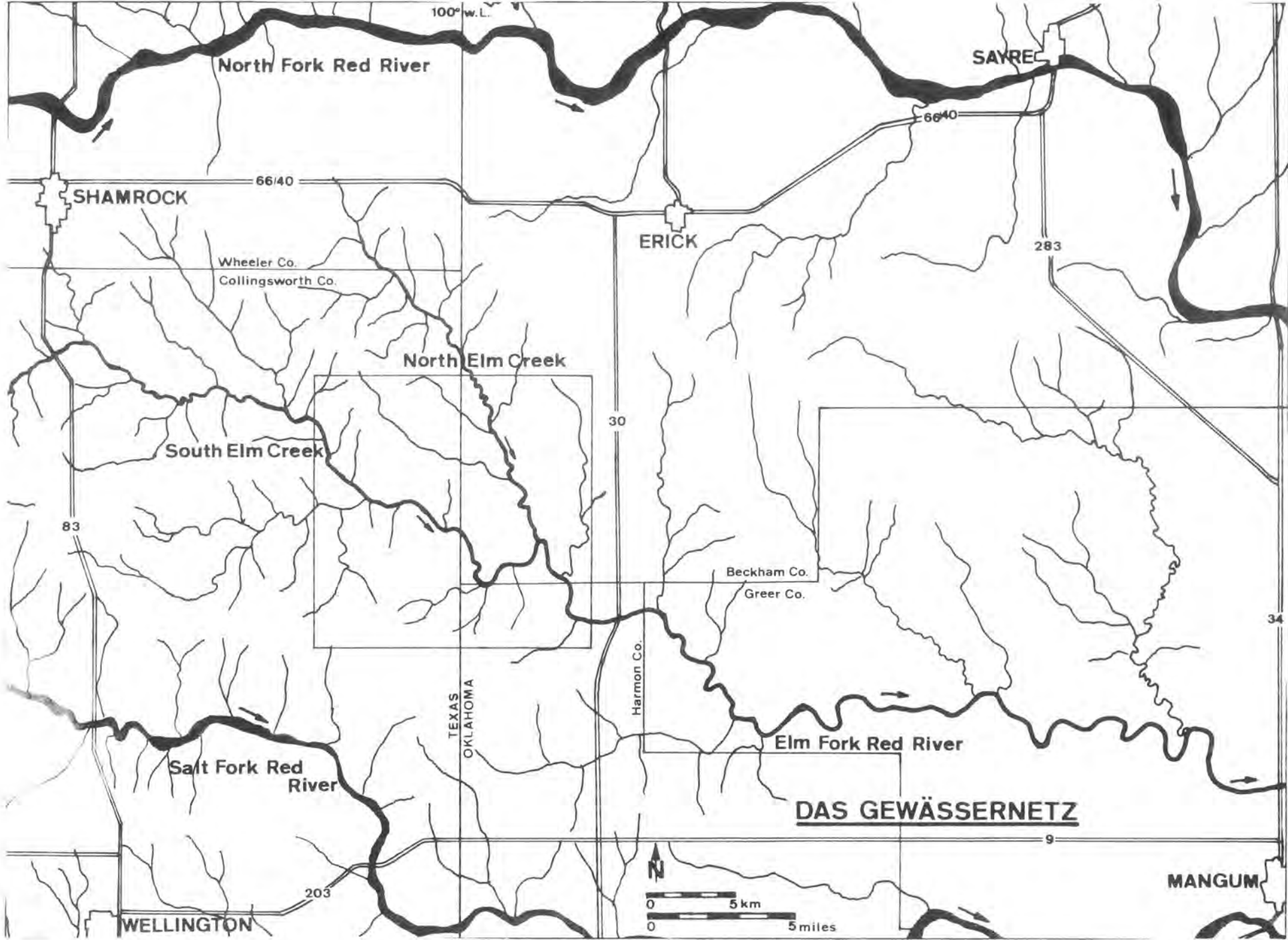
Höhere Terrassen im 55 m bis 120 m-Bereich sind wahrscheinlich, konnten jedoch noch nicht mit genügender Sicherheit differenziert werden. Durch die spezielle Stratigraphie ist nicht immer klar zwischen Akkordanzflächen der resistenteren Gips- bzw. Dolomitschichten und den echten fluviatilen Terrassen zu unterscheiden.

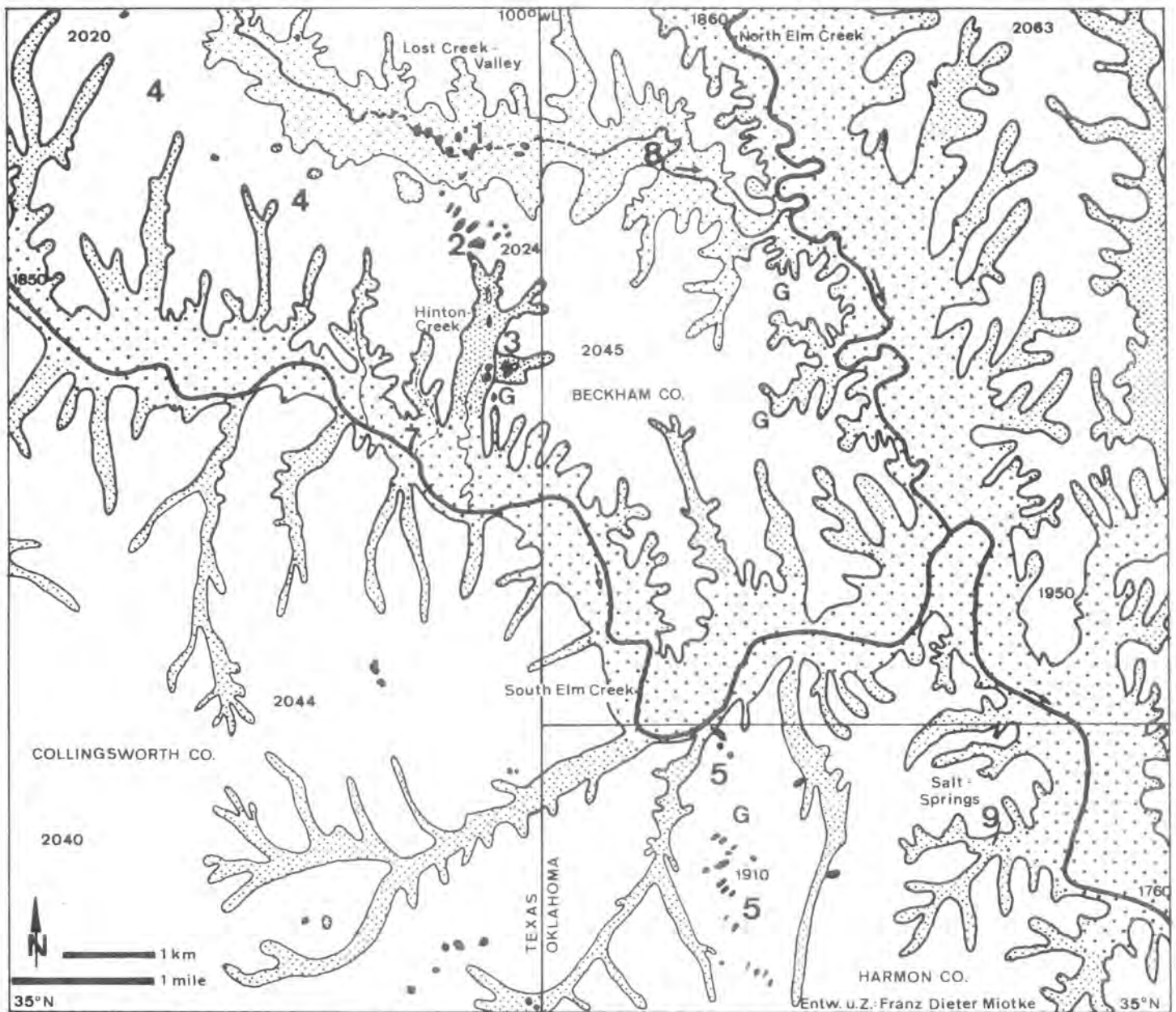
Die Zertalung im 20 m bis 30 m-Niveau zeigt eine Terrasse, die auf dem 5 m bis 7 m-Niveau ausläuft, während die inneren Kerben bis auf das heutige Flussniveau durchziehen.

In den hohen Bereichen finden sich fast überall vereinzelt oder als Schotterspreu Gerölle mit offensichtlicher Herkunft aus den Rocky Mts. Diese Gerölle sind bereits stark verwittert und zeigen Rindenbildungen. Mächtigere Schotterlager wurden an verschiedenen Orten des Untersuchungsgebietes gefunden. Der Zusammenhang dieser zum Teil viele Meter mächtigen "graval"-Lager mit der Verkarstung soll später aufgezeigt werden.

# Die Stratigraphie der Perm-Gipse in Nordtexas – Südwest-Oklahoma (Standardprofil)







### Der Gipskarst östlich Shamrock/Texas (generalisierter Überblick - general overlook)

	Hochfläche, bereits weitgehend zertalt Plain already dissected	1-3	Karstsystem Lost Creek - Hinton Creek
	untere Quartärterrassen lower quaternary terraces	4	flache (shallow) Karstdepressionen
	Lost Creek-Valley	5	Einbruchgebiet (Harmon Co./Oklah.) Sinkhole area
	Andere Täler, zumeist Cañons other valleys, mostly canyons	1,3, 7,8	Fluorescein test
	Karsteinbrüche und Karstdepressionen Sinkholes (breaks) and Karstdepressions		

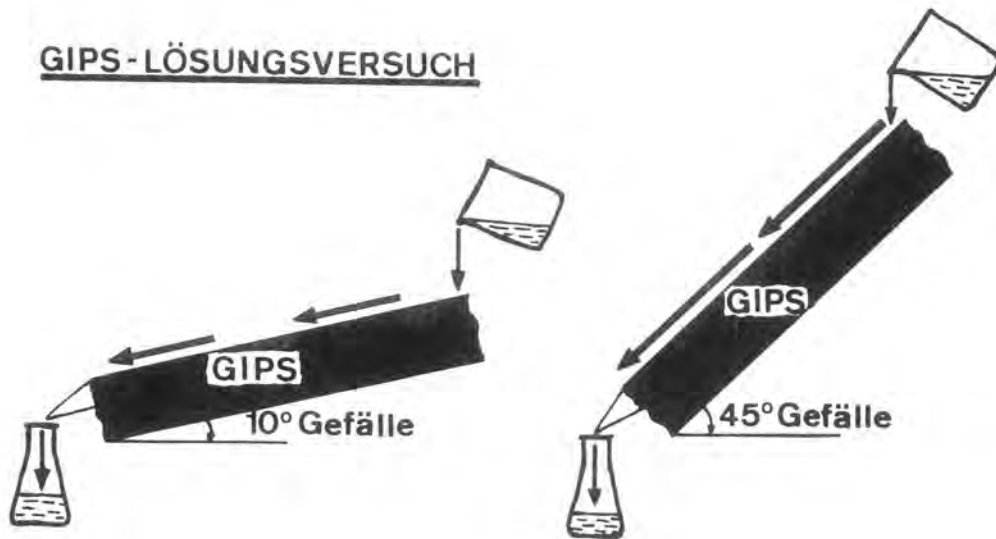
#### Benützte Karten (used maps)

TEXAS, LITTLE WOLF CREEK, 7,5 MIN. QU.  
OKLAHOMA, ERICK, 15 MIN. QUADRANGLE

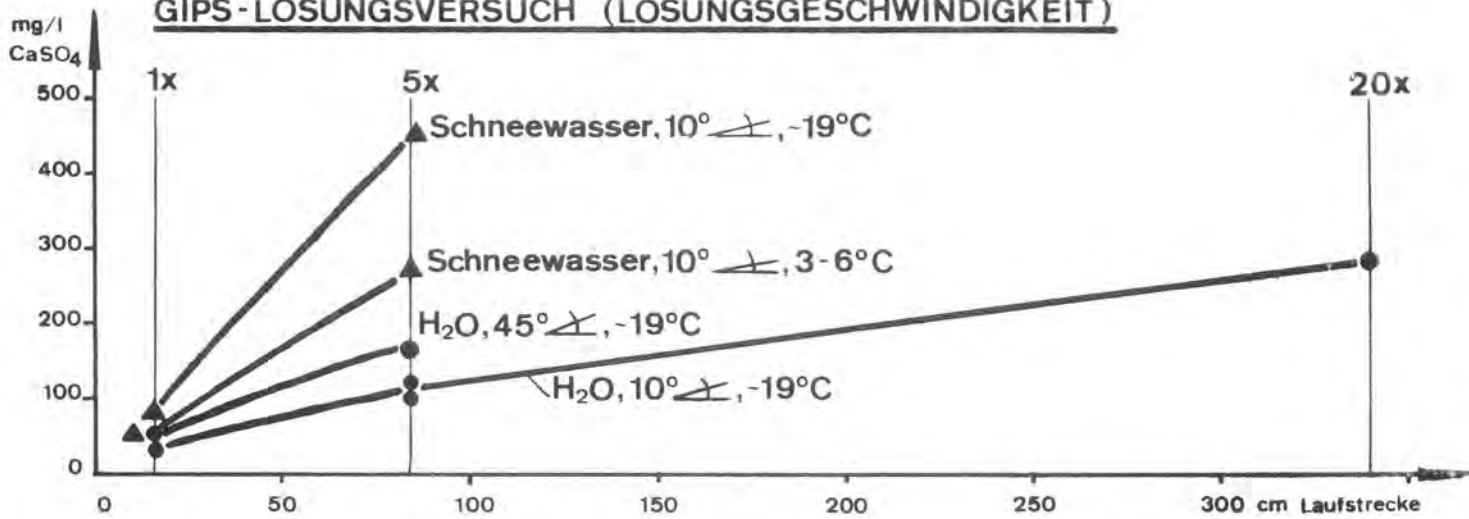
Höhen (Heights) in feet

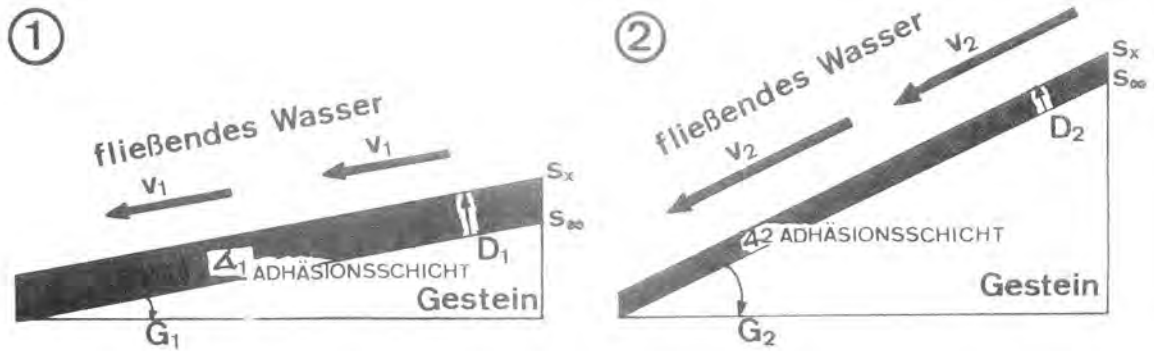


GIPS-LÖSUNGSVERSUCH



GIPS-LÖSUNGSVERSUCH (LÖSUNGSGESCHWINDIGKEIT)



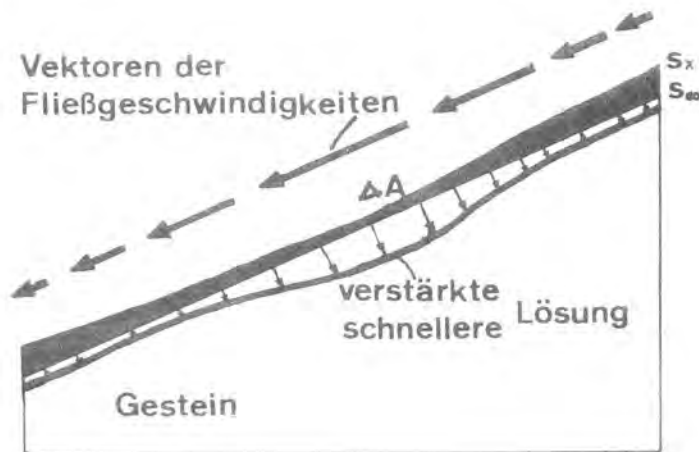


$$G_1 < G_2 \Rightarrow v_1 < v_2 \Rightarrow \Delta_1 > \Delta_2 \Rightarrow D_1 < D_2$$

Lösungsgeschwindigkeit<sub>1</sub> < Lösungsgeschwindigkeit<sub>2</sub>

- |  |   |
|--|---|
| <p>G Gefälle</p> <p>v Fließgeschwindigkeit</p> <p>Δ Dicke der Adhäsionsschicht</p> | <p><math>s_x</math> Sättigung im fließenden W.</p> <p><math>s_\infty</math> Sättigung am Gestein</p> <p>D Diffusion</p> |
|--|---|

F.-D. MIOTKE, 69



Der North Elm Creek, Weg zur Francis Ranch

Der mäandrierende North Elm Creek hat sich in die 5-7m-Terrasse eingeschnitten. Oberhalb der Brücke sind noch schmalere Terrassenleisten in ca. 3 m Höhe über dem Fluß zu erkennen. Die höhere Terrasse (20-30 m ü. d. Fluß) ist bereits stark zerschnitten worden, sowohl durch Seitenbäche als auch durch die Lateralerosion des N.E. Creek (S. oben rechts). Resistenterere Gesteinsschichten werden in den Talkanten deutlich heraus präpariert.

Ⓐ

Schnecken im North Elm Creek Tal (an der Brücke s. Foto A)

Sowohl im oberen Feinmaterial (Foto) als auch im unteren Kiesbett der 5-7m-Terrasse finden sich Ansammlungen von sehr gut erhaltenen Schnecken. Die Anreicherung in Horizonten deutet auf die ehemalige Existenz von flachen Tümpeln hin, die als bevorzugter Lebensraum der Schnecken dienten. Ähnliche Schnecken, offensichtlich anderer Art und wesentlich stärker verwittert, können auch in der höheren Terrasse (20-30 m) beobachtet werden. Spätere  $C^{14}$ -Datierungen sollen Auskunft über das Alter geben.

Ⓑ

Flache Gipskarstpfannen

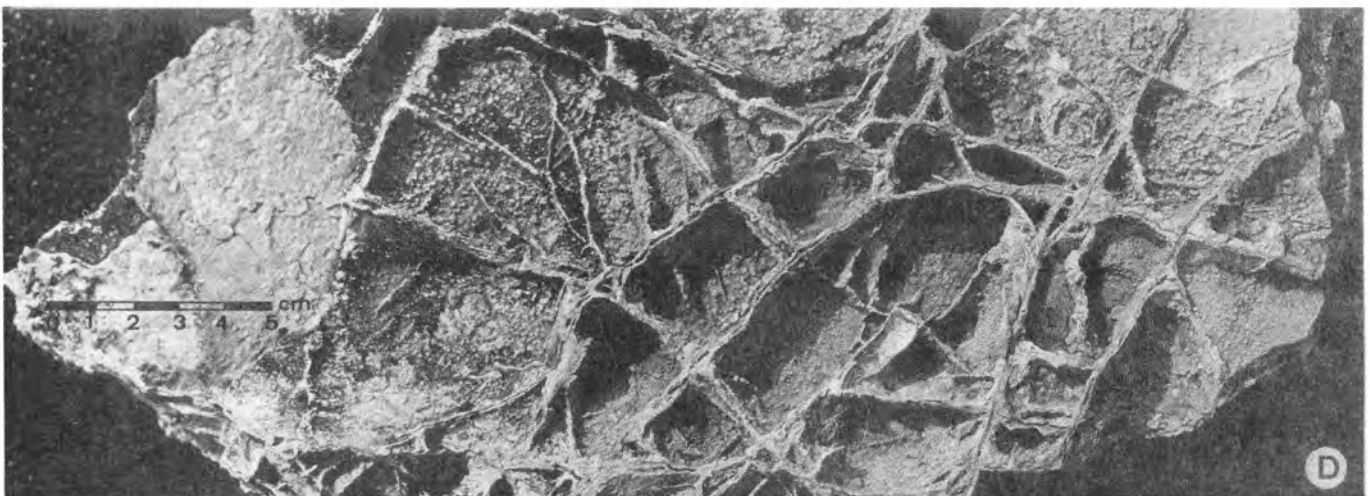
Die flachen Gipskarstdepressionen sind in den höheren Flächen weit verbreitet. Zumeist ist der Boden der Karstpfannen mit Feinmaterial (Schluff/Sand) aufgefüllt, während die Ränder häufig Gips- oder Dolomitoberflächen aufweisen. Deutlich sind die zumeist mit Feinmaterial gefüllten Klüfte durch die linierte Grasvegetation zu erkennen. In der Nähe solcher Karst-Einsenkungen dürften die Kluftsysteme in direktem Zusammenhang mit der Verkarstung zu sehen sein, doch lassen sich auch abseits von "sinkholes" Kluftsysteme an der Oberfläche erkennen.

Ⓒ

Wabenverwitterung an Dolomitoberflächen

Die Dolomite zeichnen sich häufig durch auffällige Wabenmuster an der Oberfläche aus. Zum Teil bestehen die Wabenmuster aus Kalzit-ausfällungen (an Bruchlinien an der Grenze zum Gips?). Wie weit diese Formen bereits bei der Entstehung der Dolomite petrographisch vorgegeben sind, ist noch nicht eindeutig geklärt. Am deutlichsten sind diese Wabenmuster an den Mangum Dolomiten ausgebildet.

Ⓓ



### Talrand im östlichen Lost Creek Cañon

Die Gipsbänke der Blaine Formation sind fast überall bereits stark verkarstet. In den Talanschnitten läßt sich klar erkennen, wie stark der Gips zerklüftet ist. Die vielen Klüfte werden durch Lösungswirkungen kräftig erweitert (s. rechts oben). Unterirdische Abflußsysteme sind häufig weitgehend durch Feinmaterial (Shale) verstopft. Viele dieser Entwässerungskanäle sind teilweise eingebrochen. Am Fuß der Cañonwände bilden sich Schuttanhäufungen, die erst langsam abgebaut werden.

Ⓔ

### Quellbezirk in den Einbrüchen am Hinton Creek (s. Karte 3 )

Die Nebentäler des South Elm Creek haben eine komplexe Genese, die sich aus einem (zum Teil ehemaligen) fluviatilen oberflächlichen Abfluß und den unterirdischen Karstsystemen und ihren Einbrüchen zusammensetzt. Die cañonartigen Tallinien innerhalb der deutlich erkennbaren höheren Terrassen sind zu einem wesentlichen Anteil durch Einbrüche von Karsthöhlen entstanden. Die Quellen in diesem Beispiel liegen im Cedartop Gypsum. Wie Fluoreszin-Versuche ergaben, kommen die Wasserströme aus verschiedenen Richtungen hier im Quellbereich zusammen.

Ⓕ

### Karst-Einbrüche zwischen dem Lost Creek und dem Hinton Creek

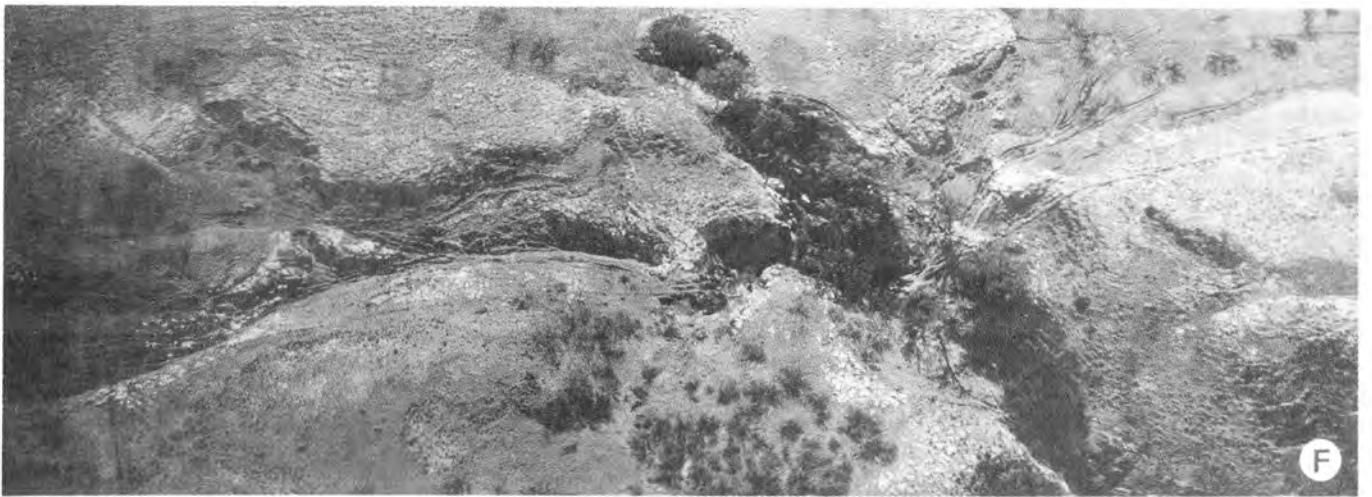
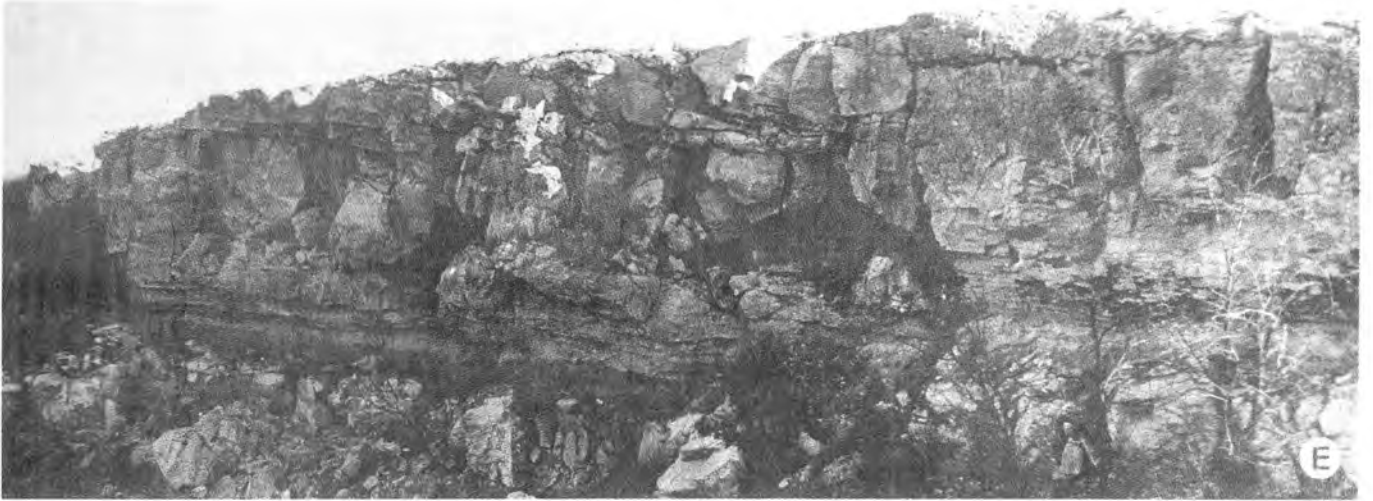
Die großen Einbrüche in den höheren Flächen sind in ihrer Längsform noch auf die SW-Abdachung der Gipsschichten eingestellt, obwohl die Karstwasser bereits weitgehend nach Süden auf den nahen und tiefen Hinton Creek gerichtet fließen. Sehr frische Einbrüche zeigen, daß die Karstentwicklung noch aktiv voranschreitet. Kürzere Gullies in der Feinmaterialbedeckung sind auf die "sinkholes" eingestellt. Am Rande der steilen Einbrüche bleiben oftmals Pfeiler stehen. Der "sinkhole"-Boden ist zumeist mit Schutt und Blöcken bedeckt.

Ⓖ

### Karren im feinkörnigen reinen Gips

Mikrokarstformen in den freien Gipsoberflächen sind nicht selten zu beobachten. Die Karren im Bild sind am Hinton Creek in den Collingsworth Gipsen ausgebildet. Deutlich läßt sich die Abhängigkeit der Karrenvertiefungen vom Gefälle in der Oberfläche ablesen. Auf den Verflachungen laufen die Karren aus, darunter treten sie bei erneutem Versteilen wieder auf. Die Formen und Dimensionen der Lösungsformen ändern sich mit der Petrographie oft sehr schnell auf engstem Raum. Unreine Stellen im Gips werden als kleine Oberflächenerhöhungen herausmodelliert.

Ⓗ



### Der Beginn der Verkarstung

Die Karsterscheinungen, die in den Gipsen der Blaine-Formation ausgebildet sind und sich weiter ausbilden, begannen mit der Abtragung des Hangenden (Dog Creek Shale und der Whitehorse Group), die sich synchron mit der pleistozänen Eintiefung der Täler vollzog. Sehr wahrscheinlich waren die hangenden Schichten ehemals noch von der Ogallala Formation überdeckt. Die fluvialen Systeme im Jungtertiär dürften jedoch für die Verkarstung noch keine Rolle gespielt haben, da die löslichen Gips- und Salzschiechten seinerzeit durch die undurchlässigen Shales geschützt wurden. Erst mit der Eintiefung der Täler im Pleistozän wurde das lösungsfähige Gestein vom Wasser erreicht (Entstehung der Korrosionsbasis). Die frühen quartären Talbildungen waren daher für die erste Anlage der Karstsysteme entscheidend, da unter diesen Wasserlinien bereits mit einer bevorzugten Karstlösung zu rechnen ist. Die Abdeckung der hangenden Tonschichten begann naturgemäss in den Haupttallinien, ehe sich der weitere Abtrag der Deckschichten mit entsprechender Verzögerung auch in die Nebentäler und Riedel hinein fortsetzte. Deshalb wurde in den Haupttälern nicht nur die stärkste und daher schnellere Erosion vollzogen, hier begann auch mit der ersten Eintrittsmöglichkeit des Wassers in die zerklüfteten Gipsschichten (bzw. Salzlager) die primäre Verkarstung. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die pleistozänen Talungen sehr breit ausgebildete Täler gewesen sein müssen. Das ist aus den weitflächigen pleistozänen Schotterakkumulationen beiderseits der relativ eng eingeschnittenen rezenten Täler zu schliessen.

Die ehemaligen Ogallala Gerölle (?), die im Pleistozän ausgeräumt und zumeist abtransportiert wurden, sind an verschiedenen Punkten in zum Teil mehrere Meter mächtigen "Gravel"lagern akkumuliert worden. Häufig liegen diese Schotternester über einige hundert Meter vom rezenten Talweg entfernt. Sehr wahrscheinlich sind diese Schotter synchron mit der Gipslösung in den sich entwickelnden Karstdepressionen aufgefüllt worden. Dafür spricht die Beobachtung, dass häufig einige Gipsschichten (z.B. der gesamte Haystack-Gypsum) völlig fehlen, wo die Schotterlager angereichert sind. (Freundliche mündliche Mitteilung von Kenneth S. Johnson, Oklahoma Geological Survey)

### Die Karstgenese

Während die Hauptflüsse des Untersuchungsgebietes (North und South Elm Creek) bereits die Gipsschichten der Blaine Formation völlig ausgeräumt haben, werden die Nebentäler rezent noch fluvial und karsthydrologisch komplex entwickelt.

Als Beispiel für die Genese der Zertalung und Verkarstung der höheren Flächen wurde das Lost Creek Tal gewählt, das zwischen den Tälern des North und South Elm Creek ausgebildet ist. Obwohl die Basisdistanz zum South Elm Creek geringer ist, richtete sich der oberflächliche Abfluss nach Osten zum Vorfluter North Elm Creek. Mit der zunehmenden Kapazität der unterirdischen Karstwege (Höhlen) versickerte immer mehr Wasser in die ausgeweiteten Kluftsysteme der hier anstehenden Gipse. Die Karstwässer müssen in der primären Phase der Verkarstung solange innerhalb einer Gipschicht fließen, bis die Zwischenlage Shale durchschnitten worden ist, und damit die unterirdischen Wasserläufe in die nächst tiefere Gipslage eintreten können. (Austreten werden diese Wässer hier erst dort, wo diese Gipsschichten von einem Tal angeschnitten werden, nämlich vom South Elm Creek.)

Etagenartig wird sich die Karstentwässerung daher innerhalb der Gipslagen von einer höheren zu einer tieferen Lage entwickeln, jeweils durch eine kurze unterirdische Erosionsphase in den leicht ausräumbaren Sables unterbrochen. In den kanalartigen, gewundenen Höhlen lässt sich dieser Wechsel von einer Gipschicht in die tiefere als abrupter Sprung im Flussgefälle beobachten. Die nach der Tieferlegung "fossil" gewordenen höheren Höhlenwege können jedoch zeitweise bei Hochwasser wieder durchflossen und durch Lösung erweitert werden.

Der perennierende Lost Creek verschwindet heute bei niedriger Wasserführung in einem Ponor, der bereits unterhalb der Collingsworth Gipsbank liegt. Das Wasser tritt daher bereits dort in den Cedertop Gypsum ein. Östlich dieses Ponor's reihen sich weitere "sinkholes" (s. Karte 1), die bei Hochwasser, wenn die Aufnahmefähigkeit des ersten Ponor's überschritten ist, jeweils als weitere Ponor'e tätig werden. In solchen Hochwasserperioden, die nicht regelmässig jedes Jahr auftreten, steigt das Wasser einige Meter über den Bachgrund und überschwemmt nicht selten bis zu über 100 m weit die angrenzenden Talbereiche. Gras- und Zweigräste in den Bäumen und Büschen zeigen an, dass das Wasser auch die weite beckenartige Karstdepression innerhalb des Tales (westlich des 100. Längengrades) überflutet und sodann mit etwa 50 cm Höhe über die flache Talschwelle nach Osten überfließt (Spillway). Auch hier verschwindet noch ein grosser Teil des Wassers in einigen grösseren "sinkholes", - nur ein kleiner Rest würde oberflächlich in den North Elm Creek gelangen, wenn nicht ein künstlicher Damm das Wasser sammelte.

Die NE-SW orientierten grossen Einbrüche südlich des Lost Creek Tales (s. Karte 2) zeigen, dass die unterirdische Karstentwässerung ursprünglich dem Fallen der Schichten nach SW folgte. Daraus ist erkenntlich, dass die Wasser, die in eine Gipsschicht gelangt sind, in dieser weiterfliessen müssen, weil die darunter liegenden Tonschichten und z.T. auch die Dolomitschichten an der Basis der Gipse als Wasserstau wirksam werden.

Mit dem weiteren Eintiefen der nördlichen Seitentäler des South Elm Creeks-eifen diese immer mehr in den Bereich der SW-gerichteten unterirdischen Karstlinien hinein und teilen das Wasser direkt nach Süden zur näher gelegenen Erosionsbasis. Diese Entwicklung lässt sich sehr gut am Hinton Creek beobachten. Obwohl die grossen bis zu über 30 m langen und ca. 30 m tiefen Karsteinbrüche (s. Karte 2) nach SW gerichtet sind, fliesst das Wasser bereits vom Lost Creek Ponor teilweise direkt nach Süden in den Hinton Creek (s. Karte 3).

Ein Fluoreszin-Versuch zeigte, dass das Lost Creek-Wasser (Fluoreszin-Eingabe am westlichen Ponor) sowohl am Hinton Creek als auch in South Elm Creek (s. Karte 7) westlich des Hinton Creek wieder austritt. Dagegen bleibt der Test im perennierenden Wasserlauf des östlichen Lost Creek (s. Karte 8) negativ. Daraus geht hervor, dass sich ein Abfluss im Lost Creek Tal nach Osten in den North Elm Creek nur oberflächlich bei Hochwasser vollziehen kann, während die unterirdische Karstentwässerung von Höhlensystemen aufgenommen wird, die dem Einfallen der Schichten nach SW folgen.

An der südlichen Lost Creek Talseite ergibt sich daraus die etwas kuriose Situation, dass das Wasser oberflächlich in den kurzen Seitentälern nach Norden fliesst, dann in einen Ponor versinkt und danach unterirdisch wieder nach Süden zurückfliesst.

Da die nicht sehr mächtigen Gipsschichten im Gegensatz zu bankigen Kalken keine grosse Tragfähigkeit besitzen, sind die Täler mit einem grösseren Einzugsbereich zumeist eingebrochen und bilden Canons. Die in solchen Tälern angeschnittene Stratigraphie zeigt häufig Verbiegungen und Einbrüche der Schichten. Nicht selten sind die Gipsschichten streckenweise völlig herausgelöst worden. Wie weit bei den Einsenkungen auch das Auslaugen von Salzlagern in den Tonen mit zu berücksichtigen ist, kann nur schwer abgeschätzt werden. Einige Beispiele in den Taleinschnitten demonstrieren, dass die Absenkungen und Einbrüche völlig mit Abtragungsmaterial aufgefüllt sind, so dass an der Oberfläche eine deutliche Vertiefung sichtbar wird. Karstabsenkung und gleichzeitige Auffüllung könnte hier gleich stark gewesen sein. Im allgemeinen ist die Oberfläche des Untersuchungsgebietes jedoch durch Karsthohlförmungen aller Dimensionen gegliedert. Neben den selteneren aber umso eindrucksvolleren grossen Karsteinbrüchen sind besonders die flachen unregelmässig geformten Karstpflanzen sehr verbreitet. Vor allem im Südwesten und Westen des Lost Creek Tales (s. Karte 4) sind diese flachen Karstdepressionen bereits sehr deutlich im Luftbild auszumachen.

Während die höheren Aussenränder nur eine dünne oder keine Bodenbedeckung aufweisen, sind in den flachen Vertiefungen fast immer Bodeneinschwemmungen und in nicht geringem Anteil wohl auch Feinmaterial-einwehungen vorhanden. Diese Unterschiede haben für den Wasserhaushalt und damit für die örtliche Vegetation erhebliche Auswirkungen. Während die Ränder eine dünne Vegetationsbedeckung mit Kakteen aufweisen, ist der besser durchfeuchtete flache Boden mit einer dichten Grasdecke überwachsen.

Diese unterschiedliche Intensität und Dauer der Durchfeuchtung dürfte auch für die Lösung der Gips-schichten Bedeutung haben.

In den nahezu freien Gips-einflächen sind die mit Feinmaterial aufgefüllten Bruchlinien durch Gras-vegetation nachgezeichnet. Während die tektonisch verursachten Klüfte als relativ einheitliche Kreuzlinierung auftreten, sind die Klüfte in Karst-Einbruchzonen ziemlich regellos angeordnet. Auch hier geben Luftaufnahmen einen guten Überblick.

#### Die Gips-karst-Einbrüche im Harmon Co., Oklahoma

Neben den grösseren Einbrüchen zwischen dem Lost Creek und dem Hinton Creek wurden die "sinkhole"-Linierungen im nördlichen Harmon Co., Ok., südlich des South Elm Creek (s. Karte 5) im Detail geomorphologisch kartiert. Die Einbrüche variieren in der Grösse von wenigen Metern Durchmesser bis über 50 m  $\varnothing$ , entsprechend unterschiedlich ist auch die Tiefe der "sinkholes". Einige der Hohlformen sind schachtartig (snafits) ausgebildet.



Die Achsen der "sinkhole"-Reihen sind deutlich an das SW-Einfallen der Schichten angelehnt. Diese Vertiefungen in den NE-SW-gerichteten Talungen fungieren als örtliche tiefe Erosionsbasis und haben in den Feinmaterialdackschichten z.T. tiefe Gullies verursacht, die abrupt im Talboden ansetzen und den Oberflächenabfluss in die Karsthohlformen leiten.

Die Verkarstung der hier hauptsächlich anstehenden im Fork Member ist in der Nähe des South Elm Creek bereits bis in die Haystack Gipsschicht fortgeschritten. Damit befinden sich die unterirdischen Abflusssysteme bereits in Flowerpot Shale, der nur noch die dünnen Kiser- und Chanay-Gipsschichten aufweist. Der South Elm Creek hat auf dieser Höhe auch den Kiser Gips durchschnitten. Die im Flowerpot Shale ehemals vorhanden gewesenen Salzvorkommen sind weitgehendst ausgelaugt. Jedoch gibt es nur wenige Kilometer weiter östlich in den südlichen Nebentälern des South Elm Creek noch Salzquellen mit einer starken Salzförderung. Auch zeigt der hohe Chlorid-Gehalt des North Elm Creek, dass noch weitere Salzquellen tätig sein müssen.

Auf die Ergebnisse der zahlreich durchgeführten Wasseranalysen kann jedoch an dieser Stelle nicht eingegangen werden. Es soll aber darauf hingewiesen werden, dass die Salze im Wasser für die Gipslösung eine grosse Bedeutung besitzen, da sie die Gipslöslichkeit erhöhen und somit örtlich eine schnellere und kräftigere Verkarstung verursacht haben müssen.

### Die Kleinformen

#### a) in feinkörnigen Gipsen

Die freien Gipsoberflächen, auf denen nach Niederschlägen Wasser abrinnt, sind nicht selten durch Lösungsformen gegliedert. Da die Oberflächen nur kleinräumig sind, finden sich kaum längere Rinnenkarren. Kleinere Gipsstücke unter einem halben Meter sind vom "First" ausgehend mit kurzen Karren bedeckt. Grössere Gipsoberflächen, die steileres und flacheres Gefälle aufweisen, zeigen in den steileren Partien Karren, während die mehr ebenen Flächen durch die Lösung nur leicht übertieft wurden.

Die Breite der Abflussrinnen schwankt zwischen wenigen Zentimetern bis unter einem Millimeter. Je nach der Feinkörnigkeit des Gipsgesteins sind die Mikrooberflächen der Karren und Vertiefungen grob- bis feinstrukturiert. Diese unterschiedliche Oberflächenstruktur dürfte sich auch in der Lösungsgeschwindigkeit auswirken.

Für die spezielle Formgestaltung der Lösungserscheinungen auf der Gipsoberfläche kann die Petrovarianz und Struktur im Gipsgestein jedoch nicht allein herangezogen werden, obwohl diese ohne Zweifel sehr bedeutungsvoll bei der Anlage der Lösungshohlform mitwirkt. Auch die Chemie der Lösung (chemische Wassereigenschaften) kann allein nicht die Form erklären. Vielmehr müssen auch die chemisch/physikalischen Bedingungen bei der Fließdynamik des ab rinnenden Wassers berücksichtigt werden. Lösungsversuche mit destilliertem Wasser zeigten, dass bei höherer Fließgeschwindigkeit die Lösungsgeschwindigkeiten nicht unwesentlich erhöht werden.

Dazu wurde folgender Lösungsversuch durchgeführt:

Über eine Gipsoberfläche flossen ca. 300 ml Wasser langsam und kontinuierlich ab (Je 100 ml brauchten für ca. 17 cm Fließlänge ca. 4 min.). Der Durchfluss des jeweils gleichen Wassers wurde verschieden oft wiederholt, so dass sich praktisch eine entsprechend längere Laufstrecke ergab.

Die Ergebnisse dieses kleinen Lösungstestes sollten keineswegs zu weitreichenden, verallgemeinernden Aussagen verwendet werden, lediglich einige Hinweise sollen aus den Resultaten abgeleitet werden:

- 1) Bei sonst gleichen Bedingungen hat ein steileres Gefälle, das eine höhere Durchflussgeschwindigkeit verursacht, eine schnellere Lösung zur Folge (vergl. H<sub>2</sub>O-Test)
- 2) Die Unterschiede in der Temperatur des Wassers wirken sich bei der physikalischen Gipslösung sehr deutlich aus (vergl. Schneewasserversuch)
- 3) Chemisch sehr ähnliche Wasser (Schneewasser-H<sub>2</sub>O) können dennoch grössere Unterschiede in der Lösungsgeschwindigkeit bewirken.  
Der ständige Wechsel der Wassereigenschaften in der Natur (Starkregen, Sprühregen, Schnee, etc.) löst daher pro Wassermenge unterschiedliche Gipsbeträge von den freien Gipsoberflächen, ehe das Wasser vielleicht noch ungesättigt im Boden verschwindet.

Die höheren Lösungsbeträge, die sich aus dem steileren Gefälle ergeben, können durch die nähere Betrachtung des physikalischen Lösungsvorganges verständlich gemacht werden:

Die Lösung vom Festkörper Gips in die Flüssigkeit Wasser vollzieht sich durch eine dünne Adhäsionsschicht auf dem Gestein. In dieser Grenzschicht, die vom fließenden Wasser nicht mitbewegt wird, stellt sich ein Sättigungsgefälle von der gesättigten Lösung direkt am Gestein zum Sättigungsgrad des bewegten Wassers ein, das durch die Diffusion ausgeglichen wird (Anstreben eines Gleichgewichtes). Die Geschwindigkeit der Diffusion hängt neben vielen Faktoren (Temperatur, Viskosität, Molekülgrösse, etc.) auch von der Dicke der Grenzschicht ab. Je dünner diese ausgebildet ist, umso schneller verläuft der Ausgleich des Sättigungsgefälles durch die Diffusion - umso schneller kann daher auch Gestein wieder in Lösung gehen.

Nun ist aber bekannt (H. Remy, Anorganische Chemie, Bd. II, S. 887/888, 1959), dass die Dicke der Adhäsionsschicht bei höherer Fließgeschwindigkeit des darüber bewegten Wassers abnimmt, weil die mechanischen Kräfte an der Grenze "bewegtes Wasser - nicht mitbewegte Adhäsionsschicht" anwachsen. Diese Verdünnung der Adhäsionsschicht bewirkt eine schnellere Diffusion, die damit einen grösseren Lösungsbetrag pro Zeit ergibt.

Die Lösung vollzieht sich also an Gesteinsstellen mit höherer Fließgeschwindigkeit schneller, - hier wird mehr Gestein von einer gleichen Menge Wasser (Lösungsmittel) herausgelöst als an Gipspartien, wo das Wasser langsamer abfließt.

Ist die Fließgeschwindigkeit des Wassers für die Lösungsgeschwindigkeit bedeutungsvoll, so ist es nötig zu prüfen, wo und warum dort höhere Fließgeschwindigkeiten auf der Gesteinsoberfläche auftreten.

Auslösendes Moment für das abfließende Wasser ist die Schwerkraft, die über das Gefälle wirksam wird. Verteilungen in der Gipsoberfläche werden daher bevorzugt vom Wasser korrodiert, zumeist bei linienhaftem Abfluss als kleine Rinnenkarran, häufiger aber auch in Form sogenannter Trittkarren, wenn das Wasser als breiterer Strom das Gestein überfließt. Verflachungen des Gefälles bewirken eine relativ langsamere Lösung - die Hohlform flacht aus, nicht selten bis zu einer fast ebenen Fläche. Es ist zu betonen, dass Lösungsversuche klar gezeigt haben, dass diese Verflachung keineswegs eintritt, weil etwa die Lösungskapazität des Wassers erreicht wäre, die Sättigung des Wassers mit Gips ist zumeist längst nicht erreicht. Die Beobachtung zeigt ja auch, dass das Wasser bei erneuter Versteinerung im Gips wiederum in die Tiefe korrodieren kann.

Eine andere Möglichkeit, dass sich die Geschwindigkeit des abfließenden Wassers ändert, liegt ausschliesslich in den strömungsdynamischen Bedingungen begründet. Auch bei ziemlich glatter Oberfläche wird sich zumeist ein wellenartiger Abfluss ausbilden. Allein durch die im wellenartigen Abfluss begründeten Geschwindigkeitsunterschiede müssen - wenn die höheren Geschwindigkeiten immer an der gleichen Gesteinsstelle auftreten - hier Vertiefungen durch die schnellere (stärkere) Lösung - auftreten.

Sind aber erst einmal Hohlformen vorhanden, werden diese durch die darin entstehenden Wirbelbildungen überfließt. Diese Wirbel sind ja letztlich nichts anderes als Geschwindigkeitsänderungen des fließenden Wassers. Da auch die Fließrichtung dabei geändert wird, kann die Adhäsionsschicht durch den gerichteten Druck (mechanische Kräfte wirken auf einen bestimmten Gesteinsbereich stärker) dünner werden - also ähnliche Resultate bezüglich der Lösungsgeschwindigkeit erzielen wie einfache Geschwindigkeitsänderungen des Durchflusses.

Wirbel können jedoch auch hinter einem erhöhten Hindernis in der Oberfläche auftreten und hinter der Erhöhung durch verstärkte Lösung Hohlformen herauskorrodieren.

Fließt Wasser über eine Oberfläche unterschiedlicher Rauigkeit, wird die wechselnde Reibung bei gleichem Gefälle ungleiche Fließgeschwindigkeiten erzeugen.

Es ist daraus erkenntlich, wie komplex der Formungsvorgang von Oberflächen-Lösungsformen bereits allein bei der Betrachtung der Fließdynamik ist, ohne die Petrovarianz, den Wasserchemismus, die Art des Niederschlags (Starkregen, Nieselregen, Schnee, etc.) zu berücksichtigen.

b) in verwitterten Gipsoberflächen

Viele nicht mit Boden bedeckte Gipsoberflächen zeichnen sich durch Übergrosse Kristallbildungen aus. Sehr wahrscheinlich haben hier Umkristallisationen im atmosphärischen Verwitterungsbereich stattgefunden. In den flachen Eintiefungen dieser Gipse finden sich häufig kleine napfartige Vertiefungen mit einem Durchmesser im Zentimeterbereich, in denen das Regenwasser kürzere Zeit steht und lösen kann. Es ist anzunehmen, dass die Richtung der Kristallachsen bei der Herauslösung dieser Mikrokarstformen eine modifizierende Rolle spielen.

Die Problematik der Genese dieser Formen soll hier kurz angedeutet werden, obwohl noch keine näheren Untersuchungen durchgeführt wurden. Auffällig ist die Ähnlichkeit dieser Formen mit beobachteten Erscheinungen an der Verwitterungsgrenze (Hydratationsgrenze) von Anhydrit zu Gips, an der ja auch Umkristallisationen stattfinden.

c) an Dolomitoberflächen

Die jeweils an der Basis der Gipschichten vorhandenen Dolomite sind sowohl gegenüber der Lösung als auch der Abtragung im allgemeinen wesentlich resistenter und treten häufig als Deckschicht an der Oberfläche auf. Besonders der an der Basis der an Vacter Member liegenden Mangum Dolomite sind sehr widerstandsfähig und leicht an ihrer Wabenstruktur an der Oberfläche zu erkennen.

Der Studienstiftung des deutschen Volkes, die mir die Geländearbeiten durch ein Amerikastipendium 1968/69 ermöglichte, sowie der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Geological Department of the University of Texas, Austin, sei an dieser Stelle für die grosszügig gewährte finanzielle Unterstützung ergebendst gedankt.

Mein Dank geht auch an Mr. James F. Quinlan, der mich auf dieses Karstgebiet aufmerksam machte, sowie allen sehr hilfsbereiten amerikanischen Geologen, von denen ich besonders Herrn Prof. Dr. Robert O. Fay und Herrn Dr. Kenneth S. Johnson vom Oklahoma Geological Survey nennen möchte.

Literatur

- |                            |  |
|----------------------------|--|
| Fay, Robert O., 1964       | Blaine Formation Northwestern Oklahoma, Oklahoma Geol. Survey, Bull. 98, Norman/Ok.  |
| Ham, William E., 1957      | Stratigraphy of the Blaine Formation in Beckham Co., Oklahoma, in: Proc. of the Acad. of Science, Vol. 38, S. 88-93  |
| Johnson, Kenneth S., 1963  | Salt in the El Reno Group (Permian), Elk City Area, Beckham and Wahita Counties, Ok. in: Proc. of the Eighth Biennial Geol. Symposium, The Univ. of Oklahoma, Norman/Ok. |
| Murphey, Clifford W., 1958 | Areal Geology of the Erick Area, Beckham and Greer Counties, Oklahoma - unveröff. Master of Science Thesis, The Univ. of Oklahoma  |
| Ward, Porter E., 1961      | Salt Springs in Oklahoma in: Oklahoma Geology Notes, Norman/Ok.  |

Analisi comparata delle deformazioni tettoniche e del carsismo  
nel settore di aurisina (Trieste)

ENRICO MERLAK (Gruppo Grotte dell'Associazione XXX Ottobre -  
Sez. del C.A.I. di Trieste/Italia)

Résumé

Dans ce bref travail on a présenté quelques recherches préliminaires dans l'essai de rattacher strictement les déformations tectoniques d'un terrain calcaire avec la morphologie d'encarsement du territoire même. Le système de représentation des déformations tectoniques se base sur l'application du réticule équivalent du Schmidt. Les pîles des plains de coupures reportés sur la projection du réticule viennent en suite réunis dans aires de fréquence par l'application d'un second réticule qui permet la création du diagramme entier par lequel c'est possible une rapide évaluation du type et du module des déformations tectoniques. On ajoute au travail d'indage l'étude des formes carsiques qui implique l'exploration totale, le relèvement et l'identification des coupures responsables de la genèse de la cavité, cette chose n'est pas toujours possible.

Pour ce qui regarde les déformations tectoniques, on a pris en considération seulement les coupures, puisque des failles évidentes et des plis remarquables manquaient. S'agissant d'un travail expérimental, il doit être considéré possible de corrections: il s'agit particulièrement d'étudier avec majeur soin les possibles influences des caractéristiques stratigraphiques, de l'inclinaison des plains de coupure et d'approfondir les connaissances sur la tectonique de la région a fin de pouvoir, éventuellement, établir les différences chronologiques de fracturation. On constate dans la plupart des cas une certaine correspondance entre les déformations tectoniques et la morphologie carsique, mais une étude plus profonde sur le sujet implique des indages faites avec beaucoup de soin et toujours une majeure connaissance du phénomène carsique.

Promessa

Su un ristretto settore carsico, situato in prossimità del paese di San Pelagio (Carso Triestino), è stata eseguita un'indagine statistico-simetrologica delle deformazioni tettoniche (piani di fratturazione) ricorrendo in parte al sistema di rappresentazione della Gefügekunde (Sander B., 1948,1950). Lo studio statistico delle fratture è stato poi collegato alle caratteristiche strutturali del carsismo della zona.

Il carso di San Pelagio

Il settore studiato si estende su di una superficie di circa due chilometri quadrati ed è costituito da un terreno degradante dalla quota di 253 a quella di 145 metri posta nelle vicinanze dell'asse del solco di Aurisina. I terreni affioranti sono riferibili al Cretaceo superiore (Cenomaniano medio-superiore-Senoniano). Si tratta essenzialmente di calcari fossiliferi e foraminiferi e lamellibranchi, calcari stratificati scarsamente fossiliferi, calcari brecciati e rari orizzonti di breccie. La stratificazione presenta spessori variabili fra i 30 cm. e i 120 cm. e in corrispondenza di alcuni orizzonti appaiono delle bancate a stratificazione indistinta. La direzione degli strati varia da 105° a 135° in relazione con la piega anticlinale che caratterizza il Carso Triestino, con asse di piegamento NW-SE. L'immersione è verso SW e l'inclinazione varia da un massimo di 22° ad un minimo di 13° decrescendo generalmente verso NE. (vedi fig.2). La morfologia superficiale, propria di una zona profondamente incarsita, è caratterizzata dalla presenza di fenomeni presenti con intensità lungo tutto il territorio del Carso Triestino: trattandosi di una zona posta in pendio, la tendenza ad un drenaggio delle acque in senso inizialmente suborizzontale è qui spiccata. Si assiste ad una tipica fenomenologia propria di un carsismo di pendio con la prevalenza di solchi allungati nel senso della massima pendenza, campi solcati (Rinnenkarren) e rare doline in corrispondenza delle parti centroterminali dei solchi stessi. Gli affioramenti stratigrafici sono presenti in abbondanza e, soprattutto in corrispondenza dei rilievi o rialzi del terreno, l'intensa degradazione meteorica ha operato l'evoluzione di gran parte degli affioramenti a "griza". Particolarmente interessante risulta l'incarsimento ipogeo qui favorito da un'intensa fratturazione della zona e da condizioni paleoidriche particolari.

La presenza di un fitto reticolo idrografico legato ai fattori climatici pleistocenici e ora completamente scomparso, ha determinato la genesi di una serie di numerosi inghiottitoi disposti lungo una fascia di terreno ortogonale alla linea di massimo pendio in corrispondenza del fianco destro del solco di Aurisina. Si tratta di cavità ad andamento suborizzontale alle quali si associano cavità verticali laddove prevalga un drenaggio entro prevalenti incroci di fratture. Lo studio del carsismo della zona è stato particolarmente potenziato negli ultimi due anni in relazione ad una importante scoperta effettuata nel Febbraio del 1967: la grotta A.F. Linner V.G. 3988. Questa cavità rappresenta, per lo studio del carsismo in generale e per quello dell'idrografia ipogea in particolare, una base per una conoscenza più approfondita sul decorso delle acque sotterranee e sullo svolgimento dei cicli carsici. Alle caratteristiche morfologiche, che ne fanno una delle maggiori cavità del Carso Triestino, si unisce la possibilità di uno studio diretto sul comportamento delle acque di fondo del nostro altipiano. Il fondo della cavità è

Fig. 1: Trieste e il Carso di San Pelagio.

Fig. 2: Planimetria del Carso di San Pelagio con riferimento alla stratificazione, ai punti di indagine tettonica e alle cavità studiate.

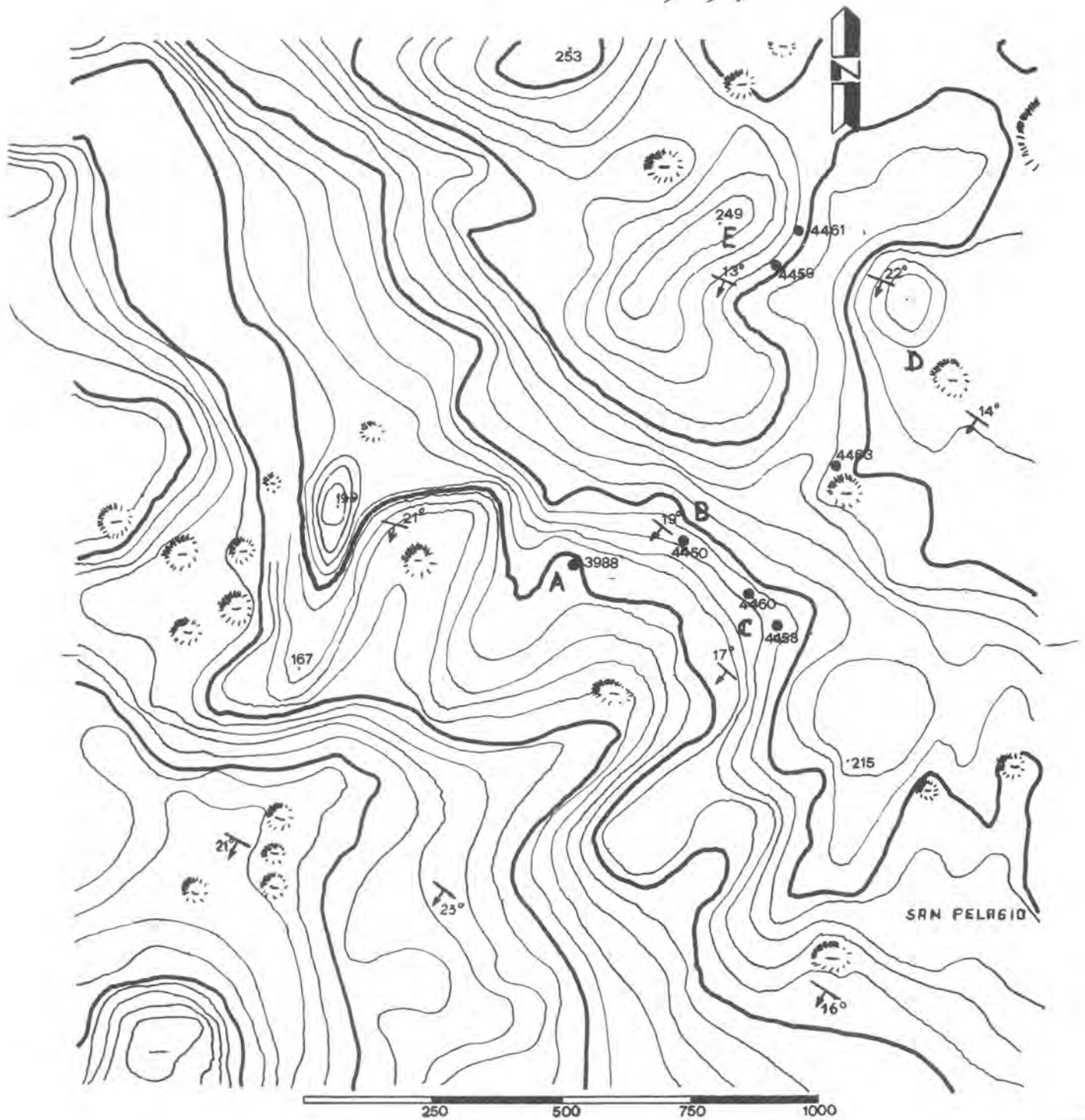
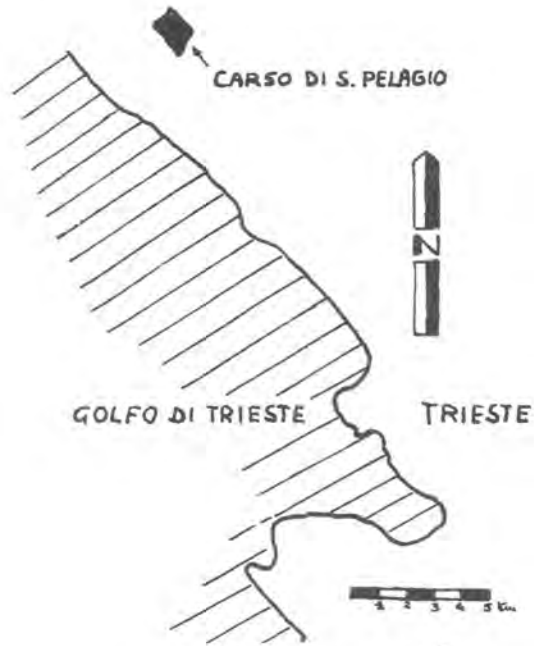




Fig. 3: Affioramento interessato da minuscoli e numerosissimi solchi legati ad un drenaggio di pendenza.



Fig. 4: Entrata della cavità "Lindner": sono ben visibili gli affioramenti stratigrafici.



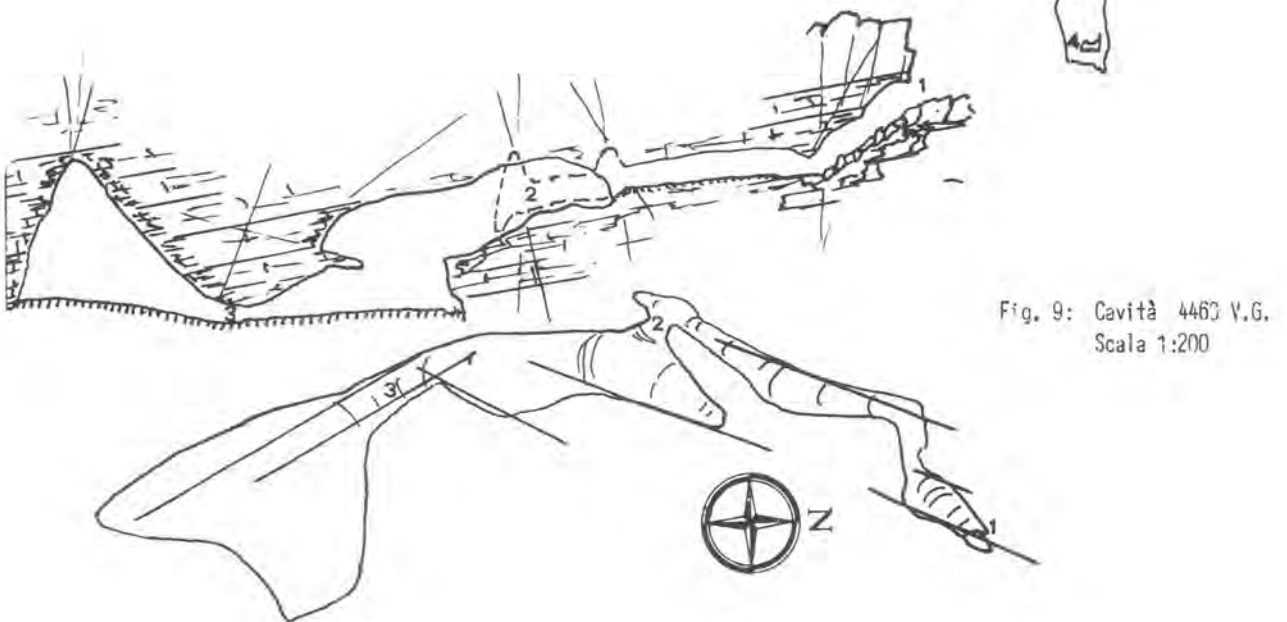
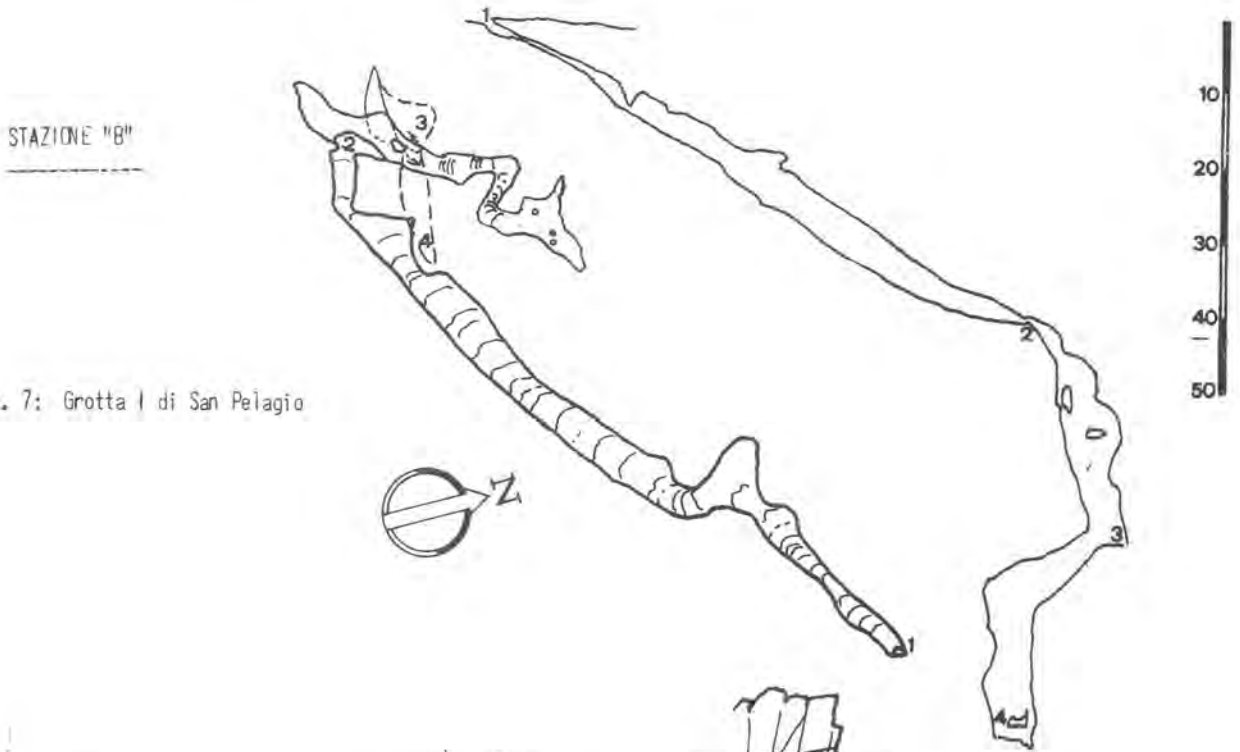
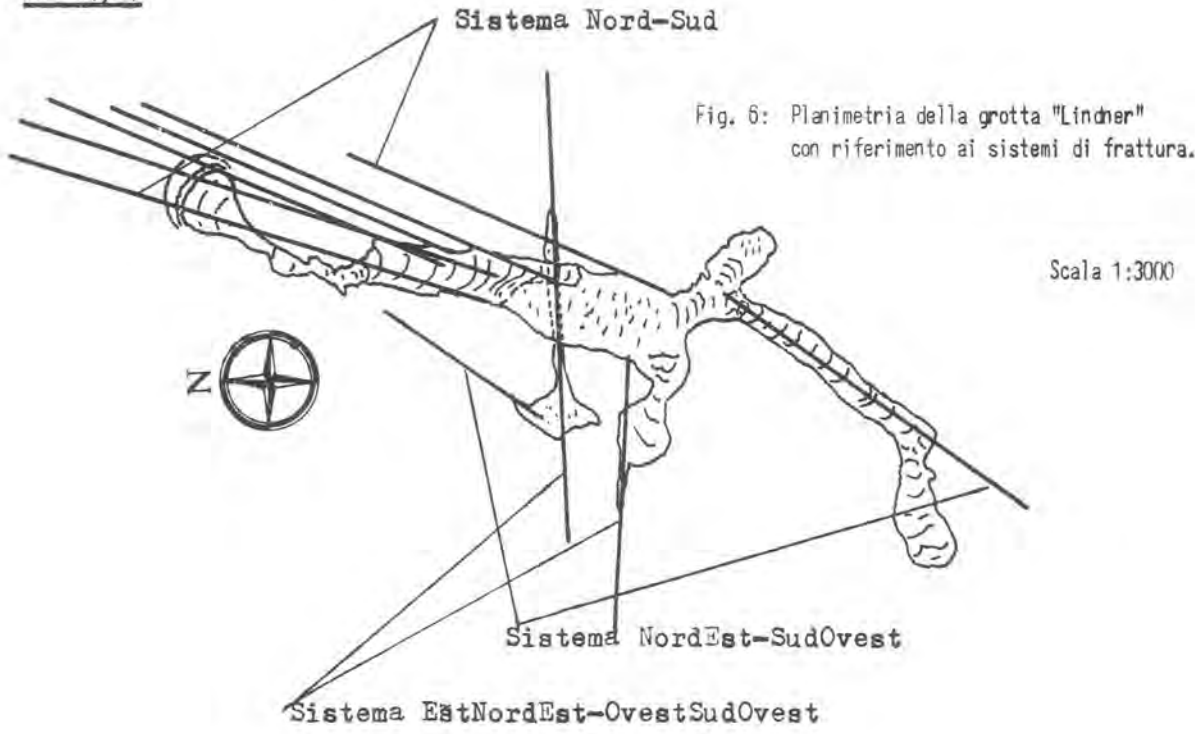
Fig. 12: Stazione "C": punto d'indagine statistica in corrispondenza di un affioramento (sono visibili le fratture principali e alcuni solchi embrionali impostati in microfratture reticolate).

Spiegazione della Fig. 12:

- 1) Fratture  $10^{\circ}$ ,  $20^{\circ}$ ,  $34^{\circ}$ .
- 2) "  $103^{\circ}$
- 3) "  $60^{\circ}$
- 4) "  $130^{\circ}$



Fig. 15: Punto d'indagine statistica: sono visibili i 3 sistemi a reticolo.



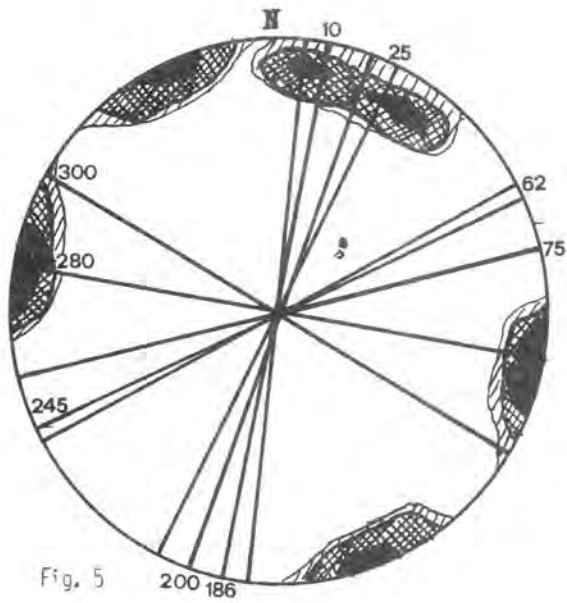


Fig. 5

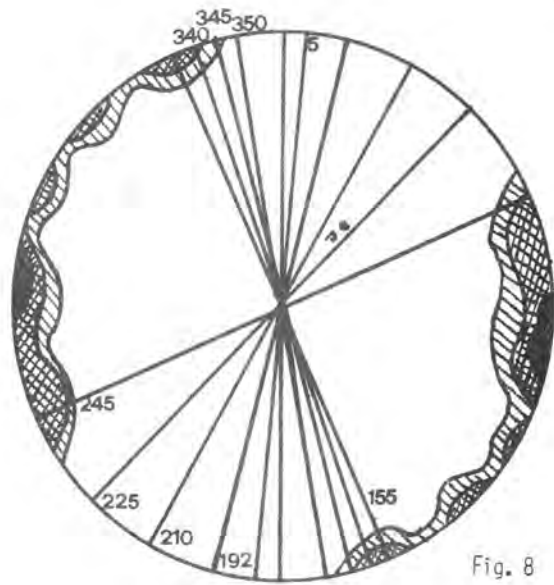


Fig. 8

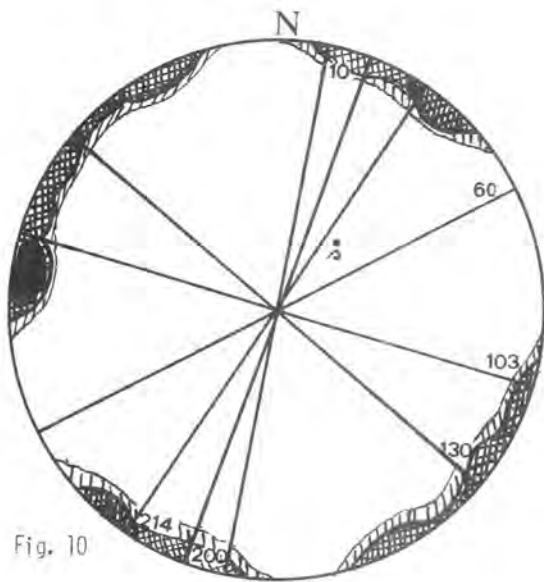


Fig. 10

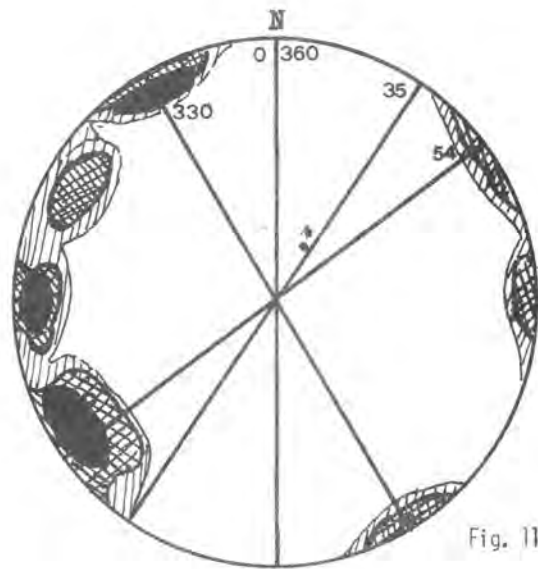


Fig. 11

Planimetria:

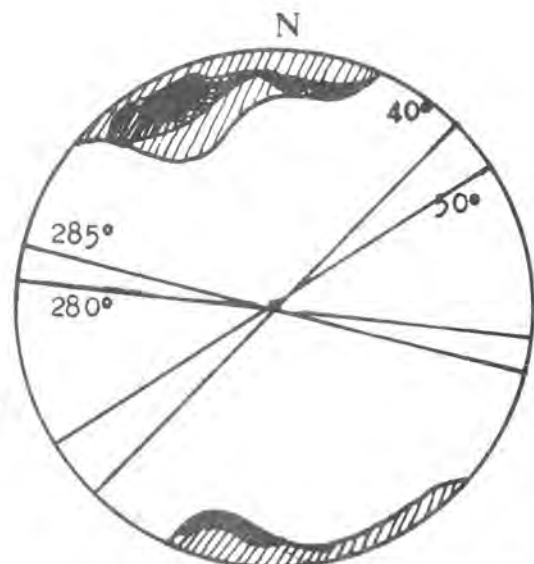
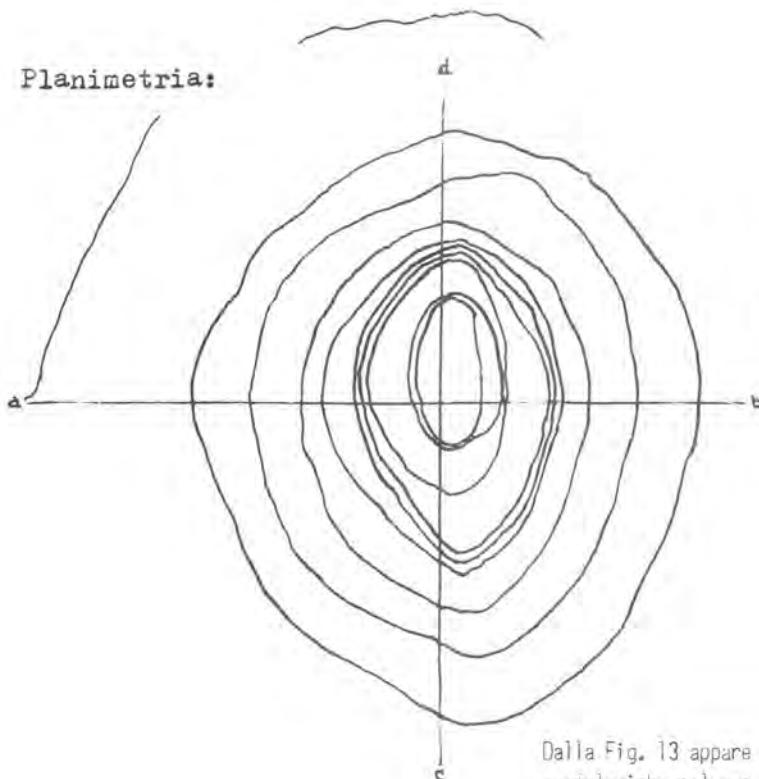


Fig. 14: Diagramma ai pt. "E".

Dalla Fig. 13 appare chiaramente una tendenza ad uno sviluppo di forme morfologiche nel senso della massima fratturazione. La dolina rilevata,



Infatti interessato da movimenti oscillatori di masse d'acqua legati indiscutibilmente alle fasi di piena del territorio.

#### Impostazione del lavoro

Lo scopo del presente studio è collegare in stretta analogia fra loro le deformazioni tettoniche e le morfologie tipiche dei fenomeni carsici. Per far ciò si è pensato di effettuare una serie di indagini statistiche in corrispondenza dagli affioramenti prossimi agli elementi carsici studiati. Per le indagini sulle deformazioni (sono stati presi in considerazione solamente piani di frattura e qualche faglia rasata a rigetto verticale quasi nullo) sono state create sul terreno alcune stazioni di rilevamento, indicato con le lettere dell'alfabeto, e in posizione tale da abbracciare gran parte del settore (Fig. 2). In corrispondenza di ogni stazione sono stati misurati un centinaio di piani di frattura poi proiettati come poli su un diagramma (rate di Schmidt-emisfero inferiore). Delimitate le aree di uguale intensità (nel nostro caso dell' 1%, 2% e 10%) si ha la corrispondenza dei massimi con le posizioni spaziali di rottura più frequenti. Dall'indagine statistica si passa allo studio delle forme carsiche presenti in prossimità della stazione. Si è riscontrata nelle gran parte dei casi una stretta analogia fra le massime frequenze dei piani di fratturazione e il prevalente andamento morfologico degli elementi carsici quali: doline, affioramenti e cavità sotterranee. Segue ora un elenco delle stazioni con i risultati dell'indagine e con lo studio delle forme carsiche sulle quali è stato eseguito il confronto con le deformazioni tettoniche.

#### Stazione "A"

L'indagine è stata eseguita su due affioramenti nei pressi dell'entrata della cavità "Lindner".

##### Pt. 1

Piani misurati : 126

Quadro di frequenza delle principali fratture (valori arrotondati) :

Direzione	Inclinazione	Frequenza
10°	Subverticale	12%
20°	"	25%
25°	"	4%
62°	"	15%
75°	"	16%
120°	75° - 80°	28%

##### Pt. 2

Piani misurati: 105

Quadro di frequenza :

Direzione	Inclinazione	Frequenza
6°	Subverticale	5%
10°	"	6%
20°	"	10%
25°	"	12%
62°	"	5%
65°	"	17%
75°	"	5%
100°	70° - 80°	15%
120°	70° - 80°	25%

Nella figura 5 è riportato il diagramma relativo alla somma dei due punti di rilevamento della stazione "A". Appare evidente che, nonostante la grande varietà nelle direzioni di fratturazione, sussistono alcuni sistemi che si possono definire principali. Essi sono raggruppabili grosso modo in tre sistemi principali: il primo interessato dalle fratture 6°/10°/20°/25°, subverticale, che definiamo sistema "Nord-Sud", il secondo caratterizzato dalle fratture 62°/65°/75°, subverticale, e definibile come sistema "Est Nord Est-Ovest Sud-Ovest" e infine il terzo proprio delle fratture 100°/120° con inclinazione variabile fra 70° e 80°. Il rapporto approssimativo fra queste fratture, calcolato sulla base delle misure di piani è 4:3:3. Dall'esame della figura 6 si vede chiaramente che la grotta "Lindner" si è generata per allargamento di tre sistemi di fratturazione principali. Il sistema da me giudicato fondamentale è quello indicato come sistema Nord-Sud corrispondente ad un fascio di fratture subparallele con valori di direzione più frequenti variabili fra i 6° e i 25°. Questo sistema ha interessato la formazione dell'inghiottitoio con successivo allargamento del ramo iniziale. In concomitanza a questo si aggiunge il sistema NE-SW legato in parte a quello delle fratture 62°/65°/75°, in parte ad un altro non rilevato nell'indagine statistica di superficie. nettamente subordinato ai due precedenti è il sistema ENE-WSW che risulta, dall'analisi morfogenetica della cavità, cronologicamente successivo. Volendo sin d'ora stabilire un rapporto significativo fra deformazioni tettoniche e morfologia d'incarsimento si vede che esiste una netta relazione fra il diagramma in fig. 5 e lo sviluppo della cavità in frattura alla fig. 6 con un'anomalia per quanto riguarda il sistema NE-SW.

L'indagine è stata condotta in corrispondenza di alcuni affioramenti presso l'entrata della cavità 4500 V.G. (fig.7).

Piani misurati : 98

Quadro di frequenza :

Direzione	Inclinazione	Frequenza
6°	Subverticale	10%
5°	"	20%
12°	"	20%
30°	"	11%
45°	"	18%
65°	"	10%
155°	"	2%
160°	"	4%
165°	"	2%
170°	"	3%

Il diagramma in fig. 8 mostra la prevalenza di una serie di fratturazione non intese nel senso riportato precedentemente, si può comunque constatare una netta prevalenza di una serie di fratture subparallele con orientamento approssimativo Nord-Sud associate ad altro tipo 30°, 45°, 65°. L'esame della cavità in fig.7 rivela tre sistemi prevalenti scelti nella genesi della cavità : un sistema principale NE-SW, entro cui si è impostato il drenaggio iniziale (successivamente una favorevole conzione stratigrafica ha permesso lo sviluppo interstrato di questo tratto iniziale); un sistema secondario, 30°, sul quale ha agito un affluente del corso principale; un sistema subordinato Est-Ovest che ha permesso la cattura dell'inghiottitoio posteriormente alla sua formazione, cattura avvenuta in profondità attraverso un drenaggio verticale. (fig.7,pt.2). Anche in questo caso si riscontra una discreta corrispondenza fra statistica e andamento morfologico. Ciò non accade per il sistema E-W a cui non corrisponde in superficie analogo orientamento di piani di frattura.

#### Stazione "C"

Vengono studiati gli affioramenti, presso due cavità : 4460 e 4458 V.G.

Piani misurati : 105

Quadro di frequenza:

Direzione	Inclinazione	Frequenza
10°	75°/85°	15%
20°	Subverticale	10%
34°	"	12%
130°	"	63%

Il diagramma relativo è riportato in fig. 10 dove appare chiaramente la netta tendenza ad una predominanza a due sistemi : uno di tipo Nord-Sud, l'altro di tipo NW-SE nel rapporto approssimativo 1:2, sono pure presenti i sistemi 60° e 103° ma la loro frequenza non è stata misurata in quanto compaiono solo in rari affioramenti. Vengono comunque riportati sul diagramma in fig.14 sulla base di poche misure effettuate (vedi fig. 12).

Dalla figura 9 appare evidente che la cavità si è impostata entro una serie di fratture NNE-SSW corrispondenti grossomodo ai sistemi 10°, 20°, 34° tutti rilevati in superficie (fig.12) e presenti nel diagramma in fig.10. Lo stesso vale per il sistema 130° che dall'indagine statistica costituisce il principale mentre trova corrispondenza in profondità solo nella formazione del vano finale (fig.9. pt.3).

#### Stazione "D"

Piani misurati : 130

Quadro di frequenza :

Direzione	Inclinazione	Frequenza
N-S	85°	35%
35°	65°	25%
54°	85°	15%
330°	60°	25%

Vengono esaminati alcuni elementi carsici superficiali con particolare riferimento ad una dolina situata nella zona. Presenta una tendenza ad un allungamento secondo un'asse NNE-NE in attinenza con il risultato preliminare dell'indagine delle fratturazioni (dal diagramma in fig. 11 risulta una particolare intensità di fratturazione secondo 0° e 35°. Cosa questa che corrisponde a quanto detto sopra).

#### Stazione "E"

Sono stati studiati gli affioramenti presso le cavità 4459 e 4461 V.G.

Piani misurati : 120

Quadro di frequenza :

Direzione	Inclinazione	Frequenza
NE	80°	72%
280°	Subverticale	28%

Dal diagramma appare chiara la tendenza ad un sistema del tipo "alpino" legato al "B" alpino NE-SW. Le due cavità studiate nel settore presentano caratteristiche differenti. La cavità 4459 è legata ad un sistema impostato in una frattura NW-SE appartenente al sistema 140°-150° riportato in fig. 14 nel diagramma polare. La cavità 4461 si è impostata in una frattura di tipo NNE-SSW che appartiene al sistema prevalente come appare nell'aera scura del diagramma in fig. 14. Allo stadio attuale delle ricerche è impossibile stabilire le cause di una diversa impostazione.

Rimane tuttavia significativo il fatto che in questo caso, all'indagine statistica fa pienamente riscontro la morfologia di incarsimento. Resterebbe da stabilire eventualmente se possa aver influito in questa differenziazione una diversa impostazione cronologica delle fratturazioni.

#### Considerazioni conclusive

In questo breve lavoro sono state presentate alcune indagini preliminari nel tentativo di collegare strettamente le deformazioni tettoniche di un terreno calcareo con la morfologia di incarsimento nel territorio stesso. Il sistema di rappresentazione delle deformazioni tettoniche si basa sull'applicazione del reticolo equiareale di Schmidt. I poli dei piani di frattura, riportati sulla proiezione del reticolo, vengono poi riuniti in aree di frequenza attraverso l'applicazione di un secondo reticolo che consente la creazione del diagramma completo dal quale è possibile una rapida valutazione del tipo e del modulo delle deformazioni tettoniche. Al lavoro d'indagine se ne aggiunge quello dello studio delle forme carsiche che implica l'esplorazione totale, il rilevamento e il riconoscimento delle fratture responsabili della genesi della cavità, cosa questa non sempre possibile. Per quanto riguarda le deformazioni tettoniche, sono state prese in considerazione solamente le fratture mancando evidenti faglie e pieghe notevoli. Trattandosi di un lavoro sperimentale esso deve essere considerato possibile di correzioni e di ulteriori modificazioni: in particolare si tratta di studiare con maggior cura le possibili influenze delle caratteristiche stratigrafiche, dell'inclinazione dei piani di frattura, e di approfondire le conoscenze sulla tettonica regionale per poter eventualmente stabilire le differenze cronologiche di fratturazione.

Si constata nella maggior parte dei casi una certa corrispondenza tra deformazioni tettoniche e morfologia carsica, ma uno studio più profondo sull'argomento implica indagini accuratissime ed una sempre maggior conoscenza del fenomeno carsico.

NB. Nel corso dei rilevamenti sono state considerate per le misure tutte le fratture che appaiono come tali in corrispondenza degli affioramenti in sito del terreno sia che si tratti di fratture beanti sia che si tratti di microfatture nelle quali si impostino i processi di soluzione del calcare.

## Sur l'évolution des formes karstiques dans les Dolomies en Provence

JEAN NICOD (Laboratoire de Géographie, Aix-en-Provence/France)

### Zusammenfassung :

Das Referat behandelt die Entwicklung der Karstformen im Dolomitgestein der Provence. Es werden dargestellt : Die Ausdehnung des Dolomitgesteins, sein Alter, seine Bildung, die petrographische Beschaffenheit (Porosität), die Oberflächenformen (Karran, Kameniza, Taffoni, Türchen und Rinnenformen). Die Frage der Löslichkeit der Dolomitgesteine wurde im Labor und im Gelände untersucht. Die Entwicklung der Verkarstung in dolomitischen Karstgebieten wird zusammenfassend dargestellt.

En Basse-Provence calcaire, et sur les rebords des Plans du Verdon, les reliefs dolomitiques ont une extension considérable; certains constituent même des escarpements majeurs, aux formes tourmentées comme les Santons et les abrupts de N.D. du Rouet et de N.D. des Anges dans la chaîne de l'Etoile, ou celui de la Loube (830) à l'extrémité orientale de la chaîne de la Sainte-Baume. En bordure des plateaux, les reliefs ruiniformes sont fréquents; le plus extraordinaire est celui des Aiguilles de Valbelle, dans un vallon à la partie septentrionale de plateau de Montrieux; d'autres se trouvent dispersés sur le pourtour de l'Agnis. Ces reliefs ruiniformes ne le cèdent en rien à ceux, classiques de Montpellier-le-Vieux (Causse noir) ou du cirque de Mourèze (Bas-languedoc); comme eux ils présentent une grande variété de formes; une arène dolomitique abondante colmate les couloirs entre les piliers, les clochetons et les arcades. Mais les reliefs ruiniformes ne constituent pas les seuls aspects des massifs dolomitiques, lapiés géants ou mineurs (simples vasques ou roches perforées) dolines, et même de petits poliers constituent des formes également intéressantes, qui témoignent de l'active corrosion des dolomies et d'un long passé morphogénétique.

En renvoyant pour la description des divers massifs et plateaux dolomitiques, à notre thèse (J. NICOD 1967) nous nous bornerons ici à étudier les problèmes des reliefs dolomitiques de Provence sous les quatre points suivants :

- 1.- Extension et propriétés des dolomies
- 2.- Classification des reliefs karstiques dans les dolomies
- 3.- Les eaux des massifs dolomitiques
- 4.- Evolution des reliefs dolomitiques

### 1.- Extension et propriétés des dolomies.-

Si les dolomies et calcaires dolomitiques occupent une grande place dans la géologie et le paysage provençal.

#### a) La dolomie, mélange de calcite et de dolomite

Beaucoup de difficulté concernant cette roche, et ses propriétés sont venues de ce qu'en de nombreux ouvrages, il y a confusion entre la roche et le minéral principal qui la compose, tous deux portant le nom de Déodat Gratet de Dolomieu... qui identifia cette roche, en 1802, dans les Dolomites.

Le minéral, la Dolomite, est un véritable sel double de formule  $(\text{C O}_3)_2 \text{Ca Mg}$ . Les atomes de Ca et de Mg y sont en nombre égal de telle sorte que la proportion est en poids de 54,35% de  $\text{CO}_3 \text{Ca}$  et 45,65% de  $\text{CO}_3 \text{Mg}$ . La dolomite cristallise sous forme de rhomboèdres, sensibles au toucher dans les roches dolomitiques. Sa densité est de 2,87, tandis que celle de la calcite et de la globérite sont de 2,71 et 3,02 : la densité du mélange équimoléculaire devrait être de 2,84. La dolomite est légèrement plus dense, sa formation s'accompagne donc, dans la roche, d'une rétraction, donc d'une augmentation de porosité.

La dolomie, en tant que roche, est rarement pure (c'est le cas dans les Alpes des Dolomites) et il y a un passage continu des dolomies aux calcaires, par mélange en toutes proportions de la dolomite et de la calcite (J. Jung, 1963 p. 113).

Dolomies : 90 à 100% de dolomite  
Dolomies calcaireuses : de 90 à 50%  
Calcaires dolomitiques : de 50 à 10%

#### b) Extension et âge des dolomies

La fig.1 précise l'extension et la position stratigraphique des dolomies de Provence.

En dehors du Trias, trois grandes séries s'y distinguent aisément.

Les Dolomies infraliasiques (Hettangien, Rhétien) se débitent en petits parallélépipèdes. Elles jouent un rôle morphologique important dans l'Olympe-Aurélien (200 m de puissance).

Les Dolomies "néo-jurassiques" de couleurs grise, à odeur fétide, forment de beaucoup la masse la plus imposante et qui "envahit", suivant les régions, le Portlandien supérieur, et même le Berriasien et le Valanginien (dans l'Etoile) au sommet, et l'Argovien, le Callovien, et le Bathonien, à la base (région N.Toulonnaise). Toutefois, à l'extrême E de la Basse-Provence (région de Fayence) et dans les Plans du Verdon, une inversion de la dolomitisation se

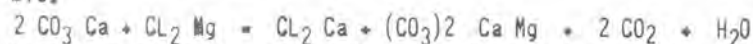
produit au sein du Jurassique. Le Dogger est dolomitique dans son ensemble. Le Malm ne présente que des lentilles à sa partie supérieure. Enfin les lentilles dolomitiques urgoniennes, par leur position au sommet des escarpements, les massifs Sud-Marseillais, et dans la chaine de l'Etoile, jouent un rôle important dans la topographie.

### c) Origine de la dolomitisation

L'extension des formations dolomitiques en Basse-Provence pose le problème du processus de la dolomitisation et dans une certaine mesure, explique leurs propriétés. Analysant ce problème, G. MENESSIER (1959 p. 25) note l'intercalation de calcaires blancs zoogènes dans les dolomies du Gros Bessillon, et le passage, près d'Ampus des dolomies supra-jurassiques à un calcaire récital. La présence de ces calcaires, dans la zone de transition, montre que l'on n'a pas affaire à un simple front de dolomitisation mais que celle-ci est liée à des conditions originelles pour une grande part.

En mettant à part les Cargneules du Trias, qui de l'avis de la plupart des auteurs sont des évaporites (précipitation dans des lagunes du sulfate de magnésie en présence de sulfate de chaux et combinaison de deux corps en milieu non oxygéné) les dolomies typiques comme les calcaires dolomitiques résultent de la substitution de la dolomie à la calcite, opérée dans le sédiment au contact de l'eau de mer.

La dolomitisation ne semble pouvoir s'effectuer qu'à faible profondeur au tour des récifs, dans une mer chaude et agitée, avec un pH élevé. La réaction du chlorure de magnésium sur le calcaire permettrait la formation de la dolomie.



La présence des algues, qui fixent le  $\text{CO}_2$  par photo-synthèse, et des débris organiques producteurs de carbonate d'ammonium, facilitent cette réaction. En effet, les pH élevés supérieurs à 9, ont été observés sur le pourtour des récifs en voie de dolomitisation. Aux restes de matière organique correspond l'odeur fétide, à la cassure, dans de nombreuses dolomies, dont celle de Provence. L'irrégularité du front de dolomitisation, son caractère souvent capricieux, se traduit souvent dans les aspects morphologiques actuels. Enfin, une porosité élevée est la conséquence essentielle de la dolomitisation.

### d) La porosité des dolomies et ses conséquences morphologiques

Elle est nettement plus élevée que celles des calcaires, comme le montre le tableau I.

Tableau I

Porosité comparée des calcaires et des dolomies

	Porosité	densité à sec
- calcaire urgonien Cassis .....	2,9%	2,46
- calcaire Portlandien Pont de Praguilhan .....	5,3%	3,00
- calcaire Dolomitique N.D. des Anges .....	8,1%	2,82
- Dolomies de la Loube .....	8,2%	2,24
- Dolomies de Cotignac .....	9,9%	2,33
- Grès sinémurien de Lorraine Belge (1) .....	14 à 17	

(1) D'après R. SOUCHEZ, 1963, nous avons procédé suivant sa méthode. La porosité est définie par le rapport du volume des vides au volume de l'échantillon  $P = \frac{v}{V} \times 100$ , v est déterminé par la différence de poids entre l'échantillon séché à  $80^\circ$  et l'échantillon imbibé d'eau V pendant 24 h.

Suivant R. SOUCHEZ, la porosité joue un rôle essentiel dans l'attaque de la roche. Une roche poreuse permet la percolation donc augmente les possibilités d'attaque. C'est ce que nous observons dans les calcaires dolomitiques et les dolomies. Tandis que les calcaires purs, la dissolution s'opère sur des surfaces (dalles, cannelures, parois des conduits), dans les calcaires et dolomies, elle affecte une zone plus ou moins profonde. L'inégalité de la dolomitisation entraîne l'inégalité de porosité et par là même commande les variations de la décomposition aréolaire et le caractère ruiniforme des reliefs.

Si la porosité multiplie les possibilités d'attaque superficielle par dissolution, la résistance se trouve très inégale. Elle dépend essentiellement du litage et de la microfissuration : les dolomies massives donnent de beaux escarpements, et, sur le versant méridional de la Sainte Victoire par exemple, clochetons et pénitents doivent leur aspect tout autant à leur résistance à la gélifraction qu'à la dissolution différentielle (cf. infra, chap. II). Par contre les calcaires finement lités, les dolomies parallélépipédiques se désagrègent facilement sous l'action du gel et au flanc des escarpements ou canyons, les intercalations dolomitiques donnent des vires ou des abris sous roche (Massif de Marseilleveyre, grand canyon du Verdon). On notera aussi que l'absorption dans les karsts dolomitiques est moins complète que dans les calcaires : les fortes averses ou la fonte des neiges saturant facilement l'arène et les points d'absorption sont parfois obstrués; une circulation subaérienne est alors possible, et les escarpements dolomitiques peuvent même connaître un certain ravinement. Sur le versant méridional de l'Etoile, des cours d'eau temporaires circulent dans les dolomies et sont absorbés le long de la ligne de faille qui les sépare des calcaires urgoniens.

En profondeur enfin, les roches dolomitiques sont favorables à l'organisation de réseaux phréatiques, ce qui entraî-

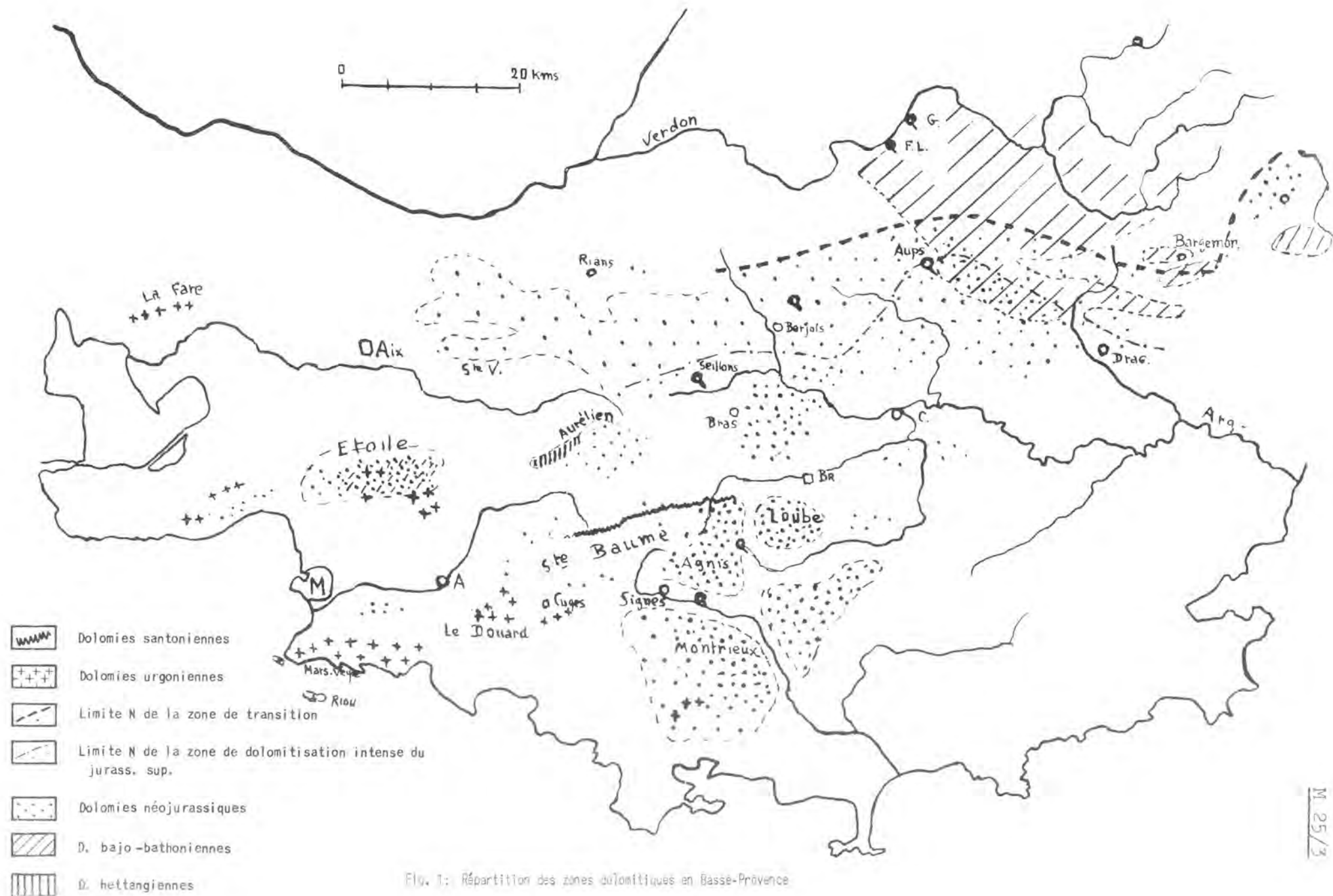


Fig. 1: Répartition des zones dolomitiques en Basse-Provence

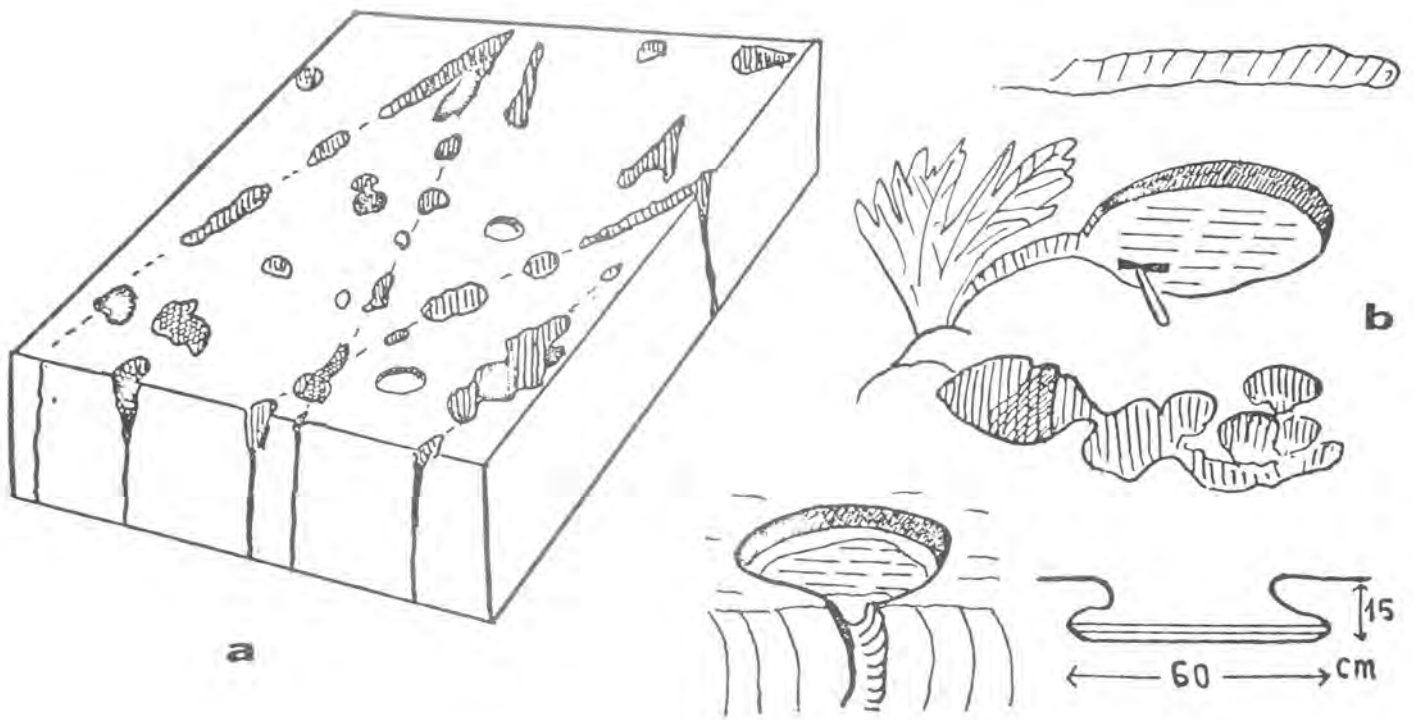


Fig. 2: Lapiés dolomitiques

- a) Lapiés tubulaires, caverneux (au S de Marseilleveyre, d'après un cliché photographique)
- b) Vasque de lapié ou Kamenitza - Vue générale, de face et coupe (La Bastidonne, Nord de Seillans, d'après un cliché photographique)

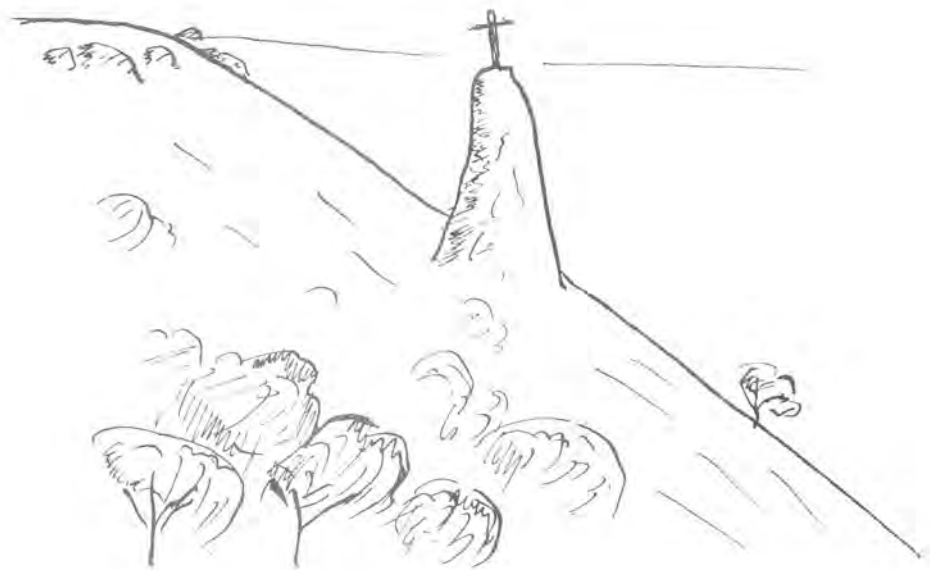


Fig. 3: "Pénitent" dolomitique de Correns, au dessus d'un versant réglé, d'après une photographie.

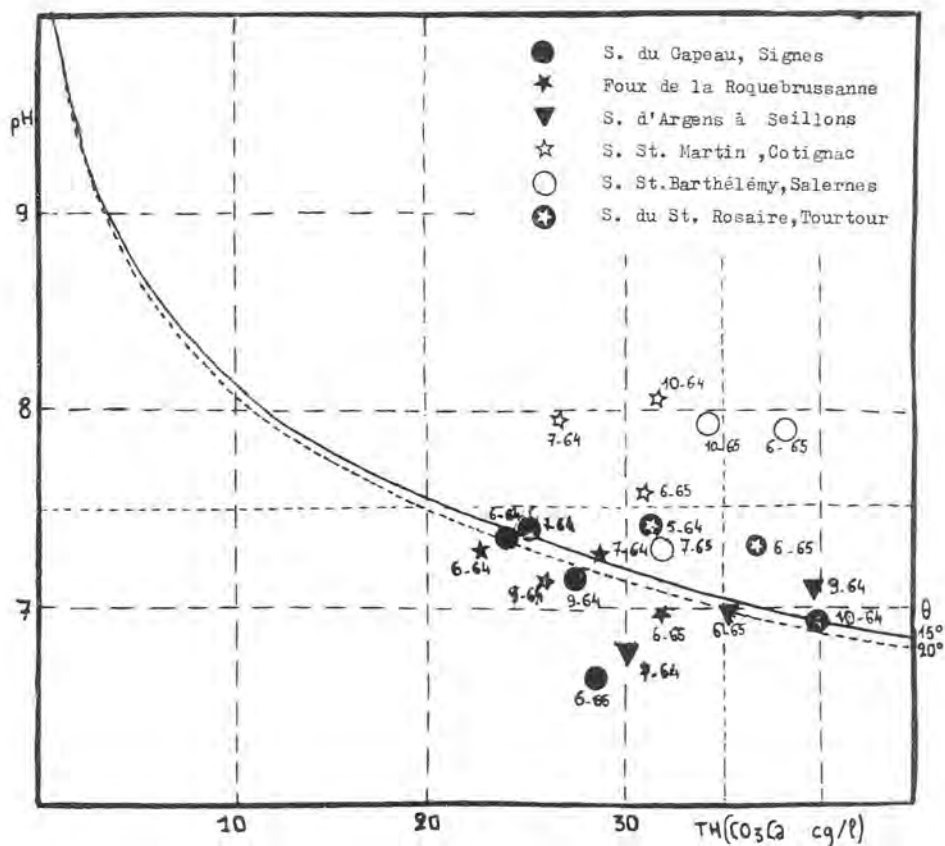


Fig. 4: Sursaturation de certaines sources, au cours des étés 1964-1965 (courbes de Tillmanns)

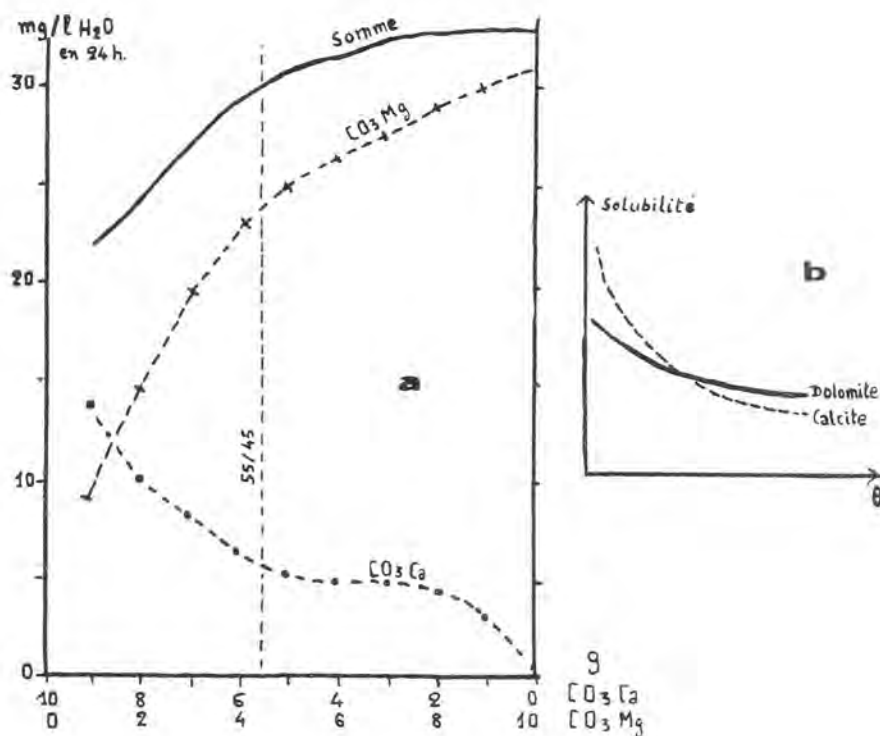


Fig. 5: a) Dissolution d'un mélange en série calcite-magnésite (d'après K. PRIESNITZ, 1967)

b) Décroissance de la solubilité de la calcite et de la dolomite en fonction de la température (d'après D. ZAGOVIC' 1965).



ne des conséquences majeures pour le régime hydrologique des sources de ces régions (J. NICOD, 1969).

## II. Les formes du relief dolomitique en Provence

Ces remarques sur les effets de la porosité, comme celles concernant la solubilité (que nous examinerons au chap. III) peuvent s'appliquer aussi bien aux microformes qu'aux grands reliefs ruiniformes plus particulièrement caractéristiques des dolomies. Par ailleurs les dépressions caractéristiques du karst (dolines, poljés) existent aussi dans les régions dolomitiques. L'activité actuelle des processus étant plus facilement décelable dans les premières, nous commencerons par l'analyse des formes élémentaires.

### a) Formes élémentaires

Les lapiés dolomitiques.- J. CVIJC, 1924, A. SEGRE, 1948 (P. 147-148) Microcarsisme e lapié, J. NICOD, 1967.- se reconnaissent aisément à la prédominance des tubulures et perforations. On les rencontre sur tous les calcaires dolomitiques, à toutes les altitudes, de la Nerthe et des Massifs Sud-Marseillais au Plan de Canjuers. Dans certains cas ils se présentent sous la forme d'alignements comme les lapiés calcaires (Plan de Canjuers), mais lorsque la roche devient vraiment dolomitique, les lapiés dessinent une microtopographie parfaitement incohérente : rochers perforés de quelques décimètres au plus, orientés dans toutes les directions et séparés par des couloirs ou espaces aux formes les complexes (fig. 2a). Très souvent, lorsque le lapié est ancien et envahi par l'arène ou la terra rossa les rochers ne forment plus que des chicots isolés.

### 1.- "Les Vasques de Lapiés" (Kamanitza)

C'est un stade de jeunesse que nous avons fréquemment observé (fig. 2b) sur les dalles de calcaire dolomitique, toutefois il ne s'agit pas d'une forme spécifique de ces roches, on les rencontre sur les calcaires purs, comme le Santonien du Plan d'Aups, pourvu qu'ils ne soient pas finement lités ou diaclasés, mais légèrement poreux. Il s'agit généralement de vasques qui ont jusqu'à 0m80 de diamètre et où l'eau stationne après les pluies ou la fonte des neiges. Parfois, la forme évolue : la cuvette devient un baquet et, débordant toujours du même côté, une rigole particulièrement nette évacue le trop plein. Nous en avons trouvé de beaux exemples sur la crête de la Sainte-Baume, dans les lapiés de Bras et sur le Plan de Canjuers, à proximité du grand Aven. Après la pluie ou la fonte de la neige, l'eau stationne plusieurs jours dans ces cuvettes. Des micro-organismes, des algues et des micro-champignons - sur la Dissolution du calcaire par les micro-organismes dans les karsts européens étude fondamentale de B. SMYK et M. DRZAL, 1964 : Der Einfluss von Mikroorganismen auf das Phänomenen der Karstbildung, Erdkunde 18, p. 102-103, qui donne une liste des espèces connues en Pologne, Yougoslavie, Suisse, Tchécoslovaquie.- s'y développent. Aussi l'eau de ces vasques est fortement chargée en carbonates provenant de la dissolution de la roche.

TABLEAU II

Localité	Roches	Teneurs en carbonates de quelques vasques					
		date et circon- stances du prélèvement	teneurs correspondant à total carbonates Cg/l	TH = degré	CO <sub>2</sub> Ca Cg/l ou degré	CO <sub>2</sub> Mg Cg/l	
N.D. des Anges	Dolomies	31.1.1963	32,1	34	22,0	10,1	12
Lapiés de la Bastidasse (près cote 491) au N de Seillons	Néo-juras. calcaire dol.	fonte de neige 24.4.1963					
	Kimméridgien	pluie du 23 Avril	26,1	28	16,0	10,1	12
Lapiés du Mas- Boeuf (E de Bras)	Dolomie	25.5.1963					
		pluie du jour	16,6	17,5	11,6	5,0	5,9
Id	Id	20.9.1963					
		pluie du jour	38,3	42,9	13,8	24,3	29,1

Ces chiffres ne donnent qu'un ordre de grandeur, nous n'avons pu prélever l'eau au moment où les vasques étaient totalement pleines, et par ailleurs, elles comportent un petit impluvium. Mais l'essentiel nous paraît être la dissolution rapide en hiver et plus encore lors des pluies d'automne.

Certes, très vite l'évaporation, lorsque la vasque est close, entraîne la précipitation des carbonates. Ils s'accu- mulent sous formes de dépôts pulvérulents, facilement déblayés par le vent.

Mais le fond de la cuvette s'approfondit rapidement du fait de la porosité de la roche qui pourrit par humectation et dissolution après chaque averse. A ce moment, la vasque contient plus d'eau, les micro-organismes peuvent y pulluler et assurer la prédominance de la corrosion latérale car, du fait de leur activité, la surface de la flaque est plus riche en  $CO_2$ . La vasque présente alors des parois raides, et même une encoche correspondant au niveau moyen de la flaque. Elle se développe mais elle est menacée aussi dans son existence par le creusement du micro-canal d'écoulement.

Ainsi, dans les calcaires dolomitiques, grâce à la porosité de la roche, se développent ces Kamenitza, formes de dissolution superficielle accélérée, mais précaire. De même sur les escarpements dolomitiques, apparaissent des taffoni.

## 2.- Les taffoni des escarpements dolomitiques

Nous savons déjà que ces formes sont caractéristiques des roches poreuses, où l'eau percole, dissout des sels dans la masse et forme une croûte superficielle. Comme les roches cristallines, les "molasses" des Baux et les grès du Valdaren, les dolomies sont poreuses et leur imbibation par l'eau de pluie (fouettée par le vent ou circulant par capillarité) permet à la roche de pourrir localement. Parfois gélifraction et corrosion se combinent. Ainsi au plafond des abris sous roche apparaissent des alvéoles de corrosion. Des formes en "Niches" s'observent sur les parois : dans l'Etoile, au fond du vallon de N.D. des Anges, dans le canyon du Verdon. Elles atteignent un très beau développement sur la côte des massifs Sud-Marseillais, spécialement à Marseilleveyre, au-dessus du cirque des Walkyries et surtout sur la face S des îles Maire et Riou. Dans le cas des falaises littorales toutefois, le processus est vraisemblablement accéléré par la présence de sel marin dans l'eau de pluie ou de rosée, comme le montre la présence des halophytes sur les massifs calcaires, à une distance importante et à une assez grande altitude au dessus du littoral.

Dans ces massifs côtiers, on observe facilement sur les hautes falaises et même sur les versants l'existence d'une croûte calcaire, qui localement tend à fermer les niches par une cloison qui pend à leur partie haute, suivant le mécanisme décrit par Dov NIR en Israël (1964), ou qui enduit les anciens abris sous roches. Cet encroûtement calcaïque, que nous avons mentionné aussi à propos des niches de nivation de la Sainte-Victoire, est à mettre en rapport avec les conditions de ruissellement sur les parois. Pendant les averses, à leur partie supérieure, arrive des lapiés une eau fortement chargée en carbonates qui se répand et humecte largement falaises et surplombs. A la fin de l'averse l'évaporation intense (soleil et vent) provoque la précipitation du  $CO_3Ca$ .

Ainsi, localement, les conditions pétrographiques (roche à porosité importante) et d'exposition (falaises situées à l'adret et soumises à une insolation intense) permettent la réalisation de formes du "Karst à alvéoles".

## b.- Les grands reliefs ruiniformes et les zones à topographie chaotique généralisée

En quelques points privilégiés, les processus de dissolution différentielle dans les dolomies aboutissent à la réalisation soit des formes majeures, en aiguilles et clochetons et arcades, soit d'un relief vraiment chaotique, où l'arénisation prend des proportions considérables.

1.- Aiguilles, clochetons, arcades sont tenus depuis longtemps comme caractéristiques des régions très dolomitiques, ces formes résiduelles correspondent aux zones les plus pauvres en calcaire. Parmi les plus expressives de Basse-Provence, figurent en tête les formes ruiniformes de la dalle dolomitique axiale de la chaîne de l'Etoile, spécialement la "procession des Santons" au S W du Pilon du Roi, qui couvre une quinzaine d'hectares; les rochers de N.D. du Rouet et de la cote 632,2 au S des Santons et les rochers ruiniformes de l'escarpement de faille de N.D. des Anges. A l'exception de ce dernier, aiguilles et clochetons représentent le processus de dissection de la dalle dolomitique en pendage vers le S. La même remarque s'impose sur le rebord septentrional de l'Agnis où, le sentier qui monte de la Verrerie, passe au milieu d'innombrables formes curieuses (dont une arche), mais c'est surtout sur le plateau de Montrieux que se trouve la plus grande variété de reliefs ruiniformes les plus spectaculaires : aiguilles de Valbelle (plus de 20 m de haut), quilles isolées par de profonds couloirs du Jas de Laure, dédale des Quatre Confronts, Arc de Triomphe des Avellanis.

En étudiant la position de ces formes ruiniformes sur le plateau de Montrieux ou sur celui du Pilon St. Clément II est facile de s'apercevoir qu'elles affectent trois formes de reliefs :

- Les escarpements structuraux : bordure E du plateau et escarpement S du Jas de Laure,
- Les reliefs (résiduels) dominant le plateau comme les Quatre Confronts, les Bigourets et le rocher cote 550,8 au S W de Néoules,
- Des versants en particulier les célèbres aiguilles de Valbelle (Montrieux).

Cette variété de position pose le problème, très délicat, de l'origine de ces formes et de leur évolution. Une première explication, que nous avons envisagée en 1954, est de considérer ces reliefs comme résultant de l'évolution de lapiés en zone dolomitique. Nous retombons dans le cas de lapiés géants (mégalapiés de Y. MASUREL) résultant de la dissolution subaérienne, le long des diaclases, ce qui est indéniable sur le plateau de la cote 632,2 au S des Santons, ou sur l'escarpement S du Jas de Laure. La nature de la roche permet l'élargissement rapide des cou-

loirs, les quilles délimitées par eux s'arrondissent et s'alvéolisent, certaines parties tombent en poussière, d'où les blocs instables et chaos de blocs éboulés. Parfois l'appel du vide augmente l'écart entre les quilles. Nous retrouvons le processus classique d'évolution des escarpements qui donne les rochers dolomitiques dangereusement inclinés du front de la Loube.

L'apparition de clochetons sur les rebords des canyons des Calanques (En Vad) ou sur les escarpements de faille (N. D. des Anges) résulte également de processus de dissolution subaérien, souvent combiné à la gélifraction (clochetons entre niches de nivation de la crête de la Sainte-Victoire).

Le processus se poursuit actuellement (abondante arène des Santons ou des roches ruiniformes de l'Agnis) mais il est nécessairement ancien, comme le montre les deux observations suivantes :

- Dans le vallon de N.D. des Anges, un pénitent de 2 m de haut domine une surface structurale entièrement dégagée aux dépens d'une couche gélive. Le pénitent nous paraît témoigner de l'état des lieux avant la dernière période froide.
- De même le clocheton dolomitique du quartier des Besson, près de Correns domine un versant de Richter, régulièrement réglé à 32° (fig.3).

Il est donc permis de concevoir une alternance de processus, génératrice des reliefs dolomitiques ruiniformes. En période froide, sur les surfaces structurales, une dissolution accrue des diaclases peut se produire grâce à la présence de neige, la dalle est disséquée en parallépipèdes isolés par des couloirs-puits à neige. Sur les versants, la gélifraction l'emporte et les règles, exception faite des zones résiduelles les plus dolomitisées qui deviennent des quilles quadrangulaires comme celles des Alpes des Dolomites. En période chaude et humide la dissolution des dolomies et leur dégradation aréolaire transforme les parallépipèdes et quilles en clochetons et rochers ruiniformes. Toutefois, l'explication que nous venons de donner ne semble pas pouvoir s'appliquer ni aux aiguilles de Valbelle, situées à la partie basse d'un haut vallon noir, où l'érosion quaternaire paraît avoir été peu efficace, ni aux zones de topographie chaotique généralisée.

2.- Les zones de topographie chaotique généralisée se rencontrent sur les plateaux et chaînons dolomitiques, au N E de Cotignac (carrières de dolomies), sur le rebord N E du bassin de Salernes (route de Villecroze à Aups et à Tourtour), au N E d'Aups, sur l'anticlinal de N.D. de Liesse, au Puy de la Sigua au N E de Tourtour .. etc.. Sur le versant N de l'Etoile dans une zone tectonisée, l'Urgonien dolomitique de la carrière de la Galinière se présente comme un relief chaotique encore potentiel. Nous entendons sous cette dénomination un ensemble incohérent de rochers ruiniformes et pulvérulents, champignons émergeant plus ou moins de l'arène provenant de la désagrégation des dolomies, et qui peut former des poches de plusieurs mètres d'épaisseur et, parfois, de plusieurs dizaines de mètres (exploitation de dolomie à Cotignac, Aups, Villecroze, Tourtour). Il est permis de penser que cette topographie chaotique est ancienne et que les mêmes processus se sont renouvelés à des périodes fort différentes. Nous avons noté que des bauxites médio-crétacées passaient latéralement à l'arène dans les gisements du quartier de Solleillac (commune de Villecroze); le Miocène du Plan de Tarubis (Fossé d'Ampus) comporte un faciès spécial, à sable dolomitique; enfin, le gisement de dolomie exploité en carrière à 1 km au N d'Aups le long de RN 557, est situé dans une poche antérieure au plus ancien glacis d'accumulation et au creusement de la vallée.

Dans toute cette région les reliefs ruiniformes résultent non de la dissolution subaérienne mais de la corrosion souterraine et du dégagement récent, parfois artificiel du fait de l'exploitation de l'arène dolomitique. Nous retrouvons là en macro-reliefs le processus classique de formation des "bonhommes" de craie sous la couverture d'argile à silex et de sables ou des pitons calcaires sous une couverture bauxitique en élaboration ou plus généralement encore celui de formation des "orgues géologiques" et de la crypto-évolution des laplès.

### c.- Les dépressions classiques du karst

Dolines et poljés ne sont pas absents des plateaux dolomitiques mais présentent des caractères originaux.

1.- Les dolines, bien que relativement nombreuses sur les plateaux d'Agnis et de Montrieux, ne constituent pas des champs d'individus homogènes. Elles sont de tailles très inégales, de formes capricieuses, peu profondes, parce que colmatées par l'arène. Leurs fonds, leurs bordures sont souvent hérissés de chicots très corrodés.

Sur le plateau du Pilon Saint-Clément s'étend l'ouvala de Puyménigond aux contours sinueux et imprécis. Une cartographie détaillée du karst de Saint Barnabé (M. JULIAN et J. NICOD 1969) permet d'opposer des dolines du Karst calcaire, aux formes régulières et aux contours francs, et les dolines de la zone dolomitique, irrégulières et qui se transforment facilement en ouvalas aux contours indécis parsemés de chicots ruiniformes. Sur le Plan de Caussole ces reliefs résiduels entre les dolines deviennent des formes majeures qui prennent l'aspect de mogotes (C. ROUSSET 1969).

2.- Plusieurs petits poljés se trouvent actuellement perchés sur les plateaux dolomitiques. Sur le karst de Saint Barnabé, il s'agit de l'ouvala de la Lune, suspendue au-dessus des gorges du Loup; de même le poljé d'Agnis, la Lattate et d'autres bassins mineurs sont perchés au-dessus du couloir du Gapeau. S'il est probable que l'évolution de ces dépressions est ancienne, il reste qu'elle est entretenue grâce aux difficultés d'absorption des dolomies, aux barrages karstiques qu'elles maintiennent. S'il n'y a pas en Provence d'équivalent exact du Lac des rives, poljé suspendu temporairement inondé, dans la zone dolomitique du S du Larzac, il reste que ces bassins conservent une

certaines possibilités d'évolution grâce aux écoulements insuffisants, lors des pluies d'automne ou de la fonte des neiges.

### III.- Les eaux des karsts dolomitiques de Provence

L'importance des eaux de dissolution dans les karsts dolomitiques est à mettre en rapport avec la mise en solution de la dolomite, et teneurs contenues dans les eaux des sources des karsts dolomitiques. En Basse-Provence, nos observations régulières ont porté sur la minéralisation de la source du Gapeau à Signes et de la Foux de la Roque -- brussane, alimentée par le plateau dolomitique de l'Agnis, sur les sources de la Cassole en amont de Cotignac et celle de Saint Barthélemy de Salernes, sur le rebord du gradin supérieur des plateaux varois. La source d'Argens à Seillons, dont le bassin d'alimentation est constitué en partie par des calcaires dolomitiques, permet des comparaisons intéressantes. Et, en bordure des Plans, nous avons tout particulièrement analysé l'eau de la source du Saint Rosaire à Tourtout.

#### a) Un titre hydrotimétrique (TH) élevé

Le caractère essentiel des eaux des sources des régions dolomitiques est de présenter une forte minéralisation (Tab. III)

TABLEAU III

Litre hydrotimétrique total (TH) moyen, J. NICOD 1967, p. 211, moyenne de 13 mois, en 1964-1965, en degrés français

Source du Gapeau à Signes	26,1
Foux de la Roquebrussanne	26,8
Source d'Argens à Seillons	31,1
Cassole (source St Martin) Cotignac	30,6
Source St Barthélemy à Salernes	38,3
Source du St Rosaire à Tourtout	38,4

Cette forte minéralisation est à mettre en rapport, en premier lieu, avec la facilité de contact plus grande qu'offre les dolomies, et avec les milieux confinés caractéristiques des circulations souterraines dans les karsts dolomitiques. Dans certains cas, malgré ces teneurs élevées, et grâce à une circulation phréatique prédominante, les eaux sont en équilibre à la source (Foux de la Roquebrussanne) (Fig. 4). Mais le cas le plus fréquent est celui d'eaux sursaturées, surtout pendant la saison estivale, comme pour les sources de la Cassole, celles de St Barthélemy à Salernes ou du St Rosaire à Tourtout : ce sont des sources à accumulation actuelle de tufs (J. NICOD 1966, 1967, p. 210-217). Enfin des sources présentent une sursaturation seulement estivale (Gapeau, Source d'Argens) en période de basses eaux.

L'étude de la mise en solution des deux carbonates permet de mieux apprécier les conditions complexes de la dissolution des roches dolomitiques.

#### b) Un rapport des deux carbonates en solution variable

Le tableau IV donne les valeurs moyenne et extrême du rapport  $\frac{rMg}{rCa}$

TABLEAU IV rapport  $\frac{rMg}{rCa}$

	Moyenne 1964/65	Minimum	Maximum
Source du Gapeau (Signes)	0,94	0,7	1,18
Foux de la Roquebrussanne	0,74	0,4	1,03
Sources d'Argens (Seillons)	0,44	0,24	0,90
Cassole Cotignac, Source St Martin	0,82	0,6	1,16
Sources St Barthélemy (Salernes)	0,81	0,63	1,25
Source St Rosaire (Tourtout)	0,92	0,66	1,13

Sauf dans le cas de bassin entièrement dolomitique, comme pour la source du St Rosaire à Tourtout, les variations sont très accusées dans les bassins de caractère mixte.

On peut classer sources et cours d'eau directement issus de sources en trois catégories :

#### 1- Sources à prépondérance calcaire

$\frac{rMg}{rCa}$  moyen 0,5 et valeur immédiate n'atteignant jamais l'unité (Source d'Argens)

#### 2- Sources à prépondérance magnésienne

$rMg$  moyen compris entre 0,6 et 1 et valeurs immédiates toujours élevées, supérieures à 0,6  
 rCa (Gapeau, St Rosaire à Tourtour)

### 3- Sources à rapport variable

Vraisemblablement suivant les conditions externes et les apports des différentes zones du karst.  
 Incidence de la température et du débit

Le rapport  $\frac{rMg}{rCa}$  est généralement plus élevé en été et en automne, sans qu'il soit possible de faire exactement la part de l'effet de la sursaturation (débits faibles) ou celui des averses d'automne (débits élevés, eaux tièdes) qui renouvelle la quantité de  $CO_2$  dans le karst.

De toutes façons, pour les sources très magnésiennes (St Rosaire à Tourtour, Gapeau) lorsque le rapport dépasse l'unité, cela indique nécessairement une précipitation de calcite dans les conduits du karst (sous forme de stalactites ou concrétions diverses), car théoriquement la mise en solution de la dolomite dans une roche qui en contient la proportion maximale de 100% donne un rapport  $\frac{rMg}{rCa} = 1$

### c) Les conditions de dissolution des dolomies

Les observations précédentes (titre hydrotimétrique élevé, importance du rapport  $rMg/rCa$  paraissent contredire le principe généralement admis de la moins grande solubilité des dolomies par rapport aux calcaires. Il y a lieu de discuter ce problème à l'échelle du laboratoire et à celle du massif.

#### 1- Au laboratoire, on connaît les faits suivants :

- Pour des teneurs de  $CO_3 Mg$  faibles dans la roche (moins de 10%) il existe un effet d'inhibition de la mise en solution de  $CO_3 Ca$ , bien visible sur les graphiques donnés par A. GERSTENHAUER et K. PFEFFER (1966) et K. PRIESNITZ (1967).
- Mais pour des valeurs du mélange  $CO_3 Ca/CO_3 Mg = 55/45$  comme on le trouve dans la dolomite, la somme des carbonates mis en solution atteint une valeur plus élevée qu'avec de la calcite pure (fig. 5a d'après K. PRIESNITZ, 1967).
- A la température de  $25^\circ$  et pour des pressions partielles de  $CO_2$  de l'ordre de 0,0012 (expériences de YANAT'ÉVA, cf. J. NICOD, 1967, p. 196), très faibles comme dans la nature, la solubilité de la dolomite est plus élevée que celle de la calcite. Cela provient du fait que la décroissance de la solubilité de la dolomite en fonction de la température est moindre que celle de la calcite (fig. 5b, d'après D. ZOGOVIĆ 1965).
- Des expériences, faites en "enceinte tropicale", au laboratoire de Géographie Physique d'Aix en Provence, sur des échantillons de calcaire urgonien de Cassis et de dolomite de Cotignac, ont montré que la quantité de  $CO_3 Mg$  en solution s'accroissait plus vite que celle de  $CO_3 Ca$ .

Ces contradictions sont liées au fait que la solubilité et l'affinité d'un sel double (la dolomite) sont distinctes de celles de chacun de ses composants.

#### 2 - Dans un massif dolomitique, ces facteurs interviennent de la manière suivante :

- Dans les zones peu dolomitiques (calcaires légèrement magnésiens) joue l'effet d'inhibition.
- Dans les zones très dolomitiques, la porosité élevée favorise l'attaque. La dissolution reste très efficace avec des eaux tièdes, abondamment pourvues en  $CO_2$  par la rhizosphère.
- L'évolution profonde des karsts dolomitiques est relativement facile : les réseaux phréatiques s'y développent aisément, et peuvent même y prendre une grande importance (Grotte de la Clamouse en Languedoc). La solubilité profonde peut être accrue par la présence de l'ion  $SO_4$  (D. ZOGOVIĆ 1965). C'est le cas en Basse-Provence où une partie des eaux provient de la nappe karstique du Trias, en partie développée dans les gypses.
- Aux résurgences la teneur en  $CO_3 Mg$  est plus élevée en été. La forte minéralisation explique la précipitation des tufs, liée au départ du  $CO_2$  (agitation de l'eau, photosynthèse). Deux cas sont possibles. Si les eaux généralement à l'état de sursaturation, la précipitation a lieu à proximité immédiate de la source (St Rosaire de Tourtour), formant des accumulations en gradins. Dans le cas contraire, (Foux de la Roquebrussanne, Gapeau) la calcite n'est précipitée qu'après quelques kilomètres, enrobant les alluvions du fond du lit. Mais toutes les accumulations importantes de tufs actuelles ou anciennes sont liées directement aux massifs dolomitiques, témoignant ainsi de l'intensité de leur corrosion.

#### IV- L'évolution des reliefs dolomitiques

L'analyse des formes et l'étude des conditions de dissolution permet de jeter quelques lumières sur l'ancienneté des grands reliefs dolomitiques.

##### a) Importance relative de l'arénisation

Il est possible de classer les formes en deux catégories :

1- Des formes monogéniques, résultant de l'évolution subaérienne, comme quilles et clochetons des escarpements en recul rapide comme celui de la Loube ou des Santons dans la Chaîne de l'Etoile.

Ce sont des formes qui évoluent à l'air libre, l'arène n'étant que le produit de la désagrégation des parois (elle est d'ailleurs mélangée à des matériaux d'origine cryoclastique). C'est une évolution de ce genre que l'on observe d'ailleurs dans les Dolomites italiennes (Sella, Tofane, Cadini) où les vires sont couvertes d'une poussière blanche.

2- Des formes polygéniques, caractérisées par la prédominance des champignons et des aspects caverneux, arches comprises. Elles résultent essentiellement du dégagement des roches de l'arène, après une longue période de crypto-évolution. L'évolution subaérienne périglaciaire et actuelle apporte des retouches et, l'incohérence des formes provient à la fois du cumul des processus et du inégal de la dolomitisation, que la crypto-évolution a particulièrement exploité.

#### a) Ancienneté de l'évolution des massifs dolomitiques

L'évolution d'une partie des reliefs dolomitiques remonte au moins à la fin du Tertiaire.

1- Il peut s'agir d'une crypto-évolution. Ainsi nous pensons que les grands couloirs (Karregassen) du lapiés géant de Bras ont commencé d'évoluer à cette époque puisqu'ils sont situés immédiatement en-dessous de la surface fondamentale oligo-miocène. Le faciès local à sables dolomitiques du Vindobonien d'Ampus est corrélatif de la corrosion à la fin du Tertiaire des reliefs voisins, spécialement de la Chaîne de la Sigüe, dont le relief actuel montre une grande abondance de rochers ruiniformes et de chicots de dolomie pulvérulente.

2- Les plateaux dolomitiques Nord-Toulonnais présentent les restes d'un Kegelkarst tertiaire (J. NICOD, 1967 p. 338). Parmi les reliefs les plus saillants et les plus caractéristiques du plateau de Montrieux, il y a la cote 563 à l'E de la profonde doline de Morières-les-Vignes, le plateau des Quatre-Confronts, disséqué par des lapiés géants (couloirs de dissolution déblayés de la terra rossa) et entouré de chicots résiduels au N et à l'E. De même, sur le plateau du Pilon St Clément, la cote 551 au SSW de Néoules, ceinte d'une triple couronne de lapiés géants, évoque une tourelle des karsts tropicaux. Certains de ces chicots présentent des grottes tronquées, tunnels ouverts aux deux bouts (plateau des Lumès). Ces aspects sont corroborés par l'importance du manteau de terra rossa dans les dépressions, le remplissage des grottes qui évoque une évolution sous climat tropical à saisons alternées (30 à 40% de Kaolinite dans Maramoya, de Montmorillonite à Trueblis et aux Rates Pennates) J.J. BLANC : Recherches sur les sédiments argileux des grottes du S E de la France Bull. Mus. Anthropol. Préhist. Monaco, 11, 1964, p. 5-35., et surtout la grande abondance des pisolites ferrugineux, sur les plateaux ou dans les cavités elles-mêmes.

Certes dans le cas des plateaux toulonnais, comme dans les karsts tropicaux actuels, les différences de dolomitisation ont joué un rôle; mais la convergence d'arguments paraît suffisante pour établir l'existence d'un Kegelkarst aujourd'hui dégradé (surtout par la gélifraction). Au contraire les chicots dolomitiques du Plan de Caussols (quartier des Claps) paraissent dus essentiellement à la corrosion différentielle, comme C. ROUSSET l'avait montré en 1965. Revenant sur cette interprétation C. ROUSSET (1968) les a définis comme des mogotes : cet héritage tertiaire nous paraît impossible en raison de l'intensité des phénomènes cryoclastiques qui sont intervenus sur ce plan situé à plus de 1.000m, comme le montre l'abondance des grèzes litées dans la même région.

#### c- L'évolution au cours du Quaternaire

1- Les périodes de dissolution intense des dolomies correspondent aux phases chaudes et humides elles sont donc de caractère interglaciaire. Les grandes accumulations de travertins et de tufs présentent une flore tempérée du bord des eaux, ainsi que des espèces chaudes aujourd'hui disparues. Corrélatives de la dissolution des dolomies, elles datent du Villafranchien moyen (tufs de Marseille), de l'Inter-Mindel - Riss, et de l'Inter Riss-Würm. Une récurrence importante s'est produite à l'âge du Bronze. La terra rossa sur arène dolomitique a continué de se former au moins jusqu'au dernier interglaciaire, comme le montrent plusieurs coupes le long de la piste forestière du col de N-D, des Anges au Pilon du Roi dans la chaîne de l'Etoile ; cette terra rossa se trouve en effet sous les éboulis cryoclastiques au dépens desquels se sont développés les sols carbonatés humiques sub-actuels.

2- Les périodes de dégagement des chicots et aiguilles dolomitique nous semblent correspondre aux phases pluvieuses périodes froides. En période de rhéxistase les escarpements dolomitiques sont ravinés et les arènes déblayées (les dolomies se présentant comme une roche relativement imperméable). Ces processus se développent actuellement du fait du déboisement.

3- Les phases de gel intense ont transformé les aspects des reliefs dolomitiques anciens. C'est le cas tout particulièrement de la chaîne de l'Etoile où l'influence du froid a été plus sensible ; aiguilles et chicots sont devenus des monadnocks de gel. Au contraire, les plateaux dolomitiques nord-toulonnais, bénéficiant d'une topographie moins saillante et de conditions moins rudes ont pu conserver des formes anciennes, et localement au moins un épais manteau d'arène; pour cette raison ils possèdent encore des dépressions, dolines et ouvalas très caractéristiques.

#### BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT D. -1967- Extension de la dissolution superficielle dans le Jura, Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat., 1969, p. 365-375.
- BELL W.A. et CAMPBELL S. -1965- Stability of natural Water and synthetic solutions. Chemistry and Industry, p. 305-306.
- BINET O. -La solubilité de la calcite et l'agressivité des eaux. Trav. Centre d'Etudes des eaux, Liège, 1945, p. 109-132.
- BIROT P. -1965- Le relief calcaire (cours CDU).
- BIROT P. CORBEL J. et MUXART R. -1967- Morphologie des régions calcaires à la Jamaïque et à Puerto-Rico. Mem. et Doc. CNRS 1967, 4, p. 335-362.
- BÖGLI A. -1960- Kalklösung und Karrenbildung. Zeitschrift. f. Geom. Suppl. Band, 2, p. 4-21.

- BÜGLI A. -1964- Mischungskorrosion, ein Beitrag zum Verkarstungsproblem, Erdkunde, XVIII, 2, p. 83-92.
- CORBEL J. -1959- Erosion en terrain calcaire, Ann. de Géogr. LXVIII, n° 370, p. 97-120.
- COULET E. -1969- Caractères et problèmes du Karst Languedocien, Actes Réunion Karstol.
- CSALLANY S.C. -1965- The hydraulic properties and yields of dolomite and limestones aquifers, AHIS, colloque Dubrovnik, 1965, I, p. 120-138.
- CVIJIC' J. -1924- The evolution of lapies, Geogr. Review, t XIV, p. 26-49.
- DEMANGEOT J. -1965- Géomorphologie des Abruzzes adriatiques. (Thèse, Mem. et Doc. CNRS), sp. p. 341-343.
- DOUGLAS J. -1968- Some hydrologic factors in the denudation of limestone terrains, Zeitsch. f. Geom. 12, 3, p. 241-265.
- GAMS Iv. -1966- Factors and dynamics of corrosion of the carbonate rocks in the Dinaric and Alpine Karst of Slovenija, Geog. Vestnik, Ljubljna.
- GERSTENHAUER A. et PFEFFER K.H. -1966- Beiträge zur Frage der Lösungsfröudigkeit, Abh. zur Karst und Höhlankunde, A2.
- MARTIN J. -1965- Quelques types de dépressions karstiques du Moyen-Atlas central, Rev. Géog. du Maroc, 7, p. 95-106.
- JULIAN M. et NICOD J. -1969- Le karst de Saint-Barnabé (A.M.), Actes Réunion Karstol.
- NICOD J. -1966- Considération sur les teneurs en carbonates de quelques sources karstiques de Basse-Provence, Norois, 51, p. 315-329.
- NICOD J. -1967- Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire. (Thèse) Livre I, chap. V.
- NICOD J. -1969- Le régime des sources karstiques de Provence, Comité des Trav. Hist. et Scientif, Bull. Section Géog.
- NICOD J. -1969- Poljés karstiques de Provence. N° hors-série de Méditerranée.
- PRIESNITZ K. -1967- Zur Frage der Lösungsfröudigkeit von Kalkgesteinen... Zeitschrift, f. Geom. 11, 4, p. 491-498.
- ROQUES H. -1967- Sur la répartition du CO<sub>2</sub> dans les karsts, Mem. et Doc. CNRS, 1967, 4.
- ROUSSET C. -1968- Contribution à l'étude des Karsts du S E de la France (Thèse), (ronéo)
- SCHOELLER H. -1962- Traité des eaux souterraines (chap. VII).
- SOUCHEZ R. -1963- Corrosion chimique caomparée du grès calcaire sinémurien et du calcaire bajocien en Lorraine Belge, Erdkunde XVII, 3-4, p. 228-232.
- SWEETING M. -1964- Some factors in the absolute denudation of limestone terrains, Erdkunde, XVIII, p. 92-95.
- TRICART J. -1955- Modéle karstique et modéle périglaciaire dans les Causses Rev. Geom. dyn., 6, 5, p. 193-201.
- ZOGOVIC' D. -1965- Sur le rapport de la solubilité des calcaires et des dolomites, AHIS hydrologie des roches fissurées. Colloque de Dubrovnik, 1965, II, p. 615.

Monographies des régions étudiées dans les thèses de :

C. CORNET .- 1965; G. GUIEU .- 1968; Y. MASUREL .- 1964; G. MENNESSIER .- 1959; J. NICOD .- 1967; C. ROUSSET .- 1968.

Nusa Barung - eine Karstinsel in der  
Indonesischen Inselwelt

DENES BALÁZS (Erdligel / Ungarn)

Die Insel Nusa Barung (nach älterer holländischer Schreibart: Noesa Baroeng, aber auch Noesa Baron genannt) liegt vor dem südlichen Küstengebiet von Ost-Java, zwischen  $112^{\circ} 16' - 112^{\circ} 25'$  ö.L. und  $8^{\circ} 28' - 8^{\circ} 30'$  s.B. Auf den indonesischen Karten erfolgt die Orientierung nach dem Meridian von Djakarta. So ergibt sich für die Lage der Insel  $06^{\circ} 28' - 6^{\circ} 37'$  ö.L. (Differenz zwischen Greenwich und Djakarta:  $0 105^{\circ} 48' 27,79''$ ). Im NO-Teil der Insel liegt Kap Kepuh nur 5,3 km südlich von den Küsten Javas, vom S-Ende der vor dem Fluss Bondojudo südöstlich aufgebauten Küstendüne. Die einfachste Überfahrt auf die Insel ist von dem Fischerdorf Puger möglich, denn die gemeinsame Mündung der Flüsse Besini, Kapuan und Bedadung liegt S vom Dorf in der Luftlinie 12 km weit von der Djeruk-Bucht im NO-Teil von Nusa Barung.

Nach meiner Rechnung beträgt die Fläche der Insel  $80 \text{ km}^2$ . Die grösste Ausdehnung in W-O-Richtung beträgt 17,3 km, die Breite der Insel bewegt sich aber in der Regel zwischen 4 - 6 km. Der höchste Punkt der Insel ragt im NW-Teil auf 313 m empor. Im W, S und O stürzt die Küste ungewöhnlich steil ins Meer, was der starken Abtragung durch den Ozean zuzuschreiben ist. Die Abrasion hat mehrere Inseln und Klippen abgesondert, was besonders längs der südlichen Küsten beobachtet werden kann, die starker Abtragung unterworfen sind.

Die Insel ist vollkommen unbewohnt. Die uralte Ordnung der Natur ist von keinerlei Menschentätigkeit gestört worden. Da gibt es keinerlei Strassen, ja nicht einmal eine Hütte. Damit die Originalität der Natur, die originale Schönheit der ungestörten, unverletzten Landschaft und ihre reiche Fauna und Flora durch die sich immer stärker vermehrende javanische Bevölkerung nach wie vor nicht gefährdet werden kann, haben die holländischen Regierungsbehörden (Verordnung Nr. 46 des Statthalters, 9. Oktober 1920) die Insel zum Reservat ("naturmonument") erklärt. Nach der Befreiung des Landes haben die indonesischen Behörden den Naturschutzstatus der Insel aufrechterhalten.

#### Geologischer Bau

Die Insel Nusa Barung gehört zur südlichen Aufwölungszone der Javanischen Antiklinale. Im Pliozän und Quartär fand eine schnelle Erhebung der miozänen Meeresablagerungen und Vulkanite statt, deren Höhe stellenweise sogar 1000 m überstieg. Im südlichen, zentralen und östlichen Teil Javas hatten diese Bewegungen die Entstehung eines W-O gerichteten, vor allem aus Kalkstein und vulkanischer Brekzie bestehenden Gebirgssystems von Bruchstruktur zur Folge (sog. Zuider Gebergte; indonesisch: Gunung Kidul "Südliches Gebirge"). Infolge der raschen Hebung änderten manche Flüsse (z.B. der Solo), die früher in den Indischen Ozean mündeten, ihren Lauf und schlugen ihren Weg nach N ein. Auf den gehobenen Kalksteinflächen begann am Ende des Pliozäns, bzw. am Anfang des Pleistozäns ein auch heute andauernder, intensiver Verkarstungsprozess (G. Karangbolong, G. Sewu, P. Sempu, G. Watangan, Blambangan-Halbinsel, Bukit Badung auf der Bali-Insel, Nusa Penida usw.) (Abb. 1.)

Die einzelnen Blöcke der Tertiärzone von Süd-Java hoben sich gitterartig, in grossen Tafeln. Solch ein gehobener Penepplain-Block ist längs der Küsten auch die Insel Nusa Barung, die von Java lediglich durch ein seichtes (höchstens 50 bis 80 m tiefes) Meer getrennt ist. Weiter nach S stürzt die Abrasionsterrasse 2000 bis 2700 m tief in den Ozean hinunter (Abb. 2).

Der lithologische Bau der Insel Nusa Barung ist einfach. An ihm nimmt vorwiegend der dickbankige, ungefaltete, relativ kompakte, harte Korallenkalk mit häufigen Fossilien von ziemlich schlechter Erhaltung teil. Die Schichten streichen in der Regel W-O und fallen unter  $4-6^{\circ}$  nach S, SW ein. Die aus dieser Insel stammenden Gesteinsproben wurden von Prof. Dr. Bogsch, Leiter des Lehrstuhls für Paläontologie der Eötvös Loránd Universität zu Budapest untersucht. Die Bestimmung der Fossilien war dadurch erschwert, dass die notwendige Fachliteratur nicht zur Verfügung stand. Trotz dieser Schwierigkeiten konnte festgestellt werden, dass die Proben unter anderem die Steinkerne von *Loripez* sp., *Malongena* sp., *Conus* sp., *Glycymeris* sp. und *Murucidae* usw. enthielten. Nach den paläontologischen Untersuchungen widerspricht also nichts der Annahme, die die Insel aufbauenden Kalke seien ins Miozän zu stellen.



Das Klima der Insel

Das Klima der Nusa Barung ist humid, tropisch, vom Monsunwindssystem beeinflusst. Die Jahresnormaltemperatur am Meeresniveau beträgt ca. 26°C, ihre maximale Monatsamplitude ist +1°C. Die Temperaturschwankungen von 24 Stunden erreichen +4-6°C. Die Verteilung des Niederschlages innerhalb eines Jahres weist infolge des Monsuns starke Jahreszeitenunterschiede auf. Die Regenperiode dauert in der Regel vom November bis März, die Trockenperiode vom April bis Oktober. Die relative Luftfeuchtigkeit beträgt im Jahresdurchschnitt ca. 82-85 %.

Die obigen Angaben stammen von den an der Südküste von Java befindlichen Beobachtungsstationen, aber sie können ruhig auch auf die Küstenregionen der Nusa Barung angewendet werden. Auf der unbewohnten Insel ist keine meteorologische Station in Betrieb. Die nächste Regenmesser-Station befindet sich gegenüber der Insel, an der javanischen Küste, in Puger (3 m über dem Meeresniveau). An dieser Station wurden zwischen 1886 und 1941 die folgenden Angaben gemessen: jährliche Durchschnittsmenge des Niederschlages 1311 mm, (Jan. 232 mm, Febr. 194, März 210, April 93, Mai 65, Jun 44, Jul. 26, Aug. 14, Sept. 21, Okt. 52, Nov. 139, Dez. 230); absolutes Maximum während 24 Stunden 189 mm; Durchschnitt der Tagesniederschlagsmaximum 103 mm; Niederschlagsmenge pro Regentag 18, 2 mm.

die

Auch auf einen Regentag entfallende Niederschlagswerte weisen darauf hin, dass mehr als 2/3 der Jahresmenge des Niederschlages in Form von heftigen Schauern und Gewittern fällt. Die Zahl der Gewittertage darf etwa auf 80 bis 100 pro Jahr geschätzt werden, aber dies bedeutet gar nicht, dass in jedem Falle gerade an der Beobachtungsstation ein Niederschlag fällt (Die Zahl der Regentage erreicht nur 72).

Hydrographie der Insel

Der Kalksteinuntergrund begünstigt die Entwicklung des unterirdischen hydrographischen Netzes. Trotzdem haben sich hier keine Höhlengänge, kein System von breiten wasserleitenden, unterirdischen Kanälen, die in der Regel für Karstgebiete charakteristisch sind, entwickelt, denn die Oberflächenabtragung, die Entwicklung von fluviatilen Tälern konnte grösstenteils mit der Hebung des Gebietes Schritt halten. Infolgedessen gestaltete sich kein Plateau, sondern eine durch Bachtäler zerschnittene Kalktafel aus.

Die Täler sind alle ohne Ausnahme Trockentäler, nur beim Fallen grösserer Niederschlagsmengen läuft episodisch in ihnen Wasser ab. Übrigens versickert ein Teil des Niederschlages - besonders bei kleineren und langsameren Regen - auch hier ins Muttergestein und bewegt sich zunächst senkrecht, dann längs der Schichtflächen in einem Netz von engen Klüften südwärts.

Quellen gibt es auf der Insel sehr wenig und auch diese versiegen meist in der Trockenperiode des Jahres. Eine Ausnahme von dieser Regel stellen vielleicht Kedokwatu und ein paar kleinere Quellen im zentralen Raum der Insel dar, wo es auch im Sommer gewisse Wasserschüttung gibt (1 bis 10 l/min.). Diese, ferner die nach anhaltenden Regen unter dem äusserst feuchtem Mikroklima des Urwaldes lange erhalten bleibenden Wassertümpel decken den Trinkwasserbedarf der reichen Tierwelt. Ich nehme an, dass ein beträchtlicher Teil des auf die Insel fallenden Niederschlagswassers sich an den Talsohlen längs steil einfallender Schichtflächen fortströmend, im allgemeinen unter dem Meeresniveau, und sich mit dem Salzwasser mischend, die Basis der Haupterosion erreicht. Auf Grund des Talnetzes sollte die N-S gerichtete Wasserscheide der Insel in der Nähe der nördlichen Küsten laufen. Einige Angaben der Analysen der verschiedenen Quellen von Nusa Barung: Temperatur 24-24,5°C, Karbonathärte zwischen 120-410 mg/Liter.

Pflanzen- und Tierwelt

Die in den vorangehenden Kapiteln beschriebenen Klimaverhältnisse haben die Entwicklung von charakteristischen tropischen Regenwäldern auf der Nusa Barung Insel ermöglicht. Wenn man mit einem Boot längs des Ufers herumfährt, lässt sich die mehrstufige Anordnung der Laubkronen der Wälder gut beobachten. Von der 20 bis 30 m hohen Laubkronenstufe, die keine zusammenhängende Pflanzendecke bildet, ragen einige silberne, glattstämmige, riesengrosse tropische Baumgattungen - an Riesenpilze erinnernd - empor. Auch die dritte, niedrigste Laubstufe bildet keine zusammenhängende Laubhütte,

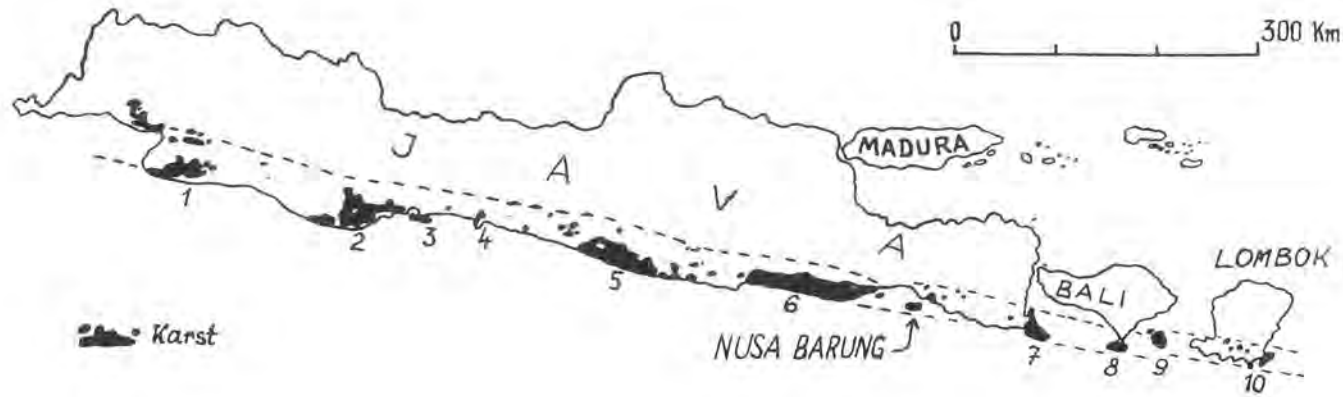


Abb.1: Karstgebiete der Tertiärzone von Süd-Java.

- 1 = Tjitjuring, 2 = Tjidulang, 3 = Nusa Kambangan, 4 = Karangbolong, 5 = Gunung Sewu,  
 6 = östliche Gunung Kidul, 7 = H.I.Blambangan, 8 = Bukit Badung, 9 = Nusa Penida, 10 = Süd-Lombok.

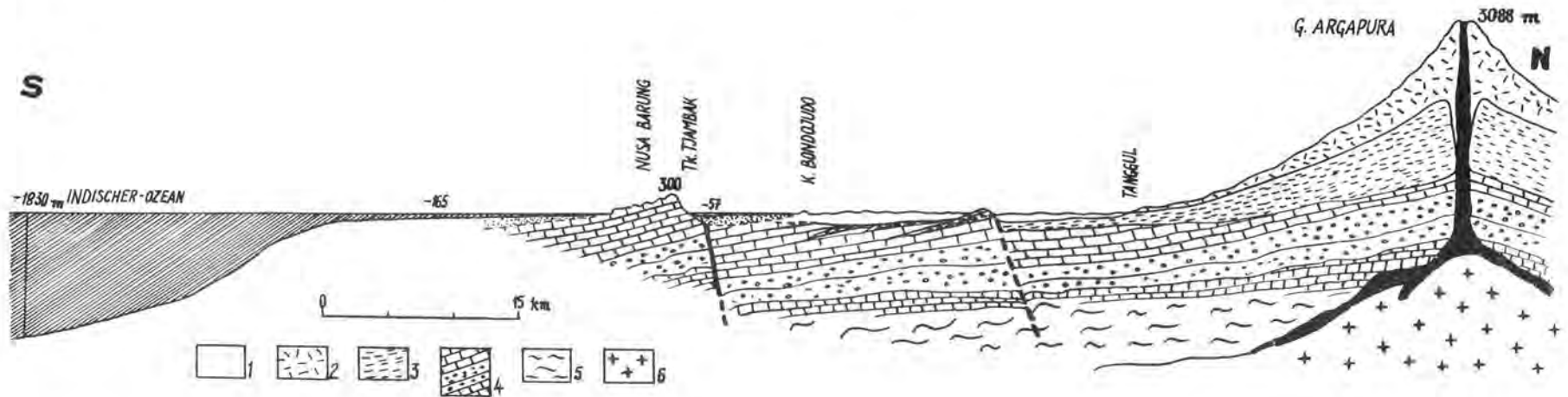


Abb.2: Geologischer Querschnitt durch G.Argapura und N.Barung (Nord-Süd).

- 1 = Alluvium, 2 = Rezente vulkanische Schichten, 3 = Pleistozäne vulkanische Schichten,  
 4 = Miozän Kalkstein und vulkanische Schichten, 5 = Pre-Terziär Gesteine, 6 = Magmatische Sohle der Geoantiklinale von Süd-Java.

5 KEDOKWATU - TAL

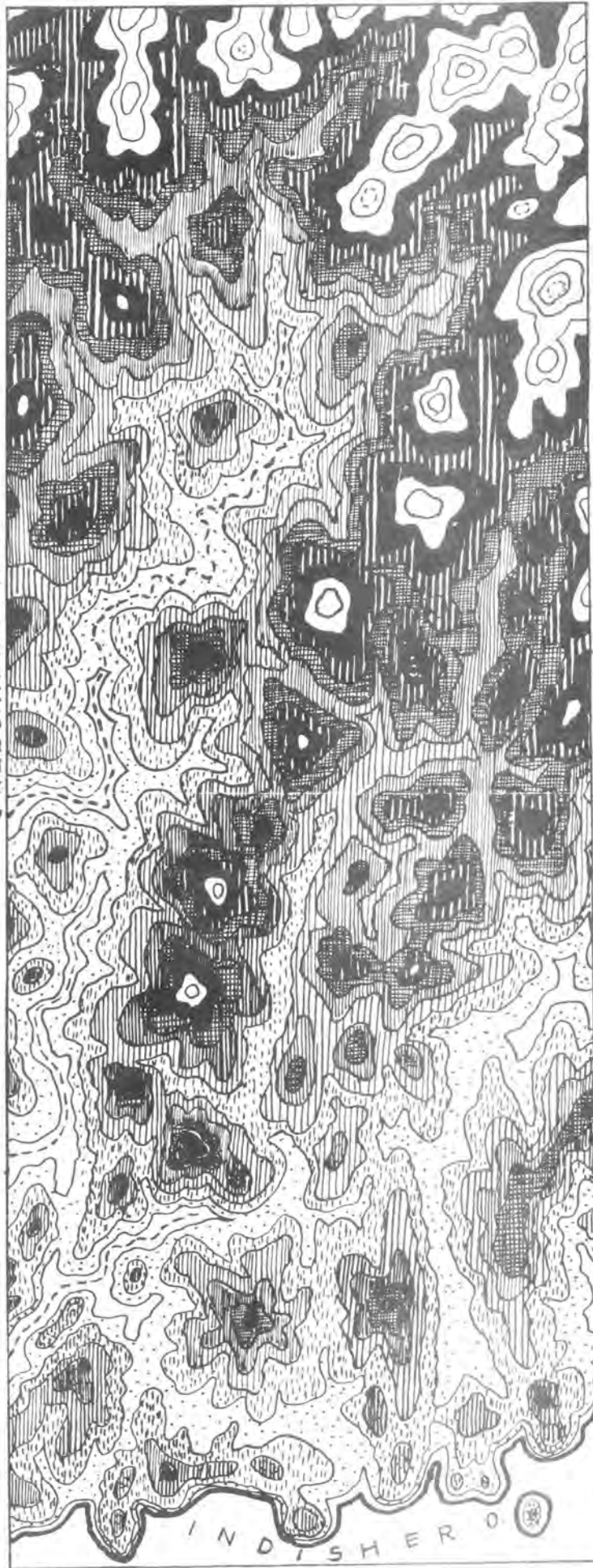


Abb.3 Sich entwickelnde Karsthügel in der Süd-Mitte von Nusa Barung.

sie besteht aus 5 bis 15 m hohen, verkümmerten Bäumen und relativ grösserem Gesträuch. Unter den Bäumen findet man vielerorts die charakteristischen Kriechpflanzen tropischer Wälder: die Lianen und die verschiedenen Parasitenpflanzen. Das Unterholz hat sich nur an jenen Stellen intensiver entwickelt, wo das Licht durch die Spalten und Öffnungen des mehrstufigen Laubwerkes besser eindringen kann.

Nach den Beobachtungen von S. Tjokrosoedarmo, dem indonesischen Mitarbeiter unserer Expedition, sind folgende Florenelemente am weitesten verbreitet und durch die grösste Individuenzahl vertreten:

Grossbäume (obere Laubkronenstufe): Alstonia scholaris (Familie Apocynaceae, javanesisch = Pulé, indonesisch = Kaju grabus), Pangium edule (indonesisch = Putjung), Erythropsis colorata (javanesisch = Winong), Lagerstoemia speciosa (Familie Lythoaceae) usw.

Mittelmässige Bäume: Syzgium sp., Garcinia dulcis (javanesisch = Mundu, Familie Guttiferae), Acacia, Cassia sp., Kleinhovia hospita (Familie Sterculiaceae), Pterocarpus (Familie Dipterocarpaceae), Ficus superba usw.

Gesträuch, Stengel (untere Stufe): Malvaceae, Hibiscus sp., Jatropha curcas (Familie Euphorbiaceae), Derris sp. (Familie Papilionaceae), Jasminum sp. (Familie Oleaceae), Cycas (Familie Cycadaceae), zahlreiche Arten der Gattung Bambusa, Nephelium sp. (Familie Sapindeceae) usw.

Lianen: Acacia pinnata, Gnetum, Calamus (Kriechpalme, ihr volkstümlicher Name: Rotang, indonesisch = Rotan, Calamus rotang, und andere Arten) usw.

Unterholz: Amorphophalus campanulatus (Familie Araceae), Zingiber aromaticum (Ingwer, Familie Zingiberaceae), Barleria, Crinum asiaticum (Familie Amaryllidaceae), Spathoglottis plicata (Familie Orchidaceae), Gloriosa superba (Familie Liliaceae), usw.

Mangrove: Pemphis acidula (setigi) (Familie Lythroceae), Rhizophora mucronata (Familie Rhizophoraceae), Avicennia marina (Familie Verbenaceae) usw.

Die Arten der von der Insel angesammelten Moosflora sind, nach der Bestimmung von J. Pöcs, folgende:

Auf den lebenden Blättern vorkommende (sog. epiphyllie Moose): Leptolejeunea subacuta St. fo. latior Herzog (Familie Lejeuneaceae. Die Verbreitung der Spezies: H-I, Malacca, Sumatra, Java, Kalimantan, Philippinen, Japan, Vietnam.)

Leptolejeunea epiphylla (Mitt.) St. (Familie Lejeuneaceae. Verbr.: Ceylon, Nikobaren, H-I, Malacca, Sumatra, Java, Kalimantan, Philippinen, Neukaledonien, Tahiti.)

Auf den Baumrinden lebende (corticole) Moose: Fissidens Hollianus Dz. et Mb. (Familie Fissidentaceae. Sumatra, Java, Sulawesi, Philippinen, Luzon. Seltene Spezies.)

Taxithelium nepalense (Schwaegr.) Broth. (Familie Sematophyllaceae. Verbr.: Nepal, Indien, Ceylon, Burma, Sumatra, Java, Kalimantan, Amboina, Vietnam.)

Neckeropsis gracilentia (Bosch. et Lac.) Fleisch. (Familie Neckeraceae. Verbr.: Nikobaren, H-I, Malacca, Indonesien, Admiralitäts-Inseln, Samoa.)

Auf den verfaulenden oder morschen Baumstämmen lebende (lignicole) Moose: Pelekium velatum (Mitt.) (Familie Thuidiaceae. Verbr.: Singapur, Sumatra, Java, Kalimantan, Sulawesi, Philippinen, Taiwan, Vietnam, Neuguinea, Samoa.)

Thuidium meyerianum (Hpe.) Bosch. et Lac. (Familie Thuidiaceae. Verbr.: Nepal, Assam, Ceylon, Java, Banda, Neuguinea.)

Orthorrhynchium phyllogonioides (Sul.) Britt. (Diese Spezies ist der einzige Vertreter der Familie Phyllogoniaceae in Asien, die anderen Mitglieder der Familie leben in Südamerika. Die Verbreitung der Spezies: West-Java, Christmas-Inseln, Philippinen, Neuguinea.)

Auf den Kalksteinfelsen und auf den Baumstämmen oder Baumästen leben ebenfalls

Neckeropsis lepinea (Mont.) Fleisch, (Familie Neckeraceae). Kommt mit paläotropischer Verbreitung, d.h. im tropischen Afrika, Asien und Ozeanien vor.

Alle Moosarten sind neu für das Pflanzenreich von Nusa Barung, weil dort noch keine bryologische Forschungen durchgeführt worden sind. Die seltenen Fissidens Hollianus und Orthorrhynchium phyllogonioides sind neu für Ost-Java.

Die Tierwelt der Insel ist sowohl an Hochwild als auch an primitiveren Arten jener der östlichen Teile Javas gleich, aber an Individuenzahl wesentlich reicher, da die Grösse der Populationen vom Menschen nicht beeinflusst wird, sondern nur von den Naturverhältnissen abhängt. Sehr häufig sind Hirsche, Wildschweine und verschiedene Affen usw. zu finden. Auf den Bäumen hausen grosswüchsige Flughunde (Pteropus celaono), in den Hohlräumen der Felsentäler schwärmen Flödermäuse. Eine gefangene und nach Hause mitgebrachte Flödermaus ist von Gy. Topál mit Rhinolophus affinis affinis identifiziert worden. Auf den Bäumen leben viele verschiedene Vögel. Von den Reptilien sollten die verschiedenen Varanus-Arten hervorgehoben werden, unter welchen sogar 1 1/2 bis 2 Meter grosse Exemplare vorkommen. Ausserdem gibt es auch sehr viele kleinere Eidechsen. Auch Giftschlangen und Riesenschlangen können angetroffen werden. Längs der Südküste leben viele Riesenschildkröten.

#### Morphologisches Bild der Insel

Im durchwanderten Gebiet der Insel fanden wir keine typische fluviatile Karsthöhle und solche sind auch den die Insel aufsuchenden Fischern unbekannt. An den Ufern treten Abrasions-Hohlräume von kurzer Lebensdauer häufig auf, im zentralen Raum der Insel kommen in den Felswänden der Bette zeitweiliger Bäche kleinere oder grössere, durch Auflösung bedingte Hohlkehlen und Felsenrinnen vor.

Unter den Oberflächengrossformen sind die "positiven" Formen (Vollformen) von Bedeutung, während die "negativen" Formen (Hohlformen) z.B. Dolinen, vollkommen unbekannt sind. Auf der Insel hat die Entwicklung der für die tropischen Karstgebiete so charakteristischen Hügelformen begonnen. Zur Zeit hängen noch die Karsthügel eng zusammen und erreichen ihre grösste Höhe unweit der nördlichen Küstenlinie der Insel. In jeder Reihe - im allgemeinen längs der No-SW gerichteter Strukturlinien - sind 10 bis 20 halbentwickelte "Karstkegel" zu zählen (mit dem Ausdruck H. Lehmanns: "gerichteter Karst"). Im südwestlichen Küstengebiet haben sich einige Dutzend Kalksteinkegel oder niedere Kalksteintürme voneinander vollkommen abgesondert, ja manche von ihnen sind durch die Meeresabrasion sogar der Insel entrissen worden (Abb. 3).

Die Oberfläche der Nusa Barung zeigt das Schulbeispiel der jungen Entwicklungsformen des tropischen Karstes. Auf der Insel kann man ca. 460 Hügelchen zählen, also auf 1 km<sup>2</sup> entfallen etwa 5-6. Das ist eine wesentlich kleinere Zahl, als die von G. Sewu, wo auf 1 km<sup>2</sup> im Durchschnitt 25 bis 30 Hügel entfallen.

Die Absonderung der Karsthügel steht mit der linearen Oberflächenerosion in Zusammenhang. In der Anfangsphase der Bildung der tropischen Karstflächen stellt die Zerstörung der Oberfläche durch den Niederschlag den wichtigsten Formungsagenten dar. Wie bereits erwähnt, tritt der grössere Teil des Niederschlages in Form von heftigen Regenschauern, aggressiven Gewittern auf, welche die sich langsam hebende Kalksteinoberfläche längs tektonisch angelegter Richtungen durch immer tiefer werdende Einschnitte zerschneiden. Mit der Hebung des Gebietes werden die Reliefformen immer mehr herauspräpariert, die Täler vertiefen sich immer stärker. Bei weiterer Erhebung strömt ein immer grösserer Anteil des auf die Oberfläche fallenden Niederschlages durch die primitiven, unterirdischen Spalten und Klüfte gegen die Erosionsbasis, ohne sich dabei erheblich konzentrieren zu vermögen. Diese ideale Entwicklung kann auf der Insel Nusa Barung wahrgenommen werden.

Dass der Hauptagent der auf der Insel erfolgenden karstischen Denudation nicht die chemische Erosion (Korrosion), sondern die flächenmässige oder normale fluviatile Erosion ist, davon haben wir uns anhand der Ergebnisse der vorgenommenen Messungen überzeugt. Bei einem Gewitter, das wir auf der Insel miterlebt haben, massen wir die Flutwässer, die von den verkarsteten Berglehnen, Hügeln im Tal der Kedokwatu herabströmten. Dabei fanden wir, dass das an der Oberfläche abfliessende Wasser des Gewitters von einer Fläche von 1 km<sup>2</sup> ca. 1,5 m<sup>3</sup> Kalk in gelöstem Zustand abtrug. Aber wenn wir die

in schwebendem Zustand mitgeschleppten, noch festen Kalksteinpartikel massen, und die gewonnenen Werte auf eine Fläche von  $1 \text{ km}^2$  bezogen, so fanden wir, dass die Menge des mit diesem Mechanismus abgetragenen Kalksteins ca.  $20 \text{ m}^3$  erreichte. Dazu kommt noch der ins Gestein versickernde Niederschlagsanteil, der zwar kleiner als der vorige ist, aber eine intensivere Auflösung des Gesteins zur Folge hat. Darüber stehen uns jedoch nur indirekte Angaben zur Verfügung. Aus der Gesamtheit dieser Faktoren kamen wir zur Schlussfolgerung, dass die auf der Karstinsel zur Zeit vor sich gehende Zerstörung der Oberfläche wenigstens 70 bis 80 %ig der mechanischen Erosionstätigkeit des Wassers zuzuschreiben und die chemische Denudation von wesentlich geringerer Bedeutung ist.

## Observations sur l'évolution des versants en roche calcaire

PAUL FENELON (Bourg-la-Reine/France) Institut de Géographie  
de Tours.

Summary The valley-sides in rocks of limestones are abraded by rain-wash, solution, freeze and thaw, roots growth and decay, and so on ... So, clints, solution pits, niches, rocks-shelters, pinnacles and towers grow hollow. These landforms are principally, on dependency of the limestone's structures, structures often unknown. These accidents cause the valley-sides to draw back and the landforms are decreased to a peneplane.

Sur les versants des vallées et ces canyons, dans les Causses du Quercy et dans ceux du Gévaudan, comme dans le Vercors et sur les Plans de Provence (fig.1), la roche calcaire, aux teintes claires, affleure à travers les arbustes et les pelouses, en aspérités de diverses formes que l'on peut classer en quatre catégories :

- 1)- lapiès de parois en nids d'abeille, en dentelle, aux contours vermiculés de quelques centimètres d'épaisseur;
- 2)- cavités vaguement circulaires, en forme d'alvéoles ou de niches, avec des dimensions variant du décimètre à la dizaine de mètres ;
- 3)- longues encoches, rainures parallèles, balcons à corniches surplombante, abris sous roche à blocs éboulés, accidents séparés par des ressauts ou des replats sur plusieurs mètres de profondeur et situés à altitudes variées le long des escarpements verticaux et des plans inclinés des vallées caussenardes;
- 4)- enfin, encorbellements découpés par des rainures verticales, en formes de tours et de pinacles, situés à diverses hauteurs, entre le talweg et le rebord du plateau.

Ces accidents, mineurs par rapport à l'ampleur des canyons, n'en traduisent pas moins l'influence de multiples agents d'érosion qui altèrent la roche, la creusent, la démantellent et finalement élargissent les coupures au fond desquelles coulent parfois des cours d'eau réduits à un rôle d'évacuation des débris détachés des pentes et des solutions riches en carbonate de calcium. Le problème consiste donc à déceler, par l'observation, et, si possible, par l'expérimentation, les processus de sédimentation, de lapidification, d'érosion, de corrosion et de corrasion qui agissent pour modeler pinacles et tours, excavations et grottes, niches, alvéoles et lapiès sur les flancs abrupts des vallées quercynoles, couvergates ou provençales. Parmi ces processus, nous tâcherons tout particulièrement de mettre en valeur ceux qui relèvent de la cryergie et qui entrent, par conséquent, dans la catégories des phénomènes dits périglaciaires.

### 1.- Les lapiès de parois.

On peut envisager d'abord les lapiès de parois aux formes parfois délicatement ciselées. Ils se composent de bourrelets très durs, en saillie plus ou moins émoussée, et de creux, profonds de deux ou trois centimètres où la roche est assez tendre pour être émietlée à l'ongle (fig.2). La surface de la paroi prend ainsi l'aspect d'une dentelle ou d'un rayon de miel, d'autant le calcaire se colore de teintes dorées sous l'influence des oxydes ferreux qu'il contient. Le creusement des petites cavités relève à la fois de la corrosion, de la cryergie et de la corrasion. En effet, un examen attentif montre que ces dépressions coïncident avec des zones imprégnées d'eau filtrant à travers la roche et suintant là où des réseaux capillaires lui permettent d'atteindre l'extérieur, tout en entraînant du  $\text{CO}_2\text{Ca}$  dissous. En outre, le matin, on observe sur la paroi un mince film de rosée qui se transforme en glace durant les jours les plus froids de l'hiver; des pilkrakes, pointant perpendiculairement à la surface de la roche, révèlent aussi la poussée interne des eaux d'infiltration. Au moment du dégel, de fins débris, parfois constitués par des grains de quartz, se détachent des cavités; le vent peut alors intervenir pour les enlever et favoriser une nouvelle attaque de la paroi rocheuse. C'est ce que l'on constate sur les rochers des Baux en Provence et sur les calcaires coniaciens du Sarladais en Périgord; des observations semblables pourraient être faites sur des murs assez récemment construits et exposés aux intempéries, pluie, gel et vent (Château de Hohenzollern, remparts d'Eraclion, etc .....).

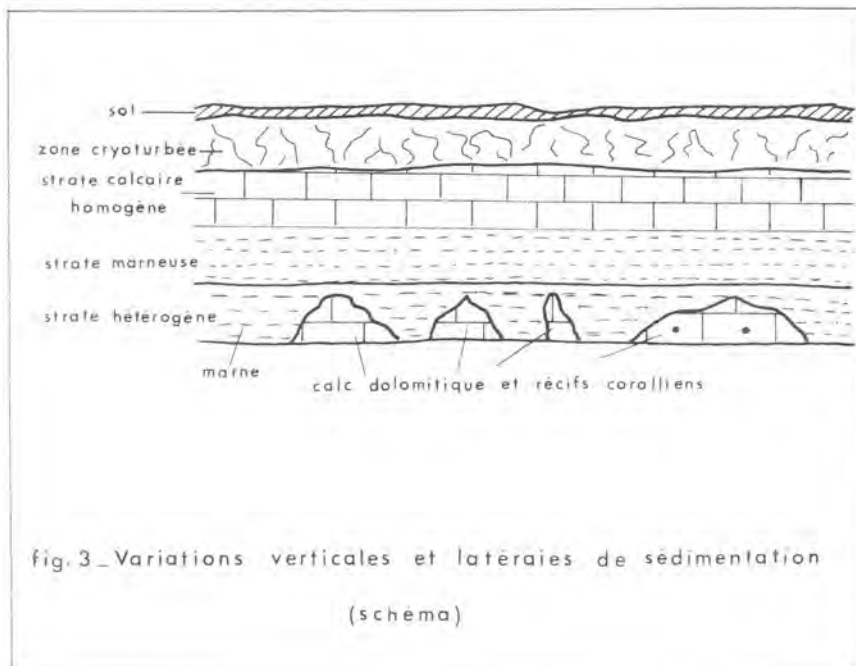
Elles sont plus difficiles à expliquer les bordures étroites, sinueuses et très dures qui restent en saillie. Cassées au marteau, elles apparaissent formées de calcite translucide à peu près pure. Comment donc cette calcite s'est-elle accumulée en certaines zones au lieu de rester uniformément dispersée à travers la masse sédimentaire? Nous devons reconnaître qu'aucune explication ne nous a paru jusqu'à ce jour pleinement satisfaisante. On ne peut recourir qu'à des hypothèses :

ou bien, à l'intérieur de la roche il y a eu, par diagénèse, déplacement et concentration de la calcite en un réseau que la paroi actuelle est venu trancher; vraisemblablement cette concentration s'est effectuée le long de fines diaclases, et les intervalles, privés en partie de ciment calcaire, sont devenus plus poreux et plus fragiles;

ou bien ce phénomène karstique ne se produit qu'en surface, sous l'influence des agents atmosphériques; nous accepterions plus volontiers cette seconde solution, car dans les carrières, ouvertes à proximité de ces zones à lapiès de parois, les coupes fraîches du calcaire sain n'offrent pas toujours une répartition en réseau de la calcite pure. Toutefois, on ne voit pas bien comment la pluie, la rosée, le gel et le vent pourraient isoler ainsi la calcite des bordures en saillies sinueuses. Il faudrait procéder à un débitage en plaques minces des blocs comportant



fig.1 Croquis de localisation







en surface des lapiès vermiculés, si l'on voulait trouver une explication valable.

Pour notre part, la question reste en suspens, quoiqu'il faille attribuer aux influences périglaciaires un certain rôle dans le modelé de ces versants rugueux; en effet, ils sont pour la plupart orientés vers le Sud et le Sud-Est, donc sensibles aux alternances de gel et de dégel durant les jours d'hiver.

## 2.- Les cavités circulaires.

Au cours de leur formation, les cupules, les alvéoles, les niches, les taffoni, et même les kamenitsas à bordures surplombantes ne se distinguent des lapiès de parois que par leurs dimensions plus grandes, aussi bien en largeur et en hauteur qu'en profondeur. Sur les versants du canyon du Verdon, au balcon de la Mescla, comme aux Eyzies, au dessus des maisons de la bourgade, ces cavités se présentent sous des formes très diverses, mais qui, néanmoins se rapprochent plus ou moins d'un dessin ovale ou circulaire, sinon, si elles étaient très allongées, nous les classerions dans la troisième catégorie, celle des abris sous roche que nous examinerons plus loin.

Un examen, même superficiel, montre que dans leur répartition ces niches dépendent évidemment de la structure même de la masse calcaire, en particulier de la stratification. Elles coïncident en effet avec certaines strates qu'avec d'autres, aussi sont-elles presque toujours situées à des niveaux régulièrement étagés. Cette coïncidence s'explique aisément par la composition même de la roche calcaire. Dans les bancs creusés d'alvéoles, on peut noter la présence d'une assez forte proportion d'argile, ce qui permet de les assimiler à des marnes. Toutefois ces sédiments marneux ne paraissent pas uniformément répartis le long des mêmes strates, soit à cause de la sédimentation originelle, soit par transfert interne des silicates d'alumine, soit sous l'influence des fissures et des diaclases qui rendent ces zones rocheuses plus fragiles que d'autres, soit comme on nous l'a signalé, par suite de la présence de diverses sortes de récifs coralliens ou de masses dolomitiques (fig.3).

Elles sont en effet attaquées par infiltration, dissolution, condensation, gélifraction et éolisation dans les mêmes conditions que les microlapiès des parois. Il s'y ajoute même l'action mal connue des dépôts dits de décalcification, lorsque les cavités sont situées sur des surfaces horizontales ou faiblement inclinées; l'eau, qui dilue ces dépôts en temps de pluie et qui s'y enrichit en acides, les mousses, les lichens et les plantes herbacées qui y poussent, contribuent à les élargir et à les approfondir.

Toutefois, on peut signaler deux cas de creusement sensiblement différents. Au cours du premier, le banc rocheux situé au bas de la vallée est au contact d'un sol argileux, humide, avec exposition au Nord. Sous l'influence de la capillarité, des eaux acides s'infiltrent dans la roche marneuse, dissolvent le carbonate de calcium; les résidus argileux glissent vers le bas où le ruissellement les entraîne; une excavation arrondie se dessine, en fonction de la répartition des sédiments fragiles, semblable à celles jalonnant la route qui, des Eyzies à Laugerie Haute, le long de la Vézère, borde la falaise de calcaire contactien.

Dans un second cas, la niche coïncide avec la sortie d'un cours d'eau souterrain par une exurgence de dimensions variables. Celle de la Fontaine-l'Evêque atteint aux dimensions d'un porche de cathédrale. Plusieurs processus d'érosion entrent alors en jeu. A l'origine, il y a un point faible dans la masse rocheuse: faille, diaclase, lit de stratification guidant l'écoulement de l'eau. Celle-ci joue ensuite son rôle d'agent de dissolution, mais aussi d'érosion mécanique quand elle est chargée, au moment des crues, de sable et de cailloutis. Ainsi, elle débâcle l'orifice et le prépare pour de nouvelles attaques. Dans ces conditions la cavité s'élargit, d'abord par usure latérale, surtout si la stratification est sensiblement horizontale. Puis elle s'agrandit en hauteur par chutes de débris enlevés au plafond de la cavité. C'est là qu'interviennent les phénomènes périglaciaires; en hiver, des stalactites de glace se forment à la paroi supérieure et contribuent à la disloquer; au moment du dégel, des blocs s'effondrant dans le lit du torrent et disparaissent par usure et corrosion.

Il n'est pas nécessaire qu'il y ait écoulement permanent pour que se forme une cavité de ce genre, appelée balme ou baume selon les régions. Sur les versants escarpés des "reculées" du Jura, au moment des fortes pluies d'automne, surgissent des flots boueux qui tarissent au bout de quelques heures. Héritiers intermittents d'un cours d'eau souterrain pérenne, ils poursuivent l'œuvre destructrice de leur prédécesseur. Parfois même, le long des falaises qui encadrent le Verdon ou la Vézère, les balmes ne servent plus d'exutoires à des ruisseaux hypogés, actuellement complètement taris, soit par abaissement des nappes souterraines, soit par diminution des précipitations depuis l'extinction de paléoclimats dont la violence permet seule de comprendre le modelé de nos vallées. Quoiqu'il en soit, dans ce second cas, la cavité circulaire, ou ovale, n'est que la partie extérieure d'un réseau souterrain; c'est un élargissement à l'air libre d'un système de cavernes élargissement, où la cryergie peut intervenir d'une manière plus ou moins virulente selon les variations saisonnières et séculaires des climats, phénomène karstique qui n'a plus que de lointains rapports avec les taffoni, sinon qu'il est comme eux le reflet d'un accident de la sédimentation.

En dernière analyse, deux autres influences sont parfois à l'origine des balmes: c'est soit une cascade, soit un méandre de rivière. Une cascade creuse une cavité plus large que haute au bas de sa chute, par érosion mécanique et en faible partie, par corrosion. Jean Nicod en a signalé des exemples dans les montagnes calcaires de Provence. La cascade tarie, la cavité subsiste au bas de l'excarpement.

Un cours d'eau peut-être également à l'origine d'une balme si la paroi rocheuse borde la sommet d'une courbe de méandre; par usure de la base, par dissolution et cryergie au-dessus du niveau de l'eau, une cavité se développe lentement. Ainsi, à Bourdailles en Périgord, au pied du château, dans les calcaires blancs de l'Angoumien, la Dronne a lentement évidé un creux sous un mince encorbellement. Toutefois, il ne faudrait pas en conclure que les rainures en balcon que nous allons examiner plus loin soient l'œuvre exclusive des rivières dont elles indiqueraient les variations de niveau, comme on a cru parfois pouvoir l'affirmer. En fait, leur répartition est toujours étroitement liée à la stratification et à la nature de la roche.

En généralisant, on pourrait admettre que les processus de creusement des baumes sont en grande partie responsables de la formation des "reculées" du Jura. Comme nous venons de le voir à la Fontaine-l'Evêque, comme nous le constaterions à la Fontaine de Vaucluse, le cours d'eau, à la sortie de son trajet souterrain, élargit son exutoire, aidé en cela par la cryergie et la corrosion. Mais son œuvre de sapement ne se borne pas en ce point. A l'intérieur de la masse rocheuse il use, il dissout et, si le calcaire marneux est assez faible, il soutire sans arrêt de minuscules débris. De sorte qu'à la longue la balme s'agrandit et s'allonge vers l'amont; son toit en porte à faux s'effondre dans le ruisseau où les blocs se dissolvent lentement. D'étape en étape, la cavité se prolonge et s'ouvre vers l'amont, encadrée, d'escarpements abrupts, de taïnte claire, comme dans le Jura, à Baume-les-Dames et à Baume-les-Messieurs, où il faut admettre également l'œuvre de paléoclimats très virulents.

### 3.- Balcons et abris sous roche.

La troisième catégorie des accidents susceptibles de faire évoluer les versants calcaires des gorges et des canyons comprend les longues rainures, plus ou moins larges et profondes, allant du simple sillon au large balcon sous corniche et à l'abri sous roche où se sont réfugiés les hommes de la Préhistoire (fig.4).

La répartition de ces modèles en creux dépend en premier lieu de la structure de la roche. Certains bancs des étages jurassiques et crétacés (Bathonien, Séquanien, Portlandien ou Tithonique, Aptien à faciès urgonien, Coniacien supérieur, Maestrichtien inférieur) offrent une grande résistance à la dissolution et au ruissellement. Ce sont eux qui constituent les corniches escarpées, élément pittoresque de nos vallées caussenardes. La présence de lentilles dolomitiques paraît même les rendre moins solubles l'inégale répartition de ce carbonate de magnésium permet d'expliquer ainsi les aspects ruiformes des versants caussenards, les porches et les tourelles, les pinacles et les clochetons, reliefs très tourmentés sur lesquels nous reviendrons plus loin.

Au-dessous de ces strates, rendues très résistantes par leur compacité et leur composition souvent récifale, s'étendent des couches plus fragiles, des bancs gréseux à ciment calcaire, des argilles et des sables du Coniacien inférieur des craies gélives du Campanien et du Turonien, des marnes feuilletées à forte porosité du Ligérien. En présence de ces sédiments meubles, ou faiblement résistants, les diverses forces d'érosion ont beau jeu pour exercer leur action sélective et destructrice.

L'examen de ces masses calcaires et marneuses révèle plusieurs phénomènes de corrosion et de gélifraction. En premier lieu, les précipitations, qui pénètrent dans la roche, ont traversé fréquemment des sols riches en humus, en limon et en argile; ainsi acidifiées, elles deviennent fortement agressives. A l'intérieur même des bancs poreux, elles s'infiltrant lentement; puis, par capillarité et gravité, elles suintent sur les parois des strates les plus fragiles. Elles apportent avec elles une forte quantité de calcite dissoute qu'elles déposent à la surface de la roche lorsque, par diminution de pression, par aération et évaporation leur point de saturation en  $\text{CO}_2\text{Ca}$  diminue. Ainsi, on peut observer de fines pellicules de calcite à la fin de l'été sur les craies du Campanien et du Turonien. Au cours de l'hiver le gel fait sauter ces pellicules avec des esquilles de roche qui tombent au bas de la cavité, comme on peut le constater le long des méandres de la Dordogne, en aval de son confluent avec la Vézère. A la longue la strate tendre se creuse sous la strate supérieure qui résiste mieux, soit à cause de la pureté de son calcaire, soit à cause des silix qu'elle enrobe.

En outre, comme dans les taffoni, il faut ajouter à l'eau de capillarité, les condensations nocturnes qui, en hiver, se transforment en minces couches de glace et qui en été, dissolvent le carbonate de calcium. Attaqué de l'intérieur et de l'extérieur le banc marneux s'évide sous la masse des calcaires compacts de la corniche en saillie. Cet évènement est encore accentué par l'activité chimique et mécanique des racines d'arbres, des fougères, des mousses et des lichens. En pénétrant dans les diaclases et les fissures, et en y distillant leurs sucs acides, ces diverses plantes contribuent à disloquer et à corroder la roche, à réduire son volume. Ainsi se sont creusés les célèbres abris qui bordent la vallée de la Vézère, des Eyzies au Moustier.

Reste cependant à expliquer le modèle du plancher et du plafond de l'abri (fig.4). Le plancher ne pose guère de problèmes. C'est d'ordinaire une surface structurale déterminée par la partie supérieure du banc rocheux sous-jacent et très résistant; elle en reflète les déformations, tout au plus peut-on noter une certaine usure vers l'extérieur par retombée des gouttes de pluie, par ruissellement des eaux nivales et par gel et dégel. Au contraire, le plafond avec sa double courbure, convexe vers l'extérieur et concave vers l'intérieur, est plus difficile à comprendre. En fait, il s'agit à la fois d'une variation de faciès et d'une différence dans l'attaque des divers processus d'érosion. Tandis que dans le fond de l'abri agissent surtout des phénomènes de dissolution et d'érosion mécanique creusant une cavité concave dans une roche tendre, vers l'extérieur entre en jeu la gélifraction d'autant plus active

que l'on se rapproche de la partie antérieure de l'encorbellement en roche dure : là se conjuguent gel et dégel, dissolution et ruissellement, sans compter l'oeuvre d'une fine végétation de lichens et de mousses qui corrodent la paroi rocheuse. L'interférence de ces actions corrosives et de la structure du calcaire aboutit à la courbe convexe de la partie haute des abris sous roche.

Les bancs supérieurs, ainsi modelés, durs et compacts, seraient en fait indestructibles s'ils ne reposaient pas sur des bancs plus tendres qui s'évident lentement, et s'ils n'étaient pas fissurés de diaclases. Celles-ci préparent les futurs éboulements en favorisant, le long de leur paroi, la dissolution avec d'autant plus de rapidité que ces diaclases sont fréquemment garnies de terre rouge, à grand pouvoir acidifiant. En outre, les racines des arbres, en y pénétrant, contribuent à l'éclatement du roc. La cryergie n'est pas absente de cette évolution par transformation en glace, durant l'hiver, de l'eau garnissant les crevasses. Il n'est pas jusqu'aux phénomènes de distension qui ne jouent pour écarter les blocs extérieurs de la masse rocheuse et les faire basculer dans le vide.

Mais c'est le creusement des strates sous-jacentes qui détermine l'épisode final en privant de support la roche diaclasée. Ainsi qu'on peut le constater aux Eyzies et dans les gorges du Verdon, ou bien dans les canyons du Tarn et de la Dordogne, d'énormes masses de calcaire se sont détachées des corniches; elles ont glissé sur les talus d'éboulis, ou bien elles ont écrasé les foyers des hommes du Paléolithique supérieur à Laugerie Haute. Dès lors, ces blocs qui s'enfoncent dans un sol riche en humus et en oxydes ferreux, se dissolvent par la base et disparaissent en quelques dizaines de milliers d'années. Sinon on ne s'expliquerait pas comment ne subsistent actuellement que les éboulements récents, datant, les plus anciens, de la période du Würm I.

Enfin, en généralisant à partir de ces observations et de ces phénomènes, on peut saisir le rôle des processus qui ont contribué à creuser les canyons caussenards, à les élargir et à modeler des encorbellements et de longues encoches.

#### 4.- Pinnacles et tours.

Si l'on se limite à ces balcons et à ces abris sous roche, on laisse inexpliqués pinnacles, clochetons et tours tels qu'on peut les apercevoir du haut du Point Sublime dans les gorges du Tarn, ou bien au Cingle de la Pénétie, en aval du confluent de la Vézère et de la Dordogne.

En ce dernier lieu, nous avons constaté que la formation de tours, le long de l'abrupt calcaire, est liée à la présence, sur le plateau, de vallonnements le plus souvent à sec et qui se terminent, au sommet des ascarpements, par des vauzeuses de méandres. Au droit de ces calèuses et le long de la falaise, on aperçoit, en temps ordinaire, des suintements et des filets d'eau creusant des rainures verticales. En temps de pluie, c'est une cascade qui tombe au pied de la corniche; le tout contribue à créer de larges couloirs verticaux laissant entre eux une proue rocheuse, qui constitue une sorte de tour d'importantes dimensions.

Les pinnacles du Point Sublime sur le Tarn sont plus petits; mais, très nombreux, ils ponctuent de taches blanches le versant du canyon. On peut les attribuer à deux influences; ce sont peut-être des blocs dolomitisés ayant résisté à la corrosion. Mais nous croirions plus volontiers qu'ils ont subsisté parce que, situés entre deux séries de diaclases orthogonales, ils étaient à l'abri du ruissellement et de la dissolution, et, par conséquent, de la gélifraction également. Ce serait à vérifier par une étude locale de la structure des roches environnantes.

#### CONCLUSIONS

Quoiqu'il en soit trois conclusions nous paraissent se dégager de nos observations :

- c'est d'abord la convergence vers un même modelé du relief karstique de multiples processus d'érosion, mécaniques, chimiques, et biologiques ;
- ensuite, c'est l'oeuvre des paléoclimats qui permet seule de comprendre l'ampleur de la morphologie caussenarde ; si nos climats actuels ont une certaine agressivité, celle-ci est bien loin d'égaliser celle des climats du Villafranchien et du Quaternaire ancien; nous ne pouvons en avoir qu'une image très atténuée par les phénomènes météorologiques récents ;
- enfin, c'est à la structure intime de la roche qu'il faut, en dernière analyse, demander le secret des phénomènes karstiques soit au cours de la sédimentation lacustre ou marine, soit par la suite au cours de diagenèses et des lapidifications, la plupart de nos lapiès, de nos alvéoles, de nos abris sous roche et de nos reliefs ruiniformes étaient déjà en puissance dans la masse calcaire (fig.3).

Mais si, l'oeuvre complexe de l'érosion et de la corrosion est directement observable, celle des paléoclimats et de la sédimentation échappe en grande partie à nos investigations actuelles. C'est une raison supplémentaire de pousser plus avant nos recherches par l'examen des roches au microscope optique et même électronique, et par l'expérimentation à aussi grande échelle que possible. Nous saisissons ainsi, peut-être, un jour, les causes des divers phénomènes que nous venons d'examiner et qui doivent aboutir au même résultat, à la formation de cavités largement ouvertes vers l'extérieur, s'élargissant, s'allongeant, découpant verticalement et horizontalement, les versants des gorges ou des canyons. Si la séquence géologique est assez longue, ces modelés en creux aboutiront à la destruction des interfluyes et à la pénéplanation. Mais dans les Grands Causses, comme dans les Préalpes calcaires, nous sommes encore très loin de cet épisode final, ce qui nous permet d'admirer et d'analyser de prodigieuses vallées creusées depuis le début du Quaternaire par les torrents cévenols ou alpestres, en collaboration fréquente avec les processus périglaciaires, dans les massifs karstiques les plus connus du monde.

BIBLIOGRAPHIE

- J. NICOD - Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire. Thèse, 1967. Impr. Louis-Jean. Gap.
- P. FENELON - Les méandres de la Dordogne en aval du confluent de la Vézère. Bull. Assoc. Géogr. Français, N° 251 et N° 252, Mai-Juin 1955, p. 127-137.

Karbonathaushalt und Verkarstung in circumalpinenTerrassenschottern

FRITZ FEZER (Ziegelhausen / Bundesrepublik Deutschland)

Summary:

If water infiltrates a gravel containing limestone pebbles, it dissolves a lot of carbonate, most of it at the boundary between the brown loam and the unweathered gravel. Below this "solution front" it dissolves only the calcite grains of about 50 - 200 microns diameter and produces pores, which are presumed to be the beginning of a karst system. Young Pleistocene gravels are infiltrated in a diffuse way. The older a gravel is, the larger become the pores and their connecting tubes, and the more calcite and iron oxide are precipitated on the walls of certain of the horizontal tubes.

Seit einigen Jahren suche ich Kiesgruben im Umkreis der Alpen auf, um Jung-, mittel- und altpleistozäne Schotter und Moränen miteinander zu vergleichen. Es wurde eine Beziehung zwischen Alter und Verwitterungszustand gefunden, die unbekannte Schotter zu datieren gestattet. Ferner wurde beobachtet, dass mit zunehmendem Alter das Wasser schneller durch die Schotter sickert. Mithilfe der Feldbeobachtungen und Laboruntersuchungen soll nun versucht werden, die Vorgänge und Umsätze der Karbonatlösung und -abscheidung zu rekonstruieren.

1. Karbonataufnahme durch das Sickerwasser

Aus der Luft und noch mehr aus dem Boden gelangt Kohlendioxid mit dem Wasser in das frische, kalkhaltige Sediment. Im Geschiebemergel hat es einen besonders langen Kontakt mit den Karbonatkörnern, weshalb es viel Kalk aufnimmt und Quellen aus Jungmoränen das härteste Wasser überhaupt liefern - nach BÖGLI (1960 S.14) kann 1 l fast 400 mg  $\text{CaCO}_3$  wegführen - und das schon nach wenigen Metern Sickerstrecke (STRÄSSER). Etwas schneller läuft das Wasser durch Schotter hindurch, weil diese selten mehr als 4 % Feinsand und entsprechend mehr Perennraum enthalten, hier sättigt es sich erst nach längerer Strecke.

Zuerst werden die feinsten Kalkkörnchen aufgelöst, dann der spärlich vertretene Kalksand, während von den groben Karbonatgeröllen allenfalls eine Haut heruntorgewachsen wird. Im Lauf des Sickers kann gasförmig mitgeführtes Kohlendioxid in die Lösung eintreten und weiteren Kalk angreifen, ferner wird im Hochsommer durch thermische Korrosion (BÖGLI) auch tiefer unter noch eine kleine Menge Kalk aufgenommen, die Hauptmasse aber stets an der Lösungsfrent, dort wo der braune Schotterlehm (B-Horizont) in den grauen, frischen Schotter (C) übergeht. Nur einige Lokalschotter sind aus Geröllen des gleichen Gesteins zusammengesetzt, die meisten eiszeitlichen Moränen und die im Verland abgelagerten Schotter enthalten neben Kalken noch Granite, Gneise, Amphibolite, Schiefer, Quarzite, Hornsteine, Sandsteine u.a. Je stärker die Kalkgerölle vorherrschen, umso länger widersteht der Schotter der Auflösung. Aber auch ein reiner Kalkschotter, wie er z.B. zwischen Iller und Lech häufig vorkommt, verhält sich der Verwitterung gegenüber uneinheitlich, weil selbst ähnlich erscheinende Kalksteine verschieden lösungsfreudig sind (GERSTENHAUER und PFEFFER). Bei meinen Versuchen reagierten die 17 untersuchten Typen gänzlich unerwartet. Ritzhärte, Politur, Farbe, äußerlich feststellbare Reinheit und andere, mit den Mitteln des Feldgeologen fassbare Merkmale sagen jedenfalls über die Lösungsfreudigkeit eines Kalks nichts aus. Aus manchen Geröllen ist Dolomit oder Kalk entfernt, ausgeheilte Spalten sind aber als "Gerippe" erhalten geblieben, weil dieses aus einem reinen, kristallisierten Calcit aufgebaut ist.

Die dem Auge als schmaler Übergang zwischen braunem Boden und frischem Schotter erscheinende Kalklösungsfrent ist in Wirklichkeit mehr viel mächtiger. Im untersten B-Horizont sind von den dicken Kalkgeröllen noch Reste übrig, während in den tieferen C-Horizonten die feinsten Calcitkörnchen aufgelöst worden. Die Lösungsfrent liegt für Dolomite am tiefsten, für Kieselkalksteine in der Nähe des Farbumschlags und für widerständige Kalksteine am höchsten. Bei älteren Schottern wird die Lösungsfrent besonders weit auseinandergezogen, die Tiefenverwitterung der anfälligen Gerölle

und der feinen Karbonatkörner kann schließlich das ganze Sediment ergreifen, ein Teil des Verlusts wird aber durch sekundär ausgefällte Kalkkristalle ersetzt. Ein junger Schotter enthält dagegen im ganzen C-Horizont noch reichlich Karbonate, in der Feinstsand- und Schluff-Fraktion über 50 % (Abb. 1), so dass 1 kg Schluff stets mehr als 5 000 mval  $\text{Ca}^{++}$  abgibt.

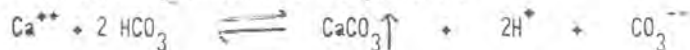
## 2. Karbonatabscheidung

Was geschieht nun mit diesem Hydrokarbonat? Der grösste Teil sickert durch die Terrasse, gelangt ins Grundwasser und durch die Quellen in die Flüsse. Ein kleiner Teil (siehe Überschlagsrechnung im Anhang) kristallisiert unterwegs aus, sobald das Milieu sich ändert.

Regelmässig findet sich auskristallisiertes Karbonat dort, wo der C-Horizont, also der frische Schotter und damit das basische Milieu beginnt. Aus dem lehmigen Boden tropft das Wasser in den besser durchlässigen, lufthaltigen Schotter, und zwar stellenweise so heftig, dass Feinsand ausgespült wird.

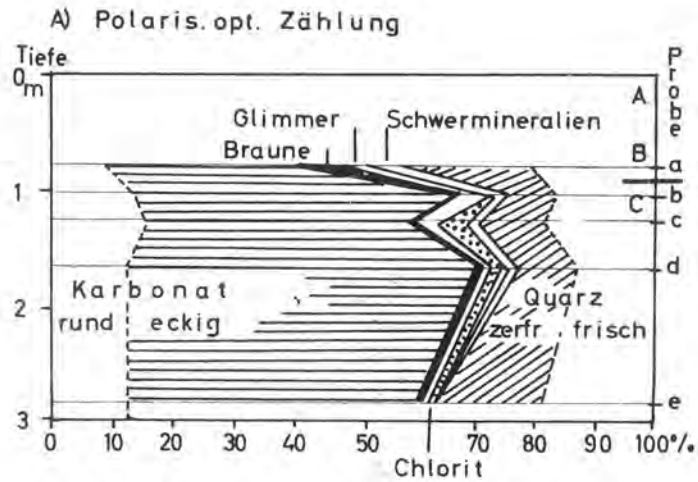
Zur Karbonatausfällung genügt ein ganz geringer Anstieg des Porenvolumens. Im Würmschotter von Erolzheim (Abb. 1) enthält die Schicht b 7,5 % Feinsand, c nur 4,2 %, dafür mehr Poren. In diese Poren hinein kann Kohlendioxid verdunsten, das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht wird gestört und durch Auskristallisieren von Karbonat wieder hergestellt. Das Maximum der Calcitabscheidung liegt meistens höher oben als das des Magnesiumkarbonats.  $\text{Mg}^{++}$  wird an der Lösungsfront tiefer hinab ausgemerzt als  $\text{Ca}^{++}$  und entsprechend länger (stärkeren  $\text{CO}_2$ -Verlust) braucht es auch, bis es auskristallisiert. Das mag daran liegen, dass die untersuchten Schluffe 100-mal weniger  $\text{Mg}^{++}$  als  $\text{Ca}^{++}$  enthalten, vielleicht aber auch daran, dass sich im basischen Milieu (Gehalt an freiem  $\text{CO}_2$  unter 0,001 %) Dolomit besser löst als Marmor (BLANCK und ALTEN 1924).

In ausgespülten Grobschottern, die nach oben gut abgedichtet sind, hat WEIDENBACH (freundl. Mitteilung) eine besonders starke Calcit-Abscheidung beobachtet. Andererseits waren von den Berührstellen der Gerölle aus die oberliegenden stark korrodiert (Abb. 3). Vermutlich ist mit Kalk gesättigtes Wasser in einen, zunächst mit Luft gefüllten Hohlraum gesickert. Kohlendioxid, das vorher im Wasser gelöst war, konnte in den grossen Raum hinein verdunsten, und das gestörte Gleichgewicht wurde durch Auskristallisieren von Calcit wieder hergestellt. Flüssige und Gasphase stehen dann mit zwei festen Phasen - den karbonathaltigen Geröllen und den Tropfsteinchen - in einem dynamischen Gleichgewicht:

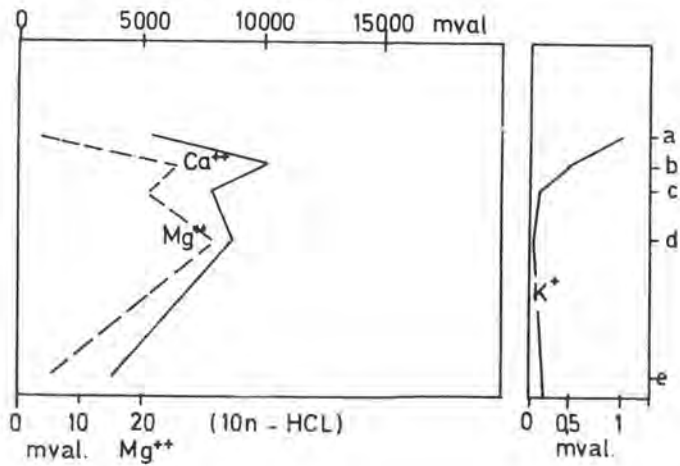


Wo die flüssige Phase an die gasförmige grenzt, überwiegen die nach rechts laufenden Umsetzungen, wo sie an die feste grenzt, die nach links zeigenden. Dabei werden die unreinen und daher unstätig aufgebauten Karbonatgerölle rascher gelöst als die sekundär auskristallisierten Calcite. Weil einige dieser Tropfsteinchen so weit unten hängen, dass eine Diffusion der Lösung zu den Zwickeln zwischen den Geröllen schlecht vorzustellen ist, scheidet dieser Calcit aus dem System aus und ermöglicht eine noch schnellere Korrosion der Gerölle, bis wieder genügend Hydrokarbonat im System ist. Der Prozess kann mit einem elektrochemischen Element, bei dem ebenfalls das weniger edle Material aufgezehrt wird, verglichen werden, er wird durch die Schwerebewegung der Lösung verstärkt, vielleicht nimmt er erst dadurch merkbare Ausmasse an.

Im Geschiebemergel und einigen moränennah abgelagerten, schluffreichen Schottern ist das sekundäre Karbonat als ei- bis faustgrosse Knollen abgeschieden worden (GRAUL und BRUNNACKER). Diese "Moränenkindln" (in anlehnung an die Löbkindln) sind aber ebenfalls in bestimmten Horizonten angeordnet. Sie bestehen aus reinem Calciumkarbonat, während der geringe Anteil an sekundärem Magnesium in fein verteilter Form dem Calcit darüber und darunter beigemischt ist.



D) Gehalt an Calcium



F) Kalium

## Wasserbewegung im C<sub>Ca</sub>-Horizont

Beispiel Herrlishöfen (gegenüber Warthausen)  
R 35604, H53342

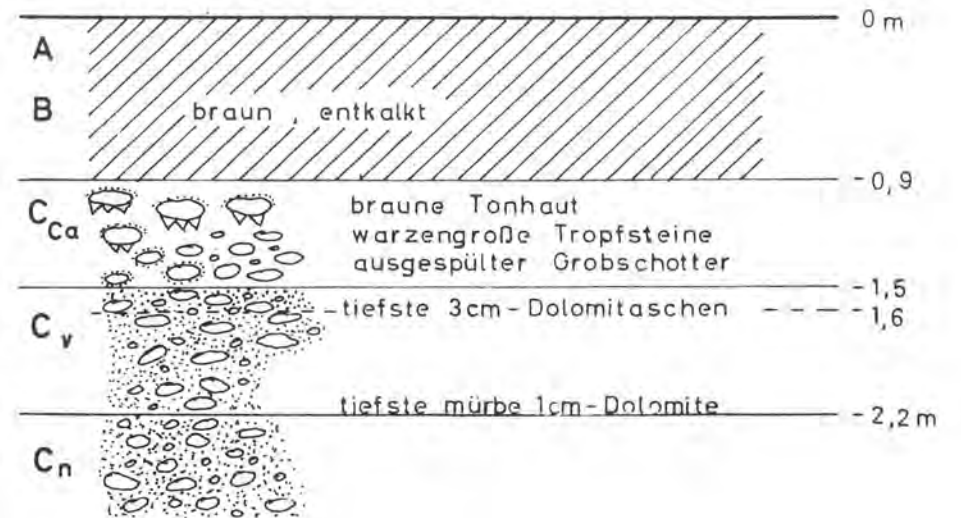


Abb. 2



Abb. 1: Zusammensetzung des Feinmaterials (80) im Würmschotter von Erolzheim im Illertal



Verbraunung zeichnet Sickeretz nach (Ochsenhausen, Gde.-Kgr.)

S

N  
|  
W

-  graue kalkhaltige Nester
-  Sand

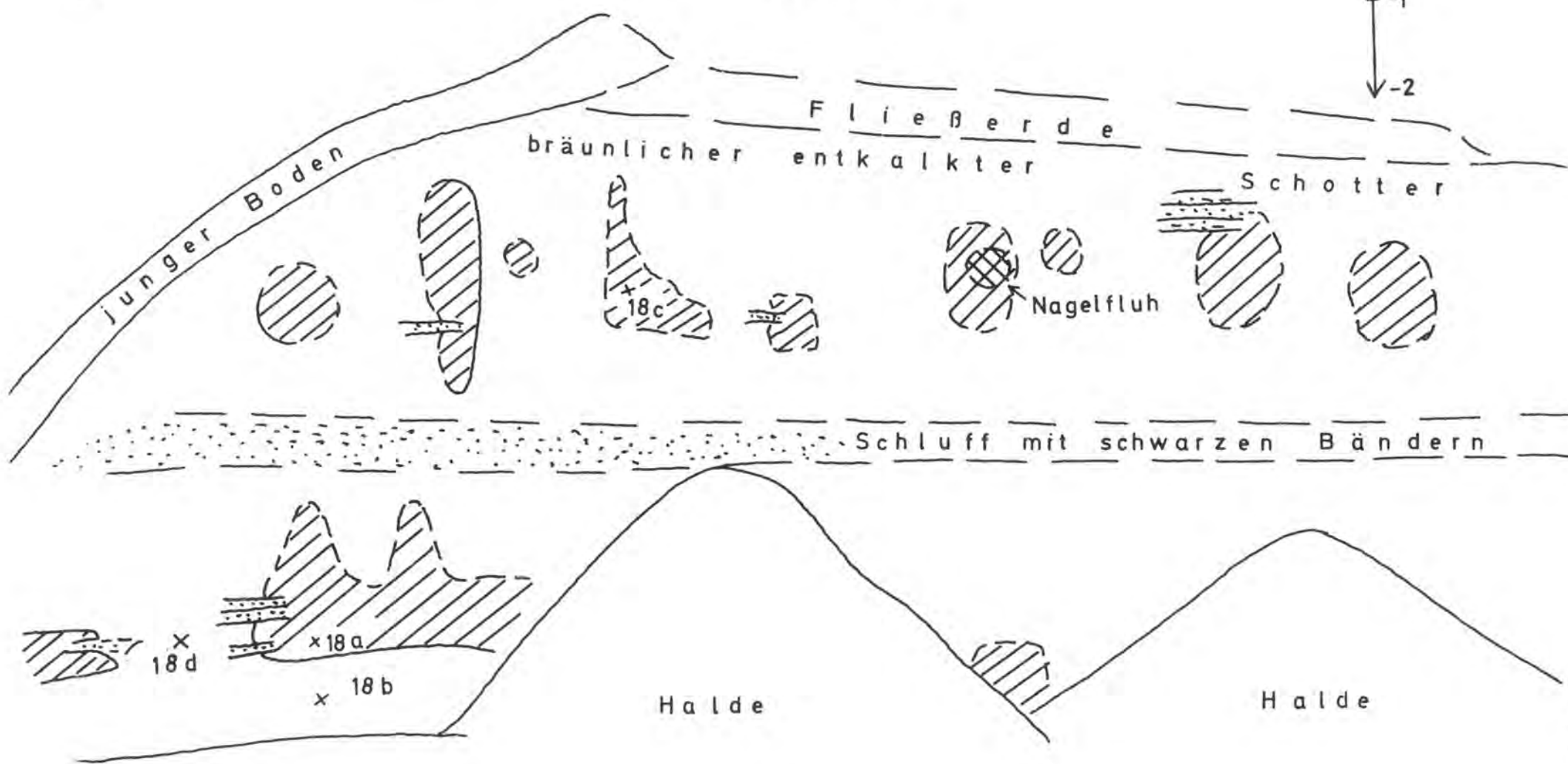
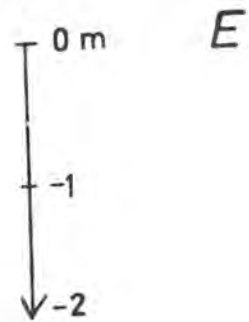


Abb. 6

Weitaus am meisten Karbonat ist knapp über denjenigen Schichten abgeschieden worden, die sich durch rostbraune und schwarze Bänder als Oxydationshorizonte von Eisen und Mangan über dem Grundwasserspiegel erweisen. Das waagrecht fliessende und alle Poren ausfüllende Grundwasser grenzt hier an einen Horizont, dessen grössere Poren zeitweise mit Luft gefüllt sind, so dass Kohlendioxid verdunsten kann. Der ausgefällte Calcit füllt alle Hohlräume aus und verfestigt den Schotter zu einem Konglomerat. Wird es von einem Fluss angeschnitten, so schauen die Gerölle wie Nagelköpfe aus der Felswand heraus, deshalb wird es "Nagelfluh" genannt. Unter dem ehemaligen Grundwasserspiegel ist dagegen der Schotter locker und kann abgebaut werden.

Horizontal betrachtet bildet sich Nagelfluh am häufigsten und stärksten in der Nähe des Terrassenhangs (WEIDENBACH 1939). Hier kann das Kohlendioxid aus den Poren in die Aussenluft entweichen, so dass bis zu 30 % des mitgeführten Kalks (siehe Überschlagsrechnung im Anhang) abgeschieden werden.

Es gibt Anzeichen dafür, dass Konglomeratbänke vom Grundwasserspiegel nach oben weiterwachsen. Vielleicht halten sie den Sickerstrom so auf, dass sich über ihnen ein sekundärer Grundwasserspiegel bildet und sich die Ausfällung der Karbonate immer weiter nach oben verlagert. Damit liesse sich der regelmässige Wechsel von verfestigten und lockeren Schichten erklären. In Dietmanns bei Bad Wurzach ist eine Kiesgrube, die unten mächtige Nagelfluhbänke aufweist, in der Mitte erst dünne Bänke und oben nur Perlschnüre. Es ist aber auch eine rhythmische Tieferlegung der Kalkabscheidung wahrscheinlich, weil durch das allgemeine Einschneiden der Flüsse der Grundwasserspiegel sinkt.

Je älter ein Schotter ist, umso häufiger und umso stärker sind seine Schichten konglomeriert, manche sind einst als Bausteine gebrochen worden. Diese Gruben sind heute verlassen und verwachsen, und der Abbau konzentriert sich auf junge Kiese. Es kann aber durchaus wirtschaftlich sein, alte Schotter zu baggern: Ein schmaler Stich oder Stellen als Zufahrt, dann eine grosse Grube. Sie stört das Landschaftsbild kaum und kann später mit Müll verfüllt werden.

### 3. Verkarstung von Schottern

Die landläufige Vorstellung, dass Wasser in den Poren des Kiesel gleichmässig nach unten sickert (mit etwa 1 - 5 cm/St. nach KOEHNE u.a.) passt nur für junge, gleichmässig zusammengesetzte Schotter. Oft sind aber Sandlinsen eingeschaltet und veranlassen das Wasser zu seitlichen Umwegen. Umgekehrt sind Feinkiese, die von einer gleichmässig kräftigen Strömung gut sortiert und sandfrei abgelagert worden sind, bevorzugte Sickerbahnen. In kreuzgeschichteten oder Deltaschottern liegen sie schräg und führen von Anfang an den Hauptteil des Wassers ab.

Ist eine bestimmte Schicht nur stellenweise sandfrei, so müssen wir eine sekundäre Ausspülung annehmen. Liegt sie an der Basis eines mächtigen Schichtpakets, so finden wir einzelne Gerölle, die eine übergrosse Last zu tragen hatten und zersprungen sind.

In waagerechten Sickerbahnen hat das Wasser zwar weniger Gefälle, dafür aber geringeren Widerstand. Weil es durch die verkarsteten älteren Sedimente schneller fliesst, ist es nicht so hart wie Wasser aus jungen Ablagerungen (STRÄSSER).

Die Sickerbahnen lassen sich erkennen, wenn wir nach Hohlräumen, Tropfsteinchen (Abb. 2) und treppenförmig angeordneten Restbändern suchen. Kommt das Wasser in einer oberen, ausgespülten Gröblage an, sickert es in breiter Front durch sandreichen Kies und sammelt sich in der nächsttieferen, porösen Schicht wieder. Solche Sickertrappen (Abb. 5) sind gar nicht selten. Manchmal vereinigen sich senkrechte Sickerbahnen mit waagerechten zu einem Netzwerk. In der Gemeindekiesgrube von Ochsenhausen hat LÖSCHER mithilfe der entkalkten Partien das Sickeretz rekonstruiert (Abb. 6). Innerhalb der Maschen ist der Kies noch frisch, weil er nur schwach durchflossen ist.

In den Nagelfluh-Konglomeraten benützt das Wasser senkrechte Spalten wie in einem festen Gestein. Diese reissen auf, wenn ein Fluss die Felswand durch Seitenerosion anschneidet oder wenn durch Tiefenverwitterung und Ausspülung Hohlräume entstanden sind.

Bei Kreuzschichten treffen oft mehrere Sickerbahnen zusammen, so dass besonders viel Feinmaterial ausgespült sein kann. Es ist auch mit Sackungen über grösseren Hohlräumen zu rechnen. Vielleicht ist auf diese Weise die 30 x 20 x 3 m grosse Wanne bei Ringschnait (südöstlich Biberach, s. GRAUL 1968) entstanden.

MORAWETZ (1968) hat auf "Jüngeren Deckenschottern" der Save (südöstlich Radovljica = Radmannsdorf) Dolinen in so grosser Dichte gefunden, dass die Durchmesser die Abstände manchmal überschritten. Die Formen ähnelten in ihren Maßen der Wanne von Ringschnait. Dass sie an der Save so viel häufiger sind als im nördlichen Alpenvorland, möchte ich mit folgenden Faktoren erklären: Die dortigen Terrassensperne fallen auf beiden Flanken hoch und steil ab, sind also besonders gut drainiert. Ferner sind sie im allgemeinen bewaldet, so dass Dolinen eher erhalten bleiben, während sie im Ackerland entweder zugeschwemmt oder zugepflügt werden.

WEIDENBACH hat 1953 an einem flach geneigten Hang ganze Ketten von Dolinen beschrieben; die untersten waren jeweils nicht Schluck- sondern Speilöcher, das Sediment war ein Spätwürm-Beckenschluff, der von einem noch dichteren Geschiebemergel unterlagert war. Die Durch- und Ausspülung hat zu Röhrensystemen geführt, die dann stellenweise einstürzten. Auch diese Dolinen lagen im Wald verborgen.

Je tiefer das Flussnetz in die Terrassen eingeschnitten ist, vor allem also in älteren Schottern, umso häufiger und stärker sind Karsterscheinungen zu finden, sie reichen aber im Ausmass längst nicht an den Karst der Schwäbischen Alb heran. Das Wasser wird besser gefiltert als dort und ist daher hygienisch unbedenklich. An der Ausbildung der Sickerbahnen hat die mechanische Erosion ebenso Anteil wie die chemische Lösung, ihr Netzwerk betrachte ich als eine Übergangsform zwischen echtem und Pseudokarst.

#### Karbonatumsätze

am Beispiel des Würmschotters von Herrlishöfen (Landkreis Biberach)

Sickerwassermenge in einem Sommer

$$\text{Durchfeuchtung} = \text{Niederschlag} - \text{potentielle Evapotranspiration}$$

$$625 \quad - \quad 507 \quad = \quad 122 \text{ l / m}^2$$

Sickerwassermenge in einem Jahr

$$900 \quad - \quad 568 \quad = \quad 340 \text{ l / m}^2$$

Ursprünglicher Karbonatgehalt der Probe 81e 35 %

Jetzige Mächtigkeit der Bodenhorizonte A + B = 0,9 m Mittel = 0,6 m  
 davon völlig karbonatfrei 0,4 m

Ursprüngliche Mächtigkeit  $\frac{0,6 \cdot 100}{65 \text{ (Anteil der Nichtkarb.)}} = 0,925 \text{ m}$

Entfernte Karbonatmenge unter 1 m<sup>2</sup> Flur:

Tiefe	Fläche	Karbonatanteil	Wichte	
0,9	1	35/100	2,7	= 0,85 t

Davon im Karbonathorizont (C<sub>Ca</sub> und C<sub>Mg</sub>) wieder ausgefällt:

im Schluff und Feinsand	Schluffanteil	
3 · 1 · 60/100	2,5/100 = 0,12 t	} 0,26 t
als Haut um die Gerölle	Kiesanteil	
0,6 · 1 · 10/100	85/100 = 0,14 t	

Nettoverlust ans Grundwasser (0,85 - 0,26 t)

also in 15000 Jahren 10,59 t 590 000 g

Verlust mit 120 l Sickerwasser in 1 Sommer 39,3 g

" " " " " 327 mg

Härte von 1 l Quellwasser aus Schottern 200 - 295 mg

(nach BÖGLI und WILHELM, als Kontrolle)

Anteil des Sekundärkarbonats am Karbonatverlust der Bodenhorizonte  $0,26 / 0,85 = 30 \%$

Literatur:

- Blanck, E. und Alten, F. Experimentelle Beiträge zur Entstehung der Mediterran-Roterde. Landw.Versuchsst. 103, 1925 S. 73-90
- Blume, H., Münnich, K. und Zimmermann, U. Das Verhalten des Wassers in einer Löss-Parabraunerde unter Laubwald. Zs.f.Pflanzenernähr.Düng.Bodenk. 112, 1966, S.156
- Bögli, A. Kalklösung und Karrenbildung. Zs.f.Geomorph. Suppl.bd. 2, 1960, S. 4-21
- " Mischungskorrosion - ein Beitrag zum Verkarstungsproblem Erdkunde 18, 1964, S. 11-19
- Fazer, F. Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozänschotter. Heidelberger Geogr.Arb. (im Druck)
- Gerstenhauer, A. und Pfeffer, K.H. Beiträge zur Lösungsfreudigkeit von Kalkgesteinen. Abh. Karst- u. Höhlenk. R. A. Speläologie H.2, München 1966
- Graul, H. Beiträge zu den Exkursionen anlässlich der DEUQUA-Tagung August 1968 in Biberach an der Riß. Heidelb. Geogr. Arb. 20, 1968, 124 S.
- Graul, H. und Brunnacker, K. Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. Peterm. Mitt. 106, 1962, S.253-271
- Koehne, W. Grundwasserkunde. 1. Aufl. Stuttgart 1928, 2. Aufl. 1949
- Löschner, M. Die Schotterfüllungen im unteren und mittleren Rottumtal. Heidelb.Geogr.Arb. 20, 1968, S.95-105
- Merawetz, S. Dolinen auf pleistozänen Schotterterrassen zwischen Naklo und Kamnja Gorica an der Save. Zs.f.Geomorph. 12, 1968, S.224-230
- Müller, Siegfried Waldrandstufen und dolinenartige Schlammtrichter als Sonderformen der Bodenerosion im Kleinen Odenwald. Jahresber.u.Mitt. Oberrh. Geol.Ver. NF41, 1959, S. 29-34
- Strässer, M. Studien zum Grundwasserchemismus des nordwestlichen Bodenseeraums. Freiburger Geogr.H. 2, 1966, 82 S
- Weidenbach, F. Grundsätzliche Bemerkungen zur Ausdeutung eiszeitlicher Erscheinungen. Jh.u.Mitt.Oberrh. Geol.Verein 28, 1939 S. 99-108
- Weidenbach, F. Erdfälle in eiszeitlichen Beckentönen der Bodenseegegend. Neues Jahrb.Geol.Paläont.Abh. 97, 1953, S.379-390
- Wilhelm, F. Physikalisch-chemische Untersuchungen an Quellen in den Bayrischen Alpen und im Alpenvorland. Münchener Geogr.Hefte 10, 1956, 97 S.

Diskussion:

PRIESNITZ (Göttingen): 1. Wenn gesagt wurde, dass die Kalke nach ihrer "Lösungsfreudigkeit" zu unterscheiden sind und dass diese Unterschiede beträchtlich ~~seien~~ so müsste doch gerade die Lösungsfreudigkeit der gelösten Kalke bekannt sein, um ihre Lösung zur Datierung verwenden zu können. Fallen diese Unterschiede beim Schluff völlig fort?

FEZER: Im Schluffbereich vermindern sich die Unterschiede, weil hier Calcitkristalle vorliegen.

2. Können Sie die Unterschiede der "Lösungsfreudigkeit" mit chemischen oder mineralogischen Eigenschaften der verschiedenen Kalke korrelieren?

FEZER: Ich habe Jies nicht untersucht und kann nur sagen, dass Eigenschaften wie Dichte des Gefüges, Politur, Ritzhärte u.ä. nichts über die Lösungsfreudigkeit aussagen.

CRAMER (München): Die Deutung der Konglomeratenstehung und Nagelfluhbildung an Terrassenkanten ist sehr einleuchtend und deckt sich mit Beobachtungen im oberbayrischen Raum. In der Münchener Schotterebene werden jedoch häufig Nagelfluhbänke erhöht, weit weg von Tälern oder Terrassenkanten unter den Würmschottern ("Niederterrassenschottern"). Wie erklären Sie sich die Entstehung solcher Konglomerate im "Deckenschotter"?

FEZER: Nagelfluh bildet sich an den Kanten einer Terrasse fast regelmässig; aber auch im Innern kann aus einer gesättigten Lösung leicht Karbonat ausfallen, wenn z.B. die Poren eines Schotters weiter sind als in den hangenden Schichten.

Notas preliminares sobre el carso venezolano

FRANCO URBANI P. (Sociedad Venezolana de Espeleología y U.C.V.  
Caracas/Venezuela)

Existen en Venezuela muchas zonas donde afloran calizas con mayor o menor desarrollo de formas típicamente cársicas. Para el estudio de esta topografía, nuestro territorio lo hemos dividido en cuatro zonas :

1.- Orientea) Rocas Sedimentarias.

Las áreas de Caripe-Caripito, Cumanacoa, Mundo Nuevo, Guanta y otras, presentan numerosas y grandes cavernas como la del Guácharo, que por ahora es la mayor de Venezuela, y las cuevas de Los González, La Milagrosa, etc.; estas zonas generalmente están muy plegadas y falladas, encontrándose pocas dolinas, aunque los laplazes son muy comunes. Las calizas carsificadas son del Cretáceo inferior de las Formaciones El Cantil y Querecual.

b) Rocas Metamórficas.-

En la Isla de Margarita se encuentran algunas pequeñas cuevas en el Mármol de El Piache (Mesozoico, sin diferenciar), así como cuevas de origen marino.

En diversos niveles del complejo metamórfico de la Península de Paria, se han reportado gruesos estratos de calizas, algunas algo dolomitizadas, siendo la unidad calcárea más importante, el Miembro Patao de la Formación Cariquito del Cretáceo inferior. Las cuevas encontradas hasta el presente son pequeñas y están dispersas a lo largo de toda la Península.

2.- Centro

En la Cordillera de la Costa se distinguen desde un punto de vista espeleológico, dos zonas geológicas distintas, al igual que en el Oriente.

a) Rocas Metamórficas.

En la cadena montañosa de la Costa, las Formaciones con mayor contenido de calizas son Las Brisas, Las Mercedes y Antmano, en las cuales se desarrollan las importantes zonas cársicas de Birongo-Capaya y alrededores de Caracas. En la primera localidad se hallan las cuevas Alfredo Jahn, Cruzent, Cajigal, Walter Dupouy, etc., todas de grandes proporciones y recorridas por riachuelos subterráneos.

Con respecto a la cueva Walter Dupouy, es de interés notar, que se formó al penetrar en las grietas de la caliza, el cause de la Quebrada Santa Cruz, la cual, después de un largo recorrido subterráneo, emerge en un lugar diferente al que se podría esperar si el curso fuera totalmente superficial.

b) Rocas Sedimentarias.

En el frente montañoso del Guárico existe una cadena de Morros (similares a los Mogotes de Cuba), de calizas arrecifales Paleocenas del Miembro Morro del Faro de la Formación Guárico. Aquí las cuevas son de desarrollo casi exclusivamente vertical, y en la cimas de los Morros se encuentran los laplazes mejor y más profundamente desarrollados del país. Un ejemplo típico lo constituye la Cueva de Loma del Medio, la más profunda de Venezuela.

3.- Occidentea) Falcón-Lara

En el interior de estos Estados se han reportado grandes dolinas, poljes y cuevas en dos masas de calizas arrecifales Oligocenas, de las Formaciones San Luis y Churuguara. Encontrándose en ambas Formaciones grandes causes subterráneos, entre otros el Río Güegue y el Río El Toro, de la cueva de la Taza, ambos con posiblemente más de un kilómetro de longitud. Hacia los bordes de las calizas arrecifales hay muchas fuentes de aguas cársicas, entre las cuales, las de Siburua son las más importantes, aprovechándose en un acueducto.

En las Sierras de San Luis y Churuguara es donde se localizan las zonas más típicamente cársicas del país; los poljes alcanzan grandes dimensiones, como el de Curimagua con unos 4,5Km<sup>2</sup> y varios situados al Sur de San Lorenzo de aproximadamente 1 Km<sup>2</sup>.

También hay algunas interesantes manifestaciones de carso costanero en el Promontorio de Chichiriviche al Este del Estado Falcón.

b) Andes

En realidad, es poco lo que hasta la fecha se ha estudiado en esta zona, hallándose rocas calcáreas con edades que varían desde Precámbricas (Grupo Iglesias), hasta las Terciarias, aunque hasta el momento solo se han estudiado cuevas en las

calizas de las Formaciones Apón, La Luna y Capacho, destacándose las de La Azulita y de Guaraque.

c) Perijá

En la Sierra de Perijá nos encontramos nuevamente con afloramientos de las mismas calizas Cretáceas de los Andes, tales como la Formación La Luna y Apón, en donde se han reportado cuevas, aunque también se las encuentra en algunas calizas del Terciario. Esta región por estar muy alejada de los centros poblados, hace muy difícil su acceso, aunque ya se ha estudiado una cueva de 1km. (Cueva de Los Gavilanes.), y se ha podido determinar por medio de fotografías aéreas y por exploraciones de Hidrólogos del M.O.P., que el río Guasare posee un cauce subterráneo de cerca de 10 km., hasta el presente nunca explorado; además, en los mapas topográficos se observan numerosas depresiones en donde desaparecen algunos ríos.

4) Guayana

Posiblemente se pueda encontrar algún fenómeno cársico en las dolomías del Precámbrico Inferior del Complejo de Imataca, en la zona de Guacuripia, cerca de Upata.

También se han reportado cuevas en los Tepuis o mesetas de areniscas de la Formación Roraima (Edad en discusión), que creemos sean grietas formadas por movimientos lentos de asentamiento de estas grandes masas rocosas.

Finalmente en Guayana, cerca de Ciudad Piar, se haya la Cueva de Conejero, en cuarcitas ferruginosas.

El conocimiento del carso venezolano, será en el futuro de importancia para el mejor aprovechamiento de aguas subterráneas, especialmente en algunas regiones áridas de Lara y Falcón.

Bibliografía

- Alvarado J.R. -(1957) "Estudio preliminar de las zonas Karsticas del Estado Falcón " Bol. S.V.C.N., 17 (87): 312-315  
Alvarado J.R. -(1966) "La evolución de la Espeleología en Venezuela". Natura, 31: 8-11.  
De Bellard P. -(1956) "Observaciones espeleológicas; las grandes áreas calizas de Venezuela y los fenómenos carsticos en ellas descubiertas" Acta Cient. Venez., 7 (6): 122-124.  
Urbani P.F. -(1968) "Distribución de las formas cársicas en Venezuela". Acta Cientif. Venez., 19 (1): 23.

## Recherches sur le karst du Nord-Est de l'Attique

GASP.G. MISTARDIS ( Athènes/ Grèce )

### Résumé

1.- Dans une communication au IVe Congrès International de Spéléologie, 1965, ( Recherches sur la karstification souterraine de l'Attique péninsulaire, Tome III, p. 525-531 ) j'avais exposé certains résultats de mes recherches sur l'évolution des réseaux des grottes, avens, galeries etc. en Attique péninsulaire, région semi-aride à notre époque, dans laquelle prédominent des masses calcaires ( marbres ) de très diverses dimensions, mises en très fort relief (petites montagnes isolées).

Dans la présente communication sont exposés certains résultats de mes recherches sur le karst souterrain du nord-est de l'Attique (Diacrie ou Epacrie), région qui jouit à notre époque d'un climat semi-humide, et qui présente un relief de plateau fortement ondulé et profondément raviné, constitué surtout par des marbres, mais avec des intercalations très nombreuses de roches imperméables ( phyllites, schistes cristallins etc.).

2.- La Diacrie ne se prête bien, comme l'Attique péninsulaire pour l'étude de l'évolution des réseaux karstiques souterrains avant le Pliocène le plus élevé, étant donné qu'ici les masses des marbres ne furent débarrassées des roches tendres qui les recouvraient, que plus récemment, pour la plupart; elle est cependant plus propre pour une telle étude concernant le Quaternaire.

3.- Comme les explorations spéléologiques en Diacrie sont peu nombreuses et se rapportent à de très faibles profondeurs seulement pour la plupart, les recherches sur l'évolution de son karst souterrain sont basées surtout sur des observations dans les canyons et sur des études se portant aux sources, surtout sous-marines et côtières.

4.- Les premiers résultats de mes recherches pourraient se résumer comme suit:

- a) Les réseaux karstiques souterrains en Diacrie sont moins évolués qu'en Attique péninsulaire et moins propres pour des études de spéléogénèse.
- b) A cause de son relief en plateau, les canyons sont très développés. La karstification cependant souterraine en sens vertical ( avens etc ) n'est pas développée si fortement qu'en Attique péninsulaire. Les réseaux présentent ici un développement, plus accusé, en sens plus ou moins horizontal.
- c) Les eaux des régions voisines montagneuses, très abondantes pour la plupart avaient fortement contribué souvent dans le passé au développement des réseaux karstiques souterrains en Diacrie.
- d) Elles continuent à contribuer aussi à notre époque assez sensiblement. Plusieurs des sources importantes sous-marines et côtières sont alimentées en partie par ces eaux allochtones.
- e) Les sources côtières très vigoureuses, mais surtout les sources sous-marines attestent un enfoncement des réseaux karstiques souterrains dans l'est de la région, jusqu'au-dessous du niveau actuel de la mer, mais probablement pas jusqu'à de grandes profondeurs.
- f) Cet enfoncement est attribuable d'une part à des mouvements tectoniques verticaux du sol, et d'autre part à des abaissements du niveau de la mer au Quaternaire.
- g) Tandis qu'en Attique péninsulaire les réseaux karstiques souterrains sont pour la plupart morts, en Diacrie au contraire ils sont en grande partie en fonction, assez vive dans plusieurs sections.
- h) Le karst souterrain continue donc de se développer assez sensiblement à notre époque en Diacrie, ce qui n'est pas le cas pour l'Attique méridionale.
- i) La marche de l'évolution des réseaux karstiques souterrains en Diacrie septentrionale était notablement différente que dans le reste de la région. Même entre la Diacrie centrale, et méridionale on atteste une différence assez accusée dans l'évolution.

### Introduction

1.- Le nord-est de l'Attique avec des montagnes dépassant 1100m, ses plateaux profondément ravinés, la plaine côtière de Marathon et quelques autres plus petites, pourrait être considéré comme la partie la plus accidentée de ce pays.

Vers le sud se dresse le Mt. Pentélique ( 1111m ), allongé de l'ONO à l'ESE sur plus de 10 km. Il est constitué par des roches métamorphiques, marbres, micaschistes, phyllites, etc. Les affleurements de marbres sont nombreux



mais pour la plupart pas étendus.

Au contraire, les surfaces calcaires prédominent dans la masse imposante du Mt. Parnès (1413m) qui se dresse vers l'ouest. Cette large masse montagneuse est constituée surtout par des calcaires Mésozoïques (Triasiques pour la plupart). Les affleurements non calcaires de l'Anthracolithique (schistes, grès, grauwackes etc.) sont très nombreux, mais pas étendus.

2<sup>o</sup> A l'est du Mt Parnès et au nord du Pentélique, vers l'extrême nord-est de l'Attique s'étend une région moins élevée (alt. moyenne environ 400m) qu'on appelle le plus souvent Diacrie ou Epacrie, bien que ces noms étaient donnés par les anciens à une aire plus vaste (1).

Cette région pourrait être considérée, dans ses grandes lignes, comme une sorte de plateau accidenté, allongé du N au S (longueur plus de 20 km, largeur moyenne : environ 15) qui se termine brusquement à l'est vers la plaine côtière de Marathon et au nord-est vers le Canal d'Eubée (ou d'Oropie).

Il s'agit probablement d'un compartiment sensiblement faillé, qui à la suite des déplacements verticaux de grande amplitude (peut-être au Miocène le plus élevé) fut resté à un niveau plus bas que ceux de Parnès et Pentélique, mais plus haut que ceux d'Oropie-Canal d'Eubée et Lubrique méridionale.

3<sup>o</sup> La Diacrie est pour la plupart calcaire, constituée surtout par des marbres. C'est seulement dans sa partie nord-ouest que les calcaires Triasiques (de Navrinora-Koumarités) et Crétacés ne furent pas métamorphisés. Les affleurements des terrains non calcaires sont très nombreux, mais pas étendus. Dans le nord-ouest il s'agit des schistes argileux, des grès et des grès grauwackés du Carbonifère (2). Dans les autres parties de la région, sauf l'extrême nord, il s'agit des micaschistes et phyllites.

La partie la plus septentrionale (Kalamos-Marcopoulo-etc.) est recouverte par des formations Pliocènes constituées des marnes, des calcaires marneux, et des marnes argilleuses, avec inclusions des couches des lignites (3).

4<sup>o</sup> Dans cette communication il n'est pas question de tout le nord-est de l'Attique, mais seulement de la région à laquelle nous avons délimité la Diacrie ou Epacrie (§ 2).

Ce n'est qu'incidemment que les recherches sur la karstification s'étendraient aussi sur certaines parties des montagnes voisines, de Parnès et du Pentélique.

]

#### Relief et Structure

5<sup>o</sup> La région plateau-forme de Diacrie ne présente qu'une altitude moyenne de 300-350, seulement, dans sa partie centrale. Mais, elle est assez plus élevée tant au nord, qu'au sud; les bosses de Prophète Elie (NE) de Navrinora (NW) et d'Icarion (SE) dépassent même 600m.

Elle est profondément ravinée par de petites vallées étroites dans sa moitié orientale, moins dans la plupart de l'autre moitié; dans sa partie centrale elle est même éventrée dans toute sa largeur, de l'ouest vers l'est, du petit bassin d'Aphidnae à la plaine côtière de Marathon, par la vallée de Charadros.

Plusieurs places, le plateau Diacrien donne l'impression d'une structure plus ou moins stagée due à des failles locales. C'est à des failles plus importantes que doit être attribuées la terminaison du plateau brusquement pour la plupart, à l'est vers la plaine de Marathon et au nord-est vers le Canal d'Eubée.

#### Le nord-ouest

6<sup>o</sup> Dans le nord-ouest les calcaires Triasiques (et Permians) (4) donnent des formes les unes à bosses élevées comme celle de Navrinora (647m), les autres à très petits plateaux. Ces derniers (altitude de ceux à l'ouest de Navrinora environ 400m, de ceux du sud-est 500) sont probablement des restes des surfaces d'aplanissements, datant du Pliocène inférieur au de la fin du Miocène.

Les terrains non calcaires de l'Anthracolithique et du Pliocène, consistant pour la plupart des roches tendres, sont fortement attaqués par l'érosion, qui a creusé des vallées très profondes (d'Ampisaraxon etc) mais étroites.

#### Le nord-est

7<sup>o</sup> Dans le nord-est qui est constitué pour la plupart des roches métamorphiques (5) et sur une petite partie seulement (Analipsis etc.) des terrains Pliocènes, ce sont les formes plus ou moins arrondies qui sont les plus fréquentes, sauf dans la zone voisinant la côte (Canal d'Eubée). Là, le ravinement est très profond et des formes assez aiguës souvent structurales (à Zastani etc.) ne manquent pas.

#### Le centre

8<sup>o</sup> Dans la partie centrale, qui entre le bassin d'Aphidnae et la plaine de Marathon se rétrécisse jusqu'à moins de 10 km, prédominent les surfaces calcaires (de marbre) plateauformes; elle est très sensiblement karstifiée et très profondément ravinée, par des vallées étroites, souvent en forme de canyon, dont celui de Charadros long de plus de 4 km est le plus impressionnant.

Au voisinage de Charadros les surfaces d'altération phtolomane (de Phtolomani, Vrédou etc.) se trouvent à des altitudes de 250-300 m seulement; certaines d'elles, au-dessus de la karstification superficielle très accusée, surtout

Fig. I

COUPE A TRAVERS LA DIACRIE SEPTENTRIONALE

- 1 - Roches imperméables
- 2 - Roches calcaires
- 3 - Néogènes (marnes etc.)
- 4 - Quaternaire
- 5 - Failles (certaines et probables)
- 6 - Direction prédominante des eaux karstiques souterraines
- 7 - Avens
- 8 - Source côtière très vigoureuse
- 9 - Petites sources sous-marines
- 10 - Source sous-marine très vigoureuse (anavalos)
- 11 - Niveau actuel de la mer
- 12 - Niveau probable de la mer durant les dernières phases glaciaires du Würmien

- D - Plateau karstique du nord-est du Parnès
- B - Triadovouni (Beletsi) 850 m
- M - Mavrinora 650 m
- K - Région de Kalamos
- N - Nérottrivi
- A - Anavalos de Hag. Apostoloi

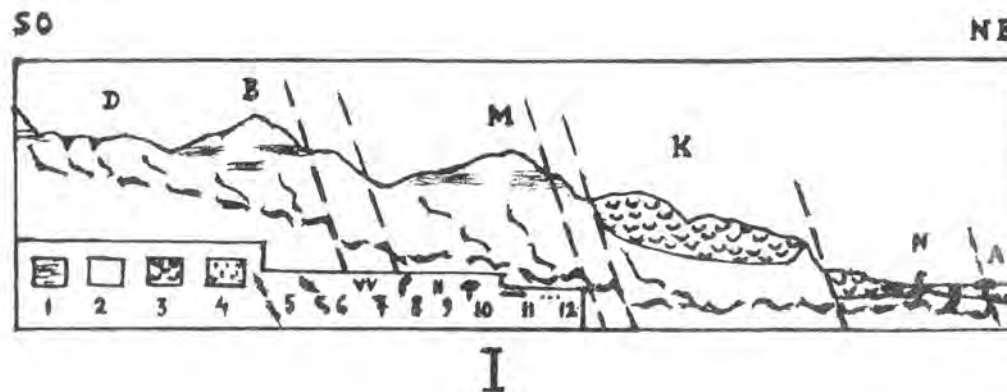


Fig. II

COUPE A TRAVERS LE SUD-EST DE LA DIACRIE

- 1 - Roches imperméables
- 2 - Marbres
- 3 - Quaternaire
- 4 - Failles (certaines et probables)
- 5 - Direction prédominante des eaux karstiques souterraines
- 6 - Source côtière très vigoureuse
- 7 - Niveau actuel de la mer
- 8 - Niveau probable de la mer durant les dernières phases glaciaires du Würmien

- I - Mt. Icarion 650 m
- M - Vallée de Vrana
- A - Agriéliki
- V - Sources côtières de Valtos (Bréxiza)

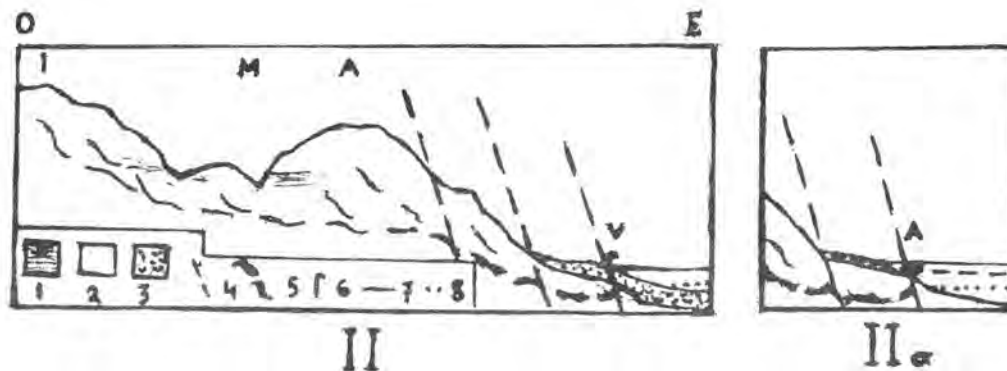


Fig. II a

COUPE DE LA REGION COTIERE DE VALTOS VERS LA FIN DU WÜRMIEN

- Niveau actuel de la mer
- - - Niveau de la mer vers la fin du Würmien
- ... Niveau de la mer durant les dernières phases glaciaires du Würm
- A - La source de Valtos, sous-marine vers la fin du Würmien

celle de Vrédou où en dehors des microformes diverses nous rencontrons aussi quelques petites dolines et formes ovaloïdes.

Puis au nord (petit plateau de Blkiza, etc.), de même que plus au sud (petit plateau allongé de Loukas-Mnima, etc.) les surfaces calcaires plateauformes sont plus élevées (400-430m); pour la plupart cependant elles sont faiblement karstifiées superficiellement.

9.- Les espaces où affleurent des terrains non calcaires (micaschistes, phyllites etc.) sont peu étendus au sud de Charadros, se limitant surtout au fond des vallées et d'autres parties en creux: ils sont riches en sources (Flogéra, Chali, Firiza, Koukounarhi etc.) dans la zone de contact avec les marbres.

Au contraire, au nord de Charadros les roches non calcaires affleurent largement, donnant les paysages habituel aux régions schisteuses; les vallées sont en V, mais pas très étroites; souvent elles sont couronnées par des tables de marbres qui font de petites corniches; les sources (de Paléomonastiri, Vilia etc.) sont assez importantes.

10.- Vers la plaine de Marathon les parties calcaires sont moins élevées; Kotroni au sud de la vallée de Charadros n'atteint que 235m, et Stavrokoraki au nord 310; seul le sommet de Prophète Elie va jusqu'à 370. Les surfaces sont pour la plupart, faiblement karstifiées.

Dans la partie nord-est des pieds de Stavrokoraki, près de Kato Souli jaillissent des eaux très abondantes (source Mati etc.). Il en est de même de l'autre côté de la plaine, aux pieds occidentaux de la petite chaîne des collines calcaires de Dragonéra, qui se dresse là isolée, atteignant 268 m au sommet le plus élevé.

#### Le sud-ouest

11.- La moitié occidentale de la Diacrie méridionale n'est pas pour la plupart fortement accidentée. Les vallées, sauf quelques-unes à l'extrême ouest, creusées dans des terrains probablement Pliocènes, qui s'enfoncent assez profondément, sont relativement larges et pour la plupart peu profondes (de Stamata, Mygdaléza etc.). Elles sont creusées dans des terrains schisteux métamorphiques.

Dans la moitié méridionale surtout, les vallées sont souvent bordées par des bosses calcaires, pour la plupart plateauformes (alt. 400-440m), faiblement plutôt karstifiées.

#### Le sud-est

12.- La moitié orientale de la Diacrie méridionale est au contraire très fortement accidentée.

Les vallées, sauf dans leur partie supérieure, sont très profondes. Les trois plus importantes (Vagia, Rapentosa, Kyras), se réunissant près de Malithi forment la vallée très étroite de Vrana, qui sépare les masses calcaires d'Aphorismos (572) et d'Agrilikí (557m).

Dans les parties en relief prédominent des formes en bosses, pour la plupart allongées. La plus élevée, celle d'Iconarion atteint environ 640 m. Des restes d'une ancienne surface plateauforme à 430-460m sont conservés à Loutsá-Goritsiza. Les surfaces en relief sont pour la plupart plutôt faiblement karstifiées.

11

#### Substratum et couvertures locales quaternaires

13.- Sur le substratum dans le nord-ouest où affleurent des terrains non métamorphiques (§ 6) deux hypothèses peuvent être proposées, selon la nature du contact avec la zone des terrains métamorphiques. Il se peut en effet que nous sommes en présence d'un contact latéral anormal (chevauchement etc.); mais, il se peut aussi que nous sommes en présence d'un passage latéral graduel vers un métamorphisme (6).

Comme pour le Mont Pentélique, de même pour le reste de la Diacrie, consistant aussi de mêmes roches métamorphiques (marbres, micaschistes, phyllites etc.) nous ne savons rien sur le substratum.

14.- Ce qui est plus important que le substratum dans cette étude se sont les contacts les plus inférieurs entre masses calcaires karstifiées et roches imperméables.

Dans la partie orientale de la Diacrie, voisinant la mer, on peut facilement constater que les masses calcaires doivent s'enfoncer assez au-dessous du niveau actuel de la mer. Mais jusqu'à quelle profondeur?

Le bras de mer qui borde à l'est la Diacrie n'est pas profond (moins de 80 m); les sources sous-marines jaillissent à de faibles profondeurs; des forages profonds n'avaient pas eu lieu; rien de précis n'est pas connu sur les profondeurs de ces contacts.

15.- La présence des sources sous-marines très importantes devant la côte de Hag. Apostoloi permet de considérer que le niveau inférieur des eaux karstiques doit s'enfoncer en Diacrie septentrionale jusqu'à assez profondément au-dessous du niveau de la mer.

Les eaux très abondantes qui jaillissent aux pieds des masses calcaires (ou près d'eaux à travers les alluvions) dans la plaine côtière de Marathon, même de la petite chaîne isolée des collines de Dragonéra (§ 10) attestent, qu'aussi en Diacrie centrale et méridionale ce niveau karstique s'enfonce peut-être jusqu'à assez profondément au-dessous du niveau de la mer.

16.- Vers l'extrême ouest de la région des formations relativement importantes des matériaux non consolidés (terres rouges ou jaunâtres, cailloux, blocs etc.) recouvrent certaines parties en relief; elles doivent être datées pour la plupart au moins, du Quaternaire Ancien.

En Diacrie méridionale il s'agit des matériaux provenant surtout de la région du Pentélique. Ils recouvrent des surfaces en relief au nord de St. Stéphanos (Bogiati) entre Sérati et Kapétinia (7) et au sud-est d'Aneixis (Vieux Bogiati) (8).

En Diacrie septentrionale ces formations dans lesquelles prédominent des matériaux des couleurs jaunâtres recouvrent des surfaces plus étendues surtout au nord des villages Polydéndri et Kapandriti. (9).

### III

#### La Karstification souterraine

##### A) En Diacrie centrale

17.- C'est seulement pour la partie centrale de la Diacrie, que grâce à quelques explorations des spéléologues, et les possibilités que nous offrent les ravins-canyons et surtout celui de Charadros pour certaines observations, on pourrait mettre les bases d'une étude concernant la karstification souterraine.

18.- La moitié méridionale de cette partie, celle qui s'étend au sud de la vallée-canyon de Charadros, assez profondément ravinée par les petites vallées étroites de Firéza, Flagóra etc. et pour la plupart très sensiblement karstifiée superficiellement, présente le meilleur champ pour des recherches.

##### Plateau de Loukas-Mnima-Vrédou

19.- Sur ce petit plateau allongé, situé entre le canyon de Charadros et la vallée de Firéza, plus élevé à l'est (380-420 m) qu'à l'ouest (280-320 m) nous rencontrons un très grand nombre de petites cavernes et autres cavités, explorées par le spéléologue J. Petrichilos (+1960)

Une vingtaine de ces formes karstiques (Nos 117-139) sont situées autour ou près de l'auvra de Vrédou (alt. 300m) dans la partie SO du plateau, à des altitudes de 290-330m. Les parties abordables de ces cavités ne sont importantes, et la plus profonde d'elle (No 120) à peine atteint 20 m (10). Nous ne savons rien de précis sur les creux qui en font suite d'elles plus profondément.

Sur la pente N, vers Krya Vryssi sont connues quelques autres petites cavités peu profondes (Nos 141-143) près d'une doline (alt. 240 m) et une (No 140, alt. 210 m) pas explorée et probablement plus profonde.

##### Besse de Chali

20.- En face du plateau vers l'O, de l'autre côté de la vallée très étroite de Flagóra-Chali, sont aussi connues quelques autres petites cavités karstiques (Nos 144-148) à des altitudes de 300-360 m. (11).

##### Evolution probable

21.- La formation de ces cavernes etc. date évidemment d'une époque antérieure à celle du creusement des vallées de Firéza et Flagóra-Chali, probablement du Pliocène, durant lequel, semble-t-il que cette partie de la Diacrie centrale fut débarrassée pour la plupart des schistes etc. qui couvraient les marbres.

Au Quaternaire Ancien, avec le creusement graduel en profondeur des canyons, surtout ceux de Charadros et de Flagóra l'érosion karstique souterraine s'avance profondément, jusque probablement plus bas que le niveau de + 100m, à en juger au moins par les lambeaux des réseaux souterrains karstiques connus plus à l'est près d'Oinoé (§ 23).

##### Plateaux de Tzanétaki et de Bikiza

22.- Au nord du canyon de Charadros, en face de Vrédou s'étend un petit plateau calcaire, moins élevé (250-300m.) auquel on donne le nom de Tzanétaki. La karstification superficielle est médiocre et probablement il en est de même pour la souterraine. La petite vallée très étroite de Staniatés (dir. N-S) le divise en deux, dont la moitié occidentale est la plus importante.

Plus élevé est le petit plateau de Bikiza (400-430m) qui est situé plus au nord, mais qui semble présenter un intérêt moindre pour la karstification en profondeur, étant donné que l'épaisseur des marbres, n'est pas pour la plupart très grande. D'ailleurs les terrains non calcaires affleurent largement au voisinage, et les autres tables de marbres qui les recouvrent certains parts, sont d'un intérêt encore moindre (12).

##### Bassin d'Oinoé-Choni

23.- Ce petit bassin est creusé par Charadros et quelques petits affluents torrentiels dans la zone schisteuse interposée entre les plateaux calcaires de Vrédou, Tzanétaki etc. et les collines calcaires de Katroni (235m), Stavrokarakaki (310m), Strati etc.

Sa partie SO, débarrassée complètement des terrains schisteux, nous fournit certaines indications intéressantes, sur la karstification profonde de la Diacrie centrale.

Ainsi, la présence d'une grotte (Panos de Marathon, No 1067) (13) à une altitude d'environ 100 m et surtout celle d'un lambeau relativement important d'un ancien fleuve souterrain (grotte d'Oinoé) (14) à la même altitude à peu près

affirme l'hypothèse de l'existence d'un réseau karstique profond, assez important, maintenant, en partie au moins mort.

La source karstique très vigoureuse de Képhalari d'Oinoë à une altitude d'environ 85 m rend évident que le réseau karstique s'enfonce encore plus profondément et que, en partie, il est en fonction.

#### Les sources karstiques de Kato Souli

24.- Dans l'extrême nord de la plaine côtière de Marathon jaillissent à diverses places, près des pieds des masses calcaires des eaux abondantes. La source karstique très vigoureuse de Mati à Trikerythos à une altitude inférieure à 20m. (15) atteste en faveur de l'hypothèse d'un enfoncement en profondeur du réseau karstique vers l'est de la Diacrie centrale jusque même au-dessous du niveau 0 (16).

#### B) En Diacrie méridionale

26.- De même, les eaux karstiques très abondantes qui jaillissent plus au sud, à Valtos (Brexiza), pas loin des pieds de la masse calcaire d'Agriliki, un peu seulement plus haut que le niveau actuel de la mer, attestent que le réseau karstique souterrain de la Diacrie méridionale s'enfonce aussi vers l'est assez au-dessous du niveau 0.

Nous ne savons rien de précis sur ce réseau, qui, en partie au moins, est en fonction très sensible, les précipitations étant ici assez abondantes. Les explorations spéléologiques se limitent à quelques petites grottes seulement et à un aven celui d'Agriliki (alt. 265 m) profond de 35 m (17).

#### C) En Diacrie septentrionale

27.- Plus profondément peut-être s'enfonce le réseau karstique souterrain en Diacrie septentrionale, à en juger au moins par la présence des sources sous-marines importantes devant la côte de Hag. Apostoloi (Kalamou).

À l'est de Hag. Apostoloi des eaux très abondantes jaillissent à travers les alluvions un peu plus haut que le niveau 0. La source la plus importante est celle de Nêotrivî.

À une distance d'environ 10 m loin de la côte on constate ici des jaillissements d'eaux douces du fond de la mer, profonde là de 1-1 1/2m. Mais, c'est beaucoup plus loin, probablement le long d'une faille de direction à peu près O-E, que des eaux très abondantes jaillissent du fond de la mer, profonde là de plus de 10 m à une distance de moins de 100 m vers l'O et de plus de 100 m peut-être vers l'E. Après les saisons des pluies et surtout au printemps on voit, quand la mer n'est pas agitée une série de quelques "yeux" des sources sous-marines, dont le plus occidental est le plus important. Plus rarement on distingue un autre "œil" à une distance plus grande, d'une source sous-marine située probablement au croisement de deux failles.

Toutes ces eaux karstiques très abondantes doivent provenir, pour la plupart peut-être, de la partie nord-est de la masse montagneuse de Parnès qui reçoit les pluies assez abondantes et même des neiges.

Des eaux karstiques souterraines de ce même secteur de Parnès et surtout du plateau de Charadros supérieur doivent être alimentées, en partie, les sources karstiques aussi de l'extrême nord de la plaine côtière de Marathon.

#### IV

#### Remarques sur les phases de l'évolution du karst Diacrien

28.- Dans cette communication ne sont pas abordées que quelques questions seulement concernant les phases de l'évolution du karst Diacrien, surtout parmi celles qui se rapportent à son enfoncement jusqu'au-dessous du niveau actuel de la mer.

#### La karstification Néogène

29.- Des lambeaux d'anciennes surfaces assez fortement karstifiées, datant probablement pour la plupart du Miocène Supérieur sont fréquentes au Mt. Parnès, surtout à des altitudes de 700-1100m. Dans sa partie voisinant la Diacrie, les plateaux calcaires entre Belëtsi-Katsimidi et Saloniki se tiennent pour la plupart à des altitudes de 650-680m et semblent être assez fortement karstifiés souterrainement (aven de Ntaveli etc.) durant surtout le Pliocène.

Aux mêmes altitudes nous rencontrons aussi dans la partie occidentale du Mt. Pentélique, au-dessus de Réa et Pali - Léia une surface calcaire, moins étendue, assez karstifiée; le réseau souterrain cependant, au contraire de celui du NE du Mt. Parnès, ne semble être largement relié avec celui de la Diacrie.

30.- En Diacrie, les surfaces calcaires qui sont plus ou moins assez fortement karstifiées se tiennent pour la plupart à des altitudes de 400-450 (Bikiza-Koukivé, Lucas-Mnima, Anaxis-Alépo, Gortisiza-Loutsa). Elles sont plus récentes et datent probablement pour la plupart du Pliocène.

La karstification souterraine dans la plupart de l'ouest et du sud de la région était peu favorisée au Pliocène, étant donné qu'alors les masses calcaires étaient encore largement recouvertes par des terrains schisteux imperméables.

Au contraire, en Diacrie septentrionale, qui alors fut fortement dénudée des terrains imperméables recouvrant les calcaires, la karstification souterraine se développe plus vigoureusement et, favorisée par le voisinage du bassin (lacustre) d'Orepos-Kalamas s'avanceit fortement en profondeur; elle s'arrêta, à s'enfoncer, probablement vers le

milieu du Pliocène à la suite des progrès de la sédimentation lacustre qui peu à peu combla ce bassin. De même, dans la partie orientale de la région, débarrassée aussi au Pliocène assez largement des couvertures des roches imperméables, la karstification souterraine se développe amplement, et, favorisée par le voisinage du bassin sud-Eubaique, bras de mer alors, à en juger par la présence d'horizons avec fossiles marines de l'Astien dans la région de Raphina (20), s'avance assez profondément.

#### Influences des fluctuations du niveau de la mer et des variations du climat durant le Quaternaire.

##### a) Quaternaire Ancien

31.- A la fin de l'Astien la mer recula peu à peu assez loin de l'Attique orientale. Mais, durant les transgressions du Calabrien et du Sicilien elle s'approcha de nouveau, probablement jusque près de la Diacrie sud-orientale. Les horizons à coquilles marines, qui affleurent aux falaises entre Raphina et Kokkino Limanaki datent probablement du Quaternaire Ancien, et peut-être aussi l'horizon fossilifère qu'on avait rencontré en creusant des puits plus au nord, près de Mati.

32.- Les régressions de la mer au Quaternaire Ancien doivent avoir favorisé assez notablement le surcreusement karstique en général.

Le surcreusement karstique superficiel d'alors est très accusé surtout dans la vallée-canyon de Charadros, mais aussi dans celles de Vrana-Malithi, de Flögéra et plusieurs autres.

Il est évident que ce surcreusement important des vallées favorisa à son tour l'approfondissement des réseaux karstiques souterrains dans la plus grande partie de la Diacrie.

Le surcreusement des vallées et l'approfondissement des réseaux karstiques souterrains étaient favorisés en plus par la coïncidence pour la plupart des périodes à précipitations abondantes avec celles des régressions de la mer.

Ainsi se développèrent amplement les réseaux des galeries, salles et autres formes karstiques souterraines, surtout dans la moitié sud de la Diacrie.

33.- Bien que des sources sous-marines notables ne sont pas connues devant les côtes de la Diacrie méridionale et centrale, la présence cependant des sources très vigoureuses dans la plaine côtière de Marathon jaillissant à travers les alluvions un peu au-dessus du niveau 0 avec grande force, atteste en faveur d'un approfondissement des réseaux karstiques jusqu'assez au-dessous du niveau actuel de la mer.

34.- L'évolution du réseau karstique souterrain en Diacrie septentrionale devait être durant le Quaternaire Ancien un peu différente. Le Canal d'Eubée auquel elle fait face était alors un bassin occupé en grande partie par un lac dont le niveau devait présenter des fluctuations en rapport avec celles du climat.

Durant les périodes à précipitations abondantes le niveau de ce lac montait, tandis qu'au contraire il s'abaissait durant les périodes à climat sec. Ses fluctuations donc ne coïncidaient pas avec celles du niveau de la mer, mais au contraire marchaient en sens inverse pour la plupart.

Il est naturel que durant les périodes d'abaissement importants du niveau lacustre, la karstification en profondeur devait être favorisée. Mais le climat sec de ces périodes rendait très difficile un développement notable.

36.- Vers l'est, à en juger au moins par la présence devant la côte à l'est de Hag. Apostoloi (§27) des sources sous-marines importantes, on pourrait conclure que la karstification souterraine avançait ici jusqu'assez au-dessous du niveau actuel de la mer.

##### Quaternaire Moyen et Récent.

37.- Les oscillations du niveau de base depuis le Cromerien ne semblent pas avoir fortement influencé l'érosion karstique souterraine en profondeur; la mer se trouvait alors probablement assez loin de la région, à la suite semble-t-il d'un soulèvement lent de l'Attique.

L'humidité du climat durant les périodes glaciaires du Riss et du Würm, pour la plupart au moins, favorisait au contraire l'élargissement des réseaux souterrains karstiques. Des rejeunissements des galeries, salles et autres formes karstiques souterraines devraient avoir eu lieu plusieurs fois en Diacrie.

##### Quelques conclusions

38.- De ce qui a été exposé plus haut il devient évident, qu'en se basant sur des données morphologiques (canyons etc.) hydrologiques (sources sous-marines et côtières) et géologiques (fluctuations climatiques, variations du niveau de la mer, mouvements tectoniques etc.) on peut tracer les grandes lignes de l'évolution du karst de la Diacrie. Mais, ce n'est qu'après des explorations détaillées des réseaux des galeries, salles et autres formes karstiques souterraines, qu'une étude complète pourrait être réalisée.

39.- Quant aux conclusions qui se dégagent de ce qui a été exposé dans cette communication, on pourrait les résumer comme suit:

- a) Les réseaux karstiques souterrains sont en Diacrie moins évolués qu'en Attique péninsulaire (21) et moins propres pour des études de spéléogénèse.
- b) Vue son relief en plateau, les canyons sont très développés. Cependant, la karstification souterraine en sens vertical (avens etc.) n'est pas développée fortement comme en Attique péninsulaire. Quant aux formes karstiques plus ou moins horizontales elles sont ici très fréquentes.
- c) Les eaux des régions voisines montagneuses, très abondantes pour la plupart, avaient très souvent dans le passé fortement contribué au développement des réseaux karstiques souterrains en Diacrie.
- d) Elles continuent à contribuer à ce développement aussi à notre époque assez sensiblement. Plusieurs des sources importantes sous-marines et côtières sont alimentées en partie par ces eaux allochtones.
- e) Les sources côtières très vigoureuses, mais surtout les sources sous-marines attestent un enfoncement des réseaux karstiques souterrains dans l'est et le nord-est de la Diacrie, jusqu'au dessous du niveau actuel de la mer mais probablement pas jusqu'à de grandes profondeurs.
- f) Cet enfoncement doit être attribué, d'une part à des mouvements tectoniques verticaux du sol, et d'autre part à des abaissements du niveau de la mer au Quaternaire.
- g) La marche de l'évolution des réseaux karstiques souterrains en Diacrie septentrionale était notablement différente que dans le reste de la région. Même entre la Diacrie centrale et méridionale on atteste une différence assez accusée.
- h) Tandis qu'en Attique péninsulaire les réseaux karstiques souterrains sont pour la plupart morts, en Diacrie au contraire, ils sont en grande partie en fonction, assez vive dans plusieurs sections.
- i) Le karst souterrain continue donc de se développer assez sensiblement à notre époque en Diacrie, ce qui n'est pas le cas pour l'Attique méridionale.

### Références

- 1) - La partie de l'Attique depuis Mt Parnès jusqu'à Vrauvron (HESYCHIUS) ou plus généralement la partie montagneuse de l'Attique (HERODOTE I,59), v. relat. PHILIPPSON A. Die Griechischen Landschaften, I,3 Frankfurt 1952, p. 784.
- 2) - RENZ C. et MISTARDIS GASP. Neue Vorkommen von Perm in Attika, Praktika Académie Athènes, XV, 1940, p. 354-365 (p. 362), VOREADIS G. The Tertiary lignite basin of Oreopos-Malakassa, Inst. Géologie et Recherches Sous-sol, II, Athènes 1952, en grec p. 141-174, en anglais p. 175-180 (p. 143).
- 3) - VOREADIS op. cit. p. 148-149.
- 4) - RENZ-MISTARDIS op. cit. p. 361-365.
- 5) - BITTNER A. Der geologische Bau von Attika, Boeotien, Lokris und Parnassis, Wien, 1878, p. 63.
- 6) - Relativement à cette question pour l'Attique en général v. MARINOS G. Das Alter der kristallinen Schichten Attikas, Bull. Soc. Géolog. Grèce, II, 1 1955, en grec p. 17-41, en allemand p. 41, TRIKKALINOS J. Über das Alter der metamorphen Gesteine Attikas, Annales Géologiques des Pays Helléniques, VI, 1955, p. 193-198. Pour la géologie de la région voisinant la Diacrie vers l'ouest v. ROUBANIS B. Recherches Géomorphologiques sur la chaîne montagneuse de Parnès, Ann. Géolog. Pays Helléniques, XII, 1961, p. 18-104.
- 7) - MISTARDIS GASP. Investigations into Quaternary superficial formations, in the mountains of Attica, Bull. Société Géolog. Grèce, VI, 1. 1964, en grec p. 147-185, - en anglais p. 185-192, VI, 2, 1967 resp. p. 441-463 et 464-471. (p. 463, 467) -
- 8) - MISTARDIS GASP. Ancient Quaternary formations in eastern Attica, Bull. Géol. Soc. Greece, IV, 1, 1960, en grec p. 50-61, en anglais p. 61-65 (p. 58, 64)
- 9) - VOREADIS op. cit. p. 149-151 et carte
- 10) - PETROCHILOS J. Recherches spéléologiques en Attique, Bull. Soc. Spéléologie de Grèce, I, 4, 1952, en grec p. 149-182 (p. 181), en français 183-185
- 11) - PETROCHILOS op. cit. p. 172-173.
- 12) - Carte géologique de la Grèce 1 : 500.000
- 13) - PETROCHILLOU ANNA - La grotte Pan (de Marathon), Bull. Soc. Spéol. Grèce, IV, 2, 1961, p. 30-32.
- 14) - PETROCHILOS J. La Grotte d'Oenoé B' No 913, Bull. Soc. Spéol. Grèce, IV, 7, 1958, en grec p. 99-104, en français p. 104-105.
- 15) - Ses eaux très abondantes furent utilisées les premières années après la Guerre pour enrichir le lac artificiel de "Marathon"
- 16) - Il en est de même de la part de la source "Dragonéra" (§ 10)
- 17) - SANTORINAIS J. Recherches spéléologiques du groupe spéolo. d'E.O.S. Bull. du Club Alpin Hellénique, Athènes 1946, p. 100-125 (p. 117-120)
- 18) - MITZOPOULOS M. Le Pliocène de Raphina, Praktika Académie d'Athènes, XXIII, 1948, p. 295-301, CHRISTODOULOU G. Über einige Foraminiferen des Pliozäns von Raphina, (en grec, rés. en allemand), Bull. Soc. Géologique de Grèce, III, 1. 1956-8, p. 24-30.
- 19) - Pour l'évolution du karst en Attique péninsulaire v. MISTARDIS GASP. Recherches sur la karstification souterraine de l'Attique péninsulaire IVe Congrès International de Spéologie, Ljubliana 1965, Tome III, p. 525-531.

## Caves and Karst Areas in East New Guinea

F. W. WILLIAMS (Australian National University  
Department of Biogeography and  
Geomorphology)

### Résumé :

La région examinée est l'entité politique de la Papoue-Nouvelle Guinée. Elle se trouve entre 2° et 11° S., et est ainsi située entièrement dans les tropiques. Les altitudes s'étendent depuis le niveau de la mer à presque 4000 m, et les climats depuis le régime des bas-pays des tropiques au régime sous-alpin et depuis le sub-aride à l'extrêmement humide. On trouve des calcaires d'âge permien à holocène, mais les calcaires miocènes sont les plus importants pour la formation du karst. Les roches sont en général pures et compactes, quoique des calcaires coralliens poreux se trouve à la côte. L'élévation n'a eu lieu que depuis l'époque pliocène; le karst est ainsi géologiquement jeune, et toujours il montre un grand variété.

Quatre régions principales de karst sont décrites sur la grande île de Nouvelle Guinée, c'est-à-dire: les karsts entre les rivières Fly et Sepik, les karsts entre le Strickland et l'Erave, le karst du Mont Elimbari, et le karst de la presqu'île de L'Huon. Aucune de ces régions n'est bien connue, et toutes offrent de grandes possibilités pour l'investigation spéléologique, surtout la presqu'île de L'Huon, où le relief local s'approche de 2000 m.

On trouvera une esquisse des terrains karstiques des îles de Manus, de Nouvelle Bretagne, de Nouvelle Irlande, de Bougainville et de Kiriwina. A peine a-t-on examiné toute cette région, d'une très grande importance pour la spéléologie et les recherches karstiques.

### Introduction:

East New Guinea is the political area of Papua-New Guinea. It comprises the eastern half of the large island of New Guinea and neighbouring smaller islands, notably New Britain, New Ireland, Bougainville and Manus (Fig. 1). The area lies between longitudes 141° and 156° E and latitudes 2° and 11° S; thus it is located completely in the Tropics. However, the climates of East New Guinea are by no means as uniform as might be expected of the equatorial zone, ranging from lowland tropical to sub-alpine and from semi-arid to extremely wet, with pronounced seasonality in places (E. A. Fitzpatrick, et al., 1966).

The following discussion draws on personal observations made in the course of karst morphometry investigations in four areas in East New Guinea and is supplemented by published and unpublished records of explorers, geologists and a few geomorphologists. Information on the karst of neighbouring West Irian and Indonesia may be found in Verstappen (1960 a,b; 1964 a,b) and Balázs (1968).

### Geological background to karst in East New Guinea:

The distribution of major limestone outcrops in East New Guinea may be seen on the accompanying lithological map (Fig. 1) which was compiled from all available published and unpublished records. The characteristics of these limestones have been analysed by Hosking (1967) who found most of the rocks to be pure and dense, although chalky limestones and corals are plentiful in some localities. They range in age from Permian to Holocene, with those of Tertiary age most widespread and important for karst.

Eocene-Oligocene limestones are conspicuous in the highlands, especially west of Goroka, where they underlie the Mt. Elimbari (2900 m) karst near Chuave, but the most extensive limestones are Miocene in age. They are particularly well developed in western Papua, where they are exposed in a wide belt measuring 450 km by 100 km, extending from the headwaters of the Fly and Strickland rivers, through the Southern Highlands and Darai Hills to the Gulf of Papua (Australasian Petroleum Company, 1961). Miocene limestones are also important on the islands of New Britain, New Ireland, Bougainville and Manus. In texture and character, the limestones range from cemented detrital and fragmental calcareous sands to crystalline medium- to thin-bedded, fine-grained, coral-algal types and from amorphous, richly coralline marls to massive, hard and dense completely recrystallized rocks. In colour, they vary from white to buff, brown, and to dark grey (Hosking, 1967).



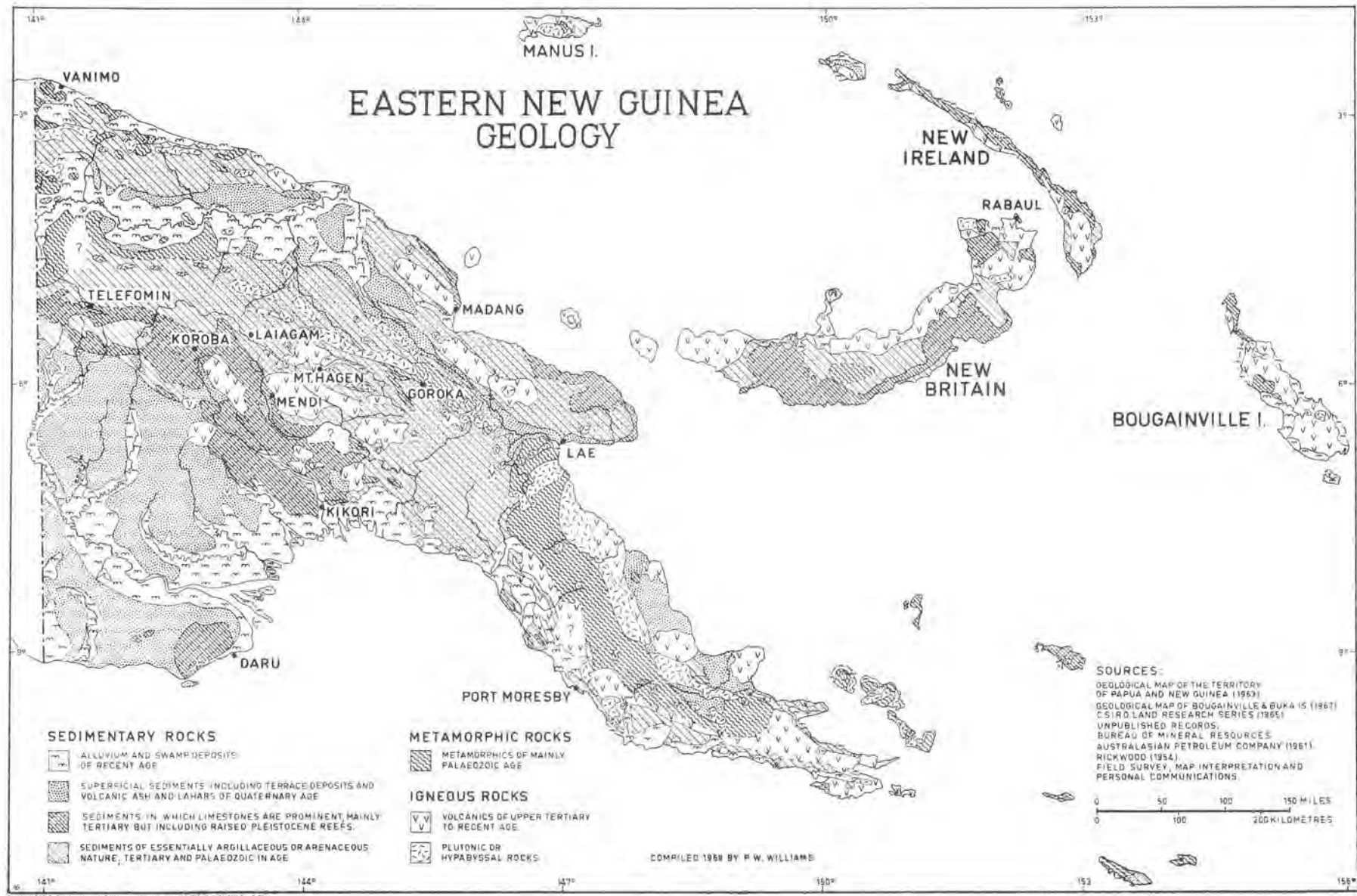


Fig. 1: Eastern New Guinea, Geology

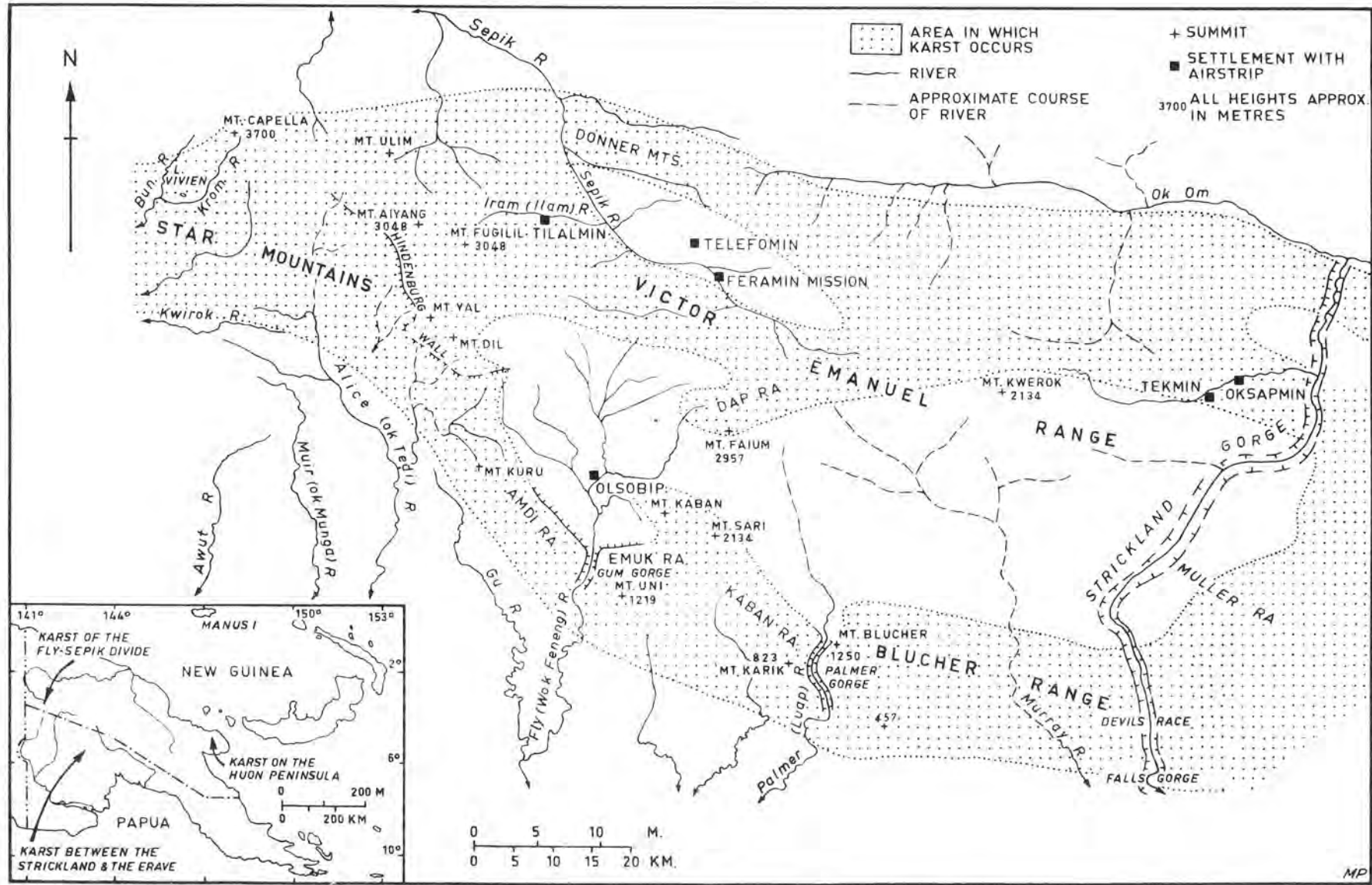


Fig. 2: Karst of the Fly-Sepik Divide

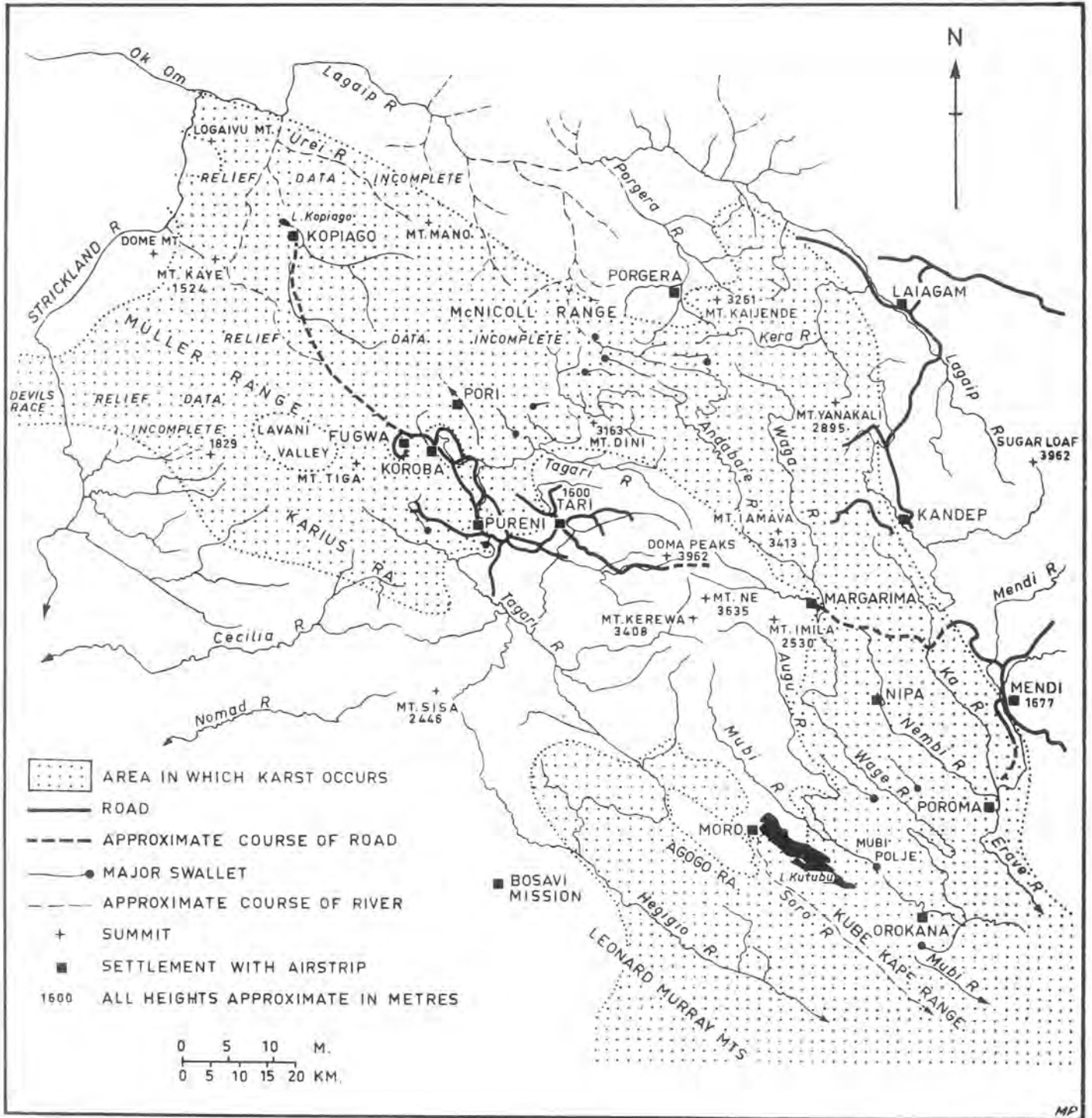


Fig. 3: Karst between the Rivers Strickland and Erave.

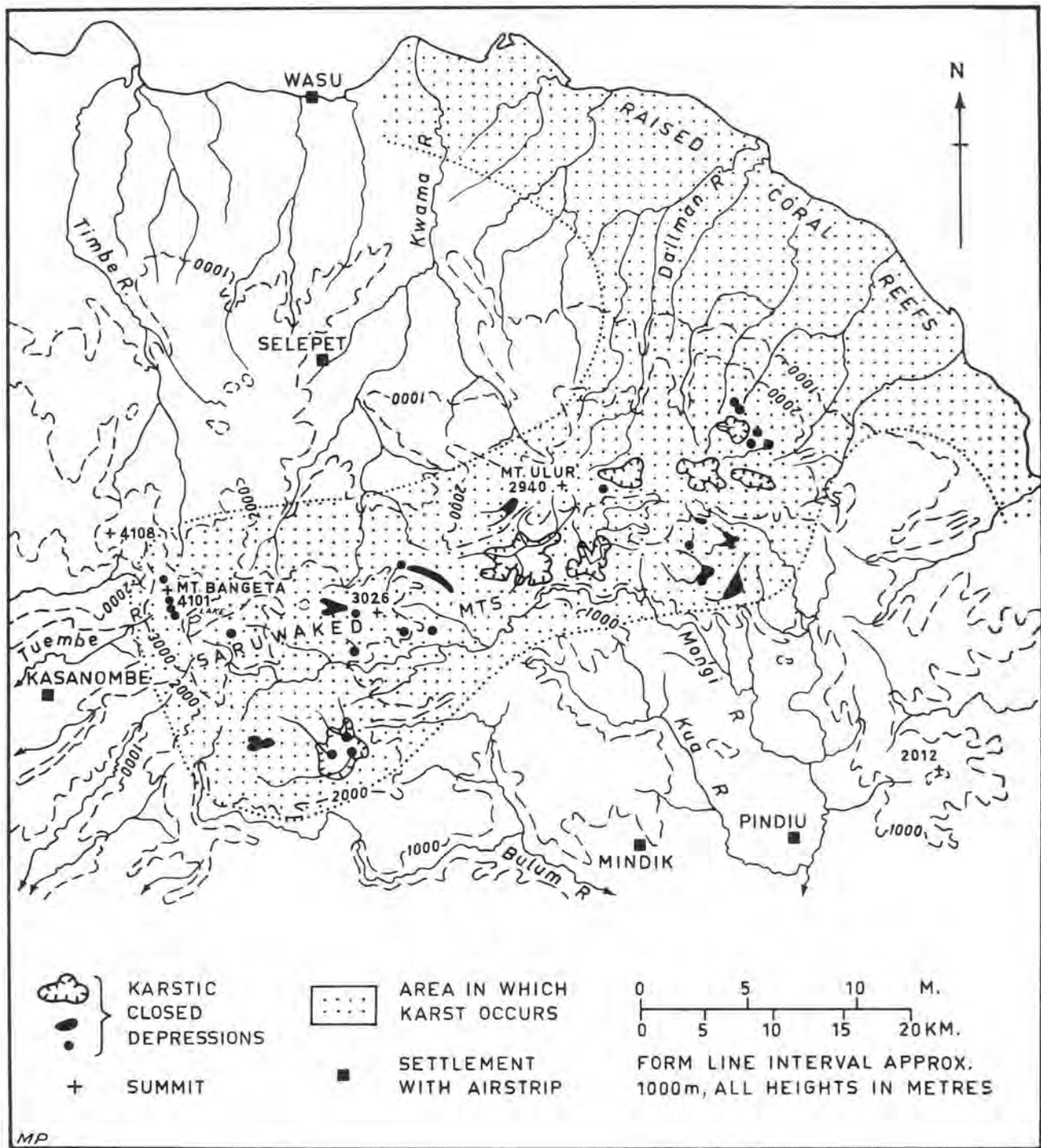


Fig. 4: Karst of the Huon Peninsula

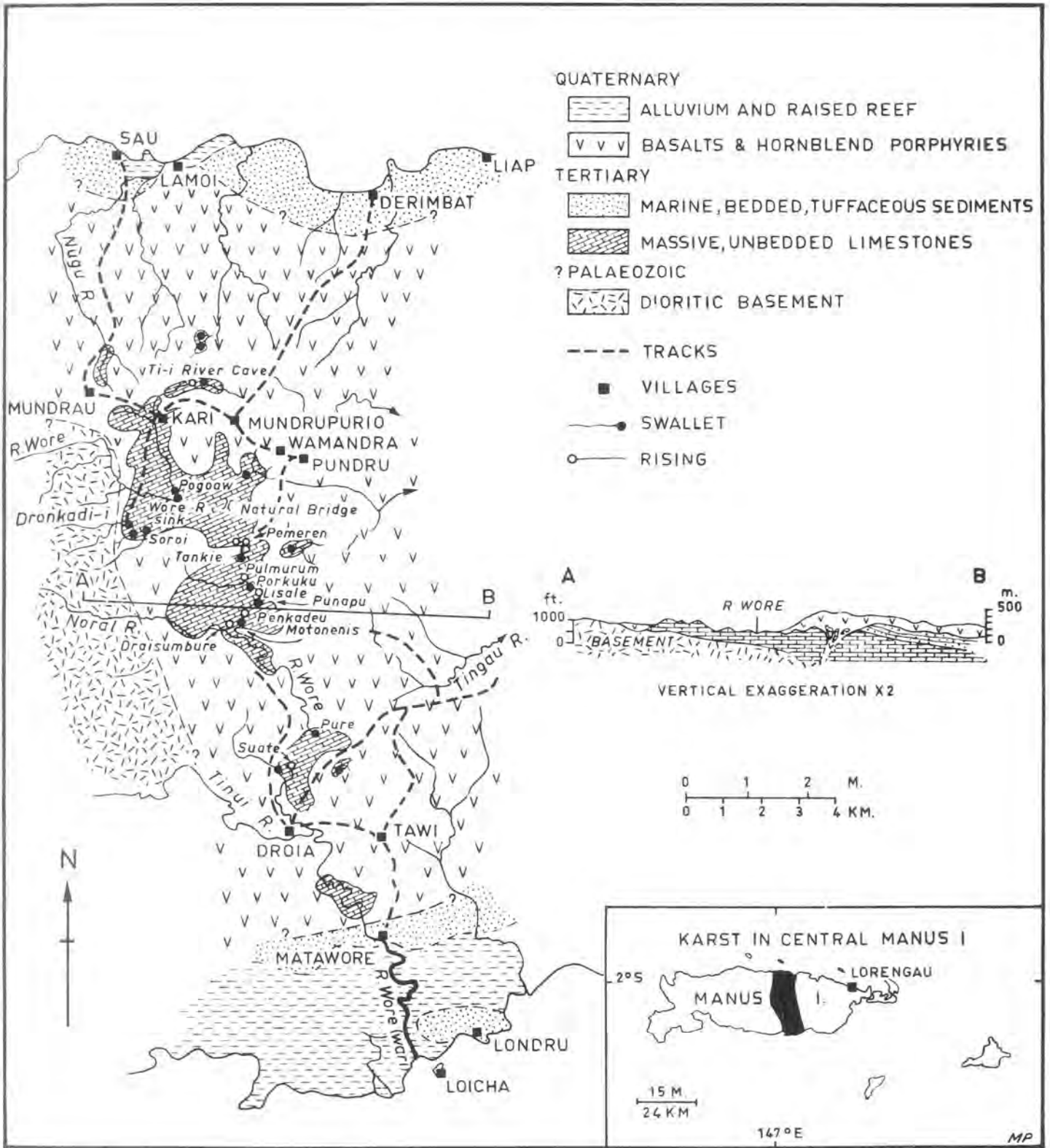


Fig. 5: Karst in Central Manus Island

Pliocene limestones outcrop from sea-level to over 2000 m. They are a feature of the ranges of the north coast, although the details are insufficiently known to plot the occurrences accurately on the accompanying map (Fig. 1). Pliocene limestones also outcrop on eastern Manus Island (Los Negros) on the Gazelle Peninsula and western plains of New Britain, and on the coastal hills and central range of northern New Ireland. These rocks are predominantly white or cream and coralline.

Quaternary limestones are mainly coralline and are common on islands and on the fringes of the mainland. They have also been recorded at over 3000 m in the Saruwaked Mts. of the Huon Peninsula (Crespin and Stanley, 1965, cited by Thompson, 1967, 93).

The level of information on structural geology varies considerably throughout New Guinea, although oil exploration in western Papua has resulted in relatively good data for the main limestone belt. The Australasian Petroleum Company (1961, 111) and Bik (1967, 31-2) suggested a division of western Papua into six structural zones, from a stable shelf area round the lower Fly river, passing north-eastwards through gently and strongly folded belts, imbricate and catenary zones, to a broadly folded belt in the central highlands. These tectonic units strongly influence the gross relief of the whole area and in detail exert considerable control on local karst forms. The topography and morphology are very young, for the main period of uplift dates only from the Pliocene (Thompson, 1967) and is apparently still continuing in the Huon Peninsula.

#### Main karst areas in East New Guinea:

For convenience of description, the area will be divided into the Mainland and the Islands, and further subdivided into locally important sections.

#### 1. Karst in Mainland East New Guinea

##### (a) Karst of the Fly-Sepik Divide

This is one of the most exciting areas of New Guinea, being the wild, barely explored, mountainous backbone of the island that rises to almost 4000 m (Fig. 2). This daunting wilderness was first crossed by Charles Karius and Ivan Champion in 1927-28, an earlier attempt being frustrated by the apparent impenetrability of the so-called 'Limestone Barrier'. Champion's (1966) vivid description of this epic journey, originally published in 1932, gave the first indication of the existence and nature of karst in the mountainous heart of East New Guinea. The area has since been visited by others, including geologists, but no detailed report on the karst phenomenon has been made.

Various Australasian Petroleum Company (A.P.C.) geologists have penetrated the 'Limestone Barrier' in the course of reconnaissance traverses, particularly up the valley of the Fly, whose principal headwaters rise on the south flank of a great denuded anticline which forms the core of central New Guinea. Geological sections measured from the Gum Gorge on the Fly to the Devil's Race on the Strickland have shown the hard, cream Miocene limestones to increase in thickness eastwards from 485 m (1600 ft) to 1370 m (4500 ft). And some 32 km (20 mi) north of the Gum Gorge, near Telefomin in the Victor Emanuel Range, more than 1600 m (over 4600 ft) are present in a section whose base was not exposed (A.P.C., 1961, 62-3). It is regrettable that no account of the karst was published together with this valuable geological information. However, more geomorphic data is available for the Star Mts. further west.

The Star Mts. of West Irian were explored in 1959 by the Dutch Star Mts. Expedition. Verstappen (1960 a; 1964 a,b) has published full accounts of the geomorphology and stresses the great variety of karst landforms; a complexity which he attributes as much to lithology as to climate. The smaller section of the Star Mts. lying in East New Guinea (Fig. 2) was investigated in 1965 by an undergraduate group from Sydney - the Australian Star Mts. Expedition - and an unpublished report on the geomorphology was made by Shepherd (1965). The Australian group was interested in speleology and was disappointed to find no large, penetrable, subterranean systems. This was attributed to the lack of concentration of runoff on the highest, bare limestone outcrops and to the choking of stream-sinks elsewhere. Karst forms observed in the area range from Karren and structurally aligned depressions above 3350 m (11000 ft) on previously glaciated Mt. Capella (ca. 3700 m, 12200 ft), pyramid-and-doline karst below this, and covered karst where the limestones are overlain by thin, non-calcareous sediments.

The karst of the Fly-Sepik divide occupies an immense area and is clearly highly variable in nature. The deepest subterranean systems seem likely to be found either in the vicinity of the Strickland Gorge where the limestones are thick and there is considerable local relief, or near Telefomin where a similar relief and thickness of limestone exists.

(b) Karst between the Rivers Strickland and Erave

In the 200 km from the Strickland Gorge in the north-west to the upper Erave River in the south-east is a jumble of mountains in which hard, pure Upper Tertiary limestones frequently occur. These ranges are little known, as indicated by entries of "Relief Data Incomplete" on maps, but in general summit altitudes decline from well over 3000 m in the McNicoll and Muller Ranges in the centre of the area to 1000 m in the Leonard Murray Mts. in the south-east (Fig.3). The centre of the district is dominated by a large volcanic complex, called the Rentoul foci by the A.P.C., which protrudes through the Tertiary sediments and rises in a number of cones to about 3962 m (13000 ft). Elsewhere, predominantly limestone ridges strike roughly north-west to south-east and impart a marked grain to the country. Twenty kilometres (12 ml) west of Koroba, in the cliffs overlooking the enclosed Lavani Valley, the limestones are estimated to attain 1600 m (5250 ft) in thickness (A.P.C., 1961). While about 60 km (37 ml) north-west of Koroba, near Porgera, the rugged block of Mt. Kaijende (3500 m, 11000 ft) is underlain by Miocene limestones that well exceed 1000 m, although they have never been measured accurately. South of L. Kutubu, in the Leonard Murray Mts. and their south-eastwards extension, the Darai Hills, the limestones reach the greatest thickness recorded in East New Guinea, namely 3000 m, although two-thirds of that is below sea-level.

In this primitive area of central East New Guinea where limestones occur in a variety of lithologies from a few hundred to more than three thousand metres above sea-level, a tremendous complexity of karst landforms is displayed. There is an immense contrast between the vicious, sub-alpine arête-and-pinnacle karst above 3000 m on Mt. Kaijende, the inclined cone-karst and bullet-head tower-karst at 1200-1800 m round Koroba and Poroma, and the rounded cone-karst most usually associated with the humid tropics below 1500 m in the Leonard Murray Mts. But, as Jennings and Bik (1962) pointed out, while there seems to be an altitudinal climatic zonation of karst, at each level the picture is complicated by the cross-cutting influences of lithology, structure and evolutionary history; a conclusion similar to that reached by Verstappen in West Irian (1960a, 307; 1964a, 40-41). Jennings and Bik and Verstappen have also highlighted the inadequacy of the limited 'Kegelkarst' terminology which cannot describe with accuracy the variety of karst landforms in New Guinea.

As in the Fly-Sepik region previously discussed, very little is known about caves in this district. Yet there is no shortage of impressive cave and pothole entrances, especially in the Leonard Murray Mts. where in the course of a traverse across several kilometres of rounded cone-karst, the base of almost every closed depression was found to have at least one penetrable passage leading from it. Since the karst of the Leonard Murray Mts. and adjoining Darai Hills covers approximately 5000 square kilometres, subterranean networks of staggering proportions can be envisaged. Further north, between L. Kutubu and Mendi, huge river-sinks are found amongst the mountains, but pose formidable problems of exploration. In the high intervening ranges, countless closed depressions pit the limestones, and caves presumably occur. Resurgences are often found at the foot of cliffs near river level, and several were penetrated for short distances by the writer. In the higher country round Koroba, a number of caves were observed and entered, including a river cave near Puren recently abandoned by the R. Tagari, but weathered ash from the Doma Peaks frequently chokes karst depressions in this district. In the sub-alpine zone of Mt. Kaijende, several penetrable stream-sinks were found and also resurgence caves, but the locality is characterized by small entrances amongst boulders at the bottom of depressions rather than by large, gaping holes.

The karst between the Strickland and the Erave thus shows considerable diversity and has much potential for speleology. A number of airstrips and roads render parts of the area reasonably accessible. Greatest available relief in limestone is found on the mountainous rim of the Lavani Valley and on Mt. Kaijende.

(c) Karst of Mt. Elimbari (Elimbali)

The karst features and caves developed in the tilted block of Mt. Elimbari, near Chuava in the Eastern Highlands District and about 70 km (44 mi) west of Goroka (Fig. 1), have probably received as much attention as those of any other limestone area in East New Guinea, but most visitors have been casual cavers and so little is published. The geology of the region was mapped by Rickwood (1955) and the karst morphology was first described briefly by CSIRO (1956), but has been mentioned since by Jennings and Bik (1962) and C. Champion (1968).

The Mt. Elimbari (2900 m) karst occupies approximately 87 square kilometres (34 sq.mi) and is developed in pure Palaeogene Chimu Limestone, which attains about 600 m thickness and dips  $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$  to the north or north-east. Long, sharp, limestone ridges trend roughly north-west and have steep scarps to 300 m high on their south or west sides; local relief approaches 1200 m. The backslopes are either steep ( $30^{\circ}$ ), long and smooth or gentle to moderate ( $15^{\circ}$ ) and irregular, with small fields of Karren and numerous depressions up to 17 m deep - many showing a linear arrangement. C. Champion lists fifteen known caves, giving a few words on each. They include a three level river-cave, pot-holes and cliff-foot chambers.

(d) Karst on the Huon Peninsula

The Huon Peninsula is geologically the most recent part of East New Guinea, and is a remarkable area because of the speed of its uplift. Pleistocene limestones occur at over 3000 m in the Saruwaked Mts., the main range of the peninsula, and limestones probably not older than Pliocene age make up the highest summit, Mt. Bangeta (4101 m, 13451 ft).

The writer has no first-hand knowledge of the region, and there are no reports on its karst. Nevertheless, karst features may be clearly identified from aerial photographs and maps, the information on which the detail of Figure 4 is based, and they have been observed by Dr. A. Costin (personal communication) right to the summit of Bangeta, the slopes of which were glaciated in the Pleistocene. Much of the area is a practically treeless dissected plateau, and local relief approaches 2000 m near some of its edges. Thus if the limestones of this region attain the thickness found elsewhere in New Guinea, the Saruwaked have the real possibility of containing the deepest caves in the country; although Costin noted many depressions to be soil and peat filled and no large pots or swallets were observed. However, the occurrence of closed basins up to 5 km long indicates the karst to be reasonably well developed, despite the relative modernity of its limestones; although the most recently uplifted coastal corals probably do not contain extensive penetrable cave systems.

The plateau of the Saruwaked obviously offers exciting prospects for speleology, and although high is not particularly inaccessible. A two to three day walk south from Selepet along the track to Lae is sufficient to reach the upland karst, and the almost treeless dissected plateau is easy to explore, by New Guinea standards.

2. Karst in the East New Guinea Islands(a) Karst and Caves on Manus Island

Manus Is. lies north of the mainland of East New Guinea at  $147^{\circ}$ E. and  $2^{\circ}$ S (Fig.5). Although possessing only small patches of limestone, it has large intricate cave systems in two main karst areas; the most important being situated just east of centre of the island and the other just west of Momote on neighbouring Los Negros Is.

The karst of central Manus is developed in massive limestones of mid to lower Miocene age (personal communication, D. J. Belford, BMR) that are thought to represent a marginal reef on the east side of a pre-Tertiary island (Thompson, 1952). They were subjected to karstification in the Tertiary and were later buried by volcanic especially basalts. Modern erosion of these lavas has exposed inliers of pre-volcanic times. The limestones do not display very well the cone-karst weathering expected of tropical humid karst. At the northern end of the main limestone inlier near Kari (Fig.5), the topography is an amalgam of impressive fluvio-karst and chaotic crevice-karst with small irregular towers, although occasional large towers, to 100 m in height, can be seen in the process of exhumation. South of the Kari basin, but north of the resurgence of Draisumbere, is a region deeply incised by depressions with a local relief greater than 150 m, and with intervening conical hills riddled by large caves. Abandoned galleries occur at several levels and record stages in the subterranean evolution of the River Wore system.

The final and most impressive resurgence of the Wore is at Suate, a short distance upstream of the village of Droia (Fig.5). Suate rising is at the base of a high cliff and the river occupies the entire width of the cave mouth. The entrance measures about 12 m wide by 20-25 m high and is partly obscured by trees. The river is swift and deep, and liable to considerable fluctuations in discharge. It may be followed upstream for about 400 m in a native canoe, until a block-fall makes the largest channel too



narrow for navigation. However, the river clearly continues beyond the obstruction. A high level abandoned passage, richly decorated with large formations, meanders above the active river-cave and measures approximately 17 m wide by 33 m high. Where this abandoned gallery crosses the active route, a large canyon about 12 m by 50 m is developed, and the old, high level system cannot be followed without considerable difficulty.

The second karst area is located on Los Negros Is., connected to Manus by a road bridge, and is close to the main road from Lorengau to the airport at Momote. The area concerned occupies only a few square kilometres, but despite its small size is interesting, being a dolomitized Pliocene reef raised to 46m above sea-level. The raised reef lies on the south side of Los Negros Is. and is divided into two main blocks; one inland from Lonlu village and the other inland from Lolach, where the upland is known as the Tauwai Hills. The reef limestones are unbedded and very permeable and rough boulders with sharp, irregular, careous weathering litter the jungle floor. Closed depressions are uncommon. The most easily accessible caves can be approached by canoe, and their entrances can be seen opening out near sea-level at the foot of cliffs both in Lonlu Passage and Was-Was Meri lagoon. Stalactites inside one cave at Was-Was Meri were observed to be encrusted with mussel-like shells, and at least three stages in the evolution of the cave were indicated: (1) solutional development and speleothem growth during a period of relatively low sea-level; (2) flooding by the sea during a relatively high sea-level stage; and (3) draining of the cave and resumption of vadose activity during the present phase. Further evidence of changing land and sea levels is found in beautifully developed marine solution notches up to two metres deep along the neighbouring cliffs. They point to former relative sea stages of plus 1m, 3m and 4m approximately. No obvious tilting of the notches was recognized.

#### (b) Karst on New Britain, New Ireland, Bougainville and Kiriwina

A glimpse at the geological map (Fig. 1) will show the abundance of limestones on the above islands. On New Britain, Miocene limestones form extensive, extremely inaccessible plateaux flanking the central Whiteman and Nakanai Ranges (Andrews, 1957); and west of the Whiteman Range, gently folded Pliocene-Pleistocene formations underlie a swampy lowland karst. The thickness of the Tertiary succession on New Britain has not been measured, but from topographic map evidence more than 700 m of limestone seems likely in some areas. On the south-west coast, the southwards flowing Palix R. cuts a gorge over 670 m deep through a pitted limestone plateau at 850-1000 m above sea-level, and in north-east central New Britain, another limestone plateau of about 1500 square kilometres at 1000-1500 m is encroached on all sides by deeply incised rivers and is pitted with depressions up to 500 m deep. New Britain clearly possesses some of the most widespread deep karst in East New Guinea, but it is virtually unknown.

The smaller island of New Ireland consists of a straight isthmus, mountainous in places, 320 km long and up to 16 km wide, connecting two terminal bulges. Tertiary limestones predominate in the Schleinitz Range of the isthmus and also occur at the extremities of the island (Thompson and Fisher, 1965, 22). The karst is most accessible at the north-west end where roads follow each coast and one crosses the isthmus at 300 m. Limestones occur from sea-level to 400 m and maps indicate advanced karstification. No further information is available.

The geology and geomorphology of Bougainville Island has received more attention than that of New Britain and New Ireland (Blake and Miezitis, 1967; and CSIRO, 1967). The main karst is found on Keriaka Plateau, a rectangular area of about 300 square kilometres (115 sq.m) on the west side of the island that slopes from more than 1200 m inland to less than 33 m on the coast. The Keriaka Limestone is generally massive and represents an uplifted reef complex, gently tilted 5° to the west-south-west. The limestone has a maximum thickness of more than 1200 m and its base is not exposed. Its summit appears to correspond roughly to the original top of the reef, but surface features are entirely erosional. Scarps exceeding 600 m are common, both round the edge of the plateau and in gorges. Speight (CSIRO, 1967, 96)

described the landscape as a karst of very closely spaced dolines, grading into valleys of integrated drainage and separated by a reticulate system of saw-tooth ridges about 120 m high, but observed that in some areas the periphery of the former atoll pyramidal hills are more conspicuous than the conical dolines, resulting in a fine textured type of Kegelkarst. However, the development of the karst seems likely to have been influenced by the thick ash that covers the topography. Little is known of the caves in the district, but C. Champion (1968,190) notes that the river Kara flows out of a cave about 300 m long, 120 m wide and up to 150 m high, then crosses a former lake bed 0.8 km long and 180 m deep before entering another cave and finally re-emerging on the coast about 4 km away. A glance at the good 1:50000 relief maps of the area shows there to be many other river-sinks and large depressions, although access is difficult.

A second karst region is found on the Sohano Limestone of north Bougainville and neighbouring Buka Island. The limestone is an elevated Pleistocene barrier reef complex, and forms a low plateau dipping less than 1° to the south and west. Uplift attained 90 m on the east coast and 3 m on the west, and a maximum thickness of 90 m of limestone is exposed. Karst is reported by Speight to be little developed, consisting mainly of scattered dolines, which tend to be smaller, shallower and more numerous in the south where superficial ash cover occurs. A few caves are present, and one is said by C. Champion to be a 4.6 km long river-cave, running from Kohino to the sea at Jutjena. Others are located at Lonahan (Taema Caves) and Melasang.

The caves of Kiriwina Island, the largest member of the Trobriand Islands have recently been investigated by Ollier and Holdsworth (1968). The island is 48 km (30 mi) long by 19 km (12 mi) wide at its widest and is an emerged coral atoll. The old lagoon is now the swampy, low lying centre of the island, and the old reef makes a ring of hills rising to more than 46 m (150 ft) round the island's edge. Eight or so caves were visited and briefly described, the longest being Origiceka Cave which is considered at least 181 m (600 ft) long and over 30 m (100 ft) wide. Tumwalau Cave was surveyed for more than 100 m until the water became too deep. The systems were found to be quite normal karst caves and displayed no particularly distinctive features. They were concluded to have developed near the watertable of a lens of fresh water in the centre of the island.

#### DISCUSSION

In this brief survey of cave and karst areas in East New Guinea, it has been impossible to allocate to each region the relative space that its importance demands. The availability of information has been the main determinant in this matter. It is regrettable how little is known of such magnificent karsts as found on New Britain and it is frustrating to think of the unpublished cave survey data for the Mt. Elimbari region. However, the imbalance of the account highlights the localities where pioneer research is most needed, although it should be clear that nowhere has more than a superficial study been made. Numerous small limestone areas and even large ones, such as the low Oriomo Plateau inland from Daru in south-west Papua (Fig. 1), have not been mentioned because of the inadequacies or absence of data. Fragments of extra information may be gained from the references already given and also from Carey (1938), Naval Intelligence Division Handbook (1945), Hossfeld (1951), CSIRO (1965), and unpublished reports cited in A.P.C. (1961) and Thompson and Fisher (1965).

## REFERENCES

- ANDREWS, J. 1957 Landforms of New Britain, Australian Geog., 7,15-26
- AUSTRALASIAN PETROLEUM COMPANY 1961 Geological results of petroleum exploration in western Papua, 1937-61, J.Geol.Soc.Australia, 8,1-133.
- BALÁZS, D. 1968 Karst regions in Indonesia, Karszt-Es Barlangutató, Budapest (for 1963-67), 3-61.
- BIK, M. J. 1967 Structural geomorphology and morphoclimatic zonation in the central highlands, Australian New Guinea, in Landform Studies from Australia and New Guinea, ed. J.H. Jennings and J.A. Mabbutt, Canberra, pp.26-47.
- BLAKE, D. H. and MIEZITIS, Y. 1967 Geology of Bougainville and Buka Island, New Guinea, Commonwealth of Australia, Dept.Nat.Development, Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys., Bull. 93, Bull. PNG 1, 56 pp
- CAREY, S. W. 1938 The morphology of New Guinea, Australian Geog., 3,3-31.
- CHAMPION, C. R. 1968 Caving and karst areas in Papua and New Guinea, in Speleo Handbook, Australian Speleological Federation, ed. P. Matthews, pp. 188-195.
- CHAMPION, I. F. 1966 Across New Guinea from the Fly to the Sepik, London 225 pp
- CSIRO 1958 Lands of the Goroka-Mount Hagen area, Commonwealth of Australia Scientific and Industrial Research Organization, Division Land Res. and Regional Surv. Rept. 58/1, 177 pp.
- CSIRO 1965 General report on the lands of the Wabag-Tari area, Territory of Papua and New Guinea, Commonwealth of Australia Scientific and Industrial Research Organization, Land Research Series, 15, 142 pp.
- CSIRO 1967 Lands of Bougainville and Buka Islands, Territory of Papua and New Guinea, Commonwealth of Australia Scientific and Industrial Research Organization, Land Research Series, 20,184 pp.
- FITZPATRICK, E.A., HART, D. and BROOKFIELD, H.C. 1966 Rainfall seasonality in the tropical south-west Pacific, Erdkunde, 20, 181-194.
- HOSKING, J. S. 1967 Limestone and lime in the Territory of Papua and New Guinea, Commonwealth of Australia Scientific and Industrial Research Organization, Division of Building Research, Tech.Pap. 21,36 pp.
- HOSSFELD, P. S. 1951 Calcareous tufa deposits in northern New Guinea, Trans. Roy. Soc.S.Australia, 74, 108-144.
- JENNINGS, J. N. and BIK, M. J. 1962 Karst morphology in Australian New Guinea, Nature, 194, 4833, 1036-1038.
- NAVAL INTELLIGENCE DIVISION 1945 Geographical Handbook Series, Vol.4, Western Pacific. H.M.S.O. London, 526pp.

- OLLIER, C. D. and  
HOLDSWORTH, D. K. 1968 Caves of Kiriwina, Trobriand Islands, Papua, Helictite,  
6, 63-72.
- RICKWOOD, F. K. 1955 The geology of the Western Highlands of New Guinea, J. geol.  
Soc. Australia, 2, 63-82.
- SHEPHERD, M. J. 1965 Geomorphology of the Eastern Star Mountains Region. B.A.  
Honours Thesis, Sydney University (unpublished).
- THOMPSON, J. E. 1952 Report on the geology of Manus Island, Territory of Papua,  
and New Guinea, Commonwealth of Australia, Dept. Nat. Develop-  
ment, Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys., Records  
1952/82 (unpublished)
- THOMPSON, J. E. 1967 A geological history of eastern New Guinea, J. Australian  
Petroleum Expln. Assoc., 7, 83-93.
- THOMPSON, J. E. and  
FISHER, N. H. 1965 Mineral deposits of New Guinea and Papua and their tectonic  
setting, Commonwealth of Australia, Dept. Nat. Development,  
Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys., Records 1965/10,  
40pp (unpublished).
- VERSTAPPEN, H. T. 1960a Preliminary geomorphological results of the Star Mountains  
Expedition, 1959, central Netherlands New Guinea, Tijdschr.  
Kon. Ned. Aardrijksk. Genootsch., 77, 305-311.
- VERSTAPPEN, H. T. 1960b Geomorphological observations in the north Moluccan-northern  
Vogelkop island arcs, Nova Guinea, 3, 13-37.
- VERSTAPPEN, H. T. 1964a Karst morphology of the Star Mountains (Central New Guinea)  
and its relation to lithology and climate, Zeit. Geomorph.,  
8, 40-49.
- VERSTAPPEN, H. T. 1964b Geomorphology of the Star Mountains, Nova Guinea, 5, 101-158.

Illustrating Morphometric Analysis of Karst with Examples fromNew Guinea

PAUD W. WILLIAMS (Australian National University, Dublin / Ireland)

Abstract

The morphoclimatic approach to karst has been extremely valuable in placing many forms and landscapes in perspective, but further development of morphoclimatic concepts with consequent advances in basic understanding seems unlikely along the lines that have been adopted so far. There is a need to find an independent way of testing the reality and internal variation of the morphoclimatic types proposed, and of resolving the increasing uncertainty over the equivalence of karst features in widely separated areas. There is also a need for a source of new ideas. These basic problems have led the author to examine the relevance of morphometric techniques, and it has been found that the application of morphometry holds real promise for a deeper understanding of our subject.

The paper is essentially a report of work-in-progress and is intended to illustrate the methods being tested. Two areas in New Guinea are used as examples; one is located at 2895 m (9500 ft) on Mt. Kaijende and the other is at 945 m (3100 ft) in the Darai Hills. The geology, climate and morphology of each site is discussed in order to provide a background against which the morphometric results may be judged.

Methods adopted in the planimetric analysis of vertical aerial photographs are explained, inadequate height data preventing complementary hypsometric treatment. Results are presented in nine graphs and two rose diagrams for each locality.

It is concluded that, far from being chaotic as karsts have often been alleged to be, both areas are well organized and show similar basic trends. This organization is well summarized by two graphs; first, the plot of depression order against percentage frequency of depressions, and second, the log-log plot of mean distance between neighbours of a given order v. percentage frequency of occurrence of depressions of that order. The data incorporated in these graphs provide the basis of a model of the area; a model that can be improved as more information on depression density, closest neighbour spacing, and orientation is included. And furthermore, the first graph can be used to provide a guide to the evolutionary status of the area; the modal depression class being of higher order in the more evolved district.

From the measurements made, idealized depressions of different order may be constructed for the two districts. Systematic variations in internal and external symmetries of depressions are demonstrated to occur as the basins grow in order, and it can be seen that, should an increase in depression order take place without change in symmetry, then a kind of "dynamic equilibrium" in basin form could be shown to exist. Neither of the areas considered exhibit dynamic equilibrium, but for different reasons.

## Seichter Hochkarst am Hohen Ifen - ein Beispiel von allgemeiner Bedeutung

WALTER KRIEG (Vorarlberger Naturschau, Dornbirn / Österreich)

### Summary

In this paper a description of a karstic region with some caves near the Hohen Ifen (Nördliche Kalkalpen) is given. The region consists of two Cretaceous shifts, the Schrattenkalk and the Drusberg marls, which latter are not karstified. In the Pleistocene there were only small local glaciers, while the great glaciers at a maximum height of 1 400 m a.s.l. rested below. Thus the region has almost no glacial forms. Therefore a high alpine karstification can be studied without glacial interferences.

Unser Referat befaßt sich mit einem altbekannten Karstgebiet, in dem besonders Karrenfelder und andere Oberflächenkarstformen schon vor Jahrzehnten untersucht worden sind (1,2). Es handelt sich um einen Ausschnitt des Hohen-Ifen-Stockes, also einer Gebirgsgruppe, die ein sehr isoliertes Karstplateau, den Gottesacker, trägt. - Orographisch ostalpin sind hier geologisch westalpine Verhältnisse anzutreffen, weil hier das Helvetikum auskeilt. Während bisher in der Hauptsache die Oberflächenkarstformen auffielen und vom gesamten Ifen nur zwei Großhöhlen bekannt waren, das Schneckenloch am Westabfall und das Hölloch im Mahdäl im Osten, richtete sich unsere Aufmerksamkeit besonders auf Höhlenobjekte und auf deren Bezugsetzung zur Oberfläche.

Wir wählten dieses Gebiet am Alpennordrand und in einer Zone außerordentlicher Niederschläge als Präsent an den Kongreßstaat, da es von der Staatsgrenze, die hier in der Nachbarschaft unseres Zollausschlußgebietes Kleinwalsertal einen obskuren Verlauf nimmt, geschnitten wird. Auch das hier diskutierte Löwentäl gehört wohl vereinbarungsgemäß zum speleologischen Arbeitsgebiet des österreichischen Vorarlberger Landesmuseumsvereines, ist jedoch größtenteils deutsches Staatsgebiet. Wir können unseren deutschen Gastgebern somit einige interessante Höhlenobjekte darbringen.

Die Wahl dieses Karstgebietes als Referatthema hat aber noch tiefere Gründe: In der Diskussion des alpinen Hochkarstes ist doch die Frage der Beeinflussung des Verkarstungsprozesses durch den glazialen Abtrag der Oberflächen immer sehr wesentlich. Hier liegt am Ifen ein Gebiet vor, das im Pleistozän nur eine bescheidene Lokalvergletscherung trug, während es die Ferngletscher, die dort eine maximale Eisrandhöhe von 1 400 m hatten, nicht mehr berührten. Hier kann hochalpine Verkarstung unter Vernachlässigung des glazialen Faktors studiert werden. Eine gewissenhafte Durchmusterung der Sedimente in den Dolinen des Gebietes bestätigte das völlige Fehlen von Moräne, einige Karrentische beweisen durch ihre minimalen Transportstrecken, wie wenig formbildend auch die Lokalvergletscherung war. Auch fehlte hier jede Andeutung von Rundbuckeln und Gletscherschliffen völlig.

Zu diesem Umstand, der die Entwicklung von Gesetzmäßigkeiten erleichtert und beweiskräftiger macht, kommt eine erfreuliche petrographische Einheitlichkeit: Im Gebiet stehen lediglich zwei kretazische Gesteine an, nämlich die liegenden Drusbergschichten, das sind dunkle dünnbankige Kalkmergel, die nicht verkarstungsfähig sind (wenn sie aber angeschnitten werden, umfangreiche Nachbrüche provozieren), sowie der Schrattenkalk, also ein sehr reines und als Höhlenträger berühmtes Material. Drusbergschichten und Schrattenkalk wechsellagern in der Grenzzone, indem der Kalk an seiner Basis vermergelt und indem auch noch innerhalb der Drusbergschichten einzelne Kalkbänke vorkommen. Der hangende Schrattenkalk ist nicht sehr mächtig, so daß das gesamte Verkarstungsphänomen in der Vertikale gut erfaßt werden kann. Dabei stellt sich heraus, daß es sich wohl um Hochkarst, doch um seichten Hochkarst handelt, weil die Verkarstungsbasis immer wieder in der Übergangszone der beiden Gesteine angetroffen wird.

Löwen- und Laublistal an der Ifen-Westseite sind recht verschiedenartige Typen: Das höhere Löwentäl zwischen 1 550 und 1 950 m stellt eine weitgespannte Flachlandschaft ohne eigentlichen Verebnungscharakter und ohne perennierendes Gerinne über der Waldgrenze dar, das tiefere Laublistal hingegen ist ein steileres, von Schluchten gegliedertes und von drei Bächen durchflossenes V-Tal im Hochwald zwischen 1 100 und 1 500 m. Fluvial gebildete Stockwerke und Talleisten fehlen in beiden Teilen, Steilstufen sind überall als Felswände ausgebildet.

Ziel der Feldarbeit war es, den ober- und untertägigen Formenschatz in diesem relativ einfach gebauten Abschnitt der Alpen möglichst geschlossen zu erfassen, damit von ihm ausgehend die Wirkungen sowohl der glazialen Formung, als auch die Karstwirkungen wohlentwickelter Altflächensysteme schärfer definiert werden können. Es wird betont, daß dieses Referat somit kein Abrücken von der von mir mit großem Nachdruck vertretenen Vorstellung bedeutet, daß

an der Ausbildung der meisten Großhöhlen Vorfluterniveaus ursächlich beteiligt waren, sondern ein Versuch, die deutliche Horizontalität der dargestellten Höhlen auf die Höhe der tiefsten hydrographisch wirksamen Strecken an der Gesteinsgrenze zu beziehen. Damit soll hier eine regionale Gelegenheit genutzt werden, Eigenheiten des Niveaugebundenen Karststammeschatzes schärfer zu erfassen.

Um den Formenschatz an der Oberfläche aufzunehmen und ihn trotz ungenügender Kartengrundlagen mit den Höhlenobjekten exakt in Bezug setzen zu können, wurde im Löwental ein Ausschnitt von 600 x 300 m vermessen und 1 : 1 000 kartiert. Mit Ausnahme des Bereiches der Hochrubachalpe, wo durch Erosion Drusbergschichten entblößt sind, steht überall Schraffenkalk an. Dieser Kalk ist im Gebiet etwa 30 - 60 m mächtig, in der Umgebung jedoch teilweise bis zu 110 m. Es ist bekannt, daß die Mächtigkeit deshalb schwankt, weil ein fazieller Wechsel die Vermergelung der Basis gegendweise gefördert hat. Gleichzeitig ist aber zu fragen, ob die relativ geringe Mächtigkeit im Gebiete etwa auch auf Abtragung hangender Teile zurückzuführen ist.

Die Mächtigkeit der Übergangszone zu den Drusbergschichten darf mit 15 m festgelegt werden. Beobachtungen in der Rubachhöhle ergaben in diesem Bereich, daß die 1 - 2 m mächtigen Kalkbänke reichlich subaquatische Gerölle und dünne Schichten von Mergel aus den Drusbergschichten führen. Dieser für unsere Feststellungen besonders interessante Schichtkomplex geht nach unten in die geschichteten Drusberg-Kalkmergel über, die 150 m mächtig sind und auf Kieselkalk auflagern. Der Abbruch der oberen Gottesackerwände des Arbeitsgebietes schließt dieses gesamte Profil großartig auf.

Wie allgemein im Helvetikum sind auch hier großräumig westostlaufende Faltenzüge zu sehen, die gegen N teilweise überkippt sind. Doch stellte sich bald dar, daß das schematisierte Bild der geologischen Profile bei WAGNER (1) und besonders bei OBERHAUSER (3) grob vereinfacht ist: Durch das Arbeitsgebiet zieht die wichtigste Tiefenlinie im Helvetikum, die Gottesackermulde, deren Fortsetzung nach W bis in die Schweiz (dort als Wildhauser Mulde) zu verfolgen ist. Indem die Faltenachsen gegen W fallen und die Mulde im Laublistal enger wird, zeigt die Stratigraphie völlig analoge Verhältnisse zu den Oberflächen des Laublis- und Löwentales. Vom Aufbruch des nördlichen Gewölbes in den Oberen Gottesackerwänden bis zum Nordschenkel des südlichen Gewölbes ist im Arbeitsgebiet jedoch nirgends ein wirklich synklinales Umbiegen der Schichten zu erkennen. Vielmehr zeigen unsere Profile A bis C auf nur 350 m Horizontalf Entfernung deutlich drei verschiedene tektonische Typen: Während A die Mulde durch mehrere gleichrangige Störungen bildet, bricht sich das Schichtfallen bei Profil B an der dominierenden "Roten Kluff", die von mächtiger Reibungsbrekzie erfüllt ist. Bei Profil C schließlich scheint schwebende Lagerung im Mittelfeld auf, eine wirkliche Umbiegung ist hier möglich.

Jedenfalls wird das Landschaftsbild von Bruchtektonik geprägt, die scheinbaren Falten existieren wohl nur in den biegsamen Drusbergschichten und schlagen in Form von Störungen durch den starren und wenig mächtigen Schraffenkalk hindurch. Dies bedeutet, daß die für die Verkarstung entscheidende Übergangszone weit weniger gestört ist als die Erdoberfläche. Der Hang zwischen Löwental und Oberen Gottesackerwänden stellt die Auflösung des Schraffenkalkpaketes in einzelne gekippte Schollen sehr rein dar. Die SE-laufenden Linien, die mit den Gottesackerwänden parallel und meist antithetisch verworfen sind, lösen zusammen mit den NE-Störungen Schollen im Dekameterbereich heraus, die voneinander durch Schichtkopfwändchen, die die Sprunghöhen andeuten, getrennt sind.

Eine sehr wesentliche Beobachtung scheint uns zu sein, daß die Tiefenlinie des Löwentales nicht in der synklinalen Furche liegt, wie das zu erwarten wäre, sondern durchwegs um 100 bis 200 m nach S versetzt. Damit tritt die Frage der Talbildung überhaupt entgegen, denn eine ursprünglich fluviale Formung des flachmuldigen Löwentales müßte doch entsprechend dem generellen Abgleiten von Gerinnen an geeigneten Schichtflächen die geologische Mulde scharf herauspräparieren. Daß dieses nirgends beobachtet wird, ist ein starkes Argument gegen die an sich nächstliegende Hypothese, ein fossiles Flußtal vor sich zu haben. Die zweite Hypothese, die sich bei konsequenter Beachtung der Fakten ergibt, nämlich eine selektive Abtragung der Oberfläche durch Karstprozesse, wird durch zwei kräftige Knicke im Längsprofil des Löwentales unterstützt: Bei 1 550 und bei 1 650 m liegen diese Steilstufen, denen keinerlei Hangleisten entsprechen. Die untere Stufe bezeichnet die Stelle des Anschneidens der liegenden Drusbergschichten, demzufolge den Vorfluter des Karstwassers und damit den Quellhorizont, von dem aus abwärts Oberflächenerosion in den Mergeln wirksam wird. Mit ihr hängt die überraschende Weitung des Hochrubachalp mit Schutthalden- und Schwemmkegelbildung und einem See vor dem Wiedereintritt in die Kalklandschaft zusammen.

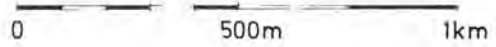
Die obere, etwas schwächer ausgebildete Stufe liegt dort, wo das Areal größerer Verwerfer und Störungen abklingt und ruhigere Lagerungsverhältnisse vorherrschen.

Somit ist das Löwental weit weniger hydriech geformt als dies vorerst scheint, vielmehr tritt ein Bild der geologischen Verhältnisse entgegen, die vom selektiven Karstabtrag klar herauspräpariert werden.

Damit ist auch erklärlich, daß die intensive Suche nach Restschottern vorerst vergeblich blieb. Schließlich wurde doch ein solches auf wenige m<sup>2</sup> beschränktes Schottervorkommen entdeckt, bezeichnenderweise aber in einer gegen Abtrag extrem geschützten Position: Die sonst von Reibungsbrekzie und Kalzit gänzlich gefüllte Rote Kluff war in Hang-

# LAUBLIS - UND LÖWENTAL AM HOHEN IFEN

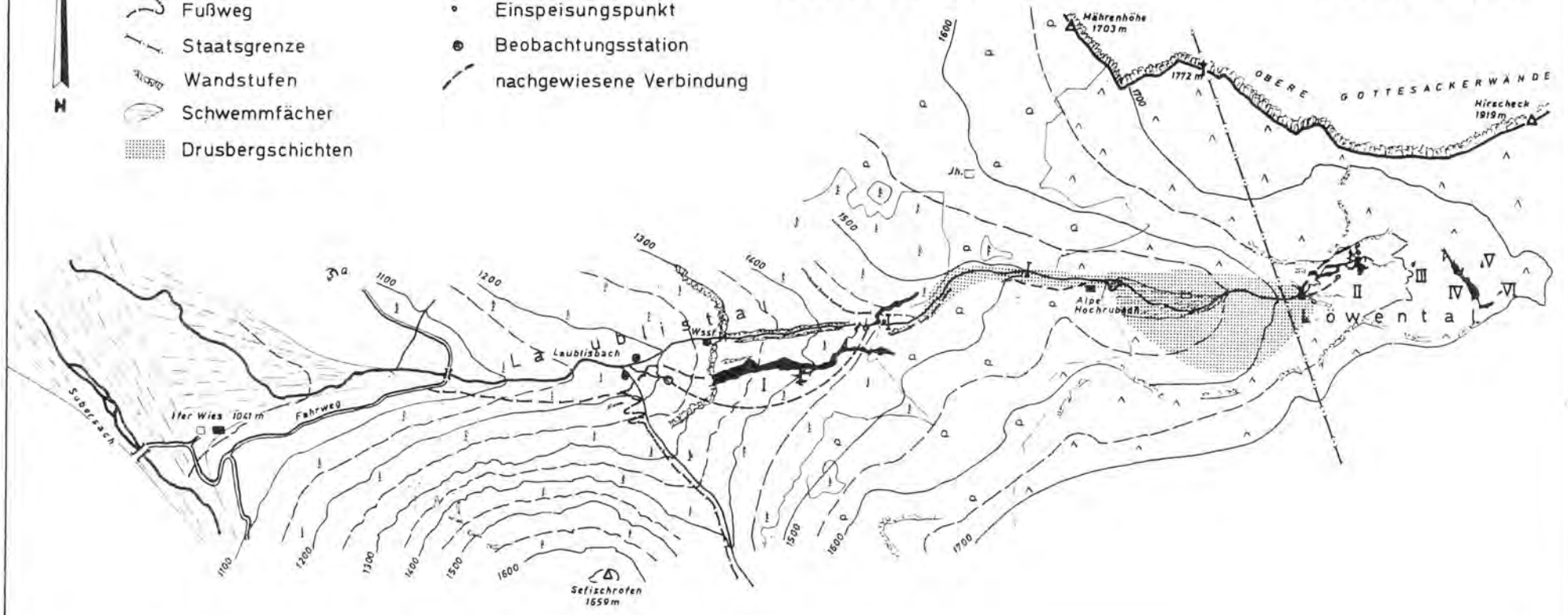
## ÜBERSICHTSPLAN



- Fußweg
- Staatsgrenze
- Wandstufen
- Schwemmfächer
- Drusbergschichten
- Einspeisungspunkt
- Beobachtungsstation
- nachgewiesene Verbindung

- I Schneckenloch
- II Rubachhöhle
- III Löwenschacht II
- IV Löwenhöhle
- V Löwenschacht I
- VI Warme Höhle

ÖSTERREICH DEUTSCHLAND





lage an einer einzigen Stelle mit Schotter gefüllt, von dem nicht ausgeschlossen werden kann, daß er durch späte tektonische Verstellungen in die Störung eingeklemmt wurde. Es handelt sich um perfekt gerundete Quarzsandsteine und einen Flyschsandstein, also um Restschotter ohne kalkigen Anteil. Der Brisisandstein im Hangenden des Schratzenkalks als Ausgangsmaterial für diese Schotter ist heute in der Umgebung dieses Gebietes noch an einigen Stellen als Abtragungsrelikt anstehend, die Flyschhülle des Helvetikums jedoch bereits weitem abgetragen.

- Für Bestimmung und Diskussion bin ich Herrn Dr. R. OBERHAUSER (Geologische Bundesanstalt Wien) zu Dank verpflichtet. -

Daß diese fluviatile Spur so spärlich anmutet, unterstützt unsere Ansicht, daß die Umschaltung auf die Karstentwässerung bereits im Tertiär stattgefunden hat. Dem Bild selektiv herauspräparierter Stratigraphie und Tektonik steuert die Morphologie erst nach dieser Umschaltung zu, die inzwischen abgetragenen Massen sind enorm: Will man jenen Abtragungsmaßstab anlegen, den HASERODT (4) so überzeugend gewonnen hat, muß bedacht sein, daß hier infolge extrem hoher Niederschläge eine gewisse Toleranz einzuhalten ist. Für die Tiefenlinie über der Löwenhöhle und für den oberen Knick des Längsprofils, aber auch für viele Einzelformen in Hanglage stimmen die Größenordnungen mit den von HASERODT als tertiär angesprochenen Großformen deutlich überein. In diesem Licht erhält auch die konstatierte flächenhafte Reduzierung der Schratzenkalkmächtigkeit von durchschnittlich 70 m neue Akzente. Sie könnte auf tertiären Karstabtrag zurückgehen. Drei turmförmige Felsköpfe im Arbeitsgebiet, 10 und 15 m hoch mit vertikalen glatten Flanken und konvexem Oberteil, erinnern als fossile Formen an tropischen Kegelkarst.

Angesichts dieser Verhältnisse muß die Ausbildung der Höhlen im Gebiet besonderes Interesse hervorrufen. Denn hier wirkt zweifelsfrei die klimatische Faktorengruppe des alpinen Hochkarstes ein, jedoch fehlen die Modifikationen durch den glazialen Faktor, und außerdem liegt eine von fluvialen Niveaus unbeeinflusste Entwicklung seichten Karstes vor, indem die gegen W fallende Gesteinsgrenze die Karstbasis darstellt.

Im W liegt bei 1 270 m der Eingang des altbekannten Schneckenlochs, das gegenwärtig um 1 507 m lang ist, sich in zwei Arme gabelt und mit seinem Nordostast unter den Laublisbach hin erstreckt.

Von seinem Eingang zieht eine wohl aus einem abgetragenen Höhlenteil entstandene Klamm abwärts, die ebenfalls Höhlenreste anschnidet, von denen jedoch nur die Schneckenlochbachhöhle II wegen ihrer Raumgrößen und ihrer Länge von 70 m bedeutsam ist. In der Mitte dieser Schneckenlochbachklamm entspringt eine starke Karstquelle, so daß die untere Klammhälfte bachdurchfließen ist. Während der Laublisbach bei Trockenheit versiegt, stürzt ein Teil seines Wassers in Schwinden und erreicht mit einer mittleren Laufzeit von 60 Minuten den Wasserfall im Nordostast des Schneckenlochs. Unsere Färbung erbrachte außerdem, daß ein zweiter Wasserweg vorhanden ist, der ein zweites Maximum beim Farbdurchgang des Wasserfalles erzeugt und eine andere Austrittsstelle im Nordostast ("Quelle") bei einer mittleren Laufzeit von zwei Stunden speist. Unsere Versuche wurden bei einer etwas übernormalen Wasserführung des Laublisbaches (ca. 150 l/s) in Schneeschmelzsituation durchgeführt, sie erbrachten weiters, daß benachbarte Quellen in der Höhle farbstofffrei blieben. Demnach schlug die gesamte in die Schwinden gebrachte Farbe (etwa 4 dkg Uranin AP, da 80 % oberflächlich im Laublisbach verblieben) an den erkennbaren NE-Störungen vertikal durch; vom Wasserfall im Nordostast des Schneckenlochs weiter geht das Karstwasser wieder unbekannte Wege. Unsere Färbung konnte nachweisen, wie von hier bis zur Schneckenlochbachquelle, also über 580 m Luftlinienentfernung und 150 m Relief, wieder mittlere Laufzeiten von 2,2 Stunden, also sehr offene Verhältnisse, registriert werden. Eine Kontrollbeobachtung des nahen Laublisbaches verlief negativ.

Hydrographisch läßt sich daraus entnehmen, daß der Laublisbach schwindenabwärts das Überwasser über etwa 50 l/s abführt, während eine offene Karstentwässerung zum Schneckenloch und unterhalb von ihm bis zur Schneckenlochbachquelle funktioniert. Das Schneckenloch selbst ist in der Übergangszone zwischen Schratzenkalk und Drusbergsschichten situiert, schon TRIMMEL (5) konstatierte das seitliche Einschneiden des Höhlenbaches in Kalkschichten und die daraus resultierenden Deckennachbrüche, die schließlich zur Großraumbildung führen. Demnach sind diese Verstürze "synerosiv", da ja Kalk und Mergel vom Wasser ausgeräumt werden müssen, wenn sich der Raum weiten soll. TRIMMEL kann man jedoch nicht folgen, wenn er schreibt, die auffallende Großräumigkeit der Höhle und die heutige Profilgestaltung seien nicht durch Wasserwirkung zu erklären, ebensowenig WAGNER (1), der das Schneckenloch eine "typisch tektonisch angelegte Höhle" nennt. Dem widersprechen auch einige erhaltene Querellipsen an Engstellen, die also nicht verbrochen sind, weiters einige Abstiege durch das Blockwerk der Höhlenschle, die jeweils zu hydrisch modellierten Formen hinführen, sowie der "Neue Teil". Dieser Neue Teil wurde von uns 1965 entdeckt und birgt eine Fülle makelloser Querellipsen und alter Sintergenerationen. Die Schichtfugengänge dieses Höhlenteils liegen stratigraphisch 5, 25 und 35 m höher als der Hauptgang und somit im reinen Schratzenkalk. Dies hat das völlige Zurücktreten von Verbruch zufolge und die klare Darstellung des allgemeinen hydrisch entwickelten Höhlencharakters.

Vom Schneckenloch aufwärts wird die Höhlenleere Zone der Ausräumung des Schratzenkalks und der Entblößung der Drusbergsschichten im Bereich der Hochrubachalpe erreicht. Wo jedoch die Übergangszone bei der unteren Steilstufe im

Löwental bei 1 600 m ansteht, öffnet sich bereits der Eingang des nächsten Höhlenobjekts, der von uns 1966 wiederentdeckten Rubachhöhle (die Höhle war bereits 1923 vom Wegmacher L. Greber aus Au/Bregenzerwald befahren worden). Dieses Objekt mit 870 m Gesamtgänglänge liegt bereits knapp auf deutschem Staatsgebiet, 10 m vom Eingang entfernt entströmt den Drusbergschichten perennierend jenes Gerinne, das den See auf Hochrubach und schließlich den Laublisbach alimentiert. Das nördliche Höhlenende ist ein kleiner Siphon, dessen Abfluß unbegebar ist. Durch eine weitere Färbung wiesen wir den Zusammenhang mit der Bachquelle nach, wobei eine mittlere Laufzeit von 3 Stunden über 165 m Entfernung und nur 7 m Relief festgestellt wurde. Daß der Siphon jedoch einen Zubringerstrang der Bachquelle darstellt und daß eine größere Wassermenge von E zugeht, zeigen der Augenschein und eine zweite Färbung, die in eine Dolinenschwinde 80 m östlich und 25 m über der Quelle vorgenommen wurde: Hier war die Laufzeit 1,5 Stunden.

Die Morphologie der Rubachhöhle zeigt deutlich drei Formengruppen: Der engräumige Eingangsteil geht in den Kalk-Mergel-Wechsellagerungen um, wobei zahlreiche Verstellungen zu häufigem Richtungswechsel veranlassen. Dabei bringen die südgerichteten Strecken im Kalk makellose Rundprofile, die westgerichteten Abschnitte im Kalkmergel jedoch Kluffstrecken mit viel Verbrauch.

Der zweite, nördliche Teil des Systems ist vorwiegend kluffbestimmt, größer dimensioniert und teilweise schotterführend. Auffallend ist hier, daß manche Profile unter dem hochschmalen Kluffprofil klare Schichtfugenprofilteile aufweisen. Obwohl Klüfte hier raumbestimmend erscheinen, ist trotz sehr geringer Überlagerung von 10 bis 20 m keine wesentliche Übereinstimmung mit der Tektonik der Oberfläche erkennbar, vor allem drücken sich die bedeutenden Störungen der Oberfläche in der Höhle nicht aus, sondern es werden hier an sich kleinere Klüfte raumbestimmend.

Die dritte Formengruppe schließlich ist in den südlicheren, gegenüber dem Hauptgang einige Meter höher liegenden Strecken entwickelt. Hier bestimmen breite, niedrige Querellipsen das Bild, wobei die starke Vernetzung und häufige Verbindung der einzelnen Gänge auffällt.

Fast alle Höhlenteile scheinen bei Schneeschmelze noch aktiv zu sein, was angesichts der extremen Horizontalität des gesamten Systems nicht verwundert. Kolke und aufwärtsgerichtete Fließfazetten ergänzen die Sedimente von Schotter und Staulehm.

Eine Analyse des Befundes ergibt das typische Bild der phreatischen Zone mit Druckfließen gerade für die Schichtfugenteile, weil der tiefere Abfluß durch die eingeschalteten Drusbergschichten behindert ist. Die Rubachhöhle markiert so die Position einer episodischen Stauzone im seichten Karst, wobei die Gesteinsgrenze als Vorfluter fungiert. Zu diesem Ausfluß hin tendiert die von Störungen wenig beeinflusste Wasserbewegung, die langsam sein muß, wie die vorhandenen Sinter beweisen.

Nur 100 m östlich des Höhlenendes fanden wir den Löwenschacht II, der bei 22 m Tiefe wegen eines komplizierten Eiskegels nicht völlig befahren werden konnte, so daß eine vom Schachtgrund in nordwestlicher Richtung anscheinend ansetzende Fortsetzung nicht verfolgt wurde. Auch dieser Schacht reicht bis zu den Drusbergschichten hinab und gehört offensichtlich zum selben hydrographischen System.

Weitere 100 m nach E findet sich das Ende der von uns 1968 erstmals befahrenen Löwenhöhle, die mit 545 m Gesamtgänglänge und großräumiger Entwicklung ein gewisses Gegenstück zum Schneckenloch darstellt. Der Einstieg erfolgt durch eine Steilwanddoline von 20 m Durchmesser und 30 m Tiefe (diese Form hat im Arbeitsgebiet kein Gegenstück), hier und im Umkreis sind ein großer Eis- und Firnkegel, Sohleneis und Eisfiguren entwickelt, so daß mit der Löwenhöhle unseres Wissens Deutschlands größte Eishöhle vorliegt.

Die einheitliche Höhlensohle ist von Verbrauch bedeckt, ihr Niveau ist das<sup>der</sup> hier flach gegen N fallenden Drusbergschichten, die unter dem Eiskegel direkt aufgeschlossen sind. Die Wände zeigen neben verbreiteten Formanteilen von Verbrauch allenthalben auch Fließfazetten, Kolke und sogar Wirbelkanäle. Stellenweise ist der Sohlenschutt fluviatil sortiert und kantengerundet, verschwemmtes Holz zeugt von gelegentlichen Hochwässern auch in dieser Höhle. Obwohl bei oberflächlicher Betrachtung der Kluffcharakter dieses Systems auffällt, sind die fluviatilen genetischen Faktoren klar erkennbar und werden durch die Beobachtung gestützt, daß der Höhlenverlauf nicht den bedeutenden NE-Störungen folgt, die als spitze Seitenäste mehrfach auffallen, sondern der Karstentwässerungsrichtung gegen NW. Auch an der Oberfläche ist diese Höhle durch eine V-förmig eingeschnittene, ausgeprägte 20 m tiefe Tiefenlinie abgebildet, die mit gegensinnigem Gefälle blind endet, so daß der große Masseverlust an dieser Zone durch Karstprozesse erwiesen ist.

Erst beim nordwestlichen Höhlenende ändert sich der Formtyp, indem bei steilerem Gefälle gegen W Vernetzung und Ellipsenprofile erneut auftreten. Erst hier gibt es einen Punkt, wo unter dem Sohlenschutt Wasser rauschen hörbar ist. Man darf schließen, daß diese Fakten bei Hochwassersituation den Übergang von der vadosen zur phreatischen Zone markieren. Erneut ist unter dem höheren, anschließenden Areal eine Stauzone zu postulieren. Zieht man das Phänomen der Mischungskorrosion zur Deutung heran, ist klar, daß unter dem kluffungsarmen Abschnitt zwischen Profil B und C

weniger Korrosionsfähigkeit besteht, somit müssen die Wasserwege hier auch in der Übergangszone eng sein und zu Stauungen veranlassen.

Knapp 60 m seitzlich der Löwenhöhle fanden wir den Löwenschacht I, der bei 20 m Tiefe wohl ebenfalls bis zur Übergangszone hinabreicht. Eine unwesentliche Fortsetzung entlang der Kluft gegen N war wohl gegeben, aber keine Verbindung zur Löwenhöhle aufzufinden.

Schließlich öffnet sich an der Flanke einer großen, zusammengesetzten Doline die Warme Höhle, ein nur 20 m langer Torso, der rundprofiliert und großzügig abgekolkt ist und mit der Löwenhöhle trotz der geringen Entfernung von 30 m weder hydrographisch noch genetisch zusammenhängt.

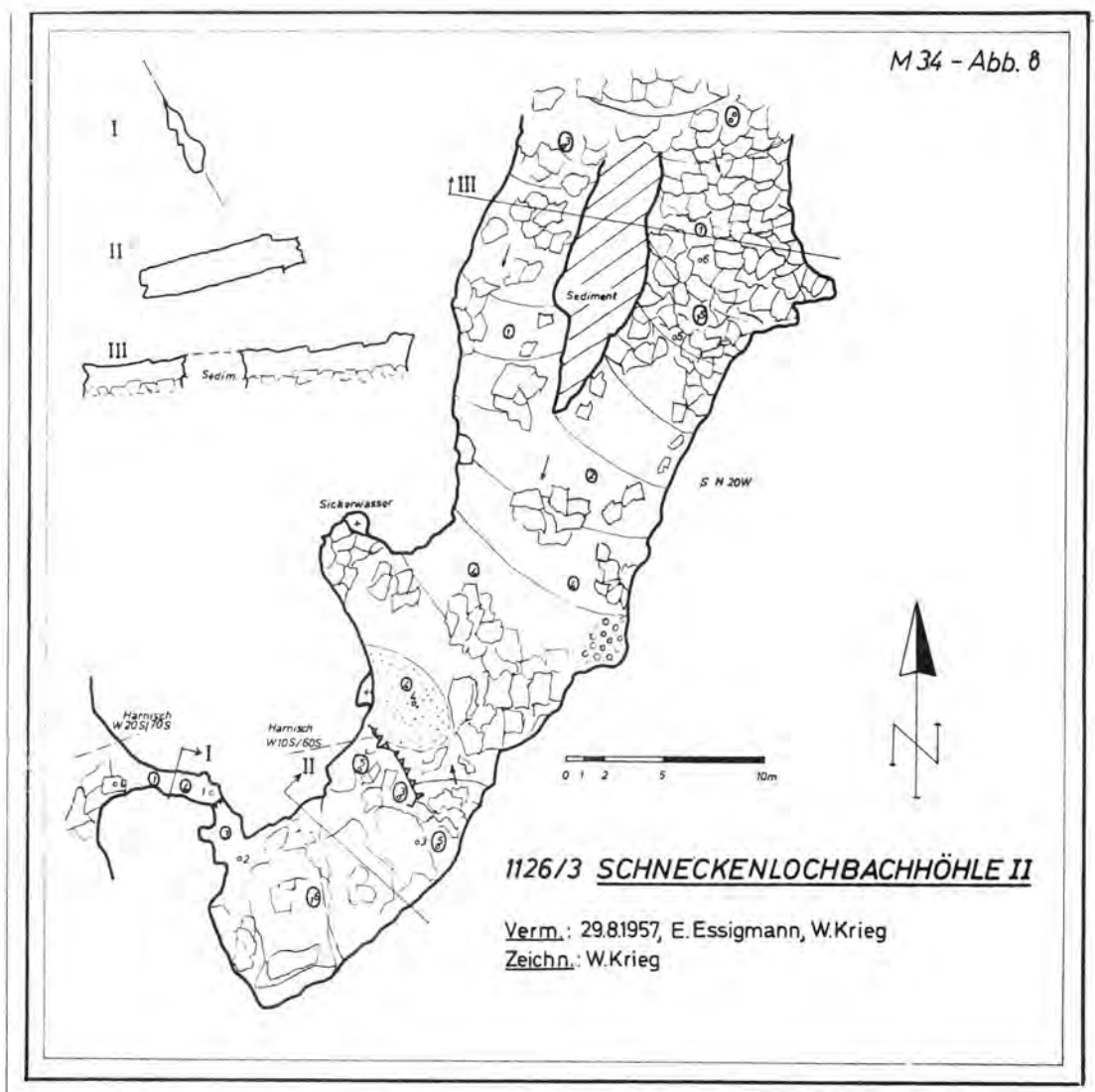
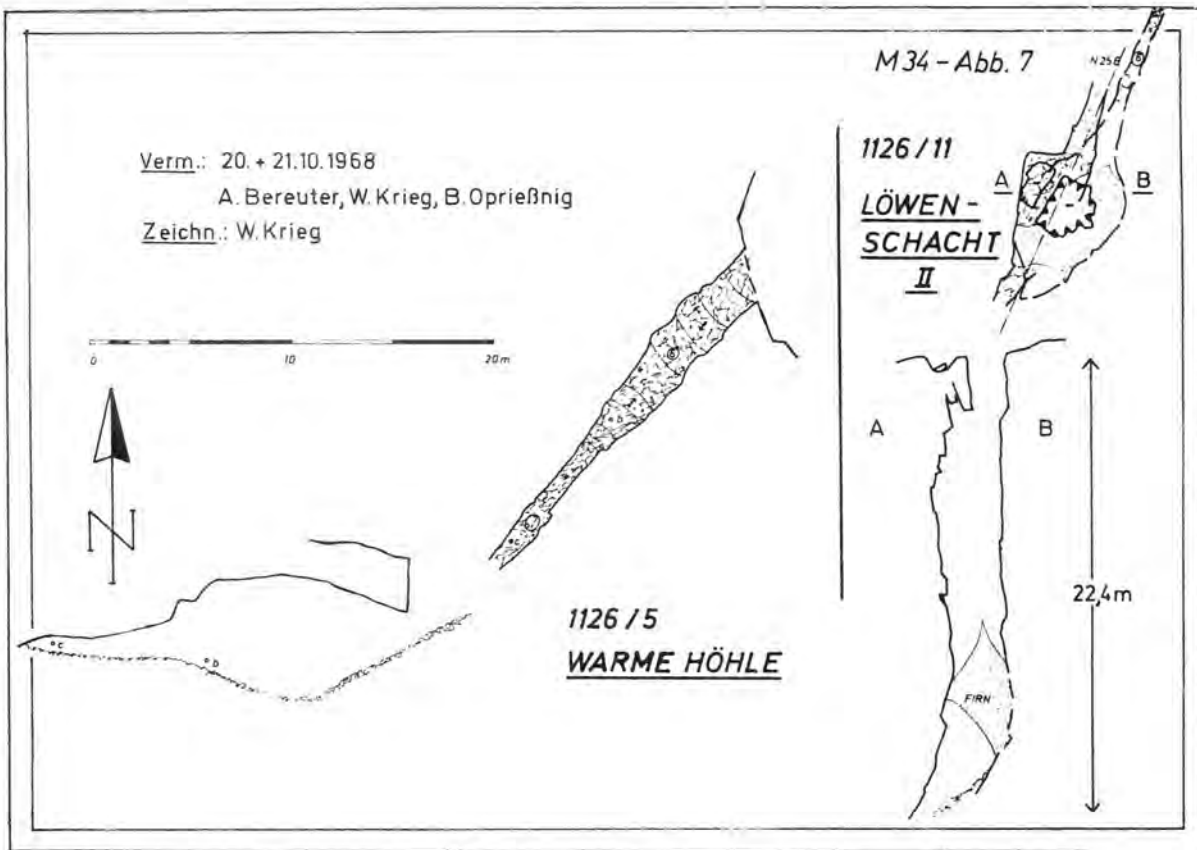
Eine Zusammenfassung der Beobachtungen in diesen 7 Höhlenobjekten ergibt: Die höhlenbildenden Prozesse spielen sich nicht so sehr im Schrackenkalk als vielmehr in der Übergangszone der wechsellagernden Basis ab. Die Korrosionsbasis sind immer die nicht verkarstungsfähigen Drusbergschichten, die je nach Lagerungsverhältnissen auch als Vorfluter wirken und streng horizontale Höhlenteile entstehen lassen. Enge Wasserwege treten in erosiven Durchbrüchen innerhalb von Kalkmergelbänken auf und in kluitarmen Kalkpartien. Beide verursachen Stauzonen, die ihrerseits einen eigenen phreatischen Formenschatz in Form von Querellipsen und Vernetzung hervorrufen. Bei großer Wegigkeit herrschen jedoch vadoso Bedingungen mit einheitlicher gestalteten Gangverläufen, hochschmalen Profilen und viel Verbruch. Diesen Formkreis einfach als Kluftstrecken anzusprechen, begegnet Schwierigkeiten, weil die vorhandenen Klüfte selektiv nur in der Richtung der Karstentwässerung benützt werden und weil die an der Morphologie der Oberfläche wesentlich beteiligten Störungen für die Höhlenbildung ohne großen Einfluß sind. Damit sind die Feststellungen BÜGLIs (6,7) über die Kennzeichen und die räumliche Verteilung der vadosen und der phreatischen Zone bis ins Detail bestätigt, wobei bedeutungsvoll ist, daß mir diese Arbeit BÜGLIs erst nach Abfassung dieses Referates zuzuging. Trotz der geringen Überlagerung der Höhlen und trotz oft bedeutender Raumhöhen gibt es pro begehbare Höhle jeweils nur einen Eingang. Dies spricht ebenso für ihre Entwicklung durch Mischungskorrosion zwischen den Wässern eines "unterirdischen Tales" und den einkommenden Kluftwässern wie auch die Beobachtung, daß die Höhlen jeweils in der lithologischen Übergangszone entwickelt sind.

Die petrographischen Eigenheiten des Gebietes fördern die Bildung von Versturz. Er ist in den vadosen Strecken sehr viel häufiger, weil diese bevorzugt Klüften nachgehen, während die phreatischen Abschnitte Schichtfugen bevorzugen. Aber nur bei oberflächlicher Betrachtung kann die fluviale Ausbildung auch dieser Versturzstrecken übersehen werden, so daß die Behandlung der "Inkasion", wie BÜGLI (8) diesen Formkomplex neuestens nennt, besonders wichtig ist.

Zwischen dem festgestellten großen Oberflächenabtrag durch Karstprozesse, die bereits im Tertiär einsetzen, und den Raumgrößen in den Höhlen besteht eine deutliche Diskrepanz, obwohl auch einzelne Höhlenräume sehr groß sind. Es mußte deshalb das Verhältnis zwischen Lösungsfähigkeit an der Oberfläche und in den Höhlen generell weiter untersucht werden. Außerdem verweist aber schon das Fehlen größerer Wasserläufe innerhalb der Höhlen darauf, daß es noch wesentliche weitere Höhlenstrecken geben muß, die nicht angefahren werden konnten. Jedenfalls entwässert das gesamte Löwen- und Laublistal unterirdisch zum Laublisbach und zum Schneckenlochbach, und auch das tertiäre Karstwasser muß bereits diese Richtung eingeschlagen haben. Zumind. Teile der angeführten Höhlen müssen also schon im Tertiär angelegt worden sein.

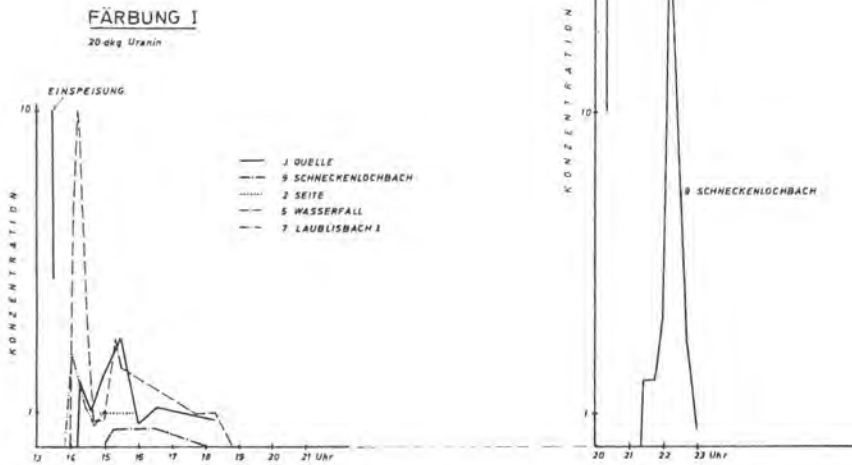
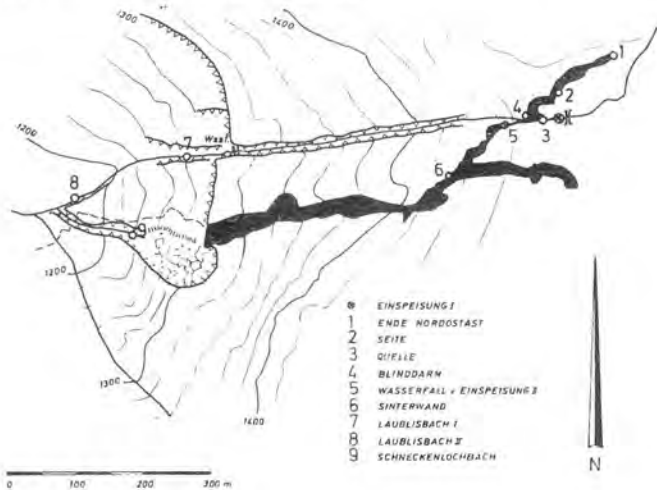
#### Literatur:

1. WAGNER, G.: Rund um Hochifen und Gottesackergebiet, Öhringen, 1950.
2. ECKERT, M.: Das Gottesackergebiet, ein Karrenfeld im Allgäu, Wiss.Erg.-H. DÜAV I,3, 1902.
3. OBERHAUSER, R.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Kanisfluh und Hohem Ifen (Bregenzerwald), Diss. Innsbruck, 1951.
4. HASERODT, K.: Untersuchungen zur Höhen- und Altersgliederung der Karstformen in den Nördlichen Kalkalpen, Münchner geogr. H. 27, 1965.
5. TRIMMEL, H.: Das Schneckenloch (1270 m) bei Schönenbach, Jb. Vlb. Landesmuseumsver. 98, 1955.
6. BÜGLI, A.: Neue Anschauungen über die Rolle von Schichtfugen und Klüften in der karsthydrographischen Entwicklung, Geol.Rsch., Berlin, 1969.
7. BÜGLI, A.: Präglazial und präglaziale Verkarstung im hintern Muotatal, Regio Basiliensis 1960, H. IX,1.
8. BÜGLI, A.: Inkasion, Laichinger Höhlenfreund 4, H. 7, 1969.



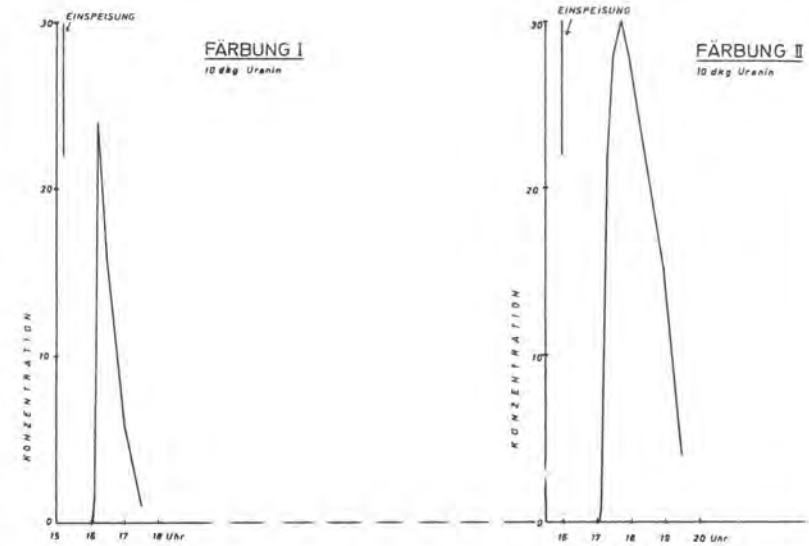
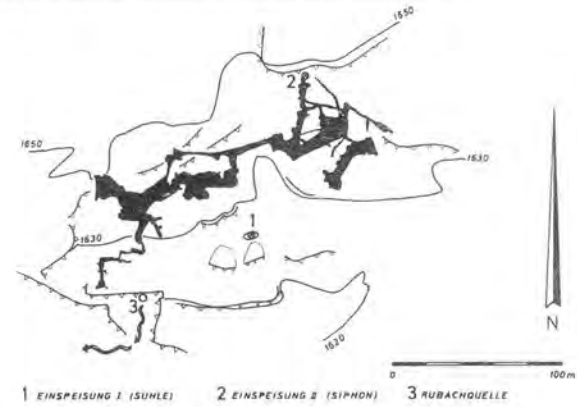
FÄRBUNG SCHNECKENLOCH 22.6.1968

M 34 - Abb. 9



FÄRBUNG RUBACHHÖHLE 21.9.1968 + 19.10.1968

M 34 - Abb. 10



Das Karstrelief des südlichen Harzvorlandes im Lichte  
neuerer Arbeiten zum System  $\text{CaSO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$

KUNO PRIESNITZ (Göttingen / Bundesrepublik Deutschland)

Zusammenfassung:

H. WEBER fasste 1930 die Abfolge der Formen und Prozesse im Ausstrich einer salinaren Serie, wie sie am südlichen Harzrand vorliegt, zu seiner "Systematik der Auslaugung" zusammen. Es wird versucht, die Abfolge der Prozesse (Salzlösung, Anhydritlösung, Gipsbildung und Gipslösung) von den jeweiligen physikalisch-chemischen Bedingungen her zu verstehen und zu bilanzieren. Die Ergebnisse neuerer Arbeiten zum System  $\text{CaSO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$  und die weitgehend bekannten Druck-Temperatur-Verhältnisse erlauben eine widerspruchslöse Ableitung des geomorphologischen und geologischen Befundes aus den Faktoren.

The karst relief of the southern border of the Harz Mountains in the light of recent papers about the System  $\text{CaSO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ .

Summary:

In 1930 H. WEBER summarized the sequence of forms and processes occurring on the outcrop of an evaporite series as it is found at the southern border of the Harz, in his "Systematik der Auslaugung". Today one can try to comprehend and balance the sequence of processes (solution of salt, solution of anhydrite, hydration of anhydrite, and solution of gypsum) as resulting from the varying physical and chemical conditions. The data given by recent papers about the system  $\text{CaSO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$  and the well-known pressure-temperature conditions permit the geomorphological and geological facts to be deduced consistently from the factors.

Le relief karstique au bord sud du Harz dans la lumière de récents travaux sur le système  $\text{SO}_4\text{Ca} - \text{ClNa} - \text{H}_2\text{O}$ .

Résumé:

En 1930 H. WEBER résumait la séquence de formes et de processus observée sur l'affleurement d'une série saline - comme au bord sud du Harz - dans sa "Systematik der Auslaugung". Aujourd'hui on peut essayer d'expliquer la séquence des processus (solution du sel, solution de l'anhydrite, hydratation de l'anhydrite et solution du gypse) par les causes, c.v.d. par la variation des conditions physico-chimiques. Les résultats de récents travaux sur le système  $\text{SO}_4\text{Ca} - \text{ClNa} - \text{H}_2\text{O}$  et les conditions pression-température assez bien connues permettent une dérivation sans contradiction des faits géomorphologiques et géologiques de leurs causes.

Im Jahre 1930 entwickelte H. WEBER anhand von Beobachtungen am Zechstein des südlichen Harzvorlandes und Thüringens und aufbauend auf älteren Arbeiten von FULDA (1924a, 1924b), A. PENCK (1924) und HAEFKE (1926) seine "Systematik der Auslaugung", die er in der Folgezeit an weiteren Beispielen verifiziert und schliesslich mit dem Anspruch der Allgemeingültigkeit in sein Lehrbuch der Geomorphologie (1957, 1967) aufgenommen hat. Die wesentliche Aussage dieser Systematik, auf deren Einzelheiten unten am konkreten Beispiel eingegangen wird, besteht darin, dass eine Vergesellschaftung von Oberflächenformen auf eine Vergesellschaftung von Prozessen zurückgeführt und dass deren gesetzmässige Abfolge konstatiert und in Phasen gegliedert wird.

In den letzten Jahrzehnten sind die Kenntnis der Oberflächenformen, von denen WEBER ausging, die Kenntnis der löslichen Gesteine, d.h. hier der salinaren Serien des Zechsteins, ihrer Petrographie, Stratigraphie und faziellen Differenzierung und in besonderem Masse die Kenntnis der physikalisch-chemischen Gesetzmässigkeiten der Gesteinslösung durch die Geomorphologie, die Geologie und die Mineralogie beträchtlich erweitert bzw. berichtigt worden. Diese Fortschritte machen zwar eine Korrektur der WEBERSchen Systematik nicht notwendig; sie setzen uns aber in die Lage, nicht nur die Formen auf Prozesse zurückzuführen, wie es WEBER tat, sondern zu begründen, warum dieser oder jener Prozess an einem bestimmten Ort abläuft, an einem anderen dagegen nicht. Wir können heute versuchen, über die Prozesse und ihre Bilanz die letztlich verantwortlichen Faktoren der Auslaugung aufzudecken.

Auslaugungsphasen n. H. WEBER :



Zonen einheitlicher Lösungsbedingungen :

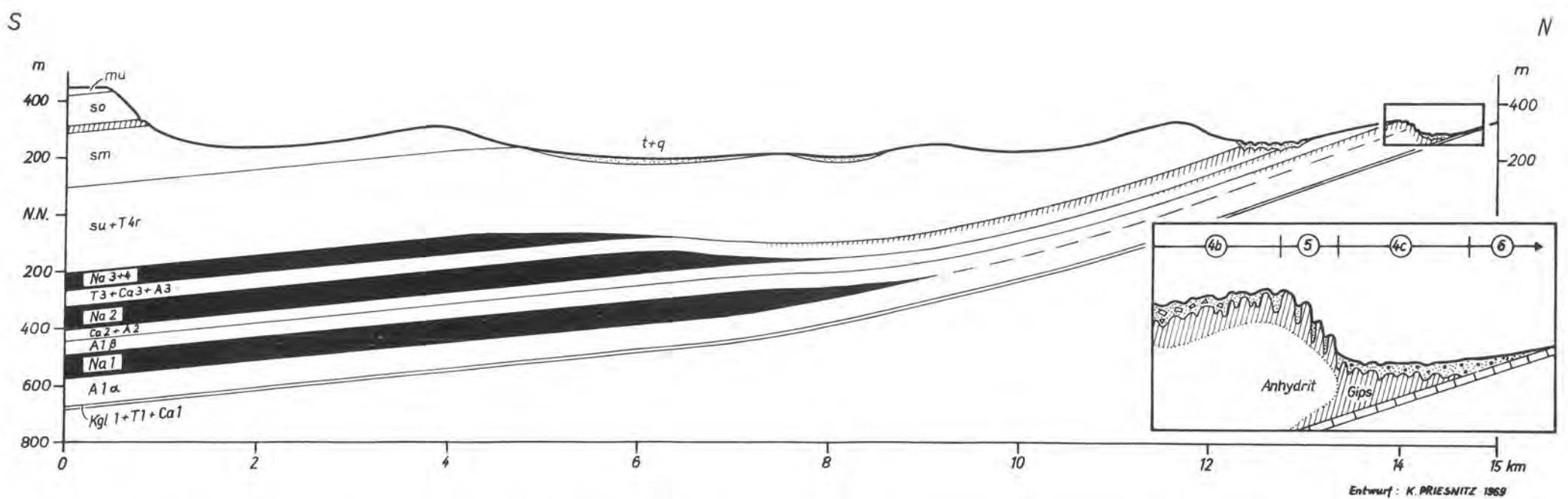


Abb. 1: Profil durch das südliche Harzvorland (Bleicheröder Berge - Bad Sachsa), leicht schematisiert, 3fach überhöht. Schichtglieder mit Mächtigkeiten unter 10 m, wie der Rote Salzton zwischen Na 3 und 4, sind nicht ausgedient. Salz schwarz, Gips schraffiert dargestellt.

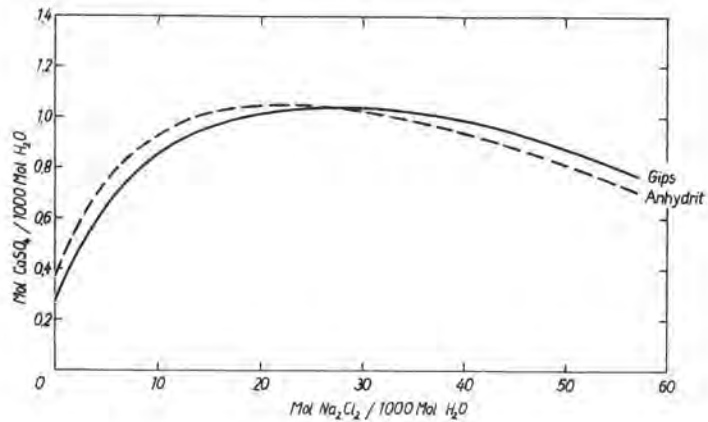


Abb. 2: Die Löslichkeiten von Anhydrit und Gips in Abhängigkeit von der NaCl-Konzentration des Wassers bei 25<sup>0</sup> C (nach J.D'AVS et. al.1955).

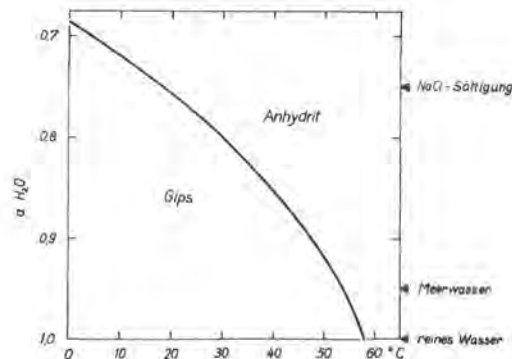


Abb. 4: Der Umwandlungspunkt Anhydrit - Gips in Abhängigkeit von der Temperatur und dem Salzgehalt des Wassers (ausgedrückt in Aktivität  $H_2O$ ), nach HARDIE (1967) und KINSMAN (1966).

Zu Abb. 3:  
 Der Umwandlungspunkt nach HARDIE (1967) - bei 58<sup>0</sup> C + 2<sup>0</sup> C - liegt beträchtlich höher als der der anderen Autoren, die ihn im Durchschnitt bei 42<sup>0</sup> C annehmen. HARDIEs Wert kann jedoch als der zuverlässigste gelten, da er als einziger ihn in Versuchsdauern bis zu einem Jahr von der Übersättigungs- und der Untersättigungsseite her ermittelt hat. Die anderen Autoren haben die Sättigungskonzentration des Anhydrits nicht erreicht. Thermodynamisch lässt sich der Gleichgewichtspunkt nur auf 46<sup>0</sup> - 21<sup>0</sup> C einengen (nach ZEN 1962).

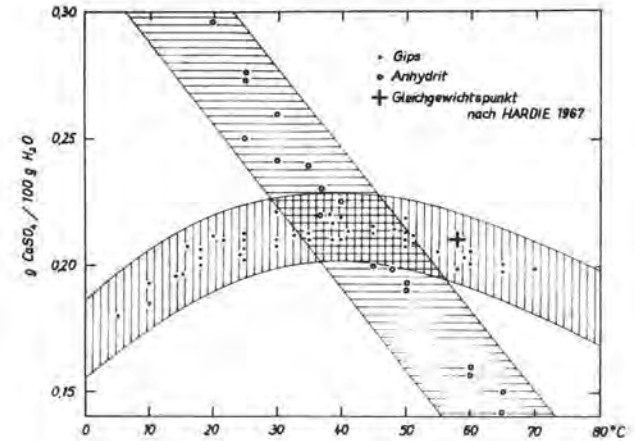


Abb. 3: Die Löslichkeiten von Gips und Anhydrit in Abhängigkeit von der Temperatur, zusammengestellt nach mehreren Autoren.

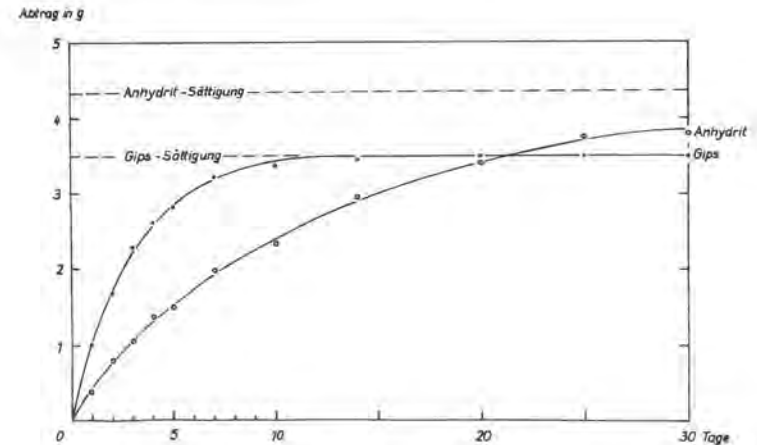


Abb. 5: Lösungsgeschwindigkeiten von Gips und Anhydrit bei 15<sup>0</sup> C, im geschlossenen System und unter völlig gleichen Bedingungen. Eigener Versuch. Sättigungskonzentrationen umgerechnet nach J.D'AVS et al.(1955). Nach HARDIE (1967) muß mit einer noch höheren Löslichkeit des Anhydrits gerechnet werden.



Es sei daran erinnert, dass S. PASSARGE schon 1932 ausdrücklich diese beiden Etappen in der kausal-genetischen Erforschung des Reliefs unterschieden hat. Für ihn war der erste Schritt, die Erklärung der Formen durch Vorgänge, nur eine relative Diagnose, als absolute Diagnose bezeichnete er die Erklärung der Vorgänge durch die Kräfte, d.h. nach heutigem Sprachgebrauch die Erklärung der Prozesse aus den Faktoren (siehe z.B. KÜGLER 1964).

Es soll im folgenden anhand eines Profiles durch das südliche Harzvorland untersucht werden, in welcher Weise die die Löslichkeit und Lösungsgeschwindigkeit beeinflussenden Faktoren alle beteiligten Prozesse, ihre Bilanz und damit letztlich die Oberflächenformen bedingen. Die am wenigsten bekannten Glieder in der zu untersuchenden kausalgenetischen Kette sind die Prozesse, die Lösungsgleichgewichte und die Reaktionsgeschwindigkeiten. Ganz konkret läuft daher der hier unternommene Versuch darauf hinaus, festzustellen, inwieweit sich der relativ gut erforschte morphologische Befund und die relativ leicht zu erschliessenden physiko-chemischen Lösungsbedingungen mit dem vereinbaren lassen, was neuere mineralogische Untersuchungen zum System  $\text{CaSO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$  aussagen.

Die am vorliegenden System beteiligten Stoffe sind

Salze (in der Hauptsache NaCl und Kalium-Magnesium-Salze noch höherer Löslichkeit),  
Anhydrit bzw. der aus ihm hervorgehende  
Gips und  
Wasser.

Die daneben vorhandenen Gesteine, Pelite und Karbonate, sind als Lösungsgenossen ohne Bedeutung. Die Verkarstung der Karbonate ist im Vergleich zu der der Chloride und Sulfate minimal und wird nur ausnahmsweise morphologisch wirksam.

Diese Stoffe reagieren miteinander in folgenden Prozessen:

der Salzlösung,  
der Anhydritlösung und  
der Gipslösung sowie  
der Gipsbildung, der Hydratisierung des Anhydrits.

Die wichtigsten Faktoren, aus denen die Reaktionsrichtung und -geschwindigkeit resultieren, sind:

die Löslichkeiten und Lösungsgleichgewichte der beteiligten Stoffe,  
die Lösungsgenossen,  
die Wassermenge und Kontaktdauer,  
der Druck und  
die Temperatur.

Die Löslichkeiten und Gleichgewichtsverhältnisse in Wasser und NaCl-Lösungen sind nach neueren Arbeiten (D'ANS et al. 1955, ZEN 1965, KINSMAN 1966 und HARDIE 1967) in den Abb. 2, 3 und 4 dargestellt; die Lösungsgeschwindigkeiten von Anhydrit und Gips aufgrund eigener Versuche in Abb. 5.

Abb. 1 zeigt einen leicht schematisierten N-S-Schnitt durch den Zechstein-Ausstrich am südlichen Harzrand im Bereich zwischen den Bleicheröder Bergen und Bad Sachsa. Im unmittelbar östlich anschließenden Gebiet sind in jüngerer Zeit zahlreiche Bohrungen niedergebracht worden (siehe z.B. bei LANGBEIN & SEIDEL 1968), so dass Tektonik und Stratigraphie als relativ gut bekannt gelten können.<sup>1)</sup> Die Schichten streichen in diesem Abschnitt fast ungestört mit Einfallswinkeln von  $3-6^\circ$  aus. Die Lösung erfolgt daher regulär im Sinne von H. WEBER, d.h. vom Ausstrich her in der Einfallsrichtung fortschreitend. Die erste Auslaugungsphase, die der Salzlösung, greift bereits in 300-500 m Tiefe vor. In der zweiten Phase hydratisiert der Anhydrit durch Einbau von zwei Wassermolekülen zu Gips, und in der dritten Phase wird dieser Gips durch Lösung abgetragen. Die Bereiche dieser drei Auslaugungsphasen liegen, wenn man sie in die Horizontale projiziert, nebeneinander; lediglich Phase 2 und 3 überlappen sich teilweise. H. WEBER nannte dieses Auseinanderlaufen Disgruenz der Phasen.

<sup>1)</sup> siehe zum Vergleich etwa die Profile A. PENCKs (1924, Fig. 2) oder H. H. SEEDORFs (1955, Abb. 17).

Für die folgende Untersuchung wurde eine etwas detailliertere Einteilung in Zonen einheitlicher physiko-chemischer Bedingungen vorgenommen, die sich jedoch von der Gliederung WEBERS nicht wesentlich unterscheidet.

In der Zone ① ist die saline Serie noch nahezu intakt. Der primäre Gips wurde früh- oder spät-diagenetisch in die wasserfreie Modifikation, den Anhydrit überführt, wofür die recht häufigen Pseudomorphosen des Anhydrit nach Gips sprechen (s.z.B. SMYKATZ-KLOSS 1966). Bei einer Deckgebirgsauflast von wenigen 100 m und einem horizontalen Druckgefälle muss, etwa nach den Grenzwerten von STÜCKE & BORCHERT (1936), bereits mit Mächtigkeitsschwankungen der Salzlager durch Mobilisierung und Abwanderung in Schwächezonen gerechnet werden.

Eine lokal begrenzte Subrosion kann auch in dieser Zone schon erfolgen, sei es durch juvenile Wässer, sei es durch das bei der Umwandlung des primären Gipses in Anhydrit freiwerdende Kristallwasser (etwa 50 m Wasser aus 100 m Gips!) oder aber durch Tageswässer, die an wasserwegsamem Störungen irregulär zum Salinar vordringen. In einzelnen Fällen durchschlagen selbst in Tiefen von 800 m gebildete Hohlräume durch Verbrauch den gesamten Unteren und Mittleren Buntsandstein und verursachen an der Erdoberfläche sehr grosse und steile Erdfälle, wie im Falle der bekannten "Wolkenbrüche" bei Trendelburg.

Die Zone ② ist gekennzeichnet durch das Eindringen der Tageswässer zum Steinsalz und seine Lösung an mehreren, insich schwach reliefierten Lösungsfronten, den Salzhängen oder Salzspiegeln. Die Subrosion der unterschiedlich tief liegenden Salzlager in einer zusammenhängenden Zone lässt sich dadurch erklären, dass durch die Lösung des jüngsten Salzes das Hangende pseudotektonisch gestört wird und sich so neue Wege für den Zutritt der Tageswässer auch zu den älteren Lagern auftun. Die Subrosion verstärkt sich selbst durch eine zu der regulären Auslaugung hinzukommende irreguläre Komponente. Nicht selten sind jedoch die Auslaugungszonen der einzelnen Salzlager auseinandergezogen und klar zu unterscheiden. H. WEBER scheint die Bedeutung der juvenilen Wässer zu überschätzen, indem er die Lösung des Salzes in erster Linie ihnen zuschreibt. Es ist unverständlich, warum juvenile Wässer Salzspiegel oder -hänge hervorrufen und warum sie in Ausstrichnähe, nicht aber in Zone ① wirksam sein sollen. Auch die Zurückführung der Salzhänge auf deszendente, der Salzspiegel dagegen auf ascendente Wässer durch FULDA (1924 a und b) beruht nur auf Vermutungen und ist abzulehnen.

Der Prozess der Salzlösung ist relativ unproblematisch. Druck- und Temperaturkoeffizient der Löslichkeit sowie der Einfluss der Lösungsgenossen sind praktisch bedeutungslos. Die Löslichkeit beträgt etwa 36 g NaCl/100 g Wasser. Das bedeutet, dass zur Auflösung von etwa 200 m Steinsalz, wie sie hier vorliegen, mindestens 1200 m Wasser (auf die gleiche Basisfläche bezogen) erforderlich sind. Die Lösungsgeschwindigkeit ist sehr hoch. Die Sättigungskonzentration stellt sich, selbst wenn nur ein geringer Überschuss an Bodenkörper vorhanden ist, sehr schnell ein. Um so mehr kann hier, bei langsam zirkulierenden und im Verhältnis zum vorhandenen Salz geringen Wassermengen in einem fast geschlossenen System, mit fast oder völlig gesättigten Salzlösungen gerechnet werden. Die tatsächlich eingedrungene Wassermenge braucht also nicht wesentlich grösser gewesen zu sein als die genannte Mindestmenge. Die Diffusion ist allerdings gering und tritt gegenüber der thermischen und gravitativen Konvektion völlig zurück (G. KELLER 1956). Schon in geringer Distanz vom Salinar kann die konzentrierte und spezifisch schwere Sole von einer deutlich schwächer konzentrierten überschichtet sein (siehe dazu auch LOTZE 1957, S. 368), was für die Möglichkeit oder Unmöglichkeit der Gipsbildung in Zone ② entscheidend ist.

Ein grosser Teil des Wassers, welches das Salz in Zone ② löst bzw. in Zone ③ - ⑥ gelöst hat, ist auch mit dem Anhydrit in Berührung gekommen. Es konnte theoretisch mit ihm auf zweierlei Weise reagieren, nämlich den Anhydrit lösen oder ihn zu Gips hydratisieren.

Bei einer mittleren Jahrestemperatur von 9°C an der Erdoberfläche und einer normalen geothermischen Tiefenstufe von 30 m beträgt die Temperatur an den Salzspiegeln etwa 20 - 25°C. Bei hydrostatischen Drucken um 40 kg/cm<sup>2</sup> und Salzsättigung der Lösung dürfte die Löslichkeit des Anhydrits bei 0,5 g CaSO<sub>4</sub>/100 g H<sub>2</sub>O liegen. Selbst wenn Salzspiegellaugen generell an CaSO<sub>4</sub> übersättigt sind, wie STEINBRECHER (1959) aufgrund der Analyse einer im Brosowski-Schacht am N-Rand der Mansfelder Mulde angefahrenen Salzspiegellauge annimmt<sup>2)</sup>, können durch die gesamte Wassermenge nur etwa 3 m Anhydrit

<sup>2)</sup> Diese Beobachtung steht im Gegensatz zu seiner Behauptung, dass eine Auslaugung der Anhydrite durch Salzspiegellaugen nicht erfolge (S. 498).

gelöst werden, ein Betrag, dessen Fehlen sich wohl weder im Bohrkern noch in der Isopachenkarte eines Sulfatlagers (STEINBRECHER 1959, Abb.2) nachweisen lässt. Die Anhydritlösung ist also unter den in Zone 2 herrschenden Bedingungen durchaus möglich, aufgrund der relativ geringen Wassermenge und der geringen Löslichkeit des Anhydrits fällt sie jedoch gegenüber der Salzauslaugung nicht ins Gewicht. Ähnliches gilt für die Lösung der Kalke, deren Löslichkeit nochmals um zwei Zehnerpotenzen geringer ist als die des Anhydrits. Aus welchem Grund Übersättigungen an  $\text{CaSO}_4$  auftreten, kann nicht entschieden werden. Eine Möglichkeit ergibt sich aus Abb. 2: Die Anhydritlöslichkeit steigt mit wachsender Salzkonzentration zunächst auf das 2,5fache an, um dann wieder zu fallen. Wird also einer zu etwa 30% an NaCl und völlig an  $\text{CaSO}_4$  gesättigten Lösung weiter Salz zugeführt, so ist sie nach Überschreiten des Optimums rasch übersättigt.

Eine Hydratisierung des Anhydrits kann in unmittelbarer Nähe der Salzspiegel nach Abb. 4 nicht erfolgen, da der Anhydrit bei NaCl-Sättigung schon oberhalb von  $18^\circ$ , bei einer weiteren Erniedrigung der Aktivität des Wassers etwa durch  $\text{MgCl}_2$  bereits ab  $10^\circ$  (nach AUTENRIETH 1958, nach OTTEMANN 1950 bereits ab  $0^\circ\text{C}$ ) stabil ist, bei Temperaturen also, die in 300 m Tiefe fast stets überschritten werden. Höhere Drücke - der lithostatische Druck dürfte hier bei  $100 \text{ kg/cm}^2$ , der hydrostatische bei  $40 \text{ kg/cm}^2$  liegen - verschieben das Gleichgewicht ebenfalls in Richtung auf die Stabilität des Anhydrits. Nach BRAITSCH (1962, Abb.6) erniedrigt der Druck eines 500 m mächtigen Hangenden die Umwandlungstemperatur um etwa  $2^\circ\text{C}$ . Die von A. HERRMANN (1964, S.445 und S.463) angenommene Förderung der Vergipsung durch die Salzlösung kann nicht bestätigt werden. Dagegen lassen sich die von STEINBRECHER (1959) und besonders die von LANGBEIN & SEIDEL (1968) zitierten Fakten sehr gut mit den geschilderten Gleichgewichtsverhältnissen im System  $\text{CaSO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$  vereinbaren. In Salzspiegelnähe angetroffener Gips kann nach den Daten HARDIES (1967), die sehr zuverlässig zu sein scheinen, nur metastabil sein - was unwahrscheinlich ist - oder aber bei engräumiger Überschiebung der Salzspiegellauge durch salzärmeres Wasser bzw. bei sehr oberflächennahe liegenden Salzspiegeln unter relativ niedrigen Temperaturen und Drücken entstanden sein. Diese Bedingungen sind jedoch für die Zone ② atypisch und leiten bereits zu Zone ③ über.

An der Erdoberfläche äussert sich von den in Zone ② ablaufenden Prozessen nur die Salzlösung, und zwar durch die Entstehung geschlossener Subrosionsbecken oder suböquenter Subrosionsnuden. Diese Hohlformen lassen sich in Einzelfällen durch ihre Füllsedimente datieren. Manche, wie die Goldene Aue, waren bereits im Tertiär vorhanden, andere, wie der Seeburger See im Untereichsfeld, sind spätpleistozäner und holozäner Entstehung (STREIF 1966). Aus neueren von LÜTTIG (1968) zitierten Wasserbohrungen scheint sich zu ergeben, dass die Subrosion des Salzes in den pleistozänen Kaltzeiten auch unter dem Permafrost möglich war. Eine 25 m mächtige Folge kaltzeitlichen Schuttetes in der Bohrung Duderstadt lässt sich wohl nur durch synsedimentäre Eintiefung erklären.

Das Relief der Zonen ③a - in den Kalksandsteinen des Unteren Buntsandsteins - und ③b - auf dem Plateau des Staßfurt-Dolomits - wird nur in geringem Masse durch die Subrosion geprägt. Nur vereinzelte Erdfälle lassen auf punkthafte Lösung im Untergrund schliessen. Die Prozesse, die sonst noch im tieferen Untergrund ablaufen, sind geomorphologisch neutral. Das Steinsalz ist in dieser Zone abgetragen. Das bedeutet, dass die Wässer, die an den Anhydrit herantreten, nur noch geringe Salzkonzentrationen aufweisen. Die Druck- und Temperaturbedingungen nähern sich allmählich denen der Erdoberfläche. Nach einem schmalen Übergangssaum zu Zone ② ist demnach nun die Löslichkeit des Anhydrits höher als die des Gipses (siehe Abb. 5).

Der Prozess der "Vergipsung" ist ein kontinuierlicher Lösungs-Fällungsprozess: Anhydrit geht in Lösung; ehe aber seine Sättigungskonzentration erreicht ist, fällt Gips aus. Dieser Prozess läuft an Oberflächen kompakten Anhydrits sehr langsam ab, mit Anhydritpulver lässt er sich im Labor ohne weiteres reproduzieren (siehe z.B. OTTEMANN 1950). Die "ökologischen" Bedingungen der Gipsbildung sind, vor allem, was die Wasserzufuhr angeht, recht eng: einerseits darf nicht zu viel Wasser zudringen, da dann die Sättigungskonzentration des Gipses nicht erreicht und der Anhydrit lediglich gelöst und abtransportiert wird, andererseits wird bei der Vergipsung Wasser verbraucht (1 Vol. Anhydrit und 0,8 Vol.  $\text{H}_2\text{O}$  ergeben 1,6 Vol. Gips), es muss also stets ein wenig Wasser nachgeliefert werden, damit die Vergipsung kontinuierlich fortschreitet. Klüfte bis hinunter zur Grössenordnung von Haarrissen, die durch die vorherige Beanspruchung durch Auslaugungstektonik reichlich vorhanden sind, und Schichtfugen begünstigen diesen dosierten Wasserzutritt und reliefieren die Anhydrit-Gips-Grenzfläche, die im allgemeinen etwa subparallel zur Erdoberfläche verläuft, kräftig. Entscheidend

für die Gesteinsstruktur ist, dass die Vergipsung über eine flüssige Phase erfolgt; die Strukturen des Anhydrits werden völlig verwischt. Auch aus sehr grobem und inhomogen kristallisiertem Anhydrit wird feinkristalliner Gips. Die im Gipsgestein später noch ablaufende Umkristallisation ist von STEINBRECHER (1959) untersucht worden, desgleichen die Möglichkeit einer weiteren Untergliederung von Zone 3.

Das Volumen des Gipses ist nach der eben genannten Addition zwar geringer als die Summe der Volumina des Anhydrits und des Wassers, es ist jedoch grösser als das des Anhydrits. Echte Quellungserscheinungen werden jedoch nur in Oberflächennähe beobachtet. Unter höheren allseitigen Drucken weicht die gesättigte Lösung durch ihre Zutrittsöffnung aus. Die theoretisch zu erwartende Volumenvermehrung des Festkörpers um 62% und Drucke von  $1100 \text{ kg/cm}^2$  (CORRENS 1968, S.223) werden wohl nie erreicht. Aufschlussreiche Überlegungen und Experimente zum Problem der Volumenveränderung finden sich bei CORRENS (1926), CORRENS & STEINBORN (1939), v.GAERTNER (1932) und MORTENSEN (1933), zur Gipsbildung im allgemeinen bei v.GAERTNER (1932), OTTEMANN (1950), D'ANS et al. (1955) und STEINBRECHER (1959).

War in der eben besprochenen Zone (3) die Bilanz Gipsbildung - Gipslösung noch eindeutig positiv, für die Gipsbildung, so kehrt sich das in der Zone (4), der Zone des bedeckten Gipskarstes, um. Der Gips ist nur noch von einer Lockermaterialdecke (Schotter in (4a) und (4c), Dolomit-Verwitterungsschutt in (4b)) verhüllt. Die Gipsoberfläche wird kräftig gelöst und zeigt ein ausgeprägtes Karstrelief. Ausgehend von den zahlreichen Klüften greifen bis zu 30 m tiefe Schlotten und geologische Orgeln in das Gipsgestein und pausen sich durch das Hangende an die Erdoberfläche durch; im Vorflutniveau entstehen Laughöhlen, die z.T. verstürzen, die Oberfläche ist gebietsweise von Karsthohlformen sehr verschiedener Grösse übersät. In der Zone (4c) ist der über 100 m mächtige Werra-Gips von den Harzflüssen durch Korrosion und Erosion in einer breiten harzrandparallelen Senke ausgeräumt. Die Gipsbildung dauert zweifellos an. Sie ist jedoch ein sehr langsam ablaufender Prozess. Im Laborversuch wurde bei günstigsten Vergipsungsbedingungen - ständiges Feuchthalten des Anhydritoberfläche, aber kein Abfluss - in 2 Monaten nur eine Vergipsung von etwa 0,5 mm erreicht. Die Gipslösung kann dagegen mehrere mm pro Tag betragen. Die Bilanz Gipsbildung - Gipslösung ist in Oberflächennähe heute in einer solchen Masse negativ, dass sich die Frage stellt, ob die noch vorhandenen Gipsvorräte nicht evtl. vorzeitlich entstanden sind. Es ist denkbar, dass in den pleistozänen Kaltzeiten die chemische Aktivität an der Erdoberfläche ruhte, in einiger Tiefe, unter dem Dauerfrostboden, dagegen anhielt, so dass die Bedingungen für die Bildung von Gipsvorräten günstiger waren als unter jetzzeitlichen Klimabedingungen. Nur in einzelnen flach lagernden und wenig gestörten Bereichen ist die Verkarstung unbedeutend. Unter besonderen Bedingungen (flache Lagerung, Freiliegen einer dezimetermächtigen Anhydritschicht über flaserigem Anhydrit mit geringerer Vergipsungsbereitschaft) bilden sich durch die Volumenvermehrung bei der Hydratbildung die bekannten Quellungshöhlen.

An der Steilstufe des Werra-Gipses hat sich stellenweise ein nacktes Karstrelief entwickelt, das in dem Profil als Zone (5) ausgeschieden ist. Das Karrenphänomen entsteht auf Gips sehr rasch, wird jedoch allgemein bald von der kräftig wirksamen mechanischen Verwitterung ausgelöscht. An einigen Abschnitten der Stufe, bei kräftiger Unterschneidung durch subsequente Flüsse, wird der Anhydrit von der Oberfläche angeschnitten. Obwohl die Löslichkeit des Anhydrits unter normalen Oberflächenbedingungen grösser ist als die des Gipses (Abb. 3) ist seine Lösungsgeschwindigkeit zunächst etwa um die Hälfte geringer, wie Abb. 5 zeigt. Dennoch ist auch die Geschwindigkeit der Anhydritlösung bedeutend höher als die der Gipsbildung: der einmal freiliegende Anhydrit wird gelöst und in Lösung abgeführt, es kommt zu keinerlei Ausscheidung von Gips. Karren aller Varianten sind auf Anhydrit sehr typisch entwickelt und bedeutend dauerhafter als Karren auf Gips, da der Anhydrit gegenüber der mechanischen Verwitterung sehr resistent ist.

Die Widersprüche des geomorphologischen Befundes auf nakedem Sulfatgestein mit den Gleichgewichten des Systems  $\text{CaSO}_4 - \text{H}_2\text{O}$  sind offensichtlich. Sie beruhen darauf, dass wir es hier - z.T. auch bereits in Zone (4) - mit einem offenen System zu tun haben, in dem Wasser in grosser Menge zur Verfügung steht. In diesem offenen System sind, wie bei den meisten von der Geomorphologie untersuchten Prozessen, nicht die Löslichkeiten und die Gleichgewichte entscheidend, sondern allein die Reaktionsgeschwindigkeiten. Aus den Gleichgewichtsdigrammen lässt sich evtl. nicht einmal die Richtung der ablaufenden Reaktionen ablesen. So wird an der Oberfläche der "stabile" Gips schneller gelöst als der "instabile" Anhydrit.

An die Subrosionssenke des Werra-Gipses schliesst sich eine Zone 6 an, in der Reste des Staßfurt-Dolomits bzw. stellenweise auch ein das Werra-Sulfat faziell vertretenes Werra-Karbonat der Harzabdachung aufliegen. Aufgrund des reichlichen Zuflusses weichen, aggressiven Wassers aus dem silikatischen Grundgebirge sind diese Dolomitzklötze z.T. stark verkarstet. Sie sind daher einem "Auslaugungsprozess" der Gesteine des Zechsteins zuzurechnen.

Als Fazit scheint sich zu ergeben, dass es heute aufgrund der Fortschritte der Mineralogie möglich ist, die Lösungsformen auf den Gesteinen des Zechsteins im hier untersuchten Gebiet widerspruchlos auf die sie bedingenden Prozesse und Faktoren zurückzuführen und in einer erklärenden Systematik der Auslaugung zusammenzufassen.

#### Literaturverzeichnis:

- AUTENRIETH, H., 1958 Untersuchungen im Sechs-Komponenten-System. - Kali u. Steinsalz, 2, 181-200, Essen
- BRAITSCH, O., 1962 Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. - Berlin - Göttingen - Heidelberg
- CORRENS, C. W., 1926 Über die Erklärung der sogenannten Kristallisationskraft. - Sitz.-Ber. Preuss.Akad.Wiss., phys.-math.Kl., 1926, 81 ff.
- " " 1968 Einführung in die Mineralogie. - Berlin, Heidelberg, New York, 2. Aufl.
- " & STEINBORN, W., 1939: Experimente zur Messung und Erklärung der sogenannten Kristallisationskraft. - Zeitschr.Kristallogr., (A) 101, 117-133
- D'ANS, J. et al., 1955 Untersuchungen über die Calciumsulfate. - Kali u. Steinsalz, 9, 17-38
- FULDA, E., 1924 Salzspiegel und Salzhang. - Z.dtsch.geol.Ges., 75, 1923, Mber., 10-14 (=1924a)
- " " 1924 Salzauslaugung. - Jb.Hall.Verb.f.d.Erdforsch.mitteldeutsch.Bodenschätze u. ihrer Verwertung, 4, Halle, (=1924b) 329-379
- GAERTNER, H. R. v., 1932 Die petrographische und paläogeographische Stellung der Gipse am Südrand des Harzes. - Jb.Preuss.Geol.L.-A., 53, 655-694
- HAEFKE, F., 1926 Karsterscheinungen am Südharz. - Mitt.Geogr.Ges.Hamburg, 37, 77-105
- HARDIE, L. A., 1967 The Gypsum-Anhydrite Equilibrium at one Atmosphere Pressure. - The American Mineralogist, 52, 171-200
- HERRMANN, A., 1957 Der Zechstein am südwestlichen Harzrand. - Geol.Jb., 72, 1-72
- " " 1964 Gips- und Anhydritvorkommen in Nordwestdeutschland. - Silikat Journal, 3, 6, 442-466
- KELLER, G., 1956 Grundwasserversalzen im saxonischen Faltenfeld Niedersachsens. - Geotekton. Symp.zu Ehren v. H. STILLE, S.425-440, Stuttgart
- KINSMAN, D.J.J., 1966 Gypsum and Anhydrite of Recent Age, Trucial Coast, Persian Gulf. - 2.Symp. on Salt, 1, 302-326. Northern Ohio Geol.Soc.,Cleveland, Ohio
- KUGLER, H., 1964 Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage grossmasstäbiger geomorphologischer Kartierung. - Wiss.Veröff.Dtsch.Inst.Länderk.Laipzig, N.F., 21/22, S.541-655
- LANGBEIN, R., 1963 Geochemische Untersuchungen an Salztonen des Zechsteins im Südharz-Kalirevier. Chemie d.Erde, 23, 1-70
- " & SEIDEL, G., 1968: Zur Auslaugung am Südrand des Harzes. - Geologie, 17, 5, 529-542
- LOTZE, F., 1957 Steinsalz und Kalisalze. I. Teil (allgemein-geologischer Teil). - Berlin
- LÜTTIG, G., 1968 Neue quartäre Sedimentfallen aus Südniedersachsen und ihre Beziehung zu Subrosion, Ausräumung und Tektonik. - K.-RICHTER-Festkolloquium, Hannover 29.10.1968
- MORTENSEN, H., 1933 Die "Salzsprengung" und ihre Bedeutung für die regionalklimatische Gliederung der Wüsten. - Petarm.Mitt., 79, 130-135

- OTTENANN, J., 1950 Über Lösung und Hydratation des Anhydrits. - Abh.Geol.L.-A. Berlin, N.F., 219
- PASSARGE, S., 1932 Beschreibung der Formen und genetische Typen in der Morphologie. - Z.Geomorph. 7, 167-169
- PENCK, A., 1924 Das unterirdische Karstphänomen. - Recueil de travaux offert à M. Jovan CVIJIĆ par ses amis et collaborateurs à l'occasion de ses 35 ans de travail scientifique, S.1-24, Belgrad.
- SEEDORF, H. H., 1955 Reliefbildung durch Gips und Salz im niedersächsischen Bergland. - Veröff. Nieders.Amt Landesplanung, A, 56, Bremen
- SNYKATZ-KLOSS, W., 1966 Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen an Karbonatgesteinen des Zechsteins. - Contr.Mineral. and Petrol., 13, 232-268
- STEINBRECHER, B., 1959 Die Subrosion des Zechsteingebirges im östlichen und nordöstlichen Harzvorland unter besonderer Berücksichtigung der Edderitzer Mulde. - Geologie, 8, 5, 489-522
- STÖCKE, K. & BORCHERT, H., 1936: Fließgrenzen von Salzgesteinen und Salzttektonik. - Kalb, 30, 191-194, 204-207, 214-217
- STREIF, H., 1966 Die Entstehung und erdgeschichtliche Entwicklung des Seeburger Sees (Untereichsfeld). - Vortrag anlässlich der 13. Tagung der DEUQUA, 8., 13.8.1966 in Göttingen.
- WEBER, H., 1930 Zur Systematik der Auslaugung. - Z.dtsch. geol.Ges., 82, 179-186
- " " 1951 Auslaugung. - Z.f.d.Erdkundeunterricht, 3, 9, 403-417,
- " " 1958,<sup>2</sup>1967 Die Oberflächenformen des festen Landes. - Leipzig.
- ZEN. E.-A., 1965 Solubility Measurements in the System  $\text{CaSO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$  at  $35^\circ$ ,  $50^\circ$  and  $70^\circ\text{C}$  and one Atmosphere Pressure. - J.of Petrology, 6, 124-154

## The relation of zanjones to caves and rivers in Puerto Rico

(Publication authorized by the Director, U.S. Geological Survey)

WATSON H. MONROE (U. S. Geological Survey, San Juan, Puerto Rico / USA)

### Abstract

Comparison of the trends of joint-controlled trenches (zanjones) with those of cave systems and rivers that cross the karst belt of northern Puerto Rico suggests that there has been very little structural control of the stream courses in this area. Apparently, the caves and river valleys have been eroded by waters carrying quartz-bearing sediment that enlarged a previously existing network of small solution channels, which may have formed in part while the limestone was still beneath the sea.

### Introduction:

In northern Puerto Rico an intricate karst topography has developed on a sequence of rocks chiefly composed of limestone of Oligocene and Miocene age (Monroe, 1966). The sequence of limestone is about 1,400 metres thick and dips gently north over most of the area. Dips range from about  $6^{\circ}$  at the inner edge of the karst belt, near the contact with underlying volcanic and intrusive rocks, to nearly horizontal at the top of the sequence near the Atlantic Ocean. Very few folds or faults interrupt this general dip, and none seem to have had appreciable influence on the drainage. The belt reaches a maximum width of about 22 kilometers near Arecibo. Only 8 rivers cross the belt, flowing north from the older noncarbonate rocks to the coastal lowlands near the ocean. Locally a few smaller streams originate in the karst belt, cross a part of it, and then disappear into caves or sinks. The karst area contains hundreds of caves, most of which have not yet been surveyed or studied scientifically. Most of the larger caves are near the rivers that cross the belt.

Comparison of the trends of zanjones, which are apparently controlled by joints, with the courses of caves and rivers in the karst belt shows little relationship. The formation of caves in the area, therefore, was not controlled, or was influenced only locally, by fractures in the limestone.

The general hydraulic gradient of the area is toward the north except near the through-flowing rivers, where it may be toward them. Thus far so few wells have been drilled in the area that accurate hydrologic data are not generally available.

This paper has been written as part of a cooperative program of the U.S. Geological Survey and the Department of Industrial Research of the Puerto Rico Economic Development Administration.

### Zanjones:

At several places in northern Puerto Rico, closely spaced parallel trenches known as zanjones (Monroe, 1964) are a prominent feature of the landscape. Zanjones are long trenches that have vertical sides, generally 1 to 3 meters wide, and are from a few centimeters to about 4 meters deep. They extend through the country in straight lines, at some places for a kilometer or more without deviation. Zanjones occur on the tops and sides of hills and along the bottoms of valleys, and in places they cross valleys. They are best developed north of the town of Lares (Fig. 1). The remarkable parallelism of the zanjones suggests that they are joints that have been enlarged by solution of limestone. In most areas where zanjones have formed, they have a very definite preferred orientation; in the area north of Lares (Fig. 1) this direction is about  $N. 75^{\circ} W.$ , although individual groups of zanjones may trend in other directions. In the southern part of the area the trend is  $N. 60^{\circ} W.$ ; farther north it is almost due west. Zanjones in other parts of Puerto Rico have entirely different preferred directions. In an area about 8 kilometers farther east (Fig. 2) the trend is about  $N. 80^{\circ} W.$ , and about 3 kilometers still farther east this trend is intersected by a set that trends  $N. 60^{\circ} E.$  Even farther east, near Ciales and Morovis in the area where the zanjones were first described (Monroe, 1964) the trend is  $N. 40^{\circ} E.$ , and nearby it is  $N. 25^{\circ} E.$  These dominant trends are interrupted locally and rarely by cross zanjones, which are suggestive of a secondary direction of jointing.

Zanjones have been seen in Puerto Rico only in the lower part of the limestone sequence. In the area near Lares they are best developed in rocks about 300 meters above the base, but in the areas near Morovis and Ciales (Monroe, 1964) they are best developed in the basal 100 meters of the limestone sequence.

They occur only on limestone that is stratified in beds 10 to 30 centimeters thick. At places where this facies changes along strike or vertically from thin bedded to massive, a facies that is more common in the lower part of the limestone sequence of Puerto Rico, the zanjones stop abruptly, and the topography changes from a rather gentle rolling plain cut by the zanjones to a very rough topography consisting of closely spaced, steep-sided pointed hills - a typical *kegelkarst* (cone karst).

Figure 2 is a map of the area on both sides of the long underground course of the Río Camuy, about 8 kilometers east of Figure 1. Only a part of the cave system of the Río Camuy has been explored (Surnee, Thraillkill, and Nicholas, 1966), and the trace of the river in this part is shown on the map. The course of the river from the beginning of the cave near the southern edge of the map toward the explored section is unknown, for much of the southern part of the cave is blocked by log jams. The river reappears in the cave about 800 meters south of the Tres Pueblos Sink at the end of a siphon in the bottom of a tributary stream that enters Río Camuy from the west. The course of the river has been surveyed from this siphon northward through Tres Pueblos Sink, where the river flows against the southeast wall of the sink, and thence northeast to the Empalme Sink, where the river appears at the bottom of a shaft about 135 meters deep. The course northward from the Empalme Sink to the resurgence, 2.8 kilometers farther north, is unknown. Mr. Norman Veve of Puerto Rico says (oral communication 1968) that at a point about 100 meters downstream from the Empalme Sink the river disappears in a siphon in the floor of the cave. At the resurgence the river flows out of a low cave about 3 meters high on the west bank of the river valley; the three aligned sinks 200-700 meters south-southwest of the resurgence probably mark the approximate course of the river, but local residents say that it is not possible to get down to the river from the bottom of any of them.

It seems evident from the explored course of the river that there is little relation between the lineations at the surface as shown by the zanjones and the course of the river about 100 meters below the surface.

The mapped underground course of Río Camuy is very similar in plan to the downstream course of Río Guajataca shown on figure 1; so much so that the valley of the Río Guajataca is most likely a collapsed cavern. From available evidence the course of Río Guajataca seems to be controlled by zanjones as far downstream as Quebrada Las Varas, but farther north the river follows a valley unrelated to the jointing.

The Río Panamá, 6 to 10 kilometers east of Río Camuy, has a steep-walled valley 50 to 100 meters deep, which meanders about as much as Río Guajataca and Río Camuy. This valley is plainly a collapsed cavern, for at 6 places along its course, it flows through natural tunnels that are 50 to 400 meters long. The ground surface over these tunnels is 20 to 125 meters above the river. The resemblance of the gorge of Río Panamá to that of Río Guajataca is so marked that the valley of Río Guajataca is almost certainly a late result of a process of cavern collapse, which is only beginning in the Río Camuy and is well advanced in the Río Panamá. Many other rivers that flow in canyons through the karst areas of northern Puerto Rico may have a similar origin, but the evidence is not as definite as it is for these three rivers.

#### Río Camuy cave system:

Most large caves in northern Puerto Rico are near a large stream that flows northward through the karst area. The largest known cave is the underground course of Río Camuy (Surnee, Thraillkill and Nicholas, 1966), but near this major cave are dozens of smaller caves, many of which have not been studied by scientists. Many caves near the Río Camuy were probably formed as throughgoing tunnels carved by the river and its tributaries. A particularly persistent cave system is present near the area where the Río Camuy first goes underground (near the southern edge of figure 2). A short natural tunnel on the east side of the river is about 50 meters above the river. Several other caves at about the same altitude have been reported in the vicinity. Just south of the Empalme Sink, a tunnel about 200 meters long connects the sink with a dry valley which is about 40 meters above the present level of the river. Between the Empalme Sink and the resurgence of the river, there is a dry valley that is nearly continuous; near the resurgence of the river, the bottom of the dry valley is about 15 meters above the river.



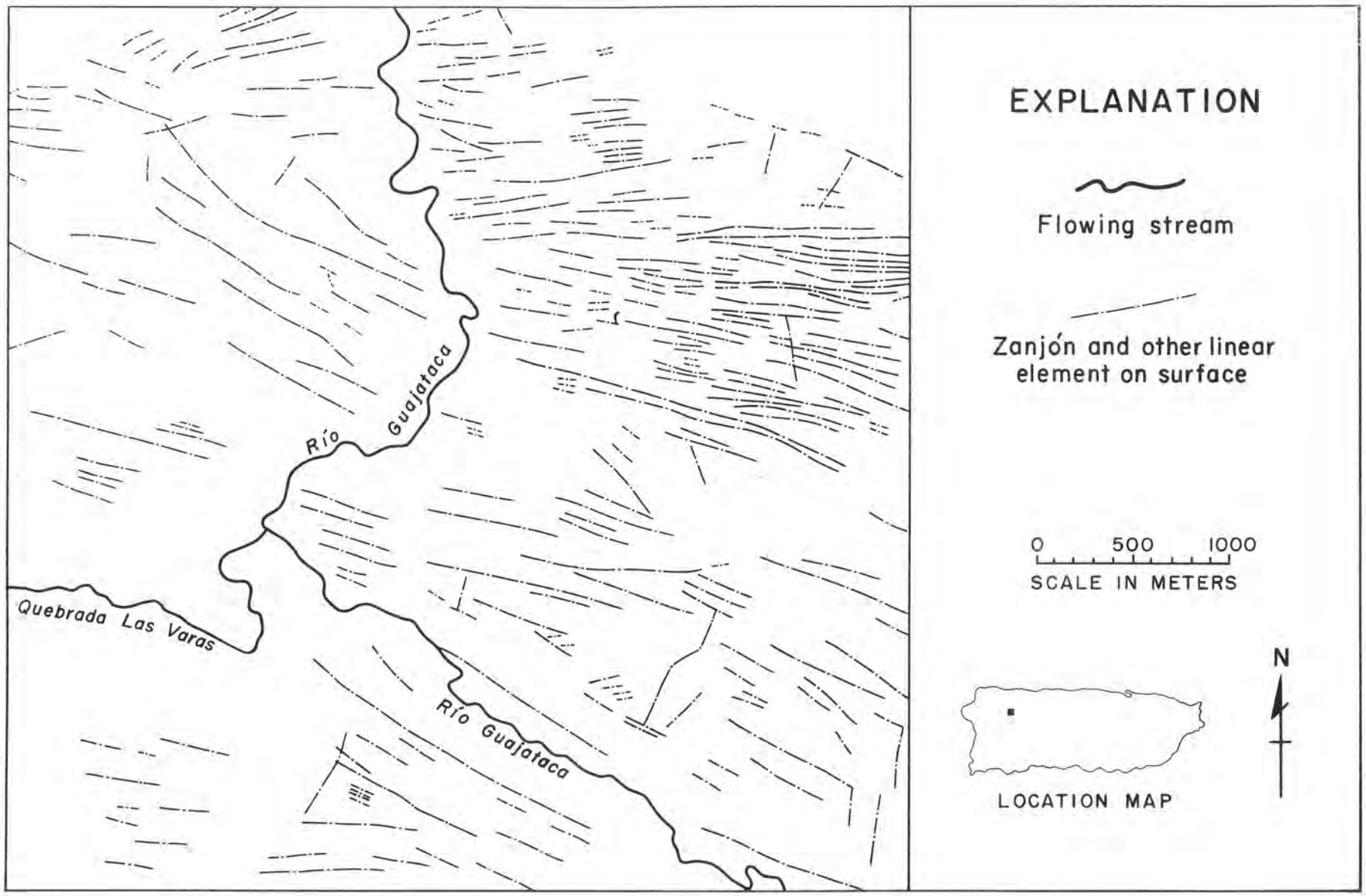


Fig. 1: Map of area north-northwest of Lares, Puerto Rico, showing zanjones and the course of the Rio Guajataca.

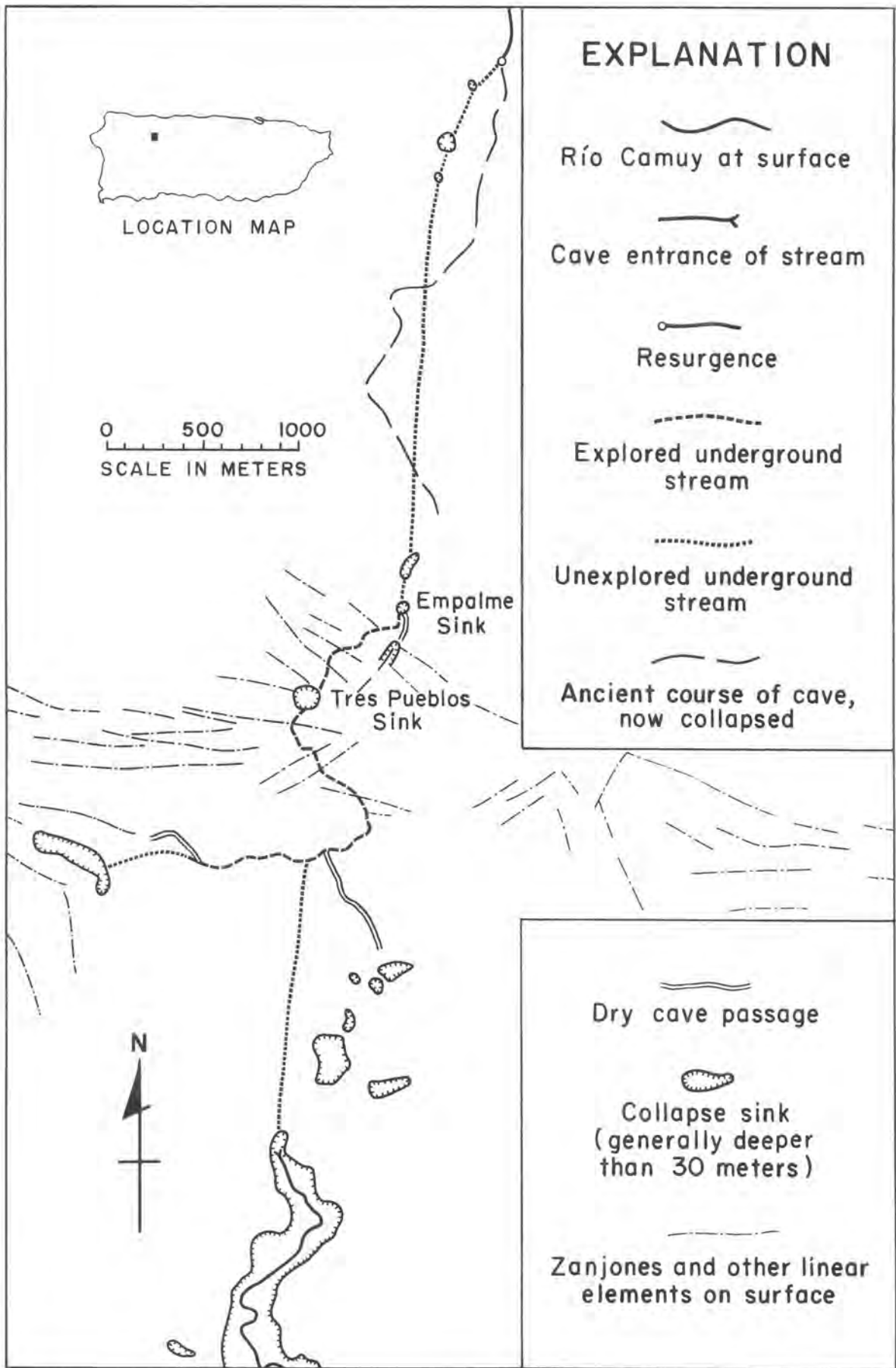


Fig. 2: Map of Rio Camuy system (modified from Gurnee, Thrailkill, and Nicholas, 1966).  
See figure 1 for location of map area.

This series of caves and dry valleys at about the same altitude above the present level of the river strongly suggests that at some time in the fairly recent past the Río Camuy had an underground course that was about 20-50 meters above its present course. Like the present course, this older river course bears no relation to jointing as shown by the zanjones.

#### Origin of caves and river valleys in the karst area:

The apparent lack of joint control of the course of Río Camuy and other rivers that flow through the karst area raises the question as to how the caves were formed. Almost all the rivers that flow through the caves and cross the karst belt pass through areas of quartz diorite, and the caves and valleys have probably been enlarged and deepened through erosion by quartz-bearing sediment carried in the river water, erosion that is still going on today. Presumably, the caves must have begun to form as solution networks of very small passages. Waters carrying quartz-bearing sediment must have entered these passages, scoured out larger openings, and eventually formed the extensive systems of throughflowing river caves. Such a network of small interconnected passages can be observed today in many outcrops of limestone in the karst area of northern Puerto Rico. Very few deep wells have been drilled in northern Puerto Rico; a core has been obtained from only one of these to show the permeability of the rock, though many of the wells have been drilled into sequences that are extremely porous as shown by inflows of water or loss of mud returns. The core was obtained from Kewanee Interamerican Oil Co. test well number 4CPR, drilled near the Atlantic coast 11 kilometers east of Arecibo. Briggs (1961, p.6-7) states that the core from depths between 3,704 and 3,723 feet (1,129-1,136 meters) showed effective porosity ranging from 9.5 to 10.5 per cent and permeability ranging from 0.6 to 34.6 millidarcies. He also states that intervals of lost circulation of mud encountered while drilling this well by rotary methods indicate that permeability is undoubtedly large at some depths.

The permeability in the No. 4CPR core is especially interesting, for this part of the sequence of limestone may never have been above sea level; in fact, it may never have contained any fresh water. A sample of the core was analyzed by Irving Friedman of the U.S. Geological Survey for isotopes of oxygen and carbon. He found that the ratio  $O^{18}/O^{16}$  is +28.3 (SMOW)<sup>1/2</sup> and  $C^{13}/C^{12}$  is +1.0 (PDB)<sup>1/2</sup>, (1/SMOW (standard mean ocean water) and PDB (Peedee belemnite) are standards of oxygen and carbon isotope ratios used in mass spectrophotometer determinations.) roughly comparable to that of modern sea water. In contrast, samples of limestone near the surface in northern Puerto Rico have a  $O^{18}/O^{16}$  ratio of about +27.0 and a  $C^{13}/C^{12}$  ratio of about -8.0, which suggests alteration of the limestone by plant-derived carbon (Friedman, Hanshaw and Monroe, 1968). These results suggest that the limestones of northern Puerto Rico were dissolved into a network of small channels before they were raised above sea level, or that during deposition many interconnected voids were present and remained when the limestone was consolidated. These channels may have provided the initial passageways that later were enlarged by stream erosion into throughgoing cavern systems that later collapsed to form the throughgoing valleys.

#### Conclusions:

Some valleys of the rivers that flow north from the volcanic and intrusive rocks through the karst belt of northern Puerto Rico to the Atlantic Ocean seem to have originated as caves, the roofs of which have now collapsed. Jointing as shown by groups of zanjones appears to have had only local influence on the course of these rivers and caves. Waters seem to have passed through a network of small solution channels, gradually enlarging them to large caves, chiefly through erosion by quartz-bearing sediment within the streams. At places where the roof of the cave was originally thick, the rivers still maintain an underground course; at places where the roof was initially thin, the roof has collapsed and the rivers now flow through steep-walled valleys. Jointing probably influenced the course of parts of these valleys, but in most areas there is no evidence of joint control, either in the formation of the caves or in the course of the caves and rivers.

#### References:

- Briggs, R. P., 1961. Geology of Kewanee Interamerican Oil Company test well No. 4CPR, northern Puerto Rico, in Oil and gas possibilities of northern Puerto Rico: San Juan, Puerto Rico Mining Comm., p. 1-23
- Friedman, Irving, Hanshaw, Bruce and Monroe, Watson, 1968. Limestone alteration in tropical environments (abs.): Geol. Soc. America Ann. Mtg., 1968, Mexico City, Program, p. 104
- 1968

- Gurnee, R. H., Thrailkill, J. V.,  
and Nicholas, B., 1966      Discovery at the Rio Camuy: Explorers Jour., v. 44, no. 1, p. 51-65
- Monroe, W. H., 1964      The zanjón, a solution feature of karst topography in Puerto Rico: U.S.  
Geol. Survey Prof. Paper 501-B, p. B126-B129
- Monroe, W. H., 1966      Formation of tropical karst topography by limestone solution and reprecipitation: Caribbean Jour. Sci., v. 6, p. 1-7, (1967)

Sur les karstifications tertiaires et quaternaire duBas Languedoc

PAUL DUBOIS (Montpellier / France )

RésuméSur les karstifications tertiaires et quaternaire du Bas Languedoc .

Etude rapide des karstifications tertiaires et quaternaire en fonction des conditions paléogéographiques. Durant tout le Tertiaire, outre un climat subtropical général, le facteur le plus important paraît avoir été l'existence constante d'un assez faible relief régional ce qui a surtout favorisé la formation de Karsts superficiels dont on observe les phases terminales sous forme de Karsts séniles, arrasés et coimatés. La forte élévation tectonique du relief régional à partir de la fin du Villafranchien, les conditions particulières des périodes glaciaires et les dernières variations récentes du niveau de base marin ont assuré à la karstification quaternaire des conditions tout à fait particulières qui expliquent ses caractères originaux et son indépendance par rapport aux karstifications plus anciennes.

Les massifs calcaires du Bas Languedoc, présentent de nombreuses traces de karstifications anciennes existant à côté du karst actuel très développé et diversifié. Les karstifications tertiaires notamment semblent avoir eu une importance considérable. Il nous a paru intéressant d'essayer d'en définir les caractères ainsi que ceux de la karstification quaternaire modelant le karst actuel. Leur comparaison montre la totale indépendance de cette dernière, liée aux phénomènes particuliers tectoniques et climatiques du quaternaire.

Situation et cadre de l'étude .

La région étudiée comprend les massifs calcaires d'altitude moyenne de 200 à 800 m. établis au Nord et à l'Ouest de Montpellier, entre les Cévennes schisto-granitiques (1.500 m.) et la plaine littorale. Cette région a été souvent décrite; aussi nous n'insistons pas ici sur son organisation géographique et géologique (voir M. GOTTIS 1957).

Elle a connu une histoire géologique fort complexe, présentant plusieurs phases de karstification très anciennes, notamment vers le milieu du Paléozoïque (B. GEZE 1961, J. GARRIC 1965), au cours du Lias (M. GOTTIS 1957) et au Crétacé inférieur à moyen avec le "karst des bauxites". Tous ces anciens karsts, antérieurs aux mouvements tectoniques majeurs du Tertiaire inférieur, sont plus ou moins complètement disloqués et érodés. Ils n'apparaissent plus guère que comme d'intéressants vestiges.

Par contre, les karstifications du Tertiaire-Quaternaire liées à des jeux tectoniques plus récents ont une importance réelle. Elles intéressent surtout les trois ensembles calcaires principaux de la région :

- calcaires et dolomies du Lias inférieur et moyen (épaisseur 400 m environ) limités à la zone de bordure des Causses.
- calcaires et dolomies du Jurassique moyen (épaisseur 300-400 m) formant la masse principale des grands Causses méridionaux.
- calcaires et calcaires dolomitiques du Jurassique Supérieur-Berriasien inférieur (épaisseur 1000 m. environ), qui constituent le grand niveau karstique régional surtout dans la zone des Garrigues, avec une intensité de cavernement parfois exceptionnelle.

C'est dans ce cadre que nous avons essayé de différencier les diverses phases de karstification survenues depuis le début du Tertiaire et surtout d'en préciser les conditions relatives à partir de données géologiques et morphologiques (P. DUBOIS 1968), en utilisant notamment les récentes études sédimentologiques et paléogéographiques sur le tertiaire de P. DEMANGEON (1959).

1) - Les Phases de Karstifications tertiaires.

Dans la plus grande partie de la région étudiée, le Tertiaire est une époque d'évolution continentale extrêmement longue qui s'étend sur un espace de temps d'environ soixante millions d'années. Il présente deux étapes bien distinctes :

- à l'Eocène-Oligocène inférieur, des mouvements tectoniques majeurs ont mis en place les traits structuraux principaux de la région.
- de l'Oligocène inférieur au Pliocène est intervenue une très longue période de stabilité tectonique relative (35 millions d'années environ), au cours de laquelle se sont différenciés plusieurs cycles d'aplanissement.

Les phases de karstifications s'insèrent, bien évidemment, dans cette évolution. Leur reconstitution est difficile, la période considérée étant très longue et les points sûrs connus peu nombreux. On ne peut envisager cette re-

constitution qu'à partir d'arguments indirects d'ordre paléogéographique, qui ne permettent qu'une approche générale, mais laissent cependant entrevoir quelques uns des caractères principaux de ces karstifications.

## 1) - La karstification Eocène

### 1.1- Eocène inférieur et moyen

Les données paléogéographiques les plus récentes, confirment qu'au début de l'Eocène, la région était une large pénéplaine d'altitude générale faible. La sédimentation lacustre surtout chimique, peu détritique, de cette partie de l'Eocène indique que l'intensité d'érosion était réduite et le relief peu accusé malgré l'intervention d'un jeu tectonique certain. Dans cet environnement, il est probable que le creusement karstique a été réduit, limité surtout à un façonnement superficiel.

### 1.2- Mouvements de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur

Ces mouvements correspondent aux phases paroxysmales de l'orogénèse Tertiaire dans la région. Ils ont été d'une ampleur considérable, provoquant la mise en place d'une topographie nouvelle. A la phase du plissement et d'écailage de direction EW à ENE-WSW de l'Eocène supérieur, a fait suite une phase oligocène de failage intense de direction NNE-SSW, qui a contrôlé et dirigé les lignes d'érosion et d'écoulement, reliant les Cévennes au littoral.

Ces phases tectoniques ont dû être à l'origine d'une ou plusieurs phases de karstification dont nous ne connaissons rien, car les reliefs créés ont presque entièrement disparu sous l'effet de l'érosion postérieure. Il est possible que certains hauts reliefs actuels, comme la Sellette, le Bois de Monnier etc, qui dominent la surface d'érosion oligocène (pré-miocène) constituent des témoins résiduels de l'ancien relief éocène. Leur exploration montre qu'ils sont faiblement karstifiés avec de rares cavités, surtout de larges avens peu profonds. Si ces vestiges appartiennent à la karstification de l'Eocène supérieur-Oligocène, ils tendraient à montrer sa faible intensité. Mais il vaut mieux considérer que les effets de cette karstification ont disparu du fait de l'érosion.

En résumé, l'importance de la karstification éocène apparaît ainsi comme très réduite dans le cadre actuel de la région.

## 2) - La karstification Oligocène

Les reliefs formés à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur ont été érodés durant l'Oligocène moyen à supérieur. En fin d'évolution, la région était occupée par une pénéplaine parfaitement réalisée, à formes mures et séniles, constituant un large glacis aplati et sans relief entre les Cévennes et le littoral (surface pré-miocène P. DUBOIS 1968). Les lignes d'écoulement NNE-SSW, mises en place par les derniers mouvements oligocènes persistaient, et il est probable qu'une partie des cours d'eau actuels ayant cette direction, provient de cette lointaine époque (Hérault par exemple).

Peu de choses sont connues sur l'évolution du karst Oligocène. A son stade ultime, il a dû constituer un karst sénile entaillant faiblement la surface d'érosion qui le supportait, car l'absence de relief limitait le creusement profond. A l'inverse du karst éocène, la surface de ce karst oligocène n'a été que peu retouchée par les érosions postérieures. On la retrouve certainement au niveau des grands entablements qui tronquent la plupart des massifs calcaires de la région. Localement, des remplissages de lapiaz datés par micromammifères Stampien supérieur près de Montpellier et Aquitainien supérieur près de Sète, (M. THALER, 1962) confirment bien la conservation de la surface du karst Oligocène et son caractère de sénilité.

## 3) - La karstification Miocène

### 3.1 - Le Miocène anté-Pontien

La pénéplaine de la fin de l'Oligocène ou surface pré-miocène a été envahie dans ses parties basses et affaissées par la mer transgressive de l'Aquitainien-Vindobonien. Partout aux alentours de Montpellier on observe que la transgression se réalise sur le karst sénile et arasé de l'Oligocène.

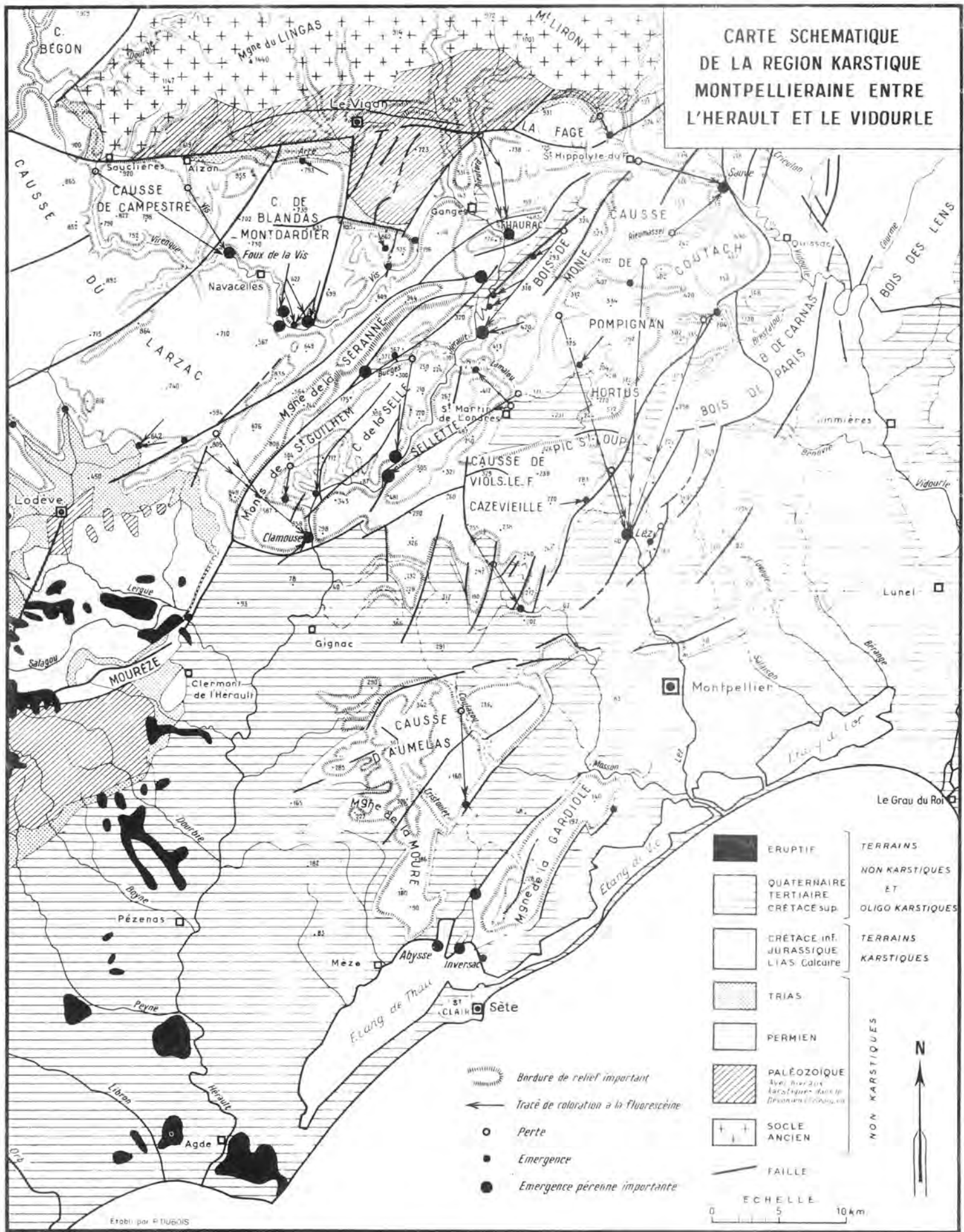
Dans la zone émergée, la pénéplaine pré-miocène sénile ne semble pas avoir été rajeunie et constituait probablement un pays peu élevé au-dessus de la mer avec une érosion très faible : l'étude des sédiments miocènes révèle l'absence de détritiques d'origine locale sauf aux débouchés des écoulements cévenols (paléo-Hérault).

On doit donc conclure que durant la plus grande partie du Miocène le karst sénile Oligocène s'est perpétué et n'a dû être qu'occasionnellement retouché par une érosion karstique miocène faible à nulle.

### 3.2 - Les mouvements Pontiens

Leur intervention à la fin du Miocène se marque par la discordance du Pliocène, mais leur effet local est encore mal connu. Ils ont provoqué une faible élévation générale de la région et surtout le rejeu des anciennes structures éocènes EW à ENE-WSW (pl) de Montpellier, de Viols le Fort-Saint-Loup, de Ruéges etc, en entraînant l'apparition

**CARTE SCHEMATIQUE  
DE LA REGION KARSTIQUE  
MONTPELLIERAINE ENTRE  
L'HERAULT ET LE VIDOURLE**



Établi par P. THÉOIS

de bombements à grand rayon de courbure dans la surface pré-miocène et disloquant ainsi l'ancienne pente générale d'écoulement NNE-SSW.

Leur conséquence directe est une redistribution générale du réseau hydrographique, qui préfigure dès lors le réseau actuel : certains cours NNE-SSW ont persisté (paléo-Hérault); des cours d'eau E-W à ENE-WSW sont apparus (cours anciens d'une partie de la Vis, du Vidourle, du Lamalou, de la Buèges etc.)

Par contre, malgré ce rajeunissement du relief, l'érosion pontienne semble avoir été peu active, car nulle part la surface pré-miocène n'a été entaillée profondément, comme le montre l'observation de la transgression pliocène qui s'est réalisée sur un pays resté très plat. Le relief régional de la fin du Pontien, devait être faible et le réseau hydrographique très peu enfoncé dans la pénéplaine qui le supportait.

L'élévation tectonique du relief et la redistribution hydrographique a dû déclencher une phase pontienne du creusement karstique, dont nous ignorons l'importance. En fonction du faible dénivelé régional et local, il est probable que comme précédemment l'action d'érosion s'est limitée à la partie superficielle du karst. A titre d'hypothèse, nous rattacherons à cette karstification l'origine d'une partie des systèmes souterrains fossiles dont on observe quelques lambeaux dans les hauts reliefs régionaux (Séranne, Causses). Ils sont caractérisés par l'ampleur des sections des galeries et des puits souvent comblés par des éboulis ou des concrétionnements massifs importants.

### 3.3 - Conclusions sur la karstification Miocène

De nombreux auteurs ont voulu voir dans le Miocène, la phase principale de creusement du karst du Bas-Languedoc. Les conditions paléogéographiques énumérées montrent au contraire que la plus grande partie du Miocène a été une période de faible activité érosive. Seul le rajeunissement pontien a pu favoriser un creusement karstique dont les effets paraissent actuellement limités, la région présentant à la fin du Miocène à peu près les mêmes caractères de karst sénile que ceux déjà décrits pour l'Oligocène.

#### 4) - La karstification Pliocène

Le Pliocène apparaît comme la période de continuation de la phase d'érosion consécutive aux mouvements pontiens, façonnant une nouvelle surface pénéplanée légèrement emboîtée dans la surface pré-miocène et se confondant parfois avec elle. Les faibles apports détritiques d'origine locale dans les sédiments pliocènes soulignent la persistance d'un relief régional peu accusé, à érosion réduite au moins pendant la phase de transgression marine du Pliocène inférieur. Le retrait de la mer au Pliocène moyen et supérieur, semble concédant d'une légère reprise d'érosion à laquelle peut se rattacher la mise en place du réseau hydrographique pré-Quaternaire, dont le tracé peu différent de l'actuel, se situait à la surface des pénéplaines pré-miocène et ponto-pliocène.

Sous ces conditions paléogéographiques, la karstification pliocène n'a pu constituer une active période de creusement des massifs, comme on l'a souvent proposé. Elle a eu, plus certainement, une action destructive sur le karst jeune façonné au Pontien, le transformant en un karst superficiel à formes mures et à réseaux souterrains disloqués, envahis par le concrétionnement et des remplissages localement datés Pliocène supérieur (M. THALER 1955-1962). L'épisode de léger rajeunissement de la fin du Pliocène semble avoir été trop peu accusé pour favoriser une reprise importante du creusement karstique. A sa fin d'évolution, le karst Pliocène était un karst sénile partiellement colmaté, disposé dans la zone superficielle des massifs, dans un pays sans relief et à réseau hydrographique peu enfoncé dans les systèmes de pénéplaines tertiaires.

#### 5) - Conclusions sur les karstifications tertiaires

En résumé, bien que complexe, l'histoire des karstifications tertiaires de la région étudiée semble s'être déroulée suivant deux grands "cycles karstiques" successifs

- Un cycle ancien, avec période de jeunesse et de creusement du karst lors de l'Eocène-Oligocène inférieur et période de maturité et de sénilité allant de l'Oligocène inférieur au Miocène supérieur. Ce grand cycle s'est étendu sur une période longue d'environ quarante cinq millions d'années, et a abouti à créer une région parfaitement pénéplanée, occupée par un karst superficiel en grande partie colmaté avec conservation de remplissages datés Oligocène supérieur à Miocène inférieur.

- Un cycle récent, provoqué par un léger rajeunissement du relief au Pontien et dont la phase de maturité s'étend sur le Pliocène. Il a duré de l'ordre de douze millions d'années, et n'a que peu entaillé la pénéplaine résultant du cycle ancien. A la fin du Tertiaire celle-ci occupe encore la presque totalité de la région, et est couverte par un karst superficiel renfermant une deuxième série de remplissages datés Pliocène supérieur.

Enfin les karstifications tertiaires semblent s'être réalisées sous des facteurs génétiques à peu près constants marqués par :

- des conditions climatiques homogènes de type tropical humide (B. GEZE, 1961), favorisant l'altération de surface et la formation de produits de décalcifications surtout latéritiques.



= un relief régional peu élevé, même pendant les phases de soulèvement tectonique, ce qui a limité l'action de creusement karstique à la zone superficielle du karst.

Ces deux facteurs en partie complémentaires ont conditionné le développement de karsts superficiels ou peu profonds, caractère qui paraît être le trait typique des karstifications tertiaires du Bas-Languedoc.

### III - La karstification Quaternaire.

Les conditions paléogéographiques de la fin du Pliocène - pénéplaine arasée, karst sénile superficiel - ont persisté durant la plus grande partie de l'époque Villafranchienne. En effet, celle-ci se caractérise dans la zone littorale par d'épais épandages de cailloutis dont l'origine est alpine, au moins jusqu'aux environs de Montpellier, ce qui implique une absence de relief et d'érosion régionale pouvant alimenter ces cailloutis. D'ailleurs dans l'arrière pays, vers le Larzac, les coulées volcaniques de l'Estandorgue, datées Villafranchien (C. DEPERET 1897), montrent bien par leur position qu'aucune vallée profonde n'entailait encore la pénéplaine tertiaire.

Par contre la brusque apparition de cailloutis d'origine cévenole vers la fin du Villafranchien, marque le déclenchement d'un événement tectonique capital pour la région, persistant durant une partie du Quaternaire : la surrection du bâti cévenol entraînant celle des plateaux calcaires qui le bordent. Cette surrection s'est réalisée le long des lignes de failles subcévenoles NNE-SSW ; en fin d'évolution vers le Quaternaire moyen, le relief actuel était acquis avec des plateaux calcaires étagés du Sud ou Nord, entre 200 et 1.000 m. d'altitude. L'ancienne surface d'aplanissement tertiaire essentiellement pré-Miocène s'est trouvée ainsi portée à des altitudes tout à fait différentes. Elle a été entaillée par une érosion particulièrement activée par l'amplitude du dénivelé créé et par les conditions climatiques spéciales des époques glaciaires. Tout ceci conduit au paysage karstique actuel du Bas-Languedoc, très typique, caractérisé par la juxtaposition de grands plateaux à surfaces arasées séniles et de larges creux d'érosion très affouillés dans le détail avec des formes de grande jeunesse.

Dans ce cadre, l'évolution karstique quaternaire a été extrêmement rapide et originale, car elle se trouvait influencée par des facteurs qui n'avaient jamais existé lors des karstifications tertiaires :

- une topographie régionale accusée en voie permanente de surrection
- des eaux froides très agressives, notamment lors des phases péri ou post-glaciaires.

Sous ces conditions la karstification quaternaire a pu solliciter une "tranche calcaire" qui n'avait jamais été atteinte par les karstifications tertiaires restées superficielles. Elle apparaît ainsi comme indépendant des karsts antérieurs.

La sur-éction verticale des massifs calcaires a provoqué l'enfoncement du réseau hydrographique dans des vallées et gorges escarpées qui ont jusqu'à 500 m. de profondeur. Le tracé actuel est manifestement surimposé, conservant l'empreinte du système des cours d'eau séniles à larges méandres qui circulaient sur les surfaces arasées tertiaires. Aussi, de manière évidente, ce tracé se trouve inadapté aux conditions géologiques superficielles et aux formes de relief actuelles mises en place par le jeu tectonique post-Villafranchien (voir carte).

Cette disposition particulière du drainage aérien a eu influence certaine sur le creusement des réseaux par les circulations d'eau souterraine dont la répartition est quelque peu anarchique à première vue (voir carte). Il apparaît que les eaux souterraines ont été surtout dirigées par la différenciation du relief et qu'elles ont eu tendance à rejoindre au plus court les points bas des vallées, sans tenir compte des dispositions géologiques ni des failles qu'elles ont très souvent traversées, sauf lorsqu'il s'agit de failles limites mettant en contact le karst avec l'imperméable.

Deux étapes peuvent se différencier dans cette évolution karstique régionale :

#### 1) Etape ancienne

Elle correspond au creusement principal des vallées et des systèmes souterrains. Dans la zone de percolation du karst l'eau a élargi des ensembles de diaclases étroites et de puits à formes d'érosion jeunes, actuellement plus ou moins comblés par des éboulis. Dans la zone d'écoulement amphibie, plusieurs étages de galeries se sont parfois développées en liaison avec l'abaissement des vallées, mais aucun étagement systématique n'est de règle. Au stade final, l'arrêt de la sur-éction des massifs a entraîné la fixation du fond des vallées pendant une période de temps assez longue pour permettre l'établissement général d'un système d'émergence à larges conduits ramifiés. Il constitue l'origine des grandes grottes - émergences souvent richement concrétionnées (Clamouse), observables dans les zones inférieures de toutes les vallées. Des dépôts de tufs de fond de vallées (Vis), rapportés à la fin du Ris, montrent que le creusement principal était acquis dès cette époque. L'étape ancienne a pu ainsi s'étendre sur une période comprise entre la fin du Villafranchien et le Ris ancien, soit un intervalle de temps d'environ 1 million d'années.

En surface l'intervention de phénomènes périglaciaires est traduite par plusieurs types de formes karstiques :

pochessâ neige, encoorbement de versants, dolines, cavités cutanées etc. Plus tardivement les périodes froide du Würm ont laissé de nombreuses traces, (éboulis, grèzes, dépôts soliflués), un peu partout dans la région et surtout sur beaucoup de versants de vallées et gorges, dont la topographie est fixée depuis cette époque.

## 2) Etape récente.

Elle est liée à la reprise d'érosion déclanchée soit par un léger jeu tectonique, soit plus probablement par le retrait préflandrien de la mer au Paléolithique supérieur : les cours d'eau principaux (Hérault) ont surcreusé leurs gorges inférieures sur environ 30-50 m. de profondeur ; d'autres ont été conduits à s'enfouir pour s'adapter au nouvel équilibre en fossilisant ainsi leurs vallées (Buèges, Virenaque etc). Les réseaux souterrains ont suivi le même processus en creusant rapidement des systèmes inférieurs d'émergences étroits et non pénétrables.

Cette évolution a été interrompue, puis inversée par la remontée marine du Flandrien qui a emmené la mer au zéro actuel vers le début du Néolithique (G. DENIZOT, 1961). A la suite de cette remontée progressive du niveau de base, une partie des zones précédemment surcreusées a été ennoyée, tandis que les émergences ont dû corriger jusqu'à une époque sub-actuelle leurs conditions d'écoulement par rapport au nouvel équilibre hydrologique, ce qui explique les caractères d'inadaptation et de grande jeunesse de leurs exutoires pérennes constatés par de nombreux auteurs (A. BANCAL 1953).

Enfin les zones basses des massifs littoraux (Gardirole) ont été directement recouvertes par la mer avec formation dans le réseau de conduits submergés d'un ensemble hydrologique complexe, où se mélangent les eaux marines et les eaux karstiques émergeant par des sources de bord de mer, des sources sous-marines (Abyssa) et des cavités à rôle alternatif de perte et d'émergence (Inversac) - (P. DUBOIS 1964) -

Ce double phénomène de descente, puis de remontée du niveau de base a eu une importance capitale pour l'hydrologie actuelle, en ayant conditionné la mise en place sous le niveau de base karstique actuel d'un système de conduits dont l'ennoisement explique les grandes réserves aquifères du "Karst profond" languedocien. Ce karst profond, que beaucoup d'auteurs rattachent à d'hypothétiques karstifications profondes anciennes (A. BANCAL 1953) est donc au contraire de création très récente. Il constitue l'élément dynamique essentiel de la zone noyée du Karst actuel.

En résumé, la karstification quaternaire du Bas-Languedoc, apparaît comme tout à fait singulière et originale, par suite de l'interaction de facteurs tectoniques, climatiques et eustatiques. Elle a creusé les massifs calcaires beaucoup plus profondément que les karstifications qui l'ont précédées dont les effets étaient restés superficiels. Elle se montre ainsi en complète indépendance par rapport aux karstifications tertiaires.

On peut la caractériser par :

- un type de creusement rapide sous conditions en partie péri et post glaciaires dans le Quaternaire ancien et moyen, façonnant un karst en état de pleine jeunesse (zone de percolation et zone amphibie) contrastant avec les cavités des karsts séniles tertiaires,

- le réajustement récent, morphologiquement inachevé, du système d'émergence par rapport à l'équilibre hydrologique présent, sous l'influence des variations du niveau marin, avec formation d'une zone noyée importante sous le niveau de base karstique actuel.

## IV - Conclusion

Par tous ses aspects, la karstification Quaternaire, phase rapide et complexe de creusement karstique intense et profond, s'oppose nettement aux longues périodes d'évolution à façonnement karstique superficiel qu'a connu la région depuis le début du Tertiaire, phénomène d'ailleurs général dans le Midi de la France, signalé par B. GEZE (1961). Cependant, cette opposition est plus apparente que réelle, car elle concerne des étapes différentes du cycle karstique : phase sénile, seule conservée dans les karsts tertiaires et phase des rajeunissements post Villafranchien et pré-Flandrien, seule visible dans le karst actuel.

Il paraît ainsi normal que les caractères de ces phases soient nettement différents. Le grand intérêt morphologique de la région montpelliéraine réside dans les juxtapositions et oppositions constantes entre ces caractères, dont les traits se trouvent encore accusés par l'aride climat méditerranéen qui depuis le Néolithique a "fossilisé" les reliefs et met particulièrement en évidence l'inadaptation des formes et des réseaux aériens et souterrains aux conditions présentes.

### Bibliographie sommaire

- BANCAL A. (1953) - Quelques caractéristiques de l'hydrologie souterraine du Languedoc-Méditerranéen. Act. 1er Congrès Int. Spéléologie, PARIS.
- DEMANGEON P. (1959) - Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le Bas-Languedoc pendant l'ère Tertiaire - Naturalia Monspeiiense - Série Géologie N° 5, MONTPELLIER.

- DENIZOT G. (1967) - Les côtes de France en particulier du Golfe de Lion depuis 8,000 ans. *Astex 86 au Congrès Soc. Sav. MONTPELLIER. Section de Géographie.*
- DREYFUSS M. (1941) - Contribution à l'étude de quelques problèmes géographiques dans la région de MONTPELLIER, B.S. Lang. Géogr. t. 12 N° 1.
- DUBOIS P. (1964) - Les circulations souterraines dans les calcaires de la région de MONTPELLIER. Bull. B.R. G.M. N° 2.
- DUBOIS P. (1964) - Esquisse de l'hydrogéologie du Massif de la Gardiole. Spélunca Mémoires N° 4.
- DUBOIS P. (1968) - Sur la morphologie et l'évolution souterraine de la région calcaire Nord Montpelliéraine Méditerranée t. 2 N° 1.
- GARRIC J. (1965) - L'Uranium dans le carbonifère et le Permien de l'Hérault 3 vol. 2, P.U.F. PARIS.
- GEORGES P. (1938) - Etudes géographiques sur le Bas Languedoc - La région Montpelliéraine. Ed. Peyre, PARIS.
- GEZE B. (1940) - Sur les phosphorites du Bas Languedoc. S.S.G.F. (5) t. 10 p. 87.
- GEZE B. (1961) - Rapports entre phénomènes karstiques et phénomènes géologiques dans le Sud de la France. Act. 3ème Congrès Int. Spéléologie VIENNE. t.v.
- GOTTIS M. (1957) - Contribution à la connaissance géologique du Bas Languedoc - Thèse MONTPELLIER.
- GRAMBAST L., MATTAUER M., REY R., THALER L. (1962) - Notes sur les formations continentales de l'Eocène et de l'Oligocène du Languedoc C.R.S.G.F., N° 10, p. 312-317.
- THALER M. (1955) - Sur l'âge pliocène de la faune des grottes du Lazaret (Sète-Hérault) C.R. Ac.Sc., t. 241, p. 433-435.
- THALER M. (1962) - Sur les résultats des recherches de mammifères d'âge anti-quaternaire dans les dépôts des cavernes et des fissures de l'Hérault en 1960 et 1961, C.R.Ac.Sc., t. 254, p. 2207-2209.

### Discussion :

H. PALOC (Montpellier) - Je fais remarquer à l'auteur que les conclusions qu'il formule sur le remplissage des karsts, systématiquement réalisé selon lui avant le Quaternaire, ne correspond pas à la réalité : à cet égard un exemple est présenté, emprunté à la région même où M. DUBOIS a fait ses observations : c'est celui du bassin miocène de Montbazin-Gigean où il existe à grande profondeur sous le miocène et à 200 m. environ au-dessous du niveau actuel de la mer, un réseau karstique en activité dont la genèse ne peut en aucun cas être attribuée au Quaternaire. Il est impossible de rendre compte de nombreux faits d'observation recueillis dans le domaine des eaux souterraines dans la région languedocienne si l'on prend en considération les conclusions présentées par M. DUBOIS.

DUBOIS : Les intéressantes observations de M. PALOC que je remercie, notamment celles concernant la région Montbazin-Gigean s'intègrent facilement dans le schéma d'évolution karstologique présenté dans la communication : le cas cité appartient à un fragment de la surface d'érosion karstique superficielle anti-miocène qui sert actuellement de niveau de drainage préférentiel, l'aménagement du réseau karstique actuel ayant été facilité par un des forts abaisséments quaternaires du niveau de base marin tout proche. L'existence de karstifications anti-quaternaire dans le Languedoc est indubitable; par contre, en tenant objectivement compte des faits géologiques et morphologiques régionaux comme doit le faire un géologue, il est difficile de leur attribuer l'importance que leur prête M. PALOC dans la genèse du karst.

M. FENELON (Bourg-la-Reine) 1° - N'y a-t-il pas karstification au-dessous du niveau d'érosion ou de remblaiement déterminé par le niveau de base marin ?

2° - Jusqu'où se manifeste le remblaiement flandrien sur l'Hérault et la Vis ?

DUBOIS : 1° - L'hypothèse de karstification sous-marine longtemps discutée ne paraît plus à retenir. Tous les cas connus de karsts sous-transgression marine.

2° - Le remblaiement s'arrête dans la plaine côtière de l'Hérault et n'atteint pas la vaste gorge calcaire, où il se marque cependant par un ennoyage partiel de la gorge de surcreusement façonnée lors de la phase préflandrienne.

J. NICOD (Marseille) : Fait remarquer qu'il y a deux possibilités pour la réalisation d'un karst profond et ennoyé : - ou bien un ancien karst superficiel abaissé tectoniquement : cas évoqué par MM. PALOC et DUBOIS à propos du fossé de Montbazin-Gigean (karst miocène ré-utilisé par les circulations profondes actuelles)

- ou bien un karst profond originel, lié à des dispositions tectoniques favorables (c'est peut-être le cas de la Fontaine de Vaucluse).

Dans les deux cas la mise en charge est assurée par les karsts supérieurs.

DUBOIS : Le cas théorique d'un karst profond originel est à considérer mais il est toujours difficile à étudier. Il ne faut pas oublier que les réseaux karstiques se creusent à partir de l'existence de possibilités d'exutoire et que des évolutions morphologiques et géologiques postérieures peuvent souvent modifier les conditions de cet exutoire, faisant alors penser à la présence d'un karst profond qui originellement n'avait pas ce caractère. C'est peut-être le cas de la Fontaine de Vaucluse mais l'étude reste à faire.

## Types et régions géomorphologiques du Karst Géorgien

SHALVA KIPIANI (Institut Géographique "Vakhouchti" rattaché à  
l'Académie des Sciences de la R.S.S. de  
Géorgie/Tbilissi)

La Géorgie peut-être considérée comme un pays karstique par excellence en raison de l'abondance des phénomènes karstiques que l'on y rencontre. Ces derniers se situent principalement sur le versant sud du Kavkassioni (Grand Caucase), dans les régions de haute et moyenne montagne (sur une superficie de 7.750 Km<sup>2</sup>), délimitées par les cours d'eau du Psou et du Matsimi; dans la région de plaines de la Géorgie, plus précisément dans la dépression se trouvant entre les deux principales chaînes de montagnes du pays, les phénomènes karstiques sont également fréquents dans une zone s'étendant sur 2.150 Km<sup>2</sup>; on rencontre encore quelques phénomènes isolés sur la périphérie nord de la région montagneuse du Sud de la Géorgie, sur une étendue restreinte, de 300 km<sup>2</sup> de surface.

Les phénomènes karstiques de la Géorgie s'observent dans les roches du Jurassique Supérieur, du Crétacé, du Tertiaire et du Quaternaire (calcaires, dolomites, marnes, conglomérats calcaires, flyschs carbonates du Crétacé-Jurassique Supérieur), et ce, sur une superficie d'environ 10.200 Km<sup>2</sup>, soit 14,8% de l'ensemble du territoire du pays (69.500 Km<sup>2</sup>). Le relief de la Géorgie présente également des accidents de suffosion du gypse tertiaire et des roches constituées d'autres matières solubles, ainsi que des accidents pseudo-karstiques dans les argiles et les grès du miocène.

La surface de la Géorgie est dans sa majeure partie montagneuse et, de ce fait, présente un caractère complexe tant du point de vue géologique que physico-géographique (constitution lithologique du substrat, formation tectonique, géomorphologique, conformation climatique, hydrogéologique, biogéographique, constitution des sols, sites). Tous ces éléments jouent un rôle important sur l'intensité et le caractère des phénomènes karstiques qui conditionnent la variété des régions et des types karstiques rencontrés en Géorgie.

La division en régions du Karst géorgien est basée sur les principes de la régionalisation ou de la typologie. Il faut cependant noter qu'une division n'est pas exempte de partialité (1-11). Ainsi avons-nous jugé nécessaire de procéder à une division par régions du Karst géorgien sur une base typologique-régionale, c'est-à-dire en définissant les différents types géomorphologiques de ce Karst et en délimitant leurs zones d'expansion.

Dans la recherche et l'établissement des différents types géomorphologiques du Karst géorgien, nous attribuons la priorité au facteur lithologique, étant donné que c'est ce facteur qui conditionne leur existence réelle.

D'après ce que nous venons de dire, nous distinguons sur le territoire de la Géorgie les types karstiques suivants, nettement différenciés :

- 1) les calcaires (ou vrai karst)
- 2) les conglomérats de calcaires (ou clasto)
- 3) les flyschs carbonates
- 4) les roches de gypse ou d'autres matières solubles de remplacement (ou suffosion)
- 5) les argiles (ou pseudo-karst)

De plus, parmi les types karstiques des calcaires (ou vrai karst), nous distingueront des sous-types de plaine, de montagne moyenne et de haute montagne, ceci en raison de l'importance que présente le facteur hypsométrique dans le processus de karstification.

Quant aux conditions naturelles du territoire de la Géorgie, elles présentent des différences très marquées selon que l'on considère sous l'angle vertical les zones du Sud au Nord, et de l'Ouest à l'Est en tenant compte de leur éloignement relatif par rapport à la mer Noire. Il faut ajouter à cela que le réseau hydrographique du versant sud du Grand Caucase provoque une délimitation nette des massifs karstiques entre eux, lesquels se caractérisent par des conditions naturelles spécifiques pour chacun d'entre eux. Il s'ensuit de ce que nous venons de dire plus haut que les types et sous-types karstiques énumérés s'étendent dans une, parfois plusieurs, régions.

Les conditions climatiques très variées qui se rencontrent sur le territoire de la Géorgie, accentuent de surplus les différences qui existent entre les différentes régions karstiques; c'est en tenant compte de ces conditions que nous classons les régions géomorphologiques karstiques en régions humides, semi-humides, arides et semi-arides.

Le schéma ci-inclus donne la division du territoire de la Géorgie en régions karstiques géomorphologiques, il donne également la répartition des différentes types karstiques et leurs rapports mutuels.

Nous allons donner ci-après une courte description de chacune des régions géomorphologiques du Karst géorgien :

### 1- Versant sud du Grand Caucase (en territoire Géorgien)

La ligne karstique prend naissance au Nord-Ouest, en Abkhazie - sur la rive gauche de la rivière Psouis, elle s'étend ensuite vers le Sud-Est et finit en Kakhetie, sur le flanc droit de la vallée de Mitsimi. Cette formation s'étend sur une longueur de 540 Km. Elle présente une largeur maximum sur les territoires d'Abkhazie, d'Askhi et de la Ratcha-Letchkoumie, de 25 à 35 Km, pour atteindre un minimum de 1-3 km dans la région sud de la chaîne du Kodori.

Région calcaire de Gagra (N°1) - Cette région est située dans la partie nord-ouest de la ligne karstique ci-dessus signalée. Elle s'étend entre les rivières Psouis et Bzyb sur une superficie d'environ 524 km<sup>2</sup>. Au Sud, la région est limitée par la Mer Noire et au Nord par les vallées où prennent naissance les rivières Psouis et Guegui. C'est une des régions karstiques les plus importantes de la Géorgie, en raison du grand nombre de phénomènes karstiques qui s'y rencontrent. Elle est constituée principalement de calcaires récifaux du Jurassique Supérieur, et de calcaires feuilletés néocomiens et autres, qui favorisent les phénomènes karstiques. La courbe hypsométrique de la région est particulièrement étendue, allant du niveau de la mer au Pic des Spéléologues (2758 m). La plus grande partie du territoire se trouve dans la zone de haute montagne, puis viennent dans l'ordre d'étendue en superficie, la zone de moyenne montagne et sensiblement en arrière, la zone de basse montagne. Cette configuration de la contrée s'alliant à la conformation géologique en font une région où se marient les formes karstiques et les formes glaciogènes. Dans la partie nord du massif, outre les cirques et les auges glaciaires, l'on rencontre, et parfois dans les formes mêmes précitées, des dolines, des lapiès, des puits et des gouffres, karstiques. Dans la partie sud du massif, on retrouve les formes karstiques que nous venons de citer sans la présence des formes d'érosion glaciaire. Des cavernes karstiques se rencontrent dans la périphérie du massif, sur les pentes des vallées et canyons, et sur les dolines; quant au niveau de base de l'érosion karstique, qui correspond ici au niveau de la Mer Noire et au lit des cours d'eau, c'est là que débouchent des cours d'eau du type vaclusien, au débit abondant et qui ont pour noms: le Tsiv-tskala ou Begueripchta, le Reproua, le Tsiv-tskaro, le Klidistkaro, le Tsisperi Tba (lac Bleu) etc...; au-dessous de ces niveaux, apparaissent les eaux sub-marines telles que celles de Gagra et de Gantiadi, enfin, dans la sous-zone des eaux suspendues jaillissent des sources au débit puissant, telle la cascade de Guegui, et d'autres.

La région de Gagra se sub-divise en deux sous-régions: celle d'Arbica-Mziouri (N°1-a) et celle d'Akhag-Akhakhtcha (N°1-b), respectivement de 435 et 89 km<sup>2</sup>; elles sont séparées entre elles par la bande comprise entre la source du cours d'eau Sandripchi et l'affluent du Guegui sur la rive droite.

Région de Pscheguichkha (N°2) - Cette région est située au Nord-Est du massif de Gagra, entre les rivières Guegui et Ioubcha et sa superficie ne dépasse pas 32 km<sup>2</sup>. Son substrat comporte des calcaires récifaux du Jurassique Supérieur et d'autres roches carbonatées. La surface de ce massif est en majeure partie plane, inclinée vers l'Est où la pente s'enrichit de dolines dont l'évolution a été favorisée par des failles exo-tectoniques.

Région calcaire d'Aguepsta (N°3) - cette région est située au Nord des massifs précités, entre les sources des cours d'eau Guegi et Mzimta, dans le bassin de la rivière Aguepsti; elle s'étend sur une superficie de 26 km<sup>2</sup>. Elle se situe approximativement à une altitude allant de 1700 à 2200 m.; elle est formée de calcaires récifaux tithoniques - kimméridgiens lusitaniens, de calcaires feuilletés néocomiens, de marnes aptiens et de marnes argileux. Étant donné la superficie restreinte de la région, l'on y rencontre relativement peu de phénomènes karstiques.

Région calcaire de Bzyb (N°4) - cette région est située à l'est des régions de Gagra et de Pscheguichkhi, entre les rivières Bzyb et Apsta (Baklanovka); elle est bornée au Nord par la vallée du Bzyb et au Sud par la périphérie nord de la plaine de Colchide. Elle s'étend sur une superficie de 519 km<sup>2</sup>. Elle est constituée principalement de calcaires récifaux du Jurassique Supérieur, de calcaires feuilletés néocomiens et, de calcaires massifs dolomitiques, de dolomites et autres. Les formes karstiques de surface y sont largement répandues, principalement des dolines de formes et de tailles diverses et des cirques; l'on y a relevé jusqu'à ce jour relativement peu de puits et de gouffres mais leur existence en grand nombre ne fait pas de doute. Dans les zones de haute altitude, les formes karstiques se trouvent mélangées aux formes glaciaires. Dans les zones périphériques, les phénomènes karstiques prennent figure de cavernes et de sources vaclusiennes au débit abondant; ces sources vaclusiennes apparaissent au niveau de base d'érosion karstique (le Mtchichta, et autres) ainsi que dans la sous-zone des eaux suspendues (le Djirkhva, et autres).

Cette région du Bzyb est divisée en deux sous-régions par la rivière Tetrtskala (Khipsta): celle d'Abatz-Dzichra (N°4-a) et celle de Khipsta (N°4-b), respectivement de 395 et de 124 km<sup>2</sup> de superficie.

Région de Rickva (Atchibakhi) (N°5) - cette région est située au Nord de celle du Bzyb. Les vallées du Bzyb, du Guegui, de l'Ioubchar et du Pchitsa bornent avec netteté cette région sur ses quatre côtés. Sa superficie est de 122 km<sup>2</sup>. Elle est constituée de calcaires du Jurassique Supérieur et du Crétacé. Elle présente des formes karstiques de surface bien développées: poljés, ouvalas, dolines, lapiès; mais peu de formes karstiques en profondeur.

Région de Lakoroza (N°6) - cette région est située au Nord de la précédente, entre les rivières Pchitsa et Bavlou. Sa superficie est de 32 km<sup>2</sup>. Elle est constituée de calcaires récifaux du Jurassique Supérieur. Vu la superficie restreinte de la région, les phénomènes karstiques y sont peu nombreux.

Région de Doou (N°7) - cette région est située au Nord-Est du massif du Bzyb, entre les sources de l'Apstasa et du

Goumissi occidental, au sud du Bzyb et de son affluent, le Rechava; cette région se situe à une altitude de 1400 - 1800 m. Elle est constituée de calcaires kimméridgiens-tithoniques et de dolomites. Sa superficie n'est que de 9 km<sup>2</sup>, d'où peu de formes karstiques.

Région calcaire de moyenne montagne de Goumichkha - Khitzma (N°8) -

Région de basse montagne d'Ajamgva (Psirtakha ou Akhali Aphon (N°32) - Ces régions sont situées au Sud-Est de la région calcaire du Bzyb, entre les rivières Apsta et Goumista occidental. Le Psirtakha et l'affluent du Goumissi occidental, le Khoidjguati, forment, sur un tronçon de leur parcours, la frontière entre ces deux régions. La superficie de la région d'Ajamgva est de 107 km<sup>2</sup>. Elle est constituée dans sa partie ouest par des calcaires feuilletés néocomiens, des calcaires dolomitiques massifs et des dolomites, et dans sa partie est par des calcaires feuilletés turoniens-sénoniens et daniens. Les phénomènes karstiques y sont nombreux, ce sont : dolines, lapies, puits, gouffres, cavernes, sources vauclusiennes, et autres.

La région de Goumichkha-Khitzma s'étend sur une superficie de 122 km<sup>2</sup>. Elle est constituée principalement de calcaires feuilletés néocomiens, de calcaires massifs dolomitiques et de dolomites. Les phénomènes karstiques y sont nombreux.

Région calcaire d'Otholouchi (N° 33) - cette région est située à l'est de la région d'Ajamgva, entre les rivières Goumissi occidental et Goumissi oriental ; sa superficie est d'environ 19 km<sup>2</sup>. Elle est constituée principalement de calcaires feuilletés turoniens-daniens. Cette région est riche en formes karstiques tant en surface qu'en profondeur.

Région d'Iachtouk-Birtza (N°34)

Région d'Abianda-Tchaami (N°35) - Ces deux régions sont situées, la première au Sud, la seconde au Nord, entre le Goumista oriental et le Kelassour. La première a une superficie de 38 km<sup>2</sup> et est constituée principalement de calcaires turoniens-daniens. Quant à la seconde, sa superficie est de 75 km<sup>2</sup> et dans sa constitution entrent également des calcaires turoniens-daniens et, en partie, des marnes aptiens-albiens-sénoniens, ainsi que des calcaires marneux.

Dans ces deux massifs, les phénomènes karstiques présentent une physionomie suffisamment accentuée.

Région d'Amrar-Apouchta-Pali (N°9)

Région de Tsebelda (N°36) - Ces deux régions se situent à l'Est des régions précitées, entre le Kelassouri et le Kodori, la première au Nord et la seconde au Sud. La première (Amrar-Apouchta-Pali) s'étend sur 86 km<sup>2</sup> et est constituée de sédiments turoniens-daniens et de sédiments carbonates; elle présente un visage karstique accentué.

Quant à la seconde (Tsebelda), elle s'étend sur 136 km<sup>2</sup> et est constituée de calcaires feuilletés turoniens-daniens et de calcaires marneux paléogènes.

Bande étroite de Dzima (ou Kopchara) (N°10) - Cette bande karstique étroite est située au nord des régions précitées, le long de la chaîne de Kopchari, entre les lits du Djampala et du Kodori, dans la partie inférieure du bassin du Dzima. Elle est constituée de calcaires au faciès barremien-urgonien et de calcaires feuilletés turoniens-daniens.

Il est à signaler le petit "îlot" karstique de Skhapatchi, sur la rive droite du Djampali, constitué de calcaires du même âge que ceux de la région de Dzima.

La superficie de ces deux petites régions atteint 19 km<sup>2</sup> au total. Malgré ses faibles dimensions, ces régions sont riches en phénomènes karstiques, particulièrement en lapies.

Région d'Atchadara (N°11) - située à l'Est de la région de Tsebelda, entre les sources du Kodori et du Dramichi. Sa superficie est de 75 km<sup>2</sup>. Son substrat est constitué principalement de calcaires feuilletés turoniens-daniens, dans sa partie nord-est de calcaires au faciès barremien-urgonien, et dans sa partie sud de calcaires foraminifères et de calcaires marneux. L'abondance des phénomènes karstiques fait de cette région une région karstique par excellence.

Régions des hauteurs de Khada, Bëbchra, Betchichka, Oguirdé, Tkaoutcha, Alsra, Lachkanderi etc.. (N°37) - situées au nord de la région précitée, sur 40 km du parcours de la rivière Oguoma qui en constitue une borne - ces différentes régions sont séparées entre elles par les vallées des rivières suivantes : le Douabi, l'Adzigva, l'Oulissi, le Mokqvi, le Grand Redjiri, le Galldzga, etc....; au total, elles couvrent une superficie de 107 km<sup>2</sup>. Elles sont constituées principalement de calcaires à faciès barremien-urgonien et de calcaires feuilletés turoniens-daniens. Le Karst y est très intense bien que les roches carbonates n'atteignent que 1-3 km de largeur.

Région d'Okhatchoué (N°12) - située entre les lits de l'Okhoumi et de l'Ingouri, elle couvre une superficie de 125 km<sup>2</sup>. Elle est constituée en grande partie de calcaires à faciès barremien-urgonien, dont les couches sont orientées vers le Sud suivant un monoclin et comportent un plissement secondaire. L'on y rencontre des phénomènes karstiques classiques comme dans les régions calcaires de haute et moyenne montagne de substrat voisin et de surface importante.

Régions de Tsoulitchi (N°13), de Kvira (N°14), de Gaouatcha (N°15), de Mingaria (N°16). Elles sont situées à l'Est et au Sud-Est de la région d'Okhatchgoué, la première (N°13) entre l'Ingouri et le Magana, la seconde (N°14) entre le Magana et le Tchanistskali, la troisième (N°15) entre le Tchanis-tskali et le Khobi, et la quatrième (N°16) entre le Khobi et le Tekhoura.

Elles sont constituées en majeure partie de calcaires à faciès barremien-urgonien, et en partie, dans le Sud et le Sud-Ouest, de calcaires du Crétacé moyen et supérieur et de calcaires paléogènes, et également d'autres sédiments carbonates. Les couches de ces sédiments suivent un monoclinal et sont orientées surtout vers le Sud et le Sud-Ouest. Parmi ces régions, celles de Eviri et de Mingari présentent une physiognomie karstique particulièrement accentuée, ce qui s'explique, outre les facteurs locaux particulièrement favorables à la karstification, par la superficie relativement étendue de ces régions, respectivement de 58 et 75 km<sup>2</sup>. Les phénomènes karstiques sont bien moins fréquents dans la région de Gaouatchi (17 km<sup>2</sup>) et encore moins dans celle de Tsoulitchi (7 km<sup>2</sup>).

Région d'Asrhi (N°17) - située à l'est de la région précédente, entre le Tekhoura et le Tskenis-tskali, sa superficie est de 413 km<sup>2</sup>. Elle est constituée principalement de calcaires marneux à faciès barremien-urgonien dans sa partie nord, et de calcaires et marnes turoniens-daniens et autres dans sa partie sud. L'intensité des phénomènes karstiques que l'on y rencontre fait de cette région une région karstique classique de la Géorgie. Bien des facteurs conditionnent cette karstification, entre autres, sa constitution géologique, son étendue, son isolement, etc....

Région de Khvami (N°18) - située entre le Tskenis-tskali et l'Askis-tskali, elle s'étend sur 83 km<sup>2</sup>. Les lits des rivières Rvrichi et Ladjanouri encaissés dans les vallées des mêmes noms, divisent la région en trois sous-régions : a) celle de Sakoutvris-Khvami, b) celle d'Alpani, c) celle du désert de Sairmê, s'étendant respectivement sur 48, 11, et 24 km<sup>2</sup>. Elle est constituée de calcaires crétacés, principalement des calcaires à faciès barremien-urgonien et de calcaires turoniens-daniens. Ces calcaires favorisent considérablement la karstification de la région. Les phénomènes karstiques sont particulièrement évolués dans la sous-région de Sakoutvris-Khvami, puis vient dans l'ordre d'intensité karstique, celle du désert de Sairmê, puis celle d'Alpana de faible karstification. Bien que ces régions soient de même constitution géologiques, les différences de karstification qu'elles présentent sont dues d'une part aux différences de leurs étendues et d'autre part à leurs différences morphologiques.

Région de Parel-Kvatsikhé-Lailachi (N°19) - Cette région est située au nord de la région calcaire de Khvami, entre le Djonoula et l'Askis-tskali, sur l'aile droite du synclinal de Ratja-Letchkoumi. Sa superficie est de 28 km<sup>2</sup>. Elle est constituée de calcaires et de marnes crétacés. Elle est de faible karstification en raison de ses conditions morphographiques peu favorables.

Région calcaire de Ratja (N°20) - elle forme le prolongement oriental du massif de Letchkoumi et est située entre les lits du Rioni et du Djedjora. C'est une région karstique classique. Sa superficie est de 549 km<sup>2</sup>. Elle est constituée principalement de calcaires à faciès barremien-urgonien; on y rencontre aussi, en faible quantité des calcaires et marnes turoniens-daniens. Du point de vue tectonique, cette région comporte une partie de l'aile complexe sud du synclinal de Ratja-Letchkoumi. Elle se divise en trois sous régions : a) celle de Tavchavi, le Veleoura, d'une superficie de 283 km<sup>2</sup>; c) celle de Khikhanta-Chkmeri, entre le Veleoura et le Djedjora, d'une superficie de 167 km<sup>2</sup>.

Parmi ces sous-régions, celle de Nakerala-Satsaliki se distingue par une karstification très poussée.

Région de Sabllavo (N°21) - située au Nord de la région précédente, sur le prolongement oriental de la région n°19 (Parel-Kvatsikhé-Lailachi), sur la rive droite d'un tronçon du Rioni. Elle est limitée d'une part par l'Askis-tskali sur la rive gauche de ce dernier, à l'Est par le Tsessoura, elle s'étend ensuite sur la rive gauche du Rioni jusqu'aux environs du méridien du village de Parakheti. Sa superficie est de 19 km<sup>2</sup>. Elle est constituée de calcaires et marnes crétacés. La faible karstification de la région s'explique par les conditions peu favorables des lieux tant du point de vue morphologique que morphométrique.

Régions de Velouanta-Dukibleta (Koudaro), de Bouba (Valkhokhi ou Eriso-Tsona), et d'Alkhachenda (N°22-24) - Elles sont situées sur le prolongement oriental de la région de Ratja et s'étendent en Ossetie du Sud. Leurs superficies sont respectivement de 8, 13 et 29 km<sup>2</sup>. Bien que de faible étendue, les deux premières présentent une intense karstification. La faible karstification de la troisième peut s'expliquer par la constitution de son sol qui comporte des calcaires massifs récifaux et feuilletés du Jurassique Supérieur (Iusitaniens et Kimméridgiens), la composition desquels se caractérise par la présence, en quantité assez importante, d'éléments non-carbonates.

Région de flysch carbonate crétacé (N°25) - D'une superficie de 2.300 km<sup>2</sup>, cette région s'étend en Ratja, en Ossetie, en Ntiouletie et en Kakhétie. Les phénomènes karstiques sont moins fréquents dans cette région que dans celles précitées, mais le Karst y apparaît sous des formes plus ou moins accentuées; la région la plus karstifiée est celle située entre le Ksani et l'Alazani, d'une superficie de 600 km<sup>2</sup>, surtout dans les environs du village de Jinyani. La constitution lithographique de son substrat (calcaires et marnes turoniens-daniens) explique la karstification poussée de la région.

Région de flysch calcaire-marneux, carbonate, du Jurassique Supérieur (N°26) - Bien que la karstification soit faible dans les parties élevées du Grand Caucase, l'on y délimite cependant une région karstique qui s'étend dans la Haute Svanétie, en Ossétie, Mtiouletie et Rakhétie. Le territoire en question commence en Svanétie sur la rive droite du Nakra, se prolonge à l'Est sur la rive droite de l'Ingouri, passe dans les environs de Mestia, et se prolonge au Sud-Est jusqu'à la frontière orientale de la Géorgie, à la limite de la rivière Matsina; cette bande de terrain occupe une superficie de 2500 km<sup>2</sup>. Ce flysch constitue des hauteurs séparées entre elles par le Rioni, le Grand Likhvai, l'Iori, l'Ilto et l'Alazani. Vers les Sud-Est, il forme les hauteurs de basse montagne du Grand Caucase de la Kakhetie, appelées les "Koudigari", dans la composition desquelles entre également le flysch carbonate valanginien du Crétacé inférieur. La région n° 26 est riche en formes karstiques, tant de surface que de caractère vaclusien, par exemple en Haute-Svanétie, à l'Est du Nakra, en Kakhetie aux environs des villages Alvani et Chakriani, etc....

### II. Périphérie montagneuse sud de la Géorgie (Petit Caucase)

Le plissement de l'Adjarie-Trialeti, avec ses couches carbonates du tertiaire et du crétacé, constitue un foyer d'évolution du Karst, mais d'un Karst bien moins accentué et fréquent que celui du versant sud du Grand Caucase. Cette faible karstification est due au caractère lithogène des couches constitutives de son substrat - les roches carbonates se présentent ici en majeure partie mélangées d'argiles et de sable. De plus, les roches purement calcaires se rencontrent seulement sur des superficies restreintes.

Dans les montagnes de la Géorgie méridionale, les phénomènes karstiques apparaissent principalement dans les régions de calcaires du Crétacé Supérieur (turonien-daniens). Ces régions sont les suivantes :

- 1) Région du versant Nord de la partie orientale de la chaîne de l'Adjarie-Imeretie (N°27) - elle commence près des sources du Khanis-tskali et s'étend au Nord-Nord-Est du méridien de Berdjoni, sur une superficie de 45 km<sup>2</sup>.
- 2) Partie centrale du versant nord de la chaîne de Trialeti (N°28) - elle s'étend sur 55 km<sup>2</sup> entre le Dzama et le méridien du village du Haut-Khovedorati.
- 3) Partie nord-est de la chaîne de Trialeti (N°29) - Elle s'étend sur 81 km<sup>2</sup>, entre le Temadza et le Dzagvi.
- 4) Partie orientale du versant sud de la chaîne de Trialeti (N°30) - d'une superficie de 67 km<sup>2</sup> - l'on y rencontre, entre le Khumi et l'Algeti, des "îlots" de calcaires et de marnes supraturonien-daniens ainsi que de calcaires feuilletés santonien-daniens, "îlots" qui affleurent en surface. Les formes karstiques sont peu développées dans cette région.
- 5) Versant nord des monts de Somkhiti (N°31) - D'une étendue de 40 km<sup>2</sup>, située entre le Machavera et le Dobela, cette région comporte une étroite bande de calcaires cénomaniens où s'esquissent des formes karstiques.

### III. Zone de dépression encadrée entre les régions montagneuses de la Géorgie

Dans cette zone de dépression, les phénomènes karstiques, fréquents et accentués, se présentent sous les aspects les plus divers, tant dans les calcaires que dans les conglomérats de calcaires. Le Karst argileux s'y rencontre également.

Nous avons signalé plus haut les régions de : Ajamava, Othoiouchi, Lachtouk-Birtza, Albianda-Tchaama, Tsebelda, de Khada, Bebchra, Chetchichkha, Oguirde, Traoutcha, Aisra, Lachkanderi, etc... (N°32-37), qui sont situées dans la plaine de Colchide. Outre ces dernières, nous en trouvons d'autres dans cette même plaine. Ce sont celles de : Régions de Satandjo, d'Ourti, d'Eka, de Nakalakevi et d'Abedati (N°38-42) - formant un arc de massifs calcaires situé à la périphérie du bassin tertiaire de la Mingrélie. La surface de ces régions est limitée, elles s'étendent respectivement sur 15,26,24,8 et 13 km<sup>2</sup>. Du point de vue tectonique, elles se présentent sous forme de brachy-anticlinaux. Elles sont constituées principalement de calcaires et de marnes du Crétacé Supérieur (turonien-daniens) ce qui favorise, à côté d'autres facteurs, l'évolution sur les hauteurs d'un Karst tant de surface que souterrain.

Régions calcaires de la chaîne de Gourie et de l'Iméretie du Sud (N°43-44) - ces régions se trouvent dans la partie sud de la plaine de Colchide, celle de la chaîne de Gourie (Nigoiti), à l'extrême Sud de la plaine entre, d'une part la Soupsa, et d'autre part le Pitchora et le Rioni, s'étend dans la partie nord de la chaîne du même nom, riche en crêtes. De faible superficie : 5 km<sup>2</sup>, cette région calcaire, constituée de calcaires du Crétacé Supérieur, est peu karstifiée.

La région calcaire de l'Iméretie du Sud forme le prolongement oriental de celle qui vient d'être citée. Elle comporte trois "îlots" situés sur la rive gauche du Rioni et du Kvirila, entre les méridiens de Samtredia et de Zestaponi : 1) l'un au Sud-Est de Samtredia, sur le territoire de la localité agricole de Chouamta; 2) le deuxième au Sud-Est du bourg de Vani, sur le territoire de la localité agricole de Dilhachkho, aux environs du village d'Isri; 3) le troisième sur les territoires des villages d'Oubtchi et de Sviri. La région, constituée de calcaires du Crétacé Supérieur, sur une superficie de 35 km<sup>2</sup>, présente une karstification plus poussée que la précédente.

Dans la plaine de Colchide, on trouve un Karst intense et largement répandu dans les environs de Matkoj-Tskaltoubo-



Khomouli, au confluent du Tskenis-Tskali et du Rioni et dans la région sud d'Okriba. Il faut également signaler la partie ouest des hauteurs de Kartlie-Iméretie, en Haute-Iméretie.

Région calcaire de Iskaltoubo-Sataplia (N°45) - Située au Sud des massifs d'Askhi et de Khvami, entre le Tskenis-Tskali et le Rioni, elle occupe une superficie de 92 km<sup>2</sup>. On y rencontre des formes karstiques bien accentuées principalement dans les roches calcaires à faciès barremien -urgonien.

Région de Tchakhata (N°46) - constitue le prolongement oriental du massif précité, entre le Rioni et le Tskali-Tsitela; composée de calcaires urgoniens, elle présente également une forte karstification. Sa superficie est d'environ 10 km<sup>2</sup>.

Région d'Okriba (N°47) - située à l'extrême Nord de la plaine de Colchide, entre le Tskali-Tsitela et le Duouza, aux environs des villages de Godogaai, Nagaveri, Navenakhevi, Simoneti, Dzevri, Tchkhari et autres; elle s'étend sur une superficie de 135 km<sup>2</sup>. Des calcaires crétacés entrent dans la composition de son substrat. Le Karst y est très évolué.

Région du plateau calcaire de Haute-Iméretie (N°48) - située entre le Dzouza et le Dziroula. C'est également une région de haute karstification, où les parties karstifiées couvrent environ 110 km<sup>2</sup>, et se rencontrent dans les roches calcaires turoniennes-daniennes, recouvertes parfois de marnes.

Partie sud des hauteurs de Kartlie-Iméretie (N°49) - Cette région, située dans le bassin du Tchkerimela, au nord du village de Laché, est également remarquable par la fréquence des phénomènes karstiques, il est vrai peu évolués, que l'on rencontre dans la partie nord de la plaine intérieure de Kartlie, sur le méridien du village d'Ali. Ce Karst s'étend sur une superficie de 70 km<sup>2</sup> dans les calcaires crétacés.

Versant nord-est de la chaîne de Tsiy-Gombori (N°50) - composée de roches carbonates crétacées, cette région présente une faible karstification sur sa superficie de 460 km<sup>2</sup>.

Outre les phénomènes purement karstiques, la plaine de Colchide comporte également des phénomènes clasto-karstiques dans les régions de Batcha, d'Otkhara, de Douripchi, de Djali et de la Mingrélie centrale.

Région clasto-karstique des hauteurs de Batcha (N°51) - s'étend sur la rive gauche du Mchista, au Sud du village d'Otkhara. De faible superficie (2km<sup>2</sup>), elle est constituée, entre autres, de calcaires du miocène moyen, en conglomérats, et l'on y rencontre des puits et des cavernes.

Région clasto-karstiques d'Otkhara (N°52) - située dans les environs du village du même nom, elle a une superficie de 4 km<sup>2</sup>. On y rencontre cavernes, puits, etc..., dans les conglomérats de calcaires alluviaux et déluviaux.

Plateau clasto-karstique de Douripchi (N°53) - ce plateau est situé à l'Est de la région d'Otkhari, entre le Tetr-Tskali (Khipsta) et le Goudouu; sa superficie atteint 47 km<sup>2</sup>; sous forme de dolines, puits, cavernes et autres phénomènes de cet ordre, on y rencontre des phénomènes karstiques bien évolués dans les conglomérats du Quaternaire, alluviaux et, en partie, déluviaux.

Région clasto-karstique de Djali (N°54) - située entre le Mokva et le Galidzga, sa superficie est de 55 km<sup>2</sup>. On y rencontre des formes clasto-karstiques souterraines bien évoluées dans les conglomérats de calcaires pliocènes - kimmeridgiens qui sont recouverts d'une couche de 5-6 m. d'épaisseur de sédiments sable-argileux.

Région de la Mingrélie Centrale (N°55) - cette région est particulièrement riche en phénomènes clasto-karstiques. Située entre l'Ingouri et le Tekhourl, elle occupe une superficie de 555 km<sup>2</sup>. Le clasto-karst se présente ici surtout sous formes de cavités et cavernes souterraines, les cavernes se rencontrant dans les conglomérats de calcaires et de porphyrites du néogène.

Dans la plaine de la Basse-Khartlie, aux environs de Tbilissi et dans les régions, situées à l'Est et à l'Ouest de cette ville, on rencontre, dans les couches de gypse éocène, de nombreux phénomènes de suffosion. Il s'agit de la région indiquée sur la carte sous le N°56 - Région de suffosion de Tbilissi.

Région karstique argileuse de la Kakhétie Extérieure (N°57) - cette région est située dans la partie orientale de la Kakhétie Extérieure, entre l'Alazani et l'Iori. Elle est fortement karstifiée dans ses parties composées d'argiles mio-pliocènes, de roches en partie calcaires et de grès. Il s'agit là d'un Karst calcaire.

C'est encore le Karst calcaire que l'on peut rencontrer en Gourie, dans les environs des villages de : Artcheouli (Ebalauri), Etserissa, etc..., ici, les phénomènes de suffosion ont provoqué dans les calcaires la formation de formes en entonnoir.

BIBLIOGRAPHIE

- 1- Gvozdenky N.A. - Essai de division en régions Karstiques du Grand Caucase - Recueil de Géographie - Société Géographique d'URSS - t.I, Géomorphologie et Paléogéographie, ed. AN URSS, Moscou, 1952, p.64-80 -(en langue russe).
- 2- Kavrichvili Kh. - Typologie du paysage karstique d'Abkhazie, Session scientifique de la Société Géographique de la Géorgie - communications et rapports - Tbilissi, 1961, p.32-34 (en langue géorgienne).
- 3- Kavrichvili Kh. B. - Types de paysages karstiques de haute montagne en Abkhazie, "Paysages de haute montagne de Géorgie" (Institut Géographique Vakhouchti de la R.S.S. de Géorgie) - ed. "Metsniereba", Tbilissi, 1966, p.18-52- (en langue russe).
- 4- Kipiani Ch. - A propos de la carte géomorphologique du relief karstique de la R.S.S. de Géorgie (du versant sud du Grand Caucase) - IV<sup>o</sup> session scientifique de la Faculté de géographie-géologie de l'Université d'Etat de Tbilissi - communications et rapports - Tbilissi, 1960, p. 5-7 (en langue géorgienne).
- 5- Kipiani Ch. - Essai de division en régions géomorphologiques karstiques de la Géorgie - travaux de la Société Géographique de la R.S.S. de Géorgie, t. VIII, 1965, p. 25-46 ( en langue russe).
- 6- Kipiani Ch. - A propos des types géomorphologiques du Karst Géorgien - "Cavités et cavernes de Géorgie" - t.III, ed. "Metsniereba", Tbilissi 1965, p. 41-47 (en langue russe).
- 7- Kipiani Ch. - Types géomorphologiques du Karst de Géorgie et possibilités d'évolution de cavités dans ce Karst. Actes du IV Congrès International de Spéléologie en Yougoslavie - t.III, Ljubliana, 1968, p. 503-507 (en langue russe).
- 8- Kipiani Ch. - Du cadastre des cavités karstiques de Géorgie, Travaux de la Société Géographique de la R.S.S. de Géorgie - t. IX-X, Tbilissi, 1967, pp. 227-284 (en langue russe).
- 9- Kipiani Ch., Tintilozov Z., Okrodjanachvili A., Djichkariani V., - Cadastre des cavités karstiques de la Géorgie - Institut Géographique Vakhouchti de la R.S.S. de Géorgie - ed "Metsniereba", Tbilissi 1966, pp. 259 (en langue géorgienne).
- 10- Marouachvili L. - Essai de caractérisation de la bande karstique en Géorgie occidentale, du point de vue géographique et spéléologique.- "Cavité et cavernes de Géorgie", t.I. 1963, pp. 5-22 (en langue géorgienne, résumé en langue russe).
- 11- Tintilozov Z.K. - De quelques problèmes de spéléologie physique des régions karstiques du versant sud du Grand Caucase (sur le territoire de la Géorgie occidentale)- Actes du IV<sup>o</sup> Congrès International de Spéléologie en Yougoslavie, t.III, Ljubliana 1968, pp. 625 (en langue russe).

## Sur l'évolution de quelques régions karstiques de la Roumanie

MARCIAN D. BLEAHU (Bucarest/Roumanie)

L'un des plus prégnants caractères de la morphologie des Carpates roumaines c'est l'existence des plates-formes d'érosion. Mises en évidence, décrites et cartographiées dès le début du siècle par Em. de Martonne (1907, 1927), les plates-formes d'érosion des Carpates ont servi à la première application de la théorie de l'évolution cyclique de Davis. Depuis lors de nouvelles données se sont accumulées, permettant d'établir plus exactement leur âge et de préciser leur évolution, sans qu'on changeât les lignes générales déterminées avec géniale perspicacité par Em. de Martonne.

Dans les Carpates méridionales et les Monts Apuseni, on connaît trois plates-formes d'érosion qui ont été modelées pendant le Tertiaire. Elles ont été dénommées et datées par Em. de Martonne, de la manière suivante : Borascu, d'âge paléogène; Riu Ses, d'âge miocène et Gornovitzza, d'âge pliocène. Dans le massif Godeanu et les monts Mehedinzi, elles ont les altitudes suivantes : 1900 m, 1200 m, 500 m. Dans les autres groupes montagneux, les altitudes des plates-formes varient, ce qui a empêché de les intégrer, de fait que de Martonne même a préféré leur donner des noms régionaux.

Du point de vue génétique, les plates-formes d'érosion des Carpates sont le résultat d'un processus de pénéplanation, inégalement accompli. La plate-forme paléogène représente une pénéplaine presque parfaite, tandis que la plate-forme miocène n'a pas dépassé un état de maturation, de sorte que son énergie de relief resta relativement grande (de 200 à 300 m). Enfin, la plate-forme pliocène présente un relief de pénéplanation avancée. La disposition étagée des pénéplaines met en évidence un processus de soulèvement des montagnes en saccades à longues périodes de stagnation. Le modelage d'une pénéplaine laisse supposer qu'elle se trouvait, à ce temps-là, au niveau de la mer et que le matériel érodé soit déposé dans la mer voisine. Le phénomène est prouvé du point de vue géologique par des dépôts sédimentaires marins ou lacustres, correspondant à chaque plate-forme.

Les plates-formes d'érosion des Carpates tranchent des roches éruptives, métamorphiques et sédimentaires, parmi les dernières se trouvant aussi des calcaires. Il est significatif que les calcaires et les roches imperméables sont tranchés dans les mêmes limites d'altitude, fait qui permet d'équivaler les surfaces karstiques (les karstoplaines) avec les surfaces d'érosion.

C'est dans les Monts Mehedinzi, les Monts du Banat occidental et les Monts Apuseni qu'on rencontre les aspects les plus significatifs à cet égard. Par exemple, la plate-forme pliocène (Gornovitzza) coupe dans le plateau de Mehedintzi sans aucune distinction les formations métamorphiques des lambeaux de recouvrement de la nappe géotique et les roches calcaires et non calcaires du sédimentaire autochtone. On rencontre la même situation en Banat, mais ici à l'encontre de Mehedinzi où les calcaires ne forment que de bandes, on trouve des surfaces vastes calcaires. Les plateaux Bradet, Caras, Buhui sont pratiquement un prolongement de la plate-forme développée sur les roches imperméables la même plate-forme se retrouve dans les Monts Apuseni où elle forme les vastes karstoplaines du plateau Vascau et les monts Padurea Craiului.

Pour la plate-forme intermédiaire, miocène, ce sont les karstoplaines Caribunari de Banat et surtout celles de Scarisoara et Batrina (Padis) des Monts Apuseni qui sont caractéristiques.

Même la plate-forme supérieure, paléogène, se prolonge sans aucune différenciation dans la karstplaine Albele des Monts Godeanu.

Bien sûr que l'intégration des karstoplaines dans les plates-formes d'érosion doit être envisagée dans les limites générales de l'évolution du relief majeur car le relief mineur met en évidence la différence lithologique par des formes karstiques spécifiques. Ainsi les karstoplaines présentent une plus grande énergie de relief à cause de l'enfouissement vertical des eaux par corrosion, tandis que les plates-formes, soumises à un régime érosif fluvial, ont un relief plus faible. De plus, les karstoplaines présentent une dissection avancée à rudiments de réseaux hydrographiques, pendant que les plates-formes développées sur des roches imperméables ont des réseaux hydrographiques dendritiques normales. Mais ce sont des détails. Il reste certain que les karstoplaines s'inscrivent dans les mêmes limites d'altitude que les surfaces d'érosion non karstiques. Il s'en suit qu'elles ont parcouru le même chemin, c'est-à-dire que les karstoplaines sont le résultat des processus de nivélation fluviale, de pénéplanation.

En aboutissant à cette conclusion, on est arrivé à l'un des problèmes les plus discutés de la morphologie karstique : la possibilité du modelage karstique par des processus d'érosion fluviale. En opposition avec les affirmations de certains auteurs (par exemple, Roglić, 1957, 1960) qui nient cette possibilité ou lui font des restrictions, force nous est de constater la réalité de ce processus, malgré les nombreux arguments d'ordre théorique qui s'y opposent.

Plus encore, l'analyse morphologique de détail met en évidence que ce que l'on a appelé plus haut, en parlant des Karstoplaines, "rudiments de réseaux hydrographiques", sont en réalité les témoins des réseaux hydrographiques normaux, dissequés par captures souterraines. Presque partout on peut reconnaître des vallées anciennes, des cols par lesquels ont passé des ruisseaux, des alluvions de roches allochtones parsemées dans des lits anciens. Presque sur toutes les karstoplaines on peut reconstituer de cette manière des réseaux hydrographiques fossiles, démembrés, qui peuvent ainsi être poursuivis au-delà des zones karstiques, sur les roches imperméables.

L'étude des karstoplaines des Carpates conduit donc à la conclusion que celles-ci ont subi une érosion fluviale initiale, suivie par le modelage karstique. La succession de ces deux phases est une autre réalité qui contredit des idées théoriques qui paraissaient avoir toutes les chances d'exprimer une réalité et qui statuaient que dans le karst ces deux processus sont simultanés, et non successifs.

Après avoir établi que les zones calcaires des Carpates ont parcouru une évolution polycyclique, essayons de voir dans quelle mesure celle-ci a influencé la spéléogénèse.

L'étude statistique d'une centaine de grottes du plateau et des Monts Mehedinzi (V. Decou, A. Decou, M. Bleahu, 1967) a démontré qu'en majorité les grottes se trouvent à des altitudes de 400 m à 500 m, ce qui correspond à l'altitude actuelle de la plate-forme pliocène. Ces grottes se sont formées soit après la genèse de la plate-forme, leurs altitudes devant coïncider forcément à celle du relief actuel, soit en même temps que le modelage de la plate-forme. Le premier n'est possible que pour les grottes formées par l'eau d'infiltration (qui ne représentent que 15%); le reste de 85% sont des grottes horizontales, formées par une circulation horizontale de l'eau. Comme ces eaux ne circulent plus de nos jours, les grottes étant en train de fossilisation, il en résulte que ces grottes se sont formées avant le soulèvement de la karstoplane, donc lorsque cette dernière se trouvait encore au niveau de la mer.

Les résultats de l'étude des grottes du plateau de Mehedinzi sont également valables pour celles du Banat. Ici, la plupart des grottes inactives, formées par une circulation horizontale de l'eau, se situent entre 450 m et 550 m, c'est-à-dire au niveau de la plate-forme pliocène et entre 300 m et 350 m. Enfin, dans les Monts Bihor, les grottes sont groupées d'une part à 1200 m et de l'autre à 700 m, les premières correspondant à la plate-forme miocène et les autres à un niveau inférieur à la plate-forme pliocène.

Le groupement des grottes à l'altitude des plates-formes d'érosion prouve qu'elles en sont liées du point de vue génétique et temporel et représentent donc une génération synchrone au modelage des plates-formes. Pour connaître la manière dont elles ont pris naissance, il suffit d'examiner leur morphologie de détail. La plupart présentent des traces évidentes d'écoulement sous charge. Les sections transversales de galeries sont arrondies; il y a de nombreux labryrinthes, des canaux anastomosés, des galeries en cul-de-sac; des plafonds présentent des septes de corrosion, des arcades de dissolution et les parois des hiéroglyphes de corrosion. Toutes ces formes indiquent clairement une période initiale d'écoulement de l'eau sous charge, suivie d'un écoulement à niveau libre qui a déterminés des remodelages.

En tenant compte de ces détails et de l'évolution polycyclique du relief, on peut imaginer l'évolution des zones karstiques des Carpates méridionales et des Monts Apuseni de la manière suivante.

Après l'achèvement structural dû aux mouvements laramiens, les Carpates ont été exondées de sorte que pendant le Paléogène la plaine supérieure a été modelée au niveau de la mer, sans qu'un relief karstique important ait pris naissance. Les calcaires, en majorité d'âge triasique, jurassique et éocène, étaient encore recouverts par leur enveloppe stratigraphique ou tectonique (nappes de charriage).

A la suite du soulèvement en bloc des Carpates, déterminée par la phase tectonique savique, pendant le miocène a été modelée la plate-forme moyenne. Les calcaires, mis à nu par l'érosion, ont été fortement karstifiés à la surface. En même temps, le drainage souterrain vers le niveau de base, déterminé par la mer miocène qui entourait les Carpates, a eu comme résultat la formation, en conditions d'écoulement phréatique, de la première génération de grottes, qu'on trouve aujourd'hui au niveau de la plate-forme miocène. Des processus spéléogénétiques ont eu lieu aussi dans les calcaires situés plus haut, correspondant à la plate-forme paléogène, mais leur niveau étant au-dessus du niveau de base, ce sont seulement des écoulements vadoses qui ont pu s'établir, de sorte que dans ces calcaires on trouve surtout des gouffres et peu de grottes à développement horizontal.

A la limite Miocène/Pliocène un nouveau soulèvement des Carpates a eu lieu, à la suite des mouvements attiques, ayant les conséquences suivantes :

- durant le Pliocène est tranchée la plate-forme inférieure au niveau des lacs qui constituaient les vestiges de la mer miocène;
- à ce niveau est creusé, en régime phréatique, une nouvelle génération de grottes qu'on trouve aujourd'hui liées à ce niveau;
- les grottes, creusées pendant le Miocène en régime phréatique, passent à un régime vadoses, certaines galeries étant remodelées, mais la plupart colmatées;

sur toutes les surfaces calcaires soulevées (donc sur les karstoplaines paléogènes et miocènes) prennent naissance des grottes en régime vadoses, engendrées soit par l'eau d'infiltration, soit par des rivières souterraines formées à ce

temps-là. Elles ne présentent jamais des traces d'écoulement sous charge.

Ce dernier acte de l'achèvement des Carpates se produit pendant la Pleistocène. La chaîne est exhauscée de nouveau à la suite des mouvements valaques et c'est ce soulèvement qui lui a conféré l'aspect actuel, l'édifice entier étant porté à la hauteur d'aujourd'hui. La plate-forme inférieure, est soulevée jusqu'à 400-500 m, entraînant à la fois les karstoplaines et les grottes respectives. Celles-ci passent maintenant à un régime vadose, les formes vadeuses se superposant aux formes phréatiques. En même temps, dans les calcaires déjà soulevés, les processus spéléogénétiques en régime vadose continuent.

Pendant le soulèvement de la plate-forme inférieure il y a eu des moments de stagnation qui ont conduit d'une part à la formation des terrasses fluviatiles et d'autre part à la formation des grottes qu'on trouve depuis 300 m d'altitude jusqu'au niveau des thalwegs actuels. Leurs récents passages à un régime d'écoulement à niveau libre explique pourquoi on n'a jamais trouvé dans ces grottes des dépôts plus anciens que le Pleistocène moyen. En même temps, c'est aussi l'explication de leur morphologie d'écoulement sous charge, bien que ces grottes puissent être raccordées aux niveaux des terrasses.

En conclusion, la genèse et l'évolution des régions karstiques de la Roumanie ont été déterminées par les phases de soulèvement des Carpates. L'évolution polycyclique du relief carpatique a eu comme conséquence de modelage des Karstoplaines étagées aux niveaux où se trouvent aussi les plates-formes d'érosion. En même temps dans les plates-formes se sont creusées les grottes auxquelles on peut appliquer la théorie des deux cycles de W.M. Davis, c'est-à-dire qu'elles ont pris naissance dans un régime phréatique pour passer ensuite à un régime vadose. Cette affirmation n'est valable que pour les grottes à développement prédominant horizontal et à morphologie phréatique. Les autres grottes, exemptes d'une telle morphologie, ont été creusées en régime vadose après le soulèvement des masses calcaires dans lesquelles elles se trouvent.

#### BIBLIOGRAPHIE

- BLEAHU, M., RUSU, I. (1964) : The karst of Romania - a brief outlook, Rev. Roum. de Géol., Géophys. et Géogr., Sér. Géogr., T 8, Bucuresti.
- DAVIS, W.M. (1930) : Origin of Limestone Caverne. Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. XLI.
- DECOU, A., DECOU, V., BLEAHU, M. (1967) : Grottes d'Olténie explorées de 1959 à 1962. Dans le volume "Recherches sur les grottes du Banat et d'Olténie, Roumanie 1959-1962", Ed. CNRS, Paris.
- MARTONNE, Em. de (1907) : Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie, Rev. de Géogr., T. I, Année 1906-1907, Paris.
- MARTONNE, Em. de (1922) : Excursions géographiques de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj en 1921. Résultats scientifiques. Trav. Inst. Géogr. Univ. Cluj, Vol. I, Cluj.
- ROGLIC, J. (1960) : Das Verhältnis der Flusserosion zum Karstprozess Zeitschf. f. Geomorphol. Bd. 4, H. 2, Berlin.

WINFRIED REIFF & WINFRIED STRÖBEL (Geologisches Landesamt  
Baden-Württemberg, Zweigstelle Stuttgart, Bundesrepublik Deutschland)

Stuttgart liegt in der südwestdeutschen Schichtstufenlandschaft. Die Schichten fallen generell nach SE ein. Deshalb streicht der Muschelkalk im N und W von Stuttgart aus und bildet dort die sog. Gäuflächen. In den geklüfteten Kalken dringt das Niederschlagswasser ein und löst außer dem Kalk auch die im Mittleren Muschelkalk rund 70 m mächtige Gips- und Steinsalzerie auf. Großflächige Senkungen und Dolinen sind die Folge. Entsprechend dem Schichtfallen und begrenzt durch die Verwerfung des Fildergrabens fließt das eingedrungene Wasser unterirdisch bis nach Stuttgart-Bad Cannstatt, wo es in Form von Mineralquellen aufsteigt.

Im Einzugsgebiet wird als Beispiel für die zahlreichen Dolinen das "Grandeloch" besucht (100 m lang, 40 m breit, 12 m tief, Name von den seit 1700 in Perouse siedelnden französischen Waldensern). Häufig sind Dolinen über linearen Klüftzonen angeordnet.

100 m westlich des Haltepunkts Rutesheim wird die Verwerfungszone spitzwinklig geschnitten (Naturdenkmal Wasserbachverwerfung).

Im Wandergebiet des Mineralwassers wird der Muschelkalk von den Schichten des Keupers überlagert. Im Keuper treten mehrere Gips Horizonte auf. Die ca. 20 m mächtige Schicht des Grundgipses und der Gipskeuper zeigen im Ausstrich starke Verkarstungserscheinungen mit Dolinenbildung (Beispiel: Tachensee Stuttgart-Weilimdorf bei Korntal) und Gebäudeschäden durch Setzungen (Tarnowitzer Straße in Stuttgart-Bad Cannstatt), wo mehrere Häuser abgerissen werden mußten. Die Gebäude neben den Lücken zeigen vielfach Risse. Auf der Straße brachen Dolinen ein. Zahlreiche Untersuchungsbohrungen trafen Auslaugungshohlräume an, die hier bis zu 50 m unter der Erdoberfläche liegen). Die Verkarstungserscheinungen in den Grundgipsschichten finden sich in einer den Fuß der Berghänge begleitenden Zone. Im Vorland ist die Auslaugung so weit fortgeschritten, daß die Deckschichten nachgebrochen und bereits wieder konsolidiert sind.

Die Cannstatter Quellen stellen das zweitgrößte Mineralwassersystem Europas (nach dem System von Budapest) dar. Auf verhältnismäßig engem Raum treten derzeit in 23 Bohrfassungen und einer natürlichen Quelle insgesamt 220 l/s Wasser aus. Sichtbare und unsichtbare wilde Austritte in der Talau und im Neckarbett kommen hinzu, so daß die Gesamtschüttung mit etwa 300 l/s angenommen werden darf. Drei verschiedene Typen von Mineralwasser sind zu unterscheiden:

1. Typ: nur Gottlieb-Daimler-Quelle: Ca - Na - Cl - Wasser.
2. Typ: Wilhelmsbrunnen, Inselquelle: Na - Ca - Cl -  $\text{SO}_4$  -  $\text{HCO}_3$  - Wasser.
3. Typ: Kellerbrunnen, Mombachquelle: Ca -  $\text{SO}_4$  -  $\text{HCO}_3$  - Wasser.

Die Gottlieb-Daimler-Quelle mit einer Konzentration von etwa 13 g/kg ist mittels einer 164 m tiefen Bohrung im Mittleren Muschelkalk gefaßt. Der 2. Typ entstammt einer höheren Etage (Konzentrationen zwischen 2,8 und 6,5 g/kg und 1,0 - 1,9 g/kg freies  $\text{CO}_2$ ). Diesem Typ gehören alle im S erbohrten Wasser an. Im N sind die Wasser gefaßt, die dem 3. Typ zugehören (Konzentrationen zwischen 1,1 und 2,1 g/kg). Alle Wasser besitzen erhöhte Temperatur (14 - 21°C, je nach der Mächtigkeit der Überlagerung im Wandergebiet, geothermische Tiefenstufe 25 m/1°C). Die vom N Wanderweg herstammenden Wasser sind schwächer mineralisiert, weil der Muschelkalk in dieser Region schon stärker ausgelaugt ist.  $\text{CO}_2$  kommt erst im Aufstiegsgebiet hinzu (postvulkanische Erscheinung). Die Wanderzeit wurde auf ca. 12 Jahre berechnet.

Durch die Cannstatter Mineralquellen sind während der Warmzeiten des Holstein- und Eem-Interglazials sowie im Klimaoptimum des Holozäns ausgedehnte Travertinkomplexe entstanden. Die Fossilreste in den Travertinen liefern wesentliche Anhaltspunkte für die Gliederung des Pleistozäns. Durch die starke Kalklösung im Untergrund von Cannstatt kam es wiederholt zu lokalen Absenkungen, für die es in den Travertinvorkommen Beweise gibt.

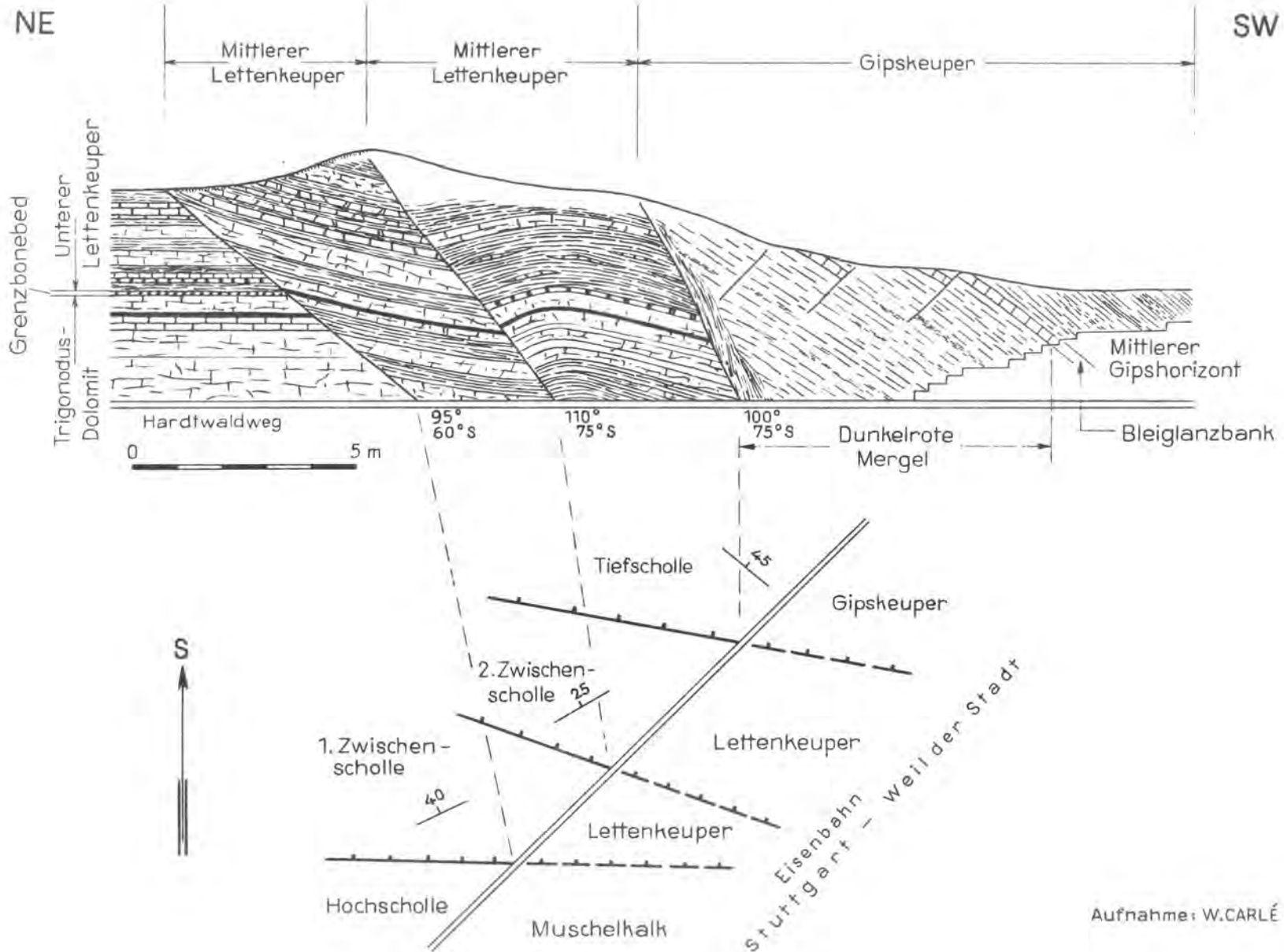
---

Stuttgart lies in the south-west German scarplands. In general, the strata are inclined to the south-east. For this reason, the Muschelkalk is striking out in the north and west from Stuttgart, and forms there the so-called "Gäuflächen". Rain-water penetrates the fractured limestone and dissolves besides the limestone the gypsum and rock salt series, about 70 m thick, in the Middle Muschelkalk. Dolines and subsidences of large areas are the result of this. Corresponding to the inclination of the stratum, and limited by the fault of the Fildergraben, the water is forced to flow underground as far as Stuttgart-Bad Cannstatt, where it rises in the form of mineral water springs.

In their catchment area, the "Grandeloch" is visited as an example of the many dolines. It is 100 m long, 40 m wide, 12 m deep, and was named by the French "Waldenser" settling in Perouse since the year 1700. Dolines are often located along linear fault zones.

100 m west of the Rutesheim railway stopping point, the fault zone is angularly cut (natural monument "Wasserbach fault").

In the migration area of the mineral water, the Muschelkalk is overlaid by strata of the Keuper. Several gypsum layers occur in the Keuper. The basal gypsum stratum (Grundgips), about 20 m thick, and the Gipskeuper show in outcrop strong karst phenomena with formation of dolines (e.g. Tachensee at Stuttgart-Weilimdorf near Korntal), and building damage due to subsidence (Tarnowitzer Strasse in Stuttgart-Bad Cannstatt, where several houses had to be demolished. The buildings near the gaps are cracked in many places.



Naturdenkmal Wasserbachverwerfung am Haltepunkt Rutesheim

Dolines brake down in the street. Many experimental bores uncovered solution cavities, which lie here up to 50 m under the earth's upper surface.). The karst phenomena in the Grundgips are in a region at the foot of the mountain slopes. In the foreland, solution has proceeded so far that the covering strata have already been broken and consolidated again.

The Cannstatt springs are the second largest mineral water system in Europe (next to the Budapest system). In a relatively limited space, from 23 bores and one natural spring issue 220 l/s water at this time. Visible and invisible wild exits in the meadows of the valley and in the bed of the Neckar can be added to this, so that the total discharge can be taken at approximately 300 l/s. There are three differing types of mineral water (p. M 40/1).

The Gottlieb Daimler spring, with a concentration of about 13 g/kg is sunk by a 164 m deep bore in the Middle Muschelkalk. The 2nd type comes from a higher level (concentrations between 2.8. and 6.5. g/kg, and 1.0 - 1.9 g/kg free CO<sub>2</sub>). All waters bored in the south belong to this type. The waters which are taken in the north are those which belong to the 3rd type (concentrations between 1.2. and 2.1 g/kg). All waters have a higher temperature, (14 - 21°C), according to the thickness of the covering in the migration area, geothermal depth grade 25m/1°C).

The waters coming from the northern migration area do not have such a high mineral content, because the Muschelkalk in this region has already been more strongly soluted. CO<sub>2</sub> is only added in the rising district (post-volcanic phenomenon). The migration time has been reckoned to last a period of about 12 years.

During the warm periods of the Holstein and Eem interglacial, as well as in the climatic optimum of the Holocene, extended travertine complexes arose through the Cannstatt mineral springs. The fossil remains in the travertine give considerable references for the stratigraphy of the Pleistocene. Because of the extensive dissolving of the limestone under Cannstatt, repeated local subsidences have taken place, for which proof is given in the travertine occurrences.

Stuttgart se trouve dans la région des cuervas du Sud de l'Allemagne. Les couches sont toutes inclinées vers le S.E. C'est pourquoi le Muschelkalk s'étend au N et à l'O de Stuttgart et y forme les plaines appelées "Gäuflächen". Les eaux pluviales pénètrent dans les calcaires escarpés et y ne dissolvent seulement le calcaire, mais aussi la couche de gypse et de sel gemme puissante de 70 m située dans le Muschelkalk moyen. Le résultat sont des affaissements et des dolines avec des surfaces grandes. L'eau d'infiltration s'écoule selon la déclivité des couches, avec délimitation par la faille du "Fossé de Filder", pour rejoindre à Stuttgart-Bad Cannstatt, par voie souterraine, où elle remonte en surface sous forme de sources d'eau minérale.

Dans la région de drainage des sources d'eau minérale, on visitera le "Grandeloch" (longueur 100 m, largeur 40 m, profondeur 12 m; nom donné par les léonistes français émigrés à Pérouse depuis 1700) comme exemple des nombreuses dolines, qui se trouvent fréquemment au-dessus de zones de plissements linéaires.

100 m à l'ouest de l'arrêt de chemin de fer à Rutesheim, la faille est coupée à angle aigu (monument naturel, faille de Wasserbach).

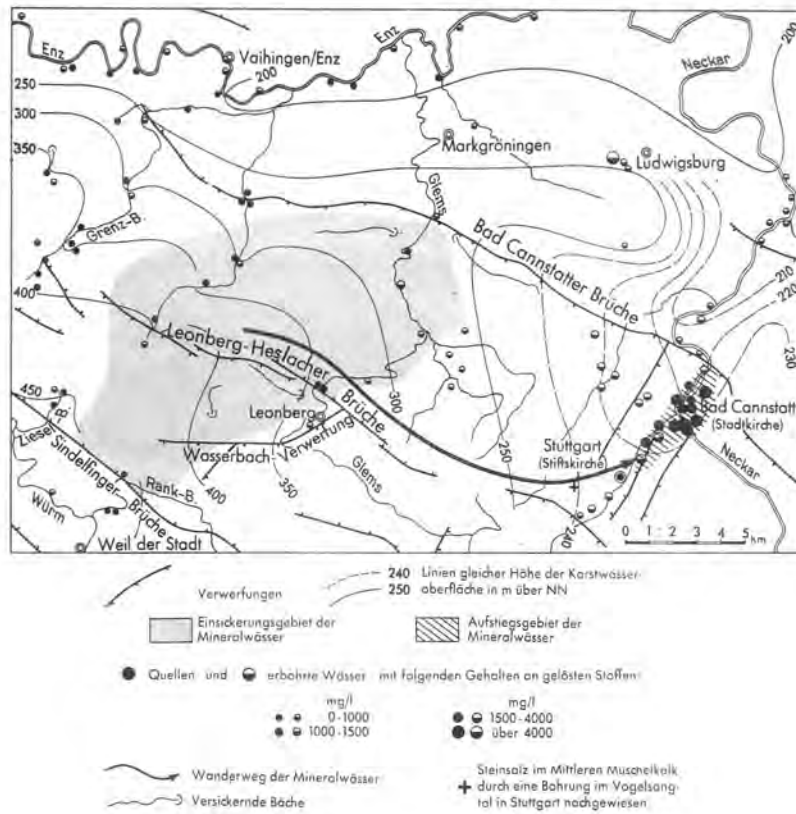
Dans la région d'écoulement des eaux minérales, le Muschelkalk est couvert par les couches de Keuper, dans lequel se trouve plusieurs horizons de gypse. La couche de gypse basal - à une épaisseur de 20 m environ - et le keuper gypseux présentent dans la zone d'affleurement des phénomènes de karstification prononcée avec formation de dolines (exemple: Tachensee Stuttgart-Weilimdorf à Korntal) et endommagement des bâtiments par affaissement du terrain (Tarnowitzer Strasse à Stuttgart-Bad Cannstatt, où il fallut démolir plusieurs maisons. Les bâtiments situés dans les intervalles présentaient de nombreuses fissures. Des dolines se creusèrent sur la route. D'innombrables forages expérimentaux rencontrèrent des souterrains formés par lessivage et situés ici jusqu'à 50 m en-dessous du niveau du sol). Les phénomènes de karstification des couches de gypse basal se trouvent dans une zone suivant le pied des coteaux. Aux alentours, le lessivage est si avancé que les couches supérieures sont fissurées et déjà consolidées à nouveau.

Les sources de Cannstatt constituent le deuxième plus grand système d'eau minérale d'Europe (venant après le réseau de Budapest). Sur un espace relativement étroit, il s'échappe actuellement un total de 220 l/s, par 23 forages armés et une source naturelle. Quand on ajoute les maintes sorties incontrôlées - visible et invisible - au fond de la vallée, on doit estimer un débit de 300 l/s en total. On y distingue trois types différents d'eau minérale: (p. M 40/1).

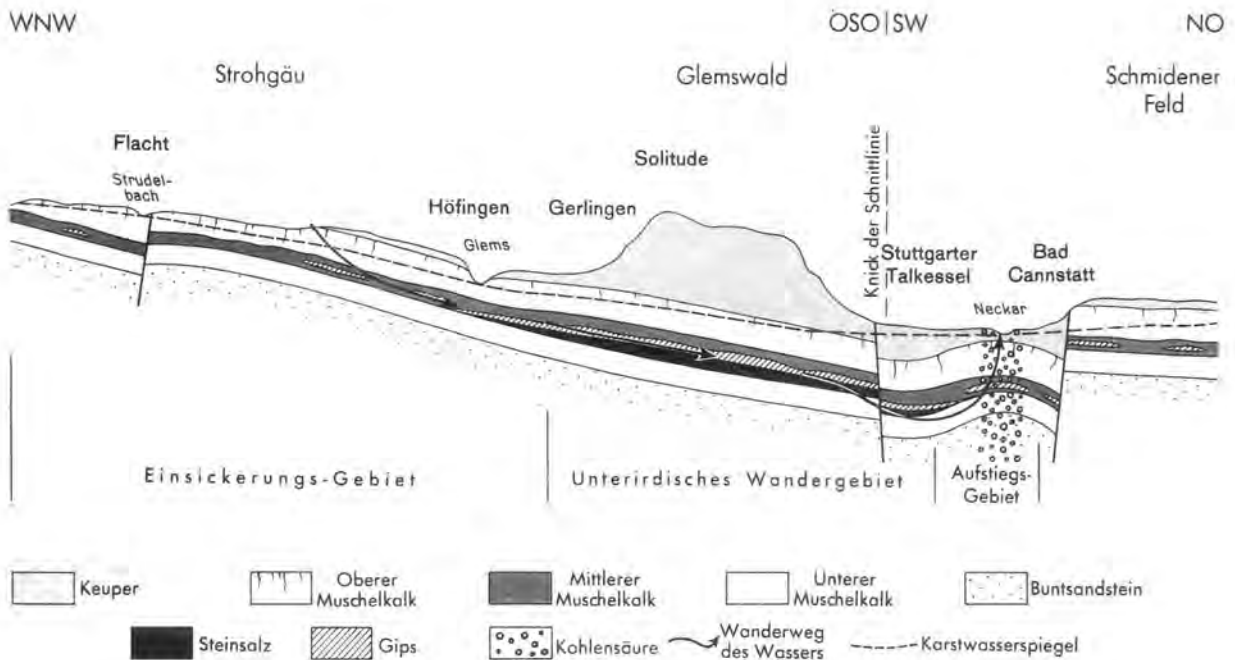
La source Gottlieb Daimler a une concentration d'environ 13 g/kg et est armée dans le Muschelkalk moyen, à l'aide d'un forage à une profondeur de 164 m. Le 2ème type jaillit d'un étage plus élevé (concentration entre 2,8 et 6,5 g/kg et 1,0 à 1,9 g/kg de CO<sub>2</sub> libre). A ce type ap artiennent tous les fontaines forées au sud. Au nord, nous avons collecté l'eau appartenant au 3ème groupe (concentration entre 1,2 et 2,1 g/kg). Toutes les eaux ont une température élevée (14 à 21°C), selon l'épaisseur des sédiments couverts dans la zone de ruissellement; taux de progression géothermique 25 m /1°C).

Les eaux de ruissellement provenant du nord sont moins minéralisées, parceque car dans cette région, le Muschelkalk est déjà plus fortement lessivé. Le CO<sub>2</sub> n'existe que dans la zone ascendante (phénomène post-volcanique). La durée d'écoulement a été calculé à 12 ans environ.





Herkunft der Mineralwässer von Stuttgart-Bad Cannstatt.



Vereinfachter geologischer Schnitt durch das Einzugsgebiet der Mineralwässer von Stuttgart-Bad Cannstatt.

(Abbildungen aus W. STRÖBEL: Die Mineralwässer von Stuttgart-Bad Cannstatt.- Erl.z.Geol.Karte v.Stuttgart u.Umgebung 1:50 000, Freiburg 1959)

# V e r ö f f e n t l i c h u n g e n

des Verbandes der deutschen Höhlen- und Karstforscher e.V., München

zu beziehen durch die FR. MANGOLD'SCHE BUCHHANDLUNG, D 7902 Blaubeuren, Karlstrasse 6, Postfach 37

## JAHRESHEFTE FÜR KARST- UND HÖHLENKUNDE (Mitgliederpreise in Klammern)

1. Heft 1960: "Karst und Höhlen im Gebiet der Brenz und der Lone (Schwäb. Alb)" - XXIII u. 274 S., 143 Abb., 1 Karte  
1 : 50 000. - 8,- DM (6.80 DM).
2. Heft 1961: "Karst und Höhlen in Westfalen und im Bergischen Land" - XXII u. 297 S., 106 Abb., 1 Faltkarte. - 8.20 DM (6.90 DM).
3. Heft 1962: "Das Laubensteingebiet im Chiemgau - seine Landschaft, seine Höhlen und Karsterscheinungen" - XVIII u. 338 S.,  
90 Abb., 12 Beil. (1 geol. Karte 1 : 12 500). - 11.50 DM (9.50 DM).
4. Heft 1963: "Vom Wasser und von den Höhlen der mittleren Schwäbischen Alb (östl. Teil)" - XXXII u. 384 S., 153 Abb.,  
1 Karte 1 : 50 000 u. 5 Beil. - 12.80 DM (10.90 DM).
5. Heft 1964: "Fachwörterbuch für Karst- und Höhlenkunde (Speleologisches Fachwörterbuch)" - vergriffen.
6. Heft 1965: "Die Alblandschaft zwischen Rosenstein und Wasserberg" - XX u. 192 S., 72 Abb., 1 Karte 1 : 50 000 -  
7 Beil. - 12,- DM (10.50 DM).
7. Heft 1966: "Die nördliche Frankenalb - ihre Geologie, ihre Höhlen und Karsterscheinungen", 1. Bd. - XVIII u. 118 S.,  
30 Abb., 1 Karte 1 : 50 000 - 13.50 DM (11.50 DM).
8. Heft 1967: "Die nördliche Frankenalb - ihre Geologie, ihre Höhlen und Karsterscheinungen", 2. Bd.: "Die Höhlen des  
Karstgebietes A Königstein" - XVIII u. 196 S., 1 Abb. - 11.50 DM (10,- DM).
9. Heft 1968/69: "Der Südharz - seine Geologie, seine Höhlen und Karsterscheinungen" - XVI u. 112 S., 27 Abb., 2 Tab.,  
4 Beil. - 10.80 DM (9.50 DM).
10. Heft : "Mittlere Schwäbische Alb (Arbeitstitel).

## BIBLIOGRAPHIE FÜR KARST- UND HÖHLENKUNDE IN DEUTSCHLAND

Nr. 1 (1959) vergriffen, Nr. 2 (1960) - Nr. 10 (1969) 1.20 - 2.40 DM (-.80 - 1.60 DM).

## SCHAUHÖHLEN DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (vergriffen)

## ABHANDLUNGEN ZUR KARST- UND HÖHLENKUNDE

### Reihe A (Speleologie)

- Heft 1 (1966): HENNE & KRAUTHAUSEN: "Eine seismische Methode zur Ortung geologischer Feinstrukturen des Untergrundes" -  
16 S., 6 Abb. - 3,- DM.
- Heft 2 (1966): GERSTENHAUER & PFEFFER: "Beiträge zur Frage der Lösungsfreudigkeit von Kalkgesteinen" - 46 S., 10 Diagr. - 5,-DM.
- Heft 3 (1968): ADAM, BINDER, BLEICH & DOBAT: "Die Charlottenhöhle bei Hürben" - 54 S., 32 Abb., 3 Tab., 1 Plan - 2,- DM.
- Heft 4 (1969): BINDER, BLEICH & DOBAT: "Die Nebelhöhle (Schwäbische Alb)" - 55 S., 36 Abb., 1 Tab., 1 Plan - 2.50 DM.
- Heft 5 (1969): GERSTENHAUER: "Die Karstlandschaften Deutschlands" - 8 S., 1 zweifarbige Karte - 3.50 DM.
- Heft 6 (1972): "Das Gipskarstgebiet bei Döna" (Arbeitstitel).
- Heft 7 (1972): SCHMID, STIRM & ZIEGLER: "Die Olghöhle in Honau" - 53 S., 28 Abb., 4 Tab., 1 Plan - 2.50 DM.

### Reihe B (Hydrologie)

Heft 1 (1969): HERRMANN: "Die geologische und hydrologische Situation der Rhumequelle am Südharz" - 6 S., 2 Abb. - 1,- DM.

### Reihe C (Vor- und Frühgeschichte, Anthropologie)

Heft 1 (1971): DOMNING: "Zur Technik der Eiszeitmalereien im franco-cantabrischen Raum" - 26 S., 12 Abb. (4 farbig) - 5,- DM.

### Reihe E (Botanik)

- Heft 1 (1964): STIRM: "Kalktuffvorkommen und Kalktufftypen der Schwäbischen Alb" - 92 S., 23 Abb., 3 Prof. - 7.50 DM.
- Heft 2 (1965): GRÜNINGER: "Rezente Kalktuffbildung im Bereich der Uracher Wasserfälle" - 113 S., 31 Abb., 9 Tab. - 8,- DM.

Heft 3 (1966): DOBAT: "Die Kryptogamenvegetation der Höhlen und Halbhöhlen der Schwäbischen Alb" - 153 S., 79 Abb.,  
21 Tab. i. text, 14 Tab. u. 1 Karte als BEIL. - 13,50 DM.

Reihe F (Geschichte der Speleologie, Biographien)

Heft 1 (1967): BERGER: "David Friedrich Weinland" - 32 S., 1 Abb. - 3,- DM.

Heft 2 (1967): BAUER: "Alte Höhlenansichten der Fränkischen Alb" - 36 S., 19 Abb. auf Tafeln - 7,- DM.

Heft 3 (1969): GRIEP, LAUB & STOLBERG: "Harzer Höhlen in Sage und Geschichte" - 34 S. - 3,- DM.

Kleiner Führer zu den Exkursionen der 14. Jahrestagung des Verbandes der Deutschen Höhlen- und Karstforscher e. V., München,  
vom 8. bis 10. Oktober 1971 in Kolbingen, Kreis Tuttlingen - 21. S., 8 Abb. - 2,50 DM (2,- DM).

5. INTERNATIONALER KONGRESS FÜR SPELEOLOGIE STUTTGART 1969

Exkursionsführer Schwäbische Alb, Fränkische Alb, Bayerische Alpen, Dachstein, Tennengebirge - 92 S., 14 Abb. 10,-DM (3,80 DM).

Exkursionsführer Schweiz - 47 S., 25 Abb. - 5,- DM (2,- DM).

Abhandlungen

Band 1: Morphologie des Karstes

Band 2: Speleogenese I

Band 3: Speleogenese II / Höhlenbesiedelung

Band 4: Biospeleologie

Band 5: Hydrologie des Karstes

Band 6: Dokumentation / Höhlentouristik.

