Österreichische Akademie der Wissenschaften
Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen
Band 3

Ergebnisse der österreichischen Projekte des Internationalen Geologischen Korrelationsprogramms (IGCP) bis 1976

Scientific Results of the Austrian Projects of the International Geological Correlation Programme (IGCP) Until 1976

herausgegeben von / edited by
o. Prof. Dr. **Helmuth Zapfe**

Springer-Verlag
Wien New York
1978

W. G. Jetraschey

Prof. Dr. W. E. PETRASCHECK
zum 70. Geburtstag
gewidmet

W. E. PETRASCHECK

DEM INITIATOR DER ÖSTERREICHISCHEN IGCP-AKTIVITÄT ZUM 70. GEBURTSTAG GEWIDMET

Die weitgespannt-regionale Betrachtungsweise der Erzlagerstätten, die Prof. Dr. W. E. Petrascheck vor 20 Jahren zur Mitarbeit in der Kommission für die Internationale Metallogenetische Karte veranlaßte, hat ihn 1965 zu einer neuen Definition und Umschreibung des Begriffes der Erzprovinzen geführt. Als die Kontinentalverschiebungstheorie WEGENERS durch neue Beobachtungen und exakte Messungen auf den Ozeanböden allgemeine Anerkennung fand, konnte er darangehen, seine Ideen über die Zusammengehörigkeit von Erzprovinzen in weit getrennten Räumen, wie z. B. Westafrika und Brasilien, oder Ostafrika und Arabien, in einer vielbeachteten Publikation 1968 der Fachwelt vorzulegen („Erzprovinzen und Kontinentalverschiebung", Mineralium Deposita 1968). Die Feldbeweise dafür aber konnte ein einzelner nicht erbringen; dazu bedarf es eines Teams von gleichgesinnten Wissenschaftlern aus vielen Ländern. Um diese zusammenzubringen, mangelte es aber an einem Mechanismus.

Als Petrascheck von dem Plan des damals bei der UNESCO tätigen Österreichers Elmar Walter erfuhr, mit Hilfe der UNESCO und der IUGS ein „Internationales Geologisches Korrelationsprogramm" zu schaffen, unterstützte er diesen Gedanken weitestgehend und warb dafür in Österreich. Ein solches Instrument konnte nicht nur seine Pläne ermöglichen, sondern auch der Lösung von Problemen weltweiter oder zumindest großräumiger stratigraphischer, paläogeographischer, paläoklimatischer und tektonischer Art dienlich sein. Als im Herbst 1969 die Geologenunion ein Korrelationsprogramm startete, noch bevor die UNESCO sich anschließen konnte, reichte Petrascheck als einer der ersten sein Projekt ‚Ore Provinces, separated by Continental Drift' ein. Die IUGS mußte sein Projekt zurückstellen; paradoxerweise nicht, weil es den Anforderungen nicht entsprach, sondern im Gegenteil, weil es weltweit Feldarbeit erforderte — und deshalb wegen der sehr beschränkten IUGS-Budgetmittel nicht genügend gefördert werden konnte.

Petrascheck verfolgte seine Gedanken weiter und rief 1972 Fachleute aus vielen Ländern der Erde zu einem Symposium nach Leoben, bei dem die globale Korrelation von Erzprovinzen und geochemischen Provinzen diskutiert wurde*). Als gegen Ende 1972 das IGCP als ‚joint venture' von der UNESCO und IUGS aus der Taufe gehoben und die Welt zur Mitarbeit eingeladen wurde, lief sein Projektvorschlag als Nr. 3 im IGCP-Sekretariat/Paris bei mir ein. 1974 wurde sein gemeinsam mit F. Hermann erstellter Vorschlag als eines der wenigen ‚Key-Projects' von rund 100 eingereichten ‚proposals' aus vielen Ländern in das Programm aufgenommen.

Bereits mehr als ein halbes Jahr bevor alle Länder der Welt zur Errichtung von IGCP-Nationalkomitees aufgerufen worden waren, wurde über Initiative Petra-

*) Die Proceedings dieses Symposiums erschienen 1973 als Band 1 der Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen der ÖAW „Metallogenetische und Geochemische Provinzen" bei Springer-Verlag Wien.

schecks in Wien eine IGCP-Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (22. Juni 1972) gegründet, die dank der großzügigen Unterstützung durch die Akademie die internationale Mitarbeit Österreichs in Gang setzen konnte. Bald nachher formierte sich das Österreichische Nationalkomitee für das IGCP. Beiden Gremien stand er als Vorsitzender vor, und auch heute noch fungiert er als Stellvertreter, nachdem er mit Beginn 1975 den Vorsitz an H. Zapfe abgegeben hat. Zu seinem 70. Geburtstag widmen wir ihm diesen Band — für seine Verdienste um das IGCP und für seine Verdienste um die hervorragende Rolle Österreichs in diesem Programm. Erste Ergebnisse der österreichischen Projekte sind in diesem Band dargestellt.

FELIX RONNER
Sekretär des Österreichischen Nationalkomitees für das IGCP

Inhalt/Contents

Vorwort RONNER

Project 3, 'Ore Provinces Separated by Continental Drift'

(W. E. PETRASCHECK and F. HERMANN)

1. West Africa — South America

A. LEUBE: A Review of African and South American Ore Provinces Separated by Continental Drift 9

B. GROVER: Similarities Between the Banded Iron Formations of West-Africa and South-America — an Aspect of Continental Drift 25

2. Red Sea

A. AL SHANTI, W. FRISCH, W. POHL, M. M. ABDEL TAWAB: Precambrian ore Deposits in the Nubian and the Arabien Shields; Their Correlation Across the Red Sea 37

M. M. ABDEL TAWAB: A Comparative Study on the Metallogenetic Provinces in the Ophiolite Belts and Ring Complexes in Both Egypt and Saudi Arabia 45

3. Mediterranean Provinces

W. E. PETRASCHECK: Metallogenetische Beziehungen der südosteuropäischen Mikroplatten 57

P. ZUFFARDI: Plate Tectonics and Ore/Mineral Provinces in Western European Mediterranean Region 61

G. MONSEUR: Mineralisations Siluro-Ordoviciennes d'Espagne 77

Project 6, 'Diagnostic Features of Base Metal Occurences in Dolomites and Limestones'

(L. KOSTELKA)

L. BRIGO and P. OMENETTO: The Lead and Zinc Ores of the Raibl (Cave del Predil) Zone in Northern Italy: New Metallogenetic Data 103

J. MINĆEVA-STEFANOVA: Geological Position and Mineralogy of the Polymetallic Deposits in the Western Balkan Mountains Confined to Triassic Sediments 111

ST. DŻUŁYŃSKI and M. SASS-GUSTKIEWICZ: Ore Breccias in the Triassic Rocks of the Cracow-Silesian Region (Poland) 125

E. SCHROLL: Zur Korrelation geochemischer Charakteristika der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg—Kreuth mit anderen schichtgebundenen Vererzungen in Karbonatgesteinen 131

O. SCHULZ: Kolloforme ZnS-Lagengefüge und ihre Genese in Carbonatgesteinen 159

Project 5, 'Correlation of Prevariscic and Variscic Events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belts'

(H. W. FLÜGEL)

H. W. FLÜGEL: Some Remarks to the Postvariscic Transgressions and the Age of the Variscic Phases in the Alps 171
F. EBNER: Die sedimentäre Entwicklung des Unterkarbons in Österreich. . 179
R. FEIST: Das Altpaläozoikum Südfrankreichs 191
G. KAUFFMANN: Das Paläozoikum des östlichen Mittelgriechenland und einiger ägäischer Inseln (Ein Überblick) 201
O. KAYA: The Paleozoic Structure of Northwest Anatolia (an Approach) . . 223
V. KOCHANSKY-DEVIDÉ und A. RAMOVŠ: Das Paläozoikum in Kroatien . . . 235
A. RAMOVŠ: Das Paläozoikum in Slovenien 241
ZS. RAINCSÁK-KOSÁRY und S. MIHÁLY: Der geologische Bau des Szendröer-Gebietes (Nordungarn) 251
F. P. SASSI, H. P. SCHÖNLAUB, and A. ZANFERRARI: The Pre-Variscian History of the Eastern Alps 261
CHR. SPASSOV, J. TENČOV und S. JANEV: Die paläozoischen Ablagerungen in Bulgarien 279
P. STEFANOVIĆ und M. VESELINOVIĆ: Das Paläozoikum von Serbien 297
G. B. VAI: Tentative Correlation of Palaeozoic Rocks of the Italian Peninsula and Islands 313

Project 4, 'Triassic of the Tethys Realm'

(H. ZAPFE)

H. ZAPFE: Das Projekt „Triassic of the Tethys Realm" — ein Zwischenbericht 333

Project 3

Ore Provinces Separated by Continental Drift

W. E. PETRASCHECK AND F. HERMANN

A Review of African and South American Ore Provinces Separated by Continental Drift

By ALFRED LEUBE*)

Summary

Several clearly defined ore provinces pre-dating the disruption of Africa and South America during Jurassic and Lower Cretaceous times can be localized. The majority of these ore provinces is situated in the Late Precambrian orogenic belt folded and metamorphosed during the Pan-African—Brazilian Orogenic Cycle between 700 and 450 m. y. ago. The copper and lead-zinc ore provinces of South-west Africa, Zambia and South Brazil and the tin-tungsten mineralization of North-east Brazil and Nigeria are typical examples. The iron-, gold and diamond provinces separated by rifting and following continental drift on the other hand mainly are situated on older cratonic areas of Early or Middle Precambrian age.

Since the confirmation of the theory of continental drift and the recognition of the plate tectonic theory as major concept in world tectonics within the last decade a great number of publications have appeared dealing with metallogenic problems and the formation of ore provinces. A preferred subject for investigations is the metallogenic process caused by the continental collision and, to a less extent, the problems of mineralization of the rift zone itself. The fact, that mineral deposits were generated by drifting processes also outside the collision zones on the shields themselves — as for instance the mineralization in connection with carbonatite complexes and alkaline rocks — has found little attention yet as far as their structural development is concerned.

This is valid also for the relationship of pre-existing ore provinces separated by the drifting apart of the continents. PETRASCHECK (1968) has opened the discussion of this aspect and contributed substantially to the understanding of metallogenic problems connected with continental drift. In the present paper the term metallogenic-or ore province is used in the sense of PETRASCHECK (1965) who defines the main characteristics of an ore province as "the entiety of mineral deposits that formed during a tectonic-metallogenetic epoch with a major tectonic unit and which are characterized by related mineral composition and form of deposits ..." In addition PETRASCHECK points out that "generally mineral provinces should not be considered from the magmatic point of view and the structural control of the mineralization only, but in a wider sense from the general geological environment of the area".

CLIFFORD (1966) similarly stresses the importance of the structural environment when explaining tectono-metallogenic units as the fundamental structural units (like older cratons and younger orogens) characterized by significantly different structural history and by major concentrations of ore bodies. Metallogenic provinces are defined as specific and more localized provinces of mineral concentration within the major units.

*) Dr. Alfred LEUBE, Institute for Geosciences and Mineral Resources, P. O. Box 51 01 53, D-3000 Hannover.

The present paper tries to coordinate well-defined metallogenic provinces on the Precambrian shields under consideration of the typical mineralization, the structural and depositional environment and age relationship as postulated by PETRASCHECK (1965, 1973).

Following this terminology we have to regard the belts of young Precambrian age formed during the Pan-African and Brazilian Orogenic Cycle respectively and running approximately parallel to the coast of the Atlantic Ocean as one major metallogenic unit. This unit was disrupted roughly conformable to the strike by the rifting. Several provinces typified by different ores can be distinguished, either parallel to the strike or transversal to the rift.

Other ore provinces are situated on the older cratonic areas as for instance on the West African and Guiana Shields forming another tectono-metallogenic unit.

Each attempt to delineate the pre-rifting mineral provinces must envisage numerous difficulties:

1. Fitting Africa and South America together according to a pre-drift reconstruction of HURLEY et al. (1968) or other more recent attempts to occupy their supposed original position, a gap several hundred kilometers wide remains which is covered today by the Atlantic Ocean and young sediments of Lower Cretaceous to Pleistocene age.

2. The data of radiometric age dating especially from South America are still too scare, too widely scattered, and not always sufficiently reliable.

On the other hand the unequal rise of the Brazilian Shield causing the low level of erosion along its margins coroborates the possibility that South American counterparts to well-defined ore provinces in Africa are eroded partially or completely. Vice versa thick mineralized rock sequences seem to be preserved in the extreme south of the Brazilian Shield whereas in South-est Africa they are missing, probably due to erosion.

Referring to the various obstacles opposing an exact correlation of mineralized areas to ore provinces PUTZER (1976) points out that many areas in South America are still too poorly documented regarding their stratigraphy, structure and mineralization as to furnish a basis comparable to the amount of data available fromAfrica. Even important structural units, such as the orogen of the Minas Series or the Middle Precambrian "Transamazonic"tectonic episode have not yet been investigated closely enough with respect to their age, mineralization and extension to allow an acceptable outline of ore provinces.

The immense period of several hundred million years comprized by each unit is due to the long-lasting processes of development of the major structural units during Precambrian times.

A most significant aspect of the synthesis between metallogeny and continental drifting are the practical consequences it implies. Mineral exploration may draw considerable support and new guidelines from the knowlege of these relations. To achieve this it is not sufficient to compare only the marginal areas directly opposite each other on the two separated continents, but to consider in addition the depositional environments and the context of the geological setting of the continents themselves. Thus the model of ore provinces supported by intensive, detailed studies and the exchange of experiences will stimulate exploration under new viewpoints and with appropriate methods and may result in the discovery of hitherto unknown deposits.

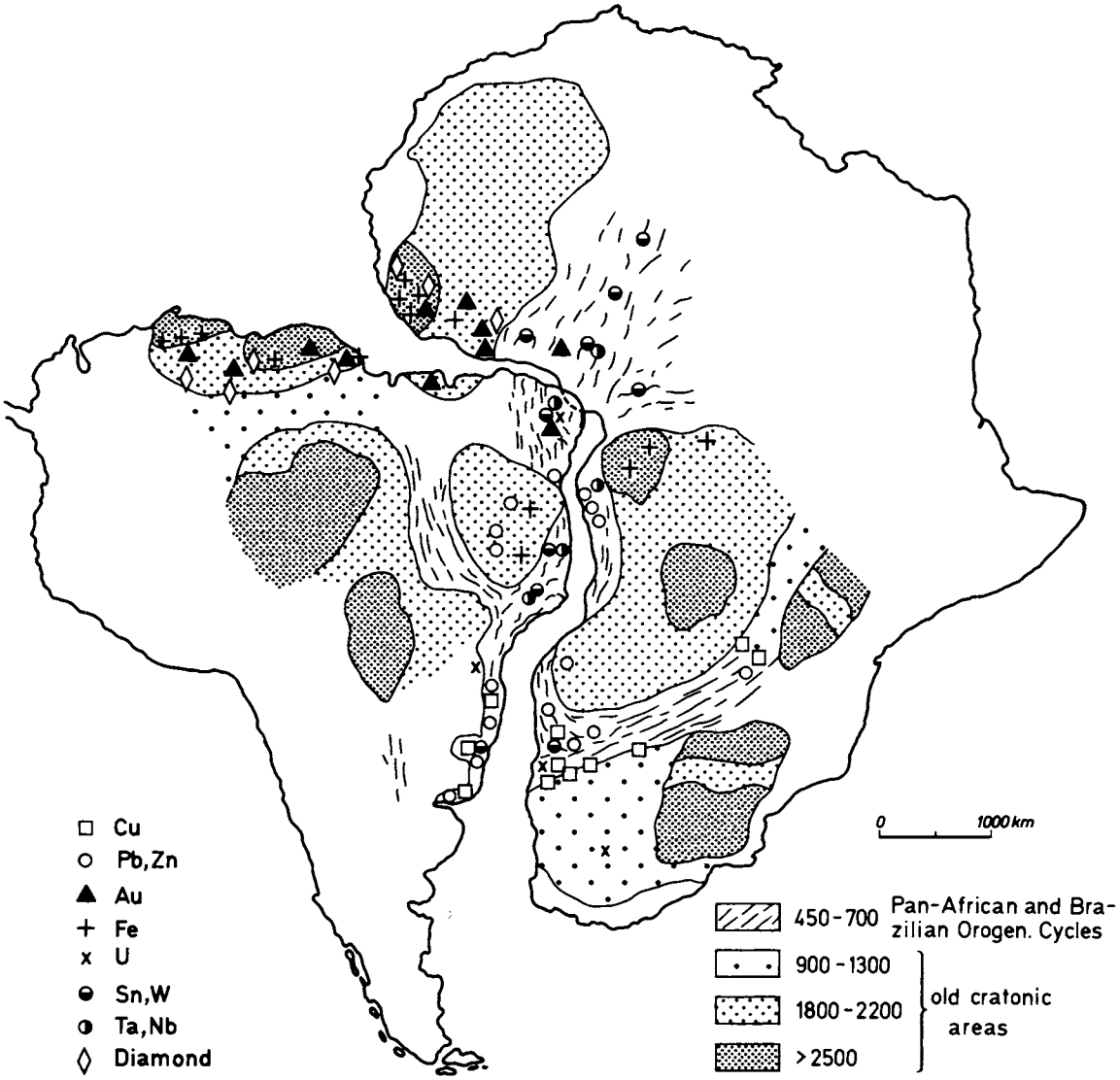


Fig. 1 represents the metallogenic units as far as they are mentioned in this paper. The different ore provinces within these units can be inferred from the symbols used for the various ore deposits.

In this connection the O'okiep Copper Mine (Namaqualand, South Africa) or the lately discovered Pb-Zn-Cu stratabound volcanogenic deposits of the Prieska and Gams Mines in Namaqualand are a challenge.

Table 1: Copper, lead and zinc mineralization in the Damara orogenic belt and its margins

KHOMAS Formation	Mica schist and quartzite amphibolite: basic volcanics mica schist and quartzite tillite	massive sulfides associated with basic volcanics (Cu)	Otjihase Mine Matchless Mine Gorop Mine Hope Mine	OTAVI Formation	Pb-Zn-V in dolomite Berg Aukas Pb-Zn-Cu
HAKOS Formation	schist, carbonates, quartzite, amphibolite, itabirite Blaubeker Formation: tillite, quartzite, conglomerate	disseminated to massive sulfides in quartzite and shale Red-bed type	Oamites Mine Blaubeker Prospect		Tsumeb Mine
NOSIB Formation	phyllite, limestone, quartzite, arkose	Copper-shale type	SW Rehoboth		
KLEIN AUB Formation	quartzite, conglomerate, schist, limestone	Copper-shale type	Klein Aub Mine		
DOORNPOORT Formation	red quartzite, conglomerate, schist, acid & basic volcanics	Copper-shale type	Cuprum-Escadron Mine and others Witvlei area		
OPDAM Formation	basic lavas	Cu in basic lavas			
GRAUWATER Formation	quartzite, schist, basic & acid lava, pyroclasts	massive sulfides in volcanics (Cu)	Kobos Mine		
ELIM-MARIENHOF Formation	acid to intermediate lava, quartzite, carbonatite			KHO-ABENDUS Formation	Pb-Zn in Carbonaceous shale Kamanjab

Damara Group

sedimentary Cu

Orogenesis ± 550 m. y. Orogenesis ± 1000 m. y.

Gamsberg granite

In southern Goyas, Brazil, for instance, a copper deposit has been discovered recently which detailed research might prove to be an equivalent to the Namaqualand mineralization of copper around O'okiep.

The data presented so far substantiate such a correlation although the deposits seem to differ in age according to latest determinations.

Copper

A distinct copper province can be distinguished comprizing the Cu deposits of South-west Africa and those of South Brazil and Uruguay.

In South-west Africa sequences of predominantly clastic and pyroclastic rocks with intercalated acid and mafic lava are overlying the Elim-Marienhof group. This sequence was deposited in the Damara orogenic belt which was folded and metamorphosed during the Pan-African Orogenic Cycle for which age determinations give a minimum age of 450 m. y. Rocks belonging to this cycle strike mainly parallel to the coast, except in the Damara Orogen, and stretch to Angola and, beyond the West Congo Geosyncline, to Cameroon, Nigeria and Ghana, mobilizing large parts of the older crust (Hurley & Rand, 1968). Within this sequence showing the considerable thickness of more than 6000 m in the Damara Orogen in South-west Africa, Cu mineralization of conspicuous economic value is found intermittendly. These syngenetic sedimentary Cu-deposits locally are associated with acid and basic lavas. They have been investigated very closely in recent years furnishing a well-documented pattern of mineralization which permits a correlation of this Cu mineralization relative to the structural development (Table 1).

An older cycle of Cu deposits is extending from an area southwest of Windhoek to the Ghanzi area of central Botswana. Copper mineralization is mainly of the shale type. The younger Cu mineralization in the Khomas beds is bound to a narrow zone of amphibolite over a distance of about 400 km. The amphibolite belt is is considered to be an altered basic to intermediate volcanic unit.

In South-west Africa the Damara sequence strikes NE—SW approaching the Atlantic coast between Walfishbay and Luederitz, and mineralization also draws close to the coast (Hope Mine). As mentioned above the South-west African copper mineralization, at least the older cycle, continues towards NE beyond Botswana and possibly can be linked with the copper mineralization of the Zambian copperbelt and the Katanga deposits, although both areas are disconnected by more than thousand kilometers without comparable mineralization. Both areas have to be attributed to the same tectono-metallogenic unit exhibiting ages of formation between 700 and 500 m. y. The deposition of the copperbelt ore has been determined with 550 to 600 m. y.

In both areas syngenetic mineralization in shale which is associated with quartzite and arkose (Lower Roan group) followed by a thick succession predominantly composed of dolomite (Upper Roan group) is the most typical feature.

These features may well be correlated with the mineralization of the lower portion of the Damara group (Table 1). South-west African, Zambian and Katangan together with the copper mineralization of Uruguay and South Brazil treated in the following may therefore be joined to one major ore province.

In South Brazil and Uruguay Precambrian rocks are limited to a narrow strip following the coastline. To the west they are covered by Gondwana rocks and

Uruguay	Rio Grande do Sul		Santa Catarina	Paraná
PIEDRA DE AFILAR SERIES arkose, siltite, quartz, porphyry, rhyolite	CAMAQUA GROUP schist, sandstone, conglomerate, arkose Coxilha formation Guaritas formation intermediate volcanics Sta. Bárbara formation	Cu	BAU conglomerate	
	BOM JARDIM GROUP Crespos formation basic and acid volcanics, sandstone, conglomerates Arroio dos Nobres formation red sandstone, schist, rhyolite Red-bed type	Cu	ITAJAI GROUP schist, volcanics, quartzite, greywacke Gaspar formation conglomerate, sandstone Ibirama formation	CASTRO GROUP quartzporphyry Camarinha and Guaratubinha formation
	Maricá formation arkose, greywacke, schist			
LAVALLEJA SERIES schist, quartzite, itabirite	PORONGOS GROUP quartzite, schist, limestome, dolomite Cerro de Ouro formation Vacacai formation syngenetic	Cu	BRUSQUE SERIES quartzite, schist, limestone, phyllite, dolomite	ACUNGUI GROUP Agua Clara formation Votuverá formation Pb, Zn, Ba Capirú formation Setuva formation
	Encantadas formation			
500 m. y.	650 m. y.			

Table 2: Copper, lead and zinc mineralization in the Ribeira belt (Modified and supplemented after PUTZER 1976)

Paraná basalt. Although the coastal areas of Rio Grande do Sul, Sta. Catarina, Paraná and São Paulo (Ribeiro Orogenic Belt of the Brazilian Orogenic Cycle), which are situated directly opposite to South-west Africa, have been the target of intensive geological research, our knowledge of the genesis and the stratigraphic position is still liable to modifications.

In recent years RIBEIRO (1970), TESSARI & GIFFONI (1970) and LOSS & ROISENBERG (1972) have given detailed account to the structure and stratigraphy of the area concerned. The strata strike mainly ENE—WSW oblique to the coast which they cut at an acute angle south of Itajai, Sta. Catarina. A comparable direction of strike can be observed farther north near Iporanga, Parangá. In both areas the Precambrian basement displays a strike direction roughly similar to that of the Damara Geosyncline in South-west Africa.

Syngenetic sedimentary Cu occurrences and deposits are located throughout the enormous volcanic and clastic sequences attaining a thickness of several thousand meters and are also found in the underlying Porongos group. Radiometric age dating revealed an age of about 500 m. y. for granites intrusive into the volcanoclastic sequence.(Table 2).

Cu mineralization frequently is connected to andesitic volcanics or, in places, to rhyolites, and also occurs as impregnation in the conglomerates and quartzites. Locally faults and fractures, mylonite- and shearing planes are mineralized. This mineralization seems to have originated predominantly from mobilized sedimentary copper within slightly metamorphosed strata. Cu locally occurs in economic quantities and is being mined at Andrades, Primavera, Camaqua, Cerro dos Martins and Ribeirao da Prata which are among Brazil's only active copper mines today.

Contrary to previous concepts the Cu mineralization must be explained as predominantly syngenetic in origin although epigenetic Cu deposits seem to exist that cannot be derived from mobilized syngenetic ore. Detailed research on these deposits under consideration of modern concepts is to be done.

Assuming the correlation of the Lavalleja, Brusque, Porongos and Açunguí groups with the Khomas/Otavi group is correct, there is evidence that the extraordinarily thick succession of alternating volcanic and clastic mineralized sediments was deposited, after a major orogenesis (650 + m. y.) (CORDANI & BITTENCOURT, 1967) had terminated the marine sedimentation of the above stratigraphic groups, but before the youngest orogenesis with an age of about 500 m. y. (see tables 1 and 2).

The cupriferous, predomiantly sedimentary succession of South-west Africa, on the contrary, is disposed below the marine sequence of the Khomas formation. The possibility should be envisaged that the younger, partly continental and volcanic succession, as encountered in South Brazil, has already been eroded on the African Shield if deposited at all.

Taking into consideration the above mentioned statement that the stratigraphic research on the Precambrian of southern Brazil is still under way, the possibility exists, that new results will prove the successions hitherto considered as Eocambrian not younger, but older than the more intensely metamorphosed Lavelleja, Brusque, Porongos and Açunguí groups. This would enable us to establish an almost perfect relationship to the structural history and mineralization of South-west Africa.

Low-grade metamorphism should in any case not be taken as a proof of the younger age of these so called "Eocambrian" formations.

Lead — Zinc

The various Pb-Zn deposits on both sides of the Atlantic Ocean may be combined to two metallogenic provinces.

The mineralization of South-west Africa and that of Uruguay, Rio Grande do Sul, Sta. Catarina and Paraná correspond in age (500 ± m. y.) and structural disposition. The clastic succession of the Khomas formation passes north of Windhoek into the calcareous Otavi facies. Together with the change of facies the fold axes turn to a NW—SE strike parallel to the coast, continuing far into Angola. Within this range of the change of strike syngenetic sedimentary Pb-Zn deposits occur below the basis of the Damara group (Kamanjab area) as well as in the Damara group itself further east, in the Otavi dolomites of the Otavi Mountains. The deposits below the basis of the Damara group possibly may be regarded as source of metal for the subsequent group of sedimentary deposits in the Otavi dolomite.

The important South-west African Pb-Zn-Cu Mine of Tsumeb in the Otavi Mountain area represents a genetic type which so far has not yet been fully understood. It is at present considered by several leading authors as a mineralized pipe-shaped karst body rather than an epigenetic pipe. The mineralization of the Mississippi-Valley-type, as it is found for instance in the Berg Aukas Pb-Zn-V deposits and numerous smaller occurrences, may be interpreted as being derived from mobilized and redeposited mineralization of the Lower Damaran (Cu) and basement rocks (Pb-Zn).

This lead-zinc mineralization may tentatively be extended towards NE to the significant Zambian lead-zinc district of Broken Hill. The latter shows striking similarities as far as the type of mineralization (Pb-Zn-V) and the country rock of probably the same age (dolomite of the Katanga system) is concerned. Unfortunately a young cover of sediments impedes our knowledge of any further lead-zinc and copper mineralization between South-west Africa and the Broken Hill district south of the Copperbelt.

In the opposite South American region (Uruguay, Rio Grande do Sul, Paraná) the Lavalleja, Porongos, Brusque and especially the Açunguí series is locally mineralized with Pb-Zn and, in few places, with V in marbles, limestones and dolomites. Some of these occurrences are of economic interest. As Pöschl (1968) proved in his studies on the Panelas Mine, Paraná, this mineralization is predominantly of syngenetic origin.

The above mentioned lead-zinc mineralization and the latter of Uruguay and South Brazil must be combined to a major ore province.

In the Congo Republic the Pb-Zn Mine of M'Passa is located in the Pan-African Orogen in the "schisto-calcaire" series of the West-Congo Geosyncline along with several other mines, where new ore reserves could be proved in recent years. Pb-Zn-F occurrences of a similar type, where mineralization is emplaced in slightly disturbed dolomite of probable Damara age unconformably overlying the cratonic basemant, have recently been discovered in central Angola.

This Pb-Zn occurrences of the Congo Republic and Angola on one side and those of Sergipe, Minas Gerais and Bahia on the other can be considered as a distinct metallogenic province. They correspond in age (500—550 m. y.), but in Minas Gerais and Bahia mineralization was emplaced in flat-lying limestones unconformable on the stable São Francisco Craton, whereas in Sergipe and the Congo Republik the mineralized strata were subjected to more intense folding and are situated within the orogenic belt.

In the Bambuí group of Minas Gerais which corresponds in age to the Porongos /Açunguí groups and lies unconformably above the hardly metamorphous and little disturbed older basement (São Francisco Craton), Pb-Zn-V mineralization of the same stratabound genesis is found near Januária and Itacarambí, Pb-Zn-F mineralization near Montalvania. A large deposit of this type in the Paracatú area recently commenced operation. Similar occurrences are located throughout the Bambuí group which can be traced northward into northern Bahia. In Brazil's most important Pb-Zn producers, the Mines of Vazante (Minas Gerais) and Boquira (Bahia), mobilized syngenetic ore is apparently bound to fault zones.

The metal content of the syngenetic-stratabound mineralization of the Bambuí probably was formed by the erosion of older deposits and deposition of the metal in the Bambuí Sea. Part of the primary syngenetic mineralization of the Bambuí group was subsequently mobilized and precipitated as epigenetic ore (CASSEDANNE, 1972; BEURLEN, 1973).

TIN — WOLFRAM

On the Brazilian Shield Sn-Wo mineralization is localized in a relatively narrow zone of approximately 200 km in width extending parallel to the coast of the Atlantic Ocean for about 3000 km and striking in NW—SE direction. The Sn-Wo enrichments are distributed intermittently along this zone. As will be pointed out in the following it seems perfectly justified to join them together with Sn-Wo occurrences of Nigeria and those of the Niger Republic into one metallogenic unit of several provinces and subprovinces.

Mineralization is connected to post-orogenic granites of the Brazilian Orogenic Cycle whose age of 700—450 m. y. agrees well with a similar age determination from the West African Orogen. BULLARD et al. (1965) and SCHUILING (1967) have already stressed the fact that this tin belt ends abruptly at the Atlantic coast allowing conclusions as to the junction of both continents prior to the disruption.

On the Borborema Plateau (Paraíba and Rio Grande do Norte) Sn-Wo mineralization is known to occur mainly in Be-and Li-pegmatites. They show significant tourmalinization and bear a considerable amount of ilmenite. Tantalite in economic concentrations is present in several of these pegmatites associated with the highly tantaliferous Mn-tantalite and Bi-tantalite. The Sn-Wo-Ta pegmatites of the Borborema match perfectly well with those of Nigeria although tantalite occurs more sporadically on the Borborema Plateau. In Nigeria two different phases of formation of Sn-Wo enrichment can be distinguished. The older pegmatite suite carrying cassiterite and wolframite of of the same age as in the opposite region of North-east Brazil, viz. 500 m. y. (JACOBSON et al., 1965). The younger suite which is characterized by columbite in addition to cassiterite and wolframite is connected

with the so-called Younger Granites with ages of 155 m. y. (mid-Jurassic). Considering the origin of the younger granites it is believed that they were derived from an initial peralkaline melt of local basemant rocks (BOWDEN, 1970).

The Sn-Wo mineralization of these Younger Granites was probably caused by derivation of tin and wolfram from the 500 m. y. basement rocks. The genesis of the Younger Granites and their mineralization is connected with the disruption of the Gondwana Continent beginning during the Jurassic.

As the mineralization of the Younger Granites is related to the commencement or the drifting of both continents it therefore is strictly speaking beyond the scope of this paper which deals with ore provinces existing prior to the disruption. The Younger Granites mark the beginning of the youngest cycle of cratonic magmatism on the African Shield (LEUBE & CISSARZ, 1966).

The Jos Plateau, Nigeria, is the main world producer of columbite which derives from the younger biotite granite and, to a minor extent, from associated riebeckite granites. The old pegmatites had contributed but a small amount to the country's tin and wolfram production and have been exhausted since several years.

The examination of the cassiterite mineralization of Africa and South America reveals evidence of further tin subprovinces. The Sn-Nb-Ta pegmatites of Gabon and the Congo Republic correspond closely with those of São João del Rei and Governador Valadares, Minas Gerais.

The stanniferous pegmatites of São João del Rei hold a position of their own from the geochemical point of view. They are polymetallic pegmatites bearing Sn, Nb, Ta, U, Li, and Zr. Ta and Nb predominate and occur mainly as tantalite and complex uraniferous microlite. Alkali granites nearby seem to display genetic relationship to the pegmatites.

The cassiterite deposits of Central Bahia show a less complex geochemical composition. Cassiterite is found disseminated or as filling of joints and fissures in rhyolites.

A third distinctive tin subprovince comprizes the Sn-Wo pegmatites of the Uis and Brandberg Mines, South-west Africa together with a number of other occurrences, and the Sn mineralization of southern Brazil, all of them with ages in the 500—600 m. y. range.

In Encrusillada, Rio Grande do Sul, Sn-Wo mineralization occurs in the Young Precambrian Porongos group. Greisen with tourmaline, beryl, topaz and monazite are typical accessories. The deposits of the State São Paulo and of Nova Trenta, Sta. Catarina, show a similar paragenesis.

The extensive scheelite area of North-east Brazil (Borborema Plateau), which comprises approximately 30.000 square kilometers, was first considered as hydrothermal mineralization caused by Young Precambrian palingene granites (JOHNSTON & VASCONCELLOS, 1944). EBERT (1970) believes in a mobilization of wolfram mineralization in strata more than 1000 meters below the scheelitiferous marbles. For this preexisting mineralization and mobilization, however, no geochemical proof can be produced. The latest investigations suggest the conclusion that this mineralization is of syngenetic origin and belongs to the reactionskarn type. The scheelite-bearing calc-silicate marble apparently has been formed by exchange of material between the limestone and bordering gneiss.

The scheelites tend to occur in connection with thin beds of marble within a sequence of Young Precambrian sediments and metamorphics 250 m thick. More-

over scheelite mineralization was found combined with rich sulfides in the surrounding gneiss and in intercalated layers of amphibolite which partly seem to be altered basic volcanics.

From Dahomea several small scheelite occurrences are known which too are connected to marble (BLACK, 1959). They appear to be of the same age as those in the Borborema with which they may be correlated.

GOLD

The major epigenetic gold deposits are located preferably on older cratonic shields of both continents.

The occurrences of gold quartz veins on the Guiana Shield evidently match those of the West African Precambrian Craton.

On the Guiana Shield the veins are distributed in close vicinity to the granites intrusive into the various volcanic series consisting of green schist and chloritic schist, basic to intermediate meta-volcanics and meta-greywackes. Mineralization is known to have taken place in several phases, the most important of which are connected to granites with ages in the 1800 m. y. range. Gold deposits are concentrated in the northern part of the Guiana Shield in Venezuela, Guiana, French Guiana and Surinam. Several centres of mineralization can be distinguished. The best known is the so-called "Quadrilátero Aurífero de el Callao" to the south of the Serra da Imatacá, about 200 km southest of Ciudad Bolivar, Venezuela. For many decades after its discovery the Quadrilátero belonged to the world's richest gold deposits.

The gold enrichments of the Brazilian territory of Amapá in the far east of the Guiana Shield are mainly placer deposits. The pegmatitic source rocks for the placers fit well into the framework of the gold province.

In the African portion of this gold province primary deposits are arranged along N—NW trending Birrimian axes in Ghana and Upper Volta. The centre of a system of rich gold veins is the Poura gold district (Upper Volta) situated within a series of volcanic green schist in close contact to intrusive granite with an age of about 1800 m. y. The Lay-, Songo- and Zergouré veins (Upper Volta) also form part of the Birrimian gold trend. The gold deposits of the Ivory Coast display similar stratigraphic features.

Within the bearing of the Pan-African Orogenic Cycle younger gold deposits can be traced from Dahomey and Nigeria to the Niger Republic, and southward to the Cameroon Republic. These gold deposits are associated with granitic rocks with ages in the 500—550 m. y. range and match those of Ceará, Rio Grande do Norte and Paraiba with which they combine another gold province. In Brazil they do not reach economic importance, but in Cameroon they are exploited in numerous small mines.

IRON

Itabiritic iron deposits have been formed repeatedly at various times during the Precambrian. In Africa as well as in South America the principal periods of the formation of itabirites seem to be about 3200—2900 m. y., and about 2200, 1800 and 700 m. y. The huge itabirite deposits of Africa are of Old and Middle Precambrian age, whereas during the younger Precambrian itabirites were formed but sporadically and of minor thickness and extension.

The itabirite deposits of Liberia, Sierra Leone and Guinea and those of Venezuela (Serra de Imatacá) form a homologous ore province separated by the continental drift. This province is one of the world's biggest iron ore enrichments. The ore is concentrated in a metamorphosed sedimentary-volcanic series and age determinations indicate an age of approximately 2700 m. y. (HURLEY & RAND, 1973).

In the eastern part of the Guiana Shield itabirites are found intercalated in the intensely folded Old Precambrian. Other iron ore enrichments are known from southern Surinam, Guiana, and Amapá.

The vast itabirite deposits of the Bong Range, Bomi Hills, Bie Hills and the Nimba Range, Liberia, with ages older than 2700 m. y. allow direct correlation to the above mentioned deposits of South America. The ferriferous rock sequences which show enrichments of economic value in places can be traced over great distances in Liberia (200 km) as well as in Venezuela (300 km) directly to the coast of the Atlantic Ocean.

Another iron ore district of comparable magnitude and economic importance, the "Quadrilátero Ferrífero" of Minas Gerais, seems to have its conterpart on the African continent in the iron deposits of Gabon and the northern Republic of Zaire. They are tentatively linked together to an iron ore province as age determinations do not yet allow for a definite classification.

URANIUM

Uranium mineralization in South America and Africa show some remarkable ressemblances. On both continents two different types of uranium deposits show up in equal geotectonic position.

Deposits related to granitic or granitoide intrusives are found parallel to the coastlines in the orogens which were subjected to the youngest metamorphism about 500 m. y. ago.

East-northeast of Swakopmund, South-west Africa, the Rössing uranium deposit lies on the southern margin of a huge oval dome structure composed of metasediments of the Damara group in which alaskite is intrusive. The alaskite is mineralized with uraninite, betafite and uranophane. The alaskite intruded parallel to the bedding and to the schistosity in nearly vertically disposed sediments (BERNING et al., 1976). Rössing is one of the richest deposits and soon will be the biggest syngenetic (by normal differentiation in alaskite) uranium mine in the world.

In Brazil prospecting and detailed investigation has been started recently on uraniferous granitic rocks and pegmatitic granites, 500 m. y. of age, near Curais Novos, Rio Grande do Norte, in the same area which is mineralized with the abovementioned scheelite. No details are available so far, but a certain similarity between the Rössing deposit and these uranite-bearing intrusions is apparent.

Uranium mineralization is associated also with the Gondwana sediments on both sides of the South Atlantic. In South Africa a few years ago uranium has been discovered in the Lower Beaufort group of the Karroo supergroup west of the town Beaufort-West. Mineralization occurs within a fine-grained pyritic arkose and sandstone alternating with shale. The uranium deposits in the Lower Beaufort group are enriched thinly-bedded lenses in which the uranium minerals occur along the bedding planes and in joint fissures. There appear to be widespread associations of uranium with organic remains and carbonacaeous material. Detrital uraninite is absent (v. BACKSTRÖM, 1974).

Recently the eastern margin of the Paraná Basin of southern Brazil became a major prospecting target for uraniferous sandstones of Permian age. The uranium enrichments are concentrated in the Rio Bonito formation which can be directly correlated with the Lower Beaufort stage of the Karroo supergroup of South Africa. In both cases the uranium ore is found above the coal seams or their stratigraphic equivalent intercalated in sandstone. As the prospecting campaign is under way further information is not yet available.

In the older cratonic areas of both continents Precambrian metamorphosed conglomeratic gold- and uranium placer deposits exist: the Upper Witwatersrand beds in South Africa (2500 m. y.) and the Minas series near Belo Horizonte and in the eastern Serra da Jacobina in central Bahia (1800 m. y. ?). These deposits are — as far as sediments and mineralization are concerned — very similar and have been compared from the genetical point of view by RAMDOHR (1958). They can, however, not be correlated to an ore province as they differ considerably from each other not only in age but also in the structural unit they belong to. The Witwatersrand strata were deposited in a huge, oval-shaped basin on a stable platform of approximately 3000 m. y. of age. The Minas series, on the other hand, was laid down in a definitely mobile geosynclinal belt. This belt extended more than 1000 km and reached cratonic stabilization by subsequent folding.

DIAMOND

In South America at least two periods of emplacement of kimberlitic rocks seem discernible, although only diamond placer deposits have been found so far. The oldest with an age of more than 1600 m. y. Barren kimberlitic pipes of seemingly Cretaceous age have been found in Piauí and recently in Minas Gerais in the vicinity of Cretaceous placers.

The oldest diamonds in placer deposits in South Africa belong to the Witwatersrand beds whose age was determined to be at least 2600 m. y. Consequently the source rocks must be of still older age. The oldest kimberlite pipe encountered from which measurements are available is Premier Mine near Pretoria dated 1800 ± m. y. of age. The last stage of diamondiferous kimberlite emplacement occurred during the Cretaceous.

A distinct diamond province on the West Africa—Guiana metallogenic unit comprizes among others the deposits in Guinea, Sierra Leone, Ghana and in Guiana, Venezuela, Surinam and French Guiana. Primary diamonds worked in their kimberlitic source or their alluvial deposits close to the source occur on the West African Shield in Guinea (Kankan-Begla region) and the Séfadu region of Sierra Leone.

On the other hand numerous producing regions are known, where the alluvial diamonds are believed to be relatively distant from their source rocks as for instance the Sewa placers of Sierra Leone and the Birim and Bonsa placers of Ghana. The Segéla-Tortiya concentration is attributed to the Lower Birrimian sediments on the old stable craton of West Africa. These deposits lead directly to the Guiana placers, the oldest of which occur in the Roraima quartzites aged older than 1600 m. y. The source rocks most likely belong to the 1800 m. y. orogenic cycle.

Other important diamond placers of this age group are situated in the Caroni basin in Venezuela, and in Surinam and French Guiana.

Two different diamondiferous conglomerates are present in Minas Gerais. The older, which are of interest in our context, occur in the Minas Series (Diamantina). They possibly derived from pipes related to those of the Premier Mine near Pretoria, South Africa.

The younger diamondiferous conglomerates (Romaria, west Minas Gerais) are of Upper Cretaceous age and the diamonds are concentrations deriving from nearby pipes of slightly older age (probably Lower Cretaceous).

The Late Precambrian orogenic belts parallel to the Atlantic Ocean on both continents are practically free of primary and secondary diamondiferous rocks ore concentrations except for the submarine coastal and alluvial deposits on the mouth of the Orange River, the diamonds of which have been transported for about 1000 km from the Middle Precambrian cratonic areas.

Although only one clearly developed diamond province separated by continental drift can be recognized, i. c. on the West-African — Guiana unit, diamonds are of special interest as the periods of their emplacement appear to strengthen the hypothesis of a similar contemporaneous metallogenic development of both continents. It is believed that this hypothesis will lead to most interesting practical consequences as far as exploration targets are concerned.

References

ALMEIDA, F. F. DE : Geochemical division of the Precambrian of South America. — Rev. Bras. geocienc., 1, 13—21, São Paulo 1971.

BACKSTRÖM, J. W. v.: Uranium deposits in the Karroo Supergroup near Beaufort West, Cape Province. — In: Formation of uranium ore deposits. Internat. Atom. Energy Agency. Proceeding of a symposium Athens 6—12 May 1974, 419—424, Vienna 1974.

BERNING, J., COOKE, R., HIEMSTRA, S. A. & HOFFMANN, U.: The Rössing uranium deposits, South West Africa. — Econ. Geol., 71, 1, Lancaster Pa. 1976.

BEURLEN, H.: Blei-, Zink-Fluorit-Vererzungen in den Karbonatgesteinen der Bambui-Gruppe, Minas Gerais. — Neue Ergebn. Geol. Erforsch. Lateinamerikas, 117—143, Münster 1973.

BLACK, R.: Note sur les indices de Scheelite et de Tantalite decouverts par la Mission Rouchon (1954—1956) dans la secteur de Dadjo, Rep. Dahomey. — Rap. BRGM, Dakar 1959.

BOWDEN, P.: Origin of the younger granites of Northern Nigeria. — Contrib. Mineral Petrol., 25, 153—162, Berlin 1970.

BOWDEN, P. & TURNER, D. C.: Peralkaline and associated ringcomplexes in the Nigeria—Niger province, West Africa. — The Alkaline Rocks, 330—351, London 1974.

BULLARD, E., EVRETT, J., SMITH, A. & GILBERT, E.: The fit of the sediments around the Atlantic. — In: Symp. on Cont. Drift, 41—51, London 1965.

CASSEDANNE, J.: Estudo syntetico das jazidas de chumbo e de zinco do Brasil. — In: 5. Simpó. de Geol. do Nordeste, 41—51, Recife 1972.

CLIFFORD, T. N.: Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa. — Earth Planet. Sci. Letters, 1, 421—434, Amsterdam 1966.

CORDANI, U. G., AMARAL, G. & KAWASHITA, K.: The Precambrian evolution of South America. — Geol. Rdsch., 62, 309—317, Stuttgart 1973.

CORDANI, U. G. & BITTENCOURT, J.: Determinacões de idade K-Ar em rochas do Grupo Açungui. — An. XXI Congr. Bras. Geol., 218—233, Curitiba 1967.

EBERT, H.: The Precambrian geology of the "Borborema belt" (states of Paraiba and Rio Grande do Norte; Northeastern Brazil) and the origin of its mineral provinces. — Geol. Rdsch., **59**, 3, 1292—1326, Stuttgart 1970.

HURLEY, P. M.: The confirmation of continental drift. — Scient. Amer., **218**, 4, 52—64, New York 1968.

HURLEY, P. M. & RAND, J.: Review of age data in West Africa and South America relative to a test of Continental Drift. — In: The history of the earth's crust., 153—160, Princeton 1968.

HURLEY, P. M. & RAND, J.: Outline of Precambrian chronology in lands bordering the South Atlantic, exclusive of Brazil. — In: The Ocean Basins and Margins, I, 391—410, New York 1973.

JACOBSON, R. R. E., SNELLING, N. J. & TRUSWELL, J. F.: Age determinations in the geology of Nigeria, with special references to the older and younger granites. — Overseas Geol. Min. Resources, **9**, 168—182, London 1963.

JOHNSTON, & VASCONCELLOS, F. M. DE : Scheelite in Northeastern Brazil. — Econ. Geol., **40**, 34—50, Lancaster Pa. 1945.

LEUBE, A. & CISSARZ, A.: Formation of mineral deposits in relation to the structural development of the Kaapvaal Craton. — Mineral. Deposita, **1**, 201—225, Berlin 1966.

LOMBARD, J.: Carte Minérale de l'Afrique. — 1 :10 Mio., UNESCO, Paris 1968.

LOSS, E. L. & ROISENBERG, A.: Contribução a caracterização geotectônica da seqüência sedimentar Eo-Paleozo ia do Rio Grande do Sul. — Pesquisas, Inst. Geosci. Univ. Rio Grande do Sul, 7—12, Porto Alegre 1972.

PETRASCHECK, W. E.: Typical features of metallogenic provinces. — Econ. Geol., **60**, 1620—1634, Lancaster Pa. 1965.

PETRASCHECK, W. E.: Kontinentalverschiebung und Erzprovinzen. — Mineral. Deposita, **3**, 56—65, Berlin 1968.

PETRASCHECK, W. E.: Some aspects of the relations between continental drift and metallogenic provinces. — In: Implications of continental drift to the Earth Sci., 567—572, London 1973.

PÖSCHL, A.: Die Pb-Erzlagerstätten des Rio Ribeira de Iguape Bezirks (Südbrasilien), — N. Jb. Mineral., 1/2, 33—41, Stuttgart 1968.

PUTZER, H.: Metallogenetische Provinzen in Südamerika. — Stuttgart (Bornträger) 1976 (in print).

RAMDOHR, P.: Die Uran- und Goldlagerstätten des Witwatersrand, Blind River Districts, Dominion Reef, Serra da Jacobina. — Abh. dt. Akad. Wiss., Kl. Chem., Geol., Biol., **3**, 1—35, Berlin 1958.

RIBEIRO, M.: Geologia da folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. — Bol. Div. de Geol., **247**, 1—142, Rio de Janeiro 1970.

SCHUILING, R. D.: Tin Belts on the Continents around the Atlantic Ocean. — Econ. Geol., **62**, 540—550, Lancaster Pa. 1967.

SUSZCZYNSKI, E. F.: Mapa Metalogenetico do Brasil, 1 :5 Mio. — Ministério das Minas e Energia, Dep. Nac. da Prod. Mineral, Rio de Janeiro 1973.

TESSARI, R. J. & GRIFFONI, L. E.: Geologia da Região Piratini — Pinheiro Machado — Bagé, Rio Grande do Sul. — Ministério das Minas e Energia, Dep. Nac. da Prod. Mineral, **246**, 1—123, Rio de Janeiro 1970.

Similarities between the Banded Iron Formations of West-Africa and South-America — an Aspect of Continental Drift

By B GROVER*)

Summary

Based on various facts it becomes evident that not only the coastal contours fit to form a single shield but also the local tectonics and the sedimentary environment of the numerous iron ore deposits correlate to an extraordinary degree. In view of this it can be postulated that both the shields with their iron ore deposits belonged to a single Precambrian unit. This unit contained a sedimentation basin which developed into a geosyncline with subsequent folding and the morphologic development of mountain chain. This then later formed the dividing line when the Gondwana Continent disintegrated during the lower Cretaceous period.

Major parts of this discussion are excerpts and data, taken from the archives of Exploration und Bergbau GmbH in Düsseldorf, where the results and papers on investigations performed by its staff, and on its behalf, are documented.

I. Introduction

Excluding a few exceptions, it is now generally accepted that the "Banded Iron Formations" of the Precambrian are of sedimentary origin. Conditions that were favourable for the genesis of these unique and economically extremely interesting iron ore formations predominated only during the Precambrian. Iron formations have been given many local names, such as jaspilite, taconite, ironstone, itabirite, banded hematite jasper, banded hematite quartzites etc. In a report of the United Nations of a survey of the iron ore resources of the world, an international committee UNITED NATIONS (1970) suggested that the Precambrian iron formations and ores derived from them be called "Lake Superior Type".

Despite a common mode of origin and a similar geological environment, local differences are prevalent as a result of differing relative ages, degrees of metamorphism, orogenic modifications and weathering conditions leading to the formation of high grade ores, beneficiation type ores or non-economical iron bearing formations at various locations.

Based on his "chelogenic" concept SUTTON, J. (1963) concludes that through geological time the continents have priodically fragmented and dispersed, possibly from two clusters, one in each hemisphere, and then, reassembled once more in two groups. Each such cycle commenced with the appearance of sedimentary troughs within a basement of rocks, formed during preceding cycles. HURLEY, P. M. (1972) states that continental breakup similar to that of the Mesozoic-Cenozoic occurred periodically throughout the Precambrian. We can thus assume that the above mentioned sedimentary troughs of Precambrian "chelogenic" cycles were the locations for the laying down of the "Banded Iron" and other related rock formations. Using the pre-drift reconstructions of BULLARD, E., J. E. EVERETT and

*) Dr. B. GROVER, Exploration und Bergbau GmbH, D-4000 Düsseldorf 1, Steinstraße 20, BRD.

G. A. SMITH (1965) for the continental land masses around the Atlantic Ocean, we find that the cratonic areas of South America and Africa form a closely knit mosaic chopped up by younger and transcurrent active belts. In addition it becomes evident that the two Precambrian shields of Guyana and West Africa constitute a good example, where pre-existing ore provinces could have been separated by continental drift.

The first part of this paper is therefore dedicated to the summing up of the genesis of itabiritec iron ores, and the second part gives a short description of the producing mines on these two shields.

II.

1. GEOCHRONOLOGY AND STRATIGRAPHY OF THE PRECAMBRIAN AND ITS ITABIRITES IN THE LIBERIA AND GUYANA SHIELDS

Radiometric dating of the gneisses from the ore formations, of both the Liberia and Guyana shields, indicates that the sedimentation of these itabirites took place between 2500 and 3600 million years ago. In Sierra Leone samples from the basement (granitic to granulitic) were dated between 2700 to 3600 million years and the itabirite containing Kasila-schists showed 3200 million years. Similarly in Liberia gneisses from the Bong Range deposits were dated at 2910 to 3280 million years, Mano River at 2660 to 3350 million years and Nimba Range at 2500 million years. Comparing these to age, data from the Guyana shield, the gneisses from the itabiritec Imataca series show age values between 2700 to 2900 million years, all using Rb/Sr values from whole rock analysis.

This crystalline basement in both shields is overlain by sediments and igneous rocks which are locally more or less metamorphosed. These overlying metasediments contain quartzites, quartz mica schists, amphibolites and igneous rocks interlain by itabirites. Depending on the grade of metamorphism the overlying grades into the gneissic underground, showing no marked unconformity as in most other Precambrian shields therefore, allowing the conclusion that both the itabiritic formations are of a similar age. Owing to the geographical and political splitting of the areas these formations bear different names. In Sierra Leone they are called Kambui-series, in Liberia Nimba-series, in Guinea Simandou-series and in Venezuela Imataca-series. Both the gneissic underground and the overlying metasediments are thus contained in Precambrian I. Varying regional metamorphosis in early Precambrian resulted, however, in the development of locally different metamorphic facies. In Liberia the metasediments belong to the green-schist to amphibolite facies, whereas in Sierra Leone and the Guyana shield gneisses and granite intrusions are predominant. According to GRUSS, H. (1970) the coastal areas of both the shields are higher metamorph and the metamorphic intensity seems to diminish toward the interior. These orogenic events of Precambrian I did not, however, cause a consolidation of the two shields, because in later Precambrian thick series of igneous rocks and sediments were deposited on them (Precambrium II). In Venezuela the Precambrian II contains the Pastora-series dated between 1600 to 1800 million years, whereas the Birrimien of West-Africa, also Precambrian II, shows an age of 1800 to 2000 million years according to MACHENS, E. (1966). Both the Precambrian I and II were effected by a later second metamorphism which resulted in gneisses and granitic intrusions. The younger granites of Guyana belong to this metamorphic

cycle and date between 1800 to 2000 million years. Corresponding values are shown by gneisses from the Ivory Coast (1800 to 2000 million years) and Bong Range in Liberia (1600 million years). After both these orogenic and metamorphic cycles the shield areas became stable, as the younger unconformably overlying Precambrian-series are practically devoid of metamorphism and belong to the molasse facies. In the Liberia shield these series are denoted as Tarkwaien, whereas the Roraima formation dating 1675 million years, corresponds to these, in the Guyana shield. The following Fig. 1 shows the above discussed relationships after GRUSS, H. (1970).

	LIBERIA SHIELD		GUYANA SHIELD	
orogenesis	folding and metamorphism 700—800 m. y. (gneisses, NW—SE striking) Liberia, Sierra Leone			
sedimentation	Tarkwaien (Ghana) (Molasse-facies)		Roraimaformation 1675 m. y. (Molasse-facies)	
orogenesis	metatexis — anatexis 1800—2000 m. y. granites and gneisses		metatexis — anatexis 1800—2000 m. y. "younger granites"	
orogenesis	folding and regional metamorphism 2500—3000 m. y.		folding and regional metamorphism 2700—2900 m. y. "older granites"	
sedimentation	itabirites metasediments	Kambui-series Simandou-series Nimba-series Dahomeyen	itabirites metasediments	Imataca-series Barama-Mazaruni-system
unconformity ? basement ?	granites granulites	Kasila-schists (3200 m. y.) "basement" 2700—3600 m. y.)		

Fig. 1 Precambrian of the Liberia and Guyana shields.

2. SEDIMENTARY ENVIRONMENT AND FACIES OF THE IRON FORMATION

Based on detailed mapping of the producing mines in the Liberia shield, the sedimentary facies begins with quartzites, having a thickness of several hundred metres. This is overlain by a quartz-muscovite series, with sporadic intercalations of amphibolites. In the Guyana shield where the Imataca-series constitute the footwall of the itabirites, a similar sequence is present, consisting of quartzites, ferrogenous quartzites, hematitic gneisses, feldspathic and hornblende gneisses, amphibolitic schists, amphibolites and phyllites. Owing to the higher metamorphic intensity in the Guyana shield, locally large areas of migmatite are developed, as well as granites and more basic intrusions, after STAM, J. C. (1963). Following the laying down of these quartzitic formations, a sporadic deposition of itabirites took place. Generally the thickness of the itabirites reaches a few metres, but only in areas of continuous subsidence did the thickness increase to a few tens or hundreds of metres. In certain

areas folding and repitition of the itabirites also contributed to increased thickness. Measured thickness for Cerro Bolivar approx. 200 m, Bong Range 20 to 80 m and Nimba 250 to 400 m. In both the shield areas the itabirites are of the oxide facies of JAMES, H. L. (1954), other facies such as carbonate or sulphide are not known to occur. The iron oxides are mostly hematite and magnetite with minor amounts of goethite. The quartz is completely recrystallized and the accessory minerals include pyroxene, apatite, zircon, garnet etc. The degree of oxidation gradually increases from the base to the hanging wall. In exposed positions the hanging wall schists have been almost completely eroded, the magnetite nearly totally oxidized to hematite, and the quartz partially or entirely leached, resulting in the formation of weathered or supergene high grade ore deposits, like Nimba in West-Africa and San Isidro or Cerro Bolivar in Venezuela. Fig. 2 shows a typical profil of such deposits. Principally

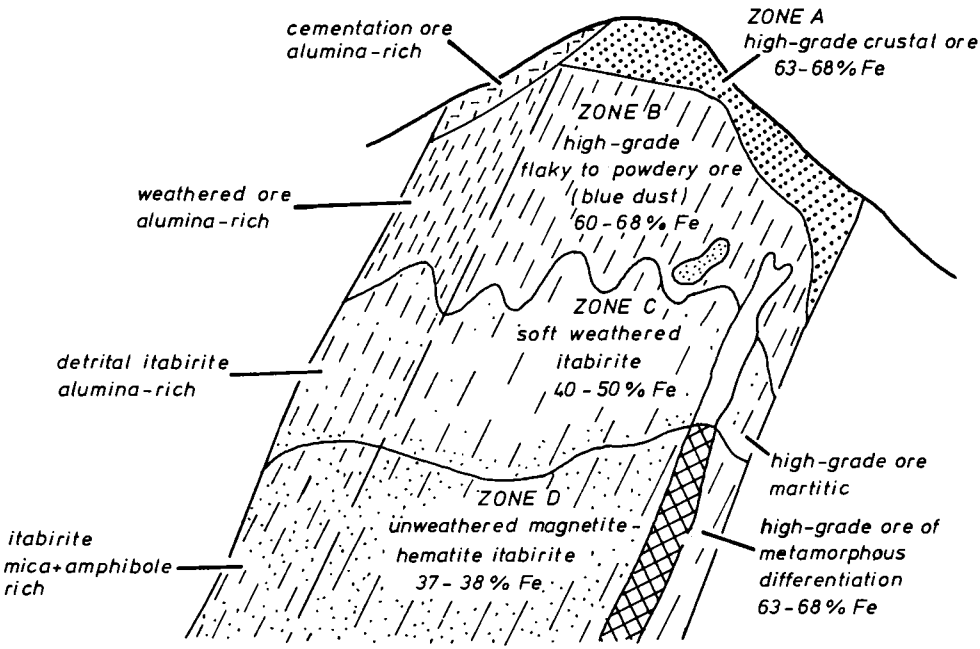


Fig. 2

a second type of high grade deposit can also be distinguished in the itabirites of these shield areas. Locally the sedimentary itabirites came into direct contact with the rising gneissic fronts and deep seated intrusions of basic plutons in the central part of the orogene. In such cases according to GRUSS, H. (1970) a metamorphic conversion of the itabirites took place — as a result of increased pressure and temperature conditions — resulting in the mobilization and removal of silica, whilst the magnetite-hematite content was residually enriched. Typical examples of such deposits are Bomi Hill in Liberia and El Pao in Venezuela.

Investigations on the supergene ores of both shield areas show that the period of enrichment at Cerro Bolivar began about 24 million years ago as recognized by RUCKMICK, J. C. (1963). Similar conditions can be expected in the Liberia shield where the supergene ores are also bound to the relicts of the Gondwana Peneplain in Nimba. The presence of a definite subtype called "Blue Dust", however, complicates this approach to a certain degree, and according to GAERTNER, H. R. v. (1961) can be related to a Precretaceous Cycle of weathering. Such a subtype exists in both shield areas.

III. As the economic significance of the itabirites in both shields lies in the occurance of large deposits of partially enriched or high grade ore, a short description of the producing mines is given below

1. GUYANA-SHIELD AREA

1.1. El Pao — Venezuela

This deposit has been known since 1926 and the Iron Mines Company of Venezuela started full mining operations in 1950.

The average chemical analysis of the ore reserves is almost identical with the shipped product: 62.5 p. c. Fe; 1 to 2.5 p. c. SiO_2; 3.5 to 4 p. c. Al_2O_3; 0.06 p. c. P and 3.66 p. c. L. O. I. The El Pao deposit contains high grade ores as a result of metamorphic differentiation and removal of silica. The high grade mineralization is always bound to the contacts of itabirite with the intrusive gabbro. The gabbro fills the troughlike body of the hard ore type and constitutes the hanging wall of the deposit. The high grade ores consist of hematite and magnetite in variying proportions, with grain sizes up to 10 mm, and analizes 67.5 to 71.0 p. c. Fe; 0.1 to 0.7 p. c. SiO_2; 0.1 to 4.0 p. c. Al_2O_3; 0.01 to 0.03 p. c. P. The enriched weathered itabirites are no genuine supergene high grade ores, but results of metamorphosis and weathering enrichment, leading to concentrations of 56 to 62 p. c. Fe; 6 to 10 p. c. SiO_2; 2 to 4 p. c. Al_2O_3 and 2 to 5 p. c. L. O. I. Average overburden to be moved per ton of product is approx. 1.6 tons. Both ore types are simultaneously mined, crushed and screened. Screen analyses of the product reads 20.3 p. c. + 51 mm; 26.3 p. c. between 13—51 mm and 53.4 p. c.—13 mm. The mineable reserves of the deposit at the beginning of the operation were: 85 to 90 m.tons of measured high grade ores and approx. 20 to 30 m.tons of low grade itabirites, as inferred reserves.

1.2. Cerro Bolivar — Venezuela

After its discovery in the early forties the deposit has been worked by the Orinoco Mining Company since 1954. Using a cut-off grade of 55 p. c. Fe, the reserves average 63.84 p. c. Fe; 1.86 p. c. SiO_2; 1.44 p. c. Al_2O_3; 0.10 p. c. P and 5.11 p. c. L. O. I.

The supergene high grade ores of Cerro Bolivar are bound to the old Gondwana Peneplain with the itabirite outcrops at approx. 700 metres above sea level, with strike lengths of 20 km and widths up to 750 metres. The thickness of the itabirite formation in this area can be up to 200 metres and is isoclinally folded.

The unweathered itabirites average 39 p. c. Fe and 42 p. c. SiO_2 with grain sizes ranging between 0.05 to 0.15 mm. The main oxide is oxidized magnetite accompanied by varying amounts of specularite. Supergene enrichment has led to the

formation of approx. 10 metres of soft partially enriched itabirites directly above the unweathered formation. This zone contains the two technical siliceous ore types: a) siliceous fine ores, averaging 50 to 62 p. c. Fe; 6 to 10 p. c. SiO_2; 1 p. c. Al_2O_3 and 3 p. c. L. O. I. b) soft itabirite, containing 45 to 55 p. c. Fe; approx. 30 p. c. SiO_2; 0.5p. c Al_2O_3 and 1.5 p. c. L. O. I.

The supergene high grade ores lies above the zone of partial enrichment, and thicknesses of 100 m and more are quite common. Two types of supergene high grade ores comprise this zone: a) black ores with 66 to 68 p. c. Fe; 0 to 6 p. c. SiO_2; 1 p. c. Al_2O_3 and 0.3 p.c. L. O. I. b) brown ores contain 62 to 64 p. c. Fe; 0 to 6 p. c. SiO_2; 1 p. c. Al_2O_3 and 3 p. c. L. O. I.

Above the supergene high grade ores there is a covering by surficial crustal ores, with a thickness between 10 to 30 metres, depending on the morphology of the underground and weathering intensity. The average chemical composition of the crustal ores lies at 62 to 69 p. c. Fe; 0.1 to 6.0 p. c. SiO_2; 0.1 to 1.5 p. c. Al_2O_3 and 0 to 5 p. c. L. O. I.

Fig. 3 shows the granulometric distribution in the various ore types. At the beginning of mining operations approx. 781 m.tons of measured and indicated ore reserves, with an ore: waste ratio of approx. 6 : 1, formed the basis of the Cerro Bolivar Project.

1.3. San Isidro — Venezuela

The San Isidro iron ore deposits were discovered in 1948 and lie approx. 15 km south of Cerro Bolivar at an altitude of 700 m, and belong to the supergene high grade type of ores. The individual ore deposits cover approx. 50 km^2 of area and are also related to the old Gondwana Peneplain.

Analogous to the Cerro Bolivar deposits, the unweathered itabirites at San Isidro are fine banded and contain approx. 42 p. c. Fe and 35 p. c. SiO_2, with grain sizes between 0.03 to 0.2 mm. The major oxides are again oxidized magnetite and hematite with minor amounts of iron silicates.

The zone of partial enrichment overlying the unweathered zone, is very thin in contrast to Cerro Bolivar, showing average thicknesses between 10 to 20 mm, and the fine ores of this zone can again be separated into two types: a) siliceous fine ores containing 58 p. c. Fe, 4 p. c. SiO_2, 0.5 p. c. $Al_2O_3$and 5.0 p. c. L. O. I. b) soft itabirites with 50 p. c. Fe, 30 p. c. SiO_2; 0.3 p. c. Al_2O_3 and 2.8 p. c. L. O. I.

Again a zone of supergene high grade ores covers the zone of partial enrichment with a thickness of approx. 240 metres. Similar to Cerro Bolivar the supergene high grade ores of San Isidro can be divided into two types: a) black ores and b) brown ores. Using a cut-off grade of 58 p. c. Fe the black ores contain 67 p. c. Fe, 0.8 p. c. SiO_2, 0.5 p. c. Al_2O_3 and 2.8 p. c. L. O. I., whereas the brown ores show 62 p. c. Fe, 2.8 p. c. SiO_2, 0.5 p. c. Al_2O_3 and 4.0 p. c. L. O. I. as their average chemical composition. Lying above the supergene high grade ores we find approx. 10 metres of surficial crustal ores. These have an average composition of 62 to 67 p. c. Fe, 0.6 to 1.3 p. c. SiO_2, 0.5 to 1.3 p. c. Al_2O_3 and 2.5 to 4.3 p. c. L. O. I. if a cut-off grade of 58 p. c. is used.

Although discovered in 1954 the San Isidro deposits have not been worked on a large scale. Based on initial investigations the total complex contains approx. 1.260 m.tons of measured and indicated reserves, which average between 62.8 to 63.5 p. c. Fe, 1.8 to 7.3 p. c. SiO_2, 0.5 to 1.2 p. c. Al_2O_3 < 0.03 p. c. P, < 0.01 p. c.S and

Inch/mesh	mm	Crustal ore crushed —100 mm	Fine ore brown	Fine ore black
1.050	26.6	6.72	30.43	3.43
0.742	18.85	12.53	—	6.96
0.525	13.33	23.59	43.47	14.92
0.371	9.42	36.05	—	26.97
3	6.68	44.47	48.80	33.01
6	3.23	54.39	64.58	46.16
10	1.65	63.31	80.93	57.34
20	0.83	71.25	89.33	66.15
35	0.42	79.99	91.57	73.25
65	0.21	89.70	93.10	79.16
100	0.147	92.94	93.90	81.93
200	0.074	100.00	100.00	100.00

Fig. 3 (Bolivar ore)

Inch/mesh	mm	Total percentage
1.050	26.6	8.2
0.742	18.85	—
0.525	13.33	20.5
0.371	9.42	—
3	6.68	37.1
6	3.23	50.2
10	1.65	60.8
20	0.83	70.7
35	0.42	77.1
65	0.21	82.2
100	0.147	85.3
200	0.074	100.0

Fig. 4 (San Isidro ore)

100 per cent crude ore	37 per cent washed lump	43 per cent fine ore	20 per cent slimes
—85 mm	+ 5 mm	0.25—5 mm	—0.25 mm
63.0 per cent Fe	64.5 per cent Fe	66.9 per cent Fe	
6.17 per cent SiO_2	4.0 per cent SiO_2	3.1 per cent SiO_2	
1.03 per cent Al_2O_3	0.92 per cent Al_2O_3	0.73 per cent Al_2O_3	
0.057 per cent P	0.07 per cent P	0.048 per cent p	
	2.1 per cent ignition loss	1.6 per cent P	

Fig. 5 (Nimba ore)

3.2 to 5.1 p. c. L. O. I. using different cut-off grades ranging between 55 p. c. Fe and 58 p. c. Fe. The ore : waste ratio can be expected to be approx. 20 : 1. Fig. 4 shows the granulometric composition. Further occurrences of iron bearing formation are known on the Guyana shield (e. g. Piacoa etc.), but have not been investigated to a degree that would merit discussing them in detail.

2. Liberia-Shield Area

2.1. Bomi Hill — Liberia

This deposit was first investigated in the early thirties, and mining began after the second World War in 1951. Although geologically a syncline, the ore body is morphologically a hill, and lies near the coast to the east-north-east of Monrovia in Liberia.

In addition to large reserves of fine grained low grade itabirites, the area contains a large ore body of coarse grained magnetitic high grade ore, formed by metamorphic differentiation analogous to El Pao in Venezuela. The magnetitic high grade ore body averages a thickness of approx. 40 metres, overlain from top to bottom by 40 metres of schist, 60 metres of low grade itabirites and followed again by 60 metres of schists. Below this series lies the high grade ore body with an average composition of 64.5 p. c. Fe, 4.5 p. c. SiO_2, 1.5 p. c. Al_2O_3, 0.13 p. c. P and 0.12 p. c. S. The product from this ore body is approx. 53 p. c. lumpore between 11 to 37 mm and 47 p. c. fine ore minus 11 mm.

Through weathering the itabirite of the hangingwall series has partially become amenable to beneficiation, delivering a product containing 64.0 p. c. Fe, 6.0 p. c. SiO_2, 1.0 p. c. Al_2O_3, 0.04 to 0.05 p. c. P and 0.08 to 0.12 p. c. S. Together with the fine ores from the high grade ore body, these products constitute the sinterfeed produced at Bomi Hill. The average ore to overburden ratio is 1 : 3.6.

At the beginning of mining operations in 1951 the deposit contained approx. 50 to 60 m.tons of high grade ore, and another 50 m.tons of weathered low grade itabirite amenable to concentration.

2.2. Bong Range —Liberia

The Bong Range area deposits can be considered to belong to the partially enriched itabirite type of ore bodies. Through supergene influences the itabirites were weathered and partially enriched. No ores of the supergene high grade ore type could either develop, or these high grade ores if present, fell a prey to erosion. Bong Range consists of four individual ore-bodies forming a single steeply folded itabirite syncline, of over 13 km length, with an outcrop width up to 300 metres. The itabirite body proper is not thicker than 80 metres, the apparently larger outcrop width is due to folding and repitition. Both the footwall and hangingwall is comprised of schists, reaching the mesozonal metamorphic facies in the footwall. The main oxides are magnetite, hematite and quartz with varying proportions of biotite, cummingtonite and grunerite, in the unweathered portions and martite, hematite as well as some goethite in the weathered parts of the deposits. Oxide bands are between 1 to 10 mm in width with average grain size of 0.1 mm. As a result of modification through weathering three technical ore types can be recognised in the deposits: a)

soft itabirite (heavily weathered) containing 42.6 p. c. Fe, 7.1 p. c. magnetite, 37.1 p. c. SiO_2, 0.5 p. c. Al_2O_3, 0.05 p. c. P, an 0.008 p. c. S. Grain size distribution of this type 80 p. c. minus 0.25 mm. Approximately 11.5 p. c. of the measured reserve are represented by this ore type; b) transitional ores with 40.6 p. c. Fe, 12.0 p. c. magnetite, 40.0 p. c. SiO_2, 0.5 p. c. Al_2O_3, 0.03 p. c. P and 0.01 p. c. S. These ores are medium hard, slightly weathered and represent approx. 13.5 p. c. of the measured reserves. Grain size is 90 p. c. minus 0.1 mm; c) magnetic ores have an average chemical analysis of 37.4 p. c. Fe, 35.2 p. c. magnetite, 42.0 p. c. SiO_2, 0.4 p. c. Al_2O_3, 0.04 p. c. P and 0.03 p. c. S. Approximately 75 p. c. of the measured reserves are represented by this ore type with a grain size of 90 p. c. minus 0.1 mm. Through beneficiation and pelletizing, the products from the Bong Mine are, concentrates, with an analysis of 65.15 p. c. Fe, 9.64 p. c. FeO, 7.00 p. c. SiO_2, 0.28 p. c. Al_2O_3, 0.034 p. c. P, 0.022 p. c. S, 0.05 p. c. Mn, 0.05 p. c. CaO, 0.06 p. c. MgO, nil Cu and 0.60 p. c. L. O. I., as well as pellets averaging 64 to 65 p. c. Fe, 0.4 p. c. FeO, 7 to 8.5 p. c. SiO_2, 0.3 to 0.4 p. c. Al_2O_3, 0.25 p. c. Ca, 0.02 to 0.04 p. c. P and 0.02 to 0.04 p. c. S.

At the start of the mining operation in 1965 the measured, indicated and inferred reserves were 533 m.tons distributed in four ore bodies a) Zaweah I with 232 m.tons of measured reserves, b) Zaweah II with 60 m.tons as indicated reserves, c) Bong Peak with 128 m.tons as indicated reserves, d) Gomma contained 15 m.tons as inferred reserves and e) Northern deposit with 38 m.tons of measured reserves. The total measured and mineable reserves were, however, contained only in the ore bodies Zaweah I and Northern deposit totalling 275 m.tons. Both these ore bodies contain the above described technical ore types, which are situated from base to top in the following manner; lower-most magnetic ore, transition ore followed by weathered soft itabirite ore. Ore: waste ratio of the mineable ores varies from 1 : 0.5—1 : 1.0.

2.3. Nimba —Liberia

One of the largest iron ore mines in Africa is the Nimba ore deposit. The ores mined at Nimba belong to the supergene high grade ore variety. The primary itabirites are fine banded with band widths of 0.5 to 5.0 mm, fine grained (0.03 to 0.1 mm) and belong to the oxide facies. The sedimentary thickness of the itabirites varies between 250 to 400 metres with larger outcrop widths, through folding and repition. Major ore minerals are magnetite oxidized to martite and hematite. Iron silicates if present have been leached and converted into goethite or hematite. According to GAERTNER, H. R. v. (1961) the supergene high grade ores consist of two main types a) blue high grade ores and b) brown high grade ores, and belong to two weathering cycles. The brown ores are bound to the cretaceous Gondwana Peneplain and the blue ores originate from an older, higher situated, weathering cycle.

The basal primary hard itabirites, apparently unweathered, show the following analysis: 38 p. c. Fe, 42.0 p. c. SiO_2, 0.5 p. c. Al_2O_3 and 1.5 p. c. L. O. I. At the footwall of the brown ores and hanging wall of the hard itabirite, there is a thin zone of soft itabirites. A chemical analysis of these siliceous fine ores shows them to contain 50 to 60 p. c. Fe, 10 to 20 p. c. SiO_2 and 1 p. c. AO_2O_3. Directly following the soft itabirites is the zone of high grade ores. Brown ores contain 65.5 p. c. Fe, 1.5 p c. SiO_2, 0.8 p. c. Al_2O_3 and 4.0 p. c. L. O. I. Thickness of the brown ores can be up to 100 metres. Whereas the older supergene high grade blue ores have a chemical composition of

67.8 p. c. Fe, 1.5 p. c. SiO_2, 0.5 p. c. Al_2O_3 and 1.5 p. c. L. O. I., and can go as far deep as 600 metres below the surface. These can be considered to be the roots of much older ore bodies resulting from an older weathering cycle. Fig. 5 shows the granulometric composition of the mined ore. The total mineable reserves in 1972 were 170 m.tons measured, plus 33 m.tons indicated, of these 105.4 m.tons are blue ore and 64.6 m.tons of the brown variety. These figures are valid only for the portion of the Nimba deposit in Liberia called Nimba-south.

2.4. Mano River — Liberia

The discovery and preliminary geological investigations of the Mano River area at the end of the fifties resulted in the start up of mining operations in 1961. The deposits at Mano consist of a series of metamorphic schists, amphibolites and itabirites. These intercalated itabirites are almost always of the silicate facies, and grade both laterally and vertically into the schists over very short distances. Intensive weathering has completely modified the whole series and unweathered itabirite is not be encountered at the base of the deposits anymore. The highly weathered itabirite remanents, can be considered to have been banded magnetite and iron silicate rocks, perhaps amphibolites. Overlying these is a limonitic, clayey rock detritus with an Fe-content of 40 to 50 p. c. Further towards the hanging wall the ore zone is characterized by intensive removal of silica and thus residual enrichment of the Al_2O_3 content. Crustal ores cover the intensively weathered series at the surface. Where the crustal ores resisted erosion, the underlying ore bearing series could be preserved, so that the Mano deposit appears as a series of hills, each hill containing an ore body. Through washing and screening stages the crude ore is converted into the following products: Sinterfeed Mano I with 55 to 58 p. c. Fe, 2.2 to 5.6 p. c. SiO_2, 8.7 to 5.0 p. c. Al_2O_3, 0.065 p. c. P and 0.09 p. c. S as well as Sinterfeed Mano II with an average of 59 p. c. Fe, 4.0 to 4.6 p. c. SiO_2 and 5.5 to 6.4 p. c. L. O. I. Approximately 45 p. c. of the total product is lumpore + 25 mm and originates from the crustal ore cappings. In 1973 the Mano deposits contained 125 m.tons of measured reserves, of these 50 p. c. were crustal ore and 50 p. c. were siliceous plus aluminious fines.

2.5. Marampa —Sierra Leone

The ore deposit of Marampa in Sierra Leone have been worked since 1933. Owing to depletion of reserves and the adverse market conditions in 1975 the operations were finally suspended. The area contains a series of highly metamorphic hematite quartites and hematitic mica schists. These iron bearing series can be considered to be itabirites of both the oxide and silicate facies. The series beginn at the base with mor than 100 metres of lower quartz mica schists followed by approx. 40 metres of the lower hematite schists. Overlying this are approx. 60 metres of the middle quartz mica schists. Above this are approximately 75 metres of the middle hematite schists covered by approximately 40 metres of upper quartz mica schists. Finally the whole series is topped by approximately 150 metres of upper hematite quartzites. These metasediments form a flat sycline underlain by granites and gneisses of the Kasila-series.

The unweathered iron bearing rocks are hard and slaty, containing hematite, quartz and a little biotite. Grain sizes of the iron oxides is approximately 0.5 mm. Upon weathering, soft itabirites are formed with an average Fe-content of 49 p. c.

Owing to local conditions no supergene high grade ores were formed therefore directly on top of the soft itabirites there is a cover of clayey crustal ore with a thickness of 5 to 3 metres. Only the weathered crude ores of the soft variety are mined to produce a concentrate, through benefication, with 64.1 p. c. Fe, 6.37 p. c. SiO_2, 0.84 p. c. Al_2O_3, 0.23 p. c. Mn, 0.008 p. c. P and 0.65 p. c. L. O. I. The granulometric distribution shows 19.5 p. c. in the range 0.32 to 3.1 mm, 20.0 p. c. minus 0.32 mm, 22.5 p. c. minus 0.25 mm, 18.5 p. c. minus 0.18 mm, 14.5 p. c. minus 0.125 mm, 1.5 p. c. minus 0.09 mm and 3.5 p. c. minus 0.075 mm.

Bibliography

(1) BULLARD, E., EVERETT, J. E. and A. G. SMITH (1965) : The fit of the continents around the Atlantic. Philosoph. Trans. Royal Soc. London. Series A, vol. 258, 1965, p. 41 to 51.

(2) GAERTNER, H. R. v. (1961) : Bericht über die Bereisung der Eisenerz-Lagerstätte von Guinea. Unpublished report of Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover.

(3) GRUSS, H. (1970) : Itabirite iron ores of the Liberia and Guyana shields. Unesco 1973. Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. Proc. Kiev Symp. 1970. (Earth Sciences, 9.) p. 335 to 359.

(4) HURLEY, P. M. (1972) : Can the subduction process of mountain building be extended to Pan-African and similar orogenic belts ? Earth Planet Sci. Letters 15, p. 305 to 314.

(5) JAMES, H. L. (1954) : Sedimentary Facies of Iron-Formation. Econ Geol. vol. 49, No. 3, p. 235 to 293.

(6) MACHENS, E. (1966) : Zur Geotektonischen Entwicklung von Westafrika. Z. dtsch. geol. Ges. vol. 116, p. 589 to 598.

(7) RUCKMICK, J. C. (1963) : The iron ores of Cerro Bolivar, Venezuela. Econ. Geol., vol. 58, p. 218 to 236.

(8) SUTTON, J. (1963) : Long-term cycles in the evolution of the continents. Nature 198, p. 731 to 735.

(9) STAM, J. C. (1963) : Geology, Petrology, and iron deposits of the Guiana schield, Venezuela. Econ. Geol. vol. 58, p. 70 to 83.

(10) THIENHAUS, R. (1963) : Neue Eisen-und Manganerzvorkommen in West-und Zentralafrika. Stahl u. Eisen, Düsseldorf, vol. 83, p. 1089 to 1098.

(11) UNITED NATIONS (1970) : Survey of world iron ore resources. Report of a Panel of Experts appointed by the Secretary-General. United Nations, New York 1970.

(12) ARCHIVES of Exploration und Bergbau GmbH, 4 Düsseldorf, Steinstr. 20.

Precambrian Ore Deposits in the Nubian and the Arabian Shields and their Correlation across the Red Sea

By A. Al Shanti, W. Frisch, W. Pohl and M. M. Abdel Tawab*)

Summary

A generalization is attempted of the present knowledge on Precambrian geology and mineralization in the northern Red Sea area:

The northern parts of the Nubian and the Arabian Shields have had a nearly identical Precambrian geological history; thick geosynclinal volcano-sedimentary sequences are intruded by pre-, syn-to post-tectonic magmatic rocks ranging from ultramafics to highly differentiated granites.

The Precambrian ore deposits may be classed into three main groups — 1. Zn-Cu-Pb-Ag-Au-Fe are derived from the early volcanic activities; 2. Cr-Cu-Ni-Co occur within mafic and ultramafic intrusives; while 3. Ta/Nb-Sn-W-Mo-F-Au are connected with late-to post-tectonic granitic intrusions.

Deposits belonging to the three listed metal associations occur on both sides of the Red Sea, and many of them are directly comparable. Because of this the authors consider them as part of one metallogenic province, which may be called "Arabo-Nubian metallogenic province".

The observation, that deposits of the plutonic, acidic affinity (group 3) are more important in the Nubian Shield and the Hijaz, while group 1 deposits predominate in the Najd and Asir areas of the Arabian Shield, leads to the definition of two metallogenic subprovinces. The western "Hijaz-Nubian metallogenic subprovince" is characterized by the Ta/Nb-Sn-W-Mo-F-Au metal association, whereas the eastern "Najd-Asir metallogenic subprovince" comprises more Zn-Cu-Pb-Ag-Au-Fe. Group 2 metals are about equally distributed in the whole area.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit stellt den Versuch einer Verallgemeinerung der derzeitigen Kenntnis von Geologie und Erzlagerstätten des Präkambriums im nördlichen Bereich des Roten Meeres dar.

Die nördlichen Teile des Nubischen und Arabischen Schildes hatten eine weitgehend vergleichbare präkambrische geologische Entwicklung: Mächtige geosynklinale vulkano-sedimentäre Folgen wurden durch prä-, syn-bis post-tektonische magmatische Gesteine intrudiert, die von Ultrabasiten bis zu hoch differenzierten Graniten variieren.

Die präkambrischen Erzlagerstätten können in drei Hauptgruppen eingeteilt werden — 1. Zn-Cu-Pb-Ag-Au-Fe wurden durch die frühen vulkanischen Aktivitäten gebracht; 2. Cr-Cu-Ni-Co kommen in basischen und ultrabasischen Intrusiven vor; während 3. Ta/Nb-Sn-W-Mo-F-Au mit spät-bis posttektonischen Graniten verbunden sind.

*) Dr. A. Al Shanti, Institute for Applied Geology, P.O.B. 1744, Jeddah.
Dr. W. Frisch, Geologisches Institut d. Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.
Dr. W. Pohl, Institut f. Geologie u. Lagerstättenlehre, Montanuniversität, A-8700 Leoben.
Dr. M. M. Abdel Tawab, Geological Survey of Egypt, 3, Salah Salem Street, Cairo.

Lagerstätten, die diesen Metallassoziationen zugehören, gibt es sowohl im Osten wie auch im Westen des Roten Meeres; viele davon sind direkt vergleichbar. Aus diesem Grunde halten die Autoren alle diese Lagerstätten für Erscheinungen einer metallogenetischen Provinz, die "Arabo-Nubische Metallogenetische Provinz" genannt wird.

Die Beobachtung, daß Lagerstätten der plutonischen, sauren Verwandtschaft (Gruppe 3) im Nubischen Schild und dem Hijaz-Gebiet wichtiger sind, wogegen Lagerstätten der Gruppe 1 in den Najd-und Asir-Gebieten des Arabischen Schildes vorherrschen, führt zur Definition zweier metallogenetischer Subprovinzen. Die westliche "Hijaz-Nubische Metallogenetische Subprovinz" ist durch die Ta/Nb-Sn-W-Mo-F-Au Metallassoziation charakterisiert, während die östliche "Najd-Asir Metallogenetische Subprovinz" mehr Zn-Cu-Pb-Ag-Au-Fe führt. Metalle der Gruppe 2 sind etwa gleichmäßig im betrachteten Gebiet vorhanden.

The Arabian Shield

To a large extent, the Arabian Shield is composed of magmatic rocks. Extensive metavolcanic series of calc-alkaline affinity, ranging from tholeiitic basalts through great masses of andesites to rhyolites, are intruded by their subvolcanic and plutonic equivalents. The metavolcanics are associated with clastic (and pyroclastic) sedimentary series some of which are highly metamorphic (paragneisses).

With the metavolcanic series, two important groups are distinguished: the Jiddah group is considered to be older (Greenwood et al., 1976) and consists mainly of basaltic to andesitic rocks being restricted to the western part of the Shield; the Halaban or Hulayfah (according to nomenclature) group contains a thick andesitic sequence which is overlain by rhyolitic and pyroclastic material. Clastic sediments, cherts, and carbonates are subordinate.

The described series are considered to represent volcanic arcs which have been swept together and cratonized to the end of the Proterozoic (Garson & Shalaby, 1976; Gass & Neary, 1976; Frisch & Al-Shanti, 1977; see also Greenwood et al., 1976). Narrow ophiolite belts and suture zones cut the Arabian Shield dividing it into several segments. These segments are made up of similar rock sequences and don't differ in their ore contents.

Post-orogenic granites of slightly alkalic affinity are of about Cambrian age and are considered to interfere with the northwest trending, left-lateral Najd fault system.

The most important ore deposits in the Precambrian of the Arabian Shield are those of the paragenesis Zn-Cu-Au(-Pb-Ag). These deposits are restricted to the metavolcanics of mostly intermediate to acid chemism of the Jiddah and Halaban (Hulayfah) groups. Both sequences contain the same type of mineralization.

The mineralization is of subvolcanic to synsedimentary origin and occurs disseminated, in stockworks, or as massive sulfide bodies. The side-by-side-occurrence of subvolcanic mineralization and massive submarine-exhalative ore bodies strongly resembles the typical island arc type deposits well known from the circum-pacific region.

The mineralization is associated with the more acid members of the volcanic sequences. We can discern deposits with Zn and Cu (and maybe Pb) and no precious metals, or with Zn-Cu-Au (Pb and Ag may also be important), from deposits in

which Au predominates, with or without accompanying Zn-Cu, Pb, and/or Ag. Pyrite is the most common ore mineral in all the deposits; in those with Zn and Cu, Zn generally predominates. Those with predominating gold generally occur as vein mineralization in the subvolcanic stockwork. The Zn-Cu deposits generally occupy a somewhat higher level, or form massive stratiform sulfide ore bodies. The vein or disseminated mineralization is mostly concentrated along shear zones in the country rocks.

A compilation of the volcanogenic deposits of the paragenesis Zn-Cu-Au in separated belts seems not to be justified: in nearly all parts where certain horizons of the metavolcanics of the Jiddah and Halaban groups are exposed, deposits or occurrences of this type are present. That means that the metavolcanic series let expect the presence of occurrences of this ore paragenesis and type in all places. The disposition of the known occurrences in narrow belts (see Fig. 1) is simulated only by the appearance of the metavolcanics in narrow, mostly north-south trending zones which correspond to the general trend in the Precambrian series.

Together with the volcanic series there are some pyrite deposits without noteworthy amounts of Zn, Cu, or Au.

Together with the post-orogenic granitic intrusions which are scattered all over the Arabian Shield, we find two groups of ore occurrences: on the one hand there are tungsten mineralizations with or without molybdenum but without tin so far known; on the other hand there is a group with U, Th, Nb, and Rare Earth elements. Tungsten occurs in veins and disseminated, the U-Th-Nb-REE mineralization is bound to pegmatitic veins. Both types of mineralization are bound to the vicinity of the intrusive contacts. There are also some fluorspar-quartz veins near the granitic contacts. The granites are alkali feldspar or alkali granites after the nomenclature of STRECKEISEN.

From a post-orogenic intrusion of basic rocks and syenites in the southern part of the Shield, mineralization of titanomagnetite is reported.

Chromite occurrences are known from several ultramafic (mostly ophiolitic) masses in different parts of the Shield.

The Nubian Shield

The geology of the Egyptian part of the Nubian Shield is nearly identical to the nearest portion of the Arabian Shield: Large masses of meta-volcanic calc-alkaline rocks of mostly intermediate composition, but ranging from basic to acid types (basalts, andesites, dacites, rhyolites), together with a thick pile of predominant clastic metasediments (slates, phyllites, gneisses) have been intruded by their subvolcanic and plutonic equivalents (gabbros, diorites, quartz-diorites, granites). Ultramafics have been emplaced into the meta-volcanics and meta-sediments, in part conformably, in part along sutures probably representing deep-reaching faults of variable strike.

The main orogenic deformation was accompanied by wide-spread intrusions of grano-diorites and granites, forming huge batholits with frequently reactive margins, and by metamorphism, which increases generally to the south. To explain this it has been suggested (GINDY 1972), that deeper levels of the same geosynclinal trough are exposed towards the south. The main structural trend of the orogenic deformation is generally assumed to be SE—NW, though other directions of fold-axis are observable.

Post-orogenic granites, although of a more alkalic affinity, are probably consanguinous with the syn- to late-tectonic ones. In fact GINDY (1972) assumed, that the different granites of the Egyptian Eastern Desert represent a virtually continuously evolving granite-series. Faults of NW-strike which probably correspond to the Najd fault system of Saudi Arabia, have only recently been recognized in south-eastern Egypt (KRS, SOLIMAN & AMIN 1973); some of them are intruded by basic dykes, others seem to control the location of post-tectonic "acidic" mineralization (loc. cit.).

Ore deposits in the Egyptian Precambrian include

1. volcano (?)-sedimentary banded iron ores within the meta-sediments (f. ex. Umm Nar — EL RAMLY, AKAAD & RASHY 1963).

2. Fe, Zn, Cu, Pb, (Au, Ag)-sulfide ores which may be lenticular, massive, conformable or disseminated in shear zones; they are always associated with the meta-volcanic series (example: Umm Samiuki — HUME 1937, ABDEL TAWAB 1974).

3. magmatic segregation type ores associated with mafic-ultramafic intrusives: Fe-Ti in gabbro (Abu Ghalaga — AMIN 1954), Cu-Ni-Co in layered gabbro-peridotite (at Gabbro Akarem — BUGROV & SHALABY 1973), and Cr in serpentinites and related rocks (HUME 1937).

4. "acidic" ores of Nb/Ta, Sn, W, Mo, U/Th, Be, F, RE connected with the post-orogenic Gattarian granites; this group includes

— disseminated Nb-Ta-Sn ores in albitized, acidic, last stage granites; huge deposits of this type have been found during the last 10 years (SABET & TSOGOEV 1973, BUGROV, EL GADAEL & SOLIMAN 1973 — at Abu Dabbab, Nuweibi, etc.)

— pegmatitic Sn-Be-Mo-(U-Th) ores of little significance at present

— vein deposits of Sn, W, F, Mo of small scale (f. ex. Mueilha Sn/W — EL RAMLY & AKAAD 1959).

5. Au(-Ag) veins cutting virtually all Precambrian rocks ranging from the early meta-sediments to the youngest Gattarian granites; other ores, though without economic significance, in these veins include: pyrite, galena, arsenopyrite, chalcopyrite, bornite, phyrrhotite, stibnite and sphalerite; gangue minerals are: quartz predominantly, calcite, siderite/ankerite, dolomite; alteration of country rocks includes sericitization, chloritization, hematitization, beresitization, listvenitization.

These veins have exclusively furnished the ancient and modern Egyptian gold production; though not all of them may be of the same origin, HUME (1937) and KOCHIN (1970) considered them to be connected with pre-tectonic epidiorite intrusions, while AMIN (1955) and EL SHAZLY (1957, 59) derived them from the post-tectonic Gattarian granites. To provide a sound basis for a decision on their origin most of these deposits will have to be newly investigated, but some of them are clearly associated with post-orogenic acidic intrusions. Others may be genetically related to group 2), as f. ex. the Hammash Au-Cu occurrences (HUME 1937, MOUSTAFA & HILMY 1958).

In order to allow a quick visual comparison of ore deposits known at present on both sides of the Red Sea, Table 1 summarizes the above outlined data, while a sketch map with the basic features of Precambrian geology and mineralization in the area is presented in Fig. 1.

Nubian Shield (Egypt)	Arabian Shield (Saudi Arabia)	
Au-quartz veins	Au-quartz veins	late-to post-orogenic mineralization
Sn-W-Mo-F-quartz veins	veins with W-Mo and F	
Sn-Be-Mo(-U-Th-) pegmatites	U-Th-Nb-RE-pegmatites	
disseminated Ta-Nb-Sn in granites	?	
Ti-Cr-Cu-Ni-Co in magmatic segregation type deposits	Cr-Ti-V-Ni-Co-Cu in magmatic segregation type concentrations	pre- to late orogenic
Zn-Cu-Pb (Au-Ag) associated with metavolcanics	Zn-Cu-Pb(-Au) in metavolcanics	pre-orogenic
?	Au(-Zn-Cu) (Ag, Pb) in metavolcanics	
banded Fe-ores in metasediments	banded Fe-ores in metasediments	

Table 1: Precambrian ore deposits in the Nubian and the Arabian Shield

Discussion and Conclusions

The Nubian (Egyptian) and the Arabian Shields are part of one orogen; their geological evolution is widely comparable and many stratigraphic or rather lithologic units can be directly correlated across the Red Sea.

In the same way it is possible to correlate the ore deposits, which frequently comprise almost identical mineral and metal associations on both sides. Accordingly it is suggested, that the ore deposits and occurrences of Egypt and Saudi Arabia belong to one metallogenic province (in the sense of PETRASCHECK, 1965), which may be called the "Arabo-Nubian metallogenic province".

This is based on the following:

— all ore deposits have been formed during the orogenic epoch responsible for the cratonization of the Arabo-Nubian Shield, which was concluded by the Pan-African Orogeny (KENNEDY 1964); because of this they are the result of one metallogenic epoch;

— the whole area is part of a zone of orogenically deformed Upper Proterozoic geosynclinal deposits (in the sense of CLIFFORD 1970), thus representing one major tectonic realm;

— the related mineral compositions and metal associations of the deposits;
— the frequent similarity of the form of the deposits, and
— a comparable density of mineralization.

In fact it is the last point, that asks for further enlargement: It was stated above, that large deposits of rare metals (Ta/Nb, Sn) exist in Egypt, equivalents of which have not been localized in Saudi Arabia until now. Similarly, a big number of base metal deposits are known in the Arabian Shield with the exception of the northwestern part (Hijaz area). They have only few counterparts in Egypt.

Though present and future research in both countries may alter this picture of the distribution of ore deposits, it seems to be possible now to define two metallogenic subprovinces in the area: One comprises the Nubian Shield and most of the Hijaz area of Saudi Arabia, containing mainly deposits related to intrusives of late- to post-tectonic age; the other covers the Najd and Asir areas of the Arabian Shield, and is characterized by deposits genetically related to pre- or early-tectonic volcanic activity.

The first may be called the "Hijaz-Nubian metallogenic subprovince", the second "Najd-Asir metallogenic subprovince" (Fig. 1).

It is tempting to relate the difference between the two metallogenic subprovinces to the existence of a more continental base of the orogen in the west, whereas the eastern subprovince may reflect a more oceanic base with stronger emphasis on volcanic arc mineralization.

If this is correct, then some of the metals occuring predominantly in the western subprovince may be inherited from older continental crust. Several radiometric age determinations in the 1000 m. y. range have been made known from both Egypt (Meneisy 1972) and the southwestern Arabian Shield (Greenwood et. al. 1976), which point to the existence of Kibaran rocks in the area. Metals of the Sn-W-Mo association may be remobilized from an older cycle.

Considering practical application of the interpretation presented, it is obvious that important recent finds like Abu Dabbab in Egypt will rise considerable interest in the corresponding areas of the Arabian Shield. In view of the immense areas which would have to be prospected, the authors think that exercises like this one, leading ultimately to a delimitation of metallogenic units at all scales, will contribute essentially to a rational choice of prospective target areas.

Here it may be concluded, that deposits of the post-tectonic acidic affiliation will preferably be prospected for in the Hijaz-area of Saudi Arabia, while only scattered deposits of the volcanic association, so frequent in Najd and Asir, may be expected to exist in the Hijaz and in Egypt.

References

Abdel Tawab, M. M.: Zinc-lead deposits in the Eastern Desert. Geol. Surv. Egypt Paper **61**, 47—54, 1974.

Amin, M. S.: Geological Features of some Mineral Deposits in Egypt. Bull. Inst. Desert d'Egypte **5**, 209—240, 1955.

Brown, G. F.: Tectonic map of the Arabian Peninsula, 1 :4,000,000. — Arabian Peninsula Series, Map AP-2, Dir. Gen. Min. Res., Kingdom of Saudi Arabia. Jiddah, 1972.

BUGROV, V. A. & I. M. SHALABY: First discovery of Ni-Cu sulfide mineralization in gabbro-peridotitic rocks in Eastern Desert of Egypt. Ann. Geol. Surv. Egypt 3, 177—183, 1973.

BUGROV, V. A., A. A. EL GADAEL & M. M. SOLIMAN: Rare-metallic albitites as a new type of ore-mineralization in Egypt. Ann. Geol. Surv. Egypt 3, 185—205, 1973.

CLIFFORD, T. N.: The structural framework of Africa. 1—26 in: African Magmatism and Tectonics. Oliver & Boyd, Edinburgh 1970

EL RAMLY, M. F., M. K. AKAAD & D. M. AL-FAR: Cassiterite-wolframite mineralization near Gebel El-Mueilha (Eastern Desert of Egypt). Geol. Surv. Egypt paper 6, 18pp, 1959.

EL RAMLY, M. F., M. K. AKAAD & A. H. RASMY: Geology and structure of the Umm Nar iron ore deposit (Eastern Desert of Egypt). Geol. Surv. Egypt paper 28, 29pp, 1965.

EL RAMLY, M. F.: Geological Map of the Basement Rocks in the Eastern Desert of Egypt. 1 : 1,000,000 — Geol. Survey of Egypt and Mining Authority, Cairo 1972.

EL SHAZLY, E. M.: Classification of Egyptian Mineral Deposits. Egypt. Journ. Geol. 1, 1—20, 1957.

EL SHAZLY, Notes on the Mining Map of Egypt. Rpts., 20th Int. Geol. Congr. Mexico 1956; Ass. Afr. Geol. Surv., 423—437, 1959.

FRISCH, W. & AL-SHANTI, A.: Ophiolite belts and the collision of island arcs in the Arabian Shield. — Tectonophysics 43, 293—306, 1977.

GARSON, M. S. & M. KRS: Geophysical and geological evidence of the relationship of Red Sea transverse tectonics to ancient fractures. Geol. Soc. America Bull. 87, 169—181, 1976.

GARSON, M. S. & SHALABY, I. M.: Precambrian-lower Paleozoic plate tectonics and metallogenesis in the Red Sea region. — D. F. STRONG (ed.): Metallogeny and Plate Tectonics: Geol. Ass. Canada Spec. Paper Nr. 14, 573—596, 1976.

GASS, I. G. & NEARY, C. R.: Granitic association of northeastern Sudan. — Geol. Soc. Amer. Bull. 87, 1501—1512, 1976.

GINDY, A. R.: Toward a kinematic classification of the Egyptian Basement. Ann. Geol. Surv. Egypt 2, 47—77, 1972.

GREENWOOD, W. R., HADLEY, D. G. & SCHMIDT, D. L.: Generalized geologic map of the Arabian Shield, Kingdom of Saudi Arabia, 1 : 4,000,000. — Dir. Gen. Min. Res., Jiddah, 1974

GREENWOOD, W. R., HADLEY, D. G., ANDERSON, R. E., FLECK, R. J. & SCHMIDT, D. L.: Late Proterozoic cratonization in southwestern Saudi Arabia. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 280, 517—527, London 1976.

HUME, W. F.: The Minerals of Economic Value. Vol. II, part III of Geology of Egypt, Cairo 1937.

KENNEDY, W. Q.: The structural differentiation of Africa in the Pan-African (± 500 m. y.) tectonic episode. 8th Ann. Rep. Res. Inst. African Geol. Leeds, 48pp, 1964.

KOCHIN, G. G.: The occurence of gold in the Eastern Desert of Egypt. 53—54 in: Studies on some Mineral Deposits of Egypt. Geol. Surv. Egypt 1970.

KRS, M., A. A. H. SOLIMAN & A. H. AMIN: Geophysical phenomena over deep-seated tectonic zones in southern part of Eastern Desert of Egypt. Ann. Geol. Surv. Egypt 3, 125–137, 1973.

MENEISY, M. Y.: On the Isotopic Dating of the Egyptian Basement Rocks. Ann. Geol. Surv. Egypt 2, 103—109, 1972.

MOUSTAFA, G. A. & M. E. HILMY: Contribution to the geology and mineralogy of the Hammash copper deposits (South Eastern Desert of Egypt). Geol. Surv. Egypt paper 5, 14pp, 1958.
PETRASCHECK, W. E.: Typical features of metallogenic provinces. Economic Geol. **60**, 1620—1634, 1965.
SABET, A. H. & V. TSOGOEV: Problems of geological and economic evaluation of Tantalum deposits in Apogranites during stages of prospection and exploration. Ann. Geol. Surv. Egypt. **3**, 87—107, 1973.
SAID, R.: The Geology of Egypt. Elsevier Publ. Co., New York 1962.
SHALABY, I. M.: Zinc-Lead deposits in the Eastern Desert. Geol. Surv. Egypt paper **61**, 47—54, 1974.
VAN DAALHOFF, H.: Mineral locality map of the Arabian Shield, Kingdom of Saudi Arabia, 1 : 2,000,000. — Geol. Map GM-15, Dir. Gen. Min.Res., Jiddah, 1974.

Acknowledgements

The authors wish to express their gratitude to Prof. Dr. W. E. Petrascheck, who initiated and stimulated the authors' work in the Red Sea area, and who supported financing the work in the area under the IUGS-IGCP project no. 73-I/3.

Further thanks are due to the authorities of the Egyptian Geological Survey and Mining Department, especially it's chairman, Dr. Rushdi Said, for cooperation and material help during the visit on one of the authors (W. P.), and to Dr. A. Al Shanti, Director of the Institute of Applied Geology of King Abdul Aziz University, Jeddah, who made it possible to another author (W. F.) to make investigations in the Arabian Shield by an invitation and generous support.

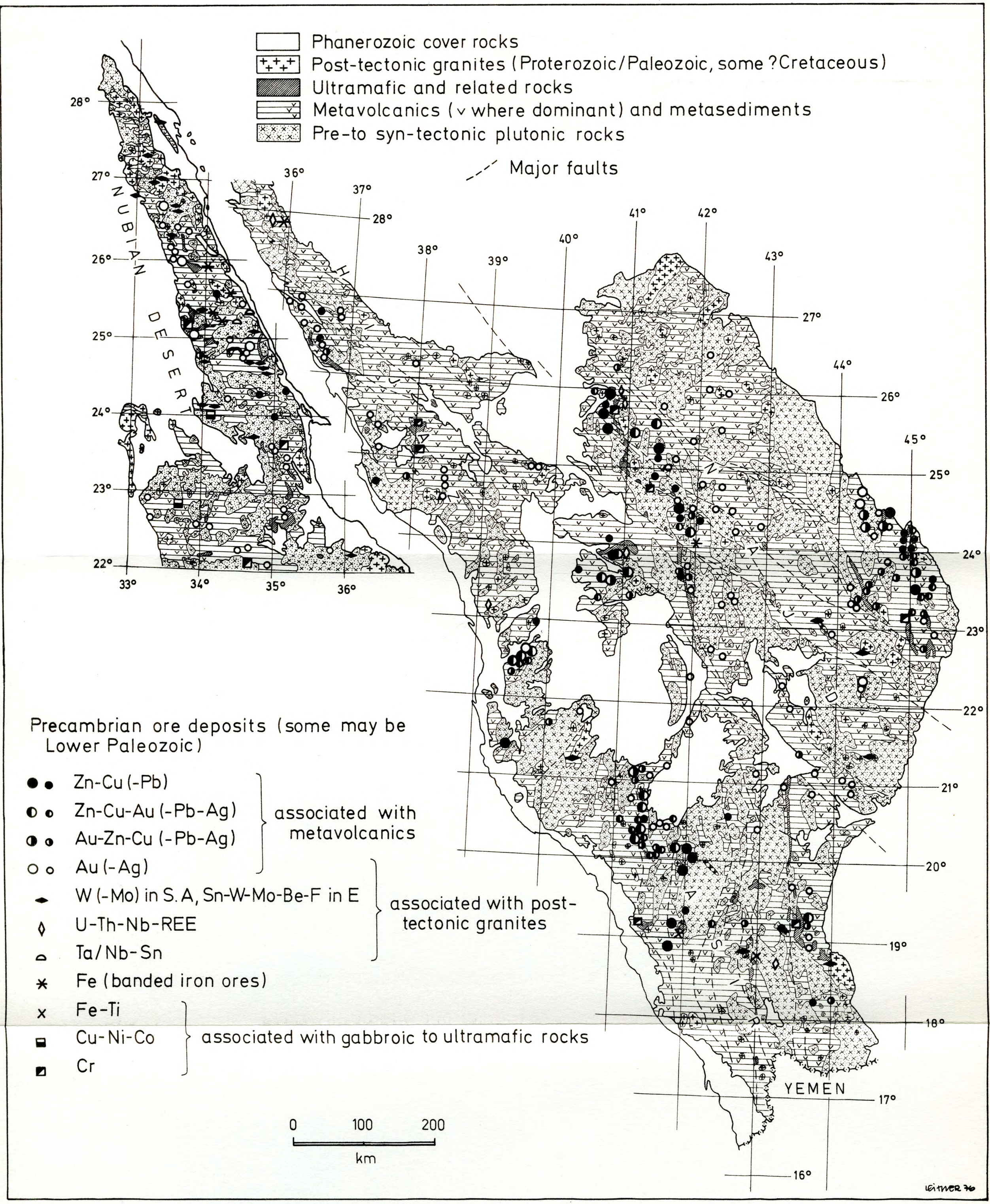


Fig. 1: Metallogenic sketch map of the Nubian (Egypt) and the Arabian Shields. Geology after El Ramly (1972) (Egypt) and Brown (1972) and Greenwood et al. (1974) (Saudi Arabia). Ore deposits after Said (1962), completed (Egypt), and van Daalhoff (1974) (Arabian Shield). Pre-rift position after Garson & Krs (1976).

A Comparative Study on the Metallogenic Provinces in the Ophiolite Belts and Ring Complexes in Both Egypt and Saudi Arabia (between Latitude 22° N—24° N)

By M. M. Abdel Tawab*)

Summary

The ophiolite belts in both Egypt and Saudi Arabia between Latitude 22° N and 24° N, having approximately the same direction of extension, NNW or N—S.

The ophiolite belts are folded, the fold axes trending NW to E—W in Egypt, while NE—SW is the main trend in Saudi Arabia. The shear zones of E—W strike are mineralized (Cu, Zn, Pb minerals) in the Egyptian side, while N—S or NE—SW shears are mineralized in Saudi Arabia (Cu minerals in Umm ad Damar and J. Sumran). The tension faults play a role for gold mineralization in both Egypt and Saudi Arabia. The directions and magnitudes of folds and faults in Egypt and Saudi Arabia are different, probably that is due to the difference in directions and magnitude of the forces and stresses on both sides of the Red Sea. The sulfides in the ophiolites have to be taken to represent typical "Cyprus type" volcanic exhalative mineralization during sea floor spreading. Later on some of these sulfides were remobilized by epigenetic hydrothermal solutions to be localized along pre-existing shears.

In Egypt, the ring complexes zone is located west to the main ophiolitic suite; that let the present writer to be tempted to say, the ring complexes are probably existing in a zone east of the western ophiolitei mass of Southern Hijaz Quadrangle, but now is covered by Tertiary basaltic and andesitic lavas.

Introduction

This study is a partial contribution towards the establishment of a compiled metallogenic map for the Eastern Desert of Egypt and Western Part of Saudi Arabia.

After the establishment of this compiled map, the correlation of ore provinces in both countries, separated by continental drift could be executed successfully.

The present study and the accompanied metallogenic map scale 1 : 1,000,000 are based on the data available about the South Eastern Desert of Egypt and the Southern Hijaz Quadrangle, between latitudes 22° N and 24° N.

The photogeological map of South Eastern Desert, scale 1 : 500,000 by Hunting (1967); the compiled map of the basement rocks in the Eastern Desert of Egypt, scale 1 : 1,000,000 by El Ramly (1972); the mineral resources map of Egypt, scale 1 : 2,000,000 by Kochin (1967); the geological map of Southern Hijaz Quadrangle scale 1 : 500,000 by Brown and others (1962); the mineral resources map of Southern Hijaz 1 : 500,000 by the Directorate General of Mineral Resources, Saudi Arabia (1968); and several references were used in this study.

*) Dr. M. M. Abdel Tawab, Geological Survey of Egypt, 3, Salah Salem Street, Cairo.

The sequence of the sedimentary and volcanic rocks of the Precambrian age in the Southern Hijaz Sector is very general (GOLDSMITH 1971), not studied on details and the stratigraphic position of some units is not clear, GOLDSMITH (1971) did not specify the ophiolites in this sector of Saudi Arabia. The concept of ophiolitic rocks in Egypt is a new one and very few authors have described them even briefly. It is therefore difficult to outline true extent of the ophiolitic belt in Egypt (GARSON et al. 1974). Now there is an attempt to solve this problem in the Aswan sector between latitude 22° N and 25° N.

Depending on the available data the present writer could outline the extent of the ophiolite belts in the two sectors.

The ophiolite belts in Egypt and Saudi Arabia between Latitude 22° N and 24° N

THE OPHIOLITE BELT IN EGYPT:

The ophiolite belt of Precambrian age in South Eastern Desert of Egypt extends NNW—SSE in the area between Latitude 22° N and 24° N.

This belt represents a deep seated tectonic zone. It consists of metavolcanics, serpentinites and metagabbro.

The metavolcanics are distributed through the whole area and they are represented by metabasalt, metadolorite, metaandesite, metarhyolite and metadacite. They occur as sheets and sills interbedding and intruding the metasediments.

Recently pillowed metaspilitic lavas have been recognized at several localities including Muweilih (AKAAD and NOWEIR, 1972), North Aswan area (HUNTING, 1967).

The serpentinites and related rocks are of very limited distribution. They are represented by antigorite and talc carbonates formed after ultrabasic intrusions and sheets. The association of serpentinites with the almost metavolcanic formation may favour the possibility of fractional crystallisation of peridotitic "magma" from basaltic melts (AKAAD and NOWEIR, 1972).

The metagabbroic rocks are represented by metamorphosed gabbros.

The ophiolite belt exhibits conspicious folding, the metavolcanics are folded into a number of normal anticlines and synclines, the axes or which trend in a roughly North West—South East to East—West directions.

GARSON and SHALABY (1974) described briefly the ophiolite belts in Egypt, mentioning that these NNW trending belts are offset by an important series of N 60° E trending deep-seated fracture zones recognized on geophysical evidence.

These fractures which locally are intruded by layered ultramafic assemblages may be related to transverse tectonic structures similar to those developed at occeanic ridges. Some of the isolated ultramafites and associated volcanics in the Abu Swayel area may fall into the diapiric class emplaced partly in continental crust, but age determinations suggest that they belong to the oldest ophiolitic belt in Egypt.

The fault pattern in the ophiolite belt in the area between Latitude 22° and 24° N, is dominated by main faults trending NW—SE and NE—SW as well as E—W.

MINERALIZATION ASSOCIATED WITH THE OPHIOLITIC BELTS:

The mineralization in the ophiolite belt includes zinc, lead, copper, nickel, cobalt, gold, chronite, asbestos and talc.

Zinc-lead-copper mineralization:

The zinc-lead-copper deposits are found in shear zones cutting the metavolcanics in Darhib area. ABDEL TAWAB (1960) reported that the Darhib area consists of metaandesite around the Darhib talc mine. A shear zone of approximately E—W direction cuts the metavolcanic for a distance of about 400 m. Along this shear zone, amphibolite, chlorite schist, tremolite and talc are found. Minerals of zinc, lead and copper occur in the shear zone. The sulfides of these minerals in the sulfide zone are sphalerite, galena, chalcopyrite and pyrite in small lenses. The sulfide zone is overlain by oxidized zone of about 30 m thick. The minerals of the oxidized zone are malachite with patches of azurite, Smithonite and anglesite.

The zinc and copper elements do not exceed 12%, 1.5% respectively, but the lead is not more than 2%.

Copper-nickel mineralization:

Copper-nickel sulfides at Abou Swayel area are confined to a lens of amphibolite (probably metagabbro). GARSON and SHALABY (1974) considered the isolated ultramafites and associated volcanics in the Abou Swayel area of diapiric type, and belonging to the oldest ophiolitic belt in Egypt. The sulfide ore body is generally lenticular and shows irregular mineralization of magmatic segregation (GARSON et al. 1974 after EL GORESY 1964). The impregnated and massive sulfide ores consist of pyrhotite, chalcopyrite pentlandite, of average Cu and Ni contents 4.11% and 1.7% respectively (BASSYONI, 1960).

Nickel mineralization:

Nickel occurence is in St. John's island, where the nickel is represented by garnierite in two parallel veins cutting ultrabasic rocks (serpentinized peridotite). The veins strike NW—SE outcropping on surface for a distance about 50 m (HUME 1937).

GARSON and SHALABY (1974) reported that it is not clear if the peridotite forms part of the ancient ophiolite belt caught up in a transverse tectonic structure, or if the peridotite is a much younger intrusion developed in this structure during the Red Sea ocean floor spreading episode (Tertiary—Recent).

Analysis shows:

Ni 4.86%	Cu 0.25%	Fe 12.25%
Au 0.19g/t	Pt 0.93g/t	Ag 0.62g/t

Copper-nickel-cobalt mineralization:

Copper-nickel-cobalt sulfides of Gabbro Akarm area are of magmatic segregation origin.

SHALABY (1974) described the gabbro as elongated intrusive rocks, trending ENE. Drilling operation had been done in the area and to show the richest section is from 100.5 m to 138.35 m with copper ranging from 0.34% to 1.52% (average 0.70%); nickel ranges from 0.22% to 2.44% (average

0.70%); nickel ranges from 0.22% to 2.44% (average 0.74%), cobalt ranges from 0.018% to 0.136% (average 0.053%).

GARSON et al. (1974) believes that this type of mineralization is related to layered ultramafic complexes within transverse tectonic structures.

Gold mineralization:

The distribution of the primary gold deposits and occurences is structurally controlled. Ore bodies are confined to fault planes or highly fractured zones.

Gold in the ophiolite belt is confined to quartz veins of ranging dimensions and directions cutting the metavolcanics and serpentinites.

HUME (1937) gave three generations for the quartz intrusion, the first is barren, the second is mineralized with gold, and the third carries sulfides.

Some gold deposits contain appreciable amounts of sulfide minerals such as pyrite, galena, arsenopyrite, chalcopyrite and sphalerite. The average thickness of the gold bearing veins does not exceed 0.6—1.5 m. The gold content of the veins may reach in average 11—29 g/ton.

Karbiai is the most important gold occurence in the area. The gold bearing veins as a mixture of quartz and calcite are cutting serpentine with schist and diorite in close association. The principal vein has a general NW—SE trend and dips steeply southward.

There are other minor gold occurences between Latitude 22° 19′ and 23° 37′ namely Romit, Betan and Ourga.

Chromite-asbestos and talc mineralization:

The chromite is found in serpentinite as lense like bodies up to 25 m long by 2 m wide at Gabal Abou Dahr. Sometimes the serpentinite are cut by structural planes along which magnesite, asbestos and talc bodies are developed.

The talc is mainly found along shear zones cutting serpentinites or metavolcanics (Gabal Darhib).

Just to the north of the area of the present study there is an ilmenite occurence at Wadi Abou Ghalaga (Lat. 24° 21′ 20″).

ABDEL TAWAB (1974) reported that this ilmenite was deposited from a titaniferous gabbroic magma rich in volatiles and fluxes.

The mineralizers and fugitives played a role in partial retardation of a crystallization of the deposit and to give pegmatitic texture to the gabbroic rocks overlying the ore deposit. The ilmenite body is found in two horizons, the upper is oxidized and brownish in color and the lower is non-oxidized and black in color. The TiO_2 content is higher in the lower horizon to reach 40%. Due to later granitic intrusion, a hydrothermal solution had thermal effects on the gabbro especially along the structural planes. These solutions were accompanied with sulfide minerals as pyrite and chalcopyrite. The sulfides were deposited along cracks and fissures in the ilmenite mass. Probably by detailed prospection the ilmenite could be found in Southern Hijaz Quadrangle.

THE OPHIOLITE BELT IN SAUDI ARABIA:

According to the geologists of Bureau Recherches Geologiques Minière (1973), the ophiolite in Saudi Arabia consists of serpentinite, gabbro and greenstone. GOLDSMITH (1971) assumed thath the greenstone is probably equivalent to a part of

the Halaban Andesite. GLEN F. BROWN and others (Geological map 1—210 A, 1962) identified the Halaban Andesite as fine grained andesite and felsite, subordinate dacite, trachyte and rhyolite breccia and agglomerate in extrusive phase; epidiorite, diabase microdiorite, gabbro and serpentinite in later intrusive phase.

GOLDSMITH (1971) stated that there are an older and younger suite of volcanic rocks in Mahd adh Dhahab, Umm ad Damar area, but the two suites could not consistently be identified as distinct mappable units. He added that the metavolcanic rocks interpreted as older than the volcanic rocks associated with Mahd adh Dhahab series are tentatively correlated with Halaban Andesite of the type area but they may represent an older series.

Due to what previously mentioned the present writer lumps together the Halaban Andesite and the green stone sequences, overlying the schist series, as a group of metavolcanic rocks. He also considers some of the schists underlying the metavolcanics as metasediments could be correlated with the metasediments in Egypt. The metasediments in some places contain schists after basic and ultrabasic rocks.

The serpentine and metagabbro in the Southern Hijaz are of very limited extension.

The ophiolite belt trending NNW—SSE contains several folds, the axial planes tend to follow the strike of the belt. The metavolcanis are folded in Jabal Sumran area. The strike of major fold axes is to the northeast and there can be demonstrated minor scale recumbent folding and overthrusting. The minor axes having the same strike as the major fold axes. InMahd adh Dhahab and Umm ad Damar area, there are some folds trending NE—SW.

The faults of NW trend appear to cut the Precambrian and Paleozoic rocks. Tensial faults are oriented North—South. The fault pattern in the belt is dominated by three major sets, NE trending set of faults with subordinate NW trending faults and in between them there are North—South trending faults.

MINERALIZATION ASSOCIATED WITH THE OPHIOLITIC BELT:

The mineralization in the ophiolite belt includes copper, silver, gold, zinc, lead and talc. No chromite or nickel bearing minerals were observed in the ophiolite belt.

Wadi samples of materials from serpentinite at Jabal Thrarwah contain anomalous amounts of chromium and nickel which are probably normal for this kind of rock (GOLDSMITH 1971).

Copper mineralization:

The principal copper bearing mines are in the Madh adh Dhahab (average copper 0.8%) — Jabal Lahouf (Cu up to 2.60%) — Umm ad Damar (Cu up to 2.95%) — Jabal Sumran (Cu up to 2%).

A few small copper bearing prospects are scattered elsewhere in the ophiolite belt, but these are of little signifance.

The most common type of copper deposit is characterized by the presence of disseminated primary pyrite and chalcopyrite in metavolcanics (GOLDSMITH, 1971).

On the surface, secondary copper minerals coat shear planes, cleavage planes and fracture surfaces. Quartz veins may or may not be present.

GOLDSMITH (1971) stated that the workings at Umm ad Damar for copper are along sheared and altered zones of north direction (Cu up to 2%), in metavolcanics. At Jabal Sumran visible evidence for mineralization consists of malachite and chrysocolla concentrations in shears in metavolcanics. The main zone of apparent mineralization trends North 10° West. The mineralized deposits at Madh adh Dhahab were sulfides (chalcopyrite, pyrite, bornite and galena) are associated with quartz veins, which are probably a variant of the disseminated sulfide type of deposit, in which there has been a stage of major introduction of silica. In this mine, sulfides occur only in the immediate area of the quartz.

Copper is very low in the serpentine mass at Jabal Tharwah, copper indication around zhe marble mass at Jabal Farsan was recognized (GOLDSMITH, 1971).

In Jabal Rayan the fractures in andesite are filled with malachite (Cu up to 7.2%).

By drilling operation in the copper occurrences one could reach to this summary:

— A sulfide bearing zone was found at depth in Lahuf mine.
— A sulfide bearing zones were found in Umm ad Damar mine. The richest zone was a 4.2 m interval that cuts a replacement vein at a depth of more than 61 m (Umm ad Damar South). Also massive sulfide of about 1,5 m thick was found in a central zone, copper averages 4.9%, silver 1.2 ounces per ton, zinc o.7% and gold negligible. In Umm ad Damar North, a disseminated sulfide zone of 16 m wide was found, (Cu 1.35%).

Silver mineralization:

The silver is found in Umm ad Damar North where the silver content reaches 1.2 ounces per ton. Slightly anomalous amounts of silver are reported in Wadi samples from places scattered through the ophiolite belt.

Gold mineralization:

Madh ad Dhahab district is still the richest gold deposit in the Quadrangle (Au 0.30 oz/ton at Jabal Rayan). The area of Hawara has gold in average 0.09 oz/ton and in Sumran the percentage of gold ins 0.06 oz/ton in average.

At Madh ad Dhahab the gold mineralization is associated with quartz veins and associated quartz sealed breccia, most of which trend north in the mine area but a few trend east-northeast and are the most mineralized. The quartz veins appear to have been emplaced along tensional openings related to folding and faulting in the metavolcanics. The best grade material was not in large veins, but in sheared selvages on the flanks on the veins. Greatest ore values recorded were from the richest ore shoots in the host agglomerate (GOLDSMITH, 1971). Gold values decreased on the lower levels.

GOLDSMITH, 1971 gave three generations of quartz veins, one is barren, the second is gold bearing and the third carries sulfides but has little gold.

Zinc mineralization:

Anomalous amount of zinc in wadi samples show up in Madh ad Dhahab area only around the mines (above 2000 ppm near the mine, the median is 200 ppm). At Wadi Hawara is about 1.0% zinc and probably present the same at Jabal Sumran.

Lead mineralization:

The lead is subordinate element in most of the ancient mines and prospects. Lead is negligible at Lahuf mine. Anomalous lead (concentration of 15—20 ppm) occurs in wadi area eastnortheast of Madh ad Dhahab.

The talc occurs in small amounts as an alteration product. It was seen only as minor amounts associated with serpentinite masses at J. Thawah, more detailed investigation of these masses may reveal significant quantities of talc.

The Ring Complexes in Egypt and Probability to find their Equivalents in Saudi Arabia between Latitude 22° N and 24° N

The ring complexes in Egypt:

El Ramly, Budanow and Hussein (1971), reached to a conclusion that the ring complexes were formed by Late Mesozoic igneous activity, mainly south latitude 25°.

The majority of the ring complexes in Egypt and in other parts of Africa, are developed under rift tension conditions.

In Gebel Nigrub El Fogani, the alkaline rocks forming the ring complex include alkaline soda granite passing gradually into normal granite. The ring complexes lie along two main directions NW direction (Zarget Naam, Nugrub El Tahtani, Nugrub el Fogani ring complexes) and NE direction (G. Mansouria—El Naga—Mishbah ring complexes).

Gebel Zarget Naam Complex:

The complex was formed as an ultraacid volcanic cone, later on alkali syenites and alkali granites were intruded along an incomplete ring fault. Later radial alkali granite and felsite dykes were intruded. (El Ramly et al, 1971).

Gebel Nigrub El Tahtani Complex:

A small volcanic cone composed of trachytic, rhyolitic lavas and agglomerate gave rise to this alkaline complex. Later there was an intrusion of alkaline syenites along an incomplete ring fault. Finally a system of radial dykes of alkaline syenites and incomplete ring fault. Finally a system of radial dykes of alkaline syenites an incomplete ring dykes were intruded.

Gebel Nigrub el Fogani Complex:

This complex is formed of an outer incomplete ring of alkaline granites, an inner ring of alkaline gabbro and a central stock of various nepheline syenites (Hussein, 1973). Samples collected from this complex yielded the following results (ppm):

	Pb	W	Be	Mo	Nb	Zr	Zn	U	Th
up to	300	200	1000	500	1000	Maj.	550	130	1420

Gebel Mashbah Complex:

It is a volcano of flat covering type and represented mainly by trachytes, latites and their pyroclastic equivalent. Alkaline syenites by later faulting action were intruded.

Gebel El Naga Complex:

This is formed of two successive rings and a central stock. The outer ring is of porphyroblastic gneiss. The inner ring is built up of nepheline poor syenites. The nepheline syenites form mainly the central stock.

The samples collected gave the following results on analysis (Hussein, 1973):

	Pb	W	Nb	Ta	Zr	Y	Zn	U	Th
up to	200	800	Maj.	1000	Maj.	2000	450	510	8400

Gebel El Gizera Complex:

The ring complex is found in metavolcanics which are highly tectonized altered and occasionally pass into green schists (El Ramly et al. 1971).

The complex consists of a volcanic cone composed of lavas and agglomerates of trachybasalts which form the outer ring, followed by gabbroic intrusion. The inner ring is composed of syenite. Ring faults played a role in the formation of the complex. The analysis of the samples showed the following results:

	Ni	Co	Mo	Nb	U
up to	100	200	100	1000	1000

Gebel El Masouri Complex:

This complex is of simple structure with a hardly recognizable ring nature, weak differentiation of its rocks and showed the absence of nepheline syenites.

The ring complexes are usually of great interest for the occurence of some specific mineralizations such as Nb and rare earths (Hussein, 1973).

Probability to find Ring Complexes in SaudiArabia:

No alkaline ring compexes of volcanic origin were recorded in Saudi Arabia in Southern Hijaz between Latitude 22° N and 24° N.

Goldsmith, 1971, described rounded to subrounded plutons of alkalic to peralkalic granite, that locally forms ring structures. Isotopic ages on a few of these plutons indicate an age of about 550 million years, which could make them early Paleozoic in age.

It is recognizable that the ring complexes in Egypt are occuring in a zone mainly west to the major ophiolite belt. This mentioned zone was an area of tension during the Red Sea rift formation. Possibly this type of events was prevailing in the area to the east of the main ophiolite belt in Saudi Arabia.

Conclusion

The ophiolite belts in both in Egypt and Saudi Arabia between Latitude 22° N and 24° N, having approximately the same direction of extension, NNW or N—S.

In the Egyptian sector the ophiolite belt is divided into two; one major suite lies near the Red Sea Coast and a minor one west to it. The major suite contains Darhib mine with Cu, Zn, Pb associations; the gold mine of Korbiai plus small gold occurences of Romite, Betan and Ourga.

The minor mass contains Abou Swayel Cu, Ni occurrence.

The two masses are separated by gneiss, metasediments, syntectonic granite and younger granitoids.

In the Saudi Arabian sector the ophiolite belt is divided, too into two masses of different trends, one mass contains the mineralized areas of Madh ad Dhahab and J. Sumran striking NE—SW, and the other, bigger and poor in mineralization trends NNW—SSE.

These belts on the both sides of the Red Sea, are folded, the axes of folds are different; in Egypt trending NW to E—W (GARSON and SHALABY, 1974); while in Saudi Arabia the axes trend NE in J. Sumran and Madh ad Dhahab (GOLDSMITH, 1971).

The significant faults in Egypt and Saudi Arabia are different, in Egypt the major faults are of NW direction, while in Saudi Arabia the faults of this trend are subordinate, but the faults trending NE are predominate.

The shear zones of E—W strike are mineralized (Cu, Zn, Pb minerals) in the Egyptian side, while N—S or NE—SW shears are mineralized in Saudi Arabia (Cu minerals in Umm ad Damar and J. Sumran).

The tension faults play a role for gold mineralization in both Egypt and Saudi Arabia. The gold quartz veins occupying the tension faults in Madh ad Dhahab mine are trending N—S or NE—NW, while in Korbiai mine of Egypt they are trending NW—SE.

It is quite clear that the directions and magnitudes of folds and faults in Egypt and Saudi Arabia are different, probably that is due to the difference in directions and magnitude of the forces and stresses on both sides of the Red Sea.

The isotopic data indicate that the metavolcanics of the ophiolite belts are older than the plutonites of 900—1000 my (BROWN and others 1962; SHAZLY and others 1973).

There is a similarity between the mode of occurences of polymetallic sulfides (Cu, Zn, Pb) in the ophiolite belts. The polymetallic sulfides are found as massive sulfides or disseminated in metavolcanics or along shear zones.

On the surface the secondary minerals of Cu, Zn, Pb coat the shear zones. The oxidized zone in Egypt is of about 30 m thick, but in Saudi Arabia reaches to 60 m thick.

The massive sulfides in Egypt (probably the same in Saudi Arabia) are banded showing sedimentary lamination and slump folds which are indicative of initial sedimentary deposition. These sulfides have to be taken to represent typical "Cyprus type" volcanic exhalative mineralization during sea floor spreading.

Later on some of these sulfides were remobilized by epigenetic hydrothermal solutions to be localized along pre-existing shears (the same genesis like in Betts Cove-Newfoundland; UPADHYAY and STRONG, 1973).

The nickel—copper mineralization of magmatic segregation origin in the Egyptian sector is well developed in Abu Swayel, Gabbro Akarm areas. But in the Saudi sector no nickel bearing minerals were observed, probably because the ultramafic rocks are very rare in this sector.

There is a great similarity between gold mineralization in both sectors. The quartz veins are cutting metavolcanics and serpentinites, and were formed during three generations, the first is barren the second is gold bearing and the third carries sulfides with little gold (HUME, 1937 and GOLDSMITH, 1971). The gold values decreased pn lower levels.

The chromite lenses are scattered in the serpentine masses in Abou Darh area (Egypt), while no chromite occurences in Saudi sector, are known but probably will be found by further exploration.

The ring complexes in Egypt and other parts of Africa are developed under the Red Sea rift tension condition by late Mesozoic igneous activity.

In Egypt the ring complexes zone is located west to the main ophiolitic suite, that let the present writer to be tempted to say, the ring complexes are probably existing in a zone east of the western ophiolitic mass of Southern Hijaz Quadrangle, but now is covered by Tertiary basaltic and andesitic lavas.

The geothermal deposits resulted by the Red Sea rift like the manganese veins in Halaib (Egypt) and the manganese-barium deposit of Afar (Ethopia) (Bonatti et al, 1972); are proposed to be dealt in future comparative studies with similar occurences in Sudan and Saudi Arabia.

References

ABDEL TAWAB, M. M. (1960): On the Copper Mineralization in Darhib area (Internal Report).

ABDEL TAWAB, M. M. (1974): Abu Ghalaga Ilmenite Deposit Mineral Deposits in Egypt, Paper No. 61.

AKAAD, M. K. and NOWEIR, A. M. (1972): Some aspects of the serpentinites and their associated derivatives along Quift-Quseir road, Eastern Desert; Annal Geol. Surv. Egypt, Vol. 2.

BASSYONI, F. A. (1960): Report on Copper Nickel Mineralization in Abou Swayel (Internal Report).

BONATTI, E., DAVID, E., FISHER, D. E., JOENSUN, O., RYDELL, H. S. and BEYTH, M. (1972): Iron-Manganese-Barium Deposit from the Northern Afar Rift (Ethopia), Econ. Geol. Vol. 67, No. 6.

BROWN, G. F., JACKSON, R. O., BOGUE, R. G. and MACLEAN, W. H. (1962): Geology of the Southern Hijaz quadrangle Kingdom of Saudi Arabian: U. S. Geol. Survey Misc.

B. R. G. M. (1973): Report on The Visit to Egypt (Internal Report). Jiddah-Saudi Arabia.

EL RAMLY, M. F., BUDANOV, V. I., and HUSSEIN, A. A. (1971): The Alkaline Rocks of South-Eastern Egypt, Geol. Survey of Egypt, Paper No. 53.

EL SHAZLY, E. M., HASHAD, A. H. and BASSZONI, F. A. (1973): Geochronology of Abu Swayel Area, South Eastern Desert, Egypt. Journ. of Geology, Vol. 17, No. 1, Cairo.

GARSON, M. S. and SHALABY, I. M. (1974): Precambrian-Lower Palaeozoic Plate Tectonics and Metallogenesis in The Red Sea Region, Symposium on Metallogeny and Plate Tectonics GAC/MAC Meeting 1974, St. John's, Newfoundland, Canada.

GOLDSMITH, R. (1971): Mineral Resources of The Southern Hijaz Quadrangle, Direct. Gen. of Min. Resources, Bull. 5, Jiddah.

HUME, W. F. (1937): Geology of Egypt, Vol. II, Part III. The minerals of Economic Value, Geol. Surv. Egypt, Cairo.

Hunting, Geology and Geophysics Ltd. (1967): Assessment of the mineral potential of the Aswan Region, Geol. Surv. Egypt (Internal Report).

HUSSEIN, A. A. (1973): Results of Mineral Exploration Program in South-Eastern Desert of Egypt, Annals of Geol. Surv. Egypt, Vol. III.

SHALABY, I. M. (1974): Copper-Nickel Mineralization at Gabbro Akarem, Mineral Deposits in Egypt, Paper No. 61.

UPADHYAY, H. D. and STRONG, D. F. (1973): Geological Setting of the Betts Cove Copper Deposits, Newfoundland: An Example of ophiolite Sulfide Mineralization, Econ. Geol., Vol. 68, No. 2.

Metallogenetische Beziehungen der südosteuropäischen Mikroplatten

Von W. E. PETRASCHECK*)

Summary

Metallogenetic relations of the SE-European microplates

The pre-drift position of the so called micro-continents in Southeastern Europe is not well understood. The most reliable, because very cautious information can be drawn from the recent volume: Metallogeny and Concepts of the Geotectonic Development of Yugoslavia, ed. by. S. JANKOVIC, Belgrade 1974. The Serbo-Makedonian Massiv, the Rhodopes, the crystalline basement of the Carpathian Arc, the Moesian platform and the Menderes Massiv in Western Turkey are parts, splitted off from ancient Europe, whereas the basement of the Dinarides and the Apulian plate were belonging to the African craton. The Pelagonides probably have been incorporated later into the Dinaric belt. The general characteristic metallogenic feature of the prehercynian plates of Eastern Europe are stratiform iron- and manganese deposits and a lack of mineralization associated with the hercynian granites in Makedonia and in the Rhodopes. This perhaps could be explained by the deep level of erosion. In the Carpathic-Balkanic chain the granite cupolas are surrounded by different hydrothermal occurrences of Cu, Au, W, Zn. Nowhere, however, distinct ore districts can be made out which would help us to reconstruct ancient connections before the separation. The rich mineralization of SE-Europe was the result of mesozoic and tertiary events; triassic rifting in the Dinarides has created vulcano-sedimentary base metal deposits; jurassic and upper cretaceous subductions, in the Vardazone and in the Balkanides have caused the genesis of porphyrie copper deposits; palingenesis of continental crust in tertiary time has produced acidic magmas associated with Pb, Zn and Sb veins. Metallogenetic heredity, particulary concerning Pb and Zn, is apparent in the Dinarides and in the Western Mediterranean. The frequency of Mn and Ba in almost all of the miocene-pliocene ore deposits around the Aegean Sea and in the islands might be a result of a beginning oceanization.

Über die räumliche Lage und Bewegung der kontinentalen Mikroplatten des östlichen Mediterrangebietes vor und während der vom Atlantik ausgehenden Kontinentaldrift herrschen recht unterschiedliche Hypothesen, die allesamt einer überzeugenden Begründung entbehren. Die paläomagnetischen Daten sind zu spärlich, Korrelationen der präkambrischen Serien stehen noch weitgehend aus, paläogeographische Überprüfungen wurden nie versucht.

Besser begründet — weil weniger bestimmt — als das dynamisch bewegte Schollenmosaik nach DEWEY, PITMAN u. a. (1973) sind die Konzeptionen der örtlichen Sachkenner, die in dem Bande: Metallogeny and Concepts of the Geotectonic Development of Yugoslavia, ed. S. JANKOVIC, Belgrad 1974, angedeutet

*) Prof. Dr. W. E. PETRASCHECK, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Ignaz-Seipel-Platz 2, A-1010 Wien.

sind. Hiezu seien besonders die Beiträge von GRUBIC, KARAMATA und DIMITRIJEVIC hervorgehoben.

Schon die vormesozoische Geschichte des Raumes läßt eine Trennung in eine alt-europäische und eine alt-afrikanische Plattengruppe erkennen. Zu Europa gehören die Moesische Plattform, vermutlich das Menderes-Massiv, die Rhodopen, das Serbo-Makedonische Massiv, die innerkarpathischen Massive; afrikanisch sind der Apulische Sporn, der Untergrund der Dinariden. Das Pelagonische Massiv dürfte erst später von der Rhodopischen Masse abgetrennt und den heutigen Inner-Dinariden einverleibt worden sein.

Die Serienfolge der europäischen Gruppe ist am Beispiel der Rhodopen schon lange bekannt: eine alt-präkambrische, z. T. vielleicht archäische, mesozonal-metamorphe Serie und darüber eine infra-kambrisch-altpaläozoische Diabas-Phyllitserie. Beide Stockwerke wurden durch varische Granitintrusionen betroffen.

Der Erzinhalt der alten und der variscischen Serien ist in dem osteuropäischen Grundgebirge im Vergleich zu Mittel-und Westeuropa recht arm. Eisen und Mangan sind die vorwiegenden Metalle. Magnetit-Hämatitlager analog denen von Krivoj Rog finden sich bei Palazu Mare in der Moesischen Platte (Dobrogea); solche an Grünschiefer gebunden in den Südkarpathen und der Poiana Rusca. Zu diesen ältesten Eisenerzlagern gehören die N—S streichenden Magnetitvorkommen von Car-Sedlar im Serbo-Makedonischen Massiv.

Reiche vulkano-sedimentäre Sideritlager des infra-cambrischen paläozoischen Zyklus gibt es in der Poiana Rusca, im Pelagonischen und im Serbo-Makedonischen Massiv sowie in der ostserbischen Balkankette. Auch in der Menderes-Masse befinden sich kleine metamorphe Eisen- und Manganerzlager.

Kieselsäurereiche Manganerze des älteren Zyklus liegen bei Delinesti in den Süd-Karpaten, des jüngeren Zyklus bei Jacobeni in den Ost-Karpaten und in den Pelagoniden. Polymetallische Sulfiderze sind im prävariscischen Grundgebirge spärlich. Am bedeutendsten ist noch der metamorphe Pb-Zn-Gang von Muncel Mic in der Poiana Rusca. Kleinere Sulfidlager gibt es in der Rodna Decke der Ostkarpaten und bei Altin Tepe in der Dobrogea.

Ausgesprochene Ophiolitzonen fehlen im prävariscischen Grundgebirge. Die südlichen und östlichen Rhodopen werden von einigen Chromerz-führenden Peridoditstöcken durchsetzt, die intrusiv in die Gneis-Glimmerschieferserie eingedrungen sind. Ein paläozoisches Alter eines Teiles der Serpentinite der Vardar-Zone in Makedonien und auf der Chalkidiki ist nicht auszuschließen.

In dieses nicht sonderlich reiche metamorphe Grundgebirge drangen in verschiedenen Stadien Granite der variscischen Epoche ein. In Gebieten stärkerer Metamorphose gingen dieser Intrusionsphase Pegmatitoidgänge voraus, die aber keineswegs auffällig mineralisiert sind; sie sind vorwiegend wegen Feldspat und Glimmer interessant (Süd-Karpaten, Serbo-Makedon. Masse, Rhodopen, Chalkidiki). Zum Teil gehören diese Pegmatitoide wohl auch schon zur proterozoischen Granitisierung.

Die variscischen Granite selbst haben weder in den Rhodopen, noch im Serbo-Makedonischen Bereich eine auffällige Vererzung gebracht. Einige Antimon-Wolframerzgänge im Krusha-Gebirge gehören wohl zu ihrem Gefolge. Fruchtbarer waren sie in der Karpato-Balkanischen Zone: Au und W-Gänge in Ostserbien, hydrothermale Lagerstätten von Cu, Au, Pb-Zn, W in NW-Bulgarien; etwas Cu erscheint in den inneren Karpaten (Mte Zarand), und in den nördlichen rumänischen Karpaten (Mte Maramares).

Reichlich ist die variscische Vererzung im angrenzenden Kleinasien: Au, Mo, Mn und Fe-Vorkommen im Menderes-Massiv sowie die Scheelit-Kontaktlagerstätte am Ulu-Dagh bei Bursa gehen auf wahrscheinlich variscische Granite zurück. Auch kleine hydrothermale Uranvorkommen sind an mehreren Stellen Makedoniens, Bulgariens und Anatoliens mit variscischen Graniten verknüpft.

Der dinaridische Unterbau enthält einige kleinere Pb-Zn-Vorkommen im südlichen Pelagonischen Massiv beiderseits des Golfes von Volos und im Süd-Peleponnes. Er ist aber größtenteils unter mesozoischen Deckensystemen verborgen, so daß über seine präalpine Metallführung keine allgemeinen Aussagen gemacht werden können.

Keine der erwähnten Mikrokontinente enthält so charakteristische Erzbezirke, daß auf Grund ihrer Lage ehemalige Verbindungen rekonstruiert werden können. Nur die allgemeine metallogenetische Verwandtschaft der von Ur-Europa abgetrennten Teile, gekennzeichnet durch präkambrische und altpaläozoische stratiforme Eisen- und Manganlagerstätten und einen auffälligen Mangel an Buntmetallen, ist feststellbar. Dies steht im Gegensatz zu dem Pb-Zn-Reichtum schon im Altpaläozoikum des westmediterranen Raumes, der auch unmittelbare Korrelationen von typischen Erzbezirken zuläßt (s. ZUFFARDI).

Die variscischen Granite des rhodopisch-makedonischen Grundgebirges sind fast steril (JOVCEV, 1965). Das kann mit dem tiefen Abtragungsniveau dieses Gebietes erklärt werden.

Im Bereich höherer Granitkuppeln, also in der westlichen Balkanidenkette Ostserbiens und Bulgariens treten Kontaktlagerstätten und Gänge von Cu, Fe, Au, W und anderen Metallen reichlich auf. Auch das Menderes-Massiv zeigt variscische Vererzung seiner paläozoischen Bedeckung.

Der Schwerpunkt des Erzreichtums des ostmediterranen Raumes aber liegt in den mesozoischen und tertiären Ereignissen, die nach der Individualisierung der einzelnen Mikroplatten eintraten. Diese Ereignisse bestanden in der Subduktion schmaler Streifen von Ozeanboden unter die Mikrokontinente zur Jura- und Oberen Kreidezeit gefolgt von einer Kupfervererzung, z. T. vom Porphyry-Typ. Hiezu gehört die Subduktion des Vardarstreifens unter die Makedonischen Masse, vor allem aber der Schwarzmeerplatte und des Danubischen Troges unter die Balkaniden-Pontiden. Das schuf den langen Kupfergürtel, der das Schollenmosaik im Norden einheitlich begrenzt.

Im jüngeren Tertiär brachten sialische palingene Magmen in Makedonien, den Rhodopen, den Ägäischen Inseln und im Menderes-Massiv eine große Anzahl bedeutender Buntmetallagerstätten, vorwiegend von Blei-Zink und Antimon. Die Herkunft des Metallstockes für diese Vererzungsepoche ist schwerer erklärbar als jene der tertiären Vererzung im westlichen Mediterrangebiet, wo Blei-, Zink- und andere Erzlagerstätten im variscischen Anteil Frankreichs und Spaniens sichtbare Hinweise für einen Metallgehalt des palingen verarbeiteten Untergrundes der jungen Kettengebirge und wohl auch der Dinariden geben. Im Makedonisch-Rhodopischen Bereich ist der Begriff der „metallogenetischen Vererbung" nicht offenkundig — es sei denn, man sucht einen hypothetischen Ausweg in der Annahme einer heute durch Abtragung entfernten Erzgefolgschaft der großen südbulgarischen Granitplutone.

Das reichliche Auftreten von Mangan und Barium in den jungtertiären Blei-Zinklagerstätten rund um die Ägäis kann vielleicht als Einfluß der „Ozeanisierung" dieses Krustenabschnittes gedeutet werden.

Erze der voralpidischen Massive

	Moesiche Plattform	Karpaten-Balkan Basis	Rhodopen	Serbo-Makedon. Masse	Dinariden-Pelagoniden Basis
Herzynisch	—	Au, W, Cu, Pb, Zn um Granite im West Balkan	—	—	Pb, Zn, Cu-Zentral-Bosnien
Praedevonisch	Pyrit Altin Tepe Fe Palazu Mare	Pb Muncel Mic Mn Jacobini Fe Kucaj, Ghelari Mn Delinesti Pegmatite Geticum	Pegmatite	Mn Sar Planina Fe Car Sedlar Pegmatite	Fe Tajniśte

Literatur

DEWEY, J. F., PITMAN, W. C., RYAN, W. B., BONIN, J.: Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. — Bull. Geol. Soc. Soc. Am. 84, p. 3137, 1973.

DIMITRIJEVIC, M.: The Dinarides, a Model based on the new global Tectonics. Metallogeny and its Concepts of the Geotectonic Development of Jugoslavia, p. 179—212, Belgrad 1974.

GRUBIC, A.: Eastern Serbia in the Light of New Global Tectonics Metallogeny and its Concepts of the Geotectonic Development of Yugoslavia, p. 142—178, Belgrad 1974.

GÜMÜS, Metallogenic Map of Turkey, 1 : 2,5 Mill. MTA, Ankara 1968.

HORVATH, F.: Application of Plate Tectonics to the Carpatho-Pannon Region. Acta Geologica. Ac. Sc. Hungar. Tom. 18, 1974, p. 243—255.

ILAVSKY, J.: Conclusions concernant la metallogenie du systeme plissé alpin de l'Europe Centrale et sudorientale, Proc. X. Congr. C. BGA, 1973.

JANKOVIC, S.: Metallogenic provinces of Jugoslavia in Time and Space. Metallogeny and Concepts of the Geotectonic Development of Jugoslavia, p. 37—64, Belgrade 1974.

KARAMATA, ST: The geological evolution of the area of Yugoslavia. The nature and movements of plates. — Metallogeny and Concepts of the Geotectonic Development of Yugoslavia, Belgrad 1974, p. 109—118.

KRÄUTNER, H. u. a.: Carte des Substances Minerales utiles de la Republique Socialiste de Roumanie 1 : 1 Mill. Bucarest 1969.

PETRASCHECK, W. E.: Orogene und kratogene Metallogenese. Geol. Rdsch. Bd. 62/3, p. 617—625, Stuttgart 1973.

ZACHOS, K. et MARATOS, G.: Carte Metallogenique de la Greece, 1 : 1 Mill. Athen 1965.

ZUFFARDI, P. Plate Tectonics and Ore Mineral Provinces in the Western European Mediterranean Region, Erdwissenschaftl. Schriften der ÖAK Wiss., Band 3, Wien 1976.

Plate Tectonics and Ore/Mineral Provinces in Western European Mediterranean Region

By P. ZUFFARDI*)

Summary

Many ore/mineral deposits, of different type and/or metallogenic epochs, occur in the Western Mediterranean Region. An attempt is made to investigate whether their (comparable) characters support or contradict or are neutral to the most generally accepted pre-Tertiary paleogeographic reconstructions of the region, which imply that Sardinia, Corsica and Calabria were located close to Southern France in front of the Lyon Gulf.

Even on the basis of a very preliminary investigation, like the one carried out in this paper, it seems evident that some characteristics of the strata-bound Pb-Zn Georgian ore deposits, the characteristics and aereal zonality of the Pb-Zn Hercynian ones, the characteristics and distribution of the mesozoic ophiolitic deposits are all consistent with those paleogeographical schemas.

More detailed investigations are necessary for the manifold types of middle Paleozoic strata-bound deposits and — especially — for the Mesozoic ones, the latter showing big differences in paleogeographical environments of their formation. The study of (paleo)-placers/stream sediments and their source beds seems to indicate spreading in this region; more investigations are recommended to confirm or refuse this assumption.

1. Introduction

The pre-Tertiary paleography of the Western Mediterranean has been reconstructed, on the basis of: (i) paleo-magnetism; (ii) possible correlations among characteristic geological/petrological complexes; (iii) contourlines of the continental plates at different levels (—1000, —2000 b. s. l.).

The most generally agreed scheme (ALVAREZ et alii, 1974; BOSELLINI—HSU, 1973) is shown in Fig. 1.

The aims of the present paper are: (i) to carry out very preliminary investigations on the characteristics and distribution of the ore/mineral deposits of that area, in order to find out if they show obvious evidences supporting or contradicting or are at least neutral to this scheme; (ii) to try to give suggestions for more detailed studies to solve the problem of western Mediterranean paleogeography.

2. Outline of regional geology and of ore/mineral deposits

2.1. The regions to be investigated are: The Pyrenees, the Betic Cordillera, the Southern side of France, the Western Alps, the Sardic-Corsic Massif, the Western side of the Italian Peninsula and Sicily.

2.2. Some geological characters of the area under investigation are to be pointed out, for a better understanding of the difficulties in facing the proposed problems

*) Prof. Dr. P. ZUFFARDI, Catedra di Giacimenti Minerari, Universita di Milano, Via Boticelli, Milano, Italy.

and the uncertainities in looking for their solutions. As a matter of fact, even if the geological history of this area is not so long (the oldest complexes are Cambrian; the pre-Cambrian basement is known only in a few small outcrops), it is quite complicated. One, thus, has to bear in mind:

(i): The interference of various (at places superimposed) orogenies and metamorphisms; they are: the Caledonian, the Hercynian, the Alpine, each one being subdivided in a number of phases.

(ii): The interference of various thermometamorphisms and magmatic cycles, at places superimposed, and with different lithofacies and intrusive levels. Very broadly one may list them as follows:

a) acid and/or mafic platform volcanism was active, from time to time, during the whole Paleozoic, and — at times — it was related to some large ore/mineral deposits;
b) mafic-ultra mafic, ophiolitic, ore bearing magmatism took place in Jurassic-Cretaceous;
c) calc-alkaline magmatism (either plutonic-with quite different intrusive level-or volcanic) took place in connection with the main orogenies: some of them played important roles in the metallogenesis of this area,
d) basic volcanics were (and are) emplaced in recent times.

(iii): Different development of either the above mentioned orogenies, metamorphism, and magmatism in the various parts of the area under investigation.

Thus, the Hercynian ones are present in the most of the area, but are absent in the Italian peninsula, except in Calabria and the very northern corner of Sicily.

The Alpine orogeny and metamorphism are still more irregularly distributed: they are present, with very strong intensity, in the Alps, in southern French Central Massif, in a small part of Corsica, the Italian Peninsula and Sicily, in the Pyrenees. The Alpine magmatism is mainly plutonic in this area, with important volcanics only in Tuscany and Latium. Only disruptive tectonics may be related to the Alpine orogeny in the remaining part of Corsica and in Sardinia; here the Alpine magmatism mostly yielded calc-alkaline volcanics.

(iv): Fairly quick changes of paleogeographical conditions of some horizons, even over short distances. F. e., the Cambrian sequence in Sardinia has more littoral characteristics in Inglesiente and more pelagic characteristics 15 km southernly in Sulcis. The Triassic system shows sabkha environments in Tuscany and northern Sardinia, lacustrine in southern Sardinia, fluviatile-coastal environments along the eastern border of the French Central Massif, and — outside our area, in the central Eastern Alps — has characters of carbonatic platform. These differences have obviously repercussions on the related ore/mineral deposits.

2.3. The Western Mediterranean region is very crowded with generally small to medium size ore/mineral deposits, some districts being remarkably large (f. e.: some Pb-Zn districts of the Southern French Central Massif, and of Sardinia-Italy; the FeS_2-Cu belt of southern Spain and Portugal; the U deposits of the French Central Massif; the Hg district of Tuscany; the CaF_2 vein of Silius-Sardinia).

A broad grouping of the ore/mineral deposits existing in the area under investigation is shown in table nr. 1. The broadness of this grouping is evident; but we think that it is sufficient and effective for this (very) preliminary investigation.

Not all the types will be dealt with this paper, but only those which occur in more than one part of the area and/or show — at this stage of knowledge — a sufficient number of distinctive characteristics to help to solve the correlation

problems. Thus, the Huelva FeS_2-Cu deposits (type nr. 3), the porphyry copper of North-Western Sardinia (type nr. 7) the Hg-Sb and the U-Th deposits of Tuscany and Latium, and the ones of Pb and/or Cu-FeS_2 and/or Mn-Fe, related to Alpine volcanism (type nr. 8) will be neglected, because each one of them occurs in one district only.

3. Reflexions on some ore/mineral deposits types

As it was mentioned in the proceeding chapter, only some types of ore/mineral deposits, which — at this stage of knowledge — can contribute to the correlation-problem, will be (briefly) discussed.

3.1. Deposits in the Cambrian system, strata bound, some intensely metamorphosed and remobilized

We shall not consider, in this paragraph, the vein type and the stratiform deposits occuring in the Cambrian system, with proved or probable Hercynian affiliation; f. e.: the Pb-Zn vein system of Peyrebrunne, the vein and the stratiform Pb-Zn ore body of Saint-Salvy, the Au vein of Salsigne, all of them occuring in the Black Mountain. They will be discussed in paragraph 3.3.

The Cambrian system is surely known in only two regions of the area under investigation; namely the Iglesiente-Sulcis (Sardinia-Italy) and Southern French Central Massif (out-cropping in the Black Mountain and in depth in the Southern Cevennes).

The Cambrian sequences are quite similar, consisting of (from bottom to top) detrital sediments (at places with slates and carbonatic beds, and — in France — with rhyolites grading into a thick at places finely bedded, at places massive, sometimes silica-bearing) calcareous-dolomitic complex (the "Metalliferous" of Sardinia) with occasional intraformational breccias and slates; a narrow member of nodular limestones ("wild cherry limestones" of the Black Mountain) and a slaty complex conclude the sequences. The age in both cases is medium-upper Georgian to lower Acadian.

Strata-bound deposits, generally intensively metamorphosed and remobilized, occur in the calcareous-dolomitic member of the sequence: let's quote from Iglesiente the large tonnage Pb-Zn deposits of Monteboni and S. Giovalli; the important Zn-FeS_2 massive deposit of Campo Pisano; from the Black Mountain the noteworthy Pb-Zn deposit of La Loubatiere and the Pb, Zn, Cu, Fe, As ore body of Ceilhes. Other deposits held in the same member are epigenetic with karstic origin: f. e. the large Pb-Zn-$BaSO_4$ deposit of Les Malines in the Southern Cevennes;; the "silver rich pipes" of S. Giovanni and S. Giorgio and numerous $BaSO_4$-PbS deposits of Iglesiente-Sulcis, the most renowned among them being Arenas and Barega.

All these deposits have some common characteristics, namely:

a) their macro/and micro-parageneses are very simple; Ag-content is low in the stratiform deposits and can become high only as a consequence of strong supergene enrichment, as it is in the case of (some) karstic accumulations. They are grouped together under the type nr. 14 of BAUCHAU classification of Pb-Zn deposits (BAUCHAU, 1971).
b) The second common characteristic feature is the strong correlation of accumulations to analogous paleogeographic large scale and small scale conditions, thus proving the strong control of sedimentation and diagenesis on the ore /mineral accumulation during the Cambrian times.

There are however also some differences: first of all, the absence in the French region, of two types of deposits, which are present in Sardinia; namely: (i) the massive, volcano-sedimentary deposits Campo Pisano type along the base of the carbonatic main member; (ii) the barite/evaporitic deposits along the transition between the main carbonatic member and the underlying quartzites.

A second difference can be found in the formation and evolution of the karstic deposits in the Cambrian of the different regions: whilst in Sardinia karst formation and filling started very early in some places (since lower Ordovician at Arenas-Sardinia, Italy) and evolved at different subsequent times (till the present times in a number of localities), the same phenomena took place or started in Triassic times in other localities, f. e. at Les Malines-France (according to BERNARD, 1958) and at Barega in Sardinia (Padalino et al., 1973).

This fact proves not negligible differences in the geological evolution of the area under investigation, even short distances apart.

From the above mentioned factual observations it is possible to draw the following obvious deductions:

(i) the striking similarity between the Cambrian geology (particularly the metallogenic epochs) in Sardinia and in Southern France is suggestive of uniquity of a geological province.

(ii) The characteristics of some deposits considered in this paragraph (namely: the Pb-Zn strata bound ones) are consistent with this outline.

(iii) The characteristics of the karstic deposits particularly: their paragenesis may be considered as supporting, even if the geological history of their formation differs in some details, specially so far as the times of karst formation and filling are involved.

(iv) The absence of Zn-FeS_2 volcano-sedimentary massive deposits in a part of the area has to be explained.

3.2. Deposits in middle Paleozoic, strata bound, more or less metamorphosed and remobilized

The deposits evidently related to the Hercynian magmatism will be considered later on (see paragraph 3.3.).

This group includes 3 types of deposits: namely:

3.2.1. The volcano-sedimentary ore deposits of the Ordovician-Silurian systems

Not numerous, but important Pb-Zn-Fe deposits of this type occur in North-Eastern Pyrenees (Pierrefitte, Sontein, Carboire). They are strata-bound, strictly related to calc-alkaline volcanics, and are held either in carbonatic levels or in volcanodetrital sequences of upper Ordovician, immediately below the Silurian black shales.

No evidence, either of volcanism or of ore deposits is known in the Ordovician sequences of the other parts of the area under investigation.

At the most a slight similarity with the volcano-sedimentary oolithic Fe-deposits with minor sulfides of Nurra (North Western Sardinia) may be proposed; these deposits however, are Silurian.

No sound criteria for our purposes can evidently be achieved — at this stage of knowledge — from this group of deposits.

3.2.2. The Silurian polymetallic "black shale type" sedimentary deposits

A number of generally small sedimentary deposits of FeS_2, FeS, (FeO_3) and Zn, Cu, As, Pb-ores, Rammelsberg type, occur in the Silurian black shales of Sardinia.

For detailed description, see ZUFFARDI, 1968. The main example is "Funtana Raminosa".

Silurian black shales are known also in the Provence (southern France) and their possible connection with the similar sequence of North-Western Sardinia is considered as one of the supporting evidence for the paleogeographical reconstruction shown in fig. 1. They also hold scattered occurrences of polymetallic (mainly pyritic) stratiform deposits.

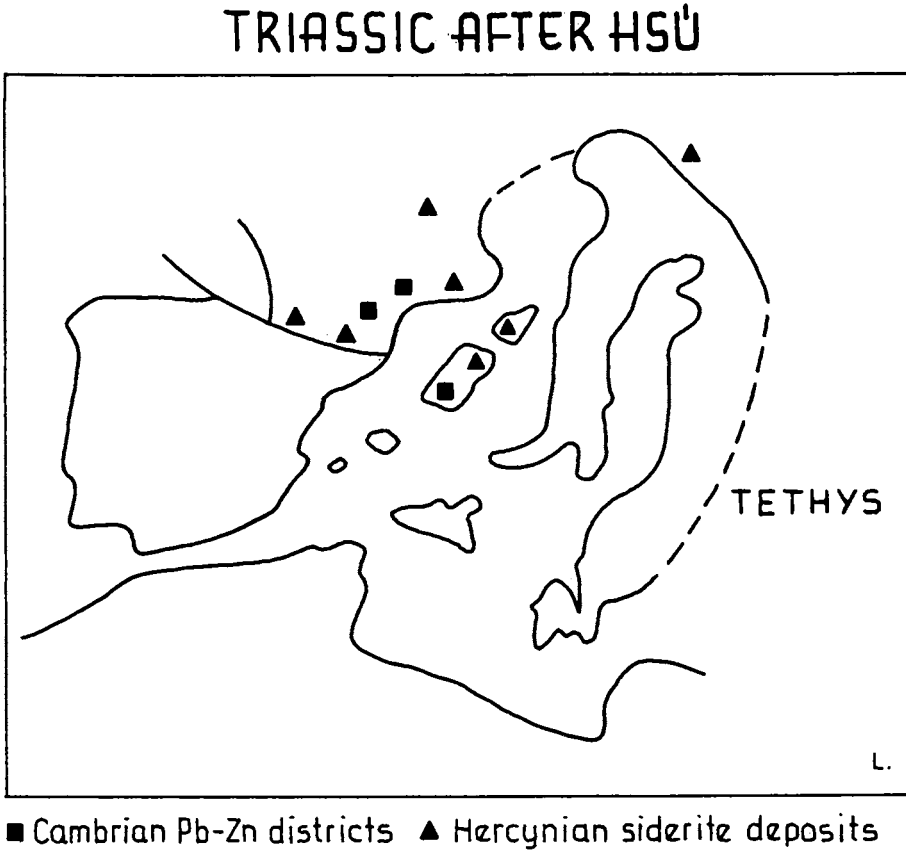


Fig. 1

3.2.3. The middle Paleozoic Sb-W-Hg sedimentary deposits

Such deposits, first described and classified by MAUCHER (1972), occur all along the Alps (further east, where they are mainly scheelite bearing) and are known in South-Western Sardinia, where they have been intensively exploited for their Sb-content in the first half of this century; they are not Hg-bearing; $CaWO_4$ is always present, at places in conspicuous accumulations.

The ore-bearing horizon is Silurian and is related to meta-tuffites in Sardinia; a number of $CaWO_4$ bearing horizons have been recently discovered in the Alps, ranging in age from upper Ordovician to lower Devonian, but the main horizon is Silurian, where the most important $CaWO_4$ concentrations occur, FELBERTHAL being the best known one.

A possible lateral continuity of these ore occurrences into Spain (occurrences of $CaWO_4$ in upper Ordovician and in lower Devonian) should be carefully investigated both from the theoretical and the practical standpoint. At the moment no contribution for our problem can be achieved from these mineralizations.

3.3. Deposits related to the Hercynian magmatism

We include in this group those ore deposits (mostly vein-type) that are strictly related to the Hercynian granitization, even if generated by (long range) remobilization of pre-existing accumulations.

We exclude from this group the deposits, which even if partially metamorphosed and remobilized — show clear evidence of their pre-Hercynian origin. Thus many Cambrian stratabound deposits evidently affected by the Hercynian metamorphism (f. i.: La Loubatiere, in Black Mountain, and a number from Sardinia have been included in the group 3.1 deposits of in the Cambrian system).

The main characteristics of the deposits strictly related to the Hercynian magmatism, which we are dealing about in this paragraph, are:

(i) large variety of paragenesis (see Table nr. 1, type nr. 4). This variety is still more evident if the micro-paragenesis and/or the gangue minerals are investigated: f. e. it is possible to subdivide the Pb-Zn deposits of Sardinia at least in 3 subgroups according to their content in Bi, As, Ag, Sb (Bianchini et Alii, 1961). Demange (1973) singles out 3 Pb-Zn groups of Pb-Zn deposits on the basis of their content of Ba, Fe, siderite-ankerite, in France.

(ii) strong prevalence of Pb-Zn-(FeS_2) deposits, generally with very complex (micro)-paragenesis.

(iii) rather irregular areal distribution; this troubling feature is related to three controlling factors; namely:

a) the most obvious controlling factor is the dismemberment of the area, related to the Alpine tectonics.
This is not, however the only factor; as a matter of fact irregular zonality is also present in those areas (f. e.: Sardinia) where the Alpine orogenesis was not effective.

b) another important controlling factor is the difference in granitization conditions (such as: intrusive level; apexes distribution of the granitic batholite; major feeding fractures).

c) a third controlling factor, that — at present state of knowledge — can only be guessed but not proved, is the zonality of ore/mineral pre-concentrations in the pre-Hercynian basement, which have been remobilized by the Hercynian magmatism.

In any case this irregular zonality is a matter of fact and the most evident example (that is especially unpleasant for the Italian mining industry) is the practical absence of Hercynian U deposits in Italy, whilst it is so abundant in the French Central Massif.

Another example is the difference in richness among different districts: f. e. the Sardinian Hercynian belt (especially thanks to its Pb-Zn deposits: Montevecchio, Ingurtosu, Argentiera of Nurra) is richer (so far as tonnage—not ore grade—is concerned) than the one of Calabria and of the Alps; only some deposits in the French Central Massif (Peyrebrune) are comparable to the Sardinian ones.

Notwithstanding the above mentioned differences, some noteworthy similarities do exist. According to BAUCHAU'S (1971) classification of Lead-Zinc deposits, the major Hercynian deposits both of Sardinia and of the French Central Massif (the above mentioned Pyrebrune) fall in the same type, namely: "type nr. 11, deposits with Pb-Zn-Ag-siderite".

Moreover, taking into consideration Demange's (1973) investigations of the French Pb-Zn deposits, one realizes that Sardic Pb-Zn deposits fit fairly well in the zonality of the French Central Massif. As a matter of fact Demange describes a zonal symmetrical distribution of these deposits around an East-West "barren axis", more or less placed in the middle of the French Central Massif and connecting the towns of Vivarais and Cantal. Moving either northwards or southwards from this barren axis, four belts (with transitions) can be distinguished on the basis of the gangue minerals; these four belts are respectively characterized by the presence, among the gangue minerals, of $BaSO_4$, of CaF_2, of $FeCO_3$ and, again, of $BaSO_4$.

A fifth belt is (partially) known in the extreme southern part, namely in the Pyrenees and in the outer Western Alps, and it is characterized by presence of siderite-ankerite; this belt is interrupted along the Lyon Gulf, exactly where Western Sardinia, and its Pb-Zn-Siderite-Ankerite deposits should be placed.

The presence of a number of Pb-Zn deposits with CaF_2 in the Maures Mountains, similar to the ones of the eastern side of Sardinia and of Calabria is also suggestive for our correlation problems.

As a conclusion of this paragraph, it is possible to say that the distribution of Pb-Zn Hercynian deposits (the most important of this group) shows evidences to support the paleogeographical pre-Tertiary reconstruction, shown in fig. 1.

Some puzzling differences do exist, however, between Sardinia and Calabria (especially in the tonnages of the deposits) and (still more troubling) between the French Central Massif and the remainder part of the Hercynian areas, so far as U deposits are concerned.

3.4. The Mesozoic ore/mineral sedimentary deposits

This group includes a number of (sometimes very important) deposits; namely:

3.4.1. The Triassic Pb-Zn-$BaSO_4$-CaF_2 deposits; they are particularly well developed outside the area under investigation, namely in eastern and Central Alps (Raibl, Bleiberg, Salafossa, Presolana, Gorno); in our area the outstanding examples are the Zn-Pb-$BaSO_4$ deposits of the South Cevenne region (Largentiere) and the FeS_2 ones from Tuscany (Niccioleta, Gavorrano), and of Fe_3O_4-FeS-FeS_2 of the Elba Island.

It is quite difficult to define correlations among these deposits; as a matter of fact the metallogenesis of the three over-mentioned districts are related to quite different paleogeographic conditions; namely: carbonatic tidal flats in eastern-central Alps; "red-bed sediments" in South-Cevennes; sabkhas in Tuscany, and Elba.

Evaporitic conditions existed also in North Sardinia and lacustrine ones in Southern Sardinia: in both cases no ore/mineral depositions are related to them.

3.4.2. Residual lateritic accumulations, with sulfides in paleo-channels, along the post-hercynian peneplain, in the basal Jurassic conglomerates. They are known in many localities: in Southern France, in Sardinia and in Calabria.

Their practical importance is scanty, but they are suggestive of very similar paleogeographical/paleoclimatic conditions in Sardinia and in Calabria during those times, in agreement with possible closer positions in the Mediterranean region.

3.4.3. A number of sedimentary FeS_2, Pb, Zn, deposits occur in the Liassic-Jurassic sequence around the French Central Massif; the Pb-Zn-Ba ore deposits of Les Malines are partially held in the Bathonian dolomite, above the Triassic marls; the Figeac Zn-(Pb) deposits occur in the Sinemurian; the Ba deposits of Lozere are located in the Hettangian dolomites.

No equivalent accumulations are known elsewhere, unless the geochemical positive anomalies of the lower Jurassic in Central Sardinia.

3.4.4. Many important bauxite deposits occur in the lower Cretaceous of Southern France (around the town of Baux, from which the name of the mineral derives); a small deposit of low grade bauxite is also present in the North-Eastern corner of Sardinia, also in Cretaceous, whilst the same complex in other parts of the Island (even along the Western coast) is barren.

This short outline of this group of ore/mineral deposits/occurrences is evidently of restricted use to solve our problem; it however points out the extreme variability, in time and space, of paleogeographic/paleoclimatic conditions during the Mesozoic of our area. And this is a not negligible step in planning more detailed interdisciplinary investigations for correlations purposes: an example is shown in fig. 2.

3.5. Deposits related to Mesozoic (meta)-ophiolites

Not negligible deposit of Cu-FeS_2-(Zn) and of Fe_3O_4-(Ti) and others of asbestos and occasional very low grade occurrances of Cr, Ni, Pt are well known in Central-Eastern Alps, Liguria, Tuscany, Elba Island, Northern Corsica, Calabria, Southern Span (Andalusia).

They are absent in all other parts of the area under investigation. Their age of emplacement is Jurassic-Cretaceous and their locations are strongly controlled by Alpine tectonics: as a matter of fact they are always included in overthrust complexes in the Alpine region, in a part of Corsica, in Calabria, and occur as large olistolithes in Eastern Liguria, Elba, Tuscany. Also metamorphism affects them in different grade; brodly speaking it is very strong in the overthrust complexes and is at initial stage in the other parts.

Some deposits have (or had) large economic importance: f. e., Montecatine Val di Cecina (Tuscany) for Cu; Balangero-Western Alps for asbestos (it is the most productive asbestos deposits of Western Europe). Evidently the various scattered outcrops of these ophiolites represent a unique belt, streching from the Western to the Eastern Mediterranean. The paleogeographic reconstruction of fig. 1 is consistent with this obvious consideration. Another characteristic of Mesozoic (meta)-ophiolites deserves attention: namely the uneven distribution of chromite in the ultra-mafites; in fact chromite is very abundant in Yugoslavia, Albania, Greece, Turkey and is practically absent in the Western Mediterranean region, in a part of which (Western Alps) the ultra-mafites are fairly common.

It has also to be pointed out that this same characteristic is recognizable also in the ultra-mafites of the Paleozoic meta-ophiolites which occur in Central Alps (Varallo district) and in Yugoslavia.

In both ophiolitic sequences the ultra-mafites are interpreted as pieces of an ancient oceanic crust tectonically emplaced in the solid state. No obvious reasons can be found to explain why this oceanic crust has the above-mentioned irregular Cr distribution; it is however interesting to point out this example of permanence of negative/positive anomalies.

3.6. Recent alluvia

A number of fluviatile/shore placers holding Ti-ores, Fe_3O_4, monazite, zircon are known in the Western Mediterranean region. The correlation between these deposits and their source is evident in many cases; in some cases (f. e.: the presence of monazite in some stream sediments of Sardinia) the source rock is not surely established.

Moreover, according to the studies of Pannechoek, (1969) the stream sediments of a part of our area show evidences of current reversal. This type of investigations should be improved, in order to get detailed factual observations on the link between pre-spreading stream sediments and their source beds, thus helping to achieve a correct pre-spreading paleogeography.

4. Conclusions

The following conclusions can be drawn from this first very preliminary investigation on the Western European Mediterranean region;

4.1. A number of ore/mineral deposits occurs in the Western European Mediterranean region; they differ from one another in paragenesis and metallogenic processes and ages (see table nr. 1).

4.2. The geological evolution of the region is quite complex, even if its geological history is rather short (from Cambrian/upper pre-Cambrian to Quaternary): 3 orogeneses, 3 plutonic cycles, 3 metamorphisms, 2 ophiolitic magmatic cycles and a number of other volcanic activities can be recognized. The above mentioned events are unevenly distributed in the region. Paleogeographical/paleoclimatical conditions, during some periods of time, were fairly different in the different parts of the region, even over short distances: Mesozoic is typical in this respect.

Of course these geological differences have a bearing in ore/mineral formation and distribution, and sometimes make it difficult establishing correlations.

4.3. Taking into consideration the paleogeographic reconstruction of the Western European Mediterranean region, proposed by ALVAREZ et alii (1974), it appears that:

4.3.1. The following types of deposits are consistent with it:

(i) The Pb-Zn strata baound, more or less metamorphosed and remobilized deposits held in the Georgian carbonatic complex. The uneven distribution of massive volcano-sedimentary Zn-FeS_2 deposits, and of $BaSO_4$ evaporitic deposits/occurrances has to be explained.

(ii) the areal zonal distribution of Pb-Zn deposits related to the Hercynian granitization. The uneven distribution of the sizes of Pb-Zn deposits and of the U grade in granites are two problems to be solved (among others).

(iii) the Mesozoic (meta)-ophiolites, though less clearly. The irregular distribution of ore deposits in them has to be explained.

4.3.2. The distribution and characteristics of the strata-bound deposits of middle Paleozoic do not contradict the ALVAREZ et alii's scheme. More detailed investigations are necessary in order to determine:

(i) wheter there is any evidence to correlate the Ordovician volcanism and related deposits of the Pyrenees and the Silurian volcanism and deposits of North-Eastern Sardinia.

(ii) more tight correlations between the Silurian polymetallic deposits/occurrences and their paleogeographic environment (particularly: with the Silurian-Ordovician boundary).

(iii) the possible westwards continuation of the Silurian Sb-W-Hg bearing horizon and the possible occurrences of $CaWO_4$ outside this horizon.

4.3.3. More detailed investigations are needed:

(i) in order to establish correct correlations for the Mesozoic strata-bound ore /mineral deposits to clarify the fairly complex paleogeography.

(ii) the correlations between (paleo)-placers/stream sediments and their source beds, to better define the pre-spreading surface hydrology.

4.4. The distribution of porphyry copper deposits in the area under investigation suggests the hypothesis of a transcurrent margin along the Alps and of converging margins in Yugoslavia and along the Western coast of Sardinia.

Figs. 2—5

Ore Deposits in Western European Mediterranean:

Types and Distribution

Type No. 1: Deposits held in the Cambrian system, strata bound, some ones intensely metamorphosed and remobilized. Parageneses: Pb-Zn-(FeS_2); Zn-FeS_2; Zn-Cu-Pb; Pb-Zn-$BaSO_4$; $BaSO_4$-Pb. Locations: Black Mountain, Southern Cevennes (Southern France); Iglesiente-Sulcis (Southern-Western Sardinia-Italy).

Type No. 2: Deposits held in middle Paleozoic, strata bound, more or less metamorphosed and remobilized. Parageneses: Pb-Zn-FeOx-(Cu)-(As)-Sb; W-Sb-Hg. Locations: Northern Pyrenees (volcano-sedimentary, Ordovician); North-Western Sardinia (volcano-sedimentary, Silurian); Sardinia (polymetallic, black shale type); Alps, Sardinia (W-Sb-(Hg), upper Ordovician to lower Devonian).

Type No. 3: Deposits held in lower Carboniferous, volcano-sedimentary. Parageneses; FeS_2-Cu-Au-(Zn-Pb). Location: Huelva (South-Western Iberia). Remarks: it is one of the most important district in Europe.

Type No. 4: Deposits related to Hercynian magmatism. Parageneses: very various, ranging from pegmatitic-pneumatolytic types (W-SiO_2; Mo-FeS_2-SiO_2; SnO_2-Cu-Zn-Pb-SiO_2), to hypo-mesothermal (Pb-Zn-Cu-Ag-Cd-SiO_2-Siderite-Ankerite-Carbonates); FeS_2, As, Cu, Bi, Ag, Au, (W, Zn, Pb, Se, Sn, In), SiO_2 to epithermal(CaF_2-$BaSO_4$-Pb-Ag; $BaSO_4$-CaF_2-SiO_2; U-FeS_2-Fe_2O_2-SiO_2). Location: French Central Massif, Western Alps, Pyrenees, Sardinia and Calabria (Italy).

Type No. 5: Deposits held in Mesozoic, sedimentary. Parageneses: Bauxites; Laterites; Gypsum; Pb-Zn-FeS_2-$BaSO_4$-CaF_2-SiO_2, with one (or some) ore /mineral species prevailing (particularly: Pb-Zn). Location: the borders of the French Central Massif, the Alps, North-Western Sardinia, Calabria.

Type No. 6: Deposits related to Mesozoic (meta)-ofiolites. Parageneses: Cu-FeS_2-(Zn); Fe_3O_4-Ti; asbestos; at palces: very low grade dispersions of Ni, Cr, Pt. Location: Alps, Liguria, Tuscany, Elba Island, Calabria (Italy); Northern Corsica; Andalusia (Southern Spain).

Type No. 7: Porphyry copper, post-Triassic pre-Oligocene. Parageneses: FeS_2-Cu-Mo-(Au-Zn-Pb). Location: North-Western Sardinia (Italy). Remarks: small deposit; may be others could be present in depth along the Western coast, of Sardinia, along a paleo-Beniof surface, under calc-alkaline cropping volcanics. So far as porphyry coppers are concerned it is interesting to point out that important deposits of this type occur in Yugoslavia (MAIDANPEK and BOR), whilst no such deposits occur in the Alps. Excluding the simple (and over-simplified) hypothesis of insufficient explorations (the Alps are one of the most investigated region in the Earth!), a different evolution of plate-tectonics in the two over-mentioned areas could be thought to be responsible of porphyry copper distribution; namely: strong subduction in Yugoslavia, and no subduction (transcurrent margin) along the Alps.

Type No. 8: Deposits related to Alpine Magmatism. Paragene ses: Hg-Sb; U-Th; S; Fe-Mn; FeS_2-Cu; Fe_2O_3-FeS-FeS_2; Zn-Pb; Pb-(Zn). Location: Alps, Tuscany, Latium, Sardinia, French Central Massif, Pyrenees. Remarks: A tight genetic (or, at last, long distance remobilisation) correlation can be proposed for Fe-Mn, for S, for Hg-Sb, for U-Th in volcanites; in most other cases it is a matter of short-distance remobilisations, which do not obliterate the features of the original (strata-bound) deposits (as f. i. Gavorrano-Tuscany FeS_2 and Elba Island Fe_2O_3-FeS-FeS_2 deposits). In some cases Mesozoic/post-Mesozoic remobilization seems evident (f. i.: Pb-Zn veins of Saint-Saveur and of Florac-Southern France), but correlations to Alpine magmatism is not certainly proved. In any case the deposits related to Alpine magmatism will be not taken into consideration, because of their ill-defined characters.

Type No. 9: Recent alluvia. Parageneses: Ti-Th-Zr-Fe_3O_4. Location: In all coastal planes and shores of the region. Remarks; also non commercial accumulations are considered, for correlation purposes.

References

ALVAREZ, W., COCOZZA, T., WEZEL, C. (1974): Fragmentation of Alpine orogenic belt by microplate dispersal. Nature, 8 march 1974.

BAUCHAU, C. (1971): Essai de typologie quantitative des gisements de plomb et de zinc avec la répartition de l'argent. Géologie appliquée — Chronique des mines, Sect. II, no. 3 et 4; année 39e, no. 401.

BERNARD, A. (1958): Contribution à l'etude de la provence metalliferé sous-cévenole. Thesis Fac. Sciences, Nancy.
BIANCHINI, A., SALVADORI, I., ZUFFARDI, P. (1961): Primi tentativi di indagine sulle distribuzioni di alcuni elementi accessori nei giacimenti piombiferi sardi. Soc. Min. Ital., Milano.
BOSELLINI, A., HSÜ, K.J. (1973): Mediterranean plate tectonics and triassic paleogeography. Nature, 244.
BRIGO, L., BRUSCA, C., OMENETTO, P., PERNA, G. (1975): Alpi Centro-Orientali in: Memoria illustrativa della Carta Mineraria d'Italia; scala 1 :1.000.000. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
CABY, R. (1968): Gites metalliferes alpins, syntectoniques et métamorphiques dans la zone houillére axiale des Alpes Françaises. Géologie appliquée, Sect. II, no. 2.
DEMANGE, M. (1973): Contribution a l'étude des gisements plombo-zinciféres français. Géologie appliqueé - Chronique des mines, Sect. II, no. 1; anné 41e, no. 411.LAFITTE, P. (1966): La métallogénie de la France. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 8.
MAUCHER, A. (1972): Time and strata-bound Ore Deposits and the Evolution of the Earth. XXIV Int. Geol. Congr. Sect. 4, Montreal.
OKSENGORN, S. (1958): Etude geologique et metallogénique de la région de la loubatiére (Aude) et d'Arfons (Tarn). These Fac. Sc. Paris.
PADALINO, G., PRETTI, S., TAMBURRINI, D., TOCCO, S., URAS, I., VIOLO, M., ZUFFARDI, P. (1973): Ore deposition in karst formation with examples from Sardinia in: "Ores in Sediments", Elsevier, Amsterdam.
PANNEKOEK, A. J. (1969): Uplift and subsidence in and around the Western Mediterranean since the Oligocene: a review. Royal Geol. Min. Soc. Netherlands.
RAGUIN, E. (1961): Géologie de gîtes mineraux. Masson & Cie, Paris.
ROUTHIER, P. (1963): Les gisements metalliferes. Masson & Cie, Paris.
ZUFFARDI, P. (1969): Sedimentary ores of the middle Silurian in Sardinia in: Sedimentary ores-ancient and modern (Revised). 15th Inter-University Geol. Congr. 1967, Leicester.

Tableau I.- Document de synthèse

STRATIGRAPHIE		LOCALISATION GEOGRAPHIQUE LITHOLOGIE	MAGMATISME VOLCANISME METAMORPHISME TECTONIQUE				TYPES DE GISEMENTS							MINERALISATIONS											
							Syn-sédimentaires (absence de roches ignées)		Syn-sédimentaires (présence de roches ignées).		Syn-sédimentaires avec remobilisation métamorphique.	Placers fossiles	Masses stratiformes (origine à préciser)												
			Ma	V	Me	T	Sans sécrétion	Avec sécrétion	R.I.≠ Source métal	R.I.= source métal				$MgCo_3$	Fe_1	Fe_2	Cu	Zn	Pb	Sb	Ba	Hg	Ti	Zr	U	Th
SILURIEN	DOWTONIEN LUDLOVIEN WENLOCKIEN	Nord.Est Prov. La Coruña Schistes,Chloritoschistes (Groupe Moeche)			+	+					+				+		+	+?					+			
	LLANDOVERIEN (VALENTIEN)	Almaden Quartzites du "Criadero"		+	(+)	(+)									+		(+)	(+)	(+)		(+)	+				
ORDOVICIEN	ASGHILLIEN	Sud Est Galice Calcaires, calcaires dolomitiques, dolomies Schistes (intermédiaires entre calcaires asghilliens et grès valentiens) Sierra Menera Formation carbonatée	* * *			+			+										+							
								+	+	+										+						
													+	+		+					+					
	CARADOCIEN																									
	LLANDEILIEN	Nord-Ouest Schistes noirs	* * (+)		* * (+)		+									+										
	LLANVIRNIEN																									
	SKIDDAVIEN (ARENIGIEN)																									
	TREMADOCIEN	Cordillère Ibérique (Branche occidentale-Nord. Ouest, Ateca) Schistes noirs				+			+								+	+	+							
		Sierra Morena Couches gréso-quartzitiques										+											+	+	+	+

- (Ma = magmatisme; V = volcanisme; Me = métamorphisme; T = tectonique)
- (F_1 = fer sous forme de sulfures; F_2 = fer sous forme d'oxydes, hydroxides, carbonates, chlorites)
- (R.I. = roches ignées; ≠ la roche ignée ne constitue pas la source du métal; = : la roche ignée constitue la source du métal.
- * Volcanisme acide tardi-Llandeilien
- ** Localement intrusion granitique avec métamorphisme de contact se superposant au métamorphisme régional.

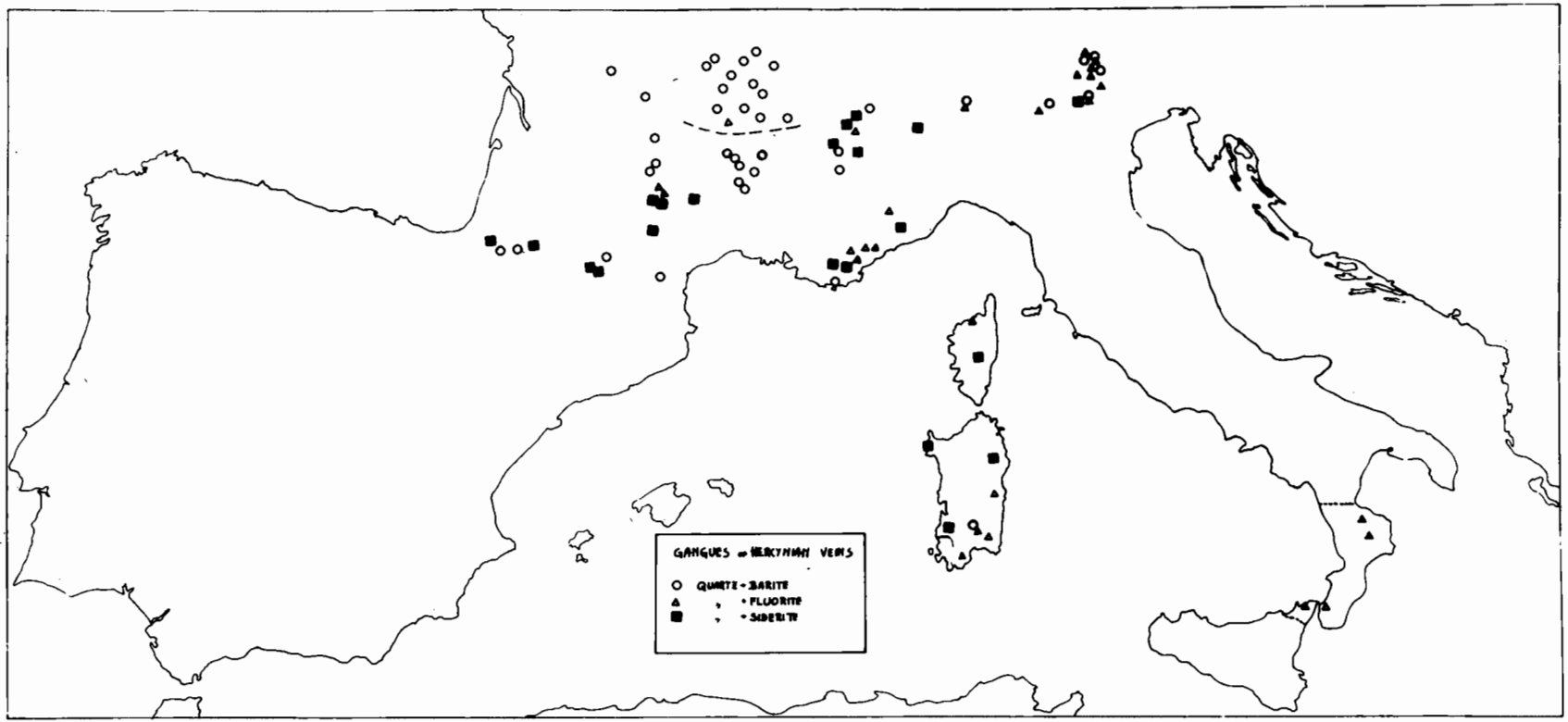

GANGUES DES HERCYNIAN VEINS
QUARTZ + BARITE
+ FLUORITE
+ SIDERITE

Fig. 2

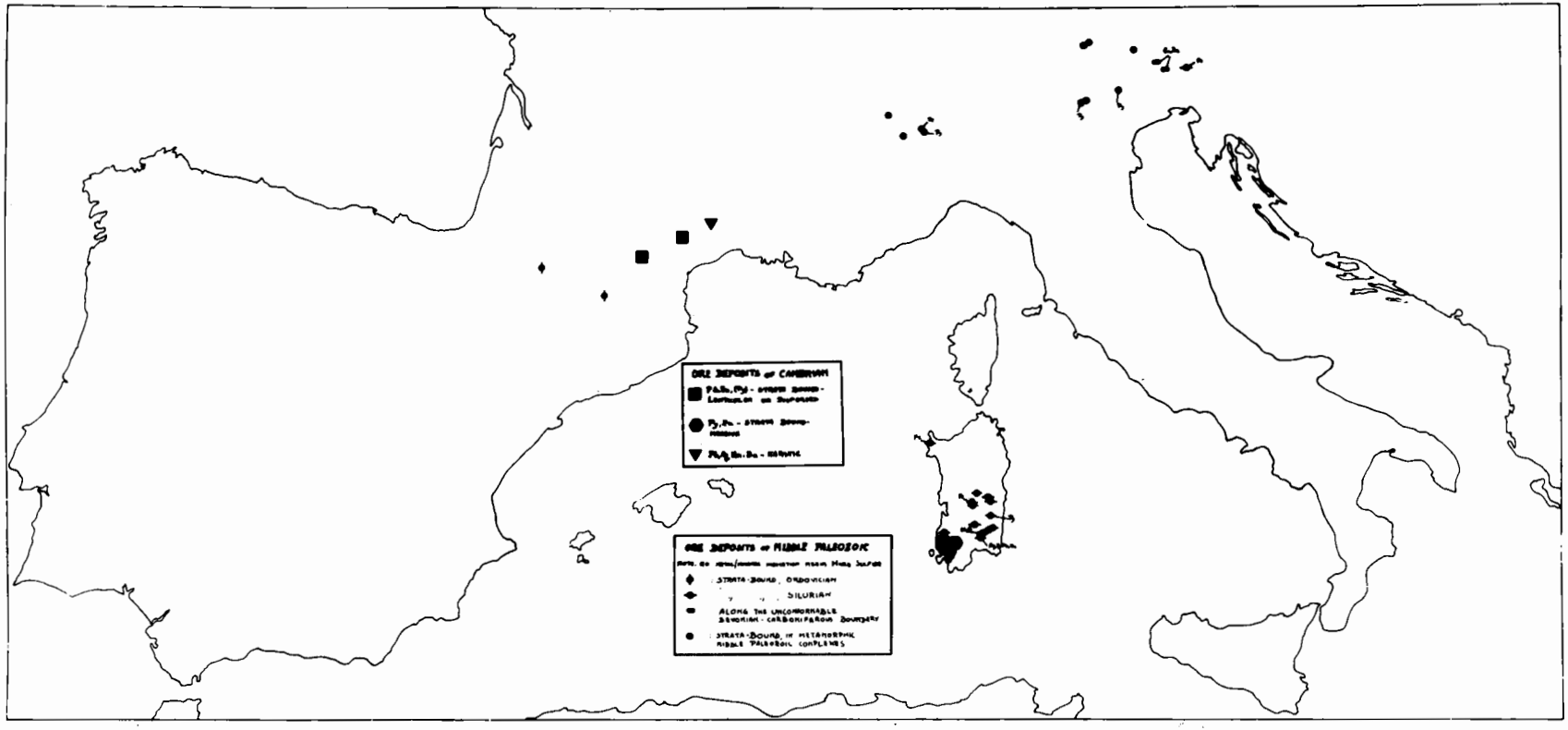

ORE DEPOSITS OF CAMBRIAN
ORE DEPOSITS OF MIDDLE PALEOZOIC
STRATA-BOUND, ORDOVICIAN
SILURIAN
ALONG THE UNCONFORMABLE DEVONIAN - CARBONIFEROUS BOUNDARY
STRATA-BOUND, IN METAMORPHIC MIDDLE PALEOZOIC COMPLEXES

Fig. 3

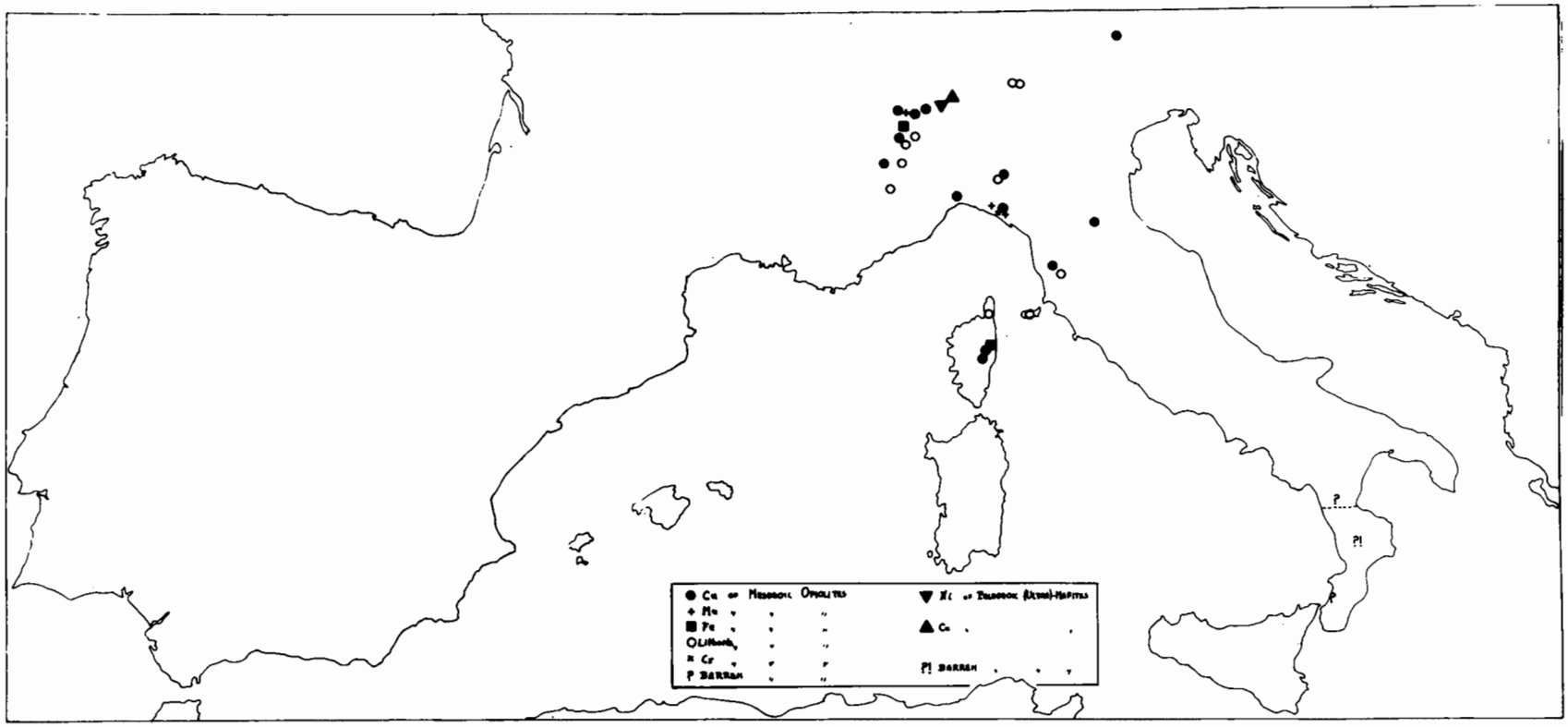

Cu of Mesozoic Ophiolites
Mn
Fe
Lithium
Cr
P Barran
Ni of Palaeozoic (Ultrabasic-Mafitics)
Cu
Pl Barran
P
Pl
?

Fig. 4

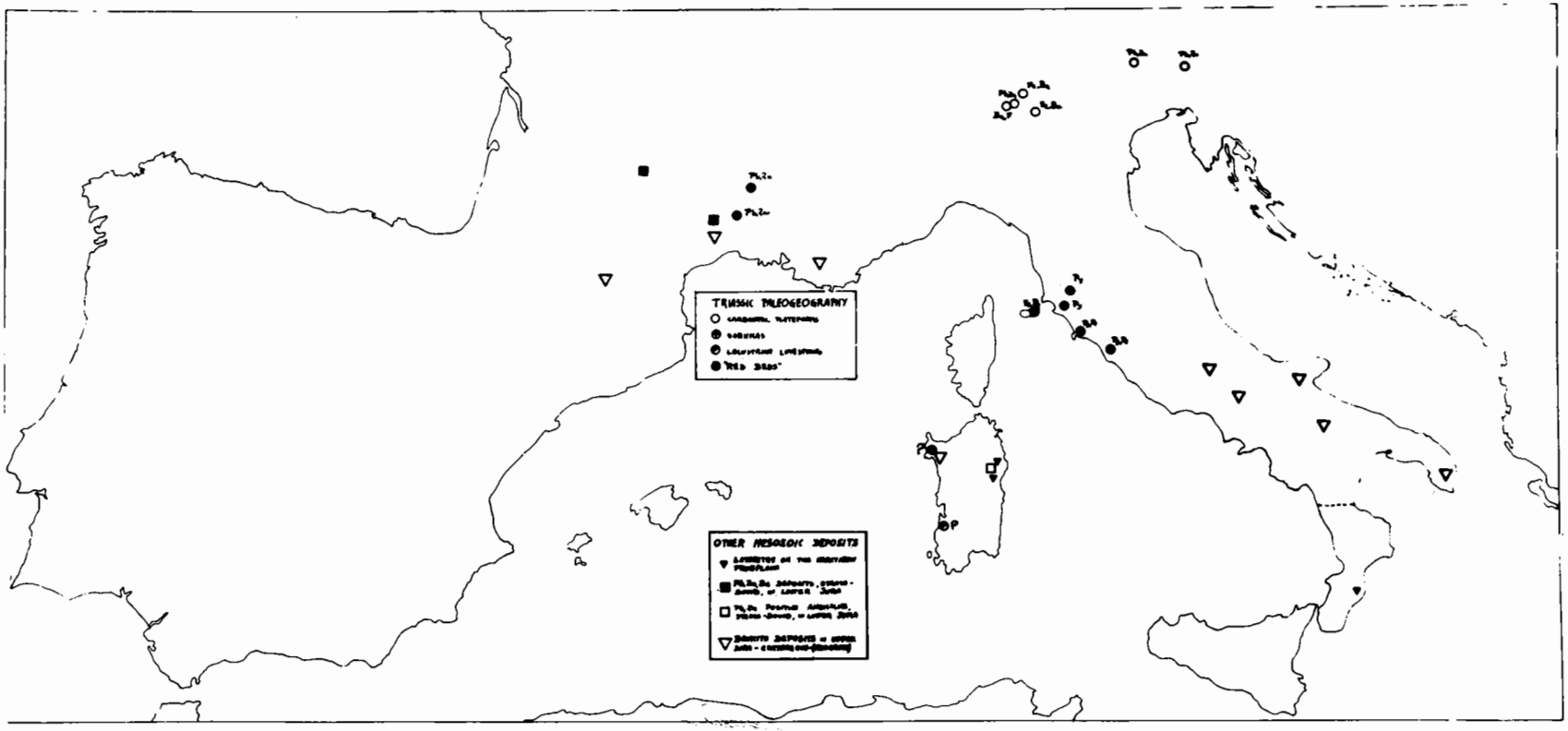


Fig. 5

Mineralisations Siluro-Ordoviciennes d'Espagne (Essai de Synthese)

Par GEORGES MONSEUR, Madrid*)

Abstract

A first synthesis on the Silurian-Ordovician mineral deposits of Spain (uneconomic and economic deposits) is presented taking the most significant geological characteristics into account towards an understanding of the metallogenic processes.

The examination of features and genetic interpretations proposed by different authors lead to a synthetic table including: the stratigraphic, geographic and lithologic location of the minerals, the processes (plutonic, volcanic, metamorphic, tectonic, paleogeographic) which have controlled the formation of the deposits, the types of mineral deposits, and their paragenesis.

At the end of the study, tentative comparisons are made between a few Silurian-Ordovician ore deposits of Spain and France. This comparisons will serve as a starting point for a joint project.

Résumé

Une première synthèse sur les minéralisations siluro-ordoviciennes d'Espagne (indices ou gîtes) est présentée en tenant compte des caractéristiques géologiques les plus significatives à même d'éclairer les processus métallogéniques.

L'examen des faits et des interprétations génétiques proposées par divers auteurs conduit à un document synthétique où figurent: la localisation stratigraphique, géographique et lithologique des concentrations et indices; les processus (magmatisme, volcanisme, métamorphisme, tectonique, paléogéographie) qui ont contrôlé la formation des dépôts; les types de gisements et leurs paragenèses.

Au terme de l'étude, en guise d'introduction à un projet de travail en collaboration, de brefs rapprochements sont établis entre quelques minéralisations siluro-ordoviciennes d'Espagne et de France.

Zusammenfassung

Es wird eine erste Synthese der ordovizisch-silurischen Vererzung Spaniens gebracht, wobei die charakteristischen geologischen Merkmale zur Klärung der Metallogenese dargestellt werden.

Die Überprüfung der Beobachtungen und die genetischen Deutungsvorschläge verschiedener Autoren führen zu einer Zusammenfassung, die folgende Faktoren erfaßt: die stratigraphische, geographische und lithologische Stellung der Lagerstätten und der Vorkommen, die erzbildenden Vorgänge (Magmatismus, Vulkanismus, Tektonik, Paläogeographie); die Lagerstättentypen und die Paragenese.

Am Schluß wird als Einführung in ein Projekt gemeinsamer Arbeit eine Beziehung einiger silurisch-ordovizischer Lagerstätten Frankreichs und Spaniens angedeutet.

*) Prof. G. MONSEUR, Départment de Géologie et de Géochimie, Faculté des Sciences, Université Autonome, Canto Blanco, Madrid 34, Espagne.

1. Introduction

La présente étude a pour objet l'examen des différentes minéralisations — d'importance économique très inégale (indices ou gisements) — distribuées dans les terrains siluro-ordoviciens appartenant principalement au Massif et à la Cordillère ibérique, étroitement unis, mais sans continuité d'affleurements.

Nous envisagerons aussi bien gîtes qu'indices minéralisés, ces derniers pouvant acquérir ailleurs, dans le même horizon stratigraphique, un intérêt minier.

Bien que les dépôts cambriens et ordoviciens participent à un même cycle du point de vue sédimentaire et orogénique, nous avons séparé volontairement les minéralisations cambriennes des minéralisations ordoviciennes de manière à pouvoir établir ultérieurement des comparaisons avec des minéralisations d'autres pays localisés respectivement dans les deux systèmes précités.

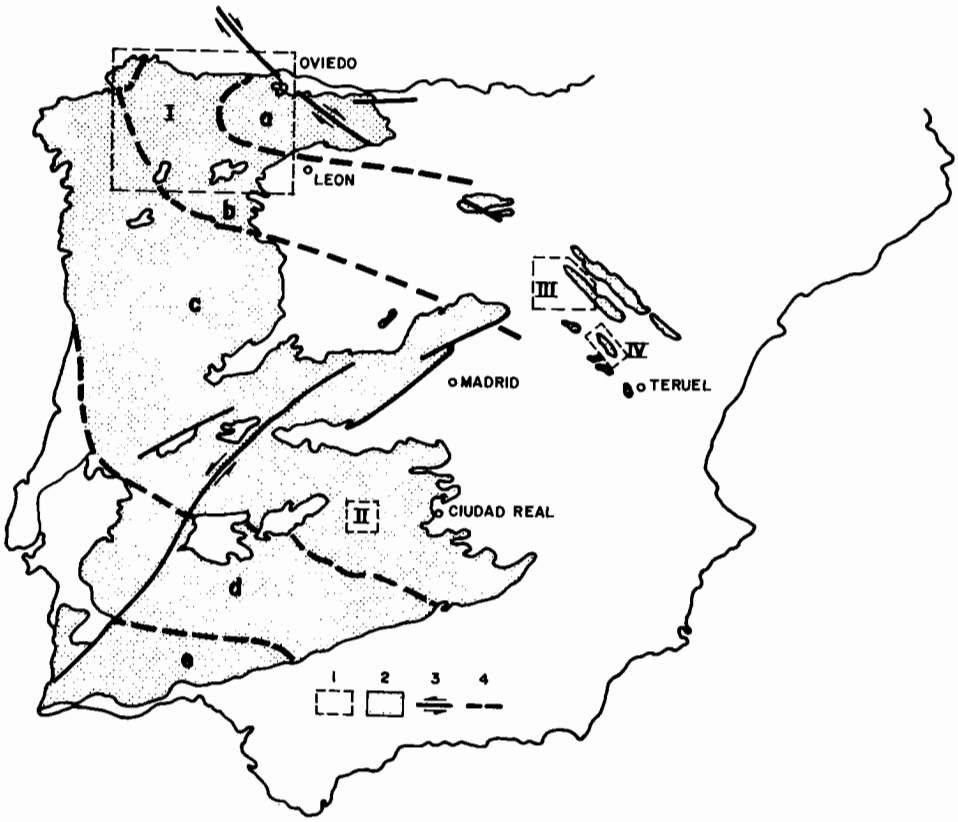


Fig. 1 — Carte de situation

1. Différentes régions examinées: I. Nord-Ouest; II. Almaden; III. Cordillère Ibérique — Branche occidentale; IV. Cordillère Ibérique — Sierra Menera; 2. Cristallin et Paléozoïque des Variscides ibériques; 3. Failles; 4. Limites entre zones allongées parallèlement à la direction des structures hercyniennes: a) zone Cantabrique; b) zone des Asturies occidentales et du Leon; c) zone centrale ibérique; d) zone de l'Ossa Morena; e) zone Sud Portugaise, selon la nomenclature adoptée par JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO et CONDE, 1974.

Les différentes régions examinées s'intègrent dans un certain nombre de zones (LOTZE, 1945; PARGA, 1970; JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO et CONDE, 1974) correspondant à une série d'unités allongées parallèlement à la direction des structures hercyniennes et présentant un ensemble de caractéristiques géologiques; de ces dernières, seules les plus significatives, à même d'éclairer les processus métallogéniques, seront retenues.

Les études stratigraphiques apportant chaque jour de nouvelles précisions, les minéralisations s'intégrant dans des modèles génétiques toujours plus proches de la réalité, les nombreuses recherches minières actuellement en cours devant conduire à d'heureuses découvertes, il est évident que cette première synthèse doit être considérée comme un outil de travail susceptible de corrections et d'améliorations dans un proche avenir.

2. Mineralisations du massif iberique

2.1. REGION DU NORD-OUEST (fig. 1—I)

1. Gisements de fer

Ces gisements sédimentaires étudiés par de nombreux auteurs (DORPINGHAUS, 1914; ADARO et JUNQUERA, 1916; HERNANDEZ SAMPELAYO, 1922, 1935a, 1935b, 1948, MARIN, 1949; FEBREL, 1957; RECHENBERG, 1957; PASTOR MENDIVIL et SUAREZ FEITO, 1961; SUAREZ FEITO, 1963; MARTIN MOYANO, 1966; I. G. M. E., 1972b, 1975a; LUNAR HERNANDEZ, 1975), et localisés dans l'Ordovicien moyen, apparaissent au sein de deux arcs allongés, parallèles — interne et externe — qui suivent grossièrement les directions hercyniennes et qui appartiennent au géosynclinal hespérique (fig. 2). De fortes variations de faciès et de puissances affectent l'Ordovicien moyen qui correspond à un épisode euxinique (JULIVERT, MARCOS et TRUYOLS, 1972).

L'arc interne occidental constitue le flanc oriental de l'anticlinal «del Ollo de Sapo» tandis que l'arc externe forme le flanc occidental de l'anticlinal du Narcea; entre ces deux arcs s'observe le dôme précambrien de Lugo (MATTE, 1968; CAPDEVILA, 1965, 1969; PARGA, 1969, 1970; MARCOS, 1973).

Dans l'arc externe, le métamorphisme régional se traduit par un faciès à chlorite tandis que dans l'arc interne le métamorphisme est de type mésozonal à biotite, almandin et staurolite (CAPDEVILA, 1967).

En certains endroits, par suite d'intrusions granitiques, un métamorphisme de contact — avec comme faciès les cornéennes albito-épidotitiques — se superpose au métamorphisme régional.

Les gisements de fer se localisent dans des roches détritiques variées (poudingues, quartzites, schistes, ...) mais généralement dans une série formée de schistes noirs («Schistes de Luarca») qui peuvent contenir localement quelques niveaux de quartzites et de couches psammitiques.

Ces schistes — très riches en matières organiques et en sulfures de fer et présentant un même faciès dans tout le Nord-Ouest de la Péninsule ibérique — sont constitués essentiellement de quartz et de micas blancs avec zircon, feldspath, chlorite (parfois abondante), sphène, graphite, tourmaline, etc. ..., comme éléments accessoires. Toutefois, là où s'est développé un métamorphisme de contact par suite d'intrusions granitiques postérieures, apparaissent grenat, biotite et parfois épidote et amphibole.

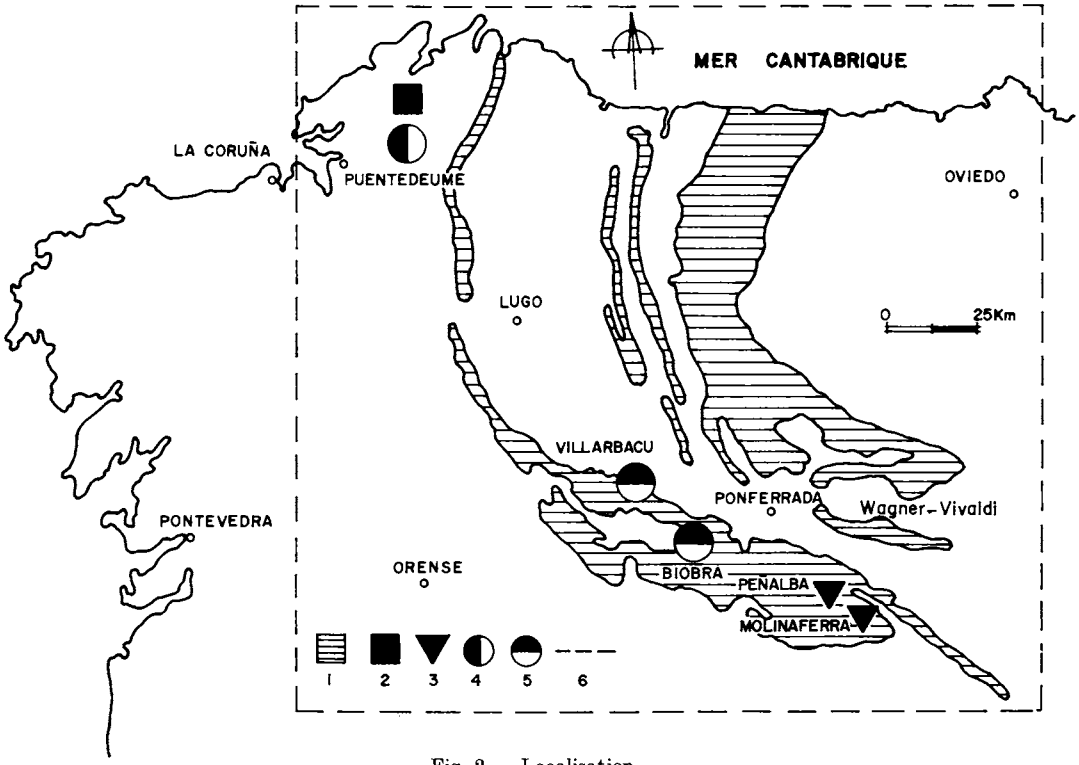


Fig. 2 — Localisation

a) de la province métallogénique ferrifère, sédimentaire (Llandeilien) (D'après I. G. M. E., 1972b)
b) des dépôts en antimoine et indices de plomb (Asghillien) (D'après GUILLOU, 1969, 1971 et I. G. M. E., 1972d)
c) des minéralisations en pyrite-cuivre (Silurien supérieur) (D'après I. G. M. E., 1972a; FERNANDEZ POMPA et HUERGA RODRIGUEZ, 1975)
dans les terrains siluro-ordoviciens du Nord-Ouest de l'Espagne.
(1. fer sous forme d'oxydes, sidérite, chlorite, ...; 2. pyrite; 3. plomb; 4. cuivre; 5. antimoine; 6. limite de la région envisagée I).

Dans la partie méridionale de l'arc externe, la série schisteuse comporte les trois unités suivantes:

— une inférieure constituée de schistes noirs graphiteux avec chlorite
— une intermédiaire formée de schistes gréseux gris avec alternance de lits pélitiques et psammitiques et dans laquelle apparaissent les couches de fer localisées à environ 100 m de la base de la série
— une supérieure composée de schistes gris satinés.

En particulier, dans les concessions minières Wagner, Vivaldi et San José (Pontferrada) — qui dans le Nord-Ouest de l'Espagne sont les seules où se maintient une activité extractive importante — le quartzite armoricain (Arenigien), en couches puissantes, est suivi des dépôts ferrifères intercalés dans des schistes (avec faune du Llandeilien: HERNANDEZ SAMPELAYO, 1942; ALMELA et DEL VALLE DE

LERSUNI, 1963; VELANDO et MARTINEZ DIAZ, 1973; PEREZ ESTAUN, 1975) qui alternent avec des quartzites.

Au-dessus de cette série, on observe un second niveau de quartzites — moins puissants, de caractéristiques différentes à celles du quartzite armoricain et contenant des intercalations de schistes noirs (avec fossiles du Llandovérien: ALMELA et DEL VALLE DE LERSUNI, 1963; PEREZ ESTAUN, 1975) — que l'on rattache à la base du Silurien (Gothlandien).

D'une manière générale, dans tout le Nord-Ouest de l'Espagne, les gisements se présentent en couches plus ou moins continues ou en lentilles interstratifiées se répétant un grandnombre de fois.

La répétition des couches est due à ce qu'elles constituent des matériaux fortement tectonisés, replissés et faillés; généralement, par suite du grand développement de séries schisteuses, les plis tendent à être réguliers.

Parmi les minéraux constitutifs des dépôts (magnétite, hématite, sidérite, chlorite, ...) les carbonates et les silicates prennent un grand développement et la structure oolithique du minerai se manifeste nettement. Les oolithes — de dimension assez uniforme — sont constituées par des couches concentriques alternantes de sidérite, chlorite et magnétite qui ne présentent pas toujours la même séquence zonaire du fait vraisemblablement de faibles variations dans les conditions de dépôt.

La magnétite, minéral du plus grand intérêt économique, prédomine dans les zones affectées thermiquement par le granite et ne constitue que localement la presque totalité de la minéralisation. Généralement, elle participe partiellement aux couches des oolithes ou remplit des fissures postérieures; toutefois dans les zones plus riches en magnétite, de grand cristaux se développent dans la matrice carbonatée cimentant les oolithes.

La sidérite, constituant très important dans les zones dépourvues de métamorphisme de contact, se présente en partie dans les couches des oolithes et moins fréquemment comme noyau de ces dernières; elle apparaît aussi comme matrice entre oolithes.

Les chlorites (chamosite, thuringite) forment presque toujours le noyau des oolithes bien qu'elles fassent aussi partie de leurs couches concentriques et apparaissent parfois en grandes plages dans la matrice.

Les constituants accessoires de ces gisements ferrifères sont: graphite; pyrite; chalcopyrite, marcassite, arsenopyrite, pyrrhotine; phosphore sous forme d'apatite ou en masses coloformes dans la matrice; minéraux de titane avec rutile au centre et passant à ilménite vers les bords. Les minéraux de titane apparaissent avec une plus grande fréquence dans les minerais riches en sidérose.

La pyrrhotine est un constituant principal dans les zones proches du granite et accessoire dans les zones les plus éloignées; son abondance augmente avec celle de la magnétite bien qu'elle soit naturellement plus rare que cette dernière.

Le mispickel et la löllingite s'observent seulement à proximité des granites.

La puissance des couches (quelques centimètres à 8 mètres) et la teneur en fer (40 à 55%) sont généralement variables tandis que la silice (8—20%) et le phosphore (0.4—0.9%) constituent les principales impuretés.

Lorsque la concentration en fer augmente, celle de silice diminue et dans la plupart des cas quand la silice augmente, le phosphore augmente.

En comparant les gisements de fer appartenant aux deux arcs définis dès le principe, on observe en particulier que la concentration moyenne en fer est un peu

plus élevée dans l'arc interne (55%) que dans l'arc externe (49%), que l'hématite prédomine dans l'arc interne tandis que la sidérose est plus abondante dans l'arc externe (LUNAR HERNANDEZ, 1975) (fig. 2).

2. Minéralisations en antimoine; indices de plomb (fig. 2)

Dans le Sud-Est de la Galice, le sommet de la puissante série flyschoide qui sépare les calcaires de Vegadeo (Géorgien supérieur) de caux de l'Ashgillien coïncide avec des épanchements volcaniques rhyolitiques et albitophyriques (MATTE, 1964). Un exhaussement général lui succède (phase taconique) marqué par des arrêts de sédimentation («hardground»), des phénomènes d'érosion (ravinements, microconglomérats...) et l'émersion e vastes régions dont celle d'une dorsale Nord.Ouest—Sud.Est, légèrement sécante sur les structures actuelles (anticlinal couché de Caurel) qui conduit à l'individualisation de deux bassins sur ses flancs Sud et Nord.

En particulier dans le bassin septentrional, la succession stratigraphique formée par les termes de passage de l'Ordovicien au Silurien constitue un cycle sédimentaire: microconglomérats, arénites calcaires, schistes argileux (épisode positif); grès fins mêlés aux schistes, grès grossiers (épisode négatif) au sein duquel on relève l'établissement d'une phase biostasique (sédimentation carbonatée), puis sa dégradation progressive; l'extension des bassins carbonatés est ainsi réduite.

La région étudiée est essentiellement affectée par un léger métamorphisme régional (isograde de la chlorite) tandis que plus localement on atteint la zone à biotite. Le développement des minéraux de métamorphisme est généralement faible (CAPDEVILLA, 1969).

Dans la zone des dépôts calcaires continus de l'Asghillien (bassin de Caurel) on observe assez fréquemment de la galène, disséminée ou en essaims, dans des accidents dolomitiques dans les barres calcaires ou dans un contexte entièrement dolomitique (lentilles de dolomies rousses grossières) (fig. 3).

Dans la partie occidentale du bassin carbonate ashgillien (zone des chenaux à matériel calcaire, puis gréseux) une minéralisation importante en antimoine se localise au toit des calcaires lenticulaires, associée aux niveaux les plus siliceux des schistes qui marquent le commencement de la phase négative du cycle sédimentaire, au début d'une rhexistasie (fig. 3).

La stibine, souvent liée au quartz d'exsudation, l'emporte sur la berthiérite laquelle — lorsqu'elle apparaît — se localise au cœur des cristaux de stibine; la pyrite reste disséminée dans la roche support évitant le plus souvent, à l'inverse de la stibine, les concentrations de quartz.

L'exploitation du minerai, active pendant la période 1914—1918 et la guerre civile, a été abandonnée depuis une trentaine d'années.

Les contrôles mis en évidence: stratigraphiques (niveaux de l'Ashgillien), lithologiques (localisation dans les schistes intermédiaires, entre les calcaires de l'Ashgillien et les grès valentiens), paléogéographiques (zone des calcaires lenticulaires, milieu intercotidal), indiquent sans ambiguïté l'origine primaire synsédimentaire de la concentration, remaniée au cours de l'orogénie hercynienne (contrôles structuraux); cette dernière affectant un milieu riche en antimoine aurait mobilisé le stock métal qui, conjointement à la silice et compte tenu des conditions locales, aurait été reconcentré et exprimé sous son aspect actuel.

L'absence de l'un de ces facteurs entraîne celle de la minéralisation : ainsi, alors que le plomb est présent en milieu dolomitique, l'antimoine y est absent et

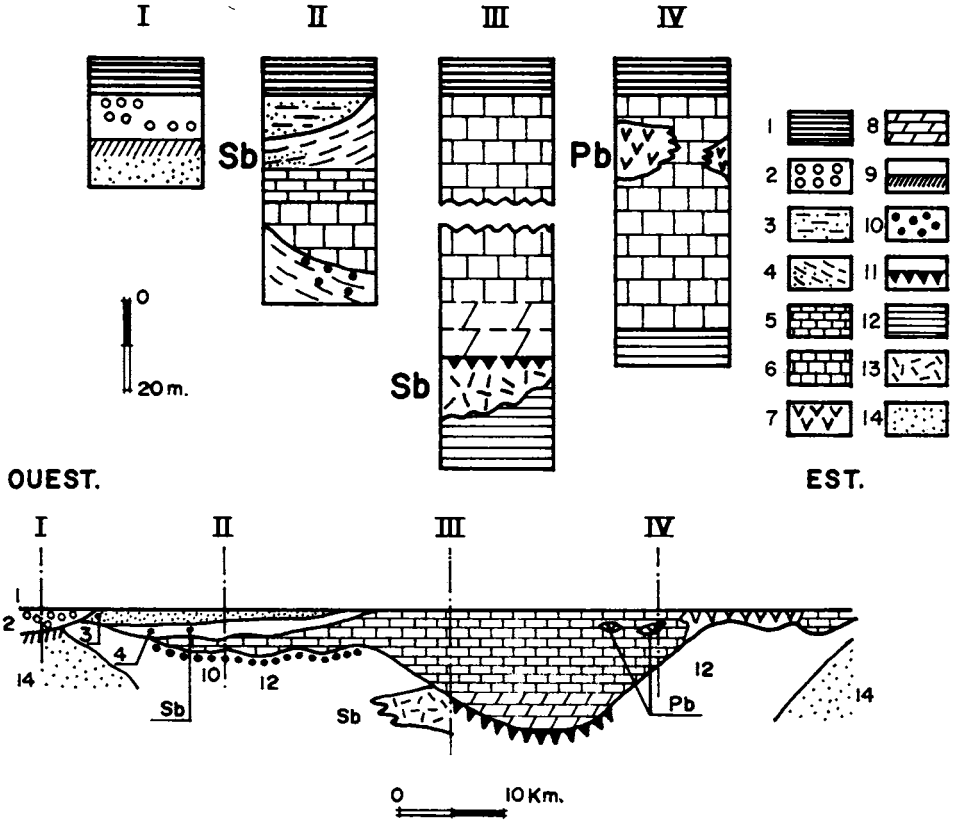


Fig. 3 — Coupes stratigraphiques de la limite Ordovicien-Silurien dans la Sierra de Caurel (Sud-Est de la Galice, d'après GUILLOU, 1969, 1971)

1. schistes siluriens; 2. conglomérats; 3. grès grossiers; 4. schistes et grès fins; 5. calcschistes; 6. calcarénites; 7. dolomies; 8. calcaires noduleux; 9. altération des «grès armoricains»; 10. microconglomérat argileux; 11. «hardground»; 12. schistes de l'Ordovicien supérieur; 13. roches volcaniques; 14: grès armoricains; I: Peña Redonda; II: Villarbacu; III: Biobra; IV: Peñalba.

réciproquement le plomb fait défaut dans les chenaux à matériel calclaire, puis gréseux et à minéralisation en antimoine.

Antérieurement à sa redistribution sédimentaire, le stock métal du socle paraît avoir subi une pédogenèse sous climat tropical humide: en amont des gîtes, en bordure du bassin, on connaît des conglomérats deltaïques à ciment ferrifère et kaolinique.

Toutefois cet antimoine peut être encore lié au volcanisme acide tardi-Llandeilien évoqué antérieurement qui a donné lieu à quelques indices de stibine; (fig. 3) ainsi, engagé dans les mouvements taconiques qui le font émerger, cet apport exceptionnel a pu s'ajouter aux réserves en antimoine du socle attaqué par la pédogenèse (GUILLOU, 1969, 1971).

3. Minéralisations de fer-cuivre

Dans le Nord-Est de la province de La Coruña (fig. 2), il existe des dépôts minéraux, encaissés dans des schistes et chloritoschistes de la formation du Silurien supérieur (Groupe Moeche), et se présentant en masses disposées en chapelet suivant le plan de foliation ou en filons et dykes recoupant la roche encaissante.

La minéralisation principale en roche consiste en pyrite (minéral pré-métamorphique) avec en moindre proportion : chalcopyrite, ilménite, pyrrhotine et probablement blende.

L'origine de ces gisements serait mixte (syngénétique et remobilisation métamorphique) et résulterait d'une tectonique profonde de la croûte qui occasionnellement aurait pénétré dans des zones plus profondes et même affecté le manto aux époques précoses (pré-hercyniennes) avec mobilisation de métaux plus profonds (Co, Ni, Cu, Fe, ...) qui ultérieurement auraient subi tous les processus de déformation et de métamorphisme hercyniens avec des mobilisations relatives surtout en ce que concerne le cuivre. Ainsi se seraient formés les principaux dépôts minéraux observés le long de surfaces de discontinuité (fractures, failles, noyaux strcturaux, etc. ...) et susceptible d'exploitation économique (FERNANDEZ POMPA*] et HUERGA RODRIGUEZ, 1975).

Au terme de l'examen des minéralisations liées aux formations siluro-ordoviciennes du Nord-Ouest de l'Espagne, nous signalerons pour mémoire l'existence dans cette région de gisements stratiformes, sédimentaires de kaolin — pour la plupart abandonnés et pour lesquels on manque d'informations — et qui sont encaissés dans des grès ou des quartzites d'âge silurien (ou ordovicien); rares sont ceux qui constituent des dépôts d'une certaine importance et exploités (GOMEZ DE LLARENA, 1955; I. G. M. E. — 3, 1975).

2.2. RÉGION MÉRIDIONALE

1. Gisements de mercure (fig. 1, II)

Le célèbre gisement de mercure d'Almaden — de réputation mondiale et localisé géographiquement entre la Sierra Morena au Sud et les Monts de Tolède au Nord — se situe, comme ses satellites, dans le Quartzite du «Criadero» (Llandovérien inférieur et/ou moyen: ALMELA, ALVARO, COMA, FELGUERO et QUINTERO, 1962; SAUPE, 1973) qui est la seule formation porteuse de minéralisations économiques**); le contrôle stratigraphique est donc très net. Cette formation est constituée par deux niveaux de quartzites encadrés et séparés par des schistes. Des épisodes volcaniques se sont produits au Llandeilien, au Llandovérien-Wenlockien et au Dévonien moyen.

Toutefois si de rares coulées ont précédé le dépôt de la roche support et de la minéralisation, la grande masse du volcanisme basalto-doléritique (ALMELA et FEBREL, 1960) — matérialisée par une série d'alternances volcano-sédimentaires de 450 mètres au toit du gisement — s'est mise en place postérieurement.

Le mercure est donc légèrement antérieur au volcanisme, contrairement aux gîtes exhalatifs sédimentaires du type Lahn-Dill. La même observation a été faite

*) L'âge des terrains encaissants ainsi que la genèse des minéralisations m'ont été confirmés par M. FERNANDEZ POMPA; je le remercie vivement.

**) Cependant des occurences sont connues dans l'Ordovicien supérieur à «El Entredicho» ainsi que dans une lentille quartzitique associée à un tuf pyroclastique d'âge silurien et reposant au-dessus du Quartzite du Criadero (sondage de «Las Cuevas») (SAUPE, 1974).

par MAUCHER et HÖLL (1968) pour des gisements analogues et d'âge voisin situés en Autriche (paragenèse à Hg-Sb-W).

La minéralisation forme trois lentilles concordantes, stratigraphiquement superposées: une lentille inférieure («San Pedro» et «San Diego») et deux lentilles supérieures («San Francisco» puis «San Nicolas»).

Des dykes de «lamprophyres» recoupent et grillent le minerai tandis que des failles le déplacent sans être jamais minéralisées. Certaines observations semblent même montrer que la minéralisation est antérieure aux plissements, donc à la mise en place des granitoides et des roches intrusives.

En dehors du quartz des quartzites, le cinabre est l'unique minéral abondant; le mercure métallique et la pyrite sont nettement subordonnés; à l'état de traces, on relève: chalcopyrite, pyrrhotine, blende et galène.

Les fissures sécantes, postérieures à la mise en place du cinabre, contiennent fréquemment de la dolomite, plus rarement de la barytine, et de façon subordonnée des monocristaux de cinabre, de la marcassite et du quartz; quelques nids de kaolinite s'observent dans le quartzite.

Si le cinabre se rencontre en masses presque pure, dans les fissures, en cristaux ou en sphérules dans les cavités, entre les grains du quartzite, en inclusions dans les fissures cicatrisées traversant les grains du quartz, il faut aussi signaler que des figures de sédimentation (figures de remaniement et de pression) ont été observées dans des cinabres massifs et que des inclusions de cinabre entre cœur et auréole d'accroissement diagénétique sont connues, tant pour le quartz détritique des quartzites que pour la pyrite (MAUCHER et SAUPE, 1967; SAUPE, 1967; ARNOLD, MAUCHER et SAUPE, 1973). L'arrivée du mercure s'est donc faite avant la lithification (SAUPE, 1967, 1973, 1974).

Les minuscules minéralisations de cinabre inclues dans les grains de quartz des quartzites seraient, d'après ZUCHETTI (1966), contemporaines du processus de recristallisation qui a provoqué la transformation des grès primitifs en quartzites; ainsi — rejoignant les idées de SAUPE — cet auteur considère l'existence de cinabre dans la roche support, antérieurement à sa consolidation.

Le gisement d'Almaden peut s'expliquer par la conjonction de facteurs suivants:

— préconcentration due à des sédiments particulièrement riches en matière organique et pyrite, plutôt qu'à une hétérogénéité magmatique avec un clarke plus élevé pour les roches basiques;

— formation de dômes thermiques, précédant les éruptions sous-marines;

— établissement de circuits convectifs de fluides (d'origine connée, marine ou météorique), convergents vers ces dômes, transportant le mercure et le libérant sous forme d'exhalaisons. Le rôle du volcanisme est donc simplement de fournir l'énergie nécessaire pour amorcer un vaste mouvement de convection attirant les fluides vers les centres chauds, au voisinage desquels sera précipité le mercure transporté.

— permanence de ces conditions favorables, grâce à la stabilité de l'environnement cratonique.

— précipitation dans un milieu poreux ou à un interface géochimique, produisant un blocage du mercure — sous forme de sulfure insoluble.

— piégeage et scellement par la couverture argileuse et par la cimentation;

— métamorphisme régional très faible (anchizonal) qui n'a pas déplacé ou décomposé la cinabre (observation confirmée par analyse texturale des quartzites: San Miguel Arribas et Paulitsch, 1974).

Tel est le modèle génétique proposé par Saupe (1967, 1973, 1974).

Toutefois d'autres concepts ont été avancés quant à l'origine du minerai d'Almaden.

Ainsi, grâce à une étude texturale réalisée sur les quartzites du «Criadero» et portant sur: les différentes dispositions de la minéralisation, les phénomènes de déformations post-génétiques développés dans ces quartzites, la relation entre ces dispositions et les effects mécaniques, San Miguel Arribas et Montoto (1974) proposent le mode de formation suivant pour la minéralisation.

En accord avec les idées de Saupe, ils admettent, que la première concentration sédimentaire du mercure se serait produite dans les schistes graphiteux; ensuite, durant l'orogenèse hercynienne, le mercure aurait été remobilisé vers les grès, l'enrichissement en cinabre se réalisant lors de la tectonisation et de la quartzification des grès.

Pour Calvo Calvo et Guilemany (1974 a, 1974 b), silice et cinabre ne sont pas syngénétiques. Grâce à l'utilisation du microscope électronique, à des essais de synthèse du cinabre (en considérant le transport du sulfure sous forme vapeur, liquide et par dissolution hydrothermale), à l'étude de la nature des inclusions dans les cristaux de cinabre (température décrépitométrique, analyses par spectrométrie de masse) et de la distribution isotopique dans le cinabre et la pyrite, ces auteurs ont proposé l'interprétation suivante: une masse de cinabre fondu — sous pression interne, contenant un excès de mercure métallique en solution et ségrégée dans le magna-aurait atteint la masse quartzitique, recristallisée et poreuse, en imprégnant complètement toutes les cavités. Par suite de la diminution de température et finalement de la solidification, la ségrégation du mercure en excès se serait produite, le métal restant inclu dans la masse de cinabre elle-même ou atteignant sous forme de vapeur, les fissures, les limites intergranulaires ou les imperfections cristallines de la roche support où il se serait condensé sous forme de gouttelettes microscopiques ou de masses plus volumineuses.

Quant à la minéralisation localisée aux extrémités du gisement, elle résulterait — selon les mêmes auteurs — soit d'un sublimé ou d'un distilat de la phase ignée qui a minéralisé le quartzite, soit de l'arrivée d'un fluide déja très visqueux qui n'a pu occuper toutes les cavités.

2°. Placers fossiles de minéraux lourds

Si ces concentrations ne présentent pas d'intérêt du point de vue économique, elles méritent cependant une mention du fait de la présence de minéraux radioactifs.

C'est ainsi que dans certaines couches grésoquartzitiques de l'Ordovicien inférieur de la Sierra Morena Orientale (tant dans la province de Jeán que dans celle de Ciudad-Real), il existe des minéraux radioactifs du type de la brannérite auxquels sont associés zircon, ilménite ... en grandes quantités; l'origine du gisement est à rechercher dans la destruction des filons précambriens à minéralisations radioactives (Alia Medina, 1956).

En particulier à Santa Elena (Jaén), les quartzites titanozirconifères avec rutile et ilménite — formés lors du métamorphisme d'un sédiment sableux ordovicien et

plissés durant l'orogenèse hercynienne — correspondent à des placers littoraux fossiles. La teneur moyenne est de 0.069% en U_3O_8 mais les réserves sont très grandes. Cependant l'extraction de l'uranium contenu dans les zircons serait très coûteuse et le gisement rèsulte actuellement inexploitable (ARRIBAS, 1962, 1975).

D'autre part, au Sud d'Almaden, il a été également observé (BOUYX, 1969, 1970) un niveau de grès massifs à tendance quartzitique, puissant de 1,50 m, appartenant aussi à l'Ordovicien inférieur et dont l'importance est due à sa grande richesse en minéraux lourds: zircon, monazite, tourmaline et rutile.

3. Mineralisations de la Cordillere Iberique

Dans la Cordillère Ibérique — de type «intermédiaire», caractérisée par l'absence de métamorphisme et le manque presque total d'activité magmatique posthercynienne (JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO et CONDE, 1974) —, nous examinerons successivement les minéralisations observées dans la «branche» occidentale ainsi que dans la Sierra Menera.

3.1. BRANCHE OCCIDENTALE

Gisements de plomb, zinc, cuivre (fig. 1—III).

Du Trémadocien de la Cordillère Ibérique Occidentale, seule l'unité D (SCHMITZ, 1971; JOSOPAIT, 1972) sera envisagée ici, étant donné que c'est surtout en certains endroits de cette unité que l'on observe des minéralisations ou indices minéralisés.

D'autre part, ces dépôts-étudiés en détail dans le cadre d'une thèse doctorale (GUTIERREZ MAROTO, 1976) — sont liés à une sécrétion latérale et appartiennent à deux types:

— sans phénomène d'exsudation de quartz: ancienne mine de Peñalzcazar (fig. 4a)
— avec phénomène d'exsudation de quartz: ancienne mine de La Pedraza (fig. 4a) et indices minéralisés de Embid de Ariza (fig. 4a) et de Pardos (fig. 4a).

Nous analyserons successivement ces deux cas (MONSEUR, MORCILLO LOPEZ, GUTIERREZ MAROTO et GUIJARRO GALIANO, 1975):

a) La Alameda-Peñalcazar (Soria).

De nos observations macro et microscopiques réalisées en cette ancienne mine de plomb-argent avec cuivre et zinc (ROMERO, 1934), nous pouvons souligner ce qui suit:

— si un remplissage de galène s'observe «in situ» dans les fractures de certains quartzites brunâtres aux environs du passage d'une faille, veinules et nodules de galène, disposés parallèlement à la stratification se présentent aussi dans des schistes argilo-carbonatés provenant de certaines haldes (fig. 4 b). Dans d'autres terrils apparaissent de grandes concentrations de blende et un peu de chalcopyrite. Les quartzites blancs qui constituent les crêtes supérieures de la colline sont toujours stériles.

— l'existence de traces d'animaux fouisseurs dans certains grès ainsi que d'une importante lacune de sédimentation (le Crétacé repose directement sur le Trémadocien) sont en faveur de processus sédimentaires en eaux peu profondes et aux environs d'un haut-fond.

Des observations microscopiques réalisées sur un certain nombre d'échantillons prélevés au sein de la colonne stratigraphique (fig. 4 b), nous ont permis de distinguer provisoirement sept types pétrographiques de roches variant d'un pôle quartzitique (type 1) à un pôle schisteux (type 7) et s'intégrant dans trois méga-rythmes; les zones de transition entre rythmes sembleraient favorables, à la concentration de galène.

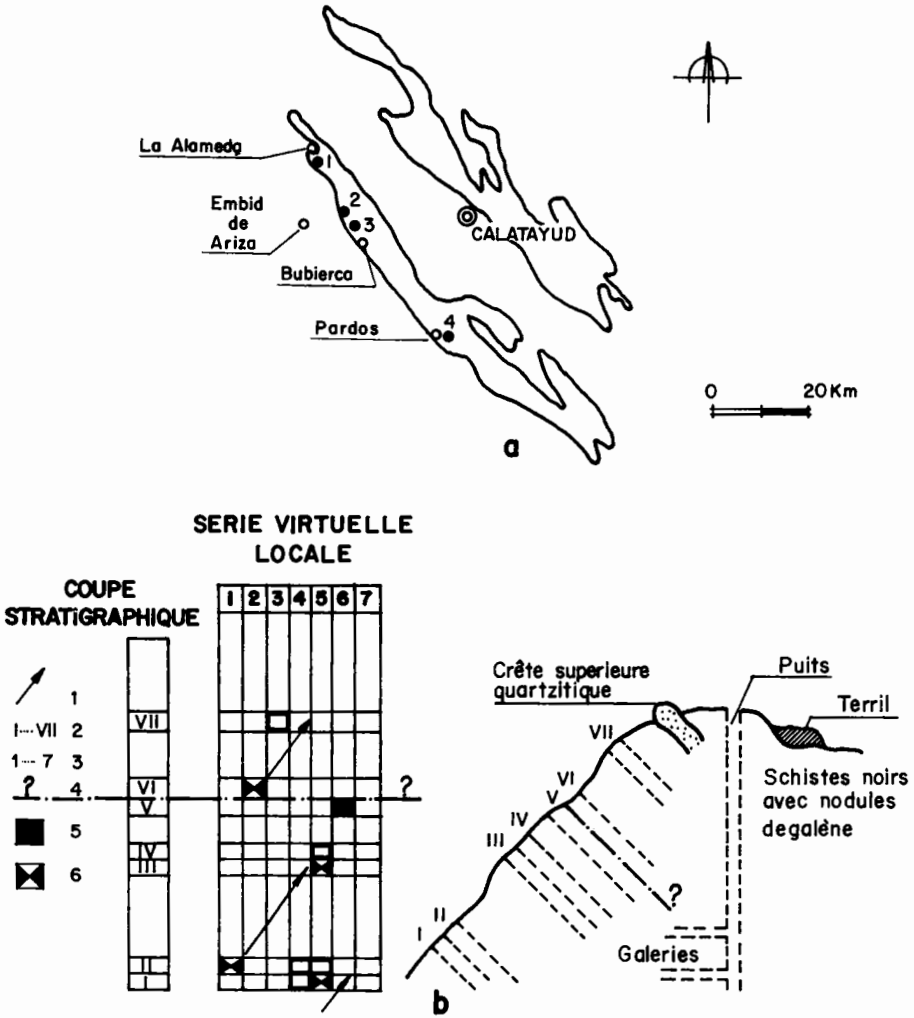


Fig. 4 : Situation géographique de la zone étudiée (a) et schéma de la sédimentation rythmique dans la colline d'Alameda (b 1. méga-rythmes; 2. localisation des échantillons; 3. types de roches; 4. niveau stratigraphique probable des schistes noirs ànodules de galène; 5. carbonates présents). (D'après MONSEUR, MORCILLO LOPEZ, GUTIERREZ MAROTO et GUIJARRO GALIANO, 1975).

En résumé, la minéralisation d'Alameda résulterait d'un dépôt syngénétique sédimentaire en certaines couches préférentielles du Trédamocien (contrôle stratigraphique), suivi d'une remobilisation dans une zone fracturée lors d'une phase ultérieure (contrôle tectonique).

b) Bubierca, Embid de Ariza, Pardo (Saragosse).

Dans l'ancienne mine «La Pedraza» (Bubierca) (fig. 4a), la minéralisation observée dans les haldes consiste en chalcopyrite, blende et galène localisées dans du quartz provenant de «filons» sub-parallèles à la stratification, encaissés dans des schistes noirs, de texture fine, pauvres en quartz et plus ou moins plissés.

Le remplissage «filonnien» stérile consiste en quartz d'exsudation, ce phénomeme étant réduit et enticulaire en surface; toutefois, son abondance dans les terrils permet de supposer un processus plus important en profondeur. Ce quartz présente différentes textures et déformations en relation avec les phases tectoniques qui ont affecté la région.

Aux environs de la mine — et cette observation est valable entre «La Pedraza» et «Embid de Ariza» — les quartzites blanchâtres et stériles, intercalés entre schistes, sont lenticulaires mais n'apparaissent groupés en paquets qu'en certains endroits correspondant à certaines structures paléogéographiques; des variations latérales de faciès affectent donc cet horizon de l'unité D du Trémadocien. De l'examen microscopique réalisé à partir de roches recueillies dans les haldes, il ressort que si trois faciès pétrographiques (argileux; argilo-gréseux-gréseux) sont affectés d'exsudation, seul le faciès «argileux» conduit à une concentration plus ou moins importante de métaux.

D'autre part, à «La Pedraza», «Embid» et «Pardos» on relève des phénomènes similaires: quartz d'exsudation entre schistes noirs; association de chalcopyrite, blende et galène; exsolutions de chalcopyrite dans la blende .Ce sont là, trois manifestations d'un même phénomène génétique.

Ainsi, les processus d'exsudation et de minéralisation sont en relation avec:

— la nature du sédiment originel, et de ce fait sensibles aux variations verticales et latérales de faciès (paléogéographie)
— le fond géochimique, local et régional
— les actions tectoniques.

3.2. Sierra Menera

Gisements de fer

Les gisements (paragenèse: limonite terreuse, hématite jaune compacte, sidérose-psilomélane) de la Sierra Menera (fig. 1, IV), de grand intérêt économique*), se présentent sous forme de masses (Almohaja, Navaloscharcos, Navalazarza, Piedras Blancas, La Marajosa, Ojos Negros, Setiles, . . .) (I. G. M. E. 40, 1974; I. G. M. E., 1975b) plus ou moins stratiformes, localisées dans la formation Menera (épaisseur: 25—100 mètres) appartenant à l'Asghillien.

La formation Menera se compose d'argile, de limonite, de carbonates de différents types ainsi que de schistes clairs sans minéralisations.

*) Par ailleurs de grandes masses de sidérite ont été découvertes récemment par sondages (Fernandez Rubio, 1971). Réserves de plus de 100 millions de tonnes avec une teneur moyenne de 51,5% en fer (Fernandez Rubio, 1971).

Le carbonate — massif, originellement récifal (présence de tétracoralliaires) — a subi des phénomènes de karstification et de métasomatose avec enrichissement hétérogène en fer et magnésium (calcaire, dolomie ankéritique, sidérose et magnésite).

Quant à l'origine des dépôts, trois hypothèses ont été avancées:

— sédimentaire: avec précipitation de fer, facilitée par l'activité biologique d'un récif;
— métasomatique: grâce à l'action de fluides minéralisateurs ascendants. Les défenseurs de cette genèse justifieraient ainsi l'apparition de la série dolomie-ankérite-sidérite-magnésite et la présence de barytine.
— épigénétique suite à l'attaque des formations carbonatées chargées d'ions ferreux et ferriques, provenant de l'oxydation atmosphérique de masses de pyrite préexistantes; ce phénomene aurait eu lieu au Permo-Trias (CANADA GUERRERO, 1972).

Toutefois, on peut penser aussi à une origine primaire sédimentaire suivie d'enrichissement par dissolution (FERNANDEZ RUBIO, 1971, 1975b).

D'autre part au sein de la série carbonatee asghillienne dans l'anticlinal de Sierra Merena—Cerro de la Coronilla (Teruel et Guadalajara), on a découvert des intercalations stratiformes de magnésite*) dont l'origine n'est pas précisée (FERNANDEZ RUBIO et BARANDIARAN ALCORTA, 1975a; LIARTE HURTADO, 1975).

Conclusions

L'examen des faits et des interprétations génétiques ayant trait aux minéralisations siluro-ordoviciennes d'Espagne, nous a conduit à élaborer un document synthétique (Tableau I) où figurent:

— la localisation stratigraphique, géographique et lithologique des concentrations et indices;
— le ou les processus (magmatisme, volcanisme, métamorphisme, tectonique, paléogéographie) qui ont contrôlé la formation des dépôts;
— les types de gisements et leurs paragenèses.

A partir de ce document et de données économiques disponibles, il nous a été possible de dégager les principales conclusions suivantes:

1. Les minéralisations variées (Hg, Fe, Cu, Pb, Zn, Sb, Mg) d'importance inégale ainsi que les indices minéraux (Ti, Zr, U, Th, Ba) se localisent à différents niveaux stratigraphiques (Trémadocien, Llandeilien, Asghillien, Llandovérien et Silurien supérieur) en relation avec divers faciès lithologiques: quartzitiques (Hg), gréso quartzitiques (Zr, Ti, U, Th), schisteux (Fe, Cu, Pb, Zn, Sb) et carbonatés (Fe, Pb, Ba, Mg).

2. Du point de vue importance économique, deux types de gisements retiennent l'attention: ceux d'Almaden, les plus grand dépôts de mercure du Monde (I. G. M. E., 1972c, SIERRA, 1974); ceux de fer, actuellement en pleine activité (I. G. M. E., 1972b), dans les concessions minières Wagner—Vivaldi (Nord-Ouest) et dans la Sierra Menera (Cordillère Ibérique).

D'autre part, les minéralisations cuprifères connues dans le Nord-Est de la Province de La Coruña seraient susceptibles d'exploitation économique.

*) On parle de puissances variables mais parfois considérables (122—140 mètres) (LIARTE HURTADO, 1975).

Quant aux gîtes de stibine-galène du Sud-Est de Galice ainsi que celles de plomb-zinc-cuivre de «Peñalcazar» (Soria) — «La Pedraza» (Bubierca) dans la branche occidentale de la Cordillère Ibérique, ils sont actuellement abandonnés tandis que les placers fossiles uranifères de Sierra Morena ne présentent pour l'instant aucun intérêt.

3. Du point de vue origine, on relève les types de dépôts suivants:

a) strictement syn-sédimentaires, sans relation génétique avec des roches ignées. Ce sont les gisements ferrifères du Nord-Ouest (Wagner—Vivaldi) (Llandeilien) localement affectés par des intrusions granitiques postérieures.
b) de concentration mécanique, avec les placers fossiles de minéraux radioactifs (Ordovicien).
c) originellement syn-sédimentaires, sans liaison avec des roches ignées mais indiquant une nette sécrétion latérale.
Il s'agit des anciens gîtes de plomb-zinc-cuivre compris entre «La Alameda» et «Pardo» et localisés dans le Trémadocien de la branche occidentale de la Cordillère Ibérique.
d) syn-sédimentaires mais dans un contexte géologique renfermant des roches ignées.
C'est le cas: des indices plombifères situés dans les formations carbonatées de l'Asghillien du Sud-Est de la Galice; du gisement d'Almaden où le mercure aurait été préconcentré dans des schistes pyriteux (Llandoverien) riches en matières organiques et où le volcanisme aurait simplement fourni l'énergie nécessaire pour amorcer des mouvements de convection.
e) à la fois syn-sédimentaire, volcano-sédimentaire et avec sécrétion latérale.
L'exemple correspond aux minéralisations d'antimoine relevées dans des schistes siliceux intermédiaires entre calcaires asghilliens et grès valentiens du Sud-Est de la Galice où la stibine provient à la fois de sédiments ordoviciens, de manifestations volcaniques et a subi une remobilisation partielle dans les fractures au cours de l'orogénie hercynienne.
Les types de dépôts a), c), d) et e) sont à rapprocher l'un de l'autre de par l'existence de contrôles identiques: stratigraphiques, lithologiques, paléogéographiques.
En outre, pour les types c) et e) les facteurs structuraux ont également joué un rôle et les études actuellement en cours sur les types de dépôts c) semblent indiquer qu'en plus du plomb, du zinc et du cuivre, la stibine et la barytine obéiraient à ces mêmes contrôles.
f) syn-sédimentaires avec remobilisation métamorphique. C'est vraisemblablement le cas des dépôts de fer-cuivre du Nord-Est de la Province de La Coruña où la sédimentation hétérogène du Silurien a en outre été marquée par des apports volcaniques acides et basiques. En fait, l'étude des minéralisations originellement syn-sédimentaires de cette région est rendue très difficile de par la complexité du cadre géologique de la Galice (Dentex, 1966; Ypma, 1966; van Zuuren, 1969).
e) d'origine non précisée.
Ce sont les gisements de fer et de magnésite dans l'Asghillien de la Sierra Menera.

A cette liste de dépôts, il convient d'ajouter que:

— certains sables aurifères de Galice (rió Sil, Montefurado) résulteraient vraisemblablement de l'érosion d'ampélites pyrito-aurifères du Silurien (Garcia Vilado-

MAT Y MARQUINA, 1934; HERNANDEZ SAMPELAYO, 1934, 1951; ARMENGOT DE PEDRO et CAMPOS JULIA, 1975.

— la pyrite ou la marcassite, disséminée ou en nodules, apparaît dans les schistes et calcaires gothlandiens situés entre Rocabruna et Riutort (Gerona) en bordure de la zone axiale pyrénéenne (ABRIL HURTADO, 1972) ainsi que dans les schistes noirs du «Cerro de Santa Creu de Olorde»)W—N. W. Barcelone) appartenant au Gothlandien moyen (FONTBOTE, MARTIN VIVALDI, RIOS et FENOLL, 1962).

— les minéralisations de manganèse-barytine de la Sierra de la Culebra seraient en relation avec le volcanisme ordovicien (SIERRA et ORTIZ, 1971).

— lesminéralisations plombo-zincifères de Bonabe se situent dans les couches de l'Ordovicien supérieur des Pyrénées centrales (BOIS, BERTRANEU, BOULADON, GUIRAUDIE et PROUHET, 1972) (fig. 5).

Bien qu'il n'entre pas dans nos intentions d'établir ici d'une manière détaillée des rapprochements entre les minéralisations siluro-ordoviciennes d'Espagne et celles du même âge d'autres pays, nous présenterons seulement — au terme de cette étude et en guise d'introduction à un projet de travail en collaboration — les quelques réflexions suivantes:

— Les anciens gîtes de «Peñalcazar (Soria)-La Pedraza (Bubierca)» dans la branche occidentale de la Cordillère Ibérique et les concentrations des Monts du Minervois (Villeneuve, Montagne Noire) ont en commun une minéralisation plombo-zincifère localisée dans le Trémadocien (BOYER et ROUTHIER, 1958) (fig. 5).

— Les gisements de fer oolithique du Llandelien du Nord-Ouest de l'Espagne*) sont évidemment à paralléliser avec ceux du bassin de Normandie (Llandellien) et du bassin d'Anjou-Bretagne (Arénigien) en France (fig. 5). D'autres gisements de fer sédimentaires ordoviciens existent également en Thuringe, en Bohême, au Maroc et au Canada (RAGUIN, 1955, 1961; ROUTHIER, 1963).

— Les minéralisations plombo-zincifères de Bonabe se rattachent aux importants gisements de Pierrefitte (BESSON, 1972) et de Carboire (BOIS, BERTRANEU, BOULADON, GUIRAUDIE et PROUHET, 1972) localisés à la limite Ordovicien-Silurien et appartenant à la province métallogénique des Pyrénées Centrales (fig. 5). Quant aux dépôts de plomb-antimoine du Sud-Est de la Galice (fig. 5) ils occupent la même position stratigraphique que ceux de plomb-zinc des Pyrénées; d'autre part à Pierrefitte, comme dans le Sud-Est de la Galice, les minéralisations sont associées à un volcanisme.

— Le gisement d'Almaden est à rapprocher de différents gisements européens de mercure et d'antimoine. Parmi ces derniers, figurent les indices de Bretagne (Belligne—La Rouxière) (fig. 5) localisés dans des formations situées stratigraphiquement à la limite Ordovicien-Silurien et composées de schistes pyrito-siliceux encadrés par des grès ainsi que de spilites et de kératophyres. La minéralisation consiste en cinabre, pyrite, blende, stibine, chalcopyrite, cuivre gris et apparaît uniquement dans les zones fracturées (SAUPE, 1973).

Pour ce qui est des dépôts de scheelite liés aux strates et connus en particulier en Sardaigne (ANGERMEIER, 1964), dans les Alpes (HÖLL, MAUCHER et WESTENBERGER, 1972; MAUCHER, 1974), en Montagne Noire (BOYER et ROUTHIER, 1974) et localisés respectivement dans les formations de l'Ordovicien supérieur — Dévonien inférieur,

*) Dans l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne et du Portugal, plus de 400 × 10^6 tonnes de fer correspondent à des dépôts d'origine sédimentaire (WALTHER et ZITZMANN, 1972).

de l'Ordovicien-Silurien, et du Briovérien-Cambro-Ordovicien, ils font actuellement l'objet d'études détaillées en Espagne*). Toutefois, si dans les trois premières régions ces dépôts sont indépendants de toute granitisation, par contre pour les gisements espagnols l'absence de toute influence magmatique serait moins certaine (LUACES et BURJHALTER, 1971; I. G. M. E., 1972f.).

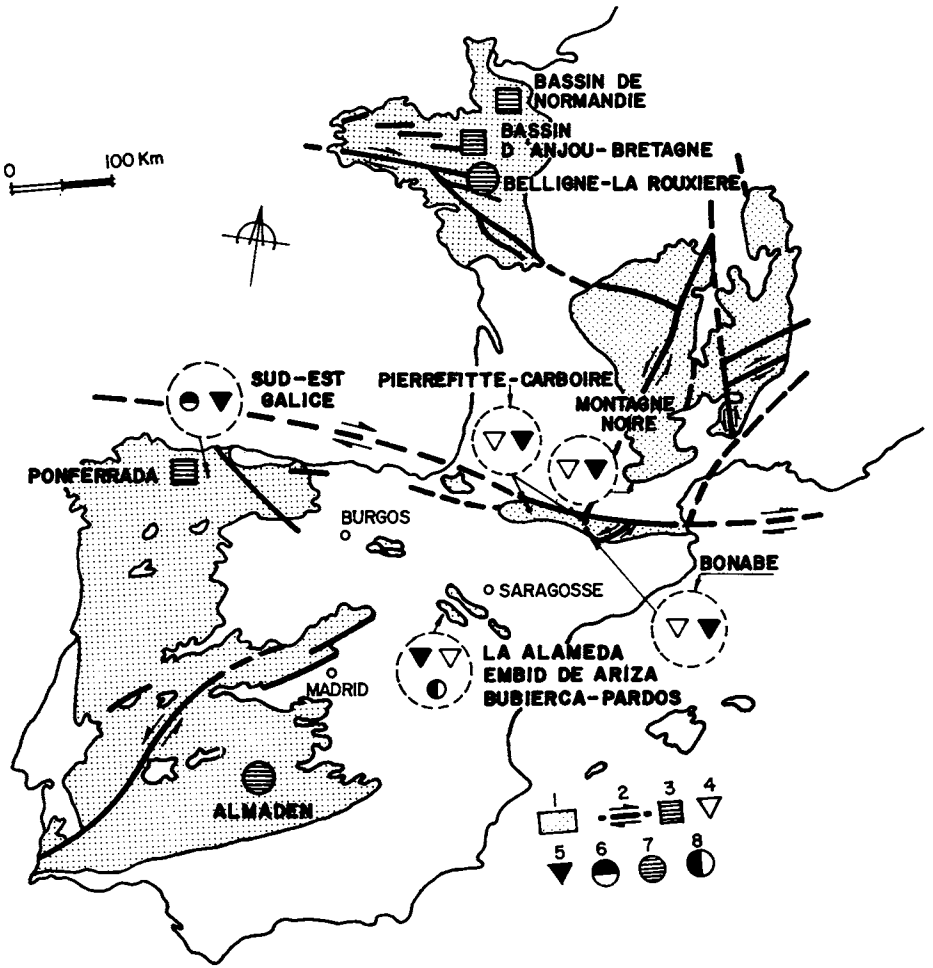


Fig. 5: Comparaison entre quelques minéralisations siluro-ordoviciennes (D'après: LUNAR HERNANDEZ, 1975; GUILLOU, 1969, 1971; SAUPE, 1973; MONSEUR, MORCILLO LOPEZ, GUTIERREZ MAROTO et GUIJARRO GALIANO, 1975; BOIS, BERTRANEU, BOULADON, GUIRAUDIE et PROUHET, 1972; BESSON, 1972; BOYER et ROUTHIER, 1958; RAGUIN, 1961; ROUTHIER, 1963 pour les minéralisations — JULIVER, FONTBOTE, RIBEIRO et CONDE, 1974; MATTAUER, 1973 pour les principaux décrochements tardi-hercyniens).
(1. Cristallin et Paléozoïque; 2. décrochements tardi-hercyniens; 3. fer sous forme d'oxydes, sidérite, chlorite, ...; 4. zinc; 5. plomb; 6. antimoine; 7. mercure; 8. cuivre).

*) Etudes entreprises par les laboratorios de l'Université de Salamanque sous la direction du Prof. A. ARRIBAS, que je remercie vivement pour l'entretien accordé.

Bibliographie

ABRIL HURTADO, J. : Estudio geológico del borde axial pirenaico entre Rocabruna y el Riutort (Gerona) — Bol. Geol. y Min. del Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, LXXXIII—V, 457—496, 1972.

ADARO, L., et JUNQUERA, G. : Criaderos de hierro de España : Criaderos de Asturias — Mém. del Inst. Géol. y Min. de España, Madrid, II, 676p, 1916.

ALIA MEDINA : Les gîtes des minéraux radioactifs en Espagne — et leurs possibilités — Actes Conf. Intern. Utilis. Energ. Atom. Fins. Pacif., Nations Unies, Genève, VI, 222—224, 1956.

ALMELA, A., et FEBREL, T. : La roca frailesca de Almadén : un episodio tobáceo en una formación basáltica del Siluriano superior — Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 59, 41—72, 1960.

ALMELA, A., ALVARO, M., COMA, M., FELGUEROS, C., et QUINTERO, I. Estudio geológico dela región de Almadén — Bol. del Inst. — Geol. y Min. de España, Madrid, LXXIII, 193—327, 1962.

ALMELA, A., et DEL VALLE DE LERSUNI, J. : Estudio geológico de la zona Ponferrada — Tremor de Abajo — Breviora Geológica Asturica, Univ. Oviedo, Año VII, Núms. 1—4, 3—26, 1963.

AMSTUTZ, G. C., et BERNARD, A. J. : Ores in sediments — International Union of Geological Sciences, Series A, Number 3. — VIII International Sedimentological Congress Heidelberg, August 31—September 3, 1971, — 350p., Berlin—Heidelberg (Springer-Verlag) 1973.

ANGERMEIER, H. O. : Die Antimonit-Scheelit-Lagerstätten des Gerrei (Südostsardinien, Italien) und ihr geologischer Rahmen. Diss. München, 62p., 1964.

ARMENGOT DE PEDRO, J., et CAMPOS JULIA, C. : Resumen de los conocimientos existentes sobre algunas mineralizaciones gallegas — I Congreso Hispano-Luso-Americano, Madrid—Lisboa, Tomo I, Sección 4, 409—428, 1971.

ARNOLD, M., MAUCHER, A., et SAUPE, F. : Diagenetic pyrite and associated sulphides at the Almaden mercury mine, Spain. — In : G. C. AMSTUTZ et A. J. BERNARD (op. cit.), 7—19, 1973.

ARRIBAS, A. : Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio : Santa Elena (Jaén) — Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geología), Madrid, 60, núm 2, 243—251, 1962.

ARRIBAS, A. : Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio. Su importancia económica e interés en el desarrollo energético del país. Studia Geológica, Univ. de Salamanca, IX, 7—63, 1975.

BESSON, M. : Le gisement de plomb et de zinc de Pierrefitte — 24 Congrès Géologique International, Montreal, 4, 335—337, 1972.

BOIS, J. P., BERTRANEAU, J., BOULADON, J., GUIRAUDIE, CH. et PROUHET, J. P. : Carboire — un nouveau type de minéralisation stratiforme en zinc-plomb dans les Pyrénées françaises — 24 Congrès Géologique International, Montreal, 4, 363—372, 1972.

BOUYX, E. : Les formations ante-ordoviciennes de la province de Ciudad Real (Espagne méridionale). Thèse, Paris, 410p, 1969.

BOUYX, E. : Contribution à l'étude des formations anté-ordoviciennes de la Meseta méridionale (Ciudad Real et Badajoz) — Mem. del Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 73, 263p, 1970.

BOYER, F., et ROUTHIER, P.: Observations sur deux niveaux minéralisés dans le Paléozoïque inférieur des Monts du Minervois (Montagne Noire, Aude). Minéralisations, lithologie et stratigraphie. Contribution au débat syngenèse-épigenèse — Bull. Soc. Geol. de France, Paris, 6e ser, 8, 257—266, 1958.

CALVO CALVO, F. A., et GUILEMANY, J. N.: Estructura del mineral de mercurio de Almadén — I Congreso Internacional del Mercurio, Barcelona, I, 177—188, 1974a.

CALVO CALVO, F. A., et GUILEMANY, J. M.: Mineralogénesis del mineral de mercurio de Almaden — I Congreso Internacional del Mercurio, Barcelona, I, 189—199, 1974b.

CANADA GUERRERO, F.: Yacimientos de mineral de hierro de — Sierra Menera, edad de su formación y experiencias de laboratorio que reproducen su génesis — Bol. Geol. y Min. del Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, LXXXIII—II, 181—186, 1972.

CAPDEVILA, R.: Sur la géologie du Précambrien et du Paléozoïque dans la région de Lugo et la question des plissements assyntiques et sardes en Espagne — Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, no. 80, 157—174, 1965.

CAPDEVILA, R.: Extension du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice Orientale, Asturies, Leon) — C. R. Somm. Soc. Geol. de France, Paris, 7, 277—279, 1967.

CAPDEVILA, R.: Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NW de l'Espagne). Thèse Montpellier, 450p, 1969.

DEN TEX, E.: Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristaline — Leidse. Geol. Meded, Leiden, 36, 211—222, 1966.

DÖRPINGHAUS, W. T.: Eisenerzlagerstätten vom Chamosittypus bei San Miguel de las Dueñas in der nordspanischen Provinz Leon — Arch. f. Lagerst., vol. 16, 1914.

FEBREL, T.: Estudio petrográfico de muestras de mineral de hierro de Sotelo (León) — E. N. ADARO, A. S. (Inedito), 1957.

FERNANDEZ POMPA, F., et HUERGA RODRIGUEZ, A.: Estudios geológicos en el N. E. de la Provincia de La Coruña. Su utilidad para futuras investigaciones mineras — Jornadas Minero-Metalúrgicas, V Nacionales — III Internacionales, Bilbao, I, 207—224, 1975.

FERNANDEZ RUBIO, R.: Los yacimientos de hierro de la Sierra, Menera (Teruel y Guadalajara) — Industria Minera, Bol. de Inform. del Consejo Sup. de Colegios de Ingenieros de Minas de España, Madrid, Año XIV, no. 125, 39—42, 1971.

FERNANDEZ, RUBIO, R., et BARANDIARAN ALCORTA, J.: Descubrimiento de un yacimiento de magnesita en Guadalajara y Teruel — Jornadas Minero-Metalúrgicas, V Nacionales — III Internacionales, Bilbao, Resumenes de las Comunicaciones, p. 99, 1975a.

FERNANDEZ RUBIO, R.: Características geológicas de las Minas de Ojos Negros (Teruel, Guadalajara) — In: IX Curso de Geología Práctica, Teruel, 133—141, 1975b.

FONTBOTE, J. M., MARTIN VIVALDI, J. L., RIOS, J., et FENOLL, P.: Las pizarras negras de Santa Creu de Olorde y sus productos de alteración — Mem. y Com. de la I Reunion Nacional de Geología, Breviora Geologica Asturica, Inst. Geol. Aplicada, Oviedo, Año VI, Núms. 1—4, 52—53, 1962.

GARCIA VILADOMAT, Y MARQUINA: Estudio de los yacimientos auríferos de la provincia de Leon — In: Carálogo descriptivo de los criaderos minerales de España, Consejo de Mineria, Madrid, Tomo II, 241—248, 1934.
GOMEZ DE LLARENA, J.: Un yacimiento de caolin sedimentario en la cuarcita armoricana de la Sierra del Pedroso (La Riegada, Aviles, Asturias) — Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 37, 75—91, 1955.
GUILLOU, J. J.: Contrubutión à l'étude des minéralisations ordoviciennes en antimoine de la Sierra de Caurel — (Prov. de Lugo et d'Orense, Espagne) — Sciences de la Terre, Nancy, XIV, no. 1, 5—26, 1969.
GUILLOU, J. J.: Quelques régularités dans la distribution de minéralisations sulfurées (en particulier en antimoine) dans les niveaux carbonatés du Paléozoïque inférieur du Géosynclinal Asturien — Ann. Soc. Geol. de Belgique, Liége, 94, 21—37, 1971.
GUTIERREZ MAROTO, A.: Estudio metalogénico sobre cobre, plomo y zinc de la rama Sur del Zócalo del Sistema Ibérico (Prov. Soria y Zaragoza) — Thèse (en préparation), Univ. Autónoma, Fac. Sc. Dep. Geología y Geoquímica, Madrid, 1976.
HERNANDEZ SAMPELAYO, P.: Criaderos de Hierro de España IV. Hierros de Galicia I, III — Mem. del Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, Vol. I, 1922.
HERNANDEZ SAMPELAYO, P., et A.: Memoria explicativa de la hoja núm. 193 (Astorga), Mapa geológico de España. — Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 27 et 35—36, 1934.
HERNANDEZ SAMPELAYO, P.: Criaderos de hierro de España. Hierros de Galicia (Tomo II, fasc. 1°) — Mem. del Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, T. IV, 1 vol. 373 pages, 1935a.
HERNANDEZ SAMPELAYO, P.: Criaderos de hierro de España. Hierros de Galicia (Tomo III, fasc. 2°) — Mem. Inst. Geol. Min. España, Madrid, T IV, 1 vol., 396 pages, 1935b.
HERNANDEZ SAMPELAYO, P.: El sistema Siluriano — Mem. del Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, t. 2 (I, II), 1 vol., 848p, 1942.
HERNANDEZ SAMPELAYO, P. et A.: Yacimientos de mineral de hierro Criadero de las minas «Wagner» — Número especial de Minería y Metallurgía, Madrid, 1—24, 1948.
HERNANDEZ SAMPELAYO, P et A.: Memoria explicativa de la hoja núm. 192, Lucillo (León). Mapa geológico de España — Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 1951.
HÖLL, R., MAUCHER, A., et WESTENBERGER, H.: Syn-sedimentary-diagenetic ore fabrics in the strata- and time-bound scheelite deposits of Kleinaretal and Felbertal in the Eastern Alps — Mineral. Deposita, Berlin, 7, 219—226, 1972.
I. G. M. E.: Mapa previsor de mineralizaciones de cobre. Mapa metalogenético de España (E. 1 : 1.500.000) — Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 31p., 1972a.
I. G. M. E.: Mapa previsor de mineralizaciones de hierro. Mapa metalogenético de España (E. 1.500.000) — Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 31p., 1972b.
I. G. M. E.: Mapa previsor de mineralizaciones de mercurio. Mapa metalogénetico de España (E. 1 : 1.500.000) — Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 32p., 1972c.
I. G. M. E.: Mapa previsor de mineralizaciones de plomozinc. Mapa metalogenético de España (E. 1 : 1.500.000) — Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 36p., 1972d.
I. G. M. E.: Mapa previsor de mineralización de wolframio. Mapa metalogenético de España (E. 1 : 1.500.000) — Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 30p., 1972e.

I. G. M. E.: Daroca, 40, Mapa Metalogenético de España (E. 1 : 1.200.000) — Inst. Geol. y Mins. de España, Madrid, 25p., 1974.
I. G. M. E.: Aviles, 3, Mapa Metalogenético de España (E. 1 : 200.000) — Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 22p., 1975a.
I. G. M. E.: Teruel, 47, Mapa Metalogenético de España (E. 1 : 200.000) — Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 23p., 1975b.
JOSOPAIT, V.: Das Kambrium und das Tremadoc von Ateca (Westliche Iverische Ketten, NE-Spanien — Münster. Forsch. Geol. Paleönto, Münster, H 23, 121p., 1972.
JULIVERT, M., MARCOS, A., et TRUYOLS, J.: L'évolution paléogéographique du Nord-Ouest de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien — Bull. Soc. Geol. et Minéralogique de Bretagne, (C), IV, 1, 1—7, 1972.
JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A., et CONDE, L.: Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares — Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 113p., 1974.
LIARTE HURTADO, J.: Nota preliminar sobre le hallazgo de un yacimiento de magnesita en Guadalajara — Bol. Geol. y Min. del Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, LXXXVI—III, 325—326, 1975.
LOTZE, F.: Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta — Geotekt. Forsch., Berlin, 6, 78—92, 1945.
LUACES, C., et BURKHALTER, J.: Mapas españoles previsores de mineralizaciones 1 : 500.000 — Contribución al conocimiento de las áreas metaliferas de estaño y wolframio — I Congreso Hispano-Luso-Americano, Madrid—Lisboa, I, Sección 4, 205—217, 1971.
LUNAR HERNANDEZ, R.: Estudio de los yacimientos de hierro del Noroeste de la Península. Avance de las características geológicas y mineralógicas — Tecniterrae. Rev. española de Geología y Minería, Madrid, 7, 14—23, 1975.
MARCOS, A.: Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias — Trabajos de Geología. Univ. Oviedo, no. 6, 1—113, 1973.
MARIN, A.: Investigación de los distritos mineros más importantes de España — Real. Acad. Ciencias, Madrid, I, 120p., 1949.
MARTIN MOYANO, R.: Estudio môcrográfico de cuastro muestras de mineral de hierro de la zone Galaico-Leonesa — Rev. Metal. Cenim, 2, múm 5, 1966.
MATTAUER, M.: Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre — Hermann, Paris, 493p., 1973.
MATTE, PH.: Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (NW de l'Espagne) — C. R. Som. Soc. Géol. de France, 2, 57—58, 1964.
MATTE, PH.: La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne) — Trav. Lab. Geol. Fac. Sc. Grenoble, 44, 1—128, 1968.
MAUCHER, A., et SAUPE, P.: Sedimentärer Pyrit aus der Zinnoberlagerstätte Almadén (Provinz Ciudad Real, Spanien) — Mineral. Deposita, Berlin, 2, 312—317, 1967.
MAUCHER, A., et HÖLL, R.: Die Bedeutung geochemisch-stratigraphische Bezugshorizonte für die Alterstellung der Antimonitlagerstätte von Schlaining im Burgenland, Österreich — Mineral. Deposita, Berlin, 3, 272—285, 1968.
MAUCHER, A.: Zeitgebundene Erzlagerstätten — Geol. Rundschau, Stuttgart, 63, 1, 263—275, 1974.
MONSEUR, G., MORCILLO LOPEZ, E., GUTIERREZ MAROTO, A., et GUIJARRO GALIANO, J.: Interes de las guias litoestratigráficas en prospección — II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Buenos Aires, II, 497—518, 1975.

PARGA, J. R.: Consideraciones sobre la paleogeografía durante el Cámbrico y Ordovicico en Asturias y Norte de León Bol. Geol. y Min. del Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, LXXX—II, 124—128, 1969.

PARGA, J. R.: Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas — Bol. Geol. Min. del Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, LXXXI—II. III, 115—143, 1970.

PASTOR MENDIVIL, M., et SUAREZ FEITO, J.: Mapa de los minerales de hierro de España — Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 63, 137—140, 1961.

PEREZ ESTAUN, A.: La estratigrafía y la estructura de la Rama Sur de la zona Asturoccidental-Leonesa (W de Leon, N. W. de España) — Memoria, Facultad de Ciencias, Sección Geol. Universidad de Oviedo, 191p., 1975.

RAGUIN, E.: Les gisements métallifères sédimentaires (discussions de leurs caractères à la lumière de quelques exemples) — Conf. Inst. de Géol à l'Université de Liége, mai, 1955.

RAGUIN, E.: Géologie des gîtes minéraux — Masson, Paris, 686p., 1961.

RECHENBERG, H. P.: El criadero de hierro «Vivaldi» en Ponferrada (León) — Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 48, 107—144, 1957.

ROMERO, J.: El criadero de plomo de Peñalcazar — In: Catálogo de los criaderos minerales de España, Consejo de Mineria, Madrid, Tomo II, p. 300, 1934.

ROUTHIER, P.: Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche — Masson, Paris, 1282p., 1963.

SAN MIGUEL ARRIBAS, et MONTOTO, M.: Observaciones texturales sobre las cuarcitas del Criadero (Almadén) en relación con las mineralizaciones de Cinabrio — I Congreso Internacional del Mercurio, Barcelona, I, 171—175, 1974.

SAN MIGUEL ARRIBAS, A., et PAULITSCH, P.: Petrofabrics of Almaden quartzites — I Congreso Internacional del Mercurio, Barcelona, I, 201—205, 1974.

SAUPE, F.: Note préliminaire concernant la genèse du gisement de mercure d'Almaden-Mineral. Deposita, Berlin, 2, 26—33, 1967.

SAUPE, F.: La géologie du gisement de mercure d'Almaden (Province de Ciudad Real, Espagne) — Sciences de la Terre, Nancy, Mém. no. 29, 342p., 1973.

SAUPE, F.: Elements for a reappraisal of the geology of the Almadén mercury deposit (Province of Ciudad Real, Spain) I Congreso Internacional del Mercurio, Barcelona, II, 483—489, 1974.

SCHMITZ, V.: Stratigraphie und Sedimentologie im Kambrium und Tremadoc der Westlichen Iberischen Ketten nördlich Ateca (Zaragoza, NE-Spanien) — Münster. Forsch. Geol. Paleönt, Münster, H 22, 123p., 1971.

SIERRA, J., et ORTIZ, A.: Introducción a la Metalogenia de España — I Congreso Hispano-Luso-Americano, Madrid—Lisboa, Tomo I, Sección 4, 379—406, 1971.

SIERRA, J.: Perspectivas de reservas y recursos del mercurio en el mundo — I Congreso Internacional del Mercurio, Barcelona, I, 407—436, 1974.

SUAREZ FEITO, J. J.: Bosquejo metalogénico de España, excluido carbón e hidrocarburos — Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, 72, 305—312, 1963.

VAN ZUUREN, A.: Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain) — Leidse. Geol. Med., Leiden, 45, 1—71, 1969.

VELANDO, F., et MARTINEZ DIAZ, M.: Memoria explicativa de la hoja no. 159 de Bembibre. Mapa Geológico de España (Escala 1 :500.000) — Madrid, 1973.

WALTHER, H. W. et ZITZMANN, A.: On the metallogeny of iron in Europe. Presentation of the international map of iron ore deposits in Europe, 1 : 250.000 — 24 Congrès Géologique International, Montreal, 121—130, 1972.

YPMA, P. J. M.: Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia occidental (España) — Leidse. Geol. Med., Leiden, 36, 279—291, 1966.

ZUCHETTI, S.: Osservazioni sul giacimento mercurifero di Almadén in Spagne — Industria Mineraria, Madrid, serie II, v. 17, no. 12, 529—537, 1966.

Project 6

Diagnostic Features of Base Metal Occurences in Dolomites and Limestones

L. KOSTELKA

The Lead and Zinc Ores of the Raibl (Cave del Predil- Northern Italy) Zone: New Metallogenic Data

L. BRIGO and P. OMENETTO*)

Summary

The ore concentration process at Raibl appears to be in connection with the following paleogeographic and paleotectonic parameters:

a) the eastern border of the Valbruna-Raibl W—E- trending Carnian basin (ore-bearing area);
b) the upper Dolomia Metallifera (host rock);
c) the "Buchenstein" (lower stratigraphic limit of ore distribution);
d) the lowermost part of the Calcare del Predil Formation (upper stratigraphic limit of ore distribution);
e) the N—S and NE—SW Triassic faults (ore concentration lines).

The ore deposition took place essentially by means of epigenetic, per descensum mechanism, in form of internal mechanical and chemical sediments, within a well-defined framework of syntectonic fissures and solution cavities, strictly depending on the geometric pattern of Triassic fault system. Both syngenetic faults and ores underwent the late alpine tectonics effects. Among these, highly significant for mining exploration progress is the NE—trending block faulting, discovered by the writers in the northern sector of the mine.

The positive influence of all the above mentioned paleogeographic and paleotectonic parameters on the lead- zinc concentration process is confirmed, at least to a certain degree, by the first ore exploration results in the Valbruna area.

In this paper we will not deal with the problem of metal source, ascribed to joined Triassic volcanism and Tertiary magmatism by DI COLBERTALDO, and to Triassic volcanism by ROMAGNOLI and ZELLER. A correct approach to this problem (in reality not essential to the aims of ore exploration in the Raibl region) would be possible only by taking into account the whole "family" of lead, zinc, fluorite and barite Triassic deposits in the Eastern Alps, as well as their "heritage" relationships with the former metallogenic epochs in the same paleogeographic province.

Introduction

Since severall years ore exploration is in progress on the whole territory of the Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia (Northern Italy). A significant part of the exploration program is carried out in the Raibl lead-zinc district, located near the boundary with Austria and Yugoslavia. The program is financially supported by the Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia and by the Consiglio Nazionale delle

*) Prof. Dr. Luciano BRIGO, Istituto di Mineralogia, Cattedra di Giacimenti Minerari, Via Botticelli, 23, Milano.

Prof. Dr. Paolo OMENETTO, Istituto di Mineralogia e Petrologia, Cattedra di Giacimenti Minerari, Corso Garibaldi, 37, Padova.

Ricerche (Rome). The researches are undertaken by the Italian team of the IUGS-UNESCO (IGCP: International Geological Correlation Program) Project N. 73/1/6: "Diagnostic features of base-metal occurrences in dolomites and limestones."

Geological data

A first and essential stage for ore exploration in the Raibl district was a detailed review of the geology between the Rio del Lago and the Valbruna valleys (Fig. 1). This review was accomplished by Prof. Dr. R. ASSERETO (Institute of Geology, University of Milan) with the collaboration of the first writer.

As it is known from the studies of the former authors (DI COLBERTALDO, 1948, 1967; ROMAGNOLI, 1966; ZELLER, 1970) the economically important Raibl lead-zinc deposit is located within a thick (more than 1000 m) carbonate buildup (the so-called Dolomia Metallifera, of middle-upper Triassic age). The Dolomia Metallifera is covered by the Carnian units (Raibl Group). An upper (thickness: 500—600 m according to ROMAGNOLI, 1966) and a lower Dolomia Metallifera are individualized in the mine by a peculiar intercalation ("Buchenstein" of the miners). This intercalation (average thickness: 50—60 m) consists of well-stratified, dark bituminous limestones, green tuffaceous sandstones and tuffites. The "Buchenstein" is indicated to present limited paleogeographic extension (ZELLER, 1970). The mineralization is considered to develop along both the upper and lower Dolomia Metallifera up to the contact with the Raibl beds. The lead-zinc ores are linked to mainly north-south striking faults.

These faults were first defined as syngenetic by R. ASSERETO (R. ASSERETO et al., 1968, p. 33, 54 and Fig. 8) on the ground of detailed sedimentological observations on the lowermost Carnian series (Calcare del Predil Formation) at the top of the Dolomia Metallifera. Consequently and from the ore exploration viewpoint, came standing out: 1. the possibility to demonstrate that the geometry and distribution of the Raibl ores were not fortuitous, but linked to a well-defined Triassic metallotect; and 2. the necessity to verify in the neighbouring areas the eventual occurrence of similar paleogeographic and paleotectonic situations, favorable to ore concentration.

The exploration program, performed in this topics, led us to the following results (BRIGO and OMENETTO, 1976):

I. The "Buchenstein", so far known only in the Raibl mine (ROMAGNOLI, 1966; ZELLER, 1970) has been recognized in well-exposed outcrops and in the same stratigraphic position at the Cima del Cacciatore and in the Torrente Carnizza basin (Valbruna area). A "Buchenstein" of reduced thickness (1—2 m of green marly, pyrite-bearing layers) is present in the southern Valbruna. The rock types are similar to the "green argillaceous tuffs" observed by DI COLBERTALDO in the same zone, within the Dolomia Metallifera of the Jof di Miezegnot (see discussion in KOSTELKA and SIEGL, 1966, p. 134).

In the middle-southern sector of the Raibl mine the "Buchenstein" sequence clearly underlines the lower stratigraphic limit of the economic ore. Therefore, the lead-zinc mineralization appears to be spatially linked only to the upper Dolomia Metallifera. It must be emphasized that the "Buchenstein", in underground workings, extends far beyound the paleogeographic northward closure estimated by ZELLER (1970). The unit is recognized, with its typical lithology, by boreholes to the south (Clara Shaft) and also on the northern side of the Bärenklamm

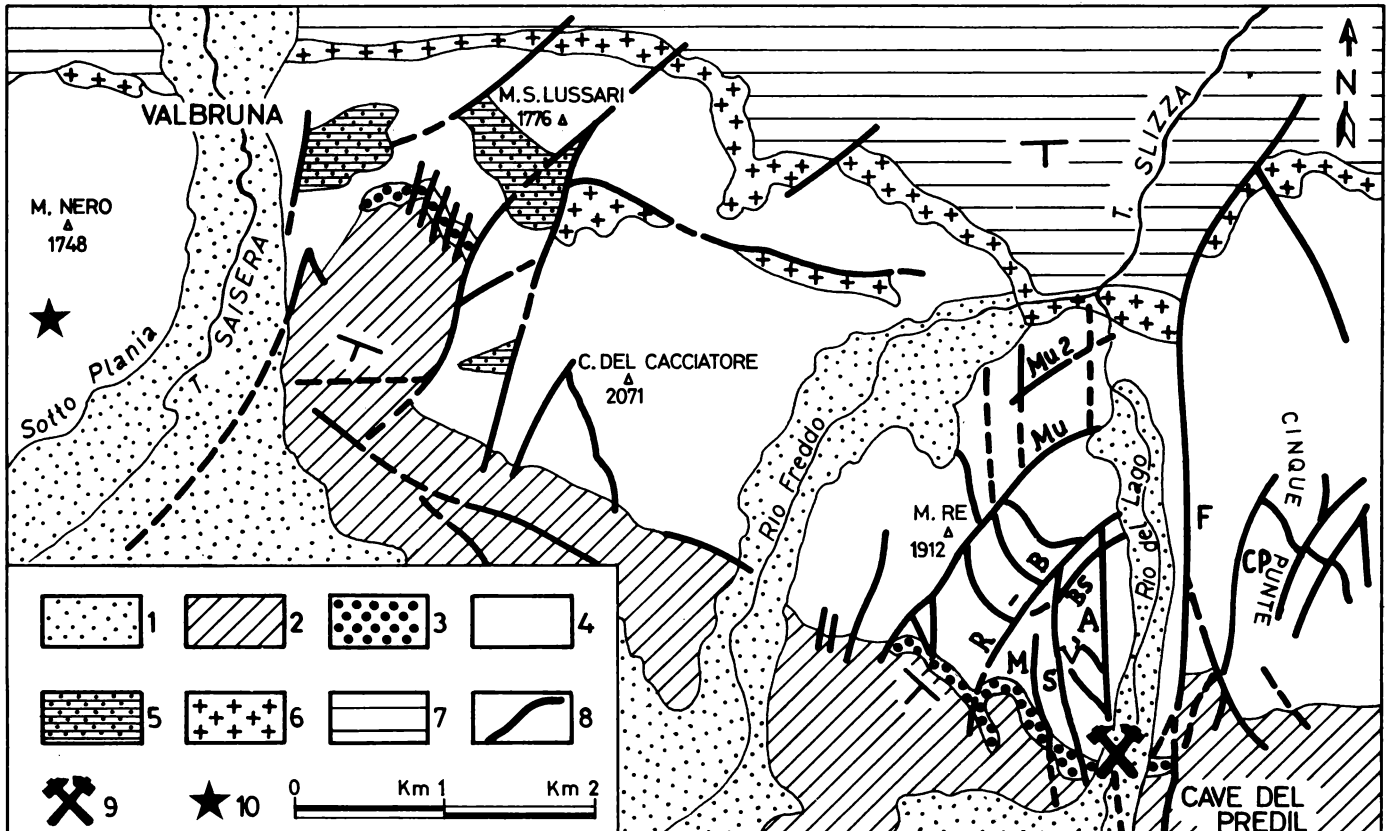


Fig. 1: Generalized geologic map of the Raibl (Cave del Predil) — Valbruna area (ASSERETO and BRIGO, 1974). Explanation: 1. Quaternary; 2. Carnian: upper part of the Calcare del Predil Formation and Rio del Lago, Rio Conzen and Tor Formations; 3. Lower Carnian: lowermost part of the Calcare del Predil Formation; 4. Ladinian-Carnian: Dolomia Metallifera; 5. Ladinian-Carnian: "Buchenstein" intercalated within the Dolomia Metallifera; 6. Lower Ladinian: Rio Freddo Volcanites; 7. comprehrnsive Lower Ladinian + Anisian + Scythian Formations; 8. Faults (in the Raibl mine): R—B: Rinnengraben—Bärenklamm; BS: Bärenklamm Sud; M: Abendblatt—Morgenblatt; S: Struggl; A: Aloisi; V: Vincenzo; F: Fallbach; CP: Cinque Punte; Mu: Muda; Mu 2: Muda 2; 9. Raibl mine; 10. Galena outcrops in the Dolomia Metallifera of the M. Nero (Valbruna).

fault (Giuseppe Level). Moreover, on the southern side of the same fault (Fig. 2) in the deepest northward sector of the mine, the most recent workings along the Aloisi fault crossed a rather continuous "Buchenstein" facies. This fact seems to be in agreement with our recent discovery of a north-east trending, well-developed block faulting in the whole mineralized area limited northwards by the Bärenklamm fault. In this area, the Aloisi Nord and Cantiere NE orebodies remain therefore (disregarding vertical displacement caused by block faulting) above the stratigraphic "Buchenstein" niveau. In favour of this conclusion speaks also the lithology of the enclosing dolomite (belonging to the upper Dolomia Metallifera facies).

II. The Raibl lead-zinc deposit is located at the eastern border of the W—E-trending Valbruna—Raibl Carnian basin. The areal distribution of ore-grade mineralization appears to coincide with the paleogeographic extension of the lowermost part of the Calcare del Predil Formation (well-stratified, dark bituminous marls and dolomites). The ore concentration pattern depends strictly on the N—S and NE—SW (see later) syngenetic tectonics.

III. The preceding geological observations allowed definition of another interesting area in the Valbruna valley. This area, symmetrical within the Carnian basin as compared with the Raibl zone, is characterized (with some minor differences) by the same fundamental paleogeographic and paleotectonic parameters. A detailed geological, geochemical and mineralogical prospecting in the Valbruna region was accomplished during last year. Among the results must be emphasized the discovery of mineralized outcrops (N—S-trending fissures filled with coarse galena and dolomite) in the Dolomia Metallifera of the M. Nero, in the Jof di Miezegnot massif (Fig. 1).

The Raibl deposit: new metallogenic data

Recent Interpretations

Looking to adequate development of the ore exploration program, a particular research was undertaken by the writers on the Raibl deposit (Brigo and Omenetto, 1976). The metallogenic data we expose below will be probably more intelligible when compared with the preceding genetic statements of the modern Raibl literature (Di Colbertaldo, 1967, 1968; Romagnoli, 1966; Zeller, 1970). According to Di Colbertaldo the deposit originated as a result of the action of ascending hydrothermal solutions. A weak syngenetic (exhalative-sedimentary) mineralization, of Triassic age, is observable only at the contact Dolomia Metallifera-Raibl Group sediments. This mineralization consists of crystalline sphalerite, galena and pyrite. The fundamental mineralization (including yellow and red, mainly colloform sphalerite, galena, pyrite (melnicovite) with dolomite and minor barite gangue) is epigenetic hydrothermal in character, of post-Triassic to alpine age. The mineralizing solutions replaced the limestone along the N—S (Abendblatt—Morgenblatt, Struggl, Aloisi and Fallbach) and NE (Rinnengraben—Bärenklamm) faults. According to Zeller and Romagnoli the ore distribution within the whole (upper and lower) Dolomia Metallifera complex and along the major faults is stratigraphically controlled. The orebodies are pre-tectonic. The scarce remnants of primary ore fabrics indicate that the deposit is synsedimentary in origin, genetically linked to the upper Ladinian volcanism, and later metasomatically modified to the present form by diagenesis and tectonics.

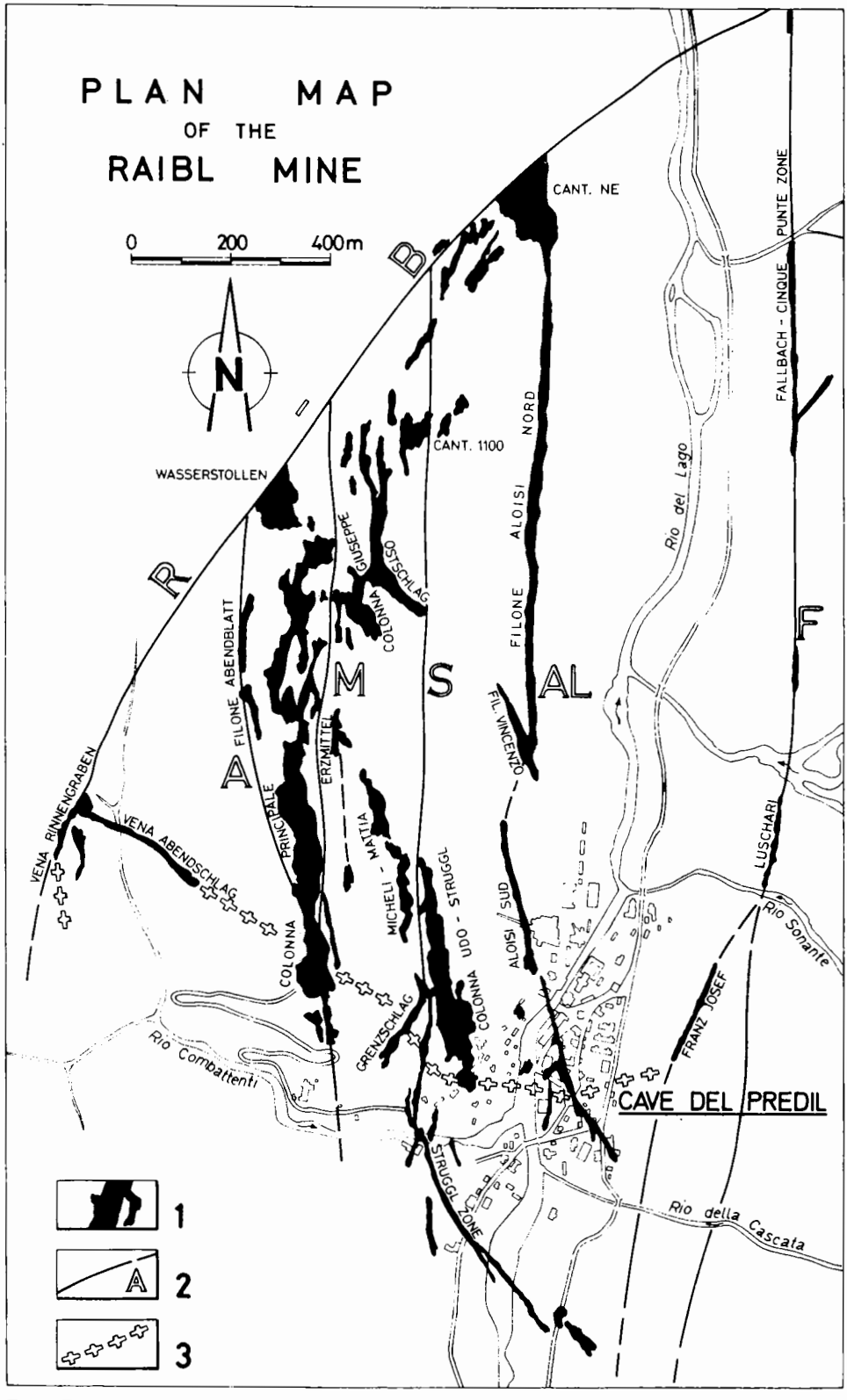


Fig. 2: Plan map of the Raibl mine. Explanation: 1. Mineralized stocks ("colonne") and veins ("filoni" and "vene"); 2. main ore-controlling faults: R—B: Rinnengraben—Bärenklamm; A: Abendblatt; M: Morgenblatt; S: Struggl; AL: Aloisi; F: Fallbach; 3. outcropping base of the lowermost part of the Calcare del Predil Formation.

Present Observations

The detailed mineralization analysis confirmed the close dependence of ore distribution on both the north-south and north-east syngenetic faults. The most significant examples are:

a) the ore-grade dark breccia at the "contatto scisti" (stratigraphic contact between the Dolomia Metallifera and the lowermost Calcare del Predil Formation) along the Struggl fault: it was defined as a late tectonic breccia by Di Colbertaldo (1956, 1957) and Zeller (1970), and as a gliding and collapse submarine breccia by Romagnoli (1966). In contrast with Romagnoli's generalization, this breccia is linked only to the N—S and E—W development of the Struggl fault zone. At the present time it is visible (for several hundred meters) between the high Udo quarry and the deepest level of the mine (19th Clara Level). The breccia horizon presents a minimum thickness of some meters. It lies on an irregular substratum of Dolomia Metallifera and is conformably covered by the barren lowermost Carnian sediments. The breccia consists of fragments (generally of cm- to dm-size) of light gray Dolomia Metallifera, brown to black bituminous dolomites, marls and cherts of "Carnian" facies, and brown to dark sphalerite-bearing mechanical sediments. The matrix is pro parte a dark carbonate-shaly, highly bituminous sediment: together with the fragments of "Carnian" facies, it frequently shows syndiagenetic deformation fabric. To the breccia matrix belongs typically the ore-grade mineralization (colloform sphalerite, galena, dolomite and barite), present also as void-fillings within the breccia body. A network of fissures and cavities in the underlying Dolomia Metallifera is filled up by the breccia material, associated to finely laminated carbonatic internal sediments. The depositional features as well as the close space control are therefore clear evidence of a syngenetic tectonics dependent origin of the breccia and related mineralization.

b) ore-grade mineralizations linked to syngenetic N—S faults, without evidence of alpine displacements (the so-called Raibl "Blätter"): the typical modern example is the southward prosecution of the Erzmittel orebody (5th Layer Level), a stock elongated between the Colonna Principale (Abendblatt—Morgenblatt fault system) and the Struggl fault zone (Fig. 2). The transit of a Triassic tectonic line is underlined by a sedimentary breccia characterizing analogous paleotectonic situations in the Raibl deposit. The ore-grade mineralization forms the filling up of a network of cavities, in three distinct facies: 1. mm-rhythmic sphalerite-barite-dolomite and/or sphalerite-dolomite mechanical sediments; 2. mm-rhythmic microcolloform sphalerite, galena and pyrite crusts; 3. residual voids filled with coarse dolomite, macrocolloform sphalerite (Schalenblende), barite, galena and pyrite. The mineralized 1., 2. and 3. facies form the primary cavity filling, with repeated deposition alternances. Abundant late-stage spathic dolomite largely reworked and replaced the primary ore, before and independently of the late alpine tectonics effects.

c) ore-grade mineralization connected to NE—SW syngenetic tectonics (Bärenklamm zone): recognized as the natural northward boundary of the Raibl deposit, the Bärenklamm fault zone is seat of a mineralized breccia, particularly significant at the intersection with the Aloisi fault (Cant. NE orebody). The mineralization consists of dominant pyrite and melnicovite, red Schalenblende, dolomite, barite with minor galena and traces of jordanite. In association and

testifying the syngenetic character of the fault zone, we found abundant mineralized internal sediments (black bituminous micrites with dolomite, crystalline sphalerite and pyrite, barite). The peripherical ores of the Rinnengraben—Bärenklamm (and Fallbach) faults (Fig. 2) show a less "ripe" diagenetic evolution as compared with the ores of the middle-southern sector of the mine (Abenblatt—Morgenblatt, Struggl, Aloisi): the significance of this fact is under investigation.

d) mineralization dying out in the Raibl deposit eastern sector (Fallbach-Clinque Punte): this fact confirms that the ore concentration depends both on the presence and the intensity of Triassic tectonics. Negative geochemical exploration and mining workings (10th Clara Level) in the Fallbach-Clinque Punte zone show the progressive eastward weakening of the N—S syngenetic tectonics and related mineralization. The northward prosecution of mining exploration along the Fallbach fault, still in operation, is justified by the relative paleotectonic independece of the Bärenklamm block, and by the normally favorable situation at the N—S and NE syngenetic faults intersection.

Practically all the feasible different scale observations on the Raibl ores show that the modern Di Colbertaldo, Romagnoli and Zeller's interpretations are debatable. More adequate seem the observations of the older Authors (Pošepný, 1873; Kraus, 1913). The Raibl economic ores are entrapped within a well-defined system of syntectonic cavities, in form of veins and stocks. The system is developed only in the upper Dolomia Metallifera, between the "contatto scisti" and the top of the "Buchenstein" unit. The lead-zinc mineralization forms the per descensum filling of the cavity system, with very complex depositional sequences of mechanical and chemical sediments. During diagenesis and late tectonics, crystallization, recrystallization, replacement and mobilization phenomena took place. Nevertheless, a large amount of the "metasomatic" ore in the sense of Di Colbertaldo, Romagnoli and Zeller belongs to primary cavity filling. Significant examples (already described by Pošepný!) are observable in the Colonna Principale orebody, the less destroyed by late alpine tectonics and connected to the Abendblatt—Morgenblatt "convergent" fault system (Fig. 2). In this body typical is the presence of sphalerite stalactites (Kraus, 1913, Fig. 27) and of "Röhrenerze" (tubular ores) elegantly illustrated by Pošepný (1873). In the simple cavities, the polarity of concretionary sulfide growth is steadily centripetal. Residual core voids are usually filled with spathic dolomite. In the whole Raibl deposit, noteworthy is the ubiquitous presence of mechanical ore-bearing sediments in the cavity internal fillings. These sediments are not limited to the "contatto scristi" (Di Colbertaldo, 1968) or to the souternmost part of the deposit (Zeller, 1970). In fact, they are widespread up to the northern Bärenklamm zone. Moreover, these sediments are not "remnants" of synsedimentary primary mineralization, later metasomatically transformed (Zeller). Very frequently they appear to be accumulated above and infiltrated downwards in the typical "metasomatic" mineralization (Fig. 3). This latter (with the spectacular, polyphasic concretionary growths of macro- and microcolloform sphalerite, melnicovite-pyrite, galena in association with spathic dolomite and minor barite) is the most important ore-filling facies, and in turn may precede or follow the mechanical sediment deposition. In this context, the attempt to establish a "standard" paragenetic sequence is useless.

The exposed facts speak against the per ascensum theory of Di Colbertaldo (1948, 1967), and also against the Zeller's statement that the ore stocks are pre-

tectonic, evenly arranged at different stratigraphic niveaus within the whole Dolomia Metallifera before the main faults formation. Of these faults ZELLER obviously recognized only the "alpine" characters.

References

ASSERETO, R. ET AL. (1968): Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1 :100.000 : Foglio 14 "Tarvisio". Servizio Geologico d'Italia, p. 70, Rome.

BRIGO, L. and OMENETTO, P. (1976): Le mineralizzazioni piombo-zincifere della zona di Raibl : nuovi aspetti giacimentologici. L'Industria Mineraria, 27, 2, 49—56.

DI COLBERTALDO, D. (1948): Il giacimento piombo-zincifero di Raibl in Friuli (Italia). S. A. Miniere Cave di Predil (Raibl), Rome (presented to the 18th Section of the Int. Geol. Congr., London).

DI COLBERTALDO, D. (1956): Raibl è un giacimento di origine magmatica. Rendic. Soc. Min. It., 10, 83—103.

DI COLBERTALDO, D. (1957): Sulla nuova ipotesi dell'origine sedimentaria dei giacimenti alpini tipo Bleiberg. Rendic. Soc. Min. It., 13, 205—212.

DI COLBERTALDO, D. (1967): Giacimenti Minerari. Vol. I: Giacimentologia generale e giacimenti di Pb-Zn (e Ag). CEDAM ed., p. 383, Padua.

DI COLBERTALDO, D. (1968): Aspetti sedimentari in giacimenti epigenetici e loro interpretazione (Cambrico sardo e Trias alpino). Geol. Tecnica, 15, 2, 41—46.

KOSTELKA, L. and SIEGL, W. (1966): Der triadische Geosynklinalvulkanismus und die Blei-Zinkvererzungen in den Drau-Kalkalpen. Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi (Trento), 1, 127—132.

KRAUS, M. (1913): Das staatliche Blei-Zinkerz-Bergbauterrain bei Raibl in Kärnten. Berg- u. Hüttenm. Jb., 61, p. 82, Wien.

POŠEPNÝ, F. (1873): Die Blei- und Galmei-Erzlagerstätten von Raibl in Kärnten. Jb. d. k. k. Geol. Reichs-Anst., Wien, 23, 4, 317—424.

ROMAGNOLI, P. L. (1966): Contributo alla conoscenza del giacimento di Raibl. Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi (Trento), 1, 135—147.

ZELLER, M. (1970): Tektonik, Gebirgschläge und Vererzung im Blei-Zinkbergbau Raibl (Cave del Predil), Italien. In. Diss. FU, p. 114, Berlin.

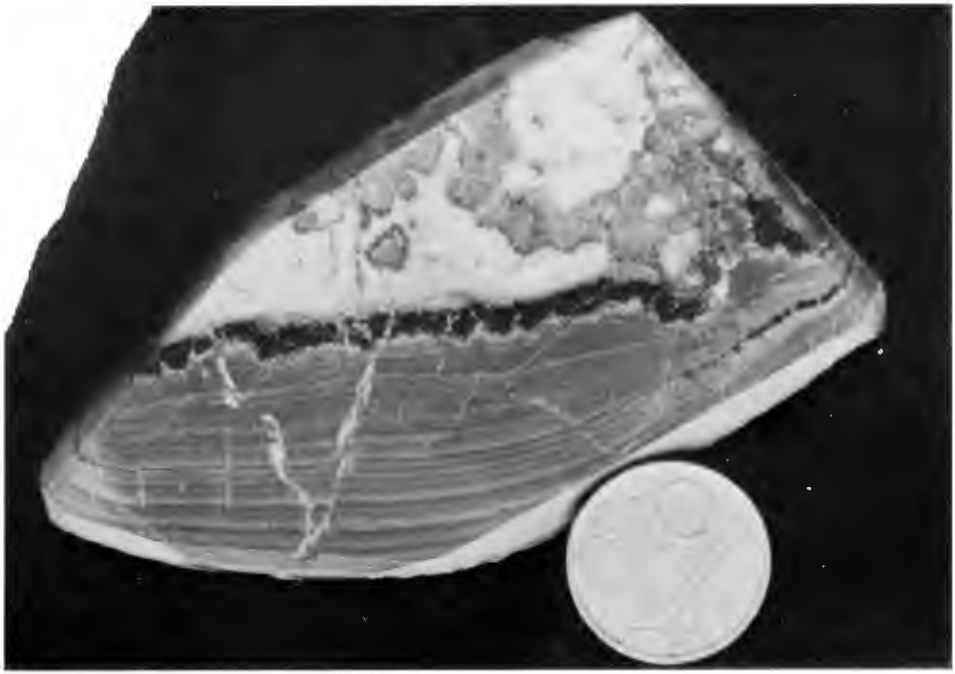


Fig. 3: Oriented specimen: at the bottom, "metasomatic" mineralization (white dolomite + yellow colloform sphalerite) covered by a floor of galena crystals. Successive deposition of mm-rhythmic, sphalerite/dolomite/(galena)-bearing mechanical sediments, partly infiltrated downwards in a diagenetic fissure (left side of the specimen), is clearly observable. — Mineralized cavity in the Erzmittel orebody, polished section (coin Ø = 22mm).

Phot. 1: Detail of collapse breccia. — d: ore-bearing dolomite. — s: sulfide ores.

Phot. 2: Detail of collapse breccia. — d: fragments of ore-bearing dolomite. — ds: "sanded" dolomite. — s: fragments of brocken sulfide veins.

Geological Position and Mineralogy of the Polymetallic Deposits in the Western Balkan Mountains confined to Triassic Sediments

By J. MINČEVA-STEFANOVA*)

Summary

For the purposes of a broader interpretation of the genesis of those specific deposits of base-metals which are found confined to predominantly calcareous sediments of varying stratigraphic position in the earth's crust, it is necessary, at the present stage of research, to re-examine the correlation of their specific features. Such a correlation should be carried out step by step, comparing at first deposits belonging to the individual regions of the earth's crust.

In connection with a forthcoming correlation of the specific features in the geological position, mineralogy and mineral-forming processes of the base-metal deposits embedded in Permian-Triassic sediments in the regions of the Eastern Alps, the adjacent platforms and the Mediterranean, this paper presents a new generalization on the deposits of this type occurring on the territory of Bulgaria and more precisely in the western Balkan Mountains. Some of the considerations and formulations are reported for the first time here.

Geological Position of the Deposits

The base-metal deposits in the western Balkan Mountains (western Stara Planina Range) confined to Triassic sediments occur on a comparatively small territory, namely the Iskar Gorge area.

Geotectonically, they form part of the Stara-Planina zone of the Balkanide system (BONČEV, 1965) which is the direct continuation of the Carpathian system of the northern branch of the Alpine-Himalayan orogen. They belong to the East-Mediterranean ore province distinguished by PETRASCHECK (1963) in connection with his interpretations of the manifestations of the Alpine-Mediterranean metallogenesis.

This paper represents a part of the research work carried out within the International Geological Correlation Programme, Project No. 6 "Correlation of Diagnostic Features in Ore-Occurrences of Base-Metals in Dolomites and Limestones".

With respect to the Stara-Planina structural zone, the territory occupied by the deposits forms part of the Berkovitsa block-anticlinorium which is bounded on the north and on the south by longliving deep-fault zones (BONČEV, 1961). The northern fault zone is called Stara-Planina Frontal Line and the southern one, Trans-Balkan Deep Fault (BONČEV, 1961). The axis of the synclinorium structur has a WNW2ESE direction, passing into an east—west direction to the east of the area under consideration. Over the southern limb of the Berkovitsa block-anticlinorium there lies the northern limb of the Svogé anticlinorium, occurring in the south, which in some places is upturned and overthrust, and the so-called Izremets synclinorium is squeezed between those two structures.

The limbs of the Berkovitsa anticlinorium are complicated by plicated folds of various order. Many of them are determined by the development of numerous longitudinal faults in the areas of each of the two deep-fault zones.

*) Dr. J. MINČEVA-STEFANOVA, Geological Institute B. A. W., Sofia 2 1113, Str. 'Akad. G. Bonce', Bl. II.

A typical feature of the area is the presence of faults oriented obliquely or transversely to the faults of the main set. They are part of three large fault zones (BONČEV, 1965) one of which, the so-called Yablanitsa fault zone, encloses almost the entire territory of the ore deposits under consideration. The old age of the oblique fault zones as well as the controlling role of the sites of intersection of the two sets of fault zones is evidenced, according to the investigations of HAIDOUTOV (1969), by the location of the Paleozoic igneous bodies in the western Balkan Mountains.

The Berkovitsa block-anticlinorium is built up of a Paleozoic core (with Old-Paleozoic and Young-Hercynian structural stages) and a Mesozoic mantle (with Old-Cimmerian, Jurassic Lower-Cretaceous and Upper-Cretaceous structural stages).

The Paleozoic rocks in the area of the ore deposits (Fig. 1) are Silurian ?, Upper Carboniferous and Permian. The Silurian ? rocks are represented by the so-called diabase-phyllitoid formation, comprising clay shales, greywacke, arkoses, diabases and diabase tuffs transformed into phyllites, chlorite schists and other rocks. They are crosscut by granodiorite rocks formed before the Carboniferous.

The Upper Carboniferous sediments are represented by sandstones, argillites containing coal interbeds, and the Permian ones by red breccias, conglomerates, sandstones and argillites. In some places they are accompanied by Young-Paleozoic volcanics and igneous rocks.

The Mesozoic sediments in the area under consideration are of Triassic and Jurassic age.

The Lower Triassic series is developed in a continental facies with manifestations of gradually established marine conditions at the end of the period (TRONKOV, 1960). Buntsandstein is represented by variegated conglomerates, breccias, sandstones and clay aleurolites, the coarser materials predominating at the bottom, and the clay constitutent in the top section of the profile. The sandstone cement is argillaceous-sericitic, and less frequently siliceous and calcareous. Upwards, the argillaceous aleurolites gradually pass into the marine sediments of the Röth stage, represented by variegated argillaceous marls grading into light calcareous sandstones, arenaceous limestones, marls and red argillaceous aleurolites and dolomites.

The Middle Triassic series is developed in a calcareous marine facies. The Anisian stage consists of grey dolomite-limestone thinto medium-layered beds, in which limestones predominate. Three horizons are distinguished in it (TRONKOV, 1960, 1965) their total thickness ranging from 220 m to 290 m. The dolomite layers are more abundant in the lower sections of the Anisian profile. Although less frequent, there are also marls ranging through limestones, dolomites and marls. Between the separate layers or within them, very fine (parts of a millimeter) clay-marl interlayers are to be found in rare cases.

The Ladinian stage is characterized by uniformly developed thicklayered large- to coarse-grained dolomites their total thickness being 80 m.

The Upper Triassic series is represented mostly by dense dolomites which in the Carnian stage grade into argillaceous aleurolites, and in the Röth stage are preceeded by calcareous-marlaceous breccia-conglomerates and marls.

Of the profile of the Jurassic system, the Lower Jurassic sediments comprise continental-carboniferous deposits, quartzites, calcareous sandstones and arenaceous limestones; the Middle Jurassic ones consist of aleurolitic-argillaceous rocks, arenaceous limestones, in some places conglomerates and breccias; and the Upper Jurassic sediments are limestones.

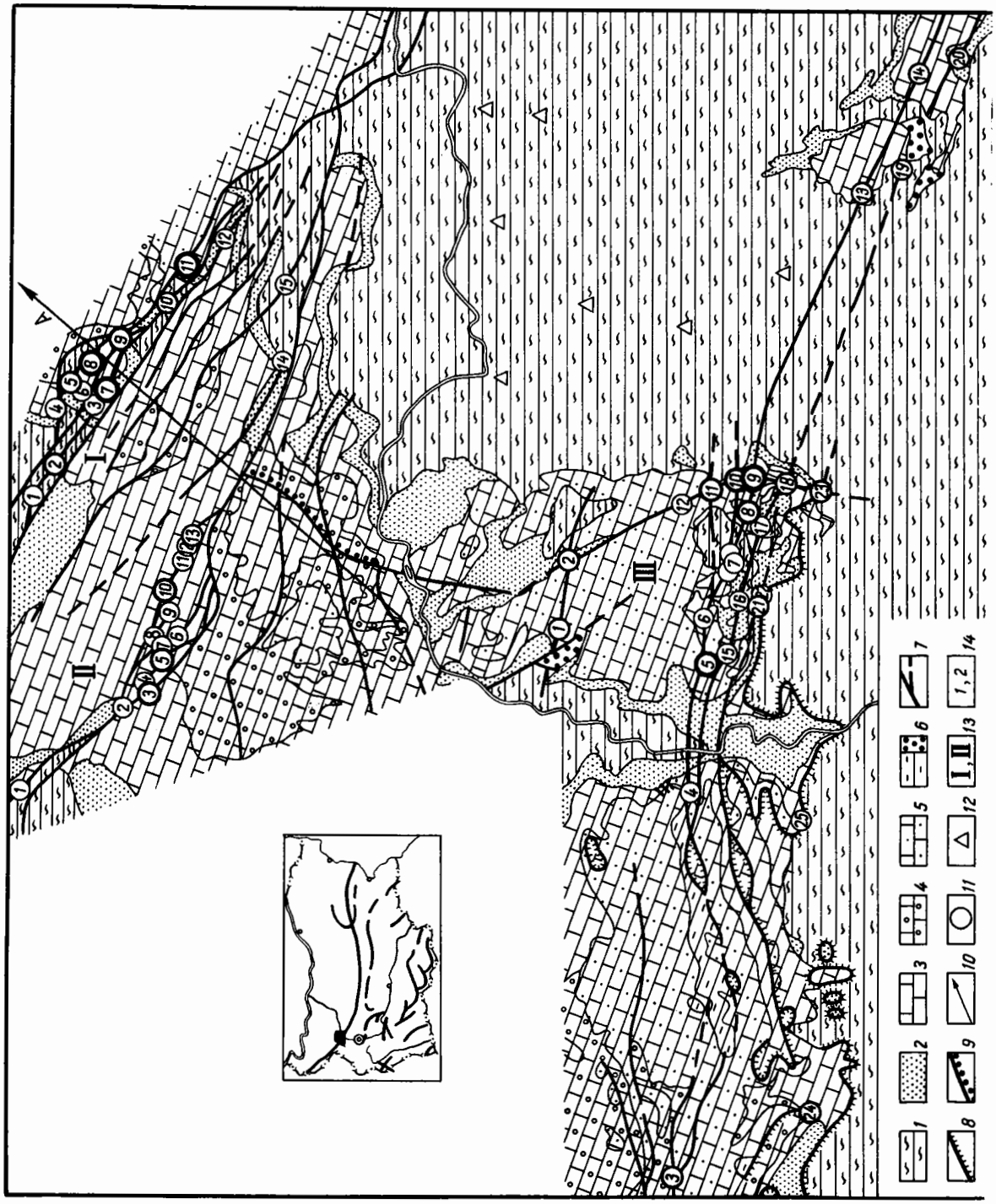


Fig. 1: Geological map of the district of the deposits

1 — Paleozoic rocks; 2, 3 and 4 — Lower, Middle and Upper Triassic sediments; 5 — Jurassic sediments; 6 — Cretaceous sediments and Quaternary deposits; 7 — faults; 8 — line of overthrust; 9 — flexures; 10 — profile line (see fig. 2); 11 — ore deposits; 12 — barite vein deposits; 13 — mineralized zones; 14 — name of the ore deposits: I, Vratsa zone — Sedmochislenitsi, old mine (7), Sedmochislenitsi, new mine (8), Plakalnitsa (11); II, Sokolets zone — Mǎzho (3), Balichin preslap (5); III, Izremets zone — Zapachitsa (10), Rakov dol (11), Bakǎra (8), Izremets, old mine (9).

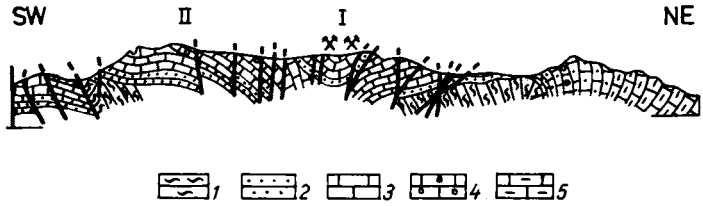


Fig. 2: Geological cross-section according to D. TRONKOV (1965) across the Vratsa (I) and the Sokolets (II) mineralized zones (the profile line is given on fig. 1, its northeastern end extending out of the map) 1 — Paleozoic rocks; 2, 3 and 4 — Lower, Middle and Upper Triassic sediments; 5 — Jurassic sediments.

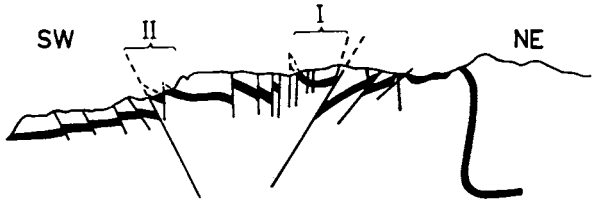


Fig. 3: The complex wedge-like uplift between the Plakalnitsa and the Sokolets disolocations according to TRONKOV (1965). The Vratsa (I) and the Sokolets (II) mineralized zones are shown. Heavy black — Lower Triassic

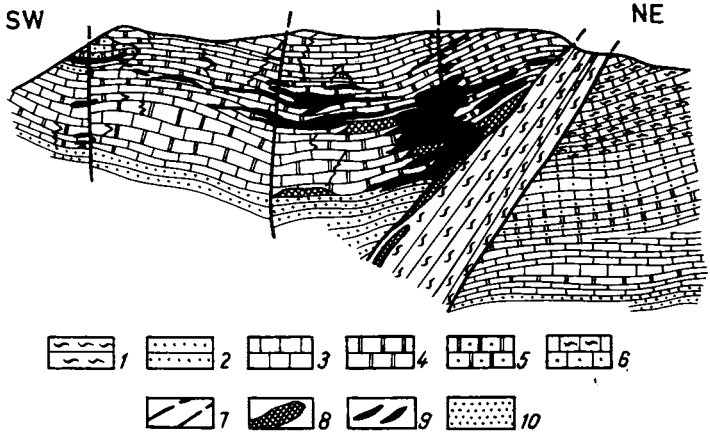


Fig. 4: A profile across the Sedmochislenitsi synkline
1 — Carboniferous sediments; 2 — Lower Triassic sediments; 3 — Anisic sediments — limestones; 4 — Anisic sediments — dolomites; 5 — Ladinian sediments; 6 — Upper Triassic sediments; 7 — faults; 8 — mylonites; 9 — ore bodies; 10 — the areal of the Sedmochislenitsi deposit — the old mine.

Regularities in the Spatial Distribution of the Deposit

There is a distinct tectonic, structural, lithological and stratigraphic control in the spatial distribution of the ore deposits.

First of all they occur in the area of the Stara Planina Frontal Line and of the Trans-Balkan Deep Fault (Fig. 1). In the first deepfault zone, the mineralizations follow a pair of conjugated fault sets, between which the respective part of the northern limb of the anticlinorium has been uplifted. As a result of this confinement to tectonic areas, three mineralized zones occur, designated as Vratsa (Fig. 2), Sokolets (Fig. 3) and Izremets (Fig. 4) zones, the latter falling in the area of the Trans-Balkan Deep Fault. In view of the facts described above, the former two zones can be considered also as two subzones of a single zone.

The role of the sites of intersection of the faults of the main (Balkanide) set with those of the oblique or transverse set for localization of the mineralization is manifested both on a regional and a local scale. It is pointed out for the first time here, that the formation of the deposits embedded in calcareous Triassic sediments in the Iskar Gorge area is controlled by the Yablanitsa fault zone mentioned above. Within it fall the places of densest concentration of deposits in the Vratsa and Sokolets zones (Fig. 1). The direction of an imaginary strip connecting these two groups of deposits coincides with the direction of the Yablanitsa zone. The concentration of deposits in the Izremets zone (Fig. 1), viz. the deposits of Rakov Dol, Zapachitsa, Bakura, Izremets and others, is also associated with oblique and transverse faults, probably subordinate with respect to the Yablanitsa zone.

The role of the sites of intersection of faults in localization of the mineralization in the individual deposits is clearly manifested in many ore bodies, particularly in the smaller ones.

Another manifestation of the tectonic factor are the interface faults subparallel to the bed interfaces which are marked by distinct slickensides, frequently forming the upper boundary of the ore bodies. They are found in all deposits embedded in calcareous rocks. Such subparallel faults occur also along the interformational boundaries between the Paleozoic and the Lower Triassic, and Lower Triassic and Lower Jurassic in the Izremets zone, and they have favoured the ore deposition, for instance, in the Rakov Dol deposit (Minčeva-Stefanova, 1965, 1967).

Besides all these specific features, there is also a direct-proportional relationship between the magnitude of faulting in the main set and the intensity of mineralization.

The structural factor is reflected in the mineralizations being confined to plicate structures, usually small, flat synclines (Fig. 4), formed as a result of the evolution of faulting. Part of them is interpreted as being the result of sedimentation in depressions in the Hercynian relief (Kalaidjiev, 1975, for the Rakov Dol deposit).

The lithological factor is manifested in the mineralizations being confined to calcareous sediments and partly to calcareous sandstones, while the stratigraphic factor is expressed in the sediments belonging to the Triassic and partly to the Jurassic system. The calcareous sediments are mostly of Anisian age, partly of Röth, and very infrequently Toarcian age, while the calcareous sandstone belongs to the Bundsandstein and partly to the Pliensbachian.

Whithin the Anisian calcareous complex, the ore mineralizations are not found to adhere to any definite stratigraphic horizon.

Specific Features of the Embedding Rocks

It is typical of the calcareous embedding rocks that the dolomite areas in them increase abruptly in direct relationship to the intensity of mineralization. For instance, in the northeastern limb of the so-called Sedmochislenitsi syncline (Fig. 4), where the mineralization occurs through almost the entire Anisian profile, the latter consists entirely of dolomites. Towards the axial sections and the southwestern limb of the syncline, where the mineralization is localized in the middle and upper sections of the Anisian complex, the dolomitic areas are limited around the respective ore bodies. The dolomitic areas follow in shape the ore bodies, being however larger than the latter. The position of the dolomitic beds in the Anisian complex is not dependent on any changes in the position of the ore mineralizations.

With exception of its final manifestations, sulphide formation is accompanied by a formation of dolomite metacrystals. Sulphides themselves occupy more or less the space in between, corroding them also in varying extent. These relationships reveal the development of a secondary dolomitization, synchronous with the mineralization, together with infrequent manifestations of a pre-ore dolomitization as well (near the large faults only). The secondary dolomitization extends over the limestones and dolomitic limestones, partly over the calcareous dolomites as well. In the dolomite beds, sulphide deposition is restricted to tectonic fissures and cavities only, while around them slight recrystallization and impregnation in the dolomite is to be found.

Morphology of the Ore Bodies

The ore bodies form mostly lenses, veins being the least frequent bodies. Bed-like ore bodies are also to be found (Fig. 5). Some of the ore lenses, being of much greater length and width than thickness, pass into bed-like bodies.

In some of the deposits (Fig. 4), the ore lenses are arranged closely one above the other and form ore columns or small ore stockworks.

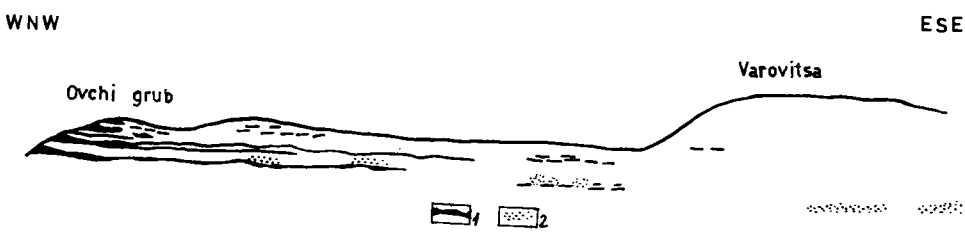


Fig. 5: Longitudinal profile cacross the Sedmochislenitsi deposit, old mine
1 — lead-zinc ore bodies; 2 — lead-copper ore bodies and manifestations.

Mineral Composition, Kinds of Ore Mineralizations and Sequence of Mineral Deposition

Compared to all other base-metal deposits in the earth's crust embedded in calcareous sediments, the deposits from the western Balkan Mountains are unique in the complexity of their mineral composition and the sequence of mineral formation. This complexity is determined by the ores being formed by two kinds of sulphide mineralizations (Fig. 6), designated as lead-zinc and lead-copper-arsenic-silver

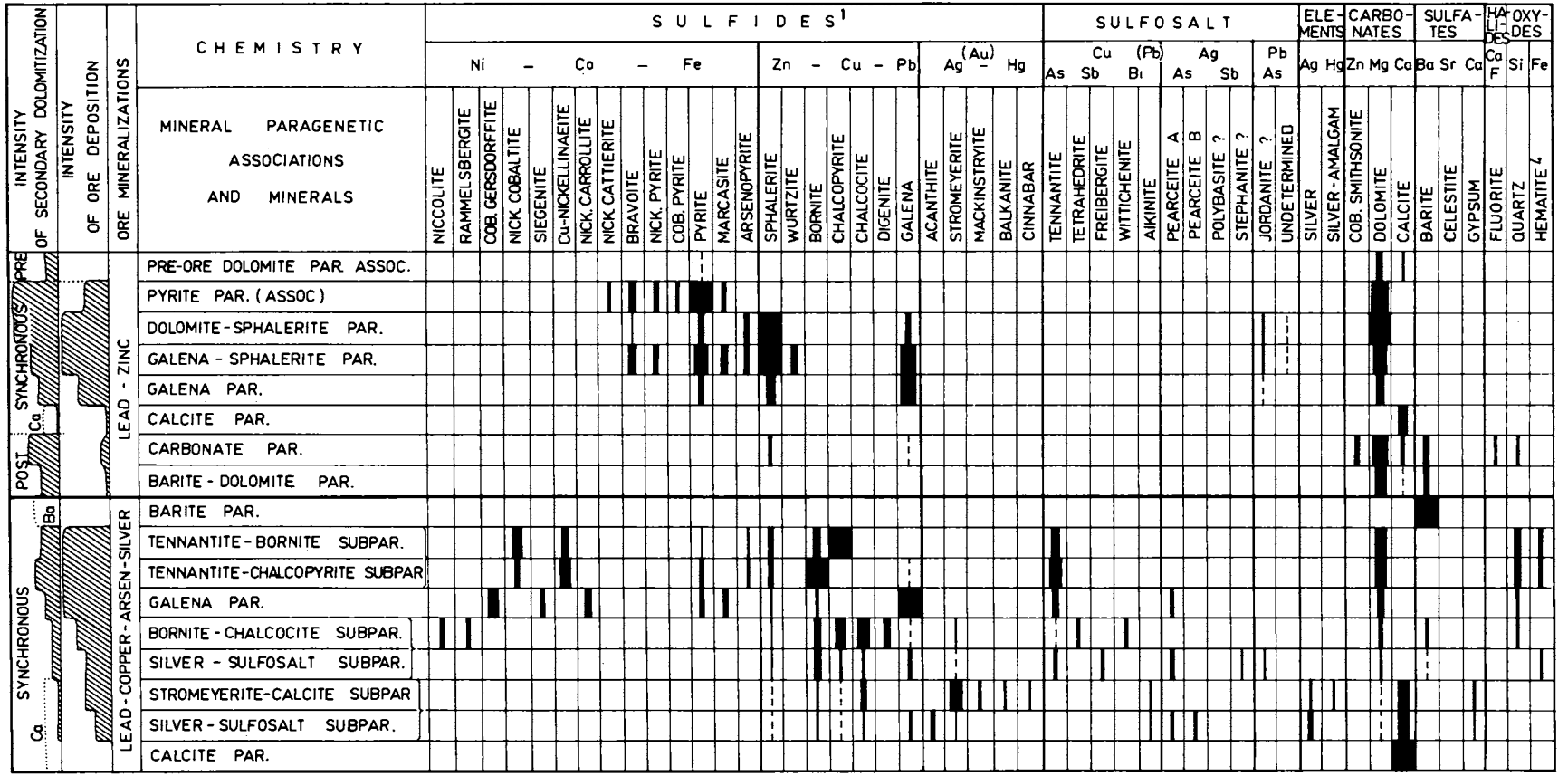


Fig. 6: Diagram of the paragenetic mineral associations

[1] geomechanical triads according to KOSTOV (1954, 1968). Ni-Co-Fe association on the diagram includes arsenides, sulfoarsenides and sulfides. The minerals mackinstryite, balkanite, cinnabar, freibergite, wittichenite, aikinite and Ag-Sb ?-sulfosalts are found by V. A. ATANASSOV.

mineralizations according to the most abundant metals in them. Arsenic is found in appreciable amounts in the first mineralization, too, while in the second one, there are also bismuth, antimony and mercury. Cobalt and nickel participate in both mineralizations having the significance of typochemical elements.

The mineral composition, together with the distinct mineral parageneses, called recently paragenetic associations, are shown on Fig. 6. Diagram of such a type has been constructed for the first time here. In order to achieve an explicit representation both of the sequence of deposition and of the geochemical evolution of the mineral-forming processes, an attempt was made to use the mineralogical classification set up by I. Kostov (1968) on a geochemical-crystallochemical principle as a basis of the diagram of the mineral paragenetic associations. We allowed ourselves a certain freedom in the general arrangement of the minerals in it putting the native elements after the sulphosalts in order to express the gradually diminishing participation of sulphur. Since the minerals of the nickel-cobalt-iron association are found in the deposits discussed her in the form of sulphides, sulphoarsenides and arsenides, they are designated as "sulphides" in the diagram for the sake of conciseness, but it should be kept in mind that arsenic also forms part of their composition.

The general trend of mineral formation during the lead-zinc mineralization is characterized by the successive deposition of the major quantities of pyrite, sphalerite and galena. At first, mineral deposition proceeded metasomatically (Fig. 7), mostly in the beds of pure limestones and dolomitic limestones (Minčeva-Stefanova, 1961, 1972). The initial "imbibition" of mineralizing solutions into the chemically most active rocks was favoured by the not very high supersaturation of these solutions and by the preserved original chemical composition of the embedding rocks. Later, as a result of the high supersaturation of the solutions during the formation of sphalerite mineralization, sulphide deposition was confined mostly to the cracks and cavities where the typical colloform sulphide aggregates, Schalenblende type (Figs. 8, 9, and 10), were formed. (Minčeva-Stefanova, 1961.) The still later mineral deposition has taken place in mineralized areas which predetermine again its veinlet nature although metasomatic processes have also taken place besides the filling of cracks and cavities.

This mineralization is accompanied by the synchronous secondary dolomitization mentioned already (Fig. 6). Its formation finishes with an abundant deposition of white or light-grey crystalline or grainy dolomite in numerous veinlets and nests. They can be defined as a manifestation of a post-ore dolomitization with respect to the lead-zinc mineralization.

As a result of the varied conditions of mineral deposition, which has taken place at very low temperatures and near the surface, and in connection with the specific features of the chemical composition and the structures of the embedding sedimentary rocks, the lead-zinc mineralization is characterized by various structures: massive structure grading into banded one (Fig. 7), banded and brecciated (Fig. 8 and 9), cocarde (Fig. 10), veinlet, nested and impregnation structures.

The banded structure is determined by various causes: a) by the wave-like advance of the front of metasomatosis in the massive sphalerite mineralization (Fig. 7), where either dolomite or sphalerite predominates alternately (Fig. 11); b) by the rythmic deposition of colloform sulphides of varying chemical composition in subparallel cracks (Fig. 8); by the formation of subparallel metasomatic veinlets in banded metasomatic sphalerite mineralization (Minčeva-Stefanova, 1961, 1972).

A specific type of brecciated structure has been formed by metasomatic mineralization of resedimented breccias (MINČEVA-STEFANOVA, 1965).

The lead-copper-arsenic-silver mineralization, designated briefly as lead-copper one, is superimposed on the lead-zinc mineralization and in some places is intimately mixed with it. It occurs in an already considerably dolomitized complex, because of which veinlet structure is the typical structure in it. Besides, in the richer ore bodies massive structure is also typical. Sulphide minerals frequently replace the limestones preserved between the dolomite metacrystals formed earlier (Fig. 12), corroding the latter in varying extent and being accompanied by larger redeposited dolomite crystals.

This mineralization is represented by two main paragenetic associations, copper and lead one and final silver-bearing paragenetic association (Fig. 6). In the spatial distribution of the main copper minerals, bornite, tennantite and chalcopyrite, there is a distinct facies localization where two subassociations, tennantite-bornite and tennantite-chalcopyrite, are found to occur (Fig. 6). The former occupies the bottom sections of the calcareous complex (including Röth and Anisian sediments), while the latter is confined mostly to the middle section of the complex. The next major paragenesis, the galena one, occurs mostly above and around the tennantite-chalcopyrite levels and less frequently within them. Thus, a distinct zonality is formed in the lead-copper mineralization which penetrates into or envelopes the lead-zinc ore bodies formed at various levels.

The final manifestations of sulphide formation in the deposit are marked by numerous silver-bearing veinlets (with calcite). Their paragenetic minerals are affected by the composition of the ore lenses, mostly by the tennantite-bornite and tennantite-chalcopyrite, resp. galena lenses, because of which subassociations are again to be distinguished in their paragenetic associations (Fig. 6). So, for instance, the bornite-chalcocite and stromeyerite-calcite subassociations containing some Bi and Hg are formed amid the bornite lenses rich in copper.

In some of the deposits (the Sedmochislenitsi one) the lead-copper mineralization is preceeded by an abundant metasomatic barite mineralization.

Mineralogy of cobalt and nickel varies in the lead-zinc and lead-copper mineralizations. In the former, where pyrite is the main mineral, the two elements are fixed in the form of bravoites, nickelian and cobaltian pyrite. In the lead-copper mineralization, which is characterized by minerals poor in sulphur (Fig. 6), the two elements occur in the form of cobaltite, gersdorffite, siegenite, nickellinnaeite, carrolite, niccolite and rammelsbergite (MINČEVA-STEFANOVA, 1971, 1975).

An important feature of the spatial distribution of the two kinds of sulphide mineralizations in the calcareous complex ist that the lead-zinc mineralization is usually confined to smaller faults while the lead-copper mineralization adhere to faults with considerable displacements along them. This dependence on tectonic factors is illustrated on Fig. 13 using as an example the mineralizations in the Sedmochislenitsi syncline (cf. Fig. 4 and 5).

Another feature typical of both types of ore mineralizations is the occurrence of the lead-zinc one in calcareous sediments only, lean manifestations being found in Paleozoic aleurolitic and phyllitoid rocks in places of tectonic contacts. Having the same metal composition and the same general trend of mineral deposition, the lead-copper mineralization is equally abundant both in the calcareous sediments and in the sandstones.

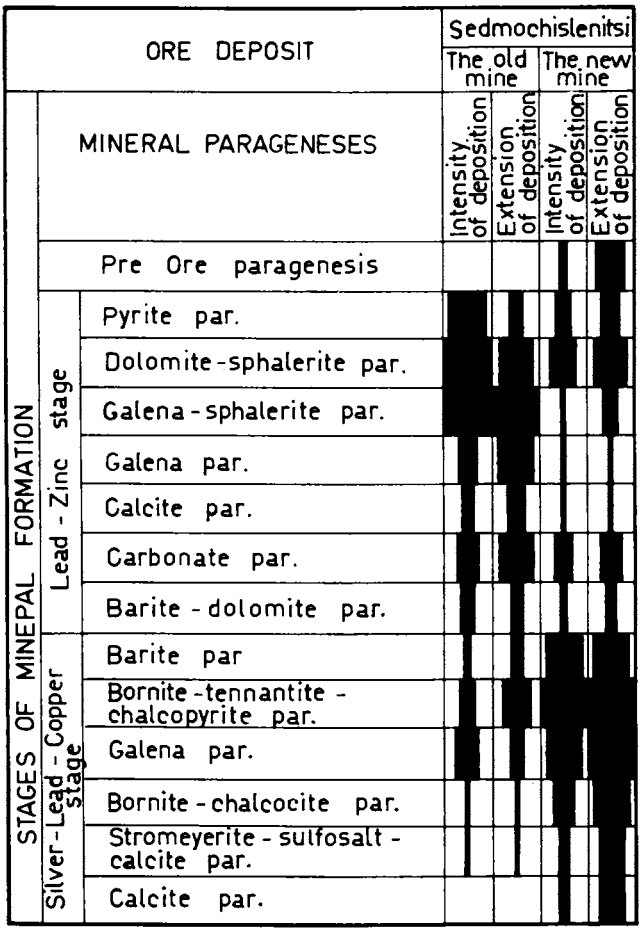


Fig. 13: Intensity and extension of the ore deposition in the old and the new section of the Sedmochislenitsi deposit.

Genetic Interpretation

The specific occurrence of copper in the type of deposits occurring in the western Stara Planina Range is a manifestation of the appreciable participation of copper in the northern branch of the Alpine orogen. W. E. PETRASCHECK (1955, 1963) has pointed out that the metal distribution in the two branches of the orogen is clearly related to the gross tectonics: the total copper content predominates in the northern branch, and that of zinc and lead in the southern one.

Various opinions have been expressed concerning the origin of these deposits. They have been considered as synsedimentary by KEIL (1942), as hydrothermal-synsedimentary by RENTZSCH (1964), as telemagmatic by PETRASCHECK (1955, 1963) probably sekundär-hydrothermal in the sense of SCHNEIDERHÖHN, and as hydrothermal-metasomatic by DIMITROV (1955) and MINČEVA-STEFANOVA (1961—1972).

The well expressed structural control in the spatial distribution of the deposits in the Iskar Gorge area as well as their being formed by two sulphide mineralizations of different metal composition (each of them having a definite geochemical development), furnish grounds for interpreting their origin as an epigenetic one. The bed-like shape of some of the ore bodies and the infrequent structures imitating sedimentary structures are controlled by the bedded shape, the structures and the differences in the chemical composition of the embedding sedimentary rocks, as well as by the developed subparallel faults and fissures. The special studies of BOGACZ, DŻUŁYŃSKI and HARAŃCZYK (1973) on the Upper Silesian mineralizations also point to the ore structures reflecting the pattern of the primary sedimentary structures of the embedding rocks.

The low activity of the solutions which produced the lead-zinc mineralization has predetermined a mineral deposition under the influence of chemically very active rocks and at a favourable pH of the solutions. The latter has been made possible after certain interaction with these rocks (Minčeva-Stefanova, 1962), which, however, has not resulted in the formation of hydrothermal karst. A presence of such a karst which has later determined the occurrence of collapse structures in the calcareous complex has been found in some deposits in Upper Silesia (BOGACZ, DZUŁYŃKI and HARAŃCZYK, 1973, SASS-GUSTKIEWICZ, 1975).

The hydrothermal-metasomatic genesis of the mineralizations discussed can be logically explained in the light of the concept of generated solutions in the earth's crust during great tectonic stress and their migration in the periods of relaxation into the zones of dislocation (KOSTOV, 1968). Due to the crystallochemical differentiation of chemical elements in the earth's crust, the composition of the generated solutions will be different depending on the level of tectonic stress.

The two kinds of sulphide mineralizations can be accounted for by a supply of hydrothermal solutions of different chemical composition in connection with mobilizations at different levels. The lead-copper mineralization, undoubtedly confined to higher-order faults, is an indication of the connection of the respective hydrothermal solutions with deeper levels of the earth's crust. The individual quartz-diorite dykes crosscutting Cretaceous sediments to the east of the area where the mineralizations occur (between the towns of Botevgrad and Etropolé) can be interpreted as a manifestation of magmatic melts generated in the zones of stress.

The very rare and scarce inclusions of synsedimentary sulphides (mostly galena, less frequently chalcopyrite, and in least amounts sphalerite) found in individual beds of biodetritic arenaceous-aleurolitic limestones from the Triassic complex (ČATALOV, 1972) furnish no ground for associating the origin of the mineralizations discussed, even of the lead-zinc mineralization alone, with these lean sulphide manifestations. In them, local accumulations or signs of dissolution and redeposition processes have not been found.

References

ATANASSOV, V. A., 1973: Balkanite, $Cu_9Ag_5HgS_8$, a new mineral from the Sedmochislenitsi mine, Bulgaria. — Amer. Miner., v. 58, No. 1—2, 11—15.

ATANASSOV, V. A. 1973: Copper sulphosalts of compositions ranging within the tennantite-tetrahedrite-freibergite series from the Sedmochislenitsi deposit, District of Vraca. — God. VMGI, Sofia, v. 17, No. 2. — Geologija, inz. geologija i hydrogeologija, 247—265.

BOGACZ, K. DZUŁYNSKI, ST. HARANCZYK, CZ., 1970: Ore-filled hydrothermal karst features in the Triassic rocks of the Cracow-Silesian region. — Acta geol. Polonica, v. 20, No. 2, 247—267.

BOGACZ, K., DZUŁYNSKI, ST. HARANCZYK, CZ., 1973: Sphalerite ores reflecting the pattern of primary stratification in the Triassic of the Cracow-Silesian Region. — Annal. Soc. Géol. Pologne, v. 43, No. 3, 285—300.

BONČEV, EK., 1961: Notizen über die wichtigsten Bruchlinien in Bulgarien. — Trav. geol. Bulgarie, Ser. stratigr. et tect., v. 2, 5—29.

BONČEV, EK., 1965: Regmatische Gleitungen, Tiefenstörungen und Schollengliederung der Erdkruste im östlichen Teil der Balkanhalbinsel. — Carp.-Balk.-Geol. Assoc., VII Congress, Sofia, Reports, p. I, 79—84.

ČATALOV, G. 1972: Autigenni sulfidi v triasovikh karbonatnikh porodakh Tetevenskogo Antiklinoriya. — Comp. rend. Acad. bulg. Sci., T. 25, No. 4, 529—532.

DIMITROV, STR., 1955: Sostoyanie i ocherednie zadachi izucheniya magmaticheskih i metamorficheskikh kompleksov Bolgarii. — Izvestiya Akademii nauk SSSR, Ser. geologicheskaya, No. 1, Moskwa, 5—15.

HAIDUTOV, I., 1969: Osobennosti razvitiya Staro-planinskogo paleozoiskogo podvizhnogo poyasa. — Compt. rend. Acad. bulg. Sci., T. 22, No. 12, 1421—1424.

KALAIDJIEV, S., 1975: Sur le processus de formation de structures au gesement polymétallique Izdremets dans la Stara Planina occidentale. — Ore-Forming Processes a. Mineral Deposits, v. 1, Sofia, 29—37.

KOSTOV, I., 1968: Paragenese und Klassifikation der Minerale. — Freib. Forschungsh., C 230, Mineralogie — Lagerstättenlehre, Breithaupt-Kolloquium 1966, 81—96.

KOSTOV, I., 1968: Mineralogy. Edinburgh a. London, Oliver a. Boyd, p. 587.

KOSTOV, I., 1973: Kristallokhimicheskoe rassloenie khimicheskikh elementov v zemnoi kore i genezis gidrotermalnikh rastvorov. — I Internat. Geochem. Congress, Moskwa, 1971, v. II, 109—116.

KOSTOV, I., 1975: Temporal and lateral mobilisation of the ore-forming elements in the Balkan Peninsula. — Geol. Balkanica, v. 5, 1, Sofia, 17—40.

KEIL, K., 1942: Die Bleizinkerz-Schwefelkieslagerstätte Sedmotschislenitzi und ihre Bedeutung für die Klärung der Genesis „kryptogenetischer" Bleizinkerz-Schwefelkieslagerstätten. — Metall u. Erz, B. 39, 197—201, 225—228.

MINČEVA-STEFANOVA, J., 1961: Mineralogie und Entstehung der Blei-Zink-Kupfer-Lagerstätte Sedmocislenici im Westbalkan. — Trav. geol Bulgarie, Sér. géoch. et gites métallif. et non-métallif., v. 2, 157—251.

MINČEVA-STEFANOVA, J., 1965: Über die Formen der Erzkörper und die Textur der Erze aus den Polymetallagerstätten vom Typ „Sedmočislenici" in Bulgarien. — Ber. geol. Ges. DDR, B. 10, H. 3, 321—334.

MINČEVA-STEFANOVA, J., 1967: The genesis of the stratiform lead-zinc ore deposits of the „Sedmochislenitsi" type in Bulgaria. — Ecan. Geol., Monograph 3, 147—155.

MINČEVA-STEFANOVA, J., 1971: Zwischenglieder der FeS_2-NiS_2-CoS_2-System in den Lagerstätten vom Typ Sedmocislenici. — Bull. Geol. Inst., Ser. geochem., miner. a petrogr., v. 20, 69—87.

MINČEVA-STEFANOVA, J. 1972: Mineral Composition and Origin of the stratiform polymetallic ore deposits in the Bakanides compared with the stratiform lead-zinc deposits in the Alps. — 2nd Internat. Symposium on the Mineral Deposits of the Alps, Ljubljana, 301—312.

MINČEVA-STEFANOVA, J. 1973: Chemical composition of sphalerite from lead-zinc deposits in Bulgaria. — Bull. Geol. Inst., Ser. geochem., miner. a petrogr., v. 22, 227—303.

MINČEVA-STEFANOVA, J., 1975: Nickelian cobaltite, cuprosiegenite, nickelian carrollite and cobaltian gersdorffite from the stratiform polymetallic deposits in the Western Stara Planina Mountains. — Geochem., miner. a. petrol., No. 3, Sofia, 31—52.

PETRASCHECK, W. E., 1955: Großtektonik und Erzverteilung im mediterranen Kettensystem. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Klasse, v. 164, Wien.

PETRASCHECK, W. E., 1963: Die alpin-mediterrane Metallogenese. — Geolog. Rundschau, B. 53, 376—389.

RENTZSCH, J., 1964: Zur Genese der mitteltriadischen Pb-Zn-Cu-Lagerstätten des Nordwestbalkans. — Freib. Forschungsh., C 188.

SASS-GUSTKIEWICZ, M., 1975: Zinc and lead mineralization in collapse-breccias of the Olkusz mine (Cracow-Silesian region, Poland). — Annal. Soc. géol. Pologne, v. 45, No. 3/4, 303—326.

STOINOV, S., ATANASSOV, V. LILOV.TZ., 1964: Des minéraux argentiféres du gite „Sedmocislenici", Arrondissement de Vratza. — Récen. l'Honneur Acad. J. Sm. Jovtchev (Sofia), p. 643—667.

TRONKOV, D., 1965: Tektonischer Bau und Analyse der Strukturen des Vracaner Blocks im Westbalkan. — Trav. géol. Bulgarie, Sér. stratigr. et tect., v. 6, 217—257.

TRONKOV, D., ENCEVA, M. TRIFONOVA, E., 1965: Stratigraphie des Triassystems in Nordwestbulgarien. — Bull. „Str. Dimitrov" Inst. Geol., v. 14, 261—291.

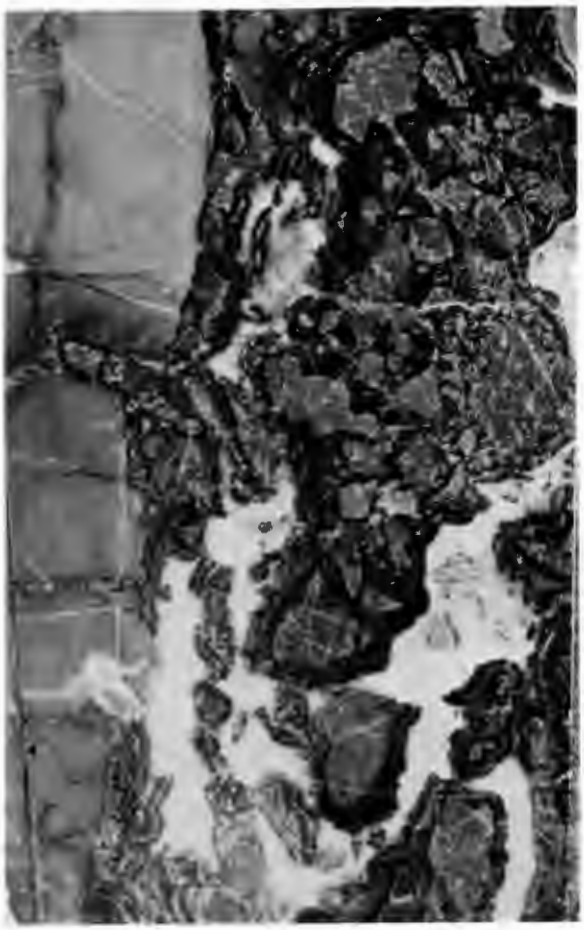


Fig. 7 : Massive metasomatic fine-grained sphalerite mineralization with banded structure. Galena metacrystals and pyrite developed later. Scale 2,5:1.

Fig. 8: Banded structure grading into brecciated one in the zinc mineralization. Scale 2,25:1.

Fig. 9: Brecciated structure of the zinc mineralization in the primary dolomite. Scale 1,8:1.

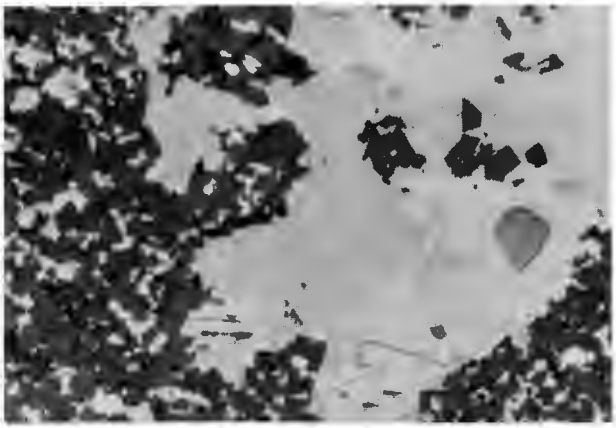


Fig. 10: Cocarde structure of the zinc mineralization. The fragments are metasomatically mineralized and are enveloped by Schallenblende. Scale 1,3:1.

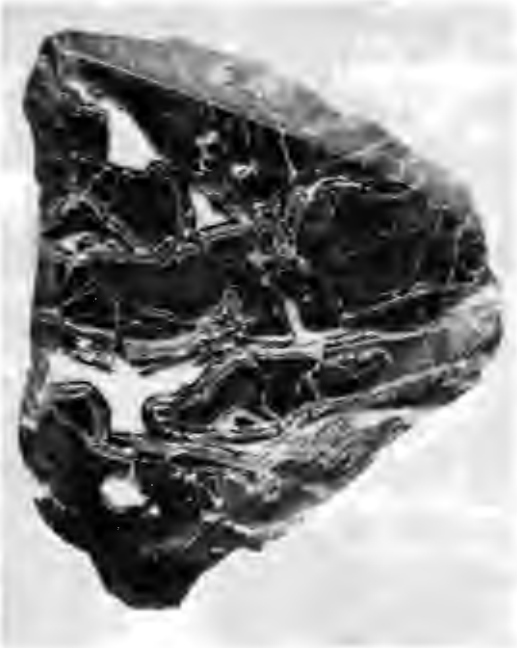


Fig. 12: Galena-chalcopyrite mineralization in the secondary dolomite. Scale 63:1.

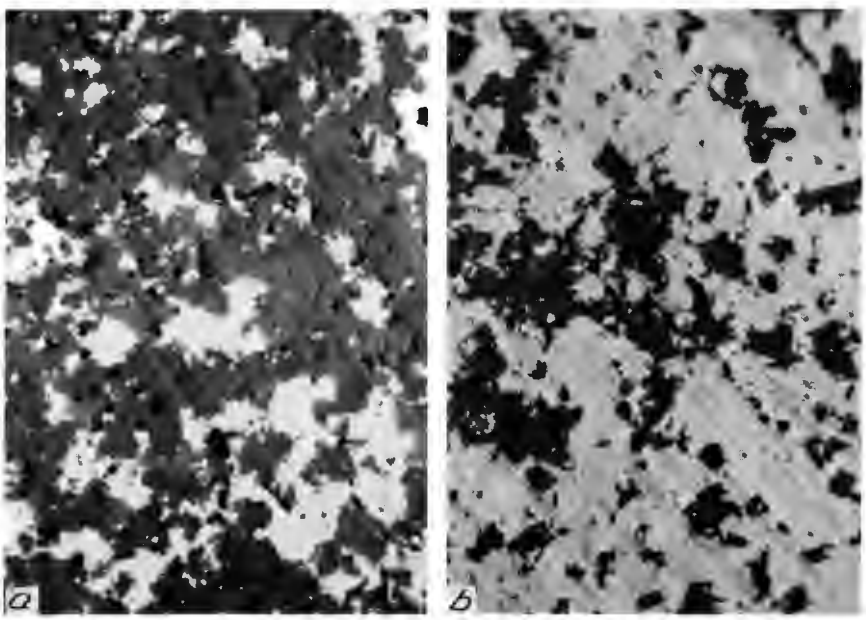


Fig. 11: A detail of fig. 7, showing two adjacent metasomatic bands. Predomination of dolomite rhombohedral crystals (a) and of fine-grained sphalerite, replacing the limestones between the dolomite crystals (b). Scale 63:1.

Ore Breccias in the Triassic Rocks of the Cracow-Silesian Region (Poland)

By St. Dżułyński—Maria Sass-Gustkiewicz*)

Summary

Much of the sulfide ores in the Cracow-Silesian district occurs in flat-lying breccia zones which are interpreted as underground manifestations of hydrothermal karst processes. It is assumed that the breccias represent solution-collapse structures produced by hot mineralizing solutions concomittantly with deposition of the ores.

Breccias are important in localizing sulfide ores in the Cracow-Silesian district. They trap more than 60% of economic resources and are important for the light they shed on the origin of ores. Before discussing the breccias some statements are needed concerning the ore district.

The Cracow-Silesian Zn-Pb ores belong to the world's classic examples of the Mississippi Valley type of deposits. They consist of sphalerite, galena and iron sulfides, and occur in horizontally disposed Muschelkalk (Anisian) carbonates. The ores are localized nearby and between two unconformities and show an adherence to burried-hill topography. The ores are confined to the southwestern flank of a ridge developed on the pre-Triassic erosion surface. The ridge itself is cut by abundant ore veins. Some of them are related to late Paleozoic igneous activity, and terminate at the contact with the Triassic. A few are observed to cross the contact and enter the Triassic rocks.

The host of ores is the ore-bearing dolomite, a crystalline neosome produced by recrystallization of early diagenetic dolostones and dolomitization of limestones. The sulfides are distributed throughout much if not all of this dolomite, and occur as cavity-filling and replacement ores (for details and references see Bogacz et al. 1973, 1975). Although opinions still differ as to the age of mineralization there is a good reason to suppose that much of the ores was emplaced before the end of Triassic time, following the formation of the host dolomite by narrow margin.

Respecting their mode of origin, the ore-breccias of the district fall into four classes: sedimentary, diagenetic, tectonic and karst breccias. The first two types represent structures inherited from the paleosome. Such structures antedate emplacement of ores. The tectonic breccias, volumetrically the least important, are chiefly post-ore deformations. Most abundant and, at the same time, genetically related to mineralization are the karst breccias. The karstic origin of such breccias has been demonstrated independently by Sass-Gustkiewicz (1970, 1974) and Bogacz et al. (1970). This interpretation appears now to be widely accepted by geologists working in the Cracow-Silesian region.

The karst breccias are scattered throughout the ore-bearing dolomite, but they tend to occur preferentially along its lower metasomatic boundary (fig. 1). The

*) Stanisław Dżułyński, Department of Geology — Polish Academy of Sciences in Cracow. Mailing adress: Geological Institute, Jagiellonian University, ul. Oleandry 2 a, 30-063 Kraków, Poland.

Maria Sass-Gustkiewicz, Institute of Geology and Mineral Deposits, Academy of Mining and Metallurgy, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland.

breccias take a form of irregular tubular and often branching bodies. The traceable horizontal extension of such bodies amounts to several hundreds of meters and their maximum thickness may reach several tens of meters. Typically, the breccias consist of angular dolomite fragments (phot. 1). The central portions of the breccia bodies are comprised of a rubble of rotated fragments. Such rubble may pass vertically and laterally into crackle breccias with little or no rotation of fragments. The crackle breccias, in turn, merge into a network of cracks and sag fissures. Some of such fissures approximate a pattern of tension domes (SASS-GUSTKIEWICZ 1974, fig. 2 and 5).

The lower boundaries of breccias are sharp solution surfaces representing the former floors of caves. Often, above such surfaces there are cave sediments. Such sediments include; residual clays (HORZEMSKI 1962) and stratified cave ores composed of detrital and authigenic sulfides (SASS-GUSTKIEWICZ 1975a).

The above characteristics compel the view that the breccias resulted from solutional derangment and cave collapse. This conclusion is also supported by experiments on karst deformations (BALWIERZ and DŻUŁYŃSKI 1976).

Fracturing is a major requirement for solution collapse and the ore-bearing dolomite fits this requirement well. The dolomite possesses its own system of cracks. Some of them appear to have resulted from slight volume reduction and stress redistribution consequent upon recrystallization and dolomitization of the paleosome.

The interfragmental voids of breccias are partly or entirely filled with sulfides and the rock-matrix. The sulfides lining the voids show morphologies identical with those of recent calcite speleothems. Most of the sulfides have precipitated directly on the exposed rock surfaces. Some appear to have nucleated in solution and settled under gravity control to form caps and overhangs on the upper sides of rock fragments.

The ore breccias resulted from a succession of brecciation and mineralization processes. In the Olkusz Mine, one of us (SASS-GUSTKIEWICZ, 1975b) has recognized five stages of mineralization alternating and overlapping with four stages of brecciation. Each stage of mineralization is characterized by its own specific assemblage or ore minerals. The sulfides belonging to different stages have the same composition, but they may differ in texture, mode of occurrence and quantitative associations. What is more to the point, the successively younger ore minerals enclose and envelope the clastic products of earlier stages of mineralization and brecciation. In addition, the breccia bodies as seen in plan view follow a zonal and concentric arrangement with the younger stages covering progressively more extensive areas (for details see: SASS-GUSTKIEWICZ, 1975b). The observed temporal and spatial relationship may be explained on the basis of a prolongued transfer of mineralizing and aggressive solutions through the same breccia body. The relationship reflects the lateral growth of the breccia bodies, mirrors the paragenetic order and bears a record of chages in the character of the solutions.

The rock-matrix of breccias is composed of finer dolomite particles derived from "sanding" i.e., from disaggregation of the host dolomite through dissolution of crystal edges. The end-product of such disaggregation is a soft incoherent mass of grains in which the growing sulfide crystals may acquire euhedral shapes (BOGACZ et al. 1973a). The larger dolomite fragments suspended in such a mass show a self-crackling which cannot be accounted for by solution collapse. The fragments are apparently disrupted into smaller pieces and the space between such pieces is tightly

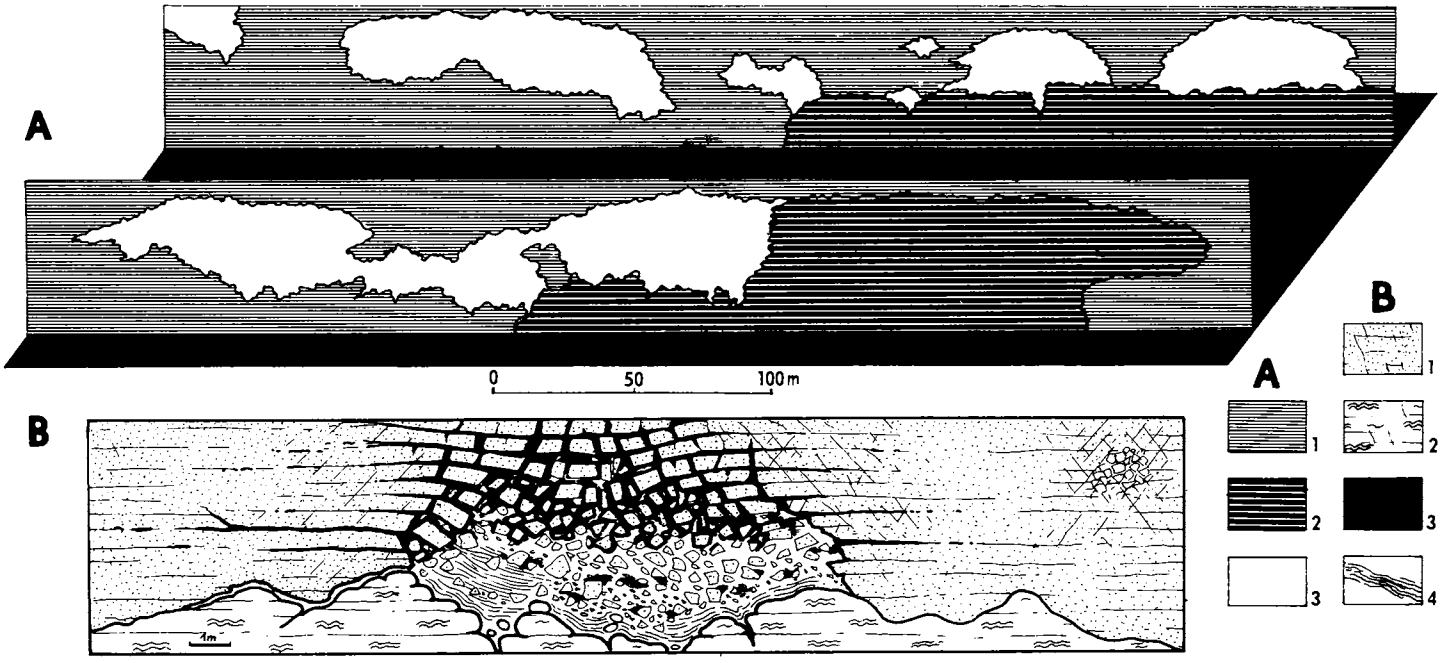


Fig. 1 : A : Distribution of breccia bodies along lower boundary of ore-bearing dolomite. — 1. ore-bearing dolomite. — 2. limestone. — 3. breccia bodies. — B : Idealized section through breccia body. — 1. ore-bearing dolomite. — 2. limestone. — 3. ores. — 4. stratified cave ores.

filled with disaggregated dolomitic grains. The comminution of larger fragments might have been initiated by the growth of crystals in preexisting fractures, but the work on further extension and wedging the fractures open appears to have been expended by a forcible injection of a slurry of water-saturated dolomitic grains.

The rock-matrix may contain the clastic products of earlier mineralizations. With disaggregation of the dolomite fragments enclosing subhorizontal or horizontal sulfide veins, these latter may break up into small pieces which may then sink down in the soft matrix. Such pieces may be mistaken for resedimented sulfide grains, notably if the enclosing dolomitic sand is again transformed into a hard rock by recementation processes (phot. 2).

The lithified matrix shows also evidence of dissolution and replacement processes. The dissolution is here facilitated by permeability and the large total surface of grains exposed to the acid attack. With progressing dissolution the larger rock fragments suspended in the matrix become unsupported and accumulate in a more condensed manner in the newly formed solution caverns. Significantly, such condensed or compacted breccias may consists of dolomite fragments that are entirely enveloped by sulfide bands. Such bands consist of outer incrustation-, and inner replacement-rims. The formations of the sulfide bands begins already in early stages of permeation and dissolution of the matrix. The sides of larger rock fragments suspended in matrix serve as loci for precipitation of sulfides and the fragments themselves are subject to replacement. The replacement proceeds from the sides towards the center of the fragments. The above process is yet another way in which the cockade structure may originate (compare: KUTINA and SEDLACKOVA, 1961). When replacement is carried to an extreme, the whole rock fragment is transformed into an ore piece. Significantly, it is always the dolomite that undergoes the replacement by sulfides. The limestone seldom if ever is subject to such transformation.

The question that arises is; what is the meaning of the observed association of karst breccias and sulfide ores ? There are here three possibilities (WALKER 1928): 1. the karst structures and the ores were produced more or less simultaneously by hydrothermal solutions, 2. the karst structures originated from cold surficial waters before the introduction of hot mineralizing solutions, and; 3. both the karst structures and the ores resident in them resulted from the action of cold waters.

From what has been said earlier in this paper, it appears that the brecciation and mineralization processes were overlapping and close in time. This points to a common formative process for both, the breccias and the ores resident in them. On the other hand, all the evidence that bears on the origin of the Cracow-Silesian ores points to deposition from ascending hydrothermal solutions (for references see BOGACZ et al. 1975). Consequently, it is the first of the three possibilities mentioned that fits best the field data. Due allowance is made, however, for local ingress of hydrothermal ore-bearing solutions into the preexisting system of karst structures produced by the action of cold descending waters. Such allowance is justified by the proximity of the ores to an ancient erosion surface. Among the inevitable consequences of such localization are also remobilization of sulfides and reactivation of collapse processes by cold surficial waters. The remobilization, however, is of minor importance and represents a secondary alteration superimposed upon the structures of hydrothermal origin.

The foregoing interpretation of ore-breccias in the Cracow-Silesian district finds support in recent hydrothermal karst processes. The reality of such processes is

unquestionable. To quote only the best known examples from Central Europe (it was here where the terms "hydrothermal karst" and "thermomineral karst" originated — KUNSKY 1957) we mention the Hungarian and Czechoslovak caves produced by hot waters (e.g. PAVAI-VAJNA 1930—31, OZORAY 1961). Such caves, together with the associated structural (collapse breccias) and mineralogical features provide existing examples of hydrothermal karst processes from which extrapolations can hardly be avoided (DŻUŁYŃSKI 1976). What is more to the point the hot waters that are responsible for the formation of the above mentioned caves carry metals and deposit ore minerals among which there are sulfides. The mineralogy of such ores is poorly known. Until recently, the hydrothermal karst structures have received too little attention from karst geologists and practically no attention from ore geologists. The time has come when it becomes indispensable for ore geologists to investigate the recent hydrothermal karst structures to obtain a better understanding of the origin of many Zn-Pb deposits.

References

BALWIERZ, J., DŻUŁYŃSKI, S. (1976): Experiments on rock deformations produced by underground karst processes. Ann. Soc. Geol. Pol. 46, in press.

BOGACZ, K., DŻUŁYŃSKI, S., HARAŃCZYK, C. (1970): Ore-filled hydrothermal karst features in the Triassic of the Cracow-Silesian Region. Acta Geol. Pol. 20, 2, p. 247—267, Warszawa.

BOGACZ, K., DŻUŁYŃSKI, S., HARAŃCZYK, C., SOBCZYŃSKI, P. (1973): Sphalerite ores reflecting the pattern of primary stratification in the Cracow-Silesian Region. Ann. Soc. Geol. Pol. 43, 3, p. 285—300.

BOGACZ, K., DŻUŁYŃSKI, S., HARAŃCZYK, C., SOBCZYŃSKI, P. (1973a): Caves filled with clastic dolomite and galena mineralization in disaggregated dolomites. Ann. Soc. Geol. Pol. 43, 1, p. 59—72.

BOGACZ, K., DŻUŁYŃSKI, S., HARAŃCZYK, C., SOBCZYŃSKI, P. (1975): Origin of the ore-bearing dolomite in the Triassic of the Cracow-Silesian Pb-Zn ore district. Ann. Soc. Geol. Pol. 45, 2, p. 139—155.

DŻUŁYŃSKI, S. (1976): Hydrothermal karst and Zn-Pb sulfide ores. Ann. Soc. Geol. Pol. 46, 1/2, in press.

HORZEMSKI, J. (1962): On the Relation of the so-colled Vitriol Clays to the Limestones and Ore-bearing Dolomites of the Middle Triassic in Upper Silesia. Bull. Acad. Pol. Scienc., Serie geol. et geogr. 10, 4, p. 237—243.

KUNSKY, J. (1957): Thermomineral karst and caves of Zbrasov, Northern Moravia, Sbornik Zemn. Českoslov. Spol. 62, p. 306—351.

KUTINA, J., SEDLACKOVA, J. (1961): The role of replacement in the origin of some cockade textures. Econ. Geol. 59, p. 149—176.

OZORAY, G. (1961): The mineral filling of the thermal spring caves of Budapest. Atti del Symp. Intern. di Speleolog. Varenna — 1960, V-2, p. 152—170, Como.

PÁVAI-VAJNA, F. (1930—31): Über die Rolle heißer Lösungen, Dämpfe und Gase bei der Höhlenbildung. Hidrológiai Közlöny, 10—11, p. 63—69, Budapest.

SASS-GUSTKIEWICZ, M. (1970): Structural development of a part of Zn-Pb ore body in the Olkusz Mine. Sprw. Posiedz. Kom. Nauk Geol. PAN, XIV/1, p. 268—270, Kraków, in polish.

SASS-GUSTKIEWICZ, M. (1974): Collapse Breccias in the Ore-bearing Dolomite of the Olkusz Mine (Cracow-Silesian ore-district). Ann. Soc. Geol. Pol. 44, 2/3, p. 217—226.

SASS-GUSTKIEWICZ, M. (1975a): Stratified sulfide ores in karst cavities of the Olkusz Mine (Cracow-Silesian Region, Poland). Ann. Soc. Geol. Pol. 45, 1, p. 63—68.

SASS-GUSTKIEWICZ, M. (1975b): Zinc and lead mineralization in collapse breccias of the Olkusz Mine (Cracow-Silesian Region, Poland). Ann. Soc. Geol. Pol. 45, 3/4, 303—326.

WALKER, R. T. (1928): Deposition of Ore in Pre-existing Limestone Caves. American Inst. of Mining and Metal. Engin. Tech. Publ. No. 154, Class I, Min. Geol. 19, p. 3—35.

Zur Korrelation geochemischer Charakteristika der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth mit anderen schichtgebundenen Vererzungen in Karbonatgesteinen

E. SCHROLL*)

Summary

Bleiberg-Kreuth. Geochemical correlation of stratiform lead zinc ore deposits

The present knowledge of the geochemistry of the lead zinc ore deposit Bleiberg-Kreuth is displayed in relation to other ore mineralisations of the Eastern Alpine Trias and other ore provinces. The importance of the geochemical datas is discussed with regard to the problems of the ore genesis.

Zusammenfassung

Das derzeitige Wissen**) über die Geochemie der Blei-Zink-Erzlagerstätte Bleiberg-Kreuth wird im Vergleich mit anderen Vorkommen der ostalpinen Trias und anderen Erzprovinzen dargestellt und die Bedeutung dieses Datenmaterials für die Klärung der Lagerstättengenese diskutiert.

1.0 EINFÜHRUNG

In der vorliegenden Abhandlung sollen die bisherigen Kenntnisse über die Geochemie der Blei-Zink-Erzlagerstätte Bleiberg-Kreuth zusammengefaßt und mit anderen schichtgebundenen Lagerstättentypen verglichen werden. Es soll vor allem aufgezeigt werden, welches Datenmaterial für die geochemische Korrelation noch zusätzlich erforderlich ist, und dazu anregen, dieses im Rahmen eines internationalen Korrelationsprogrammes zu schaffen.

Die geochemische Charakterisierung einer Lagerstätte ist zweifellos keine leichte Aufgabe, da unter der Voraussetzung hinreichender Kenntnis der geologischen, stratigraphischen, sedimentologischen und mineralogischen Grundlagen ein umfangreiches geochemisches Datenmaterial erforderlich ist, das den Gesetzen der Statistik genügen soll. Umso mehr ist es notwendig im Rahmen eines Korrelationsprogrammes ein geochemisches Charakterisierungsschema zu erarbeiten.
Erforderlich erscheint u. a.:

a) Charakterisierung der Geochemie des Nebengesteins.
b) Qualität und Quantifizierung des chemischen Inhaltes der Erzkörper, total und aufgegliedert nach Mineralarten und deren Mineralisationsabfolge einschließlich des Verhaltens koexistierender Mineralparagenese
   — Haupt- und Nebenelemente
   — Spurenelemente
   — Lösungseinschlüsse in Mineralen.

*) Prof. Dr. E. SCHROLL, Bundesversuchs- und Forschungsanstalt-Arsenal, Geotechnisches Institut, Objekt 210, A-1030 Wien.

**) Stand 1. Oktober 1976.

c) Isotopengeochemie (Wasserstoff, Sauerstoff, Kohlenstoff, Strontium, Blei usw.).
d) Beziehungen zwischen Nebengestein und Erzkörper (Reaktionen, Stoffumlagerungen usw.).
e) Rekonstruktion der mineralisierenden Lösungen.
f) Erklärung der Stoffumsätze und der Stoffherkunft bei der Lagerstättenbildung.

2.0 Geochemische Charakterisierung

2.1 Geochemie der Nebengesteine

Eine erste Übersicht über die geochemischen Gesetzmäßigkeiten der oberladinischen und karnischen Gesteinsserie haben Schroll (1967, 1971), Cardich-Loarte (1971) und Cardich-Loarte—Schroll (1973) gegeben.

Abgesehen vom Strontium und z. T. auch vom Mangan, wird der Spurengehalt der Kalk- und Dolomitgesteine vom Gehalt an Tonsubstanz und Bitumen bestimmt. Das dominierende Tonmineral ist Illit. Der Kaliumgehalt gibt in Korrelation mit Konzentrationen von Spurenelementen, wie Ba, Pb, Zn, Ti, Mo oder V, an, ob diese an die Tonsubstanz gebunden sind oder ob eine spezifische Mineralisation zu erwarten ist. In bitumenarmen Kalken und Dolomiten ist, soweit keine Beeinflussung durch mineralisierende Lösungen festzustellen ist, eine positive Korrelation Kalium/Spurenmetall nachweisbar (vgl. Abb. 1 u. 2). Im allgemeinen entspricht die Relation Kalium/Spurenmetall der durchschnittlichen geochemischen Häufigkeit. In der karnischen Stufe (Rubland und Raibl) konnten jedoch in den Karbonatgesteinen zwei statistische Gruppierungen beobachtet werden, die von stratigraphischen oder lithologischen Faktoren abhängig erscheinen. Im Karn von Raibl ist z. B. die kalkige Hangendserie, die auch aragonitführend ist, reich an Blei, bei einem geochemischen durchschnittlichen Kalium/Rubidium-Verhätlnis, während die dolomitische Liegendserie bei einem anormal hohen Kalium/Rubidium-Verhältnis gleichzeitig an Blei verarmt erscheint. Ähnlich verhalten sich mergelige karnische Kalke von Rubland oder vom Karwendelgebirge.

Illitische grüne Mergelbänke aus dem Erzkalk der Bleiberger Fazies zeichnen sich durch höhere K/Rb-Werte aus. Allerdings erweisen sich Tuffite aus Raibl, aber auch die kaliumreichen Kaltwasserporphyre, in bezug auf Kalium relativ arm an Rb (K/Rb 500). Wie weitere Untersuchungen des Verfassers gezeigt haben, unterschieden sich detritäre 1 Md-Illite im Spurengehalt von authigenen Illiten. Ob dieser Befund für Stoffkonzentrierungsprozesse von Bedeutung sein kann, bedarf noch eingehender Studien.

Bituminöse Kalke, besonders aber Dolomite, sind relativ reicher an Pb, Zn, Mo, V oder Ni.

Studien über Beziehungen der Zn-Verteilung zwischen Nebengestein und Vererzung wurden von Mack (1958), Petrascheck (1966) und Kostelka—Niedermayer (1974) durchgeführt. Außer einer geringen Hofbildung um Erzkörper wurden in mergeligen Einlagerungen, wie in den illitführenden grünen Mergelbänken der lagunaren oberladinischen Erzkalkfazies, schichtbeständig erhöhte Zinkgehalte gefunden. Ebenso konnten in Plattenkalken im Bereich schichtgebundener karnischer Vererzungen allgemein höhere Zinkkonzentrationen gefunden werden. Darüber hinaus konnten keine Zusammenhänge zwischen Erzführung und Zinkgehalten in anderen Bereichen der Triassedimente festgestellt werden. Nach den Untersuchungen von Kostelka—Niedermayer (1974) erscheinen die Erzanreiche-

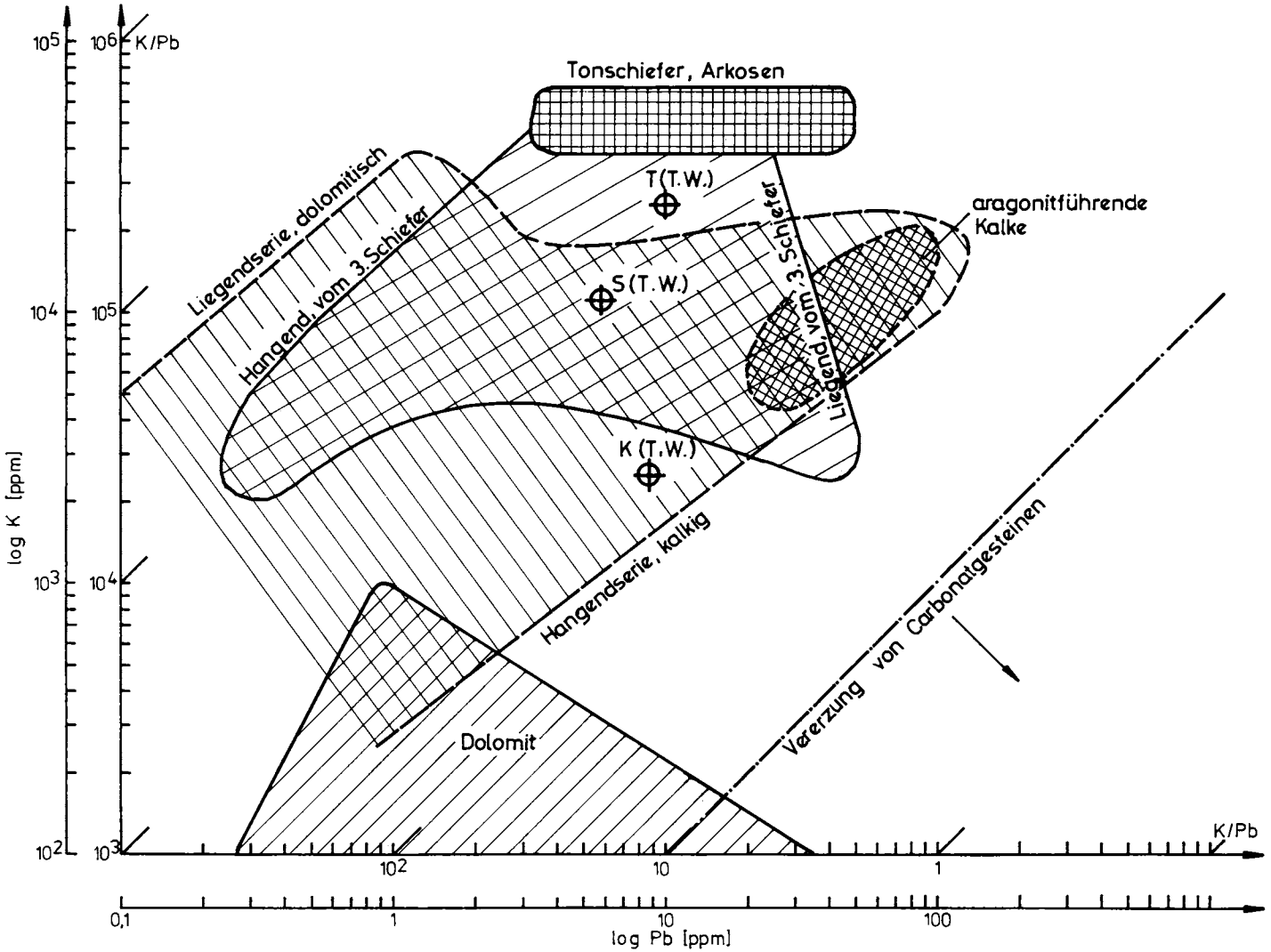


Abb. 1: Korrelationsdiagramm K/Pb in Gesteinen des Karn aus den Profilen Rubland und Raibl (vgl. SCHROLL 1967, bzw. SCHULZ 1970). Karngesteine von Rubland mit Rechtsschraffur, ausgenommen „Tonschiefer und Arkosen", von Raibl mit Linksschraffur, ausgenommen „aragonitführende Kalke". Abkürzungen T (T. W.), Tongesteins S (T. W.), Sandsteine und K (T. W.). Karbonatgesteine: Clarkwerte nach TUREKIAN—WEDEPOHL (1061).

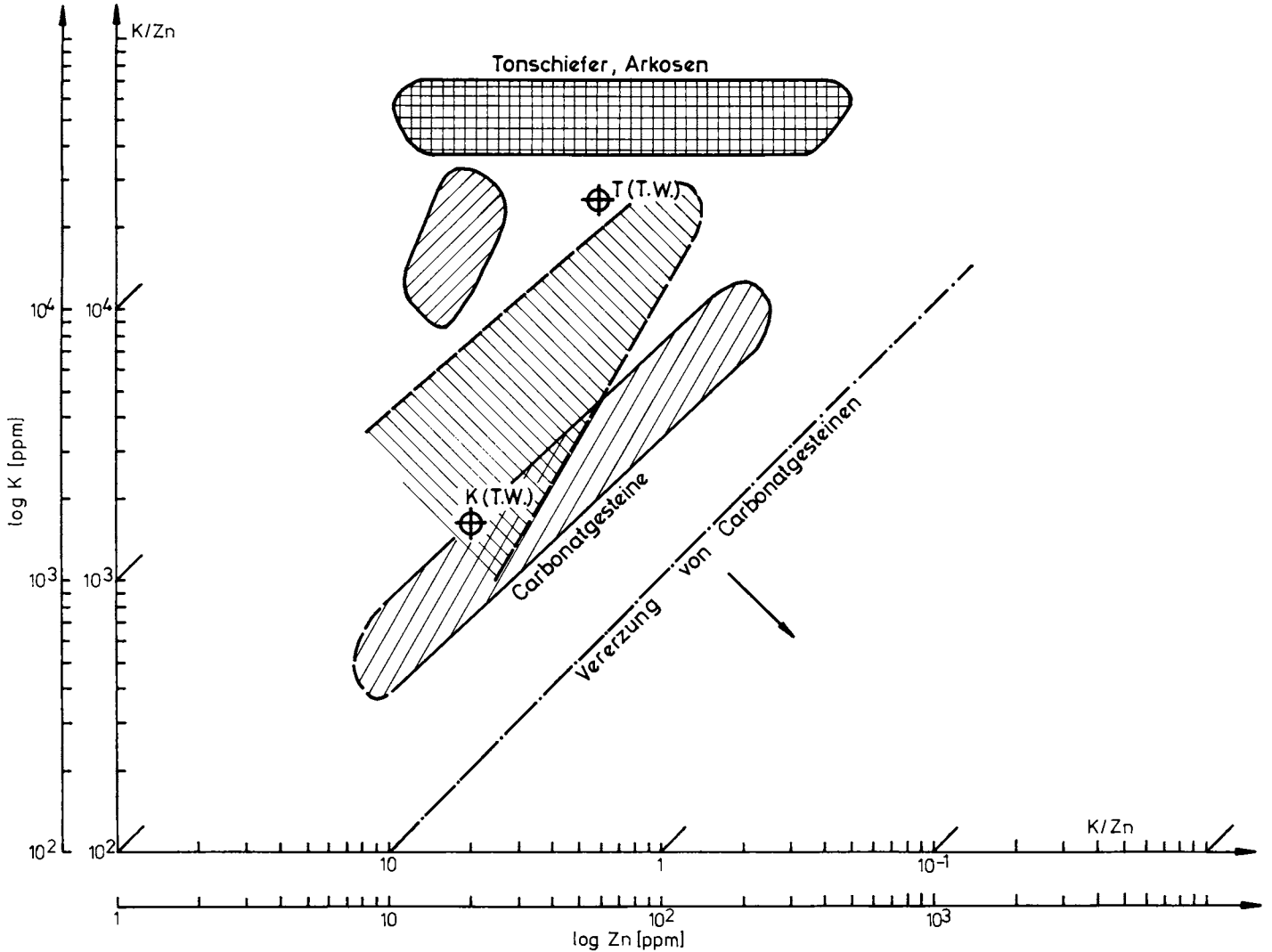


Abb. 2: Korrelationsdiagramm K/Zn in Gesteinen des Karn aus den Profilen Rubland und Raibl. Abkürzungen und Zeichengebung wie Abb. 1.

rungen „als ein lokales Ereignis ohne erkennbaren Zusammenhang mit dem geochemischen Untergrund des Nebengesteines".

KRANZ (1976) gibt für unvererzte Gesteine der Mitteltrias Mittelwerte von 24 ppm Zn und 1,5 ppm Pb an, die durchaus den bekannten Clarkwerten von Karbonatgesteinen entsprechen. Bei Annäherung an das Karn erhöhen sich die Metallkonzentrationen der lagunaren Fazies des Oberladin anormal auf Zn > 150 ppm, Pb > 15 ppm. Höhere Zinkgehalte findet man vor allem in Lösungsbrekzien und metasomatischen Dolomitgeeteinen an der Grenze großer Erzkörper. Die primäre Hofbildung reicht bis in Entfernung von 10 bis 20 m. Weitere geochemische Profile wurden von CARDICH-LOARTE—SCHROLL (1973) und KRANZ (1973) veröffentlicht. Eine von der „Arbeitsgruppe Ostalpen" angeregte systematische Untersuchung geochemischer Profile auf Mg, Sr, K, Si, Fe, Zn, Pb u. a. ist noch nicht abgeschlossen.

Die Geochemie der Karbonatgesteine der Trias ist erst in ihren Anfängen bekannt. Die Metallzufuhr weist jedenfalls episodischen Charakter auf, ganz gleich, auf welche Weise sie tatsächlich erfolgt sein sollte. Die diagenetischen Mineralisationslösungen zeigen jedoch nur eine geringe Tendenz zur Metasomatose des Nebengesteins.

2.2 GEOCHEMIE DER HAUPTELEMENTE

Die quantitative Erfassung des mineralogischen und geochemischen Inhalts von Erzkörpern ist ungleich schwieriger als die von Massengesteinen, deren Bearbeitung Gegenstand der Petrologie ist, obwohl der Aufschluß durch die Bergbautätigkeit dem Petrologen vorteilhaft erscheinen muß. Der Bergbaubetrieb beschränkt sich aber aus ökonomischen Gründen auf Reicherze und bevorzugt bestimmte Erztypen. Dazu kommen die Geheimhaltung von Datenmaterial mit wirtschaftlicher Bedeutung, aber auch Schwierigkeiten bei der Diagnose von Vorräten. Die Datenerfassung läßt sich überdies in erster Linie vom Standpunkt der Bergbautechnologie leiten. Man darf dabei auch nicht das Phänomen der Oxidationszone übersehen, das zu Fehlbeurteilungen führen kann. Zinkerze oxidieren eher als Bleierze, und Zink vermag in Verwitterungslösungen weiter zu migrieren.

Bei den mesozoischen Blei-Zink-Lagerstätten der Ostalpen — soweit es sich um primäre Mineralisationen handelt — variiert das Pb/Zn-Verhältnis von etwa 2/1 bis 1/20. Fluorreiche Erze sind in der Regel zinkreicher, schwerspatführende bevorzugen Blei. Es gibt aber auch zahlreiche Erzvorkommen ohne Flußspat und Schwerspat. So sind in Großlagerstätten, wie Mežica und Salafossa, beide Gangartminerale, wenn überhaupt, nur untergeordnet vorhanden. Visuell erkennbare Mineralaggregationen sind eine ausgesprochene Seltenheit. Das Vorkommen von Karbonaten (Calcit, Dolomit) als Gangart erscheint in bezug auf den Metallinhalt eines Erzkörpers unsignifikant.

In Bleiberg-Kreuth läßt sich zwischen Blei und Zink bezogen auf die gesamte Lagerstätte keine Korrelation feststellen. In der Bleiberger Lagunarfazies des Oberladins nimmt der Gehalt an Zink von Ost nach West zu (von 2 : 1 bis 1 : 10 nach HOLLER (1936) und von 6 : 2,5 auf 2 : 9 nach KOSTELKA—PETRASCHECK (1967) unter Einschluß der neuaufgeschlossenen Vererzungstypen im Karn und Ladin). Mit dem Zinkgehalt steigt der Fluorgehalt an von einigen Prozenten bis über 25% Fluorit im Hauwerk. Mit dem Erreichen eines maximalen Fluorgehaltes nimmt auch der Schwerspatgehalt ab. Die Vererzungen im Westen der Lagerstätte führen nur einige

Prozente Flußspat, aber keinen Schwerspat. Mit dem Auftreten von Flußspat ist auch eine intensivere Quarzführung verbunden.

Tab. 1 soll einen Überblick über die Metallverhältnisse in einigen mesozoischen Lagerstätten der Ostalpen im Vergleich zu anderen stratiformen Blei-Zink-Lagerstätten in Karbonatgesteinen geben.

Tabelle 1: Pb/Zn-Verhältnisse in einigen stratiformen Lagerstätten in Karbonatgesteinen

Bleiberg-Kreuth	Pb/Zn	2:1 bis 1:10 (HOLLER 1936)
Mežica		1,5:1 und 1:8 bis 1:12 (im Grabenrevier) STRUCL (1970)
Raibl		1:7 bis 1:4 (COLBERTALDO 1967)
Salafossa		1:6 (ESPOURTELLE u. Mitarb. 1966)
Oberschlesien		1:4 bis 1:6 (GAYKIEWICZ 1967)
Tri-State-Vorkommen		1:5 bis 1:6 (COLBERTALDO 1967)
Oberes Mississippi-Tal		1:11 (COLBERTALDO 1967)

Eine größenordnungsmäßige Vorstellung über die mineralisierten Metallmengen sollen nachfolgende Zahlenangaben geben. Bis 1972 wurden in Bleiberg-Kreuth 2,5 Mill. t Pb + Zn-Metall abgebaut. Davon lieferte der lagunare Typ rund 2,1 Mill. t, dessen Vererzungsquerschnitt mit 80 m^2 und dessen Vererzungsdichte mit 0,4 Mill. t/km^2 angegeben wird. Die neu aufgefundenen Vererzungen im Westen der Lagerstätte weisen einen wesentlich höheren Vererzungsquerschnitt von 6000 m^2 mit einer Vererzungsdichte von 12 Mill. t/km^2 auf (KOSTELKA 1973).

2.3 „SPURENELEMENTE" DER BLEI-ZINK-ERZE

Abb. 2 und 3 sollen einen Überblick über die Spurenelementverteilung in Bleiglanz und Zinkblende von Bleiberg-Kreuth geben. Auffällig ist die außerordentlich große Variationsbreite der Gehalte an Neben- und Spurenelementen (SCHROLL 1953 und 1955, HEGEMANN 1960, RAZMY—SCHROLL 1974). FRUTH (1966) findet in Zinkblenden der Nördlichen Kalkalpen gleichfalls eine große Konzentrationsbreite, meist auch auf ein und derselben Lagerstätte.

Der Bleiglanz von Bleiberg-Kreuth ist arm an Ag, Cu, Sb, Bi und Sn. Die charakteristischen Spurenelemente sind nur Arsen und Thallium (Abb. 2).

Die Zinkblende ist arm an Mn, Fe, Co, Cu, Hg, In, Ga und Sn, aber meist reich an Tl (1—3000, ⌀ 100 ppm), an Ge (0,3—3000, ⌀ 200 ppm) und an As (unter 10 bis 5000 ppm). Der Cadmiumgehalt liegt im Mittelwert über 0,2%. Der Gehalt an Silber und Kupfer in der Zinkblende ist höher als im Bleiglanz (Abb. 3).

Erste Versuche zur Feststellung der Spurenelementverteilung zwischen koexistierenden Bleiglanzen und Zinkblenden ergaben für Ag, As und Tl keine eindeutige Korrelation. Sollte sich dieser erste Befund bewahrheiten, so würde dies auf das Fehlen eindeutiger chemischer Gleichgewichte deuten. Die Zinkblenden zeigen fast durchwegs eine gute positive Korrelation für Ge/As (etwa 1:1) und eine abgeschwächte für Ge/Tl. Starke Änderungen in der Steigung der Regressionsgeraden wurden bei den Korrelationspaaren Tl/Ga und As/Ga erhalten. Die Tl/As- und Ge/Ga-Verhältnisse zeigen minerogenetische, lokale und provinzielle Unterschiede an.

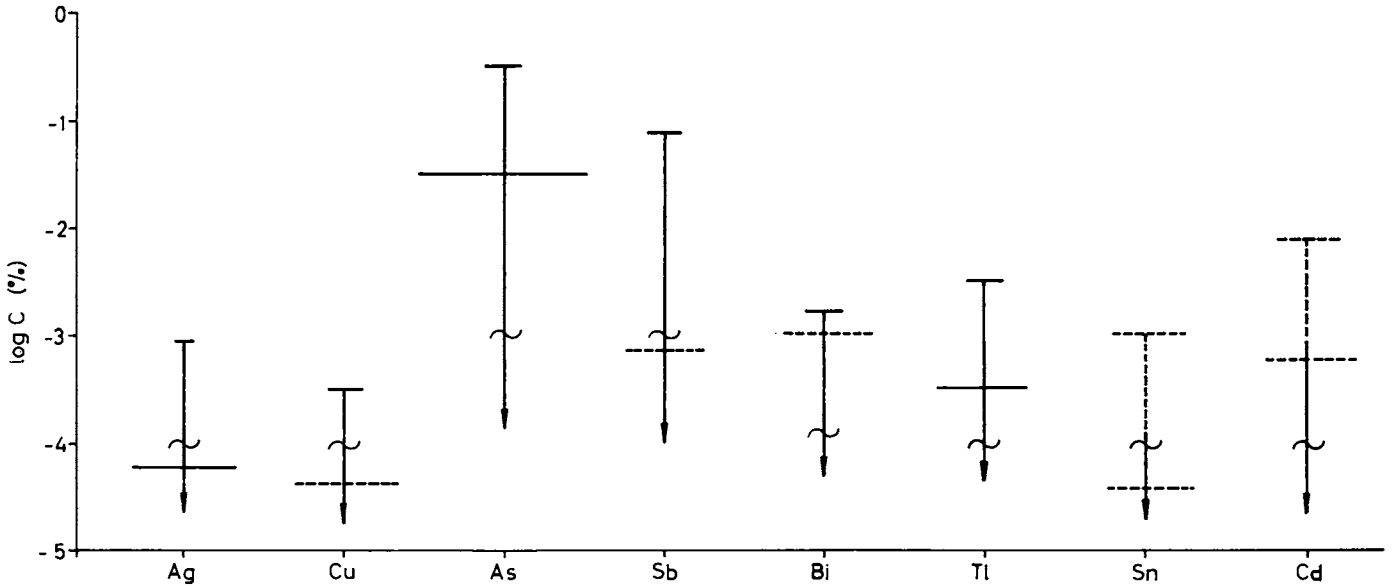


Abb. 3: Spurenelemente im Bleiberg-Kreuth (Mittelwerte Querstriche. Nachweisgrenzen ~)

Die geochemische Charakteristik der Blei-Zink-Erze von Raibl und Mežica ist der von Bleiberg ähnlich. Allerdings erreichen die Gehalte an Tl, Ge und As in Raibl ihr Maximum.

TERŽIC (1972) bestimmte Gehalte an As, Tl, Hg, Cu, und Mn in einigen Zinkblenden aus Mežica. In Schalenblenden wurde ein Hg-Gehalt von maximal 1 ppm erhalten; der Mittelwert für Hg liegt aber im Bereich von 0,2 ppm. Das Zinkerz aus dem östlichen Teil der Lagerstätte weist einen Spurengehalt von etwa 2,3% Fe, 0,1 bis 0,2% Cd und rund 250 ppm Ge auf, während solche aus dolomitisierten Riffgesteinen 0,3% Fe, 0,3 bis 0,5% Cd und 50 bis 100 ppm Ge enthalten (STRUČL 1970).

Die Erze von Bleiberg-Kreuth, Mežica und Raibl fallen durch extreme Armut an folgenden Begleitelementen auf: Cu, Ag, Hg, Ga, In und Sb. Der Lagerstättentyp Gorno in den Bergamasker Alpen, dessen Genese noch am ehesten mit vulkanischen Ereignissen in Zusammenhang gebracht werden kann, ist relativ reich an Hg und Sb; As und Tl treten zurück. Die Gehalte an Ga können auch größer sein als die an Ge. FRUTH—MAUCHER (1960) findet in der „Schwellenfazies" Ge > Ga und in der Beckenfazies Ga > Ge. Die Erze von Nordtirol unterscheiden sich von Vorkommen im Drauzug, Karawanken und Südalpen nicht nur durch höhere Gehalte an Ag, sondern auch an Cu, Hg, Ga und Sb. Ihr Spurenelementgehalt nähert sich dem der Blei-Zink-Erze von Oberschlesien, die sich jedoch durch höhere Cadmiumgehalte auszeichnen.

In Tab. 2 sind die „Spurenelementgehalte" in Zinkblende und Bleiglanz von verschiedenen Lagerstätten bzw. Lagerstättenprovinzen schichtgebundener Blei-Zink-Lagerstätten in Karbonatgesteine miteinander verglichen.

Tabelle 2: „Spurenelemente" in Zinkblenden in Beziehung zum Spurengehalt im Bleiglanz verschiedener Typen und Provinzen schichtgebundener Blei-Zink-Lagerstätten in Karbonatgesteinen. (Angabe als Mittelwerte. Werte für Bleiberg-Kreuth vorläufig.)

Zinkblende

Element	Bleiberg-Kreuth	Gorno (FRUTH/MAUCHER 1966)	Nordtirol (FRUTH 1966 ergänzt)	Oberschlesien (HARANCZYK 1957)	Trochitenkalk NW-Deutschland (HOFMEISTER u. Mitarb. 1972)
Cd	2400	1500	1670	6180	8000
Hg	< 1	55	max. 30 ?	< 10	n. b.
Ag	3	30	200	(570)	~ 1
Cu	< 1 ?	?	450	360	< 100
Ga	3	230	85	23	10
In	< 1	?	max. 1	< 10 ?	10
Tl	90	< 10	70	122	< 10
Ge	200	130	210	70	< 10
As	200 ?	< 100	(450)	637	?

Bleiglanz

		(SCHROLL 1953)	(SCHROLL 1953)		
Ag	< 1 (max. 30)	500	max. 5000	324	< 1—28
Cu	< 1 (max. 5)	?	(1—500)	?	10—1000
As	200	10	max. 1000	430	< 100
Sb	< 10 (max.)	1000	max. 3000	322	< 10—200
Bi	< 10 (max.)	30	3—5	?	< 30
Tl	3 (max.)	3	(5)	7	< 10

Bemerkung: Über Spurengehalte der Erze der Mississippi Valley-Provinz liegen nur Daten von STOIBER (1940) sowie bei FLEISCHER (1955), vgl. auch SCHROLL (1953), vor. Die Zinkblenden zeigen bevorzugt hohe Gehalte an Ga, Ge, geringe Spuren an In und Tl, die Bleierze ± Ag, Sb, Bi.

Zwischen den Spurenelementen und der Vererzung ergibt sich in Bleiberg-Kreuth ein deutlicher Zusammenhang mit dem Nebengestein. Die reinsten Zinkblenden findet man in den sehr reinen Wettersteinkalken. Auf Grund des sehr geringen Eisengehaltes zeigen solche Zinkblenden, die oft vom Nebengestein visuell nicht immer leicht unterscheidbar sind, deutliche Lumineszenzerscheinungen. Mit steigendem Tonanteil und Eisengehalt der mineralisierten Sedimente steigt in der Regel der Gehalt an Fe, Mn und anderen Spurenelementen in der Blende an.

Die Abhängigkeit der Neben- und Spurenelemente vom Charakter der mineralisierenden Lösungen verlangt noch eine moderne Interpretation. Unterschiede in der Bildungstemperatur dürften dabei nicht die Rolle spielen, wie man früher angenommen hat, eher das Angebot an Elementen, pH- und Eh-(Redoxpotential-)Werte, Choridgehalt, Komplexbildung u. ä. Bisher sind allerdings nur die Verteilungskoeffizienten von Cd zwischen Zinksulfid und Lösung bekannt (MOOKHERJEE 1962). Der Verteilungskoeffizient erscheint vom Chloridgehalt der Lösung abhängig zu sein, so daß mit steigender Salinität höhere Cadmiumgehalte zu erwarten sind (vgl. auch den hohen Mittelwert für Cd für die Zinkerze aus Oberschlesien). Frisch gefälltes Zinksulfid zeigt ferner eine außerordentliche Sorptionsfähigkeit für viele chalkophile und besonders oxychalkophile Elemente, wie As, Ge oder Tl. GAYKIEWICZ (1967) gibt an, daß in den oberschlesischen Zinkblenden Fe, As, Tl, Ge und Mo vornehmlich in den als Mineralgel abgeschiedenenen Schalenblenden angereichert wird, Cd, Ag, Cu, Ga und Sb hingegen in Zinkblenden, die im normalen Kristallisationsprozeß entstanden sind.

Ferner muß das Verhalten der Spurenelemente bei der Diagenese in Betracht gezogen werden. Bei Rekristallisation im offenen System gehen Spurenelemente verloren, die Zinkblenden werden reiner.

Erste Versuche, die Abhängigkeit der Spurengehalte von den Zinkblendegenerationen zu studieren, wurden von SCHROLL (1953) (vgl. dazu HARAŃCZYK—GAYKIEWICZ (1970) durchgeführt. Während des gesamten Mineralisationsprozesses

erscheint der Gesamtgehalt an seltenen Elementen, bezogen auf Blei bzw. Zink konstant. Die synsedimentären Zinksulfide dürften in ihren Spurengehalten, soweit keine früh- oder spätdiagenetische Rekristallisation im offenen System erfolgt ist, am ehesten dem Durchschnittsgehalt der Gesamtlagerstätte entsprechen. Diagenetische Zinksulfide können entweder extreme Anreicherungen, so in diagenetischen Schalenblendeabsätzen, oder Verarmungen an Ge, Tl, As aufweisen.

Analytisch und experimentell ist noch sehr viel Arbeit erforderlich. Es mangelt noch sehr an vergleichbarem Datenmaterial. Für die geochemische Charakterisierung der Zinkblende bieten sich die Elementverhältnisse Ga/In/Tl, Tl/Ga, Ge/Ga und Tl/As an.

2.4 Molybdän und Vanadium

Molybdän und Vanadium sind charakteristische Bestandteile der Nebengesteine. Wettersteinkalk enthält 2—3 ppm V und 0,x ppm Mo. In bitumenarmen Gesteinen sind beide Elemente an die Tonsubstanz gebunden und mit Kalium korrelierbar. In bituminösen Kalken und Dolomiten kann der Überschuß an V über 20 ppm und an Mo bis zu 6 ppm betragen.

Der Molybdängehalt ist auch lokal verschieden. So enthalten die Gesteine des Karn des Karwendelgebirges unter 1 ppm, von Rubland 2 ppm und von Raibl 2—5 ppm. Die Hangendschichten tendieren allgemein zu höheren Konzentrationen.

Die Annahme, daß Molybdän aus dem Nebengestein selbst mobilisiert wird und entweder in Form von Molybdänglanz (z. T. Jordisit) oder nach dessen Oxydation bzw. aus dem Nebengestein selbst in Form von Wulfenit mineralisiert wird, besteht sicherlich zu Recht (Siegl 1947, Hegemann 1949, Schroll 1953). Die Molybdänsulfidvererzung ist in Bleiberg-Kreuth stets absätzig von der Blei-Zink-Vererzung und meist an bituminöse Karbonatgesteine gebunden. Die Vanadiummineralisation (Vanadinit, Deskloizit, Wulfenit mit bis 1% V) ist ausschließlich an die Oxydationszone gebunden. Nur in Mežica wurde Molybdänglanz direkt neben Bleiglanz angetroffen (Duhovnik 1954). Dies ist kein Gegenargument für die sedimentäre Herkunft des Molybdäns, sondern nur ein weiterer Hinweis, daß auch das Blei schichtgebunden mineralisiert ist.

Zur Ergänzung erscheint noch ein eingehendes Studium der Geochemie der Molybdäniden Wolfram und Rhenium erforderlich. Über Wolframgehalte liegen noch keine Daten vor, außer daß in einem norischen Ölschiefer vom Woschackgraben (westl. Kreuth) 1,2 ppm W (Mo/W ~ 30) nachgewiesen werden konnte. Der Rheniumgehalt in Molybdänsulfiden aus Bleiberg und Kreuth liegt sicher unter 1 ppm Re. Im Wulfenit von Bleiberg wurde von Geilmann und Mitarb. (1945/48) 1 ppm Re nachgewiesen.

2.5 Strontium

Arbeiten zur Geochemie des Strontiums liegen von Cardich-Loarte (1971) und Cardich-Loarte—Schroll (1972) vor. Der Strontiumgehalt der grauen Anhydrite entspricht mit 800—1200 ppm Sr den Strontiumgehalten evaporitischer Erstausscheidungen von Calciumsulfat. Blauer Anhydrit ist etwas strontiumreicher (⌀ 1370 ppm Sr) und kommt den Strontiumkonzentrationen in den Baryten nahe. Zuckerkörniger Gips läßt bereits an Hand der Strontiumgehalte erkennen, daß er aus blauem Anhydrit gebildet worden ist.

Der Strontiumgehalt in Baryten ist mit dem anderer aus Meerwasser ausgeschiedenen Schwerspäten (Meggon, Rammelsberg, Grazer Paläozoikum) vergleichbar

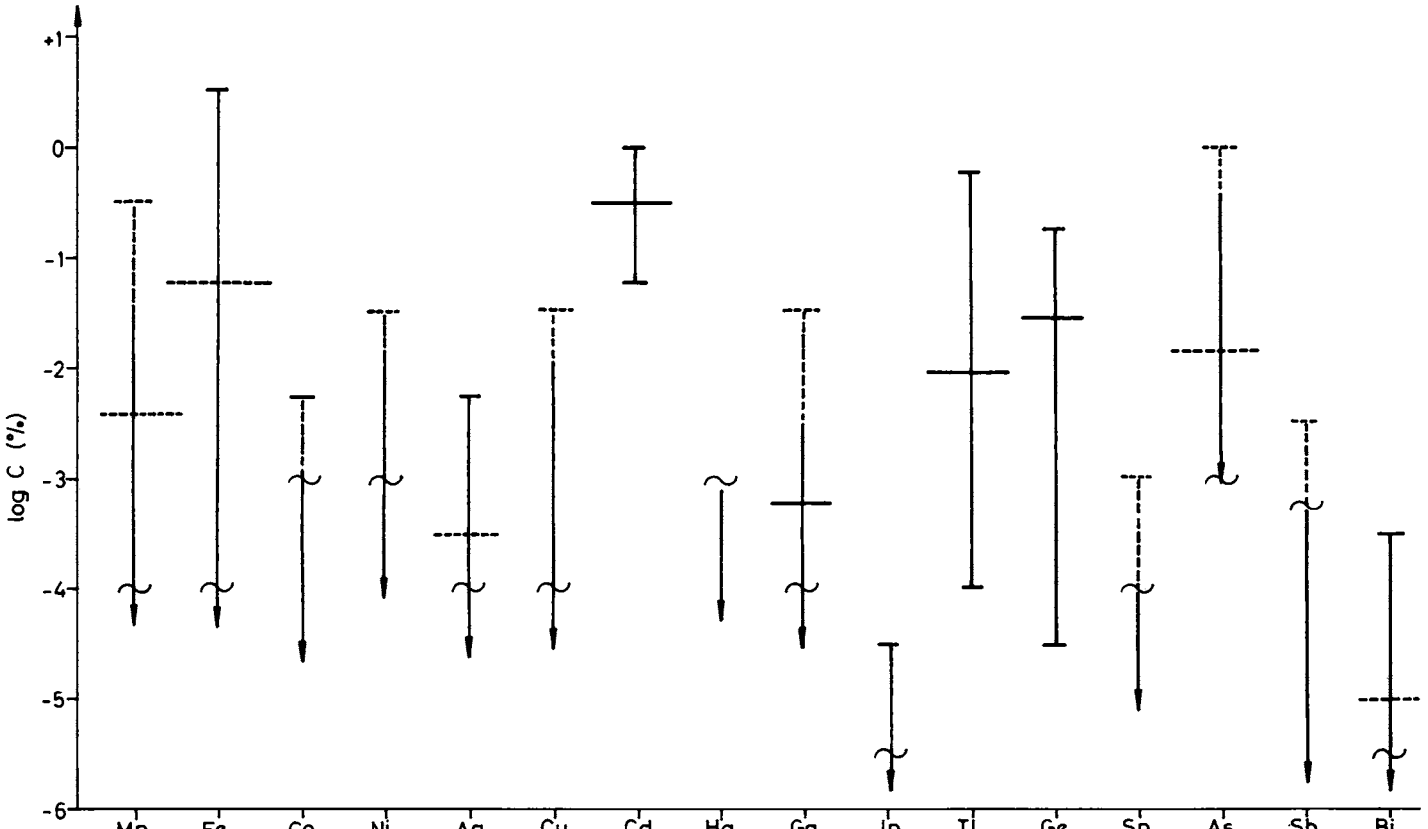


Abb. 4: Neben- und Spurenelemente in Zinkblenden von Bleiberg-Kreuth (Mittelwerte Querstriche, Nachweisgrenzen ~).

Überdurchschnittliche Gehalte sind selten. Spätdiagenetische Baryte erscheinen Sr-reicher. Es sind Verwachsungen mit Strontianit zu beobachten. Coelestin kommt vereinzelt in den obersten „Edlen Flächen", selten in unmittelbarer Verbindung mit Erzen, vor.

Der Strontiumgehalt der Calcite ist durch den Strontiumgehalt der Karbonatsedimente bestimmt. Er nimmt beim Übergang von der Skalenodertracht zum Kanonenspat ab. Die Strontiumkonzentrationen in Bildungen der Oxydationszone (Kalzit, Baryt, Gips) ist stets merklich niedriger (vgl. auch Abb. 5).

Die Geochemie des Strontiums in der Lagerstätte ist durch das Sediment bestimmt, wie auch ein Vergleich mit der Strontiumverteilung in Mežica beweist. Eine Strontiumzufuhr durch „Hydrothermen" ist nicht nachweisbar. Die mineralisierenden Lösungen müssen einen Strontiumgehalt aufgewiesen haben, der etwa dem des Meerwassers entsprochen hat. Mit fallender Temperatur nimmt der Verteilungskoeffizient Mineral/Lösung für Strontium ab, vermutlich aber auch die Strontiumkonzentration der mineralisierenden Lösung selbst.

2.6 Seltene Erden

Die Verteilung der Seltenen Erden wurde von Brätter u. Mitarb. (1972), Schneider—Möller—Parekh (1975) und Möller—Parekh—Schneider (1976) in Flußspäten und Karbonatsedimenten der ostalpinen Trias mit Hilfe der Neutronenaktivierungsanalyse untersucht. Alle bisherigen Untersuchungen, bei denen die Lumineszenzanalyse (Haberlandt 1949) oder die optische Spektralanalyse (Huber—Schausberger 1965) eingesetzt worden waren, brachten keinen Nachweis der Seltenen Erden, ausgenommen geringe Gehalte an Yttrium. Nach den letzten Ergebnissen liegt die Summe der Seltenen Erden in Fluoriten der Nördlichen Kalkalpen zwischen 0,17 bis 11 ppm. Bei den synsedimentären Fluoriten der ersten Generation entspricht die Verteilung der Seltenen Erden den Verteilungsgesetzmäßigkeiten zwischen Calciumkarbonat und Fluorit unter marinen Bedingungen. Zur Charakterisierung wird das Korrelationsdiagramm Tb/Ca-Tb/La herangezogen. Während der diagenetischen Mobilisation ist eine Fraktionierung der Seltenen Erden festzustellen. Die leichten Cererden werden abgereichert, die schweren Yttererden bleiben erhalten oder werden sogar angereichert. Damit konnte der Beweis für den sedimentären Absatz der Flußspäte abgegeben werden.

3.0 Flüssigkeitseinschlüsse, Bildungstemperatur und chemische Beschaffenheit der Erzlösungen

Zur Zeit gibt es noch keine Studien über Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralen (z. B. in Quarz, Flußspat, Zinkblende). Die Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen in Sulfiden der oberschlesischen Lagerstättenprovinz ergaben Bildungstemperaturen von 60—120° C (Ermokov 1966).

Ein erster Versuch, die Bildungstemperatur in Bleiberg-Kreuth mit Hilfe des Strontiumgehaltes in Kalkspat, Flußspat, Schwerspat und Anhydrit abzuschätzen, wurde von Cardich-Loarte (1971) unternommen. Demnach sollte die Bildungstemperatur 150° C auf keinen Fall überschritten haben. Allerdings könnte die Lagerstätte durch Tiefenversenkung im Jura oder in der Kreide eine Aufwärmung in dieser Größenordnung erfahren haben.

Das mineralisierende Medium war ohne Zweifel Meerwasser oder durch Diageneseprozesse degeniertes Meerwasser. Auch „vulkanogene" Wässer würden

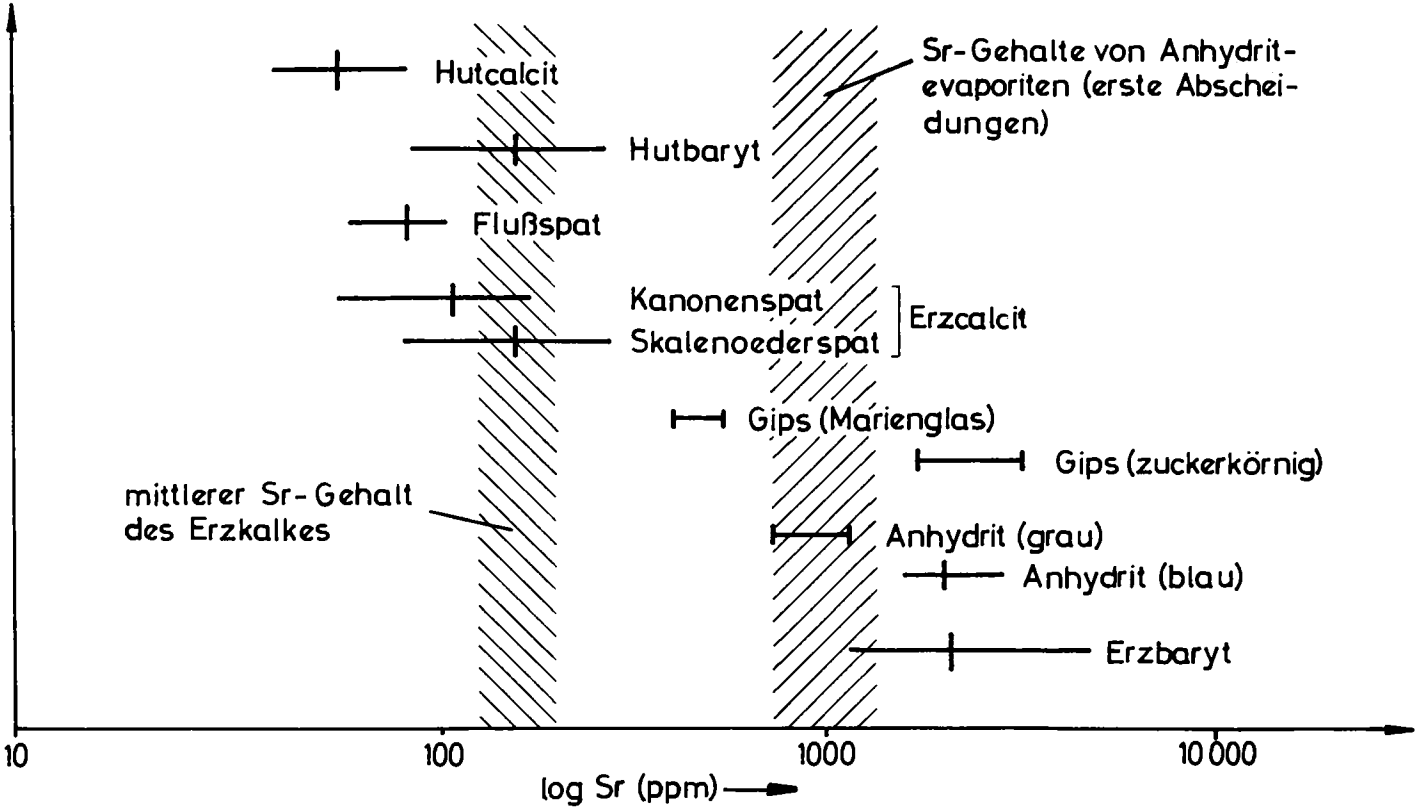


Abb. 5: Strontiumgehalte im Nebengestein und Calciummineralen der Gangart von Bleiberg-Kreuth (nach CARDICH-LOARTE (1971), CARDICH-LOARTE —SCHROLL (1973).

sich vom Meerwasser ableiten. Hochsalinare Formationswässer waren zwar gleichfalls in Frage zu ziehen, scheiden aber im Falle von Bleiberg-Kreuth als Lösungsmedium aus.

SCHNEIDER (1969) versuchte durch analytischen Nachweis von Natrium und Chlorid im Nebengestein auf die Salinität der Erzlösungen rückzuschließen. Er nimmt an, daß bei den diagenetischen Prozessen Connate-Wässer wirksam gewesen sind. Es scheint, daß im Bereich der Vererzungen der ostalpinen Trias diesbezüglich Unterschiede bestanden haben könnten.

Die Rekonstruktion der Erzlösungen und des chemischen Reaktionsablaufes ist noch ausständig und wird einen wertvollen Beitrag zur endgültigen Abklärung der Genese darstellen.

4.0 Isotope

4.1 SCHWEFELISOTOPE

Alle bisherigen Schwefelisotopenbestimmungen an Sulfaten Bleiberg-Kreuth (SCHROLL—WEDEPOHL 1972) ergaben, daß der syngenetisch abgelagerte graue Anhydrit im Schwefelisotopenverhältnis dem des Meerwassers zur Zeit Ladin/Karn entspricht: δ^{34} + 16,1‰. Grauer Anhydrit von Mežica stimmt mit + 15,7‰ überein. Blauer Anhydrit ergibt einen merklich positiveren Wert von + 18,9‰. Der blaue Anhydrit ist in seinem Stoffinhalt sicherlich evaporitischer Herkunft und keinesfalls — wie man ursprünglich meinte — durch ein Sulfat erklärbar, das durch Oxydation von Sulfiden entstanden wäre.

Syngenetisch ausgeschiedener Baryt zeigt gleichfalls eine Schwefelisotopenzusammensetzung, die dem des Meerwassers nahekommt (+ 17,5‰). Baryte aus diagenetischen Paragenesen und „Gangmineralisationen" tendieren zu schwach erniedrigtem δ^{34}S (bis + 14,8‰).

Die Sulfide (vgl. auch GRINENKO u. Mitarb. 1975) weisen durchwegs negative δ^{34}S-Werte auf: Bleiglanz > Zinkblende > Pyrit, Markasit.

Syngenetische Kügelchen und Oolithbildungen von Zinkblende enthalten bevorzugt leichte Schwefelisotope. Spätdiagenetische und epigenetische Schalenblenden haben stark negative δ^{34}S-Werte. Soweit Sulfide in einem geschlossenen System durch Reduktion von Sulfat gebildet worden sind, kommen auch schwach negative Werte vor.

Die bisher bekannten Schwefelisotopenwerte lasssen sich nur auf biogenem Wege, d. h. mikrobakterielle Reduktion von Meerwassersulfat aufklären. Abb. 6 gibt einen Überblick über die bisher gemessenen δ^{34}S-Werte von Bleiberg-Kreuth.

DROVENIK u. Mitarb. (1970) finden in schichtgebundenen Sulfiden von Mežica δ^{34}S-Werte von —7 bis —23‰, in Sulfiden aus Kluftvererzungen + 2 bis —8‰.

Die Bleiberg-Zinkvererzungen von Gorno zeigen nach FRUTH—MAUCHER (1966) in der „Schwellenfazies" einen mittleren δ^{34}S-Wert von + 2,4‰ (0,0 bis + 3,8‰) und in der „Beckenfazies" einen solchen von —4,5‰ (+ 1,3 bis —9,7‰). Dagegen werden im Trochitenkalk stark negative Werte (ZnS —25,9‰ und Pb —27‰) und in einem Fall auch ein positiver Wert von + 15,7‰ gefunden, der auf einen Anreicherungsprozeß des schweren Schwefels in einem geschlossenen System deutet (HOFMEISTER u. Mitarb. 1972). Positive Werte zeigen auch die Sulfide (Pyrite bis + 67‰ δ^{34}S) in der oberschlesischen Erzprovinz auf (VON GEHLEN 1969). Nach HARANCZYK (1973) und HARANCZYKLIS (1973) findet man positive Werte bei Sulfiden, die sekundär in Hohlräumen abgesetzt worden sind. Die erste Erzgeneration besitzt dagegen δ^{34}S-

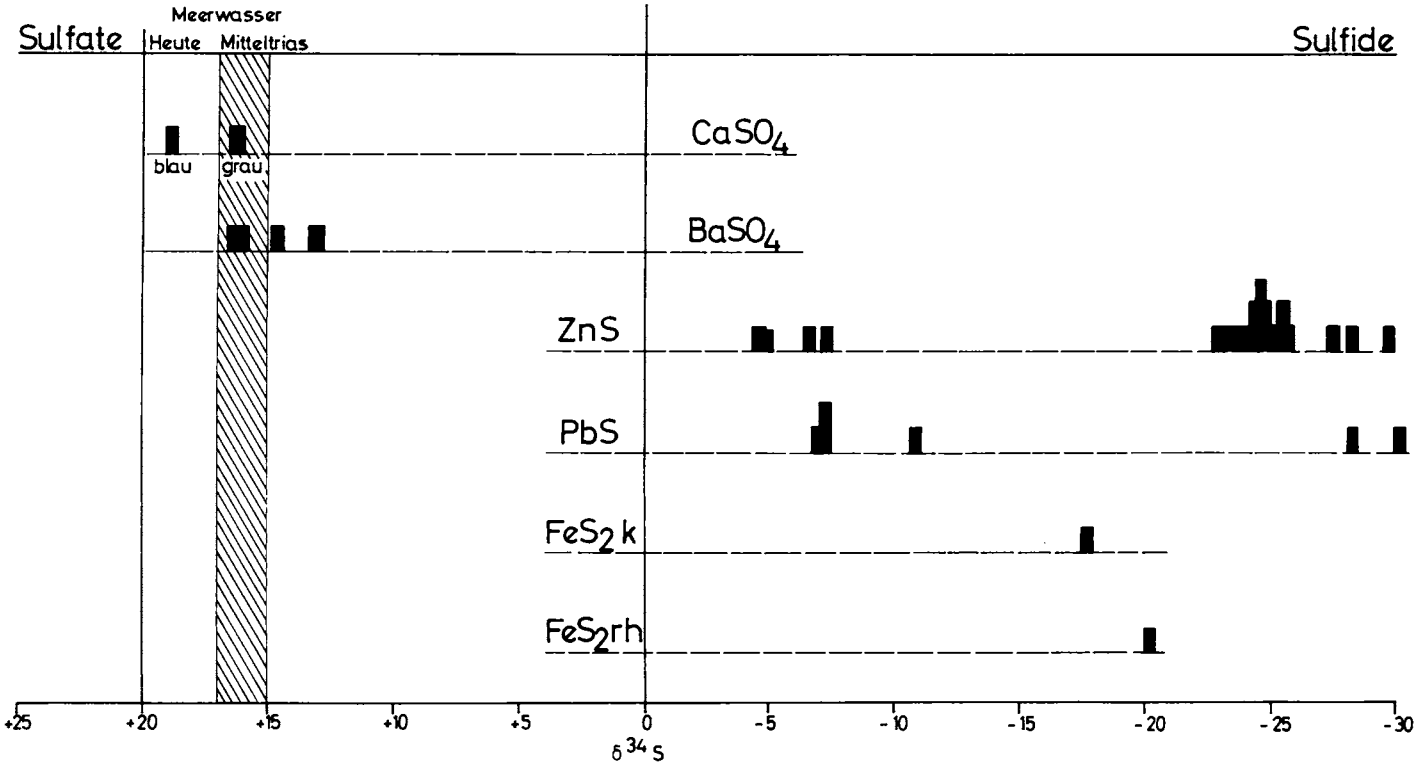


Abb. 6: Bisher bekannte $\delta^{34}S$-Werte von Sulfaten und Sulfiden aus Bleiberg-Kreuth (nach SCHROLL—WEDEPOHL 1972, GRINENKO u. Mitarb. 1975).

Werte um Null. ($\delta^{34}S$ —1,4 bis +6,0.) Zementative Bildungen, wie Brunckit (feinkristalline weiße Zinkblendeabsätze), besitzen dagegen eine stark negative Schwefelisotopenzusammensetzung ($\delta^{34}S$ —30‰). Die Sulfide der Blei-Zink-Vererzungen in mesozoischen Karbonatgesteinen des Französischen Zentralplateaus und Marokkos zeichnen sich durchwegs durch negative $\delta^{34}S$-Werte aus (Franz. Zentralplateau —1 bis —44‰, Marokko —20 bis —40‰). Eine Ausnahme bilden nur die Gangvererzungen von Tizin'Firest/Marokko mit +10 bis —8‰ (LANCELOT u. Mitarb. 1971).

Die Schwefelisotopenzusammensetzung beweist jedenfalls, daß die Mineralisation überwiegend im tiefthermalen Bereich (max. 150° C auf Grund der Existenzfähigkeit der Schwefelbakterien) vor sich gegangen sein muß. Die $\delta^{34}S$-Werte von Sulfaten bestätigen, daß Meerwassersulfate der Trias zur Ausfällung gekommen sind. $\delta^{34}S$-Streuwerte um Null sind dagegen noch kein zwingender Grund für die Annahme einer magmatogenen Herkunft des Schwefels. In geschlossenen Systemen kann durch bakteriogene Schwefelisotopenfraktionierung auch eine Anreicherung des schweren Isotops herbeigeführt werden. Daher tendieren spätdiagenetische Kluftvererzungen meist zu positiveren $\delta^{34}S$-Werten.

4.2 STRONTIUMISOTOPE

Eine Bestimmung der Isotopenzusammensetzung von Strontium in Mineralen und Gesteinen ist noch nicht erfolgt. Es ist aber zu erwarten, daß das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis der des Meerwassers oder auch zum Teil der stofflich-terrigenen Zufuhr zur Zeit der Trias entspricht.

4.3 BLEIISOTOPE

Das Blei von Bleiberg wurde schon bei den ersten systematischen massenspektrometrischen Untersuchungen von natürlichem Blei als ein besonderer Typ erkannt und als Typ „B(leiberg)" bezeichnet, da das berechnete Modellalter dieses Bleis älter erschien als das stratigraphische Alter der Sedimentgesteine, in der die schichtgebundene Erzmineralisation vorkommt (HOUTERMANS 1946).

Die Analysen der Bleiisotopen ergaben für das Bleiberger Blei

$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	
18,50	18,50	38,82	(EBERHARDT u. Mitarb. 1962)
18,54	15,84	39,02	(GRÖGLER u. Mitarb. 1961)

Nach dem Modell von HOLMES—HOUTERMANS und unter Zugrundelegung der damals bekannten Daten des „Urbleis" und der Zerfallskonstanten von Uran und Thorium erhielt man ein Modellalter von 350 ± 60 M a. Nach den Vorstellungen von STANTON u. Mitarb. (1959) sollte man jedoch ein Modellalter von 210 M a annehmen können, so daß die Anomalität des Bleis dieser Lagerstätte wieder in Frage gestellt war.

Eine Überprüfung mit Bezug auf einen Standard und unter Verwendung einer präziseren Meßmethodik ergibt nach KÖPPEL—KOSTELKA (1976) folgende Bleiisotopenverhältnisse:

	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
Bleiglanze aus sedimentären Texturen (14)	18,378 ± 0,007	15,674 ± 0,007	38,558 ± 0,029
Bleiglanze aus diskordanten Texturen (6)	18,379 ± 0,005	15,670 ± 0,010	38,554 ± 0,028

Insgesamt zeigen 22 Bleiglanzproben innerhalb der Fehlergrenzen der verfeinerten Meßmethodik keine signifikanten Unterschiede in der Bleiisotopenzusammensetzung. Das Bleiberger Blei ist demnach aus Mineralisationen im Unterladin bis zu solchen im Karn, gleichwie syngenetischer oder diskordanter Natur, innerhalb des Lagerstättenbereiches als homogen zu bezeichnen. Nach den Modellvorstellungen von STACEY—KRAMERS (1975) erhielte man ein Modellalter von 300 M a.

Die älteren Werte von GRÖGLER u. Mitarb. (1961), die auch andere Bleiglanze der ostalpinen Trias betreffen, wären demnach in bezug zu den neuen Werten für das Bleiberger Blei zu korrigieren bzw. zu überprüfen (vgl. Abb. 7). Man kann aber schon jetzt sagen, daß sich die Isotopenzusammensetzung der Bleie aus den Großlagerstätten des Drauzuges und der Karawanken sowie der Südalpen, Bleiberg-Kreuth, Mežica (Mieß) und Raibl nicht allzusehr unterscheiden sollte. In den Nordalpen dürften die Modellalter niedriger sein und bis zu N-, vielleicht auch schwachen J-Typen variieren; das Blei läßt sich aus einem krustalen geochemischen Milieu mit durchschnittlichen U/Pb- bzw. U/Th-Verhältnissen ableiten. Es bleibt noch zu untersuchen, ob neben regionalen Unterschieden Differenzen zwischen anisischen und ladinisch-karnischen Bleivererzungen feststellbar sind.

In der Trias Oberschlesiens kommt überwiegend derselbe schwache B-Typ krustaler Herkunft vor wie in den Ostalpen. Allerdings konnte auch in einigen Lagerstätten (Olkusz, Trzebionka) ein anormaler J-Typ des Bleis nachgewiesen werden, dessen Isotopenzusammensetzung auf ein Herkunftsmilieu mit niedrigen U /Pb- bzw. U/Th-Verhältnissen schließen ließe, etwa typisch für die Unterkruste oder ozeanisches Mantelmaterial. Blei vergleichbarer anomaler Isotopenzusammensetzung wurde in Galeniten festgestellt, die im Paläozoikum in Diabasgängen bei Mrzyglód/Zawiercie vorkommen (HARAŃCZYK 1969, 1971).

Das Blei der Mississippi Valley-Provinz reicht von extremen J-Typen (Modellalter —2000 M a) bis zu schwachen J-Typen. Von DOE—DELEVAUX (1972) konnten mit Hilfe der Isotopenanalyse von Erz- und Gesteinsblei nachgewiesen werden, daß das Blei und dementsprechend auch die anderen Metalle vorwiegend durch Reaktion heißer salinarer Formationswässer mit Sandsteinen, die klastisches Material präkambrischen Alters enthalten und die als Paläowasserträger in Frage kommen (z. B. Lamotte-Sandstein), mobilisiert worden sind. Die Isotopenzusammensetzung des Bleis einer Lagerstätte, ja selbst eines Bleiglanzkristalles, kann Unterschiede aufweisen.

Die Bleiglanze aus dem Mesozoikum des Französischen Zentralplateaus besitzen normale oder schwach negative Modellalter, während die aus dem marokkanischen Atlasgebirge mit jurassischem Mineralisationsalter ausgeprägtere B-Typen als das Blei von Bleiberg-Kreuth aufweisen (LANCELOT—SARAZIN—ALLEGRE 1971).

Wie schon CAHEN u. Mitarb. (1958), SCHROLL (1965) u. a. festgestellt haben, scheint eine Beziehung zwischen Spurenelementgehalten und Modellaltern zu bestehen. B-Typen sind meist arm an Ag, Cu, Sb, Bi, Se u. a.; die Zinkblenden sind arm an Hg, Ga, In u. a. Dafür treten Spurenelemente wie Tl oder As stärker hervor.

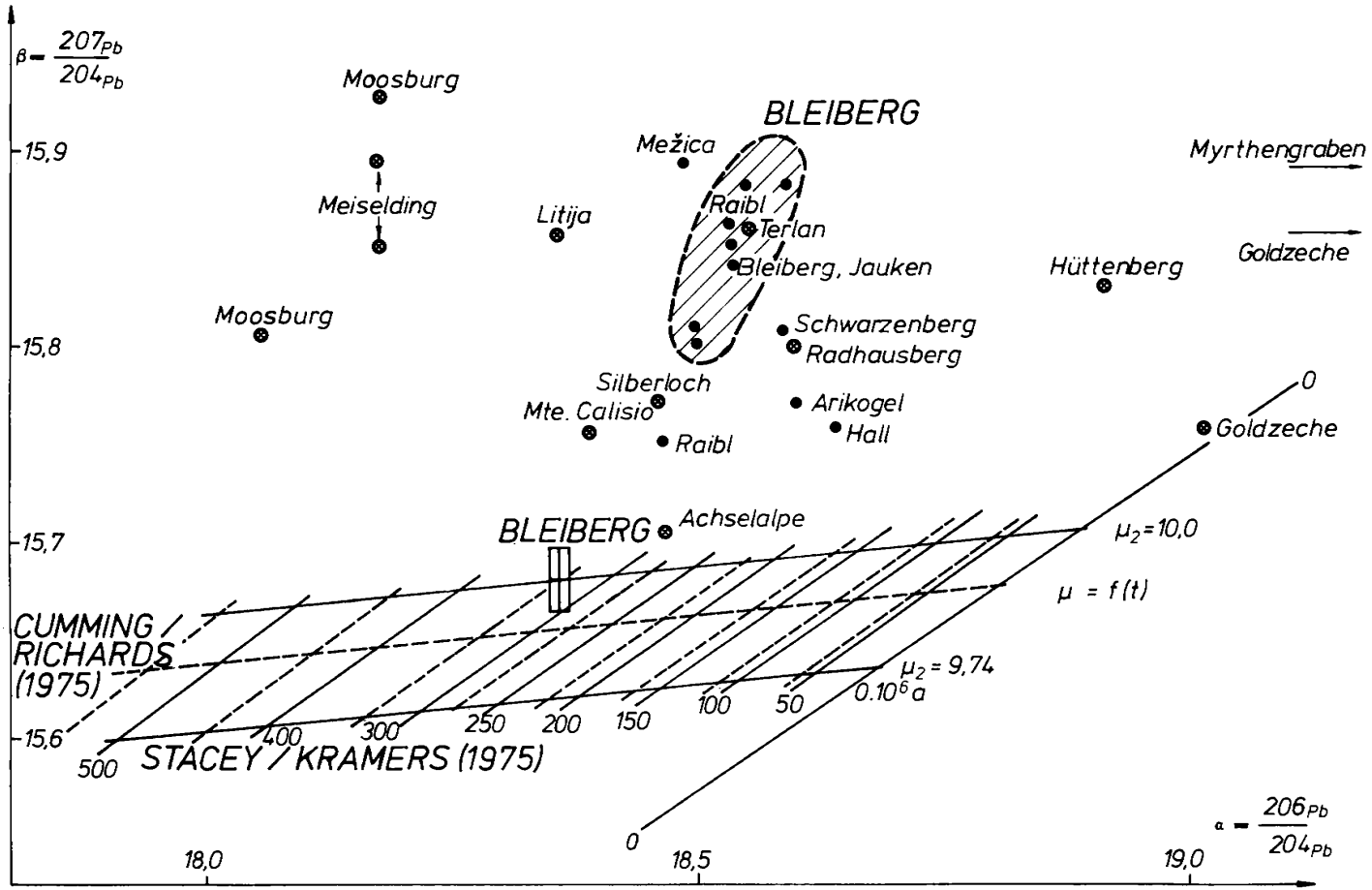


Abb. 7: Isotopenzusammensetzung des Bleis von Bleiberg-Kreuth nach älteren Analysen (s. a. GRÖGLER—GRÜNENFELDER—SCHROLL 1965) im Vergleich zu neueren Bestimmungen von KÖPPEL—KOSTELKA (1976). Die Daten anderer Bleie ostalpiner Lagerstätten dürften analog zu korrigieren sein, wobei sich aber eine grundsätzliche Änderung im Verhältnis der Modellalter abzeichnet. (Blei aus dem ostalpinen Mesozoikum als schwarze Punkte!) Isochronen und Entwicklungskurven (μ_2) des Modells nach STACEY/KRAMERS 1975)[1]) sind als ausgezogene und die des Modells nach CUMMING/RICHARDS (1975)[1]) als strichlierte Linien eingezeichnet.

[1]) Siehe Earth & Planet. Sci. Let. 26, 207—221, bzw. 155—171.

J-Typen verhalten sich invers. GRÄSER (1969) konnte an den metamorphosierten Triasvererzungen des Binnatales (Schweiz) zeigen, daß der Gehalt an Wismut mit steigendem Anteil an radiogenem Blei zunimmt.

5.0 Herkunft der mineralisierenden Lösungen und ihres Metallinhaltes

Entgegengesetzt zur Meinung einiger Lagerstättenforscher ist die Herkunft der mineralisierenden Lösungen und ihres Stoffinhaltes von wesentlicher Bedeutung, wenn auch nicht ohne Beziehungen zu den Ergebnissen der übrigen erdwissenschaftlichen Disziplinen. (Vgl. auch Diskussionsbemerkung MAUCHER 1971.)

Nach jahrzehntelanger Diskussion über die Genese der Blei-Zink-Lagerstätten vom Typ Bleiberg-Kreuth haben jene Hypothesen recht behalten, die basierend auf den Erkenntnissen der Sedimentologie, nicht zuletzt befruchtet durch das Lebenswerk von SANDNER, behaupteten, daß diese Lagerstätten schichtgebunden und synsedimentär angelegt sind (u. a. TAUPITZ 1954, SCHNEIDER 1953, MAUCHER 1954, MAUCHER—SCHNEIDER 1967, zahlreiche Arbeiten von SCHULZ 1960, 1968, 19 usw., siehe auch 1973). Den Geochemikern fiel die Eigenart der Elementvergesellschaftung auf, so daß selbst die Annahme einer nichtmagmatogenen Genese diskussionswert erschien (vgl. SCHROLL 1953 u. 1965). Von HEGEMANN (u. a. 1948, 1960) wurde eine „vulkanogen-exhalative" Genese (heute würde man besser von „vulkanogensedimentären" Lagerstätten sprechen) angenommen, wie dies im übrigen auch von der erstgenannten Forschergruppe bis heute in Erwägung gezogen wird.

Neuere Hypothesen stellen auch eine rein sedimentäre Genese zur Diskussion (u. a. BERNARD—FOGLIER 1967, BECHSTÄDT 1976). Untersuchungen in Wattenmeeren, wie die von HALLBERG (1974) oder aber auch lagunaren Bereichen mit tropisch-aridem Klima waren für diese nicht von der Hand zu weisende Hypothese richtungsweisend.

Ebenso ungelöst bleibt die Frage nach der Bedeutung des Vulkanismus für die Vererzung (KOSTELKA—SIEGL 1965) oder nach dem Aufstieg metallführender Lösungen aus einem Paläowasserträger, etwa dem Permoskyth (SEIDL 1959, SCHROLL 1954). Eine Herkunft aus dem Paläozoikum oder gar dem Altkristallin im Sinne einer Lagerstättenregeneration ist sicher auszuschließen.

Mit großer Wahrscheinlichkeit sind jene Hypothesen auszuscheiden, wonach diese Lagerstätten aus Hydrothermen entstanden wären, die ihren Ursprung einem Tiefenmagmatismus, z. B. Alkalimagmen, zu verdanken hätten. Allein schon die Wegsamkeit für den Aufstieg bedeutender Wassermassen aus großen Tiefen innerhalb relativ kurzer Zeiträume würde ein geologisches Problem für sich darstellen. Dasselbe gilt für die hydrothermale Umlagerung älterer Lagerstätten im unterliegenden Paläozoikum oder Altkristallin.

Grundsätzlich sind deshalb überhaupt nur drei Varianten ernstlich in Erwägung zu ziehen:

1. Warme, mehr oder weniger salinare Wässer, die aus einem Aquifer Stoffe lösen und aszendent im Karbonatgestein oder durch Austritt am Meeresboden zum Absatz bringen.
2. Verwitterungslösungen aus alten Landoberflächen, die vor allem bei Klimaumschwüngen Metalle in sehr flache großräumige Meeresteile einspeisen, die durch Wattenmeerbildung und Evaporitausscheidungen gekennzeichnet sind („Sab-

kaprozeß", RENFRO 1974). Die Stoffe werden sedimentär konzentriert und diagenetisch umgelagert.

3. Stoffabgabe aus vulkanogenem Material (Tuffen, Laven u. ä.) durch über- und untermeerische Verwitterungsprozesse oder auch Zersetzung durch postvulkanische Prozesse.

Man darf auf keinen Fall übersehen, daß in der Trias in ganz Europa, im allgemeinen mit geringerer Intensität — mit Ausnahme der oberschlesischen Vorkommen — auf der Plattform „Germanische Trias") im deutschen Raum, im Gebiet des Französischen Zentralplateaus, des pannonischen Zwischengebirges u. a. und meist in größerer Intensität im Bereich der mediterranen Geosynklinale („Alpine Trias") Blei-Zink-Mineralisationen in Karbonatgesteinen sehr verbreitet vorkommen. Diese Tatsache schließt eine variante Genese nicht aus.

Eine genetische Deutung nach Variante 1 hieße schwache J-Typen — extreme J-Typen sind nur bei großem zeitlichen Hiatus zwischen der Bildung des Wasserträgers und des Mineralisationsprozesses zu erwarten —, weiters eine buntere Metallvergesellschaftung (Pb, Zn + Cu, Ag, Sb usw.), stärkeren Kieselsäureabsatz, geringe Homogenität der Bleiisotopenzusammensetzung, positive $\delta^{34}S$-Werte u. dgl.

Die Variante 2 entspräche noch am ehesten einer Blei-Zink-Mineralisation, die extrem arm an Begleitelementen ist (Ag-, Cu-, Fe-Armut usw.), eine intensive Beziehung zum Nebengesteinschemismus, stark biogen beeinflußte Schwefelisotopenfraktionierung, homogene Bleiisotopenzusammensetzung u. ä. aufweist.

Die Variante 3 wäre unter Annahme einer rein sedimentären Stoffmobilisation aus nicht zu basischen kalireichen Tuffen, am ehesten mit Variante 1 und 2 zu kombinieren. Magmatogene Prozesse führen zur Bildung von Kieslagerstätten vom Typ Meggen oder Rammelsberg, die durch eine stärkere Konzentration von Eisen und chalkophilen Begleitelementen, wie Cu, Ag, Sb, Hg u. ä. charakterisiert sind. Ob der Nachweis der Isotopenzusammensetzung des Schwefels ($\delta^{34}S = 0‰$) allein als Beweis für die vulkanogene Herkunft des Schwefels gelten darf, ist bereits in Frage gestellt worden.

Das geochemische Datenmaterial reicht zur Zeit noch nicht aus, um aus der geochemischen Charakteristik der ostalpinen triassischen Blei-Zink-Vererzungen bindende genetische Schlüsse ziehen zu können. Ergänzende Untersuchungen, vor allem auch des Gesteinschemismus und Isotopengeochemie des Nebengesteins (Vulkanite, Plattformkristallin), Rekonstruktionsversuche der mineralisierenden Lösungen einschließlich experimenteller Untersuchungen über Mobilisierbarkeit und Absatz von Stoffen werden im Zuge der Korrelation mit anderen mesozoischen oder auch jüngeren und älteren Blei-Zink-Vererzungen in Karbonatgesteinen dazu beitragen, die Gruppe der „telethermalen Blei-Zink-Lagerstätten" besser genetisch verstehen und klassifizieren zu können.

Geochemisch besteht wohl kein Zweifel, daß das Element Blei, einschließlich seiner kristallchechischen Begleitelemente Tl, Ba und z. T. Sr vornehmlich aus den Kalifeldspäten, das Zink mit seinen Begleitelementen Fe und Cd, sowie das Fluor aus Glimmern abzuleiten ist, Ge und Ga werden bei der Zerstörung der Alumosilikate frei.

Eine zusammenfassende Übersicht über die geochemische Charakteristik einiger schichtgebundener Blei-Zink-Lagerstätten und -provinzen in Karbonatgesteinen gibt Tab. 3.

Tabelle 3: Vergleich der geochemischen Charakteristik einiger schichtgebundener Pb-Zn-Lagerstätten-Typen und -Provinzen in Karbonatgesteinen

	Bleiberg-Kreuth	Gorno	Nordalpen	Oberschlesien	Trochitenkalk NW-Deutschland	Mississippi Valley
Stratigraphie	Trias Ladin/Karn	Trias Ladin	Trias Anis bis Ladin	Trias Anis	Trias Anis	Devon. Karbon
Lagerstätten-inhalt	groß	mittel	klein bis mittel	groß	klein	groß
Metallinhalt	Zn, Pb; As, Ge, Tl (Mo, V)	Zn, Pb; Ag, Sb, Ga, Ge, Hg	Zn, Pb; ±Ag, Cu, As, Sb, Ga, Ge, As, Tl, Mo	Zn, Pb; Ag, Cu, As, Sb, Ge, As, Tl, Mo	Pb, Zn; Ag, Cu, Sb	Zn, Pb; Ag, Cu, Ge, Ga
Gangart	Karbonate, Fluorit, Baryt, Anhydrit, Strontianit	Karbonate, Fluorit	Karbonate, Fluorit, selten Sulfate (Anhydrit)	Karbonate, (Dolomitisierung!) Baryt (meist jüngster Erzgeneration)	Karbonate, Baryt	Karbonate, (Dolomitisierung) z. T. Baryt, Fluorit, Silifizierung
S-Isotope	Sulfate Meerwasser $\delta^{34}S < 0$ (bis stark negativ)	Sulfide $\delta^{34}S \gtrless 0$	(Sulfate Meerwasser) Sulfide $\delta^{34}S < 0$ (bis stark negativ)	Sulfate $\delta^{34}S > 0$ variierend Sulfide, stark variierendes $\delta^{34}S < 0$ (schwach negativ bis stark positiv)	Sulfide $\delta^{34}S \gtrless 0$	Sulfide $\delta^{34}S \gtrless 0$

	Bleiberg-Kreuth	Gorno	Nordalpen	Oberschlesien	Trochitenkalk NW-Deutschland	Mississippi Valley
Pb-Isotope	Schwacher B-Typ, homogen	Schwacher B-Typ (?)	Schwacher B-Typ/ schwacher J-Typ	Schwacher B-Typ/ schwacher anormaler J-Typ	Schwacher J-Typ/ N-Typ	Starker J-Typ bis N-Typ, oft inhomogen
Charakter der mineralisierenden Lösungen	Meerwasser bis schwach salinar, offenes System	Meerwasser offenes System	Meerwasser bis schwach salinare Connatewässer	salinare Formations wässer, geschlossenes bis offenes System	Meerwasser Formations wässer, offenes bis geschlossenes System	hochsalinare Formations-wässer, offenes bis geschlossenes System
Zusammen hang mit Vulkanismus	Tuffverdächtige Sedimente, Vulkanite in Distanz	Montmorillo nitische Tufflagen, Zusammenhang behauptet	Nicht beobachtet	Kein	Kein	Kein (?)
Möglicher Paläoaquifer	Permoskyth/ Karn ?	Permoskyth ?	Permoskyth/ Karn ?	Perm ?	?	Sandsteine (Lamotte u. a.)
Mineralisationszeit	Trias bis Kreide vorstellbar	?	Trias bis Kreide vorstellbar	Trias bis Miozän	Trias bis jünger	Devos bis Karbon
Metallherkunft	?	?	?	?	?	Sandsteine auf präkambrischem Altkristallin u. a. Quellen

6. Schlußbemerkung

So theoretisch die Betrachtung der Geochemie dieser Lagerstättengruppe auch erscheinen möge, so ergeben sich trotzdem nicht unwesentliche praktische Aspekte. Es wird nicht nur das Problem der Genese einer endgültigen Lösung nähergebracht, sondern es ergeben sich auch wertvolle Erkenntnisse für die Lagerstättenprospektion. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß man über bessere Kenntnisse von Chemismus und Isotopenzusammensetzung auch Aussagen über Höffigkeit und zu erwartende Lagerstätteninhalte erhalten kann, wie etwa, daß Großlagerstätten an einen bestimmten Typ der Bleiisotopenzusammensetzung gebunden sind (vgl. DOE—STACEY 1974). Nach dem bisher bekannten Datenmaterial wäre zu folgern, daß in den ostalpinen Trias größere Lagerstätteninhalte nur in Bereichen silberarmer Blei-Zink-Vererzungen zu erwarten sein sollten, die eine Bleiisotopenzusammensetzung von B-Typ aufweisen.

Literatur

BECHSTÄDT, T.: Lead zinc ores dependent on cyclic sedimentation. Mineral. Deposita 10 (1975) 234.

BERNARD, A., FOGLIERINI, F.: Étude methologique sur la genese des gisements stratiformes du plomb-zinc en environment carbonate. Econ. Geol. Monograph. 3 (1967) 267.

BRÄTTER, P., JACOB, K. H., MÜLLER, P., RÖSICK, U.: Verteilungsmuster der Lanthaniden in Fluoriten der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg in Österreich. 2nd Intern. Symp. on the Mineral Deposits of the Alps (Bled). Geologija 15 (1972) 329.

BROWN, S. J.: Isotopic zoning of lead and sulfur in Southeast Missouri. Econ. Geol. Monogr. 3 (1967) 410.

CAHEN, T. P., EBERHARDT, J., GEISS, J., HOUTERMANS, F. G., EDWAB, J., SIGNER, P.: On a correlation between common lead model age and trace element content of galenas. G. C. A. 14 (1958) 134.

CARDICH-LOARTE, L. A.: Geochemie des Strontiums in der Blei-Zink-Erzlagerstätte Bleiberg-Kreuth. Diss. Univ. Wien 1971.

CARDICH-LOARTE, L. A., SCHROLL, E.: Zur Geochemie des Strontiums in den Blei-Zink-Mineralisationen vom Typ Bleiberg-Kreuth und ihre Beziehung zur Erzgenese. Proceedings of the 2nd Intern. Symp. on the Mineral Deposits of the Alps. Geologija (Ljubljana) 15 (1972) 337.

CARDICH-LOARTE, L. A., SCHROLL, E.: Die Verteilung und Korrelation einiger Elemente in einem Erzkalkprofil der Bleiberger Fazies (Bleiberg/Kärnten — Rudolfschacht). T. M. P. Mitt. 20 (1973) 59.

COLBERALDO, D.: Giacimenti Minerari: Vol. I, Giacimentologia generale giacimenti di Pb-Zn (e Ag). Cedan, Padova 1967.

DESSAU, G.: Gli elementi minori nelle blende e nella galena dello miniera Salafossa (S. Pietro e. S. Stefano di Cadore, Alpi Orientali Italiane). Confronti con i giacimenti del Bergamasco e di Raibl. Giornata di Studi Geominerari (Agordo) (1967) 123.

DOE, B. R., DELEVAUX, M. H.: Source of lead in Southeast Missouri galena ores. Econ. Geol. 67 (1972) 409.

DOE, B. R., STACEY, J. S.: The application of lead isotopes to problems of ore genesis and ore prospection evaluation. A Review. Econ. Geol. 69 (1974) 757.

DROVENIK, M., LESKOVŠEK, H., PEZDIČ, J., STRUČL, I.: Sulfur-isotope composition in sulfide of some Yugoslavian ore deposits. Rud.-met. Sbornik (1970) 153.

DUHOVNIK, J.: Über die Herkunft von Molybdän in der Blei-Zink-Erzlagerstätte Mežica (Slow.). Geologija (Ljubljana) 2 (1954) 113.

ESPOURTEILLE, F., FOGLIERINI, F., LAGNY, PH.: Le gisement plombo-zincifere de Salafossa (Alpes Carniques Occidentales-Italie): une breche sedimentaire mineralisée sur le talus d'un recif triasique). In: Atti del Symp. intern. su i giacimenti minerari delle Alpi Vol. 1 (1966) 83.

ERMAKOV, N. P.: Analysed some sulfide samples collected by T. Galiewicz — fide T. GALKIEWICZ, geneza šlasko-krakowskich zboz cynkowo-olowiowych. Rudy Metale Nieżelanzne (Katowice) 6 (1966) 285.

FLEISCHER, M.: Minor elements in some sulfide minerals. Econ. Geol. 50th Anniversary Vol. Part. II (1955) 970.

FRUTH, I.: Spurengehalte der Zinkblenden verschiedenen Pb-Zn-Vorkommen in den nördlichen Kalkalpen. Chemie d. Erde 25 (1966) 105.

FRUTH, I., MAUCHER, A.: Spurenelemente und Schwefelisotope in Zinkblenden der Blei-Zink-Lagerstätte Gorno/Bergamasker Alpen. Mineral. Deposita 1 (1966) 238.

GAYKIEWICZ, I.: Genesis of the Silesian-Cracovian zink-lead deposits. In: Genesis of the stratiform lead-zinc-baryte-fluorite deposits. (BROWN, S. J. ed) Monograph 3 Econ. Geol. 1967.

GEHLEN, K. V., MELSEN, H.: Schwefel-Isotope aus Blei-Zink-Erzen von Oberschlesien. Mineral. Dep. 4 (1969) 308.

GEILMANN, W., LANGE, G., BARTLINCK, H.: Über Rheniumgehalte einiger Molybdänminerale. N. Jb. Mineral. Abt. 4 (1945—48) 3.

GEISS, J.: Isotopenanalyse an gewöhnlichem Blei. Z. f. Naturforschung 90 (1954) 217.

GRAESER, S.: Minor elements in spalerite and galena from Binnatal. Relation to correlation problem isotopic composition. C. M. P. 24 (1969) 156.

GRINENKÒ, V. A., ZAIRI, N. M., ŚADLUN, T. N.: Polygenetische Natur der Sulfidframboide in stratiformen Lagerstätten (russ.) Geologija rud. mest., Moskva 1974, 66—77.

GRÖGLER, M., GRÜNENFELDER, SCHROLL, E.: Bleiisotopenhäufigkeiten in Bleiglanzen der Ostalpen. Anzeiger Öst. Akad. Wiss. (1961) 106.

HABERLANDT, H.: Neue Fluoreszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralien. IV, math.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss. 158 (1949) 609.

HALLBERG, R. O.: Metal distribution along a profile of inter-tidal area. Estuarine and Coastal Marine Science 2 (1974) 153.

HARAŃCZYK, CZ.: Pierwiaskki sladowne u minerallach kruszowych z šlasko-krakowskich cynkowo-olowiannych. Biul. Inst. Geol. (1957) 63.

HARAŃCZYK, CZ.: Die Entwicklung der Hypothesen über den Ursprung der Zn-Pb-Lagerstätten des Gebietes von Šlask-Krakow. Geologie 20 (1971) 429.

HARAŃCZYK, CZ., GAYKIEWICZ, T.: Consanquinity of the European zinc-lead ore deposites of Silesian-Cracovian type an their relation to alkali-basic-volcanites. In: Problems of Hydrothermal Ore Deposits. (POUBA, Z., STEMPROCK, M., eds.) Schweizerbart, Stuttgart (1970) 61.

HARAŃCZYK, CZ.: Isotope Composition of lead from European zinc and lead deposits of Silesian-Cracovian type. Rudy Metale, Nielzelanzne 2 (1969) 69.

HARAŃCZYK, CZ.: Izotopy siarki w złożach kruszowych. Przeglad Geologiczny 5 (1973) 255.

HARAŃCZYK, CZ., LIS, J.: Skład izotopowy siarki, typomorfizm i ontogeneza siarczków i siarczanów ze skał mezo-i paleocoicznych obszaru šlasko-krakowskiego. Przeglas Geologiczny 5 (1973) 259.

HARAŃCZYK, CZ.: Sklad isotopowy olowiu europejskich złóz. Rudy i Metale Niezelazne 14 (1969) 69.

HARAŃCZYK, CZ.: Geneza dolomitów kruszconošnych w świetla badań skladu izotopowego siarki. Przeglag Geoloiczny 5 (1973) 262.

HARAŃCZYK, CZ., LIS, J.: Zróżnicowanie składu izotopowego siarki w kruszcach postałych w warunkach krasu hydrotermalnego. Przelgald Geologiczny 5 (1973) 264.

HARAŃCZYK, CZ., RUZINOWSKI, ZB., LIS, J.: Skład izotopowy siarki w barytach i galenach že świetorkryzyskich złož kruszcowych. Przelglad Geologiczny 5 (1973) 268.

HEGEMANN, F.: Über extrusive-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen. Teil II. Blei-Zinklagerstätten. Erzmetall 13 (1960) 79 u. 122.

HEGEMANN, F.: Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner vulkanischer Stoffzufuhr. Fortschr. Mineral. 27 (1948) 54.

HEGEMANN, F.: Geochemische Untersuchungen über die Bildungsweise einiger ostalpiner Erzlagerstätten. Tschermaks M. P. Mitt. 6 (1958) 432.

HEYL, A. V., LANDIS, G. P., ZARTMAN, R. E.: Isotope evidence for the origin of Mississippi Valley — Type mineral deposits: A Review. Econ. Geol. 69 (1974) 992.

HOLLER, H.: Der Blei-Zink-Bergbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik. Carinthia II, 143 (1953) 35.

HOUTERMANS, F. G.: The isotope frequence in natural lead and the age of uranium. Naturwissenschaften 33 (1946) 185.

HOFMEISTER, E., SIMON, P., STEIN, V.: Blei und Zink im Trochitenkalk (Trias, oberer Muschelkalk 1) Nordwest-Deutschlands. Geol. Jb. (Hannover) Reihe D/Heft 1 (1972) 1.

HUBER-SCHAUSBERGER, I.: Zur Geóchemie der Fluorite. Diss. Univ. Wien, 1965.

JACOB, K. H.: Deutung der Genese von Fluoritlagerstätten anhand ihrer Spurenelemente — insbesondere an fraktionierten seltenen Erden. Ph. D. Thesis, Techn. Univ. Berlin 1974.

KÖPPEL, V., KOSTELKA, L.: The isotopic composition of ore lead from Bleiberg, Austria. Vortrag und Preprint. Amsterdam 1976.

KOSTELKA, L.: Eine genetische Gliederung der Blei-Zink-Vererzungen südlich der Drau. Carinthia II, 155 (1965) 29.

KOSTELKA, L., SIEGL, W.: Der triadische Geosynklinalvulkanismus und die Blei-Zink-Vererzung in den Drau-Kalkalpen. Atti del symp. intern. giacm. min. d. Alpi (1966) 127.

KOSTELKA, L., PETRASCHECK, W. E.: Genesis and classification of triassic lead-zinc deposits in the Austrian region. In: Genesis of stratiform lead zinc baryte fluorite deposits (BROWN, J. S. ed) Monograph 3 Econ. Geol. 1967.

KOSTELKA, L.: Hat der alpine Bergbau eine Chance ? Z. Deutsch. Geol. Ges. 124 (1973) 93.

KOSTELKA, L., NIEDERMAYR, E.: Mögliche Beziehungen zwischen der Verteilung der Zn-Halte und den Pb/Zn-Vererzungen in der Trias der Drau-Kalkalpen in Österreich. Metallogenetische und geochemische Provinzen. Symp. Leoben 1972. Schriftenreihe der Erdwiss. Komm. Öst. Akad. Wiss. Bd. I. Wien 1974, 120.

KRANZ, J. R.: Petrographische und geochemische Untersuchungen von Nebengestein und Vererzung der Blei-Zink-Vorkommen Gstütalpe—Lech in Vorarlberg. Dipl. Arb. Freie Univ. Berlin 1970.

KRANZ, J. R.: Die Strontium-Verteilung in den Arlbergschichten (Oberes Ladin) des Klostertales (Vorarlberg/Nördliche Kalkalpen). Neues Jb. Geol. Paläont. Mh. (1973) 170.

KRANZ, J. R.: Stratiforme and diskordante — Zink-Blei-Anomalien im erzhöffigen Oberen Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). Mineral. Deposita 11 (1976) 6.

LANCELOT, J., SARZIN, G., ALLÈGRE, C. J.: Composition isotopique du plomb et du soufre des galênes licés aux formations sedimentaires. Interprétation géologiques et géophysiques. C. M. P. 32 (1971) 315.

MACK, E.: Geochemische Untersuchungen am Nebengestein und an den Begleitwässern ostalpiner Blei-Zink-Lagerstätten. Berg- u. Hüttm. Mh. 103 (1958) 61.

MAUCHER, A.: Zur „alpinen Metallogenese" in den bayrischen Kalkalpen zwischen Loisach und Salzach. T. M. P. Mitt. N. F. 4 (1954) 454.

MAUCHER, A., SCHNEIDER, H. J.: The Alpine lead-zinc ores. Econ. Geol. Monogr. 3 (1967) 71.

MAUCHER, A.: Discussionremark on a paper of G. C. AMSTUTZ. Observational criteria for the classification of Mississippi Valley—Bleiberg-Silesia type deposits. Internat. Symp. on the Mineral Deposits of the Alps, Bled 1971. Geologija Razprave 15 (1972) 214.

MINCEVA-STEFANOVA, J.: The genesis of the stratiform lead zinc ore deposits of the „Sedmochislenitsi" type in Bulgaria. Econ. Geol. Monogr. 3 (1967) 147.

MÖLLER, P., PAREKH, P. P., SCHNEIDER, H. J.: The application of Tb/La- Tb/La abundance ratios to problems of fluorspar genesis. Mineral. Dep. 11 (1976) 111.

MOOKHERJEE, A.: Certain aspects of the geochemistry of cadmium. Geochem. Cosmochim. Acta 26 (1962) 351.

OMENETTO, P.: Revisione dei metodi di studio dei giacimenti stratiformi a Pb-Zn. Bolletiono della associatione mineraria subalpino 7 (1970) 3.

PETRASCHECK, W. E.: Die Herkunft der Erzmetalle. Schriftenreihe der Erdwiss. Komm. Öst. Akad. Wiss., Bd. I. Wien (1974) 174.

PETRASCHECK, W. E.: Geochemische Untersuchungen im kalkalpinen Bleizinkerzbezirk. Geol. Rdsch. 55 (1966) 398.

RASMY, M., SCHROLL, E.: Indium und Gallium in Zinkerzen aus Bleiberg-Kreuth. Öst. Anz. Akad. Wiss. (1974) 153.

RENFRO, A. R.: Genesis of evaporite-associated stratiform metalliferous deposits — sabkha process. Econ. Geol. 69 (1974) 33.

RENTSCH, I.: Zur Entstehung der Blei-Zink-Kupferlagerstätten in triassischen Karbonatgesteinen des Nordwestbalkans. Freiberg. Forschh. R. C. 160 (1963) 1.

SCHNEIDER, H. J.: Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der Nördlichen Kalkalpen. Fortschr. Mineral. 32 (1953) 26.

SCHNEIDER, H. J.: Facies differentiation and controlling factors for depositional lead-zinc concentration in the Ladinian geocycline of the Eastern Alps, Development of Sedimentology 2 (1964) 29.

SCHNEIDER, H. J., MÖLLER, P., PAREKH, P. P.: Rare earth element distribution in fluorites and carbonate sediments of the East-Alpine Mid Triassic sequences in the Nördliche Kalkalpen. Mineral. Deposita 10 (1975) 330.
SCHNEIDER, H. J.: The influence of connate water on ore mobilization of lead-zinc deposits in carbonate sediments (Summary). Meeting on Remobilization of Ores and Minerals, Cagliari (1966) 1.
SCHROLL, E.: Über die Anreicherung von Mo und V in der Hutzone der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth. Verhandlungen der Geol. Bundesanst. Wien (1949) 138.
SCHROLL, E.: Über Minerale und Spurenelemente, Vererzungen und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österr.). Mitt. d. Öst. Mineral. Ges. Sonderheft Nr. 2 (1953) 1.
SCHROLL, E.: Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze. Mitt. d. Österr. Mineral. Ges., Sonderheft 3 (1955) 1.
SCHROLL, E.: Bemerkungen zur „alpinen Metallogenese" der kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten. T. M. P. Mitt. 5 (1954) 96.
SCHROLL, E.: Anomalous compositions of lead isotopes in the lead-zinc deposits of Calcareous Alps sediments. Rud.-met. Sbornik 2 (1965) 139.
SCHROLL, E.: Über den Wert geochemischer Analysen bei stratigraphischen und lithologischen Untersuchungen von Sedimentgesteinen am Beispiel ausgewählter Profile der ostalpinen Trias. Acta Geol. Geogr. Univ. Comenia (Bratislava) 18 (1967) 315.
SCHROLL, E.: Beitrag zur Geochemie des Bariums in Karbonatgesteinen und klastischen Sedimenten der ostalpinen Trias. T. M. P. Mitt. 15 (1971) 258.
SCHROLL, E., WEDEPOHL, K. H.: Schwefelisotopenuntersuchungen an einigen Sulfid- und Sulfatmineralen der Blei-Zink-Erzlagerstätte Bleiberg/Kreuth, Kärnten. T. M. P. Mitt. 17 (1972) 286.
SCHULZ, O.: Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max) als Beispiel submariner Lagerstättenbildung. Carinthia II, 22. Sonderheft (1960) 1.
SCHULZ, O.: Die synsedimentäre Mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). T. M. P. Mitt. N. F. 12 (1968) 230.
SCHULZ, O., 1970: Vergleichende petrographische Untersuchungen an karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. Verh. Geol. Bundesanst. (Wien), Jg. 1970, 165—229.
SCHULZ, O.: Die syngenetische Mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). T. M. P. Mitt. 12 (1968) 2 und 230.
SCHULZ, O.: Erdwissenschaftliche Forschung im Dienste des Bergbaues Bleiberg. Berg- u. Hüttenm. Mh. 120 (1973) 10.
SEIDL, K.: Grundsätzliche Betrachtungen zur Blei-Zink-Vererzung der Kalkalpen. Erzmetall 12 (1959) 76.
SIEGL, W.: Zur Wulfenitbildung in manchen Blei-Zink-Lagerstätten. Berg- u. Hüttenm. Mh. 92 (1947) 49.
SNYDER, F. G.: Criteria of origin of stratiform ore deposits. In: Genesis of stratiform lead-zinc-baryte-fluorite deposits. Monograph 3 Econ. Geol. 1967.
STACEY, J. S., KRAMERS, J. D.: Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two stage model. E. Pl. Sci. Letters 27 (1975) 207.

STANTON, R. L., RUSSEL, R. D., FARQUHAR, R. M.: Anomalous leads and the origin of lead sulphide deposits. Econ. Geol. 54 (1959) 5881.
STOIBER, R. E.: Minor elements in sphalerits. Econ. Geol. 35 (1940) 501.
STRUČL, K. C.: Die Zn-Pb-Vererzungen des Grabenreviers. — Ein besonderer Typ der Lagerstätte von Mežica. Geologija (Ljubljana) 13 (1970) 5.
TAUPITZ, K. C.: Erze sedimentärer Entstehung auf alpinen Lagerstätten des Typs „Bleiberg". Erzmetall 7 (1954) 343.
TERZIĚ, S. B.: Thallium and mercury from minerals of the Pb-Zn-deposits of Mežica. 2nd Internat. Symp. on the Mineral Deposits of the Alps (Bled) 1971. Geologija 15 (1972) 361.

Kolloforme ZnS-Lagengefüge und ihre Genese in Karbonatgesteinen

OSKAR SCHULZ*)

mit 4 Abbildungen

Summary

In the Zn-Pb-deposits of the Karwendelgebirge (North Alpine, triassic geosyncline) and more frequently in the cracow-silesian deposits (epicontinental, extra-alpine triassic) bilateral-symmetric, antipolar sphalerite layer structures with space rhythms are occurring. An extensive quasiparallelism exists between these inhomogeneous parallel fabrics and the sedimentary stratification. Possibilities of genesis are discussed with the result that the layered sphalerite crustifications originated by replacement and mimetic crystallization, mostly after having formed colloform sphalerite as an intermediate stage. The ambiguous colloform growth fabrics do not allow an interpretation of the age of replacement and the primary participitation of the sphalerite as a component of the carbonate. A syndiagenetic replacement and recrystallization process forming the colloform layer structure of sphalerite is assumed for the examples in the „Nördliche Kalkalpen" because of the joint occurence with synsedimentary finely bedded ore layers.

Zusammenfassung

In Zn-Pb-Lagerstätten des Karwendelgebirges (Nordalpine Triasgeosynklinale) und vor allem in den krakau-schlesischen Lagerstätten (außeralpine, epikontinentale Trias) gibt es bilateral-symmetrische, antipolare Zinkblendelagenbaue mit raumrhythmischer Abfolge. Es besteht weitgehend Quasiparallelismus dieser inhomogenen Parallelgefüge zur sedimentären Schichtung. Entstehungsmöglichkeiten werden erörtert mit dem Ergebnis, daß die lagig gebauten Zinkblendekrusten durch Verdrängung und Abbildungskristallisation, und zwar großteils über ein Kolloidstadium des Zinksulfides entstanden sind. Über die Mitbeteiligung von Zinkblende in den ursprünglichen Karbonatgesteinen und über die zeitliche Einstufung der Verdrängungsereignisse geben die mehrdeutigen kolloformen Wachstumsgefüge keine Aussage. Für die kalkalpinen Beispiele wird allerdings wegen des gemeinsamen Auftretens mit synsedimentären Erzfeinschichten auf syndiagenetische Verdrängungen und Umkristallisationen zu einem kolloformen ZnS-Lagengefüge geschlossen.

Einführung

Schalenblenden treten beim Zinksulfid vor allem unter schwach temperierten Entstehungsbedingungen auf und spielen in manchen Lagerstätten eine dominierende Rolle. Die gestaltliche Variabilität solcher Kolloidalgefüge ist beträchtlich und ebenso vielseitig die Genese. Da hiefür die rhythmisch-chemische Anlagerung

*) Univ.-Prof. Dr. O. SCHULZ, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck, Abt. Geochemie und Lagerstättenlehre, A-6020 Innsbruck, Universitätsstraße 4.

mit ihren gefügebildenden Teilbewegungen maßgeblich ist, also keine mechanische Anlagerung für das Lagengefüge von Einfluß ist, erklärt ihre etwas vernachlässigte Betrachtung im Rahmen der Pb-Zn-Forschung in kalkalpinen synsedimentären Lagerstätten. Denn der Nachweis typisch sedimentärer Erzgefüge beruht so gut wie nur auf den Merkmalen, die die mechanische Anlagerung liefert.

Einen auffallenden Typ mit schichtungsähnlichem Bau und bilateralsymmetrischen Krusten in rhythmischer Abfolge, zum Teil noch mit flächigen Drusenhohlräumen, gibt es an einigen Lokalitäten der Lagerstätten Lafatsch im Hinterautal und Vomperloch (beide Karwendelgebirge, Tirol), vor allem aber, mit enormer Ausdehnung, in krakau-schlesischen Pb-Zn-Lagerstätten. Am Beispiel der Erze wird die Entstehung derartiger Gefüge erörtert und die Erkenntnisse mit den Ergebnissen der polnischen Kollegen über die schlesischen Zinkblenden verglichen.

Allgemeines

Schalenblenden entstehen bekanntlich durch rhythmische Fällungen und sind als chemische Anlagerung disperser Niederschläge unbeeinflußt von der Schwerkraft. Diese Anlagerung erfolgt entweder frei an eine reale, externe oder interne Grenzfläche, oder auch nicht frei, nämlich metasomatisch, im geschlossenen Korngefüge (Nomenklatur nach SANDER 1948, 1950, 1970). Daher liefern Kolloidalgefüge ebenso wie Kristallrasen zwar häufig polare, aber — abgesehen von seltenen, geeichten Einzelfällen — keine geopetalen Gefüge. Ihr Auftreten auf echten Schichtflächen als Bauzonen, sowie an Decken und seitlichen Begrenzungswänden von Hohlräumen jeder Art, z. B. auch auf vertikalen Kluftwänden, kann einem extern- oder internsedimentären, syndiagenetischen Anlagerungsvorgang entsprechen oder mit diesem auch überhaupt nicht im Zusammenhang stehen.

Es fällt aber auf, daß in den stratiformen Pb-Zn-Erzkörpern kalkalpiner Lagerstätten häufig ein Quasiparallelismus zwischen der Schichtung der Sedimente und den Schalenblendelagen gegeben ist. Falls aber die Schalenblendelagen zu einer Inhomogenitätsbreccie zerbrochen sind, so liegen die Schollen statistisch immer noch gestaltlich in den Schichtverband eingeregelt vor. Wie zahlreiche Befunde beweisen, ist in diesen Fällen die Ursache der s-parallelen Schalenblendelage in der primär stratiformen Zinkanreicherung zu suchen, in deren Rahmen nicht nur mechanisch abgelagerte Erzpelite, sondern auch extern- und internsedimentäre kolloforme Mineralanlagerungen, wie z. B. „Absätze" von ZnS-Gel, nachweislich zustande gekommen sind (TAUPITZ 1954; SCHNEIDER 1954; SCHULZ 1959, 1960 a, b, 1968; MAUCHER—SCHNEIDER 1967). Derlei Gefüge sind wenigstens zum Teil durch polare Anlagerung mit der Konvexseite der Halbkugeln nach oben entstanden: die Schalenblendelagen selbst sind diesfalls Lage für Lage als Bauzonen des wachsenden Sediments zu identifizieren. Derartige polare Baue erweisen sich in manchen Sedimentabfolgen sogar als bedingt geopetal. Diese Erkenntnis darf aber ja nicht verallgemeinert werden, und es ist in jedem Einzelfall eine Prüfung erforderlich.

Wohl keine Sedimentbauzonen im Sinne der Gefügekunde (SANDER 1950, 1970) stellen aber die hier zur Diskussion stehenden lagigen, biateral-symmetrischen Schalenblendekrusten dar; denn es wird deren sekundäres Auftreten im sedimentären Karbonatgesteinsverband, syndiagenetisch oder epigenetisch, nicht anzuzweifeln sein.

Ähnliche antipolare (bipolare) Gefüge kennt man bei vielen Mineralaggregaten. Es sei an die Karbonate erinnert, insbesonders an Siderit und Magnesit, an Hämatit,

Limonit, Manganoxide, Chalzedon, aber auch an Borate (MEIXNER 1953) u. a. m. Die Mehrdeutigkeit ihrer Genese hatte bzw. hat schließlich auch die Problematik der Spatmagnesit- und Sideritgenese („eigenartige Bändergefüge" CLAR 1954) in den ostalpinen Lagerstätten zur Folge. In allen diesen Fällen liegen also typische Wachstumsgefüge vor.

Mineralbestand, Gefüge

Das zur Betrachtung herangezogene Schalenblendematerial mit einander ähnlichem Gefüge stammt aus regional und stratigraphisch verschiedenen Triassedimenten: aus dem mittleren Muschelkalk des krakau-schlesischen epikontinentalen Triasbeckens (polnische Platte) und aus dem oberen Wettersteinkalk (Unterkarn) der alpidischen Geosynklinale (Nordtiroler Kalkalpen).

Im Mineralbestand überwiegen weitaus Zinkblendeaggregate, mit etwas Bleiglanz und Pyrit, Wurzit fällt nur in sehr seltenen Fällen, aber doch bei allen Vorkommen auf. Die Begleitminerale Calcit, Dolomit, Fluorit und Quarz spielen, wenn überhaupt, so nur eine bescheidene Rolle. Wie nicht anders zu erwarten, tritt bei diesen Schalenblenden der Farbwechsel mit verschiedenen Gelb-Rot-Brauntönungen auffällig in Erscheinung und wird entweder vom Mineralbestand der polymineralisch zusammengesetzten Lagen oder vom Chemismus monomineralischer Zinksulfidaggregate verursacht. So erscheinen offene ZnS-Gefüge mit Calcit und Dolomit als Gefügepartner, aber auch mit Fluorit oder Quarz verwachsen, heller als die entsprechenden geschlossenen, einheitlich aus Zinkblende bestehenden Aggregate. Diese Erscheinung läßt sich bis in Einzelheiten verfolgen: z. B. beruht der sich farblich äußernde Zonarbau an Einzelkristallen sehr oft auf dem zonaren Einbau transparenter Mineralphasen. Bei den Lafatscher Zinkblenden ist es oft Calcipelitpigment.

Doch ist bekanntlich auch der Fe-Gehalt für den farblich unterschiedlichen, lagigen, schaligen Bau des Zinksulfids maßgeblich. Das konnte für die hier bearbeiteten Schalenblenden durch Untersuchungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde bestätigt werden, wofür Herrn Univ.-Prof. Dr. F. PURTSCHELLER, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck, freundlich gedankt sei.

Der Fe-Gehalt wirkt sich auch im Reflexionsvermögen aus. Serienuntersuchungen mit dem Mikrospektralphotometer ergaben bei verschiedenen Wellenlängen zwischen dunklen und hellen, nicht durch transparente Pigmente aufgehellten Schalenblendestreifen immerhin Unterschiede von 0,3—1% RV. Zum Vergleich sei erwähnt, daß die RV-Werte bei Zinkblenden nach UYTENBOGAARDT—BURKE (1971) und RAMDOHR (1975) bis etwa 2% streuen.

Die Untersuchung der Vickershärte (kp/mm^2) ergab für die geschlossenen ZnS-Krusten jeweils etwas höhere Werte gegenüber den ZnS-Körnern der ± offenen Schalenblendelagen. Es fällt auf, daß die krakau-schlesischen Zinkblenden größere Härte (Durchschnittswerte 190—260 VHN) als die des Karwendels (Durchschnittswerte 198—208 VHN) aufweisen. Nach UYTENBOGAARDT—BURKE (1971) betragen die Mikrohärten von Zinkblenden zwischen 128 und 276 VHN.

Im Gefüge bringen die untersuchten Stücke meist bekannte Befunde über die räumliche Kornverteilung und -gestaltung in kristallisierten kolloformen Zinblenden: eine Besonderheit ist allerdings der bilateral-symmetrische Lagenbau quasiparallel zur Schichtung mit häufig mm- bis cm-Raumrhythmik (Abb. 1, 2). Immer leiten offene ZnS-Gefüge zu geschlossenen ZnS-Krusten über. Und in diesen treten

Verunreinigungen durch Begleitminerale dann meist nur in Form von verheilten Haarrissen (z. T. Schrumpfrisse) auf. Zu dieser Feststellung sei bemerkt, daß hier absichtlich reine ZnS-Lagengefüge untersucht wurden und daß andernfalls die meist nur geringe Teilnahme vor allem von Bleiglanz in allen Krustenlagen und -typen in der bekannten Vielgestaltigkeit in Makro- und Mikrogefügen gegeben ist.

Die Beteiligung von Calcit, Dolomit, Fluorit und Quarz an den einzelnen Blendefeinlagen und an den Rißfüllungen ist je nach Vorkommen verschieden. In den polnischen Stücken (Lagerstätten Trzebionka) herrscht auffallend Dolomit als Begleitmineral, dazu etwas Fluorit, in den Stücken aus der fluoritreichen Lagerstätte Vomperloch der Fluorit, in den Schalenblenden der Nachbarlagerstätte Lafatsch dagegen Calcit.

Eine Betrachtung des chemischen, bilateralsymmetrischen Lagenbaues ergibt zumindest zwei Gefügetypen. In den relativ schwach von Zinkblende besiedelten Lagen dominieren idiomorphe Zinkblendekriställchen. Jeweils beidseits (Bipolarität!) anschließende Lagen bieten hinsichtlich Zinkblende teilweise schon geschlossene Gefüge mit hypidiomorphkörnigen Aggregaten (Abb. 3). Diese ZnS-Aggregate für sich betrachtet weisen oft, unabhängig von der Anzahl der aggregierten Körner, einen farblich auffallenden Lagenbau, manchmal auch nur als Relikt, auf. Soweit bisher geschildert, sind die Zinkblendeteilgefüge, abgesehen von recht unterschiedlichen Korngrößen, in allen verschiedenen Proben einander ähnlich.

In der weiteren Ausgestaltung des Lagenbaues ergeben sich aber Unterschiede. Zum Teil endet die (bi-, anti-)polare Abfolge mit einer manchmal nur dünnen, geschlossenen Zinkblendekruste, die aus dicht gepackten, überwiegend isometrischen Körnern besteht (Abb. 2). Ihre Korngröße ist mitunter wesentlich größer als die der am offenen ZnS-Teilgefüge beteiligten Körner. Der Lagenbau des ursprünglichen Gels, makro- und mikroskopisch erkennbar an den verschiedenfarbigen bis subtil getönten Innenreflexen, steht nicht im Zusammenhang mit den Körnern, deren Umgrenzung oft erst nach Strukturätzung sichtbar wird. Mit dieser Kornlage schließt also bei manchen Schalenblenden eine Einheit ab. In der Fortsetzung folgt dann entweder ein flächig ausgedehnter oder linsenförmiger Hohlraum; mitunter ist dieser auch durch chemische Internanlagerung von Begleitmineralien zementiert.

Andere häufigere Schalenblendelagenbaue bestehen aus noch weiteren, anschließenden geschlossenen Zinkblendekrusten (Abb. 3, 4). Lanzettförmige, pfahl- und keulenförmige, allenfalls dicht gefügte Kristalle und kegelförmige Aggregate, die selbst aus vielen Einzelkristallen zusammengesetzt sind, leiten zu stark heterometrischen, nadel- und blättchenförmigen Gebilden über, die zu Büscheln und eisblumenartigen Formen verwachsen sind. Solche Einzelheiten über den inneren Bau der im polierten Anschliff glatten und einheitlich reflektierenden Zinkblendebänder kommen bei + Nicols angedeutet durch vielgestaltige Innenreflexe, deutlich wahrnehmbar aber erst nach Strukturätzung zur Geltung (Abb. 4). Anstelle der eisblumenartigen Zinkblendeaggregate in den eigentlichen Schalenblendekrusten übernehmen auch isometrische, sehr grobkörnige Zinkblenden diese Position im chemischen Lagenbau.

Mit dem Abschluß einer polaren Krustenabfolge beginnt unmittelbar an einer welligen oder höckerigen Kontaktfläche oder mittelbar nach Zwischenschaltung eines lufterfüllten oder sekundär-kristallerfüllten Drusenhohlraumes die Abfolge in umgekehrter Reihenfolge (Abb. 2, 4). Daraus ergibt sich der antipolare Bau mit bilateraler Symmetrie bzw. durch oftmalige raumrhythmische Wiederholung das antipolar-rhythmische Wachstumsgefüge.

Zwischen den beschriebenen Grundtypen gibt es gefügemäßig eine Reihe von Kombinationen sowie durch Ausbleiben oder zusätzliche Mitbeteiligung weiterer Minerale verschiedene Variationen. So kann etwa Bleiglanz in die Abfolge der Krusten oder in die flächigen Drusenhohlräume eingebaut sein. In einem Stück von Trzebionka fällt die polare, also einseitige Belegung einer Schalenblendelage mit Pyritframboiden (⌀ 0,005—0,01 mm) und deren Aggregate auf. Ob es sich hiebei um eine geopetale FeS_2-Sedimentation handelt oder um ein Interngefüge (si), das aus einem sedimentären Vorstadium bei der Verdrängung als s übernommen wurde, ist wegen der nicht bekannten Lage des Stückes im Aufschluß und zu geringer Anzahl von Vergleichsproben nicht zu entscheiden.

Die zur Studie herangezogenen Erzaggregate sind zweifellos reine chemische Lagengefüge, für deren Gestaltung ein vorangegangener anisotroper, inhomogener Zustand maßgeblich war. Durch interne Kristallisation entstand die Nachbildung eines vorherigen oder mehrerer vorheriger stofflich inhomogener Parallelgefüge. Möglicherweise liegen auch bereits Sammelkristallisate vor. Bei Proben aus Trzebionka fiel auf, daß idiomorphe, z. T. von Zinkblende verdrängte Dolomitrhomboeder in ein Dolomitkörnchenmosaik umkristallisiert sind. Eine Überprüfung der Schalenblenden auf eine eventuelle Wachstumsgefügeregelung schien interessant und wurde durch den dankenswerten Versuch durch Herrn Prof. Dr. Ing. H. SIEMES, Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der Rhein.-Westf. Technischen Hochschule Aachen, möglich. Nach Untersuchungen zweier Proben aus dem Karwendel und einer Probe aus Polen mit dem Strukturgoniometer stellt SIEMES fest, daß an diesen Zinkblenden zum Teil Regellosigkeit besteht bzw. eine gewisse Abweichung, für die aber keine einheitliche Interpretation möglich ist.

Über die räumliche Anordnung und Verteilung der ZnS-Lagengefüge im Gesteinsverband ist festzustellen, daß es sich in den Karwendel-Lagerstätten in Mächtigkeit und Erstreckung jeweils nur um bescheidene Areale des Meterbereiches handelt, ganz im Gegensatz zu den krakau-schlesischen Lagerstätten, wo besonders in Trzebionka ein Großteil des flächig weit ausgedehnten Erzkörpers von krustifizierenden Zinkblenden eingenommen wird. BOGACZ et al. (1973) geben in Skizzen und Fotos charakteristische Details anschaulich bekannt. In der Lagerstätte Lafatsch, Karwendel, gehen diese antipolar-raumrhythmischen Schalenblenden allseits in sedimentäre, feinschichtige, z. T. rhythmische oder in homogene Zinkblende-Calcipelit-Gefüge über.

Hinsichtlich Deformationsereignisse kann bei den Schalenblenden aus den Lagerstätten in den Nördlichen Kalkalpen einerseits auf Verstellungen des Lagenbaues offensichtlich noch im Gelstadium, oder zumindest parakristallin, geschlossen werden, andererseits aber auf zweifellos nachkristalline Zerscherungen wahrscheinlich durch orogentektonische Bewegungen. Für die Stücke aus dem krakau-schlesischen Raum darf entsprechend der Interpretation der Arbeiten polnischer Kollegen, vor allem auf parakristalline Dislokationen sowie auf nachkristalline Zerscherungen geschlossen werden, sofern überhaupt Deformationen in diesen Lagerstätten im epikontinentalen Triasbecken erfolgten.

Genese der ZnS-Lagengefüge

Wie schon eingangs erwähnt, sind diese kolloformen Erzkörper mehrdeutig, und es kann meines Erachtens deshalb auch von hier aus keine Beurteilung der Lagerstättengenese und schon gar nicht der Metallherkunft erwartet werden.

Nicht anzuzweifeln ist das sekundäre Auftreten aller dieser Lagenbaue als Abbildner, als Nachbildner vorangegangener Gefüge mit lagenweiser Inhomogenität. Diese fällt bei allen hier untersuchten Lagerstätten generell, aber nicht in allen Einzelheiten mit der sedimentären Schichtung zusammen. Soweit sind sich die verschiedenen Bearbeiter von Schalenblenden, von Bändermagnesiten und Bändersideriten einig. Über Qualität und Zustand des verdrängten Ausgangsmaterials aber und über den Verdrängungsmechanismus („Verdrängung" hier im Sinne RAMDOHR 1975, p. 210—211) bestehen zum Teil recht verschiedene Ansichten. Ja, liegen Verdrängungen durch metasomatischen Platztausch vor oder handelt es sich um Mineralplatznahmen in zuvor ausgelaugten Hohlräumen? Oder ist etwa nur an Sammelkristallisationen ohne Stoffzufuhr „von außen" zu denken? Diese Fragen seien im Hinblick auf die (neuerdings wieder, oder noch immer) umstrittene Genese von Pb-Zn-Lagerstätten in Karbonatgesteinen angeschnitten.

Als einfache Erklärung für das Zustandekommen chemisch-interner Kristallisation gilt zweifellos die lokale Sammelkristallisation, also eine isophase Umkristallisation, die zu einer Kornvergröberung des anwesenden Stoffbestandes führt. Der Fall ist in den sedimentären Lagerstätten mit Pb-Zn-Sulfiden gut bekannt, führt aber offenbar nicht zu genau den bilateral-symmetrischen Gefügen, wie sie hier zu klären sind.

Den Sedimentpetrographen sind die Befunde mit selektiver Herauslösung gewisser, offenbar lösungsanfälliger Feinschichten und deren Auskleidung durch wandständige Kristallrasen und faserige Sinter oder auch deren vollständige Zementierung durch antipolare, wandständige chemische Internanlagerung gut bekannt. Diese häufig monomineralischen Aggregate bestehen aus dem im unmittelbaren Nahbereich beziehbaren Stoffbestand: in Ca-Mg-Gesteinen also aus Calcit oder Dolomit. Die Auflösungs- und Kristallisationsereignisse sind bekanntlich oft schon mit dem frühdiagenetischen Werdegang des Sediments verbunden. Als Beweise dienen zum Beispiel geopetale Internanlagerungen, also Mitbeteiligung von mechanisch angelagertem Detritus in den Hohlräumen, syndiagenetische stetige und rupturelle Verformungen, externe Resedimentation und andere syndiagenetische Ereignisse, die bereits selektiv internkristallisierte Feinschichten vorfanden. Andererseits sind ähnliche Lösungs- und Kristallisationsereignisse bis in schwach metamorphe Stadien verfolgbar.

Ist viel Fluorit im Sediment beteiligt, wie in einigen Pb-Zn-Vorkommen des Karwendelgebirges, so übernimmt dieser die vorhin erklärte Rolle der Karbonate; das heißt in den raumrhythmischen Sedimentbauzonen liegen sowohl feinschichtige, aus Einzelkriställchen bestehende Fluoritansammlungen und dazu entsprechende feinschichtige Sammelkristallisate vor als auch „streng genommen" epigenetische, jedoch synsedimentäre, i. w. S. s-parallele oder quasiparallele Hohlraumkristallisate. Warum sollte ein analoges Auftreten nicht auch für raumrhythmische Zinkblendelagen gelten? In diesen alpinen Ca-Mg-Sedimenten liegen nämlich auch typisch sedimentäre Zinkblendeanreicherungen vor (TAUPITZ 1954; SCHNEIDER 1954, 1964; SCHULZ 1955; MAUCHER—SCHNEIDER 1967).

Gut bekannt sind Beispiele für selektive Auflösung gewisser Karbonatfeinschichten und nachfolgende glattkonturiert-wandständige chemische Internanlagerung von Zn-Sulfiden, und zwar direkt als Kristallisate oder auch indirekt durch Kristallisieren von zuvor kolloidal gefällten Abscheidungen.

Für das Zustandekommen solcher Lagengefüge ist eine Lösungszirkulation erforderlich, wobei die mineralisierenden Lösungen zwar nicht die vorherige

Internabtragung verursacht haben müssen, naheliegenderweise hiefür aber doch sehr in Frage kommen. Für den allgemeinen Fall ist aber nicht zu entscheiden, ob das abtragende und wiederaufbauende Ereignis in einem früh- oder spätdiagenetischen Abschnitt des Sediments, also als sedimentgestaltender synsedimentärer Vorgang i. w. S. gewirkt hat, oder ob sich Internabtrag und Wiederaufbau erst postsedimentär als für das Sedimentgestein nicht mehr typischer Vorgang ereignet haben; es sei denn, daß Merkmale für eine Beurteilung gefunden werden. Für die kalkalpinen Vorkommen ergeben sich Beziehungen zwischen extern- und internsedimentären Erzgefügen und den mehrdeutigen, hier syndiagenetisch klassifizierbaren chemischen Internkristallisaten mit kolloformem Lagenbau. Die Sedimentbauzonen enthalten bereits primär die sulfidischen Minerale, so daß eine frühdiagenetische Lösungsumlagerung zwanglos ableitbar ist. An syndiagenetischen Rupturen bestand bereits eine bevorzugte Wegsamkeit zur Verbindung einzelner nunmehr „streng genommen" epigenetisch mineralisierter Feinschichten.

Mit den bisher gemachten und geschilderten Erfahrungen sollen nun mögliche Erklärungen der hier im speziellen zur Diskussion stehenden raumrhythmisch-bilateralsymmetrischen Schalenblendekrusten mit weitgehendem Zurücktreten oder völliger Ausschaltung von Begleitmineralen, ohne relikte Sedimentanteile, gesucht werden.

Nachdem in allen Fällen der typisch antipolare und überwiegend schichtparallele Bau herrscht, liegt unumgänglich die weitgehende Abbildung einer primären Schichtung oder, vorsichtiger gesagt, eines schichtparallelen Vorgängergefüges, durch das sekundäre, kristallisierte Nachfolgergefüge vor. Das Primärgefüge bot offensichtlich mit seinen sedimentären Anlagerungsflächen eine belteropore Struktur, und diese diktierte alle nachfolgenden Ausgestaltungen. Grobkörnigere und reinere Karbonatlagen erweisen sich allgemein als lösungsanfälliger.

Der häufige Befund, daß zwischen jeweils zwei Schalenblende-Wachstumsfronten ein schmaler, flächig ausgedehnter Hohlraum zum Teil mit wandständiger Verdrusung vorliegt, führt zu der Annahme, daß die chemische Internanlagerung wenigstens teilweise frei, eben in Hohlräumen stattfand. Über die Wachstumsrichtung innerhalb der einzelnen Schalenblendekrusten kann durch häufige Halbkugel- und Kuppelformen kein Zweifel bestehen. Eine Grenzfläche für den Beginn der Anlagerung von dispersen Sulfidniederschlägen läßt sich allerdings nirgends mehr feststellen. Verfolgt man die einzelnen Teillagen der kolloidalen Baue jeweils vom „Jüngeren" zurück zum „Älteren", so gelangt man aus einem dicht gepackten, meist reinen, also geschlossenen ZnS-Korngefüge in ein immer offeneres und daher an Begleitmineralen reicheres Kristallisat (Abb. 3, 4). Die durch feinrhythmisch-farbigen Lagenbau gekennzeichnete Schalenblendekruste kann man zum Typ 3 bei Ramdohr (1975, p. 161) „Konzentrisch gebänderte Massen ..." zählen, während die mit ZnS dünner besiedelten Krustenanteile etwa dem Typ 2 „Kügelchen oder blasenförmige Massen", entsprechen. Sofern in den Abfolgen noch ganz isolierte ZnS-Kristalle aufscheinen, handelt es sich nicht mehr um kolloforme Bildungen. Die Dichte der ZnS-Kornpackung nimmt also mit der Entfernung vom eigentlichen Schalenblendesaum ab und die Beteiligung der transparenten Begleiter zu.

Das bewog offenbar die polnischen Kollegen zur Annahme, daß ehemalige Hohlraumwände metasomatisch verdrängt worden seien, und zwar gleich nach einer schichtgebundenen Hohlraumbildung. Und das offene ZnS-Korngefüge wird als Dispersionshof von ZnS-Körnern um die erzbeschichteten Hohlräume sowie auch um die gesamten Erzkörper bezeichnet und als Folge einer Auslaugung mit

Metasomatose erklärt. Nach dieser Auffassung über den Bildungsablauf der aus Zinkblendekrusten bestehenden Erzaggregate und Erzkörper könnten vielleicht ehemals glatt konturierte Hohlraumgrenzen ohne weiteres verwischt worden sein durch diffuse Verdrängungen, sowohl durch Auflösung als auch durch metasomatischen Platztausch. Die Verdrängungsrelikte eines Dolomitspatits (ore-bearing dolomite) und die in schichtgebundenen, lateral ausgedehnten Hohlräumen kristallisierten sekundären Mineralausscheidungen sprechen überzeugend für die Interpretation von BOGACZ et al. (1973). Diese Deutung der Abbildungskristallisation durch teils freie, teils nicht freie Internanlagerung verlangt in jeder einzelnen, für sich polar gebauten Zinkblendekruste zweiseitige Wachstumsfronten ⊥s: eine diffus in das existierende Paläosom hinein vordringende, die andere als Kolloidaltexturbildende rhythmische Fällung mit Anlagerung disperser Niederschläge. Es sei noch ergänzt, daß für die krakau-schlesischen Erzlager eine der Vererzung vorausgehende Dolomitisierung (ore-bearing dolomite) eines fertigen Gesteins glaubhaft gemacht wird, wodurch bereits die syngenetischen und syndiagenetischen Sedimentstrukturen mit vielen Einzelheiten übernommen wurden. Die Dolomitisierung wird als Voraussetzung für die nachfolgende Vererzung angesehen (BOGACZ et al. 1973). Demnach läge also eine zweimalige Abbildungskristallisation vor.

Versucht man diese Deutungen für die entsprechenden Erzlagengefüge im Karwendelgebirge anzuwenden, so fehlt es dort zunächst einmal an einem für das Vordringen der Erzlösungen prädestinierten Dolomit. Statt dessen sind hier primär anwesender Calcipelit, Calcit oder Fluorit vertreten, die aber oft keine Verdrängungsrelikte sind, sondern, wie die fixkonturierte Kristallisation (SANDER 1950, 1970) zeigt, ohne Konturenverlagerung durch einander entgegenwachsende Kristalle entstanden sind. Eindeutige Verdrängungen liefern allerdings Zinkblende nach Calcipelit und Calcit nach Zinkblende.

Zieht man noch die in allen kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten bekannten Schalenblenden mit polaren Wachstumsabfolgen zum Vergleich heran (analoge Beispiele in den polnischen Lagerstätten), so erscheinen vielleicht noch andere und weitere Ableitungen des Geschehens diskutabel. Der diesfalls bei den polaren Abfolgen vorliegende Gefügeaufbau entspricht nämlich weitgehend dem der hier zu erörternden bilateral-symmetrischen Schalenblendekrusten. In den polaren chemischen Lagenbauen findet man bei vollständiger Entwicklung den eindeutigen Aufbau mit vertikaler „Sortierung" vom offenen ZnS-Teilgefüge mit isolierten Einzelkörnern in Calcipelit über dichter gepackte Lagen mit Kornaggregaten mit waben- bis kugelförmigen Körnern, bis zu den monomineralischen, geschlossenen, rhythmisch gebänderten kolloformen Gefügen. Das s-konkordante und -diskordante Auftreten des ZnS-Kolloids im Frühstadium der Sedimentbildung ist hinreichend bewiesen, z. B. durch gemeinsame Verformungen mit dem Erz- und Karbonatpelit. Es sei auch noch daran erinnert, daß das heute vorliegende Korngefüge das Ergebnis des Kristallinwerdens von metastabilen Kolloiden und Sammelkristallisierens ist. Und vermutlich hängt der Typ des aus dem Kolloid kristallisierenden Korngefüges von der Reinheit oder Unreinheit der metakolloiden Substanz und von der Ursache der Gelfällung ab.

Weiters beachtenswert sind Kolloidfällungen im Zusammenhang mit Metasomatose, also ohne vorherige Hohlraumbildung. Schließlich sei noch bemerkt, daß Drusenhohlräume in Schalenblendekörpern nicht Lösungshohlräume sein müssen, sondern auch als Schwundgefüge nach dem Altern und Kristallinwerden der fein- bis kolloiddispersen Niederschläge entstanden sein können.

Abb. 1: Bilateral-symmetrische antipolare Zinkblendelagengefüge (Lafatsch, Karwendel). Grobanschliffe: a) Höhe des Stückes 9 cm; Zinkblende grau, Calcit weiß; b) Natürliche Größe des Bildausschnittes 3,7 × 2,4 cm; Bleiglanz schwarz, Zinkblende grau, Calcit weiß; c) Ausschnitt 4,5 × 3,7 cm: Das ZnS-Lagengefüge geht im Hangenden in Zinkblende-Calcipelit-Feinschichten über; d) Ausschnitt 4,5 × 3,7 cm: Im Liegenden Übergang von mm-rhythmischen ZnS-Lagengefüge in gröberen Rhythmus.

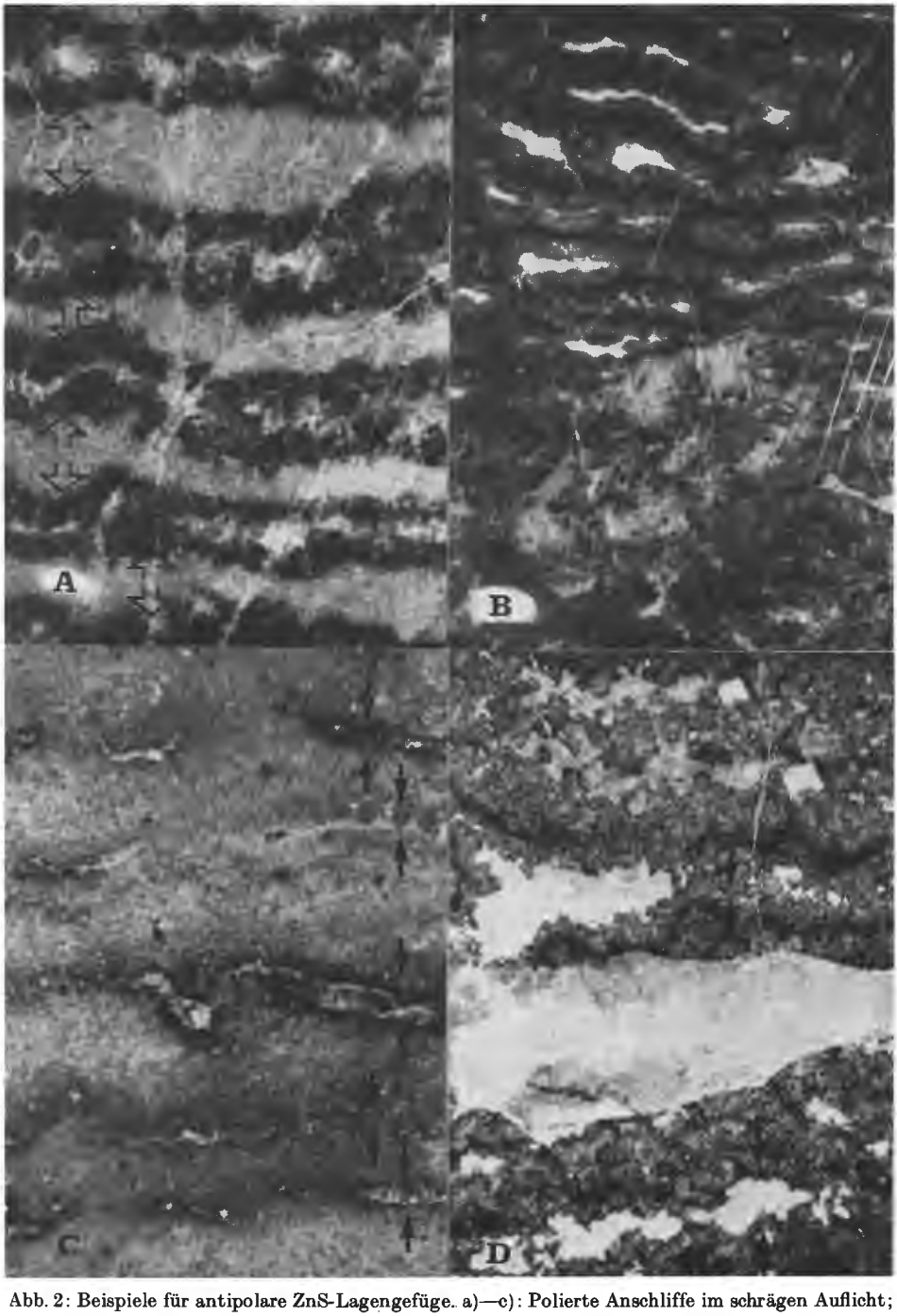


Abb. 2: Beispiele für antipolare ZnS-Lagengefüge. a)—c): Polierte Anschliffe im schrägen Auflicht; Ausschnitte jeweils 17 × 11 mm; d) Dünnschliff; Ausschnitt 12 × 9 mm: Calcit weiß und verschieden hellgrau, Zinkblende dunkelgrau bis schwarz. a), b), d): Lafatsch; c) Trzebionka. Pfeile geben Richtung der Wachstumsfronten.

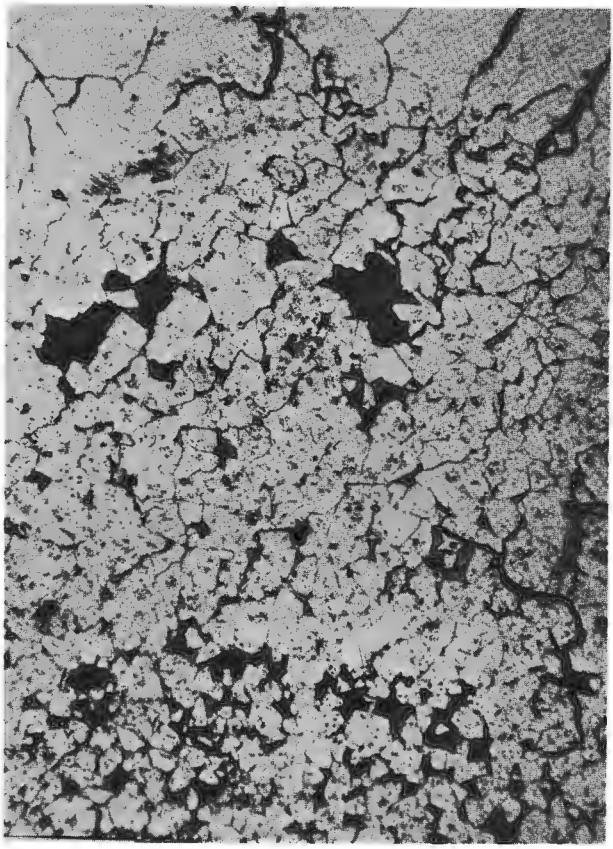


Abb. 3: Lagenbau durch Übergang von offenem ZnS-Korngefüge (unten) zu dichterer Packung (Mitte) und geschlossenem ZnS-Gefüge (oben). Mittlerer und oberer Teil gehören zur kolloformen Kruste. Polierter Anschliff, Nicols —; Calcit dunkelgrau, Zinkblende grauweiß. Ausschnitt 2,4 × 1,6mm (Lafatsch, Karwendel).

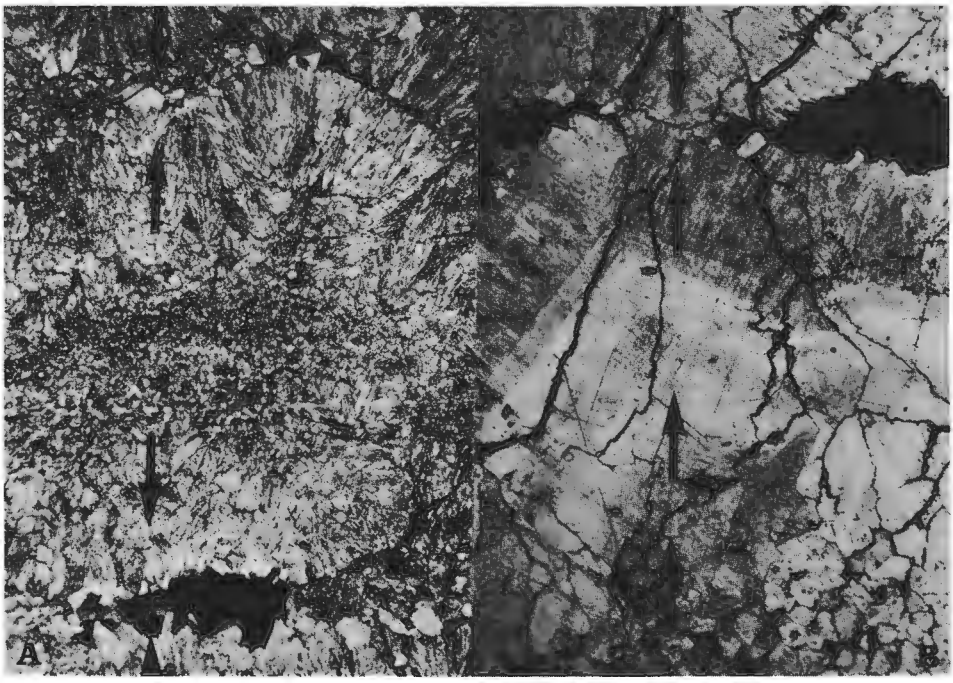


Abb. 4: Der antipolare ZnS-Lagenbau im polierten Anschliff nach Strukturätzung (HNO_3), Nicols —, Ausschnitt 2,4 × 1,6mm. Pfeile geben Wachstumsfronten an. Calcit schwarz, Zinkblende verschieden grau. Jeweils Übergänge vom offenen zum geschlossenen ZnS-Gefüge. Die Ätzung macht Kornkonturen, ZnS-Aggregate und das kolloforme Gefüge deutlich (Lafatsch, Karwendel).

In keiner der vorliegenden bilateral-symmetrischen Schalenblendekrusten war ein Interngefüge zu finden, das zwingend als Verdrängungsrelikt (si) aus einem Sedimentstadium stammen würde. Wohl aber erweisen sich die von der Dolomitisierung und Vererzung übernommenen Sedimentstrukturen der Lagerstätte Trzebionka als Interngefüge im großen betrachtet (viele Skizzen in BOGACZ et al.). Hier hat offensichtlich ein gefügepersistenter Sedimentkomplex eine zweimalige Verdrängung und zum Teil noch Umkristallisationen überdauert.

Welchen Verdrängungsmechanismus man auch immer für die bilateral-symmetrischen Schalenblenden als wahrscheinlichsten ansieht, so möchte ich feststellen, daß weder auf den Festigkeitszustand des verdrängten Sedimentes, noch auf den Vererzungszeitraum geschlossen werden kann. Ein Zusammenbrechen von Sedimentteilen, wie dies BOGACZ et al. (1973) im Falle frühdiagenetischer Mineralisation erwarten, muß nicht die Folge sein. Um eine externe Mineralisation handelt es sich ja nicht und auch nicht um Kristallisationen im Nahbereich der Sedimentbauzone. Die räumliche Anordnung derartiger Schalenblendekörper weist auf Verdrängungs- und Kristallisationsereignisse, die einen einige Dezimeter (Karwendel) bis mehrere Meter (Trzebionka) mächtigen Sedimentkomplex erfaßt haben. Wie zahlreiche s-gebundene und diskordante Hohlraumbildungen mit nachfolgenden Kristallisationen während der Diagenese von Sedimenten zeigen, muß keineswegs an einen epigenetisch-postsedimentären Zeitraum der Mineralisation gedacht werden. Der Festigkeitszustand — es muß offenbar noch kein splitterhartes Gestein vorgelegen haben — hat demnach ausgereicht, um selektiven Lösungserosionen großteils mechanisch standzuhalten. Für die polnischen Lagerstätten sei auch noch auf die der Vererzung vorausgegangene Dolomitisierung des Sedimentes hingewiesen, durch welche die mechanische Festigkeit doch wohl noch erhöht wurde.

Bei den Schalenblendevererzungen des hier behandelten Typs handelt es sich meines Erachtens sowohl bei den kalkalpinen als auch bei den Beispielen aus dem polnischen Raum um sicher „streng genommen" epigenetische Ereignisse, denn die Erzlösungen haben bereits ein primäres fertiges Gefüge vorgefunden, verdrängt, abgebildet. Aber warum sollte dieses Ereignis nicht während der Diagenese, also synsedimentär (im weiteren Sinne) im bereits mehr oder weniger verfestigten, kristallisierten Meeresboden stattgefunden haben? Für die alpinen Beispiele ergibt sich diese Deutung zwanglos; für die Zinkblenden der polnischen Platte mag es Hinweise anderer Art für epigenetisch-postsedimentäre Vererzungen geben; allein die Existenz krustifizierender Zinkblenden aber kann dafür nicht aussagekräftig genug sein. Ich halte diese Gefüge eben für mehrdeutig.

Auch das Problem der Metallherkunft kann von hier aus allgemein nicht geklärt werden. Sowohl lokale Stoffwanderungen als auch Lösungszufuhren können für das Zustandekommen der Gefüge in Frage kommen.

Der Besuch von Pb-Zn-Lagerstätten im krakau-schlesischen Raum und die Diskussion mit polnischen Geowissenschaftern war im Rahmen der Forschungsarbeiten des Internationalen Geologischen Korrelationsprogrammes Projekt 73/I/6 ("Diagnostic features of base metal occurrences in dolomites and limestones") der UNESCO möglich. Die Forschung steht außerdem im Zusammenhang mit dem Forschungsschwerpunkt N/26 der Österreichischen Rektorenkonferenz und des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.

Literaturverzeichnis

BOGACZ, K., DŻUŁYŃSKI, ST., HARAŃCZYK, C., SOCZYŃSKI, P. (1973): Sphalerite ores reflecting the pattern of primary stratification in the Triassic of the Cracow-silesian Region. — Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.), XLIII, 285—300.

CLAR, E. (1954): Über Parallel-, Schräg- und Kreuzbänderung in Spatlagerstätten. — Tscherm. min.-petr. Mitt., 4, 55—64.

MACHER, A. und SCHNEIDER, H.-J. (1967): The Alpine Lead-Zinc ores. — Economic Geology Monograph 3, 71—89.

MEIXNER, H. (1953): Neue türkische Boratlagerstätten. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh., 98, 86—92.

RAMDOHR, P. (1975): Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. — Akademie-Verlag, Berlin.

SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I. — Springer Verlag, Wien.

SANDER, B. (1950): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper II. — Springer Verlag, Wien.

SANDER, B. (1970): An Introduction to the Study of Fabrics of Geological Bodies. — Pergamon Press, Oxford, New York, Braunschweig.

SCHNEIDER, H.-J. (1954): Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Neue Folge 66, 1—37.

SCHNEIDER, H.-J. (1964): Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the Ladinian geosyncline of the eastern Alps. — Developments in Sedimentology, Vol. 2: Sedimentology and ore genesis, Elsevier Publ. Comp. Amsterdam, London, New York.

SCHULZ, O. (1955): Montangeologische Aufnahme des Pb-Zn-Grubenreviers Vomperloch, Karwendelgebirge, Tirol. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh. 100, 259—269.

SCHULZ, O. (1959): Studien an Zinkblenden im Bereich der erzführenden Raibler Schichten der Grube Max, Kreuth (Kärnten). — Berg- u. Hüttenm. Monatsh. 104, 187—193.

SCHULZ, O. (1960a): Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max) als Beispiel submariner Lagerstättenbildung. — Carinthia II, 22. Sonderh. 1—93.

SCHULZ, O. (1960b): Beispiele für synsedimentäre Vererzungen und paradiagenetische Formungen im älteren Wettersteindolomit von Bleiberg-Kreuth. — Berg. u. Hüttenm. Monatsh. 105, 1—11.

SCHULZ, O. (1968): Die synsedimentäre Mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). — Tscherm. Min. Petr. Mitt. 12, 230—289.

TAUPITZ, K.-CHR. (1954): Die Blei-Zink- und Schwefelerzlagerstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. — Dissertation, nicht publ., Clausthal 1954.

UYTENBOGAARDT, W. und BURKE, E. A. J. (1971): Tables for microscopic identification of ore minerals. — Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York.

Project 5

Correlation of Prevariscis and Variscic Events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belts

H. W. FLÜGEL

Some Remarks to the Postvariscic Transgressions and the Age of the Variscic Phases in the Alps

HELMUT W. FLÜGEL*)

In the Southern Alps and the eastern part of the Upper East-alpine nappe we distinguish two different developments of the postvariscic transgression: The area in the south of the Periadriatic Lineament, where the variscic structures are covered by marine Upper Carboniferous (Kasimovian, Gshelian) and Permian sediments and where the age of the main variscic phase is Leonian ("Carnian Phase") and the Upper Eastalpine in the north of the lineament, where we find mostly terrestric sequences. Here the postvariscic sedimentation begins in the southern zone of Carinthia with intramontane Upper Stefanian or Lower Permian Red Beds following the Asturian phase and in a middle zone with a middle-Westfalian-Stefanian molassetrough after the Sudetian ? phase. The development of the northern zone, on the base of the Northern "Kalkalpen", is not so well known, neither in regard to the age of the transgression nor to the age of the variscic phases.

A. SOUTH OF THE PERIADRIATIC LINEAMENT

The best outcrops of the postvariscic transgression above the elder-paleozoic folded sequences are situated between "Naßfeld" and "Zollner See" in the Carnian Alps. The localities were described by FENNINGER et al. 1976 and LEDITZKY 1974.

There are some temporal different transgressions:

The earliest transgression we know is situated at a section running from the "Marbach" (Rio Malinfier) in the south of the "Straninger Alm" to point 1817 at the Austrian/Italian boundary. In this profile carboniferous slates of the Auernig-Fm. with limestone-boulders rest over Gedinnian limestones. In the higher part of the profile are *Triticites*-leading limestones intercalated. They have a *Protriticites* age (Lower Kasimovian).

The same age have the transgressions of the Auernig-Fm. on the Colendiaul over Upper Devonian or Lower Carboniferous radiolarites, and near the Waidegger-Alm over the middle Carboniferous Hochwipfel-Fm. Possibly the transgressions of the Auernig-Fm. over the Hochwipfel-Fm. near the "Leiten-Kogel" and over limestones of Emsian age on the way from the Straninger-Alm to the Waidegger Alm have also the same age. The lowest transgression on the "Rosskofel" seems to be a little younger (KAHLER 1969). At this locality sandstones, siltstones and limestones of the Auernig-Fm. are resting over Middle Devonian reef-limestone. 1975 KAHLER described the genus *Quasifusulina* from this locality, which at first occured in the Middle Kasimovian. Younger is the transgression on the summit of the Rosskofel (FELSER 1975, FENNINGER et al. 1976). Here an erosion relief of the Devonian limestone is covered by Lower Permian conglomerates, sandstones and limestones belonging to the "Rattendorfer-Fm.". The different age of the transgressive beds and the appearance of Upper Carboniferous *Fusulina*-bearing limestone

*) Author's adress: H. F. FLÜGEL, A-8010 Graz University, Inst. of Geol. & Paleont. Heinrichstraße 26, Austria.

pebbles in the Permian conglomerates are hints to some different orogenic movements at this time. 1975 VAI compared the earliest phase with the Leonian of North-Spain and designated the event as "Carnian phase". On the other side the intrastefanian movements are comparable with the asturian orogenesis.

Paraconform over the middle Carboniferous Dimon-Fm., the Upper Carboniferous Auernig-Fm. and the Lower Permian stratas follow the Middle Permian Grödener-Fm. FENNINGER et al. 1974 described this transgression as a sign of the saalic phase. Angular unconformities between the Grödener-Fm. and their basement are unknown.

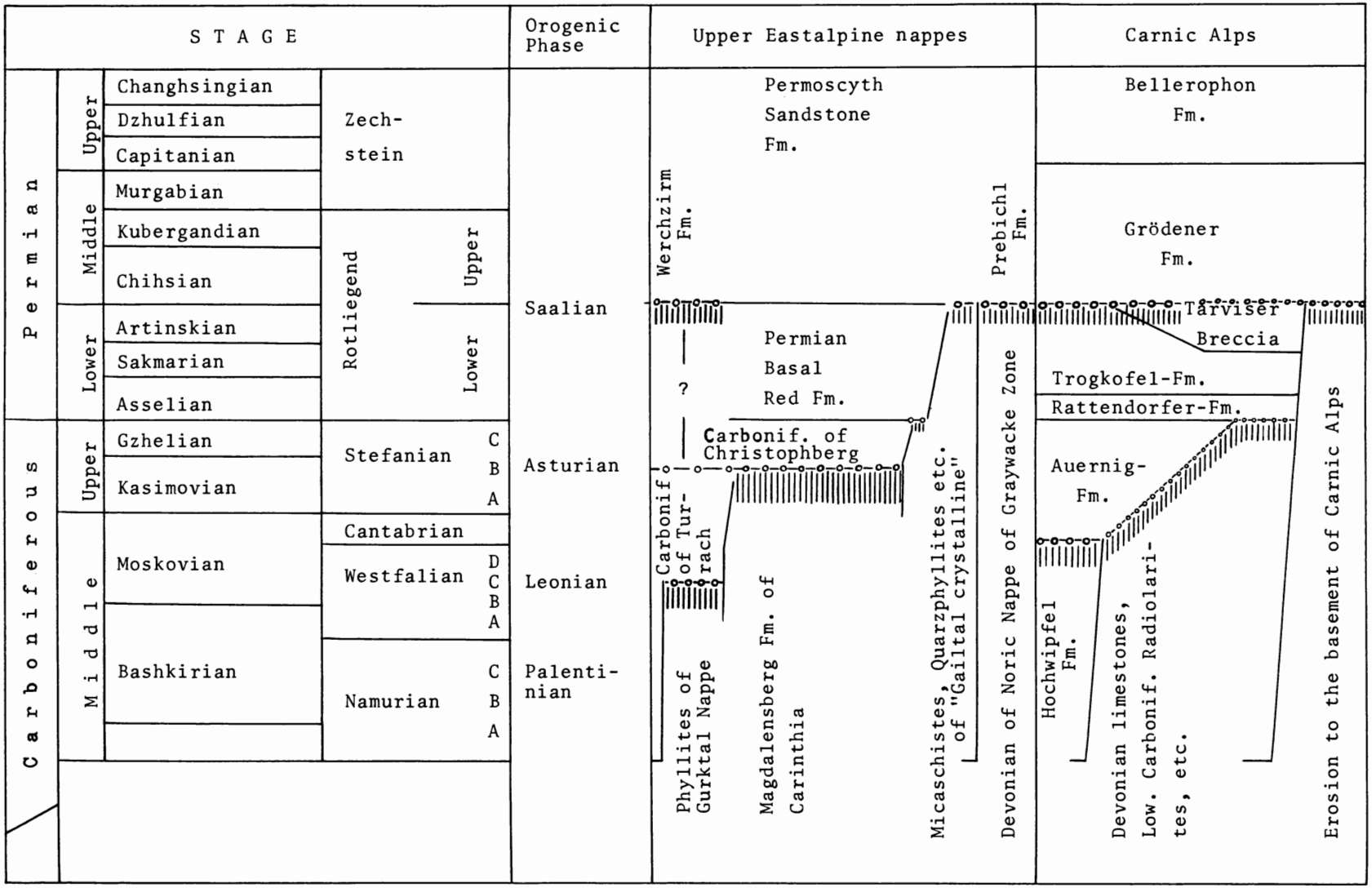
B. NORTH OF THE PERIADRIATIC LINEAMENT

Contrary to the marine transgression over a variscic basement in the south of the Periadriatic Lineament, in the north of this structure, terrestric sediments of Upper Carboniferous and Permian age overlay the Upper Eastalpine variscic folded and low-metamorphic paleozoic rocks (FRANK & RIEL-HERWIRSCH 1971). From some localities these postvariscic transgressions of the "Magdalensberg-Fm." were described during the last years in a zone north of the Periadriatic Lineament between Kötschach/Gail-valley in the west and St. Paul/Lavant-valley in the east.

Following RIEHL-HERWIRSCH 1972 and others, the transgression sequence is divided on lithostratigraphic basis into two formations: The lower unit (Permian Basal Red-Fm.) consists of red and grey claystones, siltstones, fanglomerates and—in the upper part—volcanic tuffs and tuffitic rocks, whereas the upper member ("Permoscyth Sandstone" or "Griffener Fm." partim) is composed of more or less ripe red sandstones and conglomerates with pebbles of quartz, quartzit, lydit, metamorphic rocks, quartzporphyr, and other material of the lower unit (NIEDERMAYER 1975). This member graduates into the "Werfener Schichten", which contain Upper Scythian fossils. This partition into two distinctly distinguishable lithological members and the transgression of the "Permoscyth Sandstone" over the Magdalensberg-Fm. demonstrates that an orogenic movement separates both units. 1972 RIEHL-HERWIRSCH and other authors compared this event with the saalic phase. The most western sediments of the postvariscic transgression overlay diaphthoritic granat-micaschists in the north of the Gail-valley near Kötschach (SCHERIAU-NIEDERMAYER & NIEDERMAYR 1973, NIEDERMAYR 1975, AMEROM & BOERSMA 1975, AMERON et al. 1976). The suite is composed of red and grey claystones, silt- and sandstones with the trace-fossil *Planolites montanus* RICHTER and plant assemblages (*Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONG., *Ernestiodendron* sp., *Taeniopteris* cf. *jejunata* GRAMD'EURY, *Sphenophyllum angustifolium* (GERMAR) GOEPPERT, and others).

According to AMEROM et al. 1976, the flora indicates a lower Rotliegend age. The thickness of this member is about 130 m. The overlaying quartzporphyr separates this lower unit from the Permoscyth Sandstone-Fm. which is about 200 m thick. The sequence consists in the permian part of red conglomerates with pebbles of quartzporphyr, quartz, gneissic and other metamorphic rocks, red sandstones in the triassic part of slates.

Younger than this transgression are red conglomerates with quarzporphyr-pebbles overlaying a basement of quarzphyllits at the Latschur-mountains between "Weißensee" and Drau-valley (FRITSCH 1961) and north of Nötsch/Gail-valley (COLLINS & NACHTMANN 1974).


STAGE
Orogenic Phase
Upper Eastalpine nappes
Carnic Alps
Permian
Upper
Middle
Lower
Carboniferous
Upper
Middle
Changhsingian
Dzhulfian
Capitanian
Murgabian
Kubergandian
Chihsian
Artinskian
Sakmarian
Asselian
Gzhelian
Kasimovian
Moskovian
Bashkirian
Zech-
stein
Rotliegend
Upper
Lower
Stefanian
C
B
A
Cantabrian
Westfalian
D
C
B
A
Namurian
C
B
A
Saalian
Asturian
Leonian
Palenti-
nian
Permoscyth
Sandstone
Fm.
Werchzirm
Fm.
Prebichl
Fm.
Permian
Basal
Red Fm.
?
Carbonif. of
Christophberg
Carbonif.
of Tur-
rach
Phyllites of
Gurktal Nappe
Magdalensberg Fm. of
Carinthia
Micaschistes, Quarzphyllites etc.
of "Gailtal crystalline"
Devonian of Noric Nappe of Graywacke Zone
Bellerophon
Fm.
Grödener
Fm.
Tarviser
Breccia
Trogkofel-Fm.
Rattendorfer-Fm.
Auernig-
Fm.
Hochwipfel
Fm.
Devonian limestones,
Low. Carbonif. Radiolari-
tes, etc.
Erosion to the basement of Carnic Alps

The occurence of quarzporphyrs-pebbles indicates, that the conglomerates belong to the Permoscyth Sandstone-Fm., and not to the Permian Basal Red-Fm.

In the east of this region 1976 AMERON et al. described a transgression from a locality on the "Ulrichsberg", in the north of Klagenfurt. The geological map (KAHLER 1962) of this area shows that the basement consists of low-metamorphic rocks of the Magdalensberg-Fm. Plants of this outcrops (*Odontopteris* sp., *Taeniopteris* sp., cf. *Walchia* sp., *Sphenophyllum* sp., *Pecopteris polymorpha* BRGT., and others) indicate a Stefanian A or a younger age.

The next transgression in the east 1962, 1965 RIEHL-HERWIRSCH described from the Christophberg northeast of Klagenfurt. At this locality grey sandstones, siltstones and claystones rest over rocks of the Magdalensberg-Fm. Following an information of RIEHL-HERWIRSCH, THIEDIG & KLUSSMANN published 1974 that plants, discovered in this sequence (*Alethopteris subelegans* BOT., *Pecopteris arborescens* BGT., *Cordaites principalis* GERM., and others), have an upper Stefanian age.

A transgression described by THIEDIG & CHAIR 1975, THIEDIG & KLUSSMANN 1974 and THIEDIG et al. 1975 from the "St. Pauler Berge" south of St. Paul/Lavant-valley possibly has the same age. Here the basement consists of Silurian volcanic rocks and anchimetamorphic schists of the Magdalensberg-Fm.

The transgressive sequence of grey siltstones, sandstones and pelitic sediments with *Pecopteris polymorpha* BRON., *Pecopteris hemitelioides* BRON. and *Imparipteris* (al. *Neuropteris*) *cordata* BRON. has an Upper Stefanian (or lower Rotliegend ?) age. The sequence is overlaid by dark red silt- and claystones of the "Permian Basal Red Fm.", a volcanic horizon with red and green tuffs, and tuffitic rocks with a thickness of about 40 m, and the "Permoscythian Sandstone-Fm.", 200 m thick.

About 10 km westwards of the "St. Pauler Berge" near Griffen this Permoscyth Sandstone-Fm. overlays transgressively the Magdalensberg-Fm. (KLEINSCHMIDT & STEGER 1975) on the "Giffener Berg". The Permian Basal Red-Fm. is unknown in this region.

In obvious contrast to the facies of the Permian in the southern zone of the upper-eastalpine nappe are the postvariscic sediments of the "Carboniferous" of Turrach on the Styrian/Carinthian boundary north of the Red bed-zone. The basement of the Carboniferous Molasse are different phyllites with intercalations of Fe-dolomites of Silurian/Devonian age of the Gurktal-nappe. On account of the alpidic overthrust, the position of the Carboniferous is partially inverse and under a cover of paleozoic phyllites (LIEGLER 1971, TOLLMANN 1974). The thickness of the clastic sequence is more than 400 m (PISTOTNIK 1974). After JONGMANS 1938 plant assemblages of this region have a Westfalian D age. Following a kind information by Dr. TENCHOV, Sofia, there are also layers with floras of a Westfalian C to Stefanian A age. According to these determinations, the premolasse event in this region could be the palentinian or the sudetian orogenesis. The different age of the orogenic phases of the postvariscic transgressions and the different facies of the young-paleozoic development in the southern and northern part of Carinthia indicate a southward migration of the variscic orogen north of the Periadriatic Line: The sediments of Turrach are the rest of an unfolded (?) variscic molassetrough, whereas the Redbeds of South Carinthia are the filling of intra- or intermontane basins.

Paraconform over the Carboniferous of Turrach follow red silty sandstones and conglomerates of the "Werchzirm-Fm." with pebbles of paleozoic limestones. Fossils are unknown, volcanic rocks too. A Permian age is probable.

FLÜGEL 1977 compared the "Werchzirm-Fm." with the "Prebichl-Fm." of the Styrian Graywacke-zone. The best outcrops of this formation are on the "Polster" near Eisenerz.

In this locality conglomerates with limestone-pebbles overlay Devonian limestones with an erosion and an angular unconformity (SOMMER 1972). Above the conglomerates, sandstones and claystones are predominant. The thickness of the sequence is more than 90 m. They graduate into the "Werfener Fm.". The precise age of the transgression is unknown. Possibly the Werchzirm-Fm. can be compared with the "Permoscyth Sandstone". This would be a hint of asturic or saalic movements following the sedimentation of the Upper Carboniferous of Turrach.

Literature

AMERON, H. W. J. & BOERSMA, M.: Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunden der Ostalpen (Österreich). — Carinthia II, **164**, 9—15, 1 Abb., Klagenfurt 1974.

AMERON, H. W. J.: BOERSMA van, M., NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1976): Das permische Alter der „Karbon"-Flora von Kötschach (Kärnten, Österreich). — Carinthia II, **166**, 93—101; Klagenfurt.

COLINS, E. & NACHTMANN, W.: Die permotriadische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **1974**, 1—43, Innsbruck.

FELSER, K. (1973): Die jungpaläozoische Transgression am Roßkofel (Karnische Alpen). — Carinthia II, **164**, 39—41, Klagenfurt.

FENNINGER, A., FLÜGEL, E., FLÜGEL, H. W., HOLZER, H. L. & SCHÖNLAUB, H. P. (1974): Zur variszischen Orogenese in den Karnischen Alpen — eine Stellungnahme. — Verh. Geol. B. A. Wien, 1974, A 149—153, Wien.

FENNINGER, A., SCHÖNLAUB, H. P., HOLZER, H. L. & FLAJS, G. (1976): Zu den Basisbildungen der Auernigschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). — Verh. Geol. B.-A., **1976**, 243—255, 7 Abb., Wien 1976.

FLÜGEL, H. W. (1975): Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. — Geol. Rdsch., **64**, 1—62, 13 Abb., 2 Tab., Stuttgart.

FLÜGEL, H. W. (1977): Paläogeographie und Tektonik des ostalpinen Variszikums. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1977**, Stuttgart (in press).

FRANCAVILLA, F. (1974): Stratigraphie de quelques paléflores des Alpes Carniques. — 7. Congr. Carbonif., **3**, 89—110, 4 Fig., Krefeld.

FRANK, W. & RIEHL-HERWIRSCH, G. (1971): „Der Metamorphosehiatus zwischen Magdalensbergserie und Oberkarbon in Mittelkärnten (Umgebung d. Christophberges)". — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1971**, 139—144, Wien.

FRITSCH, W. (1961): Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. — Carinthia II, **151**, 52—57, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1971): Die Überlagerung des variszischen Gebirgskörpers der Ost-und Südalpen durch jungpaläozoische Sedimente. — Z. dt. Geol. Ges., **122**, 137—143, Hannover 1971.

KAHLER, F. (1973): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Gattung *Quasifusulina* in den Karnischen Alpen. — Paläontographica, (A) **141**, 154—173, Taf. 15—16, Stuttgart.

KAHLER, F. (1974): Einige Gedanken zur Gliederung der Permzeit. — Carinthia II, **164**, 73—78, Klagenfurt.

KLEINSCHMIDT, G. & SEEGER, M. (1975): Nachweis der Diskordanzfläche Jungpaläozoikummleicht-metamorphes Altpaläozoikum am Griffener Berg (Ostkärnten). — Carinthia II, **165**, 97—102, Klagenfurt 1975.

LEDITZKY, P. (1973): Die stratigraphische Gliederung des Gebietes zwischen Zollnerhöhe und Zollnersee in den Karnischen Alpen (Österreich). — Carinthia II, **163**, 169—177, 1 Tab., Klagenfurt.

LIEGLER, K. L. (1970): Das Oberkarbon-Vorkommen der Brunnachhöhe NW Bad Kleinkirchheim/Kärnten. — Carinthia II, **160**, 27—44, 2 Abb., 1 Taf., Klagenfurt.

MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. — Verh. Geol. B.-A., **1972**, 143—149, 2 Abb., Wien.

NIEDERMAYER, G. (1974): Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 105—126, 4 Abb., Wien.

NIEDERMAYER, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYER, E. (1974): Über Mineralisation der postvariszischen Transgressions-Serie in den westlichen Gailtaler Alpen. — Ann. naturhist. Mus., **78**, 141—150, 1 Abb., 2 Taf., Wien.

PISTOTNIK, J. (1974): Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm Mesozoikum, Österreich). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 127—141, Wien.

REMY, W. (1969): Das höhere Stefan in den Karnischen Alpen und das Alter der Transgression der Auernig-Schichten. — Argumenta Paleobot., **3**, 65—69, Münster.

RIEHL-HERWIRSCH, G. (1962): Vorläufige Mitteilungen über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christophberges, Mittelkärnten. — Karinthin, **45/46**, 244—246, Klagenfurt.

RIEHL-HERWIRSCH, G. (1972): Vorstellungen zur Paläogeographie — Verrucano. — Verh. Geol. B.-A., **1972**, 97—106, 2 Abb., Wien.

RIEHL-HERWIRSCH, G. & WASCHER, W. (1972): Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). — Verh. Geol. B.-A., **1972**, 127—138, 6 Abb., Wien.

SCHERIAU-NIEDERMAYER, E. & NIEDERMAYER, G. (1973): Vorläufiger Bericht über die durch neue Pflanzenfunde belegte, postvariszische Transgressions-Serie aus dem Raum Kötschach in den Gailtaler Alpen, Kärnten. — Ann. — Ann. naturhist. Mus., **77**, 115—123, 2 Abb., 1 Taf., Wien.

SCHRAMM, J.M. (1973): Magnesitkomponenten in der Basalbrekzie (? Unter-Rotliegend) östlich Saalfelden (Salzburg). — Veröff. Univ. Innsbruck (Festschr. HEISSEL), **86**, 281—288, Innsbruck.

SOMMER, D. (1972): Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). — Verh. Geol. B.-A., **1972**, 119—122, 3 Abb., Wien.

THIEDIG, F. & CHAIR, M. (1974): Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich). — Carinthia II, **164**, 105—113, 2 Abb., Klagenfurt.

THIEDIG, F. & KLUSSMANN, D. (1974): Limnisches Oberkarbon an der Basis der postvariszischen Transgressionssserie in den St. Pauler Bergen Ostkärntens (Österreich). — Mitt. Geol. Ges. Paläont. Inst., **43**, 79—84, 1 Abb., 10 Taf., Hamburg.

THIEDIG, F., CHAIR, M., DENSCH, P., KLUSSMANN, D. & SEEGER, M. (1975): Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens, Österreich. — Verh. Geol. B.-A., **1974**, 269—279, 2 Abb., Wien.

TOLLMANN, A. (1972): Alter und Stellung des alpinen Verrucano in den Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., **1972**, 83—95, 1 Abb., Wien.

TOLLMANN, A. (1975): Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **150**, 19—43, 7 Abb., Stuttgart.

VAI, G. B. (1975): Hercynian basin evolution of the southern alps. In: SQUYRES, C. H. (Ed.) (1975): Geology of Italy. — 15th. Ann. Field Conf., Earth Sci. Soc. Libyan Arab Rep., 293—298, Tripoli.

Die sedimentäre Entwicklung des Unterkarbons in Österreich

F. EBNER*)

Summary

Two main-facies are developed in the Lower Carboniferous of Austria:

1. A pelagic facies in the Carnic Alps, the Karawanken Mountains, the Paleozoic of Graz, and the „Norische Decke" of the Graywacke-Zone.

2. A shallow water facies in the Carboniferous of Nötsch (Nötschgraben-Group) and within the "Veitscher Decke" of the Northern Graywacke-Zone.

Characteristic features of the pelagic facies are:

— The nodular limestone facies is locally substituted by a shale-chert-graywacke facies;

— during the whole Lower Carboniferous within a short distance to sections with continous sedimentation those sections can be recognized in which stratigraphic gaps range from dm/do to Cu II/III; — the thickness of the calcareous Tournai is very thin and not more than 3 metres; — in cu II/III times a transgression is accompanied by the occurrence of mixed conodont faunas, limestone breccias, conglomerates, and sedimentation of nodular limestones;

— the transgressive Lower Carboniferous locally lies in Devonian limestones as relief- or fissure-filling (= disconformity).

The Visean age of the shallow water facies is indicated by only few macrofossils in some localities.

Zusammenfassung

Im Unterkarbon Österreichs steht in den Vorkommen der Karnischen Alpen, der Karawanken, des Grazer Berglandes und der Norischen Decke der Grauwackenzone eine mit Conodonten gut gliederbare pelagische Fazies einer Flachwasserfazies gegenüber, die ihre Verbreitungsgebiete im Karbon von Nötsch (Nötschgraben-Gruppe) und der Veitscher Decke der Grauwackenzone besitzt.

Folgende Merkmale wurden in der pelagischen Fazies als charakteristisch erkannt:

— Die Unterkarbon-Flaserkalkentwicklung wird teilweise von einer Schiefer—Lydit—(Grauwacken)-Fazies vertreten;

— Neben kontinuierlichen Unterkarbon-Karbonatprofilen treten im Bereich dm /do — cu II/III Schichtlücken auf;

— Die Mächtigkeit des kalkigen Tournai ist äußerst gering;

— Im cu II/III zeichnet sich ein transgressives Ereignis ab, das sich in der Bildung von Conodontenmischfaunen, Kalkbrekzien und -konglomeraten sowie der Ablagerung von Knollenkalken dokumentiert;

— Das transgredierende Unterkarbon tritt örtlich als Relief- oder Spaltenfüllung in Devongesteinen auf.

Die stratigraphische Einstufung der Vorkommen der Flachwasserfazies erfolgt durch Makrofossilfunde weniger Fundpunkte mit Visé.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. FRITZ EBNER, Landesmuseum Joanneum, Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau, Raubergasse 10, A-8010 Graz, Austria.

Einleitung

Die vorliegende Zusammenstellung gibt den Forschungsstand vom Februar 1976 wieder. Zusammenfassende Arbeiten über das Unterkarbon Österreichs liegen von FLÜGEL 1964, 1970, 1975a, 1976, FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972 und EBNER 1975, 1976a vor.

Eine biostratigraphische Detailgliederung der Unterkarbonsedimente Österreichs ist zur Zeit nur mit Conodonten in den Karnischen Alpen, Karawanken, dem Grazer Bergland und der Norischen Decke der Grauwackenzone möglich.

Conodontenstratigraphische Untersuchungen wurden durch FLÜGEL & ZIEGLER 1957, MÜLLER 1959, KHOSROVI-SAID 1962, FLAJS & PÖLSLER 1965, KODSI 1967, PÖLSLER 1967, 1969, SCHÖNLAUB 1969a, b, SCHULZE 1968, TESSENSOHN 1969, 1971, 1974a, b EBNER 1973a, b, 1975b, 1976b, GEDIK 1974, NÖSSING 1974a, b, 1976, SCHULZE in THALMANN 1975 und SCHÖNLAUB & FLAJS 1975 durchgeführt.

Von besonderer Bedeutung für die mit Conodonten gliederbaren o.g. pelagischen Faziesbereiche ist das Auftreten von Conodontenmischfaunen, Kalkkonglomeraten und Kalkbrekzien. Diesen Erscheinungen wird in Tabelle 1 durch die Buchstaben M und C Rechnung getragen. C markiert dabei den Bildungszeitpunkt von Kalkkonglomeraten und Kalkbrekzien, M den Bildungszeitpunkt von Conodontenmischfaunen in Karbonatgesteinen ohne optischen Eindruck einer Aufarbeitung. Die vertikal unter den Buchstaben angeordneten Punkte kennzeichnen die aus diesen Mischfaunen nachgewiesenen stratigraphischen Bereiche. Jeder Punkt bezieht sich dabei aber nicht auf die Zone in deren Höhe er angeordnet ist, sondern auf die übergeordnete Stufe. Die römische Zahl im Liegenden der Schichtlücken, gibt das Alter der Oberdevon-Unterlage an.

Den pelagischen Vorkommen steht im österreichischen Unterkarbon auch eine Flachwasserfazies (Nötsch/Nötschgraben-Gruppe, Grauwackenzone/Veitscher Decke) gegenüber. Die biostratigraphische Einstufung dieser erfolgt durch Makrofaunen (Korallen, Trilobiten, Cephalopoden, Brachiopoden, Lamellibranchiaten) einzelner Lokalitäten, ohne jedoch eine detaillierte Gliederung zu ermöglichen. Neuere Arbeiten über diese Vorkommen und ihre biostratigraphische Einstufung stellen KODSI & FLÜGEL 1970, BRIEGLEB 1971, FLÜGEL 1972a, b, G. & R. HAHN 1973, SCHÖNLAUB 1973, FELSER & FLÜGEL 1975 und FELSER 1975a, b dar.

PELAGISCHE FAZIES

Karnische Alpen

Zunächst wurde neben einer unterschiedlich mächtigen Karbonatentwicklung im Oberdevon auch eine weitverbreitete kieselig-pelitische Fazies erkannt, die sich unter immer stärkerem Zurücktreten der Karbonate während des gesamten Unterkarbon fortsetzt (FLÜGEL, GRÄF & ZIEGLER 1959, SKALA 1969, SCHÖNLAUB 1971a, LEDITZKY 1973).

In ± vollständigen Karbonatprofilen wurde der Devon/Karbon-Grenzbereich immer stärker eingeengt, bis durch das Auffinden der *Protognathodus*-Fauna am Elferspitz, die noch bestehende Lücke im do/cu-Grenzbereich geschlossen wurde (EBNER 1973a, b). An Gesteinsmächtigkeiten entfallen dabei auf die höchste Conodontenzone des Oberdevon, die *Protognathodus*-Fauna, lediglich 19 cm, auf das cu I (*Siphonodella sulcata* und *Pseudopolygnathus triangulus inaequalis*-Zone) 170 cm.

Die von GEDIK 1974 aus dem Plöckenpaßgebiet beschriebenen kontinuierlichen Karbonatabfolgen müßten, da der Manuskriptabschluß dieser Arbeit vor dem Bekanntwerden der *Protognathodus*-Fauna (ZIEGLER 1969) lag, im Hinblick auf das Vorhandensein dieser Fauna überprüft werden.

Im Grenzprofil des Kronhofgrabens (SCHÖNLAUB 1969a, b) konnte die *Protognathodus*-Fauna nicht nachgewiesen werden. Die Formationsgrenze wird hier durch ein 25 cm mächtiges Schieferband gebildet. Das kalkige cu I erreicht in diesem Profil 120 cm und wird von 2 m mächtigen Lyditen überlagert, die Kalklinsen mit einer Conodontenfauna des cu II (*Siphonodella crenulata*-Zone) beinhalten.

Neben diesen ± vollständigen Profilen treten aber auch deutlich erkennbare, zeitlich unterschiedlich große Schichtlücken und innerhalb der *Scaliognathus anchoralis*-Zone Kalkbrekzienhorizonte mit Conodontenmischfaunen des do, cu I und cu II auf (GEDIK 1974).

Im italienischen Teil der Karnischen Alpen wurde am Monte Zermula (in der Tabelle nicht berücksichtigt) eine Karbonatentwicklung festgestellt, die bis ins basale cu III reicht (MANZONI 1968).

Weitere höchst unterkarbone (cu IIIα—γ) Karbonatvorkommen liegen als Einschaltungen in den Schiefern des Plöckenpaß-Pipeline-Stollens vor (PÖLSLER 1969).

Karawanken

Aus den Karawanken wurde erstmals durch SCHULZE 1968 auf Conodontenmischfaunen des do und cu aufmerksam gemacht. Eine Neubearbeitung dieser Vorkommen wurde durch TESSENSOHN 1974a, b durchgeführt.

Nach diesen Untersuchungen treten Schichtlücken vom dm bis in die *Gnathodus bilineatus bilineatus*-Zone auf. Innerhalb dieser Zone bilden sich als Folge der Unterkarbontransgression Conodontenmischfaunen, Kalkkonglomerate und -brekzien sowie 5—10 m mächtige Knollenkalke. Diese Transgressionserscheinungen treten teilweise in einem Relief oder als Spaltenfüllungen in devonischen Riffkalken auf.

Dieser lückenhaften Entwicklung steht aber auch eine kontinuierliche Karbonatfazies, vermutlich durch die Bänderkalke vertreten, gegenüber. Daneben existiert vom do bis ins hohe cu III noch eine Grauwacken—Schiefer—Lydit-Fazies aus der SCHÖNLAUB 1971b aus Kalkkomponenten eines Geröllschieferhorizontes (im jugoslawischen Kokratal) den Zeitraum do I—cu III lückenlos nachweisen konnte.

Grazer Bergland

Seit den Untersuchungen von KODSI 1967 glaubte man in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums an die Existenz einer Schichtlücke mit einem maximalen Umfang vom do III bis ins cu II β/γ. Durch diese werden zwei lithologisch kaum trennbare Flaserkalkentwicklungen, die oberdevonen Steinbergkalke von den höher unterkarbonen Gnathoduskalken (FLÜGEL & ZIEGLER 1957), getrennt. Hangend zu dieser Schichtlücke wurden in den dem Oberdevon paraconform auflagernden liegendsten 80 cm der Karbonkalke Conodontenmischfaunen des do III und cu IIβ/γ festgestellt.

Detailstratigraphische Aufnahmen von NÖSSING 1974a, b, 1976 im Gebiet des Eichkogels bei Rein und am Sanzenkogel westlich von Graz zeigen jedoch unter

Nachweis sämtlicher Conodontenzonen örtlich eine geringmächtige, lückenlose Karbonatsedimentation über die do/cu-Grenze bis ins höchste cu III. Die Gesamtmächtigkeit des Tournai beträgt dabei nur 220 cm. Durch den Nachweis des tiefen cu bedingt, wird nun die Gesamtheit der Unterkarbonablagerungen als Sanzenkogelschichten bezeichnet, wobei die Gnathoduskalke den oberen Sanzenkogelschichten entsprechen, die eine Mächtigkeit um 20 m besitzen.

Eingelagert finden sich in den Sanzenkogelschichten im Tournai ein Schiefer—Lydit—Phosphorit-Horizont und im Visé mehrere geringmächtige Lyditvorkommen (NÖSSING 1974a, b, EBNER 1976b).

Überlagert werden die Sanzenkogelschichten von der Folge der Dult. Die Fazies dieser Folge, deren Karbonateinschaltungen (Kalke der Dult) in das Namur B bzw. höchste Namur — tiefe Westfal eingestuft werden (EBNER 1975b, 1976b) ist durch Trockenlegungs- und Erosionshorizonte bestimmt. Zeitlich konnte das tiefere Niveau zwischen den Sanzenkogelschichten und den Basiskalken der Folge der Dult (= Kalk der Dult Typ II EBNER 1975b, 1976b), das höhere hangend dieser Kalke fixiert werden. Beide Erosionsflächen greifen örtlich bis in die oberen Sanzenkogelschichten und in einem Fall bis in die Steinbergkalke über und sind gemeinsam mit der zwischen dem do II und cu III auftretenden Schichtlücke teilweise mitverantwortlich für die stark reduzierten Mächtigkeiten des Grazer Unterkarbons (EBNER 1976b).

NÖRDLICHE GRAUWACKENZONE/NORISCHE DECKE

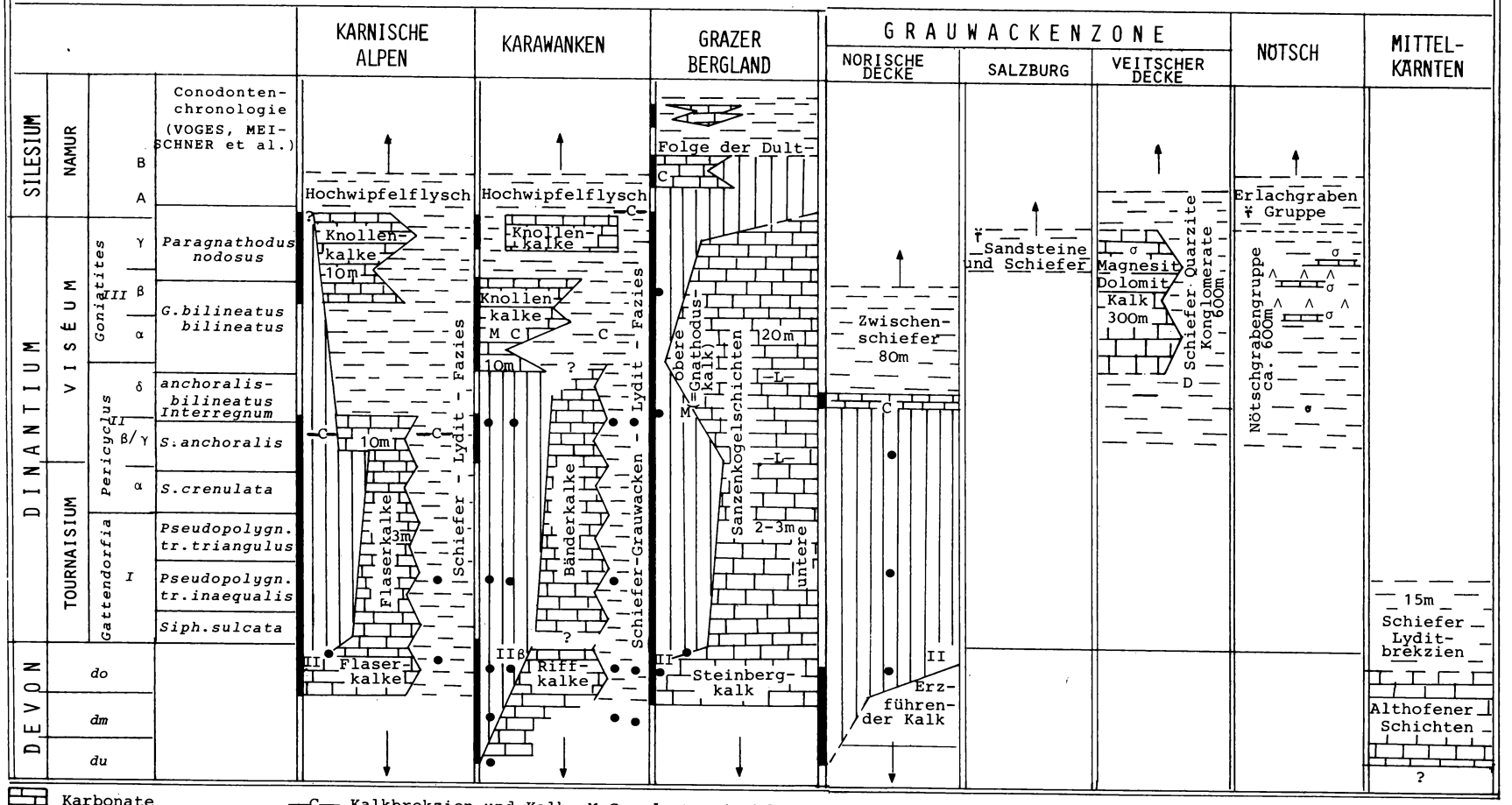
In der Norischen Decke der Grauwackenzone wurde durch SCHULZE in THALMANN 1974 erstmals Unterkarbon nachgewiesen. Untersuchungen von FLAJS, THALMANN & SCHÖNLAUB in Vorb. zeigen, daß im cu II Kalkbrekzien gebildet werden, die in einem Relief oder als Spaltenfüllungen in dm- oder do-Kalken lagern. Die Conodontenmischfaunen dieser Brekzienhorizonte enthalten u. a. auch Faunenelemente des Tournai. Überlagert werden die Brekzienhorizonte durch die bis 80 m mächtigen Zwischenschiefer, in denen sich noch nicht näher bearbeitete Vulkanite befinden.

Zusammenfassend konnten für die pelagische Fazies des österreichischen Unterkarbons folgende charakteristischen Merkmale erkannt werden:

1. Neben lückenlosen Karbonatprofilen bis ins cu II/III treten in kürzester Entfernung im Bereich dm/do — cu II/III Schichtlücken auf.
2. Neben der Karbonatentwicklung existiert im Unterkarbon teilweise eine Schiefer—Lydit—(Grauwacken-)Entwicklung.
3. Die Mächtigkeit des kalkigen Tournai ist äußerst gering (max. 3 m).
4. Ein transgressives Ereignis dokumentiert sich in der Bildung von Conodontenmischfaunen, Kalkbrekzien — und Kalkkonglomeraten, sowie der Ablagerung von Knollenkalken zwischen dem cu IIβ/γ und dem cu III.
5. Das transgredierende höhere Unterkarbon wird teilweise in einem Relief oder als Spaltenfüllung in devonischen Kalken abgelagert. Eine ? Winkeldiskordanz konnte nur in den Karawanken beobachtet werden (TESSENSOHN 1974a, b).

Ob all diese Erscheinungen auf dieselben dynamischen Vorgänge rückführbar sind und eine einheitliche genetische Interpretation erlauben, ist zur Zeit noch nicht geklärt. Es bedarf dazu vor allem einer einheitlichen Analyse der Vorkommen mit Kalkbrekzien und Conodontenmischfaunen.

Das Unterkarbon Österreichs



Für die Karnischen Alpen erklärt BANDEL 1972 die Goniatitenkalke des cu als Tiefseesedimente, deren Sedimentation extrem langsam erfolgte und immer wieder von Zeiten der Karbonatlösung und Hardground-Bildung unterbrochen wurde. Darauf und auf teilweise strömungsbedingtes Fehlen der Kalkschlammsedimente wird die unterschiedliche Lückenhaftigkeit der Profile rückgeführt.

Auf eine mögliche Erosion der Schichten zwischen dem do III und dem cu II in den Karnischen Alpen weist GEDIK 1974 hin, der in einigen Profilen die Auflagerung von Kalken des cu II auf do III fand und weiters in Kalkbrekzienhorizonten Conodontenmischfaunen des do, cu I und cu II feststellte.

In den Karawanken sieht TESSENSOHN 1974a, b den Grund für das Absterben der devonischen Riffazies im do II in einem Trockenfallen des Ablagerungsraumes. Weitverbreitet sind in diesen devonischen Riffgesteinen, die lithologisch keinerlei Hinweise auf Aufarbeitung zeigen, Conodontenmischfaunen, die einen maximalen stratigraphischen Bereich von Ems—Visé umfassen. TESSENSOHN deutet sie folgend: Nach dem Trockenfallen der Riffe erfolgte deren Erosion und tiefgründige Verkarstung. Im Zuge der Unterkarbon-Transgression wurden in diese Gesteine Conodontenfaunen, die an anderer Stelle aufgearbeitet wurden, eingeschwemmt.

Neben Bereichen mit Aufarbeitung und Omission gab es in den Karawanken aber auch kontinuierliche Sedimentation, wie indirekt aus dem Bestand einiger Conodontenmischfaunen aus Geröll- und Kalkbrekzienhorizonten hervorgeht.

An bathymetrischen Werten für den Ablagerungsraum der Flaserkalke des Grazer Unterkarbons gibt NÖSSING (1974a) zwischen 60 und 300 m an. Die Obergrenze dieser Angaben resultiert aus dem Ablagerungsbereich von Goniatiten führenden Flaserkalken in Stillwasserbereichen unterhalb der Wellenbasis, die Untergrenze aus der maximalen Bildungstiefe von Phosphoritknollen in Schelfbereichen.

Wie nun im Grazer Raum innerhalb dieser Fazies beide Entwicklungen, Profile mit Schichtlücken und vollständige Abfolgen, in so engem Raum miteinander vereinbar sind, wird von noch durchzuführenden Detailuntersuchungen und der Deutung dieser Lücken als Erosions- oder Sedimentationslücken abhängen. Aus den nun vorliegenden Befunden erscheint jedoch eine Deutung dieser Lücken durch einfache Erosion nicht befriedigend, da in keiner der bisher bekannten Mischfaunen Elemente gefunden wurden, die stratigraphischen Bereichen innerhalb der Schichtlücke zuzuordnen sind. Außerdem fehlen bisher im Sediment jegliche Anzeichen einer Aufarbeitung.

In der Nördlichen Grauwackenzone sieht SCHÖNLAUB (briefliche Mitteilung) am Erzberg eine ± lückenhafte Normalsedimentation zumindest bis ins cu II. Anschließend erfolgte Erosion bis ins do II bzw. lokal dm und örtlich Ablagerung der Erosionsprodukte in einem Relief oder offenstehenden Spalten.

Gemeinsam ist allen pelagischen Unterkarbonvorkommen, daß die Hauptverbreitung der Unterkarbon-Karbonatsedimente im cu II/III einsetzt und daß sich danach in allen Gebieten ein einschneidender Fazieswechsel anbahnt. TESSENSOHN 1974a, b sieht in den Karawanken in der Vielfalt der Ablagerungsprodukte und dem Nebeneinander von Abtrag und Sedimentation im höheren Oberdevon und tiefen Unterkarbon die Zeit der stärksten Differenzierung und Unruhe in der Geosynklinale. Mit der Transgression im höheren Visé beginnt am Ende des Praeflyschstadiums (TESSENSOHN 1971) eine allgemeine Absenkung, die in den Südalpen zur Hochwipfelflyschentwicklung (Namur A — Westfal B) überleitet.

Der Beginn dieser gröberklastischen Sedimentationsfolge wurde durch Sporen im Namur A festgelegt (FRANCAVILLA 1966). Besonders innerhalb der pelitischen Fazies ist die Liegendgrenze dieser Entwicklung biostratigraphisch und lithologisch schwer faßbar. Einen indirekten Hinweis auf den Beginn des Hochwipfelflyschs geben auch Einschaltungen von Knollenkalken innerhalb der pelitischen Fazies (PÖLSLER 1969), (SCHÖNLAUB 1971 b) und Kalkgerölle aus den basalen Teilen der Flyschfolgen (TESSENSOHN 1971) mit Conodontenfaunen des hohen cu III. In Karbonatarealen transgrediert das Hochwipfelkarbon häufig über verschiedenalte Schichten des do und cu, wobei örtlich eine leichte Winkeldiskordanz festzustellen ist.

Auch nördlich der alpin-dinarischen Grenze kommt es im cu/co-Grenzbereich zu einem einschneidenden Fazieswechsel. Im Grazer Raum beginnt etwa zu diesem Zeitraum die Ablagerung der Folge der Dult und auch das Einsetzen der Zwischenschiefer am Erzberg dürfte mit diesem weiträumigen Sedimentationsumschwung zu erklären sein. Unterschiedlich zwischen Süd- und Ostalpen sind lediglich die bathymetrischen Verhältnisse. Der zur Fyschfazies überleitenden Eintiefung des südalpinen Ablagerungsraumes steht zumindest im Grazer Raum ein Verflachen mit zeitweiligem Trockenfallen gegenüber.

FLACHWASSERFAZIES

Nötsch

Im Nötscher Karbon liegt Unterkarbon in der Nötschgraben-Gruppe vor. Nach KODSI & FLÜGEL 1970 stellt diese Folge eine gering terrigen beeinflußte Flachwasserentwicklung mit Tonschiefern, Siltschiefern und fossilreichen Kalkmergeln dar.

Problematisch ist zur Zeit die stratigraphische Gliederung der Nötschgraben-Gruppe. Der Darstellung auf Tabelle 1 mit Fixierung der tiefsten Horizonte im cu II liegen die Fossilfunde des Fundpunktes Oberhöher mit *Ammonellipsites (Kaypericyclus) hauchecorni* (FELSER 1935) und den bei G. & R. HAHN 1972 beschriebenen Trilobiten zugrunde. Weitere Fossilfundpunkte der Nötschgraben-Gruppe (Peterhöher, Hermsberg, Lärchgraben) sind in das hohe Visé zu stellen (KODSI & FLÜGEL 1970, FLÜGEL 1972a, b).

Aufgrund neuer Geländeaufschlüsse im Nötschgraben glaubt SCHÖNLAUB 1973 jedoch nachfolgende Gliederung zu erkennen und stellt die gesamte Abfolge ins höhere Visé:

Hangend	Fossilfundpunkte
250 m Obere Schiefer	Oberhöher, Pkt. 721
100 m Badstubbrekzie (Diabas II)	
11 m Zwischenschiefer	Peterhöher
100 m Badstubbrekzie (Diabas I)	
100—200 m Untere Schiefer	Hermsberg
——x——x—— Störung	——x——x——
	Lärchgraben

Weiters erkennt SCHÖNLAUB 1973 die Badstubbrekzie als synsedimentär in dieser Schichtfolge eingelagert und deutet sie als Diabas. Die Festlegung des Beginns der Karbonsedimentation mit Fundpunkt Lärchgraben in der *granosus-*

Zone des höchsten Visé fordert bei Annahme einer normalen Lagerung im Visé allerdings eine Sedimentmächtigkeit von mehreren hundert m.

Die Einstufung der Faunen des Fundpunktes Oberhöher mit tiefer als Visé entkräftet SCHÖNLAUB 1973 damit, daß die teils neubearbeiteten, teils revisionsbedürftigen Faunen dieses Fundpunktes keine präzisen Altersangaben erlauben und aus demselben Schieferzug von DE KONINCK 1873 und FRECH 1894 Fossilien des Visé beschrieben wurden (vgl. auch KODSI & FLÜGEL 1970 und FLÜGEL 1972b).

Überlagert wird die Nötschgraben-Gruppe durch die terrigen stark beeinflußte Erlachgraben-Gruppe, eine klastische Flachwasserentwicklung.

Die nächst höhere stratigraphische Einheit stellt die Erlachgraben-Gruppe dar, die aufgrund der von PIA 1924 gegebenen Florenliste ins Namur gestellt wird. TENCHOV (mündl. Mitteilung) vertritt jedoch aufgrund von Pflanzenneufunden aus den bei FLÜGEL 1972:16 angeführten grobklastischen Äquivalenten der Erlachgraben-Gruppe die Meinung, daß es sich um Westfal handelt. Sollte sich dies durch eine eingehende Bearbeitung der Floren bestätigen, so würde im Westfal neben der klastischen Tiefwasserentwicklung der Pölland-Gruppe auch eine klastische Flachwasserentwicklung auftreten.

Nördliche Grauwackenzone/Veitscher Decke

In der Grauwackenzone wird Unterkarbon in Flachwasserfazies in der Veitscher Decke angetroffen. In einer mächtigen Schiefer-, Quarzit- und Konglomeratserie treten Kalke, Dolomite und Magnesite auf. In der Veitsch erreichen die Karbonate nach BRIEGLEB 1971 eine Mächtigkeit bis zu 300 m.

Die stratigraphischen Einstufungen innerhalb der Veitscher-Decke beruhen auf wenigen Makrofossilfunden. Neue Trilobitenfunde des unteren bis mittleren Visé (briefl. Mitteilung Prof. Dr. G. HAHN) und Korallenfunde des höheren Visé (FELSER 1975 b, FELSER & FLÜGEL 1975) deuten weitere biogeographische Beziehungen zum Unterkarbon von Nötsch an. Eine weitere Ähnlichkeit liegt im Auftreten von Diabas-Tuffen in den liegenden Teilen der Veitscher Decke (LESKO 1960) und der Deutungsweise der Badstubbrekzie als Diabas (SCHÖNLAUB 1973).

Die Magnesite der Veitscher Decke werden nach SIEGL & FELSER 1973 und FELSER 1975a als frühdiagenetisch umgewandelte Sedimente eines lagunären Beckens betrachtet. Aus der Lagerung der Magnesite zu den fossilführenden Horizonten schließt FELSER 1975 eine teilweise namurisches Alter der Magnesite nicht aus.

WEITERE UNTERKARBONVORKOMMEN

Neben den vorhin beschriebenen Vorkommen, die sich eindeutig den beiden genannten Faziesgruppen zuordnen lassen, treten in Mittelkärnten und in der Grauwackenzone in Salzburg zwei weitere Unterkarbonvorkommen auf, über die bisher sehr wenig bekannt wurde.

Mittelkärnten

Der Schiefer/Lydit-Komplex des Steinbruches Aich/Mittelkärnten stellt nach SCHÖNLAUB 1971 c das normal Hangende der Althofener Schichten dar und ist somit in den Zeitraum jünger do II bis ? cu einzustufen.

Im Schwarzleotal bei Leogang treten pflanzenführende Sandsteine und Schiefer auf, aus denen Florenelemente des Visé und Westfal bestimmt wurden (DEL NEGRO 1970).

Literatur

BANDEL, K. (1972): Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der zentralen Karnischen Alpen. — Palaeontographica, Abt. A, 141, 117 S., 82 Abb., 10 Taf., Stuttgart.

BRIEGLEB, D. (1971): Geologie der Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel in der Veitsch (Steiermark). — BHM, 116, 359—375, 11 Abb., Wien.

DEL NEGRO, W. (1970): Salzburg. — Geol. Österr. Bundesländer, 2. Aufl., 101 S., 2 Taf., Wien (Geol. B.-A.).

EBNER, F. (1973a): Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereiches am Elferspitz (Karnische Alpen, Österreich). — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 33, 36—49, 1 Abb., 3 Tab., Graz.

EBNER, F. (1973b): Das Paläozoikum des Elferspitz (Ashgill bis Unterkarbon). — Verh. Geol. B.-A., 1973, 155—193, 9 Abb., 7 Tab., 3 Taf., Wien.

EBNER, F. (1975a): Probleme des ostalpinen Paläozoikums. — Int. Sympos. „Das Paläozoikum des alpin-mediterranen Raumes". — 8 S., 1 Tab., Graz (als M. S. vervielfältigt).

EBNER, F. (1975b): Der Nachweis von Namur im Paläozoikum von Graz. — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., 1975, 119—125, Wien.

EBNER, F. (1976a): Die stratigraphische Gliederung des Dinantiums in Österreich. — Proc. IUGS Subcom. Carbonif. Strat., 8 S., 1 Tab. (im Druck).

EBNER, F. (1976b): Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. — Verh. Geol. B.-A., 1976, 65—93, 3 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Wien.

FELSER, K. O. (1935): Vorbericht über die Neuaufnahme des Unterkarbons von Nötsch, Gailtal. — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., 72,

FELSER, K. (1975a): Sedimentär entstandene Magnesitvorkommen als Leithorizonte im höheren Visé der östlichen Grauwackenzone Österreichs. — VIII. Congr. Intern. Carbonif. Strat., Geol., Abstracts, 73—74, Moskau.
203—204, Wien.

FELSER, K. (1975b): *Dibunophyllum cf. bipartitum* (McCoy) aus dem schiefrigen Kalk des Häuselberges bei Leoben (östl. Grauwackenzone). — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., 1976, Wien.

FELSER, K. & FLÜGEL, H. W. (1975): Nachweis von *Hexaphyllia* in den Visékalken der Magnesitlagerstätte Veitsch (Steirische Grauwackenzone). — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., 1975, 125—127, Wien.

FLAJS, G. & PÖLSLER, P. (1965): Vorbericht über conodontenstratigraphische Untersuchungen im Süd-Abschnitt des Pipeline-Stollens Plöcken (Karnische Alpen). — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl. 1965, 305—308, Wien.

FLÜGEL, H. (1964): Das Paläozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 401—443, 5 Abb., 6 Tab., Wien.

FLÜGEL, H. W. (1970): Fortschritte in der Stratigraphie des ostalpinen Paläozoikums (1964—1969). — Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1970, 661—687, Stuttgart.

FLÜGEL, H. W.: (1972a): Das Karbon von Nötsch. Exk.-Führer Tagung Paläont. Ges. 1972, 9—17, 2 Abb., 1 Tab., Graz.

FLÜGEL, H. W. (1972b): Revision der von F. Heritsch 1918, 1934 und A. Kuntschnig 1926 aus dem Unterkarbon von Nötsch (Nötschgraben-Gruppe) beschriebenen Rugosa. — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., 1972, 43—50, Wien.

FLÜGEL, H. W. (1975): Einige Probleme des Variscikums von Neo-Europa. — Geol. Rundschau, 64, 1—62, 13 Abb., 2 Tab., Stuttgart.

FLÜGEL, H. W. (1976): Fortschritt in der Stratigraphie des ostalpinen Paläozoikums (1969—1975). — Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1975, 656—684, Stuttgart.

FLÜGEL, H. W., GRÄF, W. & ZIEGLER, W. (1959): Bemerkungen zum Alter der „Hochwipfelschichten" (Karnische Alpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 153—167, 3 Abb., Stuttgart.

FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P. (1972): Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. — Verh. Geol. B.-A., 1972, 187—198, 1 Tab., Wien.

FLÜGEL, H. W. & ZIEGLER, W. (1957): Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 87, 25—60, 6 Abb., 5 Taf., Graz.

FRANCAVILLA, F. (1966): Spore nel Flysch Hochwipfel.—Giorn. Geol., 33, 493—526, 3 Abb., 1 Taf., Bologna.

FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. — 514 S., 86 Abb., 16 Taf., 2 Kartenskizzen, 8 Profiltafeln, 3 geol. Karten, Halle (Niemeyer).

GEDIK, I. (1974): Conodontenfaunen aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. — Abh. Geol. B.-A., 31, 29 S., 7 Abb., 1 Taf., Wien.

HAHN, G. & R. (1973): Trilobiten aus dem Unterkarbon (Dinantium) von Nötsch /Österreich. — Geologica et Palaeontologica, 7, 135—146, 17 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Marburg/Lahn.

KHOSROVI-SAID, A. (1962): Stratigraphische Ergebnisse im Paläozoikum beiderseits des Pailgrabens (Graz-N) mit Hilfe von Conodonten. — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., 1962, 89—90, Wien.

KODSI, M. G. (1967): Zur Kenntnis der Devon/Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 415—427, 6 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

KODSI, M. G. & FLÜGEL, H. W. (1970): Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. — Carinthia II, 160/80, 7—17, 2 Abb., 3 Tab., Klagenfurt.

KONINCK, L. G. DE (1873): Recherches sur les Animaux; 2. Monographie des Fossiles carboniféres de Bleiberg en Carinthie. — 116 S., 4 Taf., Bonn und Brüssel.

LEDITZKY, H. P. (1973): Die stratigraphische Gliederung des Gebietes zwischen Zollnerhöhe und Zollnersee in den Karnischen Alpen (Österreich). — Carinthia II, 162/83, 169—177, 2 Abb., 1 Tab., Klagenfurt.

LESKO, I. (1960): Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Raume Oberdorf a. d. Laming, Steiermark. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 11, 3—65, 8 Taf., Wien.

MANZONI, M. (1968): Il Devoniano e il Carboninferiore nelle serie pelagiche di Val Uqua (Tarvisio). — Giorn. Geol., 34, 641—684, 1 Abb., 3 Taf., Bologna.

MEISCHNER, D. (1971): Conodonten-Chronologie des Deutschen Karbons. — C. R. 6e Congr. Intern. Strat. Geol. Carbonif., Sheffield 1967, III., 1169—1180, 3 Abb., Sheffield.

MÜLLER, K. J. (1959): Zur Kenntnis der Pericyclus-Stufe (Unterkarbon) in den Karnischen Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1959, 90—94, Stuttgart.

NÖSSING, L. (1974a): Beitrag zur Kenntnis des Oberdevons und Unterkarbons des Grazer Paläozoikums. — Inaugural. Diss., Univ. Graz, 103 S., 6 Abb., 5 Taf., 2 Karten, Graz.

NÖSSING, L. (1974b): Nachweis des tieferen Unterkarbons im Paläozoikum von Graz. — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., 1974, 39—41, Wien.

NÖSSING, L. (1976): Die Sanzenkogel-Schichten (Unterkarbon), eine biostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. — Mitt. naturw. Ver. Stmk., 105, 79—92, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Graz.

PIA, J. (1924): Über einen merkwürdigen Pflanzenrest aus den Nötscher-Schichten. — Sitz.-Ber. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., 133, 543—558, 1 Taf., Wien.

PÖLSLER, P. (1967): Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest—Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). — Carinthia II, 157/77, 37—58, 4 Abb., Klagenfurt 1967.

PÖLSLER, P. (1969): Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). — Jb. Geol. B. A., 112, 355—398, 6 Abb., 4 Taf., 7 Tab., Wien.

SCHÖNLAUB, H. P. (1969a): Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen, Österreich). — Jb. Geol. B.-A., 112, 265—320, 4 Abb., 9 Tab., 4 Taf., Wien.

SCHÖNLAUB, H. P. (1969b): Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). — Jb. Geol. B.-A., 112, 321—354, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien.

SCHÖNLAUB, H. P. (1971a): Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 122, 97—111, 3 Abb., Hannover.

SCHÖNLAUB, H. P. (1971b): Stratigraphische und lithologische Untersuchungen im Devon und Unterkarbon der Karawanken (Jugoslawischer Anteil). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 138, 157—168, 3 Abb., 1 Tab., 1 Beil., Stuttgart.

SCHÖNLAUB, H. P. (1971c): Die Althofener Gruppe — eine neue stratigraphische Einheit im Devon Mittelkärntens (Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1971, 288—305, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

SCHÖNLAUB, H. P. (1973): Zur Kenntnis des Nord—Süd Profils im Nötschgraben westlich Villach. — Verh. Geol. B.-A., 1973, 359—365, 1 Abb., Wien.

SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS, G. (1975): Aufnahmsbericht Blatt 101, Eisenerz. — Verh. Geol. B. A., 1975, A75—A76, Wien.

SIEGL, W. & FELSER, K. O. (1973): Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern (Sunk bei Trieben). — BHM, 118, 251—256, 8 Abb., Wien.

SKALA, W. (1969): Ein Beitrag zur Geologie und Stratigraphie der Gipfelregion des Poludnig (Karnische Alpen, Österreich). — Jb. Geol. B.-A., 112, 235—264, 3 Taf., 4 Abb., 8 Tab., Wien.

TESSENSOHN, F. (1969): Zur Unter-Karbon-Stratigraphie in den Karawanken. — Carinthia II, 159/79, 28—32, 1 Abb., Klagenfurt.
TESSENSOHN, F. (1971): Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 138, 169—220, 17 Abb., 1 geol. Karte, Stuttgart.
TESSENSOHN, F. (1974a): Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). — Verh. Geol. B.-A., 1974, 89—130. 6 Abb., 3 Taf., 1 Beil., Wien.
TESSENSOHN, F. (1974b): Schichtlücken und Mischfaunen in paläozoischen Kalken der Karawanken. — Carinthia II, 164/87, 137—160, 7 Abb., 5 Tab., 1 Karte, Klagenfurt.
THALMANN, F. (1975): Probleme der Abbauplanung und Qualitätssteuerung am Steirischen Erzberg in Abhängigkeit von den geologisch-mineralogischen Verhältnissen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 66/67, 245—263, 9 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien.
ZIEGLER, W. (1969): Eine neue Conodonten-Fauna aus dem höchsten Oberdevon. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 17, 343—360, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Krefeld.

Das Altpaläozoikum Südfrankreichs

R. FEIST*)

Summary

A recent view of the bio- und lithostratigraphic attributions of different lower paleozoic deposits of southern France is resumed in a correlation table. Due to the absence of metamorphism and the abundance of fossils, the Paleozoic of the southern Montagne Noire is well known, and its columnar sections can be regarded as representative for the whole region. Two tectonic units which differ also in their stratigraphical sequences can be distinguished:

1) the nappes, showing a lack of upper Cambrian, middle and upper Ordovician and Silurian, forming the near totality of the Montagne Noire,

2) the klippes, showing a continuous sedimentation up from the base of the Ordovician (the Cambrian is not known so far) characterising the region of Cabrières (south-eastern Montagne Noire), Mouthoumet, Agly and Aspres.

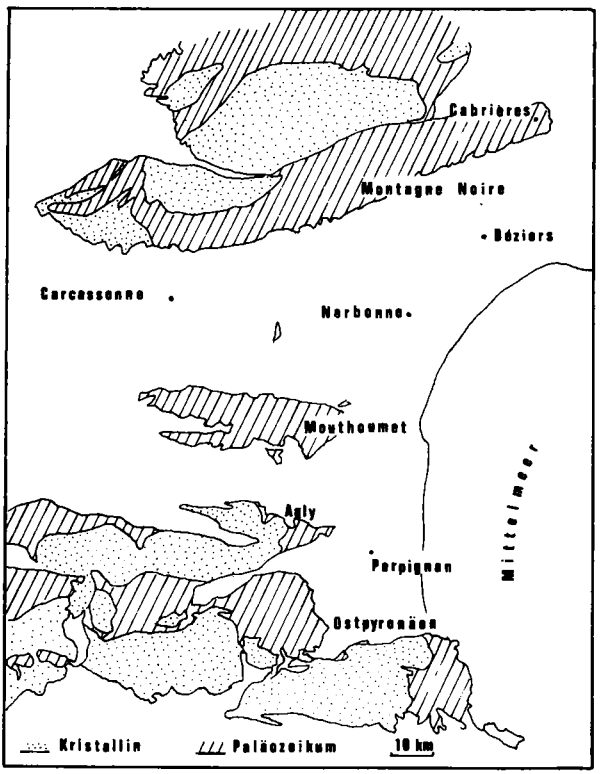


Abb. 1: Das Altpaläozoikum Südfrankreichs

*) Anschrift des Autors: Dr. Raimund FEIST, Lab. de Palèont. des Invertébrés U.S.T.L., Montpellier, France.

Zum südfranzösischen nicht oder nur schwach metamorphen Paläozoikum gehört 1. die Montagne Noire in der Languedoc, die das Kristallin des Zentralmassivs im Süden begrenzt, 2. das Massiv von Mouthoumet, das im Zentrum der Corbières mesozoisches und alttertiäres Deckgebirge teils horstartig durchbricht, und 3. verschiedene stärker beanspruchte Vorkommen in den Ostpyrenäen wie das größtenteils kristalline Aglymassiv, die Klippenzone der Aspres, die Synklinale von Villefranche-le-Conflent u. a. Während die kleineren Vorkommen von Mouthoumet und vor allem die noch wenig untersuchten Ostpyrenäen zurücktreten, ist das Paläozoikum der Montagne Noire hinsichtlich seiner Ausdehnung und guten Aufschlußverhältnisse, seiner nahezu kompletten Schichtfolgen und des Fossilreichtums sowie des daraus resultierenden stratigraphischen Kenntnisstandes am bedeutendsten und kann stellvertretend zumindest für den südfranzösischen Raum gelten. Dieses im wesentlichen SW-NE streichende Faltengebirge besteht aus einer kristallinen Achse, einem aus steilstehenden Schuppen gebildeten Nordflügel und einem Südflügel, dem mindestens drei größere variszisch gefaltete Deckeneinheiten angehören, von denen jeweils nur der liegende Flügel erhalten blieb. Auf diese Deckenflügel sind im SE spättektonisch die sogenannten Klippen von Cabrières flach überschoben worden, die ihren eigenen von den Decken unabhängigen Baustil aufweisen. Durch feinstratigraphische Vergleiche stellt sich immer mehr heraus, daß das Material, das diese Klippen aufbaut, mit demjenigen der Decken zu große Unterschiede aufweist, daß ein gemeinsames Ablagerungsgebiet vorstellbar wäre (siehe strat. Tabelle). Die fazielle und biostratigraphische Übereinstimmung mit den Vorkommen von Mouthoumet und Ostpyrenäen, die sich ebenfalls durch einen Klippenbaustil auszeichnen, ist dagegen so auffallend, daß hier eher ein gemeinsames Ursprungsgebiet angenommen werden kann. Aus diesem Grunde werden in den folgenden Profilbeschreibungen beide Einheiten getrennt behandelt, obwohl weitgehende großräumig zu beobachtende Faziesübereinstimmungen, besonders im Oberdevon und Unterkarbon, vor Einsetzen der variszischen Faltung, vorkommen. In der stratigraphischen Tabelle werden die wesentlichen lithologisch-biostratigraphischen Einheiten charakterisiert und z. T. auch unter ihrer Lokalbezeichnung angegeben. Die verschiedenen Profile wurden nach dem derzeitigen Kenntnisstand miteinander korreliert.

1. Deckeneinheit der Montagne Noire

Während die liegenden Serizitschiefer von Mouthoumet und Ostpyrenäen bisher fossilleer blieben, ist datiertes Kambrium allein in der Schuppenzone nördlich sowie in den Deckenflügeln südlich der kristallinen Achse der Montagne Noire nachgewiesen worden. Erste Fossilhorizonte treten im Hangenden des basalen über Praekambrium transgredierenden Marcorysandsteins (> 1000 m) auf. Hier sind dünnbankigen limonitreichen Arkosen und Sandsteinen sandige Kalke und Dolomite eingeschaltet. Diese Wechselfolge (Pardailhansandstein, 160 m) enthält kleine Archaeocyathiden (*Archaeocyathus*, *Coscinocyathus*) und die ältesten Trilobiten des französischen Paläozoikums (*Thoralaspis*, *Blayacina*). *Collenia*, *Lingula*, Bilobiten, Hyolithen sowie unbestimmte phosphatische Reste ergänzen das Faunenbild des mittleren Unterkambriums. Die Wechselfolge wird zum Hangenden zunehmend karbonatreicher und geht schließlich in den kompakten z. T. marmorisierten und dolomitisierten „Archaeocyathuskalk" (350—900 m) über. Nur in der nördlichen

ALTPALÄOZOIKUM SÜDFRANKREICHS

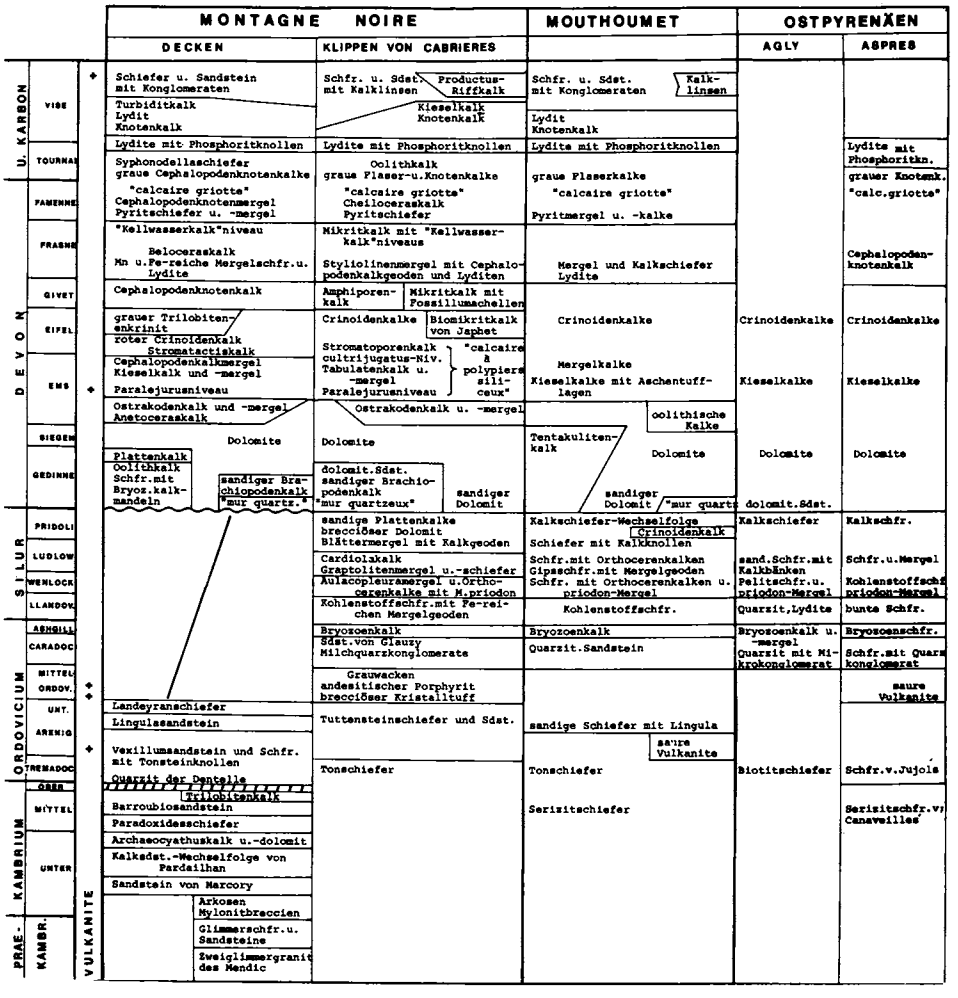


Tabelle: Das Altpaläozoikum Südfrankreichs

Schuppenzone führt er lokal zweiklappige oder tubenförmige phosphatische Mikrofossilien zweifelhafter Zuordnung (*Heraultia* — Ostracode ?, *Pseudorthotheca*, *Stenotheca*, *Stenothecopsis* — Anneliden ?). Der massive Archaeocyathuskalk wird im Hangenden dünnbankig, führt Kieselgallen und enthält Faunenelemente des oberen Unterkambriums: *Micmacca*, *Ferralsia* (Ellipsocephalidae), „Hyolithen", *Collenia* und *Lingula*. Die Grenze zum Mittelkambrium wird infolge der nur spärlich auftretenden zudem endemischen Trilobiten lithostratigraphisch mit dem kontinuierlichen Übergang (20 m) der kompakten Kalke über Knoten- und Flaserkalke zu

Lochschiefern gezogen. Lochschiefer und folgende Siltschiefer (50 m) dagegen enthalten typische Fossilien des Unteren Acadiums (*Paradoxides*, *Agraulos*, *Conocoryphe*, *Ctenocephalus* etc., Carpoideen und inarticulate Brachiopoden). Das höhere Mittelkambrium wird erneut durch kalkarme grobklastische z. T. flyschartige Sedimentation mit Quarzit-Psammit-Wechselfolgen ausgezeichnet. (Barroubiosandst., 300 m). Im Hangenden schalten sich diskontinuierlich chlorit- und pyritreiche Kalklinsen mit bisweilen lumachellenartig angehäuften Trilobiten- und Acrotretidenresten ein. Dieser Horizont mit Trilobiten der *Paradoxides forchhammeri*-Zone (oberstes Acadium) enthält die bisher jüngste eindeutig dem Kambrium zuzurechnende Fauna Südfrankreichs. Ob die konkordant folgenden Schiefer (0— 50 m) bis zum ersten Auftreten von *Euloma geinitzi* an der Basis der Quarzite der „Dentelle" (basales Tremadoc) noch Oberkambrium enthalten, ist noch nicht geklärt.

Das Kambrium scheint einen Sedimentationszyklus zu durchlaufen, der mit einer Transgression beginnt und einer Regression abschließt. Dabei sind größere Wassertiefen höchstens für das Untere Acadium anzunehmen. Weitgehende Faunenübereinstimmung besteht mit den Vorkommen in Nordspanien und Sardinien. Die mittelkambrische Trilobitenfauna, bestehend aus mehr als 50 Arten, die sich auf 9 biostratigraphische Niveaus verteilen, ist die am besten bekannte Fauna der westlichen mediterranen Faunenprovinz.

Das Untere Ordovizium besteht aus einer monotonen detritischen Sedimentfolge häufig flyschartigen Charakters (> 1500 m). Wenn auch durchgehende lithologische Leithorizonte fehlen, ist die Abfolge durch reiche Faunen, besonders an Trilobiten, weitgehend gesichert. Das Untere Tremadoc mit glimmerreichen Sandsteinen an der Basis, psammitischen und sandigen Schiefern nach oben zu, wird biostratigraphisch in einen liegenden Anteil mit *Euloma* und *Niobe* und einen hangenden mit *Shumardia*, *Obolus* und *Eoorthis* unterschieden. Vereinzelt sind geringmächtige dolomitische Kalklinsen eingeschaltet. Im oberen Tremadoc sind sandige Schiefer vorherrschend, in die sich zunehmend bis zu faustgroße quarzitische Knollen mit Fossillumachellen einschalten. Wesentliche Faunenelemente sind *Megalaspis*, *Asaphelina*, *Symphysurus* und Cystoideen. Die Grenze zum Arenig wird mit dem erstmaligen Auftreten von Graptoliten (*Dictyonema*, *Clonograptus* und *Temnograptus*) und dem Erscheinen von *Taihungshania miqueli* gezogen. Reiche Fauna findet sich weiterhin vorwiegend in den nun sehr zahlreichen Quarzit- und Tonsteinknollen (Trilobiten, Endoceraten, Echinodermen, Lamellibranchiaten, Hyolithen), während die sandigen Schiefer und Sandsteinbänke Spuren (*Vexillum*, Bilobiten) und Marken (load-, flute-casts, Rippel) tragen. Diese petrographisch kaum von Tremadoc zu unterscheidende Serie wird zum Hangenden von geringmächtigen dunklen Graptolitenschiefern mit *Didymograptus* v-*fractus* und von quarzitischem Lingulasandstein (100 m) überlagert, der entgegen früherer Annahme älter als der „armorikanische Sandstein" ist. Es folgen 500 m sandige Schiefer, Tonschiefer mit Quarzitkonkretionen mit cône-in-cône-Struktur und seltenen dolomitischen Kalkknollen. Die Trilobiten (vorwiegend Trinucleiden, Dalmanitiden und Asaphiden) und Graptoliten (*Phyllograptus*, *Didymograptus* und *Tetragraptus* der *extensus*-Zone) geben noch Unterarenigalter an. Jüngere vordevonische Sedimente sind im Deckenbereich der Montagne Noire nicht erhalten geblieben. Für die beschriebenen Sedimente wird ein bisweilen küstennaher neritischer Ablagerungsraum angenommen. Infolge der Kalkarmut sowie des Fehlens dickschaliger Organismen dürften kühlere Temperaturen vorgeherrscht haben. Die Faunen zeigen

enge Beziehungen, z. T. artliche Übereinstimmung (*Phyllocystis blayaci*, *Taihungshania micheli*), zu denen der westlichen marokkanischen Meseta, der Tauriden (Südtürkei) und Yunnans (Südwestchina).

Über die schwach gefalteten Unterordovizsedimente transgrediert detritisches Unterdevon (50 m), bestehend aus Mikrokonglomeraten mit Milchquarzen, Schwermineralien, Eisenoolithen und Schieferfragmenten des Substratums. Spuren von jüngerem Ordoviz oder Silur sind nicht nachgewiesen worden. Die grobklastische Serie geht über sandige Schiefer mit Scolecodonten, kalkige Dolomitlinsen mit *Spathognathodus* cf. *remscheidensis* in limonitreiche Sandsteine über. Die Fazies der folgenden Kalke, noch reich an gerundeten Quarzkörnern, zeigt ausgesprochen küstennahen Charakter. Die schlecht erhaltene Makrofauna besteht aus Brachiopoden (Strophomeniden, *Isorthis*), Trilobiten (Homalonotiden, *Acastella* sp.), Crinoiden und Bryozoen. Die Conodonten gehören der *postwoschmidti*-Fauna an (mittleres Untergedinne). Nach Zurücktreten der detritischen Anteile besteht das übrige tiefere Unterdevon aus Karbonaten, die im Liegenden als Plattenkalke ausgebildet sein können (100—200 m), meist aber, wie auch die hangenden Partien, dolomitisiert sind. Kalkige, mergelige und sandige Dolomite sind zu unterscheiden. Dieser Komplex (ca. 400 m), der bisher nur unbestimmbare Fossilien geliefert hat, dürfte das obere Gedinne und das Siegen vertreten. Seine Obergrenze ist schwankend, da die Dolomitisierung, an Störungen aufsteigend, die hangenden Kalke mehr oder weniger hoch erfaßt. Bei tiefliegender Dolomitisierungsfront folgen dunkelgraue mergelige Kalke, die starke bioturbate Durchwühlung zeigen. Die Fauna enthält Conodonten, Brachiopoden, Trilobiten (*Phacops*, *Pseudocryphaeus*), Goniatiten (*Anetoceras*) und Arthrodirenreste des unteren Emsiums (30 m), „rheinische" Einflüsse sind noch deutlich, werden aber zum Hangenden zunehmend von „böhmischen" verdrängt. Das Oberemsium besteht aus bioturbat durchwühlten, schiefrigen Mergeln und dünnbankigen nach oben zu flaserig werdenden mergeligen Kalken mit Hornsteinlinsen und -bändern (50 m). Auffallend häufig sind vollständige meist eingerollte Phacopspanzer. Größere Favositidenkolonien wurden teilweise verkieselt. Der größere Kieselsäuregehalt des Sediments manifestiert sich vor allem im mikrofaziellen Bereich: Ostrakoden, Bryozoen, kleinere Brachiopoden und Trilobitenlarven liegen häufig verkieselt vor. Da Conodonten fehlen, ist eine genaue Einstufung dieser Kieselkalke bisher umstritten, doch scheinen die verwandtschaftlichen Beziehungen der Trilobiten und Bryozoen zum Zlichovkalk Böhmens für Unterdevon zu sprechen. Letzte „rheinische" Elemente wie *Calceola* cf. *sandalina* und *Paraspirifer* cf. *cultrijugatus* finden sich in den hangenden Partien der Kalke. Es folgen rote Cephalopodenflaserkalke und -mergel (10 m) mit *Agoniatites* sp. und *Werneroceras* sp., die zur Zeit als basales Mitteldevon angesehen werden. Sie gehen nach oben in dickbankige meist rötliche und weiße spätige Flachwasserkalke (50 m) über, die sich durch ihren Reichtum an Fenestelliden auszeichnen, die meist stromatactisartige Hohlraumfüllungen überdachen („Stromatactiskalk"). Häufig zwischengeschaltet und nach oben zu dominierend sind autochthone Biogenrasen von Bryozoen und Crinoiden, kleinen Einzelkorallen, seltener Tabulaten und Brachiopoden auf hard-grounds aufwachsend, oder unsortierte Crinoidenschuttkalke mit nestartigen Fossillumachellen vorwiegend von Brachiopoden (*Uncinulus orbignyanus*, *Cyrtina heteroclita*, *Telaeoshaleria subtetragona* etc.), Mollusken und Trilobiten (*Cornuproetus aff.cornutus*, *Phaetonellus planicaudus*, *Scharyia maura* etc.). Fazies und Fauna dieser Riffschuttkalke haben auffallende Ähnlichkeit mit dem Greifensteiner- und dem Suchomastykalk des basalen Eifeliums. Zum Hangen-

den zeigen die Biogene zunehmende Sortierung, es kommt zu Wechselfolgen (20 m) von groben und feinen „Crinoidensanden", die sich bisweilen durch großen Trilobitenreichtum auszeichnen. Die Fauna mit *Thysanopeltis speciosa* ist typisch für mittleres Eifelium. Im höheren Eifel wird der Crinoidenkalk allmählich von plattigem Cephalopoden-Styliolinenschlammkalk (15 m) abgelöst, dessen Bankoberflächen häufig Phaenomene von Sedimentationsunterbrechung mit Anreicherung großer Cephalopodengehäuse aufweisen. Der Kalk wird dann nach oben zunehmend flaserig, schließlich knollig und knotig mit tonig kieseliger Matrix. Trilobiten werden seltener. Die Cephalopodenkalkentwicklung (*Maenioceras terebratum*, *Cabrieroceras*) dauert während des gesamten Givet an (50 m). Oft kommt es unter starken Lösungserscheinungen zu Fe- u. Mn-Anreicherungen und zur Konzentration tonig-mergeliger und lyditischer Rückstände. Im Hangenden setzt erneut die Styliolinenschlammkalkentwicklung ein. Hier ist die Mittel-Oberdevongrenze zu suchen (*varcus*-Zone). Styliolinen und Tentaculiten sind in einzelnen Bänken zu Lumachellen angehäuft. Trilobiten (*Pteroparia*, *Harpes*, Phacopiden) und Bivalven (*Buchiola*) sind nicht selten. Goniatiten dominieren jedoch das Faunenbild (*Manticoceras intumescens*, *Beloceras sagittarium*) des unteren und mittleren Frasne. Abgeschlossen wird die etwa 30 m mächtige Folge, die nach den reichen Conodontenfaunen fein unterteilt werden kann, durch ein geringmächtiges Niveau schwarzen dolomitischen Kalkes („Kellwasserkalk"). Das Famenne wird eingeleitet durch Tonschiefer mit Pyritkonkretionen und pyritisierten Cephalopoden (*Cheiloceras*, *Tornoceras*, Bactritiden), Brachiopoden (*Nucleospira*) und Bivalven (*Buchiola*). Dieser Konzentrationshorizont (5 m) umfaßt nach Conodonten oberes to Iδ bis mittleres to IIα. Er wird gefolgt von zunächst dünnbankigem, zunehmend flaserigem Cephalopodenkalk, der infolge seiner kirschroten Farbe „calcaire griotte" genannt wird. Bei charakteristischer Ausbildung werden die Kalkknoten jeweils von Goniatiten oder Clymenien eingenommen, umgeben von toniger Matrix. An der Entstehung dieser Fazies scheinen erneut Lösungen beteiligt gewesen zu sein. Der „calcaire griotte" wird im Hangenden dickbankig und erreicht eine Gesamtmächtigkeit von 60 m. Jüngstes Oberdevon reicht bis zur mittleren *costatus*-Zone und wird nach einer dünnen Lage (25 cm) grauer Schiefer von grauem Knotenkalk der *kockeli*-Zone (cu I) überlagert. Der Übergang Oberdevon/Unterkarbon scheint kontinuierlich. Die Knotenkalke des Tournai (2,50 m) gehen allmählich in Tonschiefer über, die zunächst noch Kalkknollen führen. Die Tonschiefer mit *Siphonodella* (1 m) werden von radiolarienreichen Lyditen gefolgt (10—15 m), die in unteren Partien fossilführende Phosphatknollen mit *Pericyclus kochi* und Pflanzenreste (vorwiegend Blätter und Hölzer, *Lepidostrobus*), in oberen feinen Aschentufflagen enthalten. Nach erneutem Einschalten von Cephalopodenknotenkalken (5 m) ist ein zweiter geringmächtiger Lydithorizont ohne Phosphatknollen auszuscheiden. Darauf folgt über 50 m Turbiditkalksedimentation. Die Kalke zeigen deutlich Gradierung, eingeregelte Kalkgerölle und Schrägschichtung. Da sie mit dünnen Lyditniveaus wechsellagern, scheinen sie episodisch in die anhaltende Lyditsedimentation eingeschüttet zu sein. Sie dürften das cu IIδ sowie Teile des cu IIIα vertreten. Mehrere 1000 m Flyschsedimente schließen die marine Entwicklung des südfranzösischen Paläozoikums ab und spiegeln die Periode größter Subsidenz vor der variszischen Faltung wider. Neben schlecht erhaltenen Pfanzenresten sind als jüngste Fossilien Brachiopoden, Trilobiten und Cephalopoden (*Goniatites* (*Neoglyphioceras*) *subcircularis*)) (oberes Visé 3c) bekannt. Die mächtige detritische Folge bildet nach derzeitiger Vorstellung das Substrat der Klippen von Cabrières.

2. Klippen von Cabrières

Die ältesten datierten Sedimente sind acritarchenführende blättrige Tonschiefer des Tremadoc. Sie dienten durchweg, wie auch die des schiefrig-sandigen unteren Arenigs, als basaler Gleithorizont der vorwandernden Klippen und finden sich somit selten in größerem ungestörtem Zusammenhang. Durchlaufende Profile zur Mächtigkeitsabschätzung sind nicht zu erhalten; es dürften aber mehrere 100 m detritischer Sedimente vorliegen. Fossilien fanden sich fast ausschließlich in bis zu 50 cm dicken Konkretionen mit cône-in-cône-Struktur („Tutensteine"): vorwiegend große Asaphiden, seltener *Bellerophon* und *Didymograptus*. Obwohl in diesen Faunenelementen Beziehungen zu denen der Landeyranschiefer bestehen, ist die zeitliche Äquivalenz beider Unterarenigfazies nicht gesichert. Besonders ist die Frage offen, wie weit noch jüngere unterordovizische Sedimente erhalten sind, die ein Fortdauern der Sedimentation angezeigt hätten. Im Hangenden folgen bei Cabrières und Mouthoumet Pyroklastika bestehend aus Grauwacken, brecciösen Kristalltuffen mit feinen rhyolitischen Lagen, schließlich massive, grüne, andesitische Porphyrite. Abgeschlossen wird die detritisch-vulkanogene Serie (150 m) von Grauwacken und feinen Schiefern. Fossilien sind hieraus noch nicht bekannt. Datiertes detritisches Caradoc transgrediert konkordant mit Milchquarzkonglomeraten und quarzitischen Sandsteinen (100 m). Wesentliche Fauna: Bryozoen (*Monotrypa*, *Ptilodictya*), Brachiopoden (*Rafinesquina*, *Plectambonites*, *Stropheodonta*, *Orthis* etc.), Tentaculiten, Trilobiten (*Cryptolithus*, *Calymenella*, *Dalmanites*). Im Hangenden gehen die Sandsteine allmählich in bankige Spatkalke und Mergel über (etwa 30 m), die nach der sehr reichen Fauna ins Ashgill gestellt werden: Cystoideen (*Campylostoma*, *Heliocrinites*, *Corylocrinus*, *Rhombifera*), Bryozoen (zahlreiche Treptostomata wie *Prasopora* und *Diplotrypa*, einige Cryptostomata), Brachiopoden (*Nicolla actoniae* etc.). Bemerkenswert ist, daß bei gleicher Faunenzusammensetzung der Kalkgehalt der Sedimente in Richtung Ostpyrenäen abnimmt: während bei Cabrières und Mouthoumet Kalke auszuscheiden sind, im Massif von Agly noch mergelige Lagen mit Kalklinsen vorhanden sind, die Conodonten führen, ist in den Vorkommen der Ostpyrenäen (Aspres, Synklinale von Villefranche-le Conflent) nach Abfuhr des Karbonatgehalts nur mehr Lochschiefer vertreten.

Hinsichtlich der Ordoviz/Silur-Grenze bestehen noch Unklarheiten. Infolge des abrupten Sedimentationswechsels von kompetenten Kalken zu weichen kohlenstoffreichen Tonschiefern sind diese Niveaus bevorzugt von der Tektonik als Gleithorizonte benutzt worden. Andererseits sind aber sedimentäre Schichtlücken kleinerer Ordnung nicht auszuschließen. Die Graptolitenführung, in der höheren Zone 16 einsetzend, ist besonders reichhaltig und vertritt sämtliche britische Zonen, 17, 18, 23, 26, 27, 31 und 33 sogar mit der jeweiligen Leitform. Während das Llandovery (etwa 30 m) sich aus Tonschiefern zusammensetzt, die nur im Liegenden vereinzelte Kalkgeoden mit Conodonten der *celloni*-Zone führen, werden die Sedimente im Hangenden immer karbonatreicher. Wechselfolgen von gipsführenden Schiefern und dünnbankigen fossilreichen Mergeln mit dichten Kalkknollen, die oft Septarien zeigen, charakterisieren das Wenlock (20 m). Körperlich erhaltene Graptoliten, besonders *Monograptus priodon*, Ostrakoden, Brachiopoden, Trilobiten (*Aulacopleura*, Odontopleuriden etc.) treten in manchen Lagen massenhaft auf. Im Ludlow (20 m) sind dunkle Kalke, bräunliche Mergel mit Kalkknollen vorherrschend. Bei Mouthoumet hält die Gips- und Septarienführung untervermindert an. Pyrit- und eisenmineralreiche Kondensationshorizonte, Karbonatknollen mit Schrumpfungs-

rissen sind häufig. Das Faunenbild wird weiterhin durch die Graptoliten geprägt, während Brachiopoden, Ostrakoden und Trilobiten (*Raphiophorus*) zurücktreten und nur auf einzelne Lagen beschränkt bleiben. Dagegen sind Orthoceren und *Cardiola* häufig. Kleinwüchsige Conodontenfaunen belegen die *crassa-*, *ploeckensis-* und *siluricus*-Zonen. Im Přidoli (30 m), dessen Beginn durch das Erscheinen von *Monograptus ultimus* genau erfaßt werden kann, wird die Karbonatführung durchgehend: im Liegenden sind Blättermergel und dünnplattige Kalke, die sich oft zu meterdicken Geoden von schaligem Aufbau zusammensetzen, charakteristisch, im Hangenden folgen plattige Kalke, die nach oben zunehmend gerollte Quarze und Streuglimmer führen. Schließlich überwiegt die detritische Schüttung und es kommt zum Absatz von Sandsteinen, die bereits ins basale Devon gestellt werden und den Abschluß eines negativen Sedimentationszyklus bedeuten. Der Fazieswechsel kommt auch im Wandel des Faunenbildes zum Ausdruck. Während in tieferen Partien noch vereinzelt Graptoliten der *perneri*-Zone auftreten, tritt die pelagische Fauna dann rasch zurück, um Flachwasserbenthos Platz zu machen. Conodonten sind nicht selten und vertreten alle Zonen des höheren Silurs bis zur Formationsgrenze.

Die basalen Sandsteine des Gedinne sind der „mur quartzeux" der Decken vergleichbar. Phantome von Crinoiden und Brachiopoden zeugen von ursprünglichem Kalkanteil. Wie in den Decken ist das übrige Unterdevon zumeist dolomitisiert. Der Quarzanteil dieser Dolomite ist dabei sehr hoch und es kommt bisweilen nach Abfuhr der Karbonate zu unverfestigten limonitreichen Sandsteinen. Nicht dolomitisierte sandige Kalke führen bei Cabrières Brachiopoden, die der Lochkovfauna verwandt sind (*Glossinotoechia*, *Sicorhynchia*, *Iridostrophia*, *Strophonella* etc.), Bryozoen, *Spathognathodus* des unteren Gedinne. Im Massiv von Mouthoumet konnte *Icriodus woschmidti* nachgewiesen werden. Dort setzen die Dolomite meist höher ein oder können lateral durch Tentakulitenkalke vertreten werden. Wie in den Decken ist die Dolomitobergrenze schwankend und kann quer zur Schichtung aufsteigen. Tiefste nichtdolomitisierte Sedimente sind kompakte dunkle Kalke und Kalkmergelfolgen (30 m) des Unterems. Die Fauna ist in den Mergeln besonders artenreich: Ostrakoden, Tentakuliten, Trilobiten, kleine Einzelkorallen darunter *Calceola sandalina*, Stromatoporen, vereinzelte Bryozoen, Arthrodirenreste, Conodonten und Brachiopoden (*Sieberella*, *Quadrithyris*, *Euryspirifer* cf. *pellicoi* etc.). Im Oberems dauert der Absatz von dünnbankigen Mergeln und Kalken weiter an (50 m). Charakteristisch ist jedoch ein beträchtlicher Kieselsäureanteil, der sich besonders auf größere Stockkorallen (Favositiden, *Heliolites*), Bryozoen und Brachiopoden konzentriert hat und zu deren durchgehender Verkieselung führte. Diese Schichten werden seit altersher „calcaire à polypiers siliceux" genannt und finden sich als guter Korrelationshorizont in allen südfranzösischen Devonprofilen. Oft haben sich unter den Korallenstöcken Trilobitenlumachellen großer endemischer Scutelluiden und Phacopiden angehäuft, die sonst im Sediment selten sind. Wie auch in den Decken charakterisieren den tieferen Teil der „calcaire à polypiers siliceux" Vertreter der Gattung *Paralejurus* (Paralejurusniveau), den höheren *Paraspirifer cultrijugatus*. Die Kieselkalksedimentation dauert darüberhinaus weiter an. Die Mergellagen treten jedoch zurück und die Bänke werden mächtiger, z. T. massig. Die Verkieselung beschränkt sich auf tellergroße Stromatoporenstöcke. Im übrigen ist Fauna selten. Spärliche Brachiopoden im Liegenden der Folge sprechen für Eifelalter (*Uncinulus orbignyanus*). Während das Mitteldevon (etwa 100 m) in der Regel nicht zu untergliedern ist, sind manchmal Faziesdifferenzierungen zu

bemerken: dunkle dünnbankige Tentakulitenschlammkalke und dichte Biomikritkalke (vom Japhet), deren Fauna (*Koneprusites*, *Proetopeltis*, *Tropidocorphe*) Obereifelalter angibt. Das Givet differenziert sich manchmal mit einer echten Riffentwicklung als Stringocephalen- und Amphiporenkalk, oder ist als Riffschuttkalk mit zerbrochenem Crinoiden- und Brachiopodenschill ausgebildet. Zur Datierung ausreichende Conodontenführung setzt erst im höheren Givet ein und erlaubt die Mittel-Oberdevongrenze zu fixieren (Schmidtognathusfauna). Rhynchonelliden- und Trilobitenlumachellen sind im Grenzbereich häufig. Das Frasne besteht aus einer Wechselfolge (20 m) dünnbankiger dichter Biomikritkalke und Styliolinenmergel mit mehreren Niveaus schwarzer bitumenreicher, z. T. dolomitischer Mergel und Tonschiefer, die fossilreiche Kalkknollen mit *Manticoceras intumescens*, Lamellibranchiaten und Tentakuliten führen. Eingeschaltet sind dünne Lyditbänkchen. Diese Fazies, die derjenigen des Kellwasserkalks nahekommt, beginnt bereits im to 1α2 und erstreckt sich, bisweilen von bis zu mehreren m mächtigen Passagen Plattenkalks unterbrochen, bis zum unteren Famenne. Dies wird, wie in den Decken, von pyritreichen Tonschiefern mit verkiesten Cephalopoden eingeleitet. Es folgen dichte Cephalopodenkalke (5 m) mit *Cyrtosymbole*, dann rote und graue Clymenienknotenkalke in der Fazies „calcaire griotte" (50 m). Wie in den Decken scheint die Knotenkalkentwicklung bis in das Karbon hinein anzudauern, wird dann aber von detritischen Kalken und Oolithen mit Brachiopoden, Trilobiten und umgelagerten Conodonten abgelöst. Die Oolithe dürften dem Tournai angehören. Ob zwischen ihnen und den überlagernden Lyditen mit Phosphatknollen (1 m) ein Hiatus besteht, ist noch nicht geklärt. Die Lydite werden von Kieselkalken gefolgt (> 50 m), die innerhalb der Klippen als die bisher jüngsten marinen Ablagerungen angesehen werden. Die zwischen den Klippen von Cabrières weit verbreiteten sandigen Schiefer mit allochthonen Productusriffen sowie begleitende Riffschuttkarbonate des höheren Visé 3 b und 3 c dürften ihrem Substratum angehören. Da ihr geographisches Auftreten ausschließlich auf den Klippenbereich beschränkt ist, ist ihre Zuordnung zu den liegenden Deckenflügeln umstritten.

Ausgewählte Literatur:

ARTHAUD, F. (1970): Étude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). — Thèse, USTELA, Sér. géol. struct. 1, 175 S., Montpellier.

BERGERON, M. J. (1889): Étude géologique du massif ancien situé au Sud du Plateau Central. — Thèse, Ann. soc. géol., 22, 335 S., Paris.

BÖHM, R. (1935): Études sur les faunes du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur de la Montagne Noire. — Thèse, 203 S., Charité, Montpellier.

BOYER, F., KRYLATOV, S., LE FEVRE, J., STOPPEL, D. (1968): Le Dévonien supérieur et la limite dévono-carbonifère en Montagne Noire, lithostratigraphie-biostratigraphie (Conodontes). — Bull. Centre Rech. — SNPA, 2, 5—33, 8 Abb., Pau.

CAVET, P. (1957): Le Paléozoique de la zone axiale des Pyrénées Orientales françaises. — Bull. Serv. Carte géol. France, 254, 216 S., 9 Taf., 3 Karten, Paris.

CHAUBET, M. C. (1937): Contribution à l'étude géologique du Gothlandien du versant méridional de la Montagne Noire. — Thèse, 224 S., 7 Taf., 1 Karte, Charité, Montpellier.

COURTESSOLE, R. (1973): Le Cambrien moyen de la Montagne Noire, biostratigraphie. — Imprimerie d'Oc, 241 S., 24 Abb., 12 Tab., 27 Taf., Tolouse.

DEAN, W.T. (1966): The lower Ordovician stratigraphy and Trilobites of the Landeyran valley and the neighbouring districts of the Montagne Noire. — Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., 12, 245—353, 8 Abb., 21 Taf., London.

DREYFUSS, M. (1948): Contribution à l'étude géologique et paléontologique de l'Ordovicien supérieur de la Montagne Noire. — Mém. Soc. géol. France, 58, 1—63, 6 Abb., 9 Taf., Paris.

FEIST, R. (1974): Devonische Scutelluidae (Trilobitae) aus der östlichen Montagne Noire (Südfrankreich). — Palaeontographica A, 147, 1—3, 70—114, 13 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Stuttgart.

FEIST, R. & SCHÖNLAUB, H.P. (1974): Zur Silur/Devon-Grenze in der östlichen Montagne Noire Süd-Frankreichs. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, 200—219, 8 Abb., 2 Tab., Stuttgart.

FRECH, F. (1887): Die paläozoischen Bildungen von Cabrières (Languedoc). — Z. dt. geol. Ges., 39, 360—488, Berlin.

GAERTNER, H. R. von (1937): Montagne Noire und Massif von Mouthoumet als Teile des südwesteuropäischen Variszikums. Beitr. zur Geologie der west. Mediterrangebiete 18. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys., 3 (17), Weidmann, 260 S., 45 Abb., 5 Taf., Berlin.

GÈZE, B. (1949): Étude gélogique de la Montagne Noire et des Cevennes méridionales. — Mém. Soc. géol. France, 29, 1—215, 110 Abb., 7 Taf., Paris.

GÉZE, B. (1971): Carte géologique de la France, Bédarieux (232) 1:80000, 3. Aufl. — Bur. rech. géol. min., Orléans-la-Source.

GONORD, H., RAGOT J.P. & SAUGY, L. (1964): Observations lithostratigraphiques nouvelles sur la série de base des nappes de Cabrières, région de Gabian-Glauzy (Montagne Noire, Hérault). — Bull. Soc. géol. France, (7), 6, 419—427, 5 Abb., 1 Taf., Paris.

OVTRACHT, A. (1967): Gothlando-Dévonien et Dévonien inférieur du massif de Mouthoumet (Aude). — Mém. Bur. rech. géol. min., 33, 171—188, 1 Karte, Paris.

OVTRACHT, A. (1967): Le Dévonien du domaine nord-pyreneen oriental. — Int. Symp. on the Devonian System, 2, 27—35, Calgary.

THORAL, M. (1935): Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. — Bull. Carte géol. France, 192, 319—637, 52 Abb., 1 Karte, Paris.

Das Paläozoikum des östlichen Mittelgriechenland und einiger ägäischer Inseln (Ein Überblick)

G. KAUFFMANN*)

Summary

The oldest fossiliferous sediments in the region are the Silurian graptolite shales and limestones on Chios island. Rocks older than Silurian are unknown. The chiotic Agrelopos reef limestone and its equivalents on the Karaburun peninsula have an Upper Silurian or Lower Devonian age. On Chios island Lower Devonian is also known as conodont-bearing sandy shales and limestones. Middle Devonian rocks are not yet proved in the Aegean region, whereas Upper Devonian deposits on Chios island occur in a facies of conodont-bearing sandy and siliceous shales and in a goniatite limestone-facies. Also in the Lower Carboniferous two facies can be differentiated: graywackes, lydites and dark limestones with conodonts in Northwest Chios, and coral-brachiopod-limestones in clastic series in East Chios, Lesbos, Karaburun, and in Attica. Basic volcanic rocks are often intercalated in the Lower Carboniferous sediments. Light neritic limestones are abundant in the Upper Carboniferous of South Chios and the chiotic nappe. The contemporary deposits on Euboea island and in the Parnes mountains consist of shales, sandstones and lenses of dark limestones with foraminifera and conodonts. Sediments of the Lower Permian are clastics with intercalated limestones, which contain rich algal and fusulinid faunas. They are exposed in Attica and on the Isles of Hydra, Euboea, and Chios. During a regression in lower Middle Permian time the older sediments were eroded and clastics probably of continental origin were deposited. Only near Hydra island and in the Othris mountains Middle Permian Neoschwagerina limestones have been found. A widespread transgression is documented by the upper Middle Permian and Upper Permian marine sediments, which occur in Attica, in the Othris mountains, on the isles of Euboea, Hydra, Chios, Lesbos, and on the Karaburun peninsula. These sediments consists of dark algal dolomites and limestones, massive grey or reddish reef limestones with calcisponges and tubiphytes and on Salamis island in a basinal facies dark shales and limestones. During the uppermost Permian the sea again regressed from the area and returned only after a time of erosion and karstification in the Upper Skythian.

Als Verbindungsglieder zwischen dem Paläozoikum der Balkanhalbinsel und dem Kleinasiens haben die Paläozoikum-Vorkommen des ägäischen Raumes eine besondere Bedeutung. Zusammenfassende Darstellungen über das Paläozoikum dieses Gebietes haben RENZ & REICHEL (1946) und RENZ (1955) gegeben. Inzwischen ist jedoch eine Menge neuer Veröffentlichungen über dieses Thema erschienen. Um Vergleiche zwischen den verschiedenen Vorkommen in Griechenland und in seinen Nachbarländern zu erleichtern, habe ich die mir erreichbaren Daten aus der Literatur über das Paläozoikum des östlichen Mittelgriechenland und der ägäischen Inseln Euböa, Lesbos und Chios sowie der türkischen Halbinsel Karaburun und

*) Anschrift des Autors: Dr. Günter KAUFFMANN, FB. Geowissenschaften, Geologie-Paläontologie, Lahnberge, D-3550 Marburg/Lahn.

einige unveröffentlichte Ergebnisse eigener Untersuchungen hier zusammengestellt.

Auf eine Zuordnung der verschiedenen Vorkommen zu bestimmten Fazies- bzw. großtektonischen Zonen eines Zonenschemas (etwa nach RENZ 1940, AUBOUIN et al. 1962 oder MARATOS 1972) ist bewußt verzichtet worden, da die Faziesverteilung im Jungpaläozoikum — und ebenso auch in der tieferen Trias — keinerlei Anhaltspunkte für eine solche Gliederung des Gebietes in Nordwest— Südost streichende Fazieszonen gibt.

Allen in- und ausländischen Kollegen, die mir Proben zur Verfügung gestellt haben oder bei der Literaturbeschaffung halfen, möchte ich hiermit herzlich danken. Mein besonderer Dank gilt Herrn Hofrat Prof. Kahler (Klagenfurt) für die Bestimmung von Fusuliniden sowie Herrn Prof. Reichel (Univ. Basel), Herrn Dr. Kugler und Herrn Panchaud (Naturhist. Museum Basel) für die Erlaubnis, das von C. Renz gesammelte Material durchzusehen und z. T. auszuleihen. Herrn Prof. H. Flügel danke ich für die Möglichkeit, auf dem Symposium über „das Paläozoikum des Alpin-mediterranen Raumes" in Graz 1975 über das ägäische Paläozoikum berichten zu dürfen. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die durch großzügige Sachbeihilfen die Geländearbeiten in Griechenland unterstützt hat, und dem Griechischen Geologischen Landesamt in Athen, das die Genehmigung für die Arbeiten gab, möchte ich ebenfalls meinen Dank aussprechen.

ALTPALÄOZOIKUM

Biostratigraphisch datiertes Altpaläozoikum (Silur und Devon) tritt nur am Ostrand der mittleren Ägäis — auf der Insel Chios und auf Karaburun — zutage. Die Annahme, daß im Nordwestteil von Chios auch Ordoviz vorkomme (PAECKELMANN 1939, KTENAS-Karte, RENZ 1955, HÖLL 1966), konnten HERGET (1968) und ROTH (1968) in ihren Arbeiten widerlegen.

Die Unterlage der silurischen Sedimente ist bisher nicht bekannt. In Frage käme das epimetamorphe Kristallin der Inselchen westlich (Psara) und östlich (Oinussai) von Chios, jedoch ist der Kontakt vom Meer verdeckt. Zwischen dem Kristallin an der Nordost-Spitze von Chios und dem benachbarten Paläozoikum besteht ein tektonischer Kontakt. Es könnte sich also bei diesen metamorphen Serien ebensogut um Glieder einer anderen großtektonischen Baueinheit handeln.

SILUR

Die ältesten silurischen Sedimente treten in Nord-Chios im Gebiet von Amades-Viki und in der Umgebung von Marmaron zutage, zwei Teile einer ehemals wohl einheitlichen, während der alpidischen Orogenese zerrissenen Sattelzone.

Es sind cm- bis dm-gebankte, rotbraun oder hellgrau anwitternde, grünlichgraue und dunkle Kieselschiefer mit Zwischenlagen von braungrauen bis schwarzen Ton- und Alaunschiefern, die in den milden Partien vereinzelt schlechterhaltene Graptolithen, an einer Stelle auch Conodonten führen. Die Faunen stammen aus isolierten Kieselschieferpaketen, die bis zu mehreren Zehner-Metern mächtig sein können. Die Gesteine sind in sich stark gefaltet und häufig intensiv zerschert. Sie besitzen nur tektonische Kontakte zu der sie umgebenden Schiefer-Grauwacken-Folge.

Nachgewiesen werden konnten (HERGET & ROTH 1968, KAUFFMANN 1965) darin die folgenden Graptolithen-Zonen (nach ELLES & WOOD):

Zone 16—19 in Alaunschiefern nördlich des Dorfes Viki mit *Climacograptus* sp. ex gr. *scalaris* (HISINGER). (Vermutlich handelt es sich um Zone 17, da *Monograptus* nicht in der Probe vorkommt.)

Zone 19—22 in Tonschiefern an der Straße ostsüdöstlich Kardamila mit Bruchstükken von *Rastrites*, Fragmenten einer oder mehrerer *Monograptus*-Arten aus der *triangulatus*-Gruppe, *Diplograptus* (*Petalograptus*) cf. *palmeus* und *Monograptus*-Arten aus der *priodon*-Gruppe. Aus 300 m im Streichen westsüdwestlich anstehenden Kieselschiefern konnte eine Conodontenfauna der *celloni*-Zone (mittleres Llandovery) gewonnen werden.

Zone 22—25 in Proben von einem Straßenanschnitt nordöstlich des Dorfes Viki mit *Monograptus nodifer*, *M. galaensis*, *M. veles*, *M. priodon* cf. *pandus*, *M. priodon* cf. *priodon*, *M.* sp. ex gr. *spiralis*, *M.* sp. ex gr. *nudus*, sowie *Diplograptus* (*Petalograptus*) *palmeus tenuis*.

Zone 33 in einer Probe von der Küste nördlich des Dorfes Viki mit *M. colonus*, *M. roemeri*, *M. dubius frequens*, *M. bohemicus*, *M. nilssoni*, *M.* cf. *micropoma* und *M.* cf. *haupti*.

Südlich des Dorfes Viki stehen in einem Tal spezialgefaltete Kieselschiefer des Wenlock bis Oberludlow mit *Monograptus* cf. *dubius* an (HERGET 1968).

Ebenfalls als weitgehend tektonisch isolierte Linsen und Schollen treten in der Grauwacken-Tonschiefer-Folge im Nordwesten und Nordosten der Insel Chios auch silurische Kalke auf. Die älteste Conodonten-Fauna (*patula*-Zone = Mittel-Wenlock) stammt aus einem mit schwarzen Kieselschiefern wechsellagernden, sandigen, bituminösen Kalk vom Südhang des Mantala Hügels nordöstlich von Volissos in Nordwest-Chios (ROTH 1968). Ein im Hangenden davon gefundener schwarzbrauner, feinschichtiger, stark bituminöser Kalk kommt petrographisch gleichartig auch in Nordost-Chios, südlich von Marmaron vor. Die Conodonten-Fauna beider Vorkommen besteht vorwiegend aus Einzähnern und langlebigen Conodonten (Wenlock bis Unterdevon).

Im Ludlow erwiesen sich vor allem hell- bis blaugraue, feindetritische Kalke als Conodonten-führend. Es sind z. T. Orthoceren-Kalke, die außer Orthoceraten auch Lamellibranchiaten (*Cardiola*), Trilobiten (*Harpes*) und Echinodermenschutt enthalten können. Es ist nicht auszuschließen, daß es sich bei einigen der südlich von Marmaron gefundenen Kalklinsen um große Gerölle aus einem in unmittelbarer Nähe anstehenden Quarzitkonglomerat des Unterdevon (?) handelt. Beschrieben worden sind (HERGET 1968, ROTH 1968, KAUFFMANN 1969, TIETZE 1969) Conodonten-Faunen

der *crassa*-Zone (unteres Ludlow) aus zwei Kalklinsen von der Wasserscheide südlich von Marmaron (Nordost-Chios),

des Bereichs *crassa*- bis *siluricus*-Zone (Unterludlow bis unteres Oberludlow) aus Kalken vom Ufer des Rema Malangiotis südöstlich von Volissos (Nordwest-Chios),

der *siluricus*-Zone (Mittel- bis unteres Oberludlow) aus linsenförmigen Kalkvorkommen, die südlich und westlich von Marmaron gefunden wurden und

der *eosteinhornensis*-Zone (oberstes Ludlow) aus einem westlich des Rema Malangiotis, südsüdöstlich Volissos anstehenden Kalk und aus einer Kalklinse, die in der mittelchiotischen Grauwacken-Serie westlich von Zyphia, südwestlich der Stadt Chios ansteht.

Die Faunen einiger weiterer Kalkvorkommen erlauben keine genauere Altersangabe als Ludlow bis Unterdevon.

Der Kalk von Agrelopos

Im Nordwesten der Insel Chios treten die Agrelopos-Kalke in einem mehrfach unterbrochenen Band zwischen der Küste nordnordwestlich des Dorfes Kambia und dem Malangiotis-Tal östlich von Volissos zutage. Nach Herget (1968) sind es petrographisch uneinheitliche, überwiegend massig ausgebildete Riff- bzw. Riffschuttkalke von hell- bis dunkelgrauer, in Schlieren auch gelblicher oder roter Farbe und maximal 70 bis 80 m Mächtigkeit.

Die Fossilführung ist nur spärlich, die Fauna besteht aus Echinodermen, Brachiopoden und Korallen. Lokal kommen am Top der Riffkalke einige Meter gebankter und massiger Algenkalke vor. Äquivalente des Agrelopos-Riff-Kalkes bzw. der Algenkalke gibt es in Nordost-Chios (Kauffmann 1965), auf dem Inselchen Strovili (Kauffmann 1969) und auf der Halbinsel Karaburun („Kalećik-Kalk": Höll 1966, Lehnert-Thiel 1968, Sözen 1973).

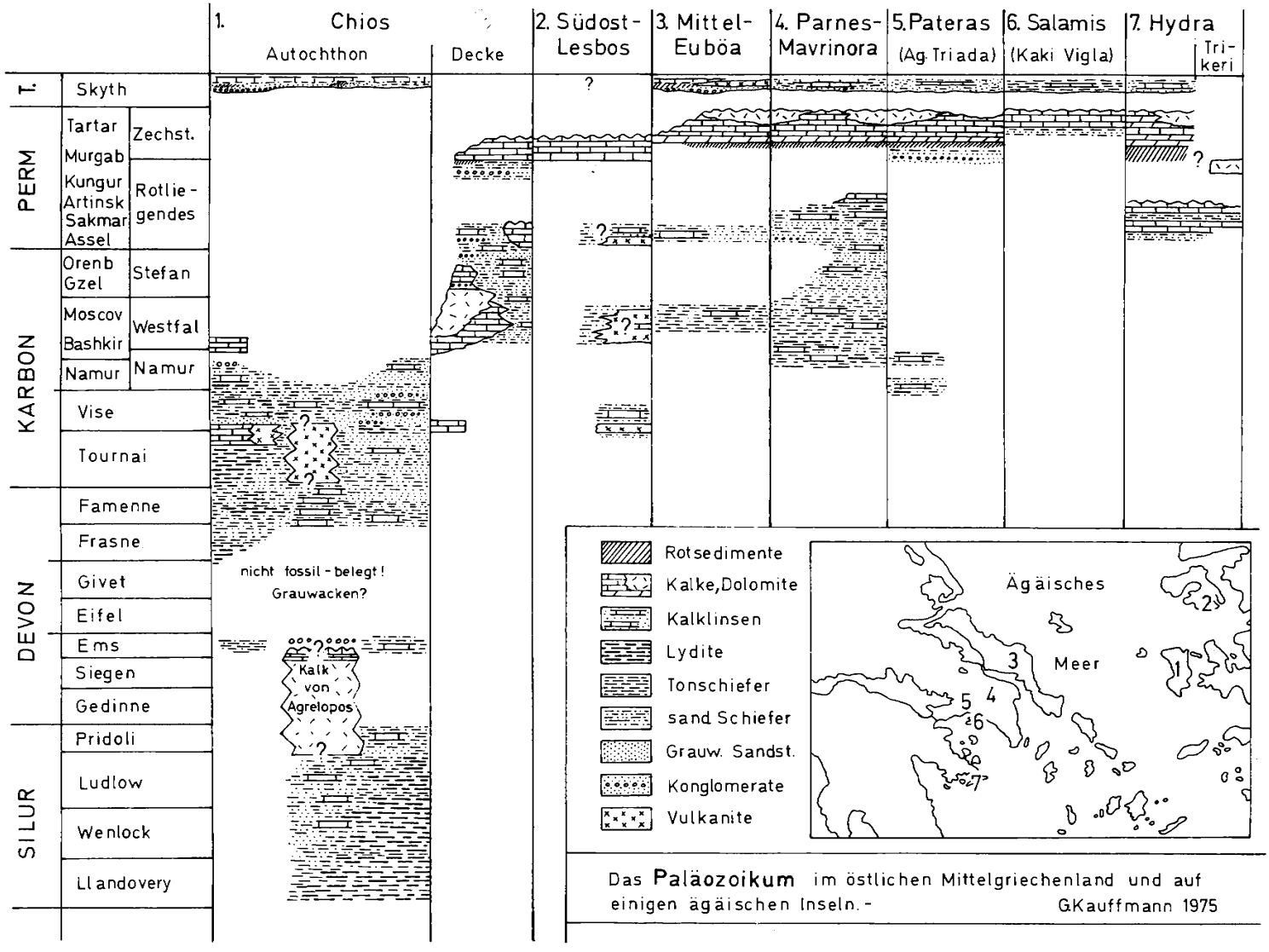
Auf Grund einer Korallen-Fauna wurde der Agrelopos-Kalk von Ktenas (1921) in das Mittel- bis Oberdevon eingestuft. Weissermel (1938), der die Paeckelmannschen Korallen-Aufsammlungen bearbeitet hat, vermutete oberes Unterdevon als Alter, schließt aber Silur und unteres Mitteldevon nicht aus. Wellnhofer stellt die von Höll gesammelten Faunen sowohl des Agrelopos-Kalkes als auch des Kalećik-Kalkes ins Ludlow (Höll 1966). Auch Herget & Roth (1968) haben die Altersfrage nicht endgültig lösen können. Conodontenfaunen aus Kalklinsen in der südlichen Verlängerung des Agrelopos-Kalkzuges erbrachten ein Ludlow-Alter, die Korallen-Funde erlaubten nur eine Datierung Silur bis Unterdevon und für eine spärliche Brachiopoden-Fauna vermutet Struve höheres Unterdevon oder Mitteldevon als Alter. Für ein unterdevonisches Alter sprechen auch die Floren der Algenkalke. Die in Chios gefundenen Formen der Gattungen *Litaneia* und *Lancicula* ähneln am meisten denen aus dem Siegen und Ems des südlichen Ural und des Kusbass.

Im stratigraphisch Hangenden des Agrelopos-Kalkes liegt an vielen Stellen ein mehrere Meter mächtiger Konglomerat-Horizont, der vor allem aus bräunlichen Quarzitgeröllen unbekannten Alters besteht. Als Gerölle kommen darin weiterhin Lydite, Milchquarze, selten grüne Vulkanite sowie Riff- und Algenkalke vor. Auch diese Quarzit-Konglomerate findet man in der Umgebung von Marmaron in Nordost-Chios wieder. Sie enthalten hier vereinzelt über Meter große Gerölle von silurischen Orthocerenkalken und unterdevonischen Algenkalken.

Ähnliche Konglomerate mit groben Kalkbrocken unregelmäßiger Form beschreiben Lehnert-Thiel (1968) und Sözen (1973) auch aus dem Hangenden der Kalećik-Kalke auf Karaburun. Lehnert-Thiel deutet sie als Brandungsbildung des transgredierenden Mitteldevons.

Devon

Der sichere paläontologische Nachweis für Devon ist, wenn man von dem bezüglich seiner zeitlichen Einstufung noch nicht fixierten Agrelopos- bzw. Kalećik-Kalk einmal absieht, im Ägäis-Gebiet bisher nur auf Chios gelungen, denn das von Deprat 1904 vermutete Devon-Alter der tieferen Teile der schwach metamorphen mitteleuböischen Seta-Serie konnte bisher nicht durch Fossilfunde bestätigt werden.



Das **Paläozoikum** im östlichen Mittelgriechenland und auf einigen ägäischen Inseln. - G.Kauffmann 1975

Unterdevon

Fossilführende Gesteine von Unterdevon-Alter gibt es nur in Nordwest-Chios an wenigen Stellen: südöstlich des Pelinaion-Bergzuges, in der südlichen Verlängerung der Agreloposkalk-Vorkommen und in deren weiterer westlicher Umgebung zwischen Chalandra und Volissos (Herget & Roth 1968, Herget 1968). Die Conodonten-Faunen stammen zum Teil aus grobdetritischen und sandigen Kalken, zum anderen Teil aus olivgrünen sandigen Schiefern. Sie belegen, soweit eine eindeutige Datierung möglich ist, ein Ems-Alter dieser Gesteine.

Mitteldevon

Der paläontologische Nachweis des Mitteldevon ist bisher im Ägäisgebiet nicht gelungen. Da eine restlose tektonische Unterdrückung unwahrscheinlich ist, muß angenommen werden, daß entweder während des Mitteldevon nur fossilarme oder fossilfreie Grauwackenserien abgelagert wurden oder die Sedimentation während dieser Zeit unterbrochen war.

Oberdevon

Mit Hilfe von Conodonten ist auf der Insel Chios das Oberdevon fast lückenlos vom doIα bis zum doVI nachgewiesen worden (Herget 1968, Roth 1968). Es lassen sich auf Grund der Lithologie der Fundschichten eine Schiefer- und eine Kalklinsen-Fazies unterscheiden, die auch räumlich getrennte Bereiche besetzen.

Die Schieferfazies ist im Nordwesten der Insel Chios, westlich des Agrelopos-Kalkzuges in großer Verbreitung festgestellt worden (Herget & Roth 1968). Weitere Funde stammen aus der Umgebung von Viki (Herget 1968), dem Paläozoikum bei Marmaron (Kauffmann 1969) und dem Sattel von Merikundas nordwestlich des Dorfes Mesta in Süd-Chios (Lüdtke 1969). Die Conodontenfaunen wurden in olivgrünen oder hellbraunen, feinsandigen Schiefern gefunden, die stellenweise in Kieselschiefer übergehen oder mit diesen wechsellagern.

Am ältesten ist eine Fauna des Oberdevon Iα—I(β)γ mit *Palmatolepis* cf. *punctata* Hinde und *P. proversa* Ziegler. Aus dem Oberdevon II stammt die überwiegende Zahl der Conodonten-Faunen. Nordnordwestlich des Dorfes Potamia konnte Herget (1968) in einem nur 18 m langen Schieferprofil den gesamten Bereich zwischen Oberdevon Iβ und Oberdevon IV—V nachweisen.

Bemerkenswert sind außerdem conodontenführende Oolith-Kalke des Oberdevon II, die im Bereich der Schieferfazies in Süd-Chios (Lüdtke 1969) und Nordost-Chios (Kauffmann 1969) vorkommen. Die relativ gute Sortierung der Ooide läßt auf Umlagerung schließen.

Die Kalklinsenfazies folgt in ihrer Verbreitung ziemlich genau der des Agrelopos-Kalkes. Sie wird deshalb als Schwellenbildung gedeutet (Herget 1968). Die überwiegend hellgrauen, zuweilen sandhaltigen Kalke führen im Norden spärlich, im Süden häufiger Cephalopoden. Roth (1968) hat aus Kalken nordwestlich von Katavasis eine *Cheiloceras*-Fauna gewinnen können. Durch Conodonten-Funde gelang es Herget und Roth auch in dieser Kalklinsen-Fazies fast das gesamte Oberdevon (Oberdevon I—II bis Oberdevon V/VI) nachzuweisen.

Exakte Mächtigkeitsangaben für das Oberdevon sind zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht möglich, denn die Beziehungen zwischen Fundschichten und

Nebengesteinen blieben in den meisten Fällen unklar. HERGET & ROTH (1968) rechnen in beiden Faziesbereichen während der gesamten Dauer des Oberdevon mit Grauwacken-Schüttungen. Einen Beweis dafür gibt es aber bisher nicht.

UNTERKARBON

Noch bis vor wenigen Jahren wurde vermutet, daß Unterkarbon im Ägäis-Gebiet völlig fehlt (KTENAS 1921, PAECKELMANN 1939, RENZ 1955, MARATOS 1972). Schon 1961 wurden jedoch durch KALAFATCIOGLU die ersten Funde foraminiferenführender Unterkarbon-Kalke von Karaburun beschrieben. Darauf erfolgte der Nachweis auch auf Chios (KAUFFMANN 1965, HERGET & ROTH 1968), Lesbos (HECHT 1970) und im Pateras-Gebirge (DEREUDER 1973).

Wie im höheren Devon so können auf Chios auch für diesen Zeitraum auf Grund der Lithologie der Fundschichten und der Faunen-Zusammensetzung Bereiche verschiedener Faziesentwicklung unterschieden werden (HERGET 1968).

Im Nordwesten der Insel, westlich der Agrelopos-Kalkvorkommen, sind in die Grauwacken-Serien zusammen mit sandigen Schiefern und schwarzen Kieselschiefern dunkle Kalke als Linsen oder dünne Bänkchen eingelagert. Diese feingeschichteten, teils sandigen und manchmal bituminösen Kalke, die oft lagenweise calcitgefüllte Sphaeren enthalten, haben Conodonten-Faunen geliefert, mit denen hier sowohl das Tournai als auch das Visé belegt werden konnte (HERGET 1968, ROTH 1968). Weitere Fundpunkte führt HERGET aus der Umgebung von Kambia an. Ähnliche Sedimentationsverhältnisse scheinen in Teilen des chiotischen Autochthon noch bis in das tiefe Oberkarbon angedauert zu haben, denn TIETZE (1969) fand in der Grauwacken-Folge nordwestlich der Stadt Chios in einer Kalklinse eine Conodonten-Fauna des tieferen Oberkarbon und HERGET (1968) beschreibt aus Nordwest-Chios dunkle, hornsteinführende Kalke des Namur.

Auch aus dem, im äußersten Nordwesten der Insel Chios, auf den Höhen zwischen den Dörfern Ag. Gala und Tripes, anstehenden Kalk von Melanios haben HERGET & ROTH (1968) Conodonten-Faunen des höheren Unterkarbon beschrieben. Dieser mehrfach unterbrochene Kalkzug wurde früher für silurisch oder ordovizisch gehalten (KTENAS-Karte unv., HÖLL 1966). Er besteht aus bis zu 30 m mächtigen, meist massigen, gelegentlich gebankten, dunklen, kieseligen Kalken, die intensiv verformt und mit grünen Kieselschiefern und Tuffit-Material vermengt sind. Die von HÖLL in diesen Kalken gefundenen Megafossilien (Korallen, Brachiopoden, Echinodermen) waren nicht bestimmbar, sind aber für paläogeographische Aussagen von Bedeutung.

Östlich einer etwa dem Agrelopos-Kalkzug folgenden Grenzlinie ist das höhere Unterkarbon auf Chios in einer überwiegend klastischen Sedimentfolge vertreten, in die Linsen von Brachiopoden-Korallen-Kalken eingelagert sind. Unterkarbonkalke dieser Fazies gibt es ebenso auf Karaburun (KALAFATCIOGLU 1961, GARRASI 1968, TRICK 1968), auf Lesbos (HECHT 1970) und wahrscheinlich im Pateras-Gebirge (DEREUDER 1973).

Die größten Mächtigkeiten erreichen die unregelmäßig gebankten bis massigen, dunklen, bituminösen Kalke offenbar auf Karaburun. TRICK schätzt sie dort im Südwesten auf mehr als 50 m, GARRASI beschreibt von der Teke Kara Dag-Halbinsel im Nordwesten sogar mehr als 300 m. (Die Einstufung dieser letztgenannten Kalke ist jedoch ebenso wie die der von KALAFATCIOGLU beschriebenen Vorkommen nicht eindeutig, es könnte sich in beiden Fällen auch um Oberkarbon handeln.)

Höchstens wenige Meter mächtig sind im Gegensatz dazu die linsenförmigen Kalkvorkommen an der Südostküste von Lesbos (am Eingang des Kolpos Geras und 5 km westlich von Plomarion) (HECHT 1970), sowie im Norden der Insel Chios (südlich des Dorfes Kambia, nordwestlich des Berges Oros, an der Küste nördlich Nagos und an der Ostseite der Vlichada-Bucht).

Die Küstenaufschlüsse nördlich des Dorfes Nagos zeigen, wie Korallenbiostrome und kleine Korallen-Riffchen, die sich auf einer Grauwacken-Unterlage angesiedelt hatten, nach kurzer Zeit von erneuten grobklastischen Schüttungen erstickt wurden. In den Kalken kommen neben den Korallen auch Brachiopoden (meist Productiden), Gastropoden, Echinodermen, Kalkschwämme und -algen sowie zahlreiche Foraminiferen-Arten vor.

Alle von Lesbos (HECHT 1970) und Chios (HERGET 1968, KAUFFMANN 1969) beschriebenen Kalkvorkommen dieser Fazies haben ein Visé-Alter (meist Obervisé).

Die Mächtigkeit der unterkarbonischen, überwiegend klastischen, Schichtenfolge beträgt sicher einige hundert Meter, exakte Angaben sind aber aus den schon beim Oberdevon erläuterten Gründen nicht möglich.

Auch die in ganz Nord-Chios und in Lesbos auftretenden, mehr oder weniger umfangreichen Relikte eines basischen Vulkanismus scheinen unterkarbonischen Alters zu sein. Das Auftreten von vulkanischem Material (Diabase, Porphyrite, Quarz, Keratophyre) in enger Nachbarschaft des Kalkes von Melanios, wurde bereits erwähnt. Im Nordwesten von Chios — in den Amani-Bergen — wurden durch HERGET (1968) und ROTH (1968) eine ganze Anzahl die Grauwacken-Serie durchschlagende Diabas-Gänge, sowie Vorkommen von Diabas-Tuffen aufgefunden.

Das umfangreichste und wichtigste Vorkommen ist jedoch das bereits in MARAVELAKIS (1915/16) und KTENAS (1921/23) beschriebene, im Gebiet südwestlich und nördlich des Dorfes Kambia. Nach HERGET 1968 besteht das unterste Drittel dieser etwa 175 m mächtigen Vulkanitserie aus Diabas-Tuffen mit Komponenten von Lapilli-Größe bis zu Bomben von 10 cm Durchmesser. Der mittlere Teil der Serie wird aus feineren Diabas-Tuffen aufgebaut und den obersten Abschluß bilden 20—30 m Quarz-Keratophyr-Tuffe.

Das exakte Alter dieser Vulkanitfolge ist nicht bekannt. Sie hat ihre Basis etwa 40 m über einer Kalklinse mit einer Oberdevon V-VI-Fauna, und zwischen den obersten Keratophyr-Tuffen und einem Visé-Faunen-Fundpunkt im Hangenden davon liegen noch etwa 400 m klastische Sedimente. Außerdem sind tektonische Komplikationen nicht auszuschließen.

Kleinere Vorkommen ähnlicher Gesteine wurden auch südlich von Marmaron im Nordosten von Chios gefunden (KAUFFMANN 1969). Unterkarbonische Meta-Hornblenden-Diabase und Meta-Diabase beschreibt HECHT (1970) auch von der Westseite des Golfes von Geras im Südosten der Insel Lesbos.

OBERKARBON

Daß in Nordwest- und Mittel-Chios die Fazies mit conodontenführenden Kalklinsen bis in das tiefere Oberkarbon hinein bestanden hat, wurde bereits erwähnt. Die Unterschiede in der Faziesentwicklung setzen sich auch im höheren Oberkarbon fort. In dieser Zeit gibt es Bereiche fast ununterbrochener Karbonatbildung und solche mit vorwiegend klastischen Ablagerungen. Die Kalkfazies tritt auf Chios im Süden des Autochthon und auch im größten Teil der chiotischen Decke auf.

Die tiefsten Partien sind in der Umgebung von Mesta und an der Küste westlich davon aufgeschlossen (LÜDTKE 1969). Die unregelmäßig dickbankigen, dunklen, oft bitumimösen, z. T. sandführenden Kalke enthalten Kleinforaminiferen-Faunen des höheren Unternamur (*Eumorphoceras*-Zone). Zum Hangenden hin werden die etwa 150 m mächtigen Kalke zunehmend massiger, die Farben heller. Sie enthalten neben Korallen auch Fragmente von Bryozoen, Echinodermen und Kalkalgen. Die Kleinforaminiferen-Faunen grenzen das Alter der Kalke auf oberes Visé bis Verejan (wahrscheinlich Baschkir) ein. Die aus einer Probe gewonnen Conodonten sprechen für ein Namur A-B-(wahrscheinlich B-)Alter (LÜDTKE 1968).

In Mittel-Chios und in der Umgebung von Langada im Nordosten der Insel bilden die maximal etwa 90 m mächtigen Oberkarbon-Kalke fast überall die Basis der Deckeneinheit. Ihre Unterlage — eine sehr stark tektonisch durchbewegte Grauwacken-Tonschiefer-Wechselfolge mit vereinzelten Kieselschieferlagen — ist nur westlich von Langada erhalten. TIETZE (1969) unterscheidet in Mittel-Chios in den Oberkarbon-Kalken zwei voneinander abweichende Faziestypen:

Im nördlichen und östlichen Bereich gelblich-graue, manchmal hornsteinführende Flaser- und Plattenkalke, die nur einige nicht einstufbare Conodonten-Faunen geliefert haben und

im Westen und Süden mittel- bis dunkelbraune, stark bituminöse, zum Hangenden heller und grobspätiger werdende massige Kalke. Nach dem Fossilinhalt kann man sie als Riff-Detritus-Kalke bezeichnen. Sie enthalten Fragmente von Korallen, Bryozoen, Echinodermen, Brachiopoden, Ostrakoden, Foraminiferen und Algen. Dieser Faziestyp kommt nicht ganz so fossilreich auch bei Langada vor.

Aus dem unteren Abschnitt der Kalke konnten Conodonten-Faunen des Obernamur-Unterwestfal (KAUFFMANN 1969) bzw. des unteren Westfal (TIETZE 1969) gewonnen werden. Die aus dem mittleren und höheren Bereich stammenden Brachiopoden-Faunen erlauben keine sichere Einstufung. Nach der aus den Brachiopoden-Kalken stammenden Mikrofauna handelt es sich um Sedimente des mittleren bis oberen Westfal (wahrscheinlich Westfal C) (TIETZE 1969).

In der Umgebung von Langada wurde in den obersten Partien der Kalke einige Korallen des oberen Oberkarbon gefunden.

In die hellen Oberkarbon-Kalke ist westlich von Langada eine etwa 5 m mächtige Lage von hellen Sandsteinen und Quarz-Lydit-Konglomeraten eingeschaltet. In den sandigen Kalken, die den Übergang zu den Bankkalken im Hangenden bilden, kommt massenhaft „*Triticites*" *buxtorfi* REICHEL vor.

Die auf Karaburun beschriebenen mächtigen Karbonkalke (KALAFATCIOGLU 1961, GARRASI 1968) könnten Äquivalente der chiotischen Vorkommen sein, für einen sicheren Vergleich fehlen jedoch noch exakte Einstufungen.

Im nördlichen Teil der chiotischen Decke, in der Umgebung der Dörfer Amades und Viki und bei Marmaron kommen Oberkarbon-Kalke nur in Form tektonisch isolierter großer Schollen massiger, meist dunkler, manchmal bituminöser Kalke vor, die in einer Grundmasse aus Schiefer und Sandsteinen schwimmen. Die Faunen bestehen aus Korallen, Algen, Foraminiferen und an einer Stelle auch aus Conodonten (HERGET 1968, KAUFFMANN 1969).

Diese Vorkommen könnten einen faziellen Übergang darstellen zu den oberkarbonischen Schichtenfolgen des Parnes-Gebietes und Mitteleuböas. Diese sind reich an feinklastischem Material und wohl in einem anderen ökologischen Milieu entstanden als die hellen chiotischen Oberkarbon-Kalke. Wegen der intensiven

tektonischen Durchbewegung der sehr inhomogenen Sedimentserien sind bisher in diesen Gebieten keine zusammenhängenden Profile gefunden worden. Die fossilführenden und damit datierbaren Kalke schwimmen als allseits tektonisch begrenzte Körper in den klastischen Gesteinen.

Am Südhang des Parnes, nördlich von Athen, tritt zwischen Bafi und Molai-Quelle nach DEREUDER (1973) eine aus schwarzen Schiefern und Kieselschiefern bestehende Sedimentfolge zu Tage, in die sehr verschieden große Kalk-, Sandstein- und Konglomerat-Blöcke eingelagert sind. Die massigen Kalke sind meist von schwarzer, seltener dunkelgrauer Farbe. Einige der Kalkblöcke führen reichlich Hornstein, anderen bestehen vorwiegend aus Echinodermen-Schutt. DEREUDER führt aus mehreren solchen Kalk-Linsen Foraminiferen-Faunen des Namur B an. Diese Einstufung wird bestätigt durch Conodonten, die ich aus einem schwarzen Kalk bei Bafi gewinnen konnte.

Sehr ähnlich sind die Verhältnisse im östlichen Parnes, am Südhang des Beletsi. In einer dort in dunklen Tonschiefern steckenden Linse von schwarzem crinoidenführendem Kalk haben CLEMENT, GUERNET & LYS (1971) eine Foraminiferen-Fauna des Westfal A gefunden. Auch am Beletsi konnte die Alterseinstufung unterdessen durch Conodonten abgesichert werden. Das höhere Oberkarbon ist im Parnes-Gebiet durch Fusuliniden-Funde (RENZ & REICHEL 1946) nachgewiesen. Über die faziellen Verhältnisse (Auernig-Fazies?) ist jedoch wenig bekannt.

Das von DEREUDER (1973) gemeldete Vorkommen von Oberkarbon im Pateras-Gebirge müßte noch besser belegt werden, es ist jedoch paläogeographisch von großem Interesse.

Auch nach Osten scheint sich die vom Parnes beschriebene Oberkarbon-Fazies weiter fortzusetzen. Aus Mitteleuböa haben RENZ (1937) und CHRISTODOULOU (1967) oberkarbonische Fusuliniden beschrieben. Diese stammen aus Linsen dunkler Kalke, die schwarzen Schiefern eingelagert sind.

HECHT (1970) hat im Südosten von Lesbos (Küste westlich Plomarion) geringmächtige, in Grünschiefer eingelagerte Kalke gefunden und mit Vorbehalt ins Oberkarbon gestellt. Fazies und Fauna (Gondolellen) sprechen jedoch meiner Ansicht nach eher für ein Unter- oder Mitteltrias-Alter dieser Gesteine.

Ebenfalls triassisch dürfte die Vulkanitfolge sein, die durch MARATOS 1963 und 1965 aus dem Kern des Knimis-Gebirges und vom Nordhang des Chlomon bei Atalanti beschrieben worden ist. Er hielt sie wegen des Vorkommens von Endothyriden in einer eingelagerten Kalklinse für oberkarbonisch. Schlechterhaltene Endothyriden kommen jedoch — zusammen mit eindeutig ladinischen Kalkalgen — auch in den untersten Bänken der über den Vulkaniten transgredierenden Karbonat-Folge südöstlich von Atalanti vor.

UNTERPERM

Ein rascher horizontaler wie vertikaler Wechsel zwischen klastischen und karbonatischen Sedimentserien ist für das Unterperm im Bereich der mittleren Ägäis typisch. Das erschwert den Vergleich zwischen den verschiedenen Vorkommen erheblich. Insgesamt gesehen scheint der Anteil gröber-klastischer Ablagerungen im Unterperm deutlich größer zu sein als im Oberkarbon. Relativ reich an Karbonaten ist die unterpermische Schichtenfolge an der Südseite von Hydra. Ein Profil, das RÖMERMANN (1969) von der Küste nördlich von Kap Rigas beschrieben

hat, soll als Beispiel dienen. Es folgen von unten nach oben über graubraunen Schiefern und Sandsteinen unbekannten Alters eine mehr als 100 m mächtige, im tieferen Teil dickbankige, nach oben massiger werdende Kalkfolge, die im oberen Teil *Pseudoschwagerina* enthält und deren oberen Abschluß 10 m schwarze, splittrige Kalke bilden.

Abrupt darüber beginnt eine etwa 40 m mächtige Wechsellagerung von gelbbraunen, sandigen Schiefern mit roten, glimmerführenden Sandsteinen.

Es folgen 10 m dunkle, gutgebankte, schwachmergelige Kalke mit Korallen und Fusuliniden. Letztere erlauben eine Einstufung in das tiefere Artinsk.

Über diesen liegen wieder etwa 100 m grobgebankte bis massige, sehr helle dolomitische Kalke. In den obersten Metern davon kommen einige dunkle, dünnbankige Kalkeinlagen vor mit Fusuliniden-Faunen der *Pseudofusulina vulgaris*-Zone.

Zum Hangenden hin werden die Kalkfolgen scharf durch mittelpermische Rotschiefer begrenzt.

Im Pateras-Gebirge gibt es unterpermische Fossilien bisher nur aus Geröllen eines Kalkkonglomerat-Horizontes in den mittelpermischen Sandsteinen und Arkosen (SPILIADIS 1961, SCHOUPPÉ 1961). Einzelfunde sind auch im nördlichen Aegaleos-Gebirge (RENZ & TRIKKALINOS 1949, TATARIS 1967), im Pastra-Gebirge (RENZ & REICHEL 1946) und in Mitteleuböa (GUERNET 1971) gemacht worden.

Groß ist dagegen die Zahl der Unterperm-Fundpunkte im Gebirgszug des Parnes, zwischen Panaghia ton Kliston im Westen und dem Mavrinora im Osten, die durch RENZ (1908, 1955), RENZ & REICHEL (1946), ROUBANIS (1961), CLEMENT, GUERNET & LYS (1971), GUERNET (1971) und DEREUDER (1973) beschrieben wurden.

Durch diese Funde aus Kalklinsen und -blöcken sind zwar hier alle Stufen des Unterperm mit Fusuliniden nachgewiesen, jedoch fehlen feinstratigraphische und fazielle Untersuchungen noch weitgehend. Der Grund dafür dürfte vor allem die intensive tektonische Durchmischung der inhomogenen Schichtenfolge sein, die die sedimentären Zusammenhänge weitgehend unkenntlich gemacht hat.

Nach den bisher bekannt gewordenen Fusuliniden-Faunen scheint die Kalksedimentation auch im Parnes-Gebiet nicht über das Artinsk hinaus angedauert zu haben. Nur vom Nordhang des Beletsi haben CLEMENT, GUERNET & LYS (1971) Faunen beschrieben, die mit *Rugososchwagerina yabei* eine Form des Kungur enthalten.

Auf Chios ist Unterperm nur im Nordteil der chiotischen Decke erhalten geblieben. Aus dem Gebiet südlich des Dorfes Viki beschreibt HERGET (1968) eine tektonisch isolierten Kalkblock mit einer Algen-Foraminiferen-Fauna des untersten Perm. In der Umgebung von Langada ist die Schichtenfolge überwiegend klastisch entwickelt. Sie ist hier reich an Kalkbreccien und -konglomeraten, enthält Sandstein- und Quarzkonglomerat-Einlagerungen, sowie Linsen und Schollen von Korallen-, Algen- und Fusulinen-Kalken (u. a. Pseudoschwagerinen-Kalke).

Im Profil am Kofinas-Berg (westlich Marmaron) liegt über einer etwa 30 m mächtigen Wechselfolge aus Grauwacken und Tonschiefern mit Landpflanzenhäcksel, in die in den obersten Partien mergelige, fossilreiche Kalke eingelagert sind, ein etwa 35 m mächtiger Kalkhorizont, der aus gebankten Fusuliniden-Algen-Kalken und massigen Korallen-Kalkschwamm-Kalken in mehrfachem Wechsel aufgebaut ist. Nach ihren Korallen- und Algen-Faunen sind diese Kalke wohl am besten mit den Rattendorfer-Schichten zu parallelisieren (KAUFFMANN 1969).

Aus dem Südosten der Insel Lesbos, vom Ortsausgang von Papadhos, hat HECHT 1970 eine kleine Foraminiferen-Fauna (u. a. *Meandrospira* sp.) beschrieben, die er aus einem dunkelblauen, bituminösen Marmor gewinnen konnte. Er stellt sie mit Vorbehalt ins untere Perm, es könnte sich aber auch um tiefere Trias handeln.

KLASTISCHE SEDIMENTE DES MITTELPERM

Gegen Ende des Unterperm oder im unteren Mittelperm — Grenzziehung sensu KAHLER 1974 — geschah ein weitgehender, wenn nicht völliger Meeresrückzug, dem eine intensive Erosion folgte. Klastische Schichtenfolgen mit Konglomeratbänken und eingeschalteten Rotsedimenten werden schließlich auf den Erosionsflächen sedimentiert.

Am besten sind diese Ablagerungen im Pateras-Gebirge, im Tal unterhalb des Klosters Ag. Triada zu studieren.

Den tieferen Teil der Schichtenfolge, von der dort etwa 90 m aufgeschlossen sind, bilden helle grobkörnige, massige Sandsteine und Arkosen mit vereinzelten Lagen aus Quarz- und Kristallin-Geröllen.

Darüber folgen sandige, grünliche und rötliche Schiefer wechsellagernd mit glimmerhaltigen, braunen Sandsteinen. In diese Wechselfolge ist eine maximal etwa 5 m mächtige Kalkkonglomerat-Bank eingeschaltet, deren Gerölle aus Unterperm-Kalken bestehen.

Der oberste Teil — bis an die dolomitische Basis der Oberperm-Kalke — besteht dann fast ausschließlich aus roten Feinsandsteinen, Silt- und Tonschiefern.

DEREUDER (1973) vermutet auf Grund sedimentologischer Untersuchungen, daß es sich hier um kontinentale Ablagerungen handelt.

Auf Hydra wird im Mittelperm — nach RÖMERMANN 1969 — feinsandiger, glimmerführender Rotschiefer stark wechselnder Mächtigkeit (lokal über 200 m) sedimentiert.

Auch im Parnes-Gebiet und in Euböa sind Rotschiefer fast überall an der Basis der oberpermischen Karbonate zu beobachten. Sie haben häufig als Gleithorizont bei Rutschungen und tektonischen Bewegungen gedient.

In der Umgebung von Marmaron in Nord-Chios (KAUFFMANN 1969) folgt über den unterpermischen Kalken mit Erosionsdiskordanz eine etwa 15 m mächtige Wechselfolge aus braunen, feinkörnigen, glimmerhaltigen Grauwacken und sandigen, Pflanzenhäcksel führenden Tonschiefern. Eingelagert ist darin eine ca. 1 m mächtige Konglomerat-Bank, in der als Gerölle außer verschiedenen Kalken auch Milchquarze, Lydite und Kristallin (Glimmerschiefer und Quarzite) vorkommen.

Ähnliche Konglomerate beschreibt HERGET (1968) aus der Umgebung des Dorfes Viki. In den Geröllen fand er dort Foraminiferen-Faunen des Oberkarbon.

Rotsedimente kommen in den klastischen Ablagerungen des Mittelperm in Chios nur selten vor.

NEOSCHWAGERINEN-KALKE

Auf den westlich der Insel Hydra gelegenen Inselchen Trikeri und Pettasi stehen helle, fast weiße, dolomitische, massige Kalke an, die vereinzelt und z. T. in Nestern gehäuft Neoschwagerinen und einige andere Fusuliniden des Mittelperm enthalten. Die Vorkommen wurden von RENZ entdeckt und 1912 erstmals beschrieben.

Aus dem RENZschen Fundmaterial von Pettasi führen RENZ & REICHEL (1946) neben Kleinforaminiferen, Algen und Korallen folgende Fusuliniden an: *Neoschwagerina craticulifera*, *Verbeekina* sp. und *Nankinella* sp.

RÖMERMANN (1969) fand in einer Fossil-Linse nahe der Südwest-Spitze von Trikeri in den hellen Kalken:

Neoschwagerina, *Sumatrina*, *Chusenella*, *Rugosochusenella* und *Kahlerina*.

Die Vorkommen beider Inseln sind nach RÖMERMANN tektonisch isoliert. Definitive Aussagen über die Altersbeziehungen zwischen den Neoschwagerinen-Kalken und den mittelpermischen Rotschiefern auf Hydra sind nicht möglich.

Einen weiteren Fundpunkt von Neoschwagerinen-Kalken beschreiben MARINOS & REICHEL 1958 aus dem Othris-Gebirge östlich von Anavra. Die schwarzen, fossilführenden Kalke scheinen als Linsen in einer klastischen Sedimentfolge zu schwimmen. Neben Kalkalgen und Kleinforaminiferen kommen vor:

Neoschwagerina, *Sumatrina*, *Verbeekina*, *Cancellina*, *Codonofusiella*, *Yangchienia*, *Parafusulina* und *Pseudofusulina*.

MITTEL- UND OBERPERMISCHE KALKE

Vorkommen fossilführender Kalke des höheren Mittelperm und Oberperm gibt es in größerer Zahl im östlichen Mittelgriechenland und auf den benachbarten Inseln. Drei davon sollen hier etwas eingehender beschrieben werden, da sie sich in ihrer Faziesausbildung deutlich voneinander unterscheiden.

DAS HÖHERE PERM VON CHIOS

Die im Norden der Insel Chios, in der Umgebung von Marmaron vorkommenden dunklen Kalke des höheren Mittelperm sind schon von KTENAS (1923) als „Horizont a Productus cora" beschrieben worden. RENZ & REICHEL (1946) haben eine mittelpermische Fauna daraus aufgeführt.

Die Kalkfolge ist östlich von Marmaron etwa 60 m mächtig. Es handelt sich um dunkle, schwarzbraune, hellgrau anwitternde, bituminöse Kalke. Ihre Bankung ist recht unterschiedlich, von feingebankten, schiefrigen Kalken bis zu 0,5 m dicken Bänken sind alle Übergänge vorhanden. Häufig findet man gelbe Mergelzwischenlagen, mitunter treten auch gelbe Mergelkalke auf.

Von den tiefsten Bänken bis an die Obergrenze besteht die Kalkfolge fast durchweg aus Gymnocodiaceen-Schutt.

Dasycladaceen (*Mizzia* u. a.) sind relativ selten. Fusuliniden kommen nur in einzelnen Horizonten häufiger vor, am verbreitetsten ist *Nankinella*. Gefunden wurden außerdem: *Verbeekina*, *Chusenella* und *Dunbarula*? *schubertellaeformis* (det. Prof. F. Kahler), damit ist höheres Mittelperm sicher nachgewiesen. Die chiotischen Bankkalke scheinen also etwas älter zu sein als die ihnen in der Fazies und oft auch im Fossilinhalt gleichenden aus Attika und von Hydra.

Eingeschaltet ist den Gymnocodiaceen-Kalken an der Ostseite der Marmaron-Bucht ein kleines 2—3 m mächtiges Richthofenien-Riff. Auch in Nestern zusammengespülte Productiden wurden mehrfach gefunden.

Den oberen Abschluß der Kalkfolge bilden lokal etwa 15 m mächtige, dunkelgraue, gebankte, fossilarme Dolomite.

Bisher gibt es keine Anhaltspunkte dafür, daß die Schichtenfolge in Chios bis in das Oberperm hinaufreicht.

Das höhere Perm von Attika und Hydra

In den Profilen auf Hydra (Römermann 1969), im Pateras-Gebirge, im östlichen Parnes und in Mitteleuböa beginnt die Karbonat-Sedimentation über den mittelpermischen Rotsedimenten in der Regel mit dunkelgrauen, gebankten, fossilarmen bis fossilleeren Dolomiten. Lokal gibt es auch Wechsellagerung von Dolomit und Rotsedimenten (Hydra). Nach oben nimmt der Kalkgehalt zu, die Proben enthalten Kalkalgendetritus, der im tieferen Teil überwiegend aus Mizzien-, im höheren Teil auch aus Gymnocodiaceen-Fragmenten besteht.

Für eine genaue Datierung dieses, in seiner Mächtigkeit in den verschiedenen Profilen sehr unterschiedlichen (meist etwa 5 m) unteren dolomitischen Abschnittes fehlen aussagekräftige Fossilien.

Nach oben gehen die dolomitischen Kalke allmählich in reinere, dunkelgraue bis schwarze, gebankte Kalke über. (In Hydra sind auch die höheren Profilabschnitte reich an Dolomit.) Die Bankkalke sind sehr fossilreich, wobei Kalkalgen (vor allem Gymnocodiaceen) überwiegen. Kleinforaminiferen (*Agathammina*) können in einzelnen Bänken massenhaft auftreten, sind aber auch sonst recht häufig (*Globivalvulina*, Nodosariiden). In Hydra kommen im tieferen Teil der Bankkalke nur *Nankinella* und *Staffella*, im höheren auch *Reichelina* und *Palaeofusulina* vor (Römermann 1969). Makrofossilien (Korallen, Productiden, Gastropoden) sind selten. Die Mächtigkeit dieser oberpermischen Bankkalkfolge schwankt zwischen 5 m im östlichen Parnes-Gebirge, 15 m im Pateras-Gebirge und mehr als 100 m in Hydra.

Der obere Abschnitt der Profile besteht aus massigem, in Hydra grau-braunem, im Pateras- und Parnes-Gebiet und auf Euböa grau-grünem und rötlichem Kalkschwamm-Tubiphytes-Kalk. Diese Kalke wurden von Renz als Lyttonien-Kalke bezeichnet. Es sind Biomikrite, die zu einem beträchtlichen Teil aus Kalkschwamm-Bruchstücken und *Tubiphytes*-Krusten und -Knollen bestehen. Daneben kommen in Schliffen reichlich Fragmente von Bryozoen, Brachiopoden, Kalkalgen und Foraminiferen vor (*Reichelina*, *Colaniella* u. a. Nodosariiden). Die Brachiopoden können lokal in Nestern angereichert sein, wie z. B. bei Episkopi auf Hydra (Renz & Reichel 1946). Seitlich scheinen sich die massigen Kalke mit den *Reichelinen*- und *Palaeofusulinen*-führenden Bankkalken zu verzahnen. Die maximale Mächtigkeit der massigen Kalke beträgt etwa 15 m, ursprünglich war sie wohl größer, denn Teile der oberpermischen Sedimente sind der praetriassischen Erosion zum Opfer gefallen.

Riffkalke des Oberperm sind von Guernet 1971 auch aus Mitteleuböa vom Südhang des Ochtonia-Massivs beschrieben worden.

Das Oberperm von Salamis

Eine weitere von dem bisher Beschriebenen etwas abweichende fazielle Ausbildung zeigt das Perm auf der Insel Salamis. Das Vorkommen an der Südseite der Kaki-Vigla-Bucht wurde 1912 von Renz entdeckt und für Karbon gehalten und 1929 von Voreadis nach Productiden und Korallen im Vergleich mit Chios ins Perm gestellt. Renz & Mistardis (1938) und Reichel (1946) haben aus diesem Profil erstmals oberpermische Mikrofaunen (*Palaeofusulina*, *Colaniella* u. a. m.) beschrieben. Eine neuere Untersuchung des Fundpunktes erfolgte 1972 durch eine Gruppe japanischer Forscher (Nakazawa et al. 1975). Die fossilführenden Bankkalke werden von ihnen nur mit Vorbehalt in das untere Djulfian eingestuft, da die Foraminiferen-

Fauna (*Palaeofusulina* cf. *fusiformis*, *Reichelina* cf. *cribrosepta*, *Colaniella parva*, *C. inflata*, *Wanganella* u. a. m.) ein Changsingian-Alter besitzt, wohingegen die Brachiopoden (*Haydenella*? sp., *Wellerella* sp., *Hustedia* sp., *Reticulariina* cf. *netschaewi* u. a. m.) und die Korallen (*Pleramplexus leptoconicus*, „*Neozaphrentis*" *permicus* und *Asserculina*? sp.) ein Unter-Djulfian-Alter (Araksian) anzeigen.

In den Aufschlüssen an der Südseite der Bucht sind knapp 20 m oberpermische Sedimente erschlossen. Über einer Störung, die das Profil im Liegenden begrenzt, liegen als Unterstes sandige Schiefer, die mit dünnen Bänkchen feinkörniger Grauwacken wechsellagern. Zum Hangenden gehen sie über in eine Wechselfolge aus grünlich-schwarzen Tonschiefern und dünnbankigen, meist dichten Kalken. Zwei Mikrofaziestypen lassen sich im Dünnschliff unterscheiden:

erstens: dichte, mikritische bis feindetritische Kalke, in denen als Biogene vor allem Sphaeren (Radiolarien?) und Schwammnadeln auftreten und

zweitens: gröber-detritische Kalke mit Bruchstücken von Kalkschwämmen, Kalkalgen, Echinodermen und Bryozoen, *Tubiphytes*-Knollen sowie Foraminiferen (Fusuliniden, Nodosariiden, Textulariiden u. a. m.) als Komponenten.

In die etwa 10 m mächtige Kalk-Schiefer-Wechselfolge ist etwa in der Mitte eine 5 bis 6 m dicke Rutschmasse eingeschaltet, die sich durch knollig-wulstige Verwitterungsformen auszeichnet. Aufgebaut wird sie vor allem aus länglichen, phacoidförmigen Kalkkörpern, verschieden großen Stücken von Kalkbänken, die z. T. mehr als 10 m Länge haben können und Zwischenlagen von Tonschiefern stark schwankender Mächtigkeit. An mehreren Stellen sind liegende Falten zu beobachten.

Über dem Perm liegen fast konkordant (s. VOREADIS 1929), aber mit deutlichem Erosionskontakt (Feinkonglomerat) braungelbe Mergelkalke des höheren Skyth.

Die oberpermischen Sedimente von Salamis können als Ablagerungen aus dem Randbereich eines Beckens gedeutet werden. Stillwasser-Sedimente wechsellagern mit Detritus-Kalken, die periodisch von einem benachbarten Hochgebiet her eingeschüttet wurden. Auch die Rutschmasse ist von dort her in das Becken abgeglitten.

Weitere aus dem östlichen Griechenland und den benachbarten Inseln beschriebene Fundpunkte von höherem Perm seien hier kurz zusammengestellt:

ÖSTLICHES OTHRIS-GEBIRGE beim Ort Gavriani, südwestlich des Ortes Pteleon (RENZ 1910, 1927: „Schwarze Kalke mit Fusulinellen" und „Kalke mit *Fusulina*, *Schwagerina* und *Cyathophyllum*". In der RENZschen Sammlung in Basel: Schwarze, ausgewalzte Kalke mit Gymnocodiaceen, Mizzien, Kleinforaminiferen und ?Nankinellen).

CHLOMON-GEBIRGE beim Ort Pteleon (MARINOS & REICHEL 1958: im höheren Teil einer überwiegend klastischen Folge schwarze Marmore mit Resten von Fossilien, vor allem Algen. CLEMENT et al. 1970: schwarze Kalke des Oberperm mit *Codonofusiella nana*, *C. paradoxica* und *Colaniella parva*).

NORD-EUBÖA: am Hals der Lichas-Halbinsel (MARINOS & REICHEL 1958: Halbmetamorphe Kalke mit Nankinellen, Kleinforaminiferen und Algen (u. a. *Mizzia*)).

— Galatzades-Berge (DEPRAT 1904: Schwarze, bituminöse Kalke mit „*Fusulina brevicula*", „*Schwagerina craticulifera*" und weiteren Fossilien).

— Hang des Teledrion-Gebirges bei Galatzades (GUERNET 1971: Schwarze Kalke mit *Yabeina* sp. und *Mizzia*).

LOKRIS: Küste südöstlich Ag. Konstantinos (MARINOS & REICHEL 1958: Schwach metamorphe klastische Sedimente mit Linsen schwarzer Kalke mit Kleinforaminiferen und Algen).

AEGALEOS-GEBIRGE: Nordwesthang des Aegaleos-Gebirges (TATARIS 1972: Rötliche Kalke des Oberperm).

LESBOS: Mesagros, Südost-Lesbos (HECHT 1970: Blaugraue, reine Kalke mit Fusuliniden (*Nankinella*?)).

— Agiassos, Südost-Lesbos (HECHT 1970: Schwach metamorphe, dunkle Mergel und mergelige Kalke mit Brachiopoden.)

— Antissa, Nordwest-Lesbos (KAHLER 1974: Kalke mit *Chusenella*).

— Eresos, West-Lesbos (Dunkle Kalke mit *Mizzia velebitana*).

PERM-TRIAS-GRENZE

Im höheren Oberperm hat sich das Meer völlig aus dem Bereich der mittleren Ägäis zurückgezogen. Die nachfolgende Zeit ist gekennzeichnet durch eine intensive Erosion, die offenbar durch tektonische Bewegungen begünstigt wurde. So wird in Nord-Chios das tiefere Karbon und stellenweise auch das Altpaläozoikum freigelegt (HERGET 1968, KAUFFMANN 1969) und in den Trias-Basiskonglomeraten von Mittel-Euböa treten sogar Kristallin-Gerölle in größerer Zahl auf (GUERNET 1971). Verkarstung und Krustenbildung auf jungpaläozoischen Karbonaten kennen wir aus Mittel-Chios, von Euböa (GUERNET 1971), aus dem Parnes- und dem Pateras-Gebirge.

Die nach Rückkehr des Meeres sich darauf ablagernden untertriadischen Sedimente zeigen eine deutliche fazielle Gliederung, die wohl im Relief des praetriassischen Untergrundes ihre Ursache hatte.

Konglomerate, die in Nord-Karaburun (WEITSCHAT 1968, GARRASI 1968) und in Nord-Chios (HERGET 1968, KAUFFMANN 1969, ROTH 1968) bis mehrere Zehner-Meter Mächtigkeit erreichen, gibt es außerdem geringmächtiger auch im Süden von Karaburun (BRINKMANN et al. 1972, TRICK 1968) und Chios (LÜDTKE 1969), in Mittel-Euböa (GUERNET 1971), im Pateras- und Pastras-Gebirge, sowie auf Hydra (RÖMERMANN 1969). Feinere klastische Schichtenfolgen leiten in diesen Gebieten zur reinen Karbonat-Sedimentation der höheren Untertrias über. In Mittel-Chios (TIETZE 1969), im östlichen Parnes-Gebirge und auf Salamis setzt dagegen die Sedimentation fast sofort mit Karbonaten (Mergeln, Mergelkalken und Kalken) ein. Die Transgression ist sicherlich nicht im ganzen Gebiet völlig gleichzeitig erfolgt. In Karaburun ist oberes Smithian durch einen *Anakashmirites*-Fund nachgewiesen (BRINKMANN et al. 1972), und aus Chios gibt es Conodonten, die *Neospathodus* n. sp. G aus dem Spathien von Nordamerika (HASENMUELLER 1970) nahestehen. Kalkbänke von der Basis der triassischen Schichtenfolge haben auf Salamis, im Pateras-Gebirge und am Beletsi ähnliche Conodonten-Faunen (mit *Pachycladina* und *Hadrodontina*) geliefert wie sie STAESCHE 1964 aus den Campiller Schichten der Südalpen beschrieben hat und wie sie unterdessen auch aus dem Oberskyth Jugoslawiens und Bithyniens bekanntgemacht wurden.

Bereits kurz nach der Transgression setzte in einigen Gebieten eine heftige vulkanische Tätigkeit ein, als Beispiel seien hier die Prasinite (GUERNET 1971) in Mittel-Euböa genannt.

Der Gegensatz zwischen fast reiner Karbonat-Sedimentation auf Plattformen und in benachbarten Becken (z. B. auf Chios, im Südteil von Hydra und im Pateras-

Gebirge) und einer durch vulkanische Gesteine (Tuffe und Laven) charakterisierten Fazies mit eingeschalteten roten Schiefern, Hornsteinen und Rotkalken, kennzeichnet die höhere Untertrias.

Die Grenze zwischen Perm und Trias markiert im Bereich der mittleren Ägäis also gleichzeitig den Beginn des alpidischen Gebirgsbildungszyklus.

Literatur

ARGYRIADIS, J. (1975): Mésogée permienne, chaîne hercynienne et cassure tethysienne. — Bull. Soc. Géol. France 17, 56—67, 6 Abb., Paris.

AUBOUIN, J., BRUNN, J., CELET, P., DERCOURT, J., GODFRIAUX, I. & MERCIER, J. (1962): Esquisse de la géologie de la Grèce. — Liv. Mem. Paul Fallot 1960—1963 /2, Mem. Soc. géol. France, 583—610, 5 Abb., Paris.

BENDER, H. (1962): Tieftriadische Hallstätter Kalke und Tuffe in Nordattika. — Sitz.ber. Ges. Beförd. ges. Nat.-Wiss. 83/84, 65—79, 8 Abb., Marburg.

BESENECKER, H., DÜRR, S., HERGET, G., JACOBSHAGEN, V., KAUFFMANN, G. LÜDTKE, G., ROTH, W. & TIETZE, K.-W. (1968): Geologie von Chios (Ägäis). — Geol. et Palaeont. 2, 121—150, 25 Abb., 2 Taf., Marburg.

BESENECKER, H., DÜRR, S., HERGET, G., KAUFFMANN, G., LÜDTKE, G., ROTH, W. & TIETZE, K.-W. (1971): Geological map of Chios. 1:50000, 2 Bl., IGSR Athen.

BRINKMANN, R., FLÜGEL, E., JACOBSHAGEN, V., LECHNER, H., RENDEL, B. & TRICK, P. (1972): Trias, Jura und Unterkreide der Halbinsel Karaburun (West-Anatolien). Geol. et Palaeont. 6, 139—150, 5 Abb., 1 Tab., Marburg.

CHENEVART, C. & KATSIKATSOS, G. (1966): Passage lateral des sediments permocarbonifères aux marbres et schistes metamorphiques, en Eubée (Grèce). — Geol. Geophys. Research 10/2, 143—158, 4 Abb., Athen.

CHRISTODOULOU, G. (1967): On the Geology of Central Euboea. Relationship of its semimetamorphic and sedimentary rocks with the metamorphic system of Southern Euboea. — Deltion Ellen. Geol. Etairias, 6/2, 400—421, 9 Abb., 2 Taf., Athen.

CHRISTODOULOU, G. & TSAILA-MONOPOLIS, ST. (1972): Contribution to the knowledge of the stratigraphy of triassic in the eastern Hellenic Zone. — Deltion Ellen. Geol. Etairias, 9/1, 101—118, 7 Taf., Athen.

CLEMENT, B. (1970): Remarques sur le Permien du Pateras (Attique, Grèce). — C. R. somm. Soc. Géol. France 1970/2, 40—41, 2 Abb., Paris.

CLEMENT, B., FERRIERE, J. & VERRIEZ, J. (1970): La zone ophiolitique Subpelagonienne: 2) Le Permien. — In: AUBOUIN et al.: Contribution a la géologie des Hellenides. — Ann. Soc. Géol. Nord 90, 291—293, Lille.

CLEMENT, B., GUERNET, C. & LYS, M. (1971): Données nouvelles sur le Carbonifère et le Permien du mont Beletsi, en Attique (Grèce). — Bull. Soc. Géol. France 12, 88 — 91, 3 Abb., 2 Taf., Paris.

DEPRAT, M. (1904): Etude géologique et petrographique de l'île d'Eubée. Thèse, Fac. Sci. Paris, 230 S., 150 Abb., 15 Taf., Besancon.

DEREUDER, J.-C. (1973): Etude sédimentologique et stratigraphique du paléozoique supérieur dans le nord l'Attique (Grèce). — Dipl. Arbeit, Univ. Lille, 108 S., 17 Abb., 37 Taf., 2 Fototaf., Lille.

DOUNAS, A. G. (1971): The Geology of the area between Megara and Erithrai village (Attika). — Geol. Geophys. Research 15/2, 263 S., 22 Abb., 16 Taf., 2 Ktn, Athen.

GARRASI, C. (1968): Zur Geologie des Gebietes um Karareis (Halbinsel Karaburun w. Izmir — Türkei). — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Hamburg, 62 S., 17 Abb., 1 Tab., Hamburg.

GUERNET, C. (1965): Apercu sur la stratigraphie de l'Eubèe moyenne (Grèce). — Bull. Soc. Géol. France, 7, 822—828, Paris 1965.

GUERNET, C. (1971): Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Gréce). — Thèse Univ. Paris 395 S., 117 Abb., 50 Taf., Paris.

GUERNET, C. & TERMIER, G. (1971): Sur un Sphinctozoaire (Spongiaire) du Permien de l'Eubée (Grèce). — Amblysiphonella canaliculata no. sp. — Ann. Soc. Géol. Nord, **91**, 141—143, 2 Abb., 1 Taf., Lille.

HARALAMBOUS, D. (1963): Ein Profil vom Karbon bis zur Trias auf Hydra (Griechenland). — Deltion Ellen. Geol. Etairias, 5/1, 20—28, 4 Abb., Athen.

HASENMUELLER, W. A. (1970): Conodont Biostratigraphy of the Lower Triassic Thaynes formation of the Confusion Range, West-Central Utah. — Thesis, Ohio State Univ., Columbus/Ohio.

HECHT, J. (1970): Zur Geologie von Südost-Lesbos (Griechenland). — Diss. Univ. München, 64 S., 14 Abb., 4 Taf., 4 Beil., München.

HECHT, J. (1972a): Zur Geologie von Südost-Lesbos (Griechenland). — Z. Deutsch. Geol. Ges. **123**, 423—432, 5 Abb., Hannover.

HECHT, J. (1972b): Geological map of Greece 1:50000, Lesbos Island (Plomari-Mytilene sheets). — Nation. Inst. Geol. Min. Research, Athen.

HERGET, G. (1968): Die Geologie von Nord-Chios (Ägäis). — Diss. Marburg, 153 S., 74 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Marburg.

HERGET, G. & ROTH, W. (1968): Stratigraphie des Paläozoikums im Nordwest-Teil der Insel Chios (Ägäis). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **131**/1, 46—71, 7 Abb., 3 Tab., Stuttgart.

HERITSCH, F. (1937a): Karbonische Korallen von der Insel Chios. (I. Trachypora). — Praktika Akad. Athinon **12**, 203—209, 1 Taf., Athen.

HERITSCH, F. (1937b): Rugose Korallen aus dem Perm von Euboea. — Praktika Akad. Athinon **12**, 209—213, Athen.

HERITSCH, F. (1941): Tetrakorallen aus dem Karbon von Chios. — Sber. Acad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt. I, **150**, 3—6, 6 Abb., 1 Taf., Wien.

HÖLL, R. (1966): Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in der Türkei und auf Chios/Griechenland. — Bayr. Acad. Wiss., math.-nat. Kl., Abh. N. F. **127**, 118 S., 12 Abb., 1 Tab., 4 Ktn., München.

KAHLER, F. (1974): Fusuliniden aus T'ien-schan und Tibet. Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere im Perm. — Rep. Sci. Exp. Sven HEDIN, **52** (V. Invert. Paleont., 4), 147 S., 2 Abb., 2 Taf., Stockholm.

KALAFATCIOGLU, A. (1961): A geological study in the Karaburun Peninsula. — Bull. M. T. A. **56**, 40—49, 5 Abb., 1 Kte., Ankara.

KATSIKATSOS, G. (1970): Les formations triassiques de l'Eubée centrale. — Ann. Géol. Pays Hellen. **22**, 62—76, 4 Abb., Athen.

KAUFFMANN, G. (1965): Fossil-belegtes Alt-Paläozoikum im Nordostteil der Insel Chios (Ägäis). — N. Jb. Geol. Palöont., Mh. **1965**/11, 647—659, 5 Abb., Stuttgart.

KAUFFMANN, G. (1969): Die Geologie von Nordost-Chios (Ägäis). — Diss. Univ. Marburg, 212 S., 50 Abb., 4 Beil., 2 Tab., Marburg.

KAUFFMANN, G. (1975): Die paläogeographische Entwicklung des östlichen Mittelgriechenland zwischen Jungpaläozoikum und Trias. — Résumé, 5. Coll. Géol. Régiones Égéennes, 1 S., Orsay.

KTENAS, K. (1921 a): Sur la découverte du Dévonien à l'île de Chio (Mer Égée). — C. R. somm. Soc. Géol. France **1921**, 131—132, Paris.

KTENAS, K. (1921 b): Sur le Carbonifère de l'île de Chio (Mer Égèe). — C. R. somm. Soc. Géol. France **1921**, 146—148, Paris.

KTENAS, K. (1923): Sur la découverte d'un horizon à Productus cora à l'île de Chio (Mer Égée). — C. R. somm., Soc. Géol. France, **1923**, 206—207, Paris.

KTENAS, K. (1928): Rapport sur les recherches géologiques effectuées à l'île de Chio pendant l'été 1927. — Praktika Akad. Athinon, **3**, 702—715, Athen.

KTENAS, K.: Geologische Karte der Insel Chios 1:100000. — Unveröff. Karten-Manuskript, Geol. Inst. Univ. Athen.

KTENAS, K. & RENZ, C. (1931): Neue Fossilfunde auf der Insel Chios. — Praktika Akad. Athinon **6**, 343—347, Athen.

LEHNERT-THIEL, K. (1968): Die Zinnober-Lagerstätte Kalecik auf der Halbinsel Karaburun (Westl. Türkei) und ihr geologischer Rahmen. — Unveröff. Diss. Mont. Hochsch. Leoben, 106 S., 29 Abb., 5 Anl., Leoben.

LÜDTKE, G. (1969): Geologie von Südwest-Chios (Ägäis). — Diss. Univ. Marburg, 161 S., 36 Abb., 2 Tab., 3 Beil., Marburg.

MARATOS, G. (1963): Sur l'existence du paléozoique sur la montagne de Knimis (Lokris). Signification de la transgression triassique sur le paléozoique au point de vue mineralisation. — Deltion E. G. E. **V** (1), 1962, 29—36, 1 Abb. Athen.

MARATOS, G. (1965): Geological map of Greece, 1:50000. Sheet Atalanti, Sheet Elatia. — Inst. Geol. Subsurf. Research. Athen.

MARATOS, G. (1972): Geologia tis Ellados, I. Teil. — 189 S., 34 Abb., 1 Taf., 1 Kt., Athen.

MARAVELAKIS, M. (1916): The eruptive rocks and metallogeny of Chios Island. — Archimedes **16**, 85—95, 4 Abb., 1 Kt., Athen 1915 und Archimedes **17**, 18—24, 3 Abb., Athen.

MARINOS, G. (1957): Zur Gliederung Ostgriechenlands in tektonische Zonen. — Geol. Rdsch. **46**, 421—426, 1 Abb., Stuttgart.

MARINOS, G. (1961): Palaeontologic and stratigraphic investigations on eastern continental Greece. — Deltion Ellen. Geol. Etairias **IV**/1, Athen.

MARINOS, G. & REICHEL, M. (1958): Fossiliferous Permian in eastern continental Greece and Euboea. — Meletai, Inst. Geol. Subs. Res. **8**, 1—16, 8 Abb., 3 Taf., Athen.

NAKAZAWA, K., ISHII, K., KATO, M., OKIMURA, Y., NAKAMURA, K. & HARALAMBOUS, D. (1975): Upper Permian Fossils from Islands of Salamis, Greece. — Mem. Fac. Sci. Kyoto-Univ., Ser. Geol.-Min. **41**/2, 21—44, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Kyoto.

OZAWA, Y. & TOBLER, A. (1929): Permian fusulinidae found in Greece. — Ecl. Geol. Helvetiae, **22**, 45—49, 1 Taf., Basel.

PAECKELMANN, W. (1939): Ergebnisse einer Reise nach der Insel Chios. — Z. Deutsch. Geol. Ges. **91**, 341—376, 8 Abb., 2 Taf., Berlin.

PHILIPPSON, A. (1911): Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. Heft 2. — Petermanns geogr. Mitt., Erg.-H. **172**, 1—100, 9 Taf., 1 geol. Kt., Gotha.

REICHEL, M. (1946): Sur quelques foraminifères nouveaux du Permien méditerranéen. — Eclogae geol. Helvetiae, **38**/2, 524—560, 44 Abb., 1 Taf., Basel.

RENZ, C. (1908): Sur les preuves de l'existence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique. — Bull. Soc. Géol. France, IV. sér., **8**, 519—523, Paris.

RENZ, C. (1910): Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. — Jb. K. K. Geol. Reichsanst. **60**, 421—636, 38 Abb., 5 Taf., Wien.

RENZ, C. (1912): Neue Carbonaufschlüsse in Attika. — Centralbl. Min. etc., **1912**, 169—173, Stuttgart.

RENZ, C. (1927): Geologische Untersuchungen im Othrysgebirge. — Prakt. Akad. Athinon, **2**, 500—509, Athen.

RENZ, C. (1937): Oberkarbon und Perm auf Euböa. — Praktika Akad. Athinon **12**, 192—202, Athen.

RENZ, C. (1940): Die Tektonik der griechischen Gebirge. — Mem. Akad. Athinon, **8**, 1—71, 2 Ktn., Athen.

RENZ, C. (1955): Die vorneogene Stratigraphie der normal-sedimentären Formationen Griechenlands. — Inst. Geol. Subs. Research Athen **1**, 627 S., 4 Abb., 4 Taf., 6 Ktn., Athen (mit vollst. Verz. der Arbeiten von C. RENZ über das ägäische Paläozoikum).

RENZ, C. & MISTARDIS, G. (1938): Geologische Untersuchungen auf der Insel Salamis. — Praktika Akad. Athinon **13**, 302—313, Athen.

RENZ, C. & REICHEL, M. (1946): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem. — Eclogae geol. Helvetiae **38**/2, 211—313, 1 Taf., 3 Abb., Basel.

RENZ, C. & TRIKKALINOS, J. (1948): Der Nachweis von Perm im Aegaleos bei Athen. — (neugr.) — Ann. Geol. Pays Hellen., Ser. 1, **2**, 86—93, Athen.

RENZ, C. & TRIKKALINOS, J. (1949): Das Jungpaläozoikum im Aegaleos bei Athen. — Eclogae geol. Helvetiae, **41**, 351—353, Basel.

RÖMERMANN, H. (1968): Geologie von Hydra (Griechenland). — Geol. et Palaeont. **2**, 163—171, 3 Abb., Marburg.

RÖMERMANN, H. (1969): Geologie der Insel Hydra (Griechenland). — Diss. Univ. Marburg, 62 S., 15 Abb., 1 Kt., Marburg.

ROTH, W. (1968): Geologie von NW-Chios (Ägäis). — Diss. Univ. Marburg, 88 S., 26 Abb., 2 Tab., Marburg.

ROUBANIS, B. (1961): Geological research on the Parnes mountain range. — Ann. Geol. Pays Hellen. **12**, 18—104, 50 Abb., Athen.

SCHOUPPÈ, A. v. (1961): Nachweis von Unterperm in Attika durch *Carinthiaphyllum suessi* HERITSCH 1936. — Ann. Geol. Pays Hellen. **12**, 122—128, 3 Abb., 1 Taf., Athen.

SÖZEN, A. (1973): Geologische Untersuchungen zur Genese der Zinnober-Lagerstätte Kalecik/Karaburun (Türkei). — Diss. Univ. München 1973, 49 S., 7 Beil, 4 Taf., München.

SPILIADIS, T. (1961): Sur la découverte des terrains paléozoiques dans la chaine de montagnes de patéra en Attique. — Praktika Akad. Athinon **36**, 254—262, 1 Abb., Athen.

STAESCHE, U. (1964): Conodonten aus dem Skyth von Südtirol. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **119**/3, 247—306, 73 Abb., 17 Beil., Taf. 28—32, Stuttgart.

TATARIS, A. (1967): Recent researches on the structure of Salamis Island and the opposite area of Perama. — Deltion Ellen. Geol. Etairias **7**/1, 36—51, 1 Abb., Athen.

TATARIS, A. (1972): Recent results on the geology of Salamis island and Attiki area. — Bull. Geol. Soc. Greece **IX**/2, 484—514, 4 Fig., 3 Taf., Athen.

TATARIS, A. & CHRISTODOULOU, G. (1958): Bemerkungen über den geologischen Bau von Salamis. — Deltion Ellen. Geol. Etairias **3**/1, 83—103, Athen.

TELLER, F. (1880a): Geologische Beobachtungen auf der Insel Chios. — Denkschr. Acad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **40**, 340—356, 1 Abb., 1 Kte, Wien.

TELLER, F. (1880b): Der geologische Bau der Insel Euböa. — Denkschr. Acad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **40**, 129—182, 2 Abb., 3 Taf., 1 Kte, Wien.

TIETZE, K.-W. (1969): Geologie von Mittel-Chios (Ägäis). — Diss. Univ. Marburg, 145 S., 37 Abb., 2 Taf., 3 Beil., Marburg.

TRICK, P. (1968): Geologische Untersuchungen auf der Halbinsel Karaburun, Viayet, Izmir, Türkei. — Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Bonn, 51 S., 1 Tab., 1 Kte, Bonn.

VERRIEZ, J. J. (1975): Sur les formations volcaniques basiques permotriassiques d'atalanti (Locride-Grèce). — Résumé 5. Coll. Géol. Régiones Egéennes, 1 S. Orsay.

VOREADIS, G. (1929): I geologia tis Salaminos. — B: I anaptixis tou Anthrakolisikou. — Praktika Akad. Athinon **4**, 123—127, 1 Tab., Athen.

WEISSERMEL, W. (1938): Eine altpaläozoische Korallenfauna von Chios. — Z. Deutsch. Geol. Ges. **90**, 65—74, 2 Abb., 1 Taf., Berlin.

WEITSCHAT, W. (1968): Zur Geologie des Gebietes um Karareis (Halbinsel Karaburun). — Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Hamburg, 54 S., 1 Kte., Hamburg.

Paleozoic Basement Structure of Northwest Anatolia (an Approach)

O. KAYA

Summary:

The principle Paleozoic basement structure of NW-Anatolia is that of large-scaled linear segments, which have undergone different structural and sedimentary evolutions. The segments are composed of either high-grade metamorphic rocks or ultramafitites, being mantled by low-grade metasedimentary strata. The ultramafitite includes harzburgite, lherzolite, dunite with various grades of serpentinization, subordinate hypabyssal intrusions of gabbro, norite, diorite, and rodingites. Textural and compositional criteria suggest them to have suffered metamorphic processes. The over-all distribution pattern and contact relationships to disconformably overlying metamorphic and non-metamorphic rock units involve the fact that the ultramafitite is a differentiated mantle portion to constitute a simatic crust. Its emplacement dates Pre-Ordovician (or Precambrian). High-grade greenschist facies metamorphic rocks crop out in isolated polygonal masses surrounded by ultramafitite into clear-cut faulted boundaries. The rock succession can be generalized into augen-gneiss, banded gneiss, schist and marble. The gradational contacts and interlayers of different rock types indicate the parent rocks to be mainly clastic sediments. It is suggested that the high-grade metamorphic rocks constitute a sialic crustal layer underlain by a simatic layer (= differentiated mantle portion). The low-grade metasedimentary rocks occur within five distinct stratigraphic units, in ascending order: lawsonite-albite schist facies rocks, low-grade greenschist facies metaclastics, metacarbonates, metavolcanics and glaucophanitic greenschist facies metaclastics-metavolcanics. The units, interrupted by disconformities, overlie the erosional surface of the ultramafitite, and superimpose the high-grade metamorphics. A Pre-Ordovician age is assigned the low-grade metamorphics.

During the Ordovician-Permian time interval two coeval depositional belts were existed in Northwest Anatolia: marginal belt and medial belt, which were extended further eastward. The marginal belt is characterized by marine and paralic, orderly stratified "miogeosynclinal" sequences. A basement of high-grade and low-grade metamorphic rocks is inferred. It formed, at the beginning of Ordovician or earlier, an E—W-trending subsided fault block with a northward tilt, located on the southern periphery of a northerly lying sialic crust. The southernmost part of the tilted block raised as a—marginal—belt that was southerly fault-bounded. The first deposits were tectonic arkose and conglomerates succeeded by orthoquartzite-graywacke-shale association. During the Late Ordovician, at the western part, it is cross-segmented into a structural high bordered by basins. In the basins the younger deposits exhibit conformable and gradational successions, whereas on or near the structural high thining out, marginal discordances, and onlap relationships. The medial belt includes at its southwestern part Early and Late Paleozoic strata of "miogeosynclinal" character and, at its northeastern part, Late Paleozoic strata mainly of "eugeosynclinal" composition. The infill of the belt

*) Prof. Dr. O. KAYA, Ege Üniv. Fen Fak. Jeoloji Kürsüsü Bornova-İzmir, Turkey.

appears to have been deposited on ultramafitite or low-grade metamorphic rocks underlain by ultramafitite.

The fault southerly bounding the marginal welt is virtually a tectonic division between a sialic crust and prevalently simatic crust lying on the north and south, respectively. The spatial coincidence of the western end of the North Anatolian fault with the old tectonic division may have a genetic significance.

Geological Setting

The Paleozoic rocks of northwest Anatolia are underlain by Pre-Ordovician (Precambrian) basement rocks comprising low-grade metamorphic rocks, high-grade greenschist facies rocks and ultramafitite. The low-grade metamorphic rocks originally form a sedimentary cover on ultramafitite and superimpose the high-grade greenschist facies metamorphics. The latter crop out in "crystalline massifs" being isolated by surrounding ultramafitites. Virtually the high-grade metamorphics have been underlain by ultramafitite (Kaya, in prep.). The principle Paleozoic structure of the nothwest Anatolia (Fig. 1) is that of large-scaled linear segments, which have undergone different structural and sedimentary evolutions. The integrated depositional segments, classified to their prevalent structural behaviour, sediment content and infrastructure, are: (1) Paleozoic marginal belt consisting of a trough and a welt with "miogeosynclinal" infill (Istanbul-Zonguldak), (2) Paleozoic medial belt with predominantly "eugeosynclinal" infill (Chios-Şarköy-Gemlik-Orhaneli and further east). The marginal belt with a sialic basement on the north and the medial belt with a prevalently simatic on the south are juxtaposed along a structural division (Şarköy-Gemlik-Sapanca and further east).

Earlier contributions for Regional Synthesis

Kaaden v. d. (1959, 1971) dates the "meso- and kata-zonal" metamorphic rocks Pre-Variscan, the "epi-dynamometamorphic" rocks Early Paleozoic. The writer, firstly considered the "serpentinized peridotitic rocks" to be the "initial basic phase," contributed by the earlier stages of Variscan mountain-building. He classifies the "glaucophane-bearing greenschist facies rocks" and "greenschist facies rocks" as rock units and concludes a Paleozoic age for the deposition and metamorphism. Ketin (1966) records "the gradual transition from metamorphic series to the ophiolitic Upper Cretaceous". To the writer the West Anatolian "metamorphic-crystalline massif is not an intermediary massif of Paleozoic or of Precambrian age; but, on contrary it is Alpine range formed during the Alpine orogeny". Brinkmann (1968) established "the North Anatolian crystalline swell" as a roughly 150 km wide zone consisting mainly of epizonal rocks and small massifs of gneisses and granitoid intrusions, such as Kazdağ, Uludağ. In 1976, he redefined it "the North Anatolian welt", "composed partly of pre-Variscan rocks which were metamorphosed in early Paleozoic or Cryptozoic time, and partly of metamorphites and magmatites which were formed during the Variscan tectogenesis". To Brinkmann (1974) the Ordovician marine transgression came from south whereas the continental deposits were derived from the northerly lying "Pontian landmass". The landmasses were not existing during the Devonian. The two Late Carboniferous-Permian facies zones, a northern zone with continental sediments, and a southern one with "graywacke flysch (Orhanlar graywacke) containing intercala-

tions of diabase and tuffs", were indication of the sediment deriviation from "north —that, is, from an uplifted area in the center of the Black Sea". BRINKMANN (1976) concluded the emplacement of the ultramafitites to have occured during the Early Mesozoic. BINGÖL (1974) established the Triassic „Karakaya formation" into "a belt consisting of metaspilite and metagraywackes, containing large blocks of limestone and green schist". In northwest Anatolia the belt covers the entire areas between Manisa, Edremit, Erdek, Bilecik, Eğrigöz Dağ. "The occurrence of limestone blocks is attributable to the ingression of Permo-Carboniferous or older blocks to the depression areas, resulting from tensional stresses, which affected the Tethys region after beginning of Lower Triassic." The depositional mechanisms were related to the "development of an ocean-floor located assumingly on the north and northwest of Menderes massif".

ULTRAMAFITITES

The ultramafic rock association is composed of harzburgite, lherzolite, and dunite with various grades of serpentinization, and serpentinites. Small-sizes hypabyssal intrusions of gabbro, norite, diorite and rodingites of different deriviations are common. Ultramafitites could be classified to their textural and compositional peculiarities into following main types: (1) Porphyroidal peridotite is built up of large orthopyroxenes up to 20 mm in size, and olivine which are embedded in a mesostasis-like mosaic of orthopyroxene, olivine and subordinate clinopyroxene. The larger crystals appear to be the relicts of the older generation which were undergone to deformation, partial melting, and recrystallization. The large orthopyroxenes may show, most peculiarly, parallel orientation and elongation (up to 5 cm) into a gneissoid structure. (2) Equigranular peridotite—or dunite—consists of a mosaic of mostly subhedral olivine and orthopyroxene with interstitial smaller crystals of same species but younger generation. In both of the above types, (a) the deformation and larger-scale corrosion of the large orthopyroxene and olivine, (b) the younger generations of olivine filling either the joints, cavities of the orthopyroxenes or interstitial spaces, (c) the subsequent formation of new, small crystals of orthopyroxene, located in comparable sites, are evidences indicating the ultramafitite to have subjected to metamorphic processes. (3) Metaserpentinite includes, in a network of fibrous and lamellar serpentine minerals (lizardite, clinochrysotile, antigorite) the relicts of above types and chlorite, antophyllite, tremolite, and talc. These minerals account for a low-grade greenschist facies metamorphism.

The over-all distribution and contact relationships of the ultramafitite indicate it to be a mantle portion (KAYA, 1972 a, b). The consideration of (a) porphyroidal peridotites with, in most cases, gneissoid structure, (b) metaserpentinites, (c) nonconformably overlying low-grade greenschist facies and blueschist facies metamorphics, (d) metamorphic gradation from metasedimentites into ultramafitite involve the fact that the ultramafitite is a differentiated mantle portion, constituting a simatic crust.

HIGH-GRADE METAMORPHICS

High-grade greenschist facies metamorphic rocks crop out in massifs, such as, Menderes, Kazdağ, Uludağ, Istranca. They are isolated polygonal bodies, surrounded by ultramafitites into clear-cut faulted boundaries. Close structural association

extends to the inner parts of the massifs (Uludağ, Menderes Massif, Kazdağ: BINGÖL, 1971) the massifs have certain similarities in respect to succession of rock types, metamorphic facies, tectonic attitude, and radiometric ages. The massifs[1]), in a generalized way, include all or part of the three major sequences. In ascending order: coarse-grained augen-gneiss, banded gneiss, schists and marble. The first two may closely be associated with migmatites (Gördes: AYAN, 1973). Typical mineral assemblages of these units are: (1), (2) quartz, muscovite, biotite, albite-oligoclase, K-feldspar; (3) quartz, muscovite, biotite, albite-oligoclase, K-feldspar, almandine weighted garnet, kyanite, sillimanite as products of exsolution, calcite, diopside. On the northern part of the Menderes Massif the coarsegrained augen-gneiss grades upward into fine-grained banded gneisses (KAYA, in prep.). In the transitional interval the coarse-grained varieties occur as interlayers in the fine material. The banded gneiss consists of alternating dark and light colored layers of different thicknesses, a result of the amount and arrangement of mica types, and includes marble and metaquartzite interbeds. It appears that the gneisses were derived from parent prevalently clastic sediments (cf. DORA, 1969; BAŞARIR, 1970), with subordinate carbonates. In Uludağ, the banded gneiss, although predominantly light colored, grades into a thick and uniform marble (KAYA, in prep.). The schists are variable in composition and lithology. Coexisting kyanite and exsolutions of sillimanite in feldspat, quartz, and micas suggest the metamorphic phase to have reached to the metastable triple point of the Al_2SiO_5 system (cf. DORA, 1975). In consideration the superimposing low-grade metamorphics, which have been affected by two metamorphic stages (KAYA, 1972a), the latter the lower-grade, the high-grade metamorphics appear to have suffered regionally, at least, three metamorphisms.

The absence of representative successions of the facial gradations into low-grade greenschist facies metasedimentary rocks involves a postmetamorphic erosion. The oldest radiometric dates available are 490 + 90 and 529 m. y. for augen-gneisses (cit. BRINKMANN, 1976) and 304 + 31 m. y. for the "metabasalts" underlying the "gneisses" in Kazdağ (BINGÖL, 1969). The former corresponds nearly the Ordovician/Cambrian boundary, the latter the Late Carboniferous.

METASEDIMENTITES

The low-grade metamorphic sequences of NW-Anatolia re made up of metasedimentites including subordinate metavolcanics. In a generalized way, the metasedimentites are divided into five large units, in ascending order: (1) lawsonite-albite schist facies rocks, (2) Barrowian type low-grade greenschist facies (quartz-albite-muscovite-chlorite) metaclastics, (3) metacarbonates, (4) metavolcanics and (5) glaucophanitic greenschist facies of metaclastics. Throughout their extensions the units display uniform mineralogical compositions, facies, and stratigraphic relationships. They are bounded from base and top either by abrupt contacts or disconformities.

The ultramafitite constitutes the basement on which all the metasedimentary units are deposited (KAYA, in prep.). The criteria involved are as follows: (a) Undisturbed stratigraphic contacts between the metasedimentites and metamor-

[1]) In special reference to those except the Istranca massif and southern part of Menderes massif.

phosed ultramafitites. (b) The high chlorite, Mg-amphibole and magnesium content of the basal contact intervals of the metasedimentites on the metamorphosed ultramafitites and their gradual decrease upwards. (c) Presence of angular fragments of differentiated ultramafitites in the basal intervals. (d) Tectonic slices of ultramafitites into parent sediments which were metamorphosed concomitantly. (e) Parallelism in the schistosity, and tectonic attitude.

The metasedimentary rocks, particularly those of greenschist facies, superimpose the high-grade metamorphics (Armutlu, Iznik, Kazdağ, Uludağ, Eğrigöz Dağ). They are overlain by Early Paleozoic (Mudurnu: Abdülselamoğlu, 1959) and Late Paleozoic (Gemlik, Bandırma, Kınık, Tırmanlar) non-metamorphic strata. A Pre-Ordovician age is assigned for the metasedimentites on the basis of following criteria: (a) The Ordovician epiclastics include metasedimentary rock fragments, ranging in size from pebble to coarse blgck. (b) Closely distributed outcrops of metasedimentites (Manisa, Izmir, Oinoussai) and non-metamorphic Ordovician-Silurian (Karaburun, Chios) strata. (c) Closely spatial association of the metasedimentites with quartzose, feldspar-bearing sandstones and conglomerates (Gemlik) comparable with those of Ordovician in Istanbul.

Paleozoic Marginal Belt[2])

The Paleozoic marginal belt consists of orderly stratified epiclastic carbonate, and siliceous rocks. Towards NW the belt is bounded by the Istranca Massif, towards S southerly by a structural line (Şarköy, Gemlik, Sapanca) defining northermostly the ultramafinite. The belt can be divided into (1) a northern marginal trough (Çatalca-Istanbul-Zonguldak), (2) a southern marginal welt (Gemlik-Iznik-Sapanca). The sedimentary infill of the trough ranges in age from Ordovician to Permian. The integrated thickness exceeds 6500 m in Istanbul and 4500 m in Zonguldak regions. The welt includes small patches of sedimentary rocks resembling to those of Ordovician (Armutlu) and Early Paleozoic (Gemlik, Akçat) strata of the trough.

The sedimentary-tectonic framework, successions and composition of the Ordovician rock associations suggest a competent and structurally uniform basement for the marginal trough. The inferred depositional morphology is that of an E—W-trending subsided fault block with a northward tilt, located on the southern periphery of a northerly lying sialic crust. The southermost part of the tilted block was raised as a welt that was southerly faultbounded. High-grade and low-grade greenschist facies metamorphic rocks on the northern half of the Armutlu Peninsula (Akartuna, 1968) constitute the welt and represent the sialic basement of the marginal trough. In Istanbul region, in the Late Ordovician, the marginal trough was cross-segmented by hinge lines in fairly straight, S—N-trending line, and poorly developed SW—NE-trending line. Intermittently positive structure is called the Ordovician structural high. On the hinge lines slump folds, abrupt change in thickness, and marginal disconformities sporadically punctuating the successions are common. In Zonguldak region, the northerly trending isopachs of four important coal seams (Tokay, 1962) may suggest diagonally aligned sags controlled by comparable structure.

[2]) Special reference is made to Istanbul region.

ORDOVICIAN: Arkose association, as the oldest sedimentary record, occupies the entire Kocaeli Peninsula and extends eastward being even more obscured. It is mainly composed of reddish tectonic arkose and polymictic conglomerate with shale interbeds. The coarse clasts include, notably, low- and high-grade metamorphic and acidic to basic plutonic rocks, and extrusives. The bulk lithology of the upper part differentiates southwards into submature arkose-subarkose with shallow water sedimentary features. Marine origin is suggested in respect to conformably overlying strata.

Orthoquartzite association consists of marine lithosomes of orthoquartzite, greywacke and shale. The orthoquartzite, which is volumetrically small but the most prominent rock type, occurs as sheets, lenticular and domal masses. The graywackes and shales do not have the textural and structural attributes of turbidity deposition. The shales locally contain chamosite-ooid beds rich in *Conularia* of Middle Ordovician age (SAYAR, 1969). All the lithosomes conformably and immediately succeed the arkose association. They are time-transgressive units, and are closely related to the energy distribution in depositional environment than the time elements. The association undergoes a marked facies change from east to west: the progressive diminution of grain size, the sharp decrease of proportion of graywacke to shale, the change of dome-shaped orthoquartzite lithosomes to those of sheet-shaped, increasing compositional uniformity to vitreous megaquartz mosaic, decreasing bedding-frequency etc.

In the western end of Armutlu Peninsula the subgraywacke, orthoquartzite and quartz-rich polymictic conglomerates seem to be correlable, in respect to lithology and stratigraphic position, with those of arkose and orthoquartzite associations in Istanbul.

SILURIAN: Random reef association is composed of patch reefs, detrital limestones of inter-reef facies and epiclastic lithosomes. In patch reefs tabulate corals (esp. favositids and *Halysites*) and stromatoporoids predominate over the organic content. The subarkose and calcareous graywacke occur as blanket deposits to define the repeatedly alternating patch reef horizons. The association disconformably overlies the Ordovician structural high on the bordering hinge lines. Basinwards it constitutes a conformable sequence on the orthoquartzite association.

LOWER DEVONIAN: lower limestone is thin-bedded to laminated, sparsely bioclastic and remarkably uniform. On the hinge lines it onlaps the random reef association onto Ordovician structural high. Away from the high it conformably overlies the Silurian carbonates through a marked pebbly to sandy basal horizon.

The shale-graywacke unit corresponds the classical "Pendik Series", composed of regularly stratified shale, graywacke with bioclastic limestone interbeds. The high carbonate content and abundant benthic fauna exhibit uniformity throughout the extension of the unit. At the west of Bosporus, sporadical turbidities punctuate the sequence. On the hinge lines it onlaps the lower limestone onto Ordovician structural high. The deposition of this mainly epiclastic sequence corresponds the time of a rather rapid subsidence of the marginal trough and an extensive transgression on the metamorphic borderlands.

Upper limestone is thickly bedded and bioclastic. Its transgressive attitude on the Ordovician structural high delineates a pre-depositional large-scaled regressive phase.

MIDDLE-UPPER DEVONIAN: Shale is calcareous and arenite-free. Nodular limestones are continually carbonate-rich facies of the shale. The lydite horizon regionally interrupts the nodular limestone section. All of the units indicate a condensed pelagic sedimentation under considerably reduced environmental conditions. Most significantly on the S—N-trending hinge line, each unit transgresses on the deeply unroofed Ordovician structural high. Closely spaced marginal unconformities between the units delineate an exactly straight hinge line. Basinward the sequences become more or less homogenized.

TOURNAISIAN: Lydite conformably overlies the nodular limestone. Across the hinge lines, it constitutes an extensive transgressive sequence on the Ordovician structural high. It is formed under shallow pelagic conditions. Bedding is basinward increasingly contorted into intrastratal folds of disordered geometry. The deformation is concomitant with the gradual formation of flysch basin of Visean time.

VISEAN

In a generalized way, the shales and graywackes represent an orderly stratified flysch. The carbonate lithosomes define the flysch succession from base and top. The early strata are composed of calcareous shales with foraminiferal limestone interbeds. They conformably overlie the lydite. Later strata have the highest proportion of graywacke to shale and include sporadically pebbly mudstones, and polymictic conglomerates. All are turbidity deposits and the individual beds extend laterally over great distances. The clasts, ranging from fine pebble to small blocks, are rounded and include large quantities of metamorphic, plutonic rocks and, specifically, lydite. The coarsening of the clasts, tool and current marks indicate a northerly lying landmass. The plant fragments are abundant (KAYA, 1971). Dictyodora-type ichnococoenoses marks deep Nereites-facies. On the hinge lines the flysch strata onlap the lydite onto Ordovician structural high. Lithologically correlable strata occur on the marginal welt, spatially coinciding with gneisses (Akçat).

The latest strata are predominantly shale although turbidities and fluxorturbidities occur as well. The shale is locally calcareous and has a fairly rich benthic fauna. Northward, it is increasingly calcareous, pebbly and rich in algae. The Late Visean limestone is a large-scaled lenticular body. Isolated syringoporoids, rugose corals, large productids, and non-fusulinid foraminifera are common. In the uppermost part it is composed of large crinoidal-reef detritus and intercalated with Mn-, Fe-rich tuffs.

POST VISEAN: The strata are restricted to the western side of Bosporus. Lydite and siliceous shale, being lateral equivalents, disconformably overlie the flysch strata and the Late Visean limestone, on the north and south, respectively. The quartzose graywacke unit, unlike the Visean graywackes, has highest proportion of graywacke to shale and contains significant amounts of feldspar. The coarse clasts include large quantities of lydites and granitoid rocks. The lower subgraywacke is moderately sorted, and thickly bedded. The limestone is, mainly, regularly bedded, fine-grained, and includes intraclastic intervals. The upper subgraywacke is poorly sorted, pebbly, and contains coalified plant fragments. The unit, with locally exposed reddish shale and graywacke interbeds, is the latest deposit of Paleozoic in Istanbul and represents the first introduction of the limnic facies in the western end of marginal belt.

Paleozoic Medial Belt

On the medial belt the rocks and stratigraphic successions differ from their counterparts on the marginal belt. The marine epiclastic, ophiolitic and carbonate rocks unconformably rest on a basement mosaic composed prevalently of ultramafitite and low-grade metasedimentites, which overlie the ultramafitite. The belt is defined from north by the northermost outcrops of the ultramafitite on the Şarköy, Erdek, Gemlik, İzmit line, and from south nearly by the northern boundary of the Menderes Massif. The belt comprises relatively thick non-carbonate sedimentary and submarine volcanic fills. Diagonally oriented, SW—NE-trending deep troughs are delineated by (a) the sites of maximum accumulation of ophiolitic (Brinkmann, 1971 b) and (b) disorderly deposited epiclastic rocks, (c) the onlap of latest carbonate sequences the extremely thinned out non-carbonate sequences onto basement rocks, (d) spatial coincidence in the distributions of the Early and Late Paleozoic strata on the south (Karaburun-Bergama). The most prominent trough of about 100 km extends from Karaburun to Bursa. In the trough the basements gradually come closer to the surface and at least the metasedimentites emerge first around the Kınık and Tırmanlar, and ultramafitite around Bursa.

Early Paleozoic

The Early Paleozoic strata, consisting of predominantly epiclastic and carbonate rocks, are restricted to the most southeastern part of the belt (Chios: Besenecker et al., 1968; Karaburun: Höll, 1966, Lehnert-Thiel, 1969). These strata are either very thin or absent northeastward to Bergama, where Late Paleozoic rocks disconformably rest on the metasedimentites. This condition may be the result of following processes: (a) no deposition, (b) erosion subsequent to deposition, or (c) gradual development of the trough structure. The pebbles (Brinkmann et al., 1970) and exotic blocks in Devonian age included by Early Carboniferous epiclastic strata around Bergama-Balya suggest that the two last processes operated together.

Late Paleozoic

The Late Paleozoic rocks are difficult to distinguish from Early Paleozoic strata by other than paleontological reasons. The Carboniferous carbonate beds are established in Karaburun (Gümüş, 1971), Balya (Dessauvagie and Dağer, 1963) and epiclastic beds in Danişment. The Late Permian carbonates have been subjected to detailed studies in Bergama (Çakıroğlu, 1969), Balya (Aygen, 1956), Bursa (Erk, 1942). The criteria used to distinguish the Late Paleozoic sequences, in other localities, are: (a) lithological correlations with known Late Paleozoic sections, (b) presence of turbidites and ophiolitic materials, (c) absence of lydite, (d) spatial relationships. Along these criteria the rocks in Keşan (Mecidiye), Gelibolu (Karaburgaz), Şarköy are suggested to be Late Paleozoic in age until more definite information is available. Additionally, (e) the presence of isolated bodies of Late Paleozoic carbonates (lenticular or allochthonous) support Late Paleozoic assignment for the mainly non-carbonate sequence in Yenice, Bayramiç (Kısacık), Zeytindağ, Bandırma, Gemlik, Iznik (Adliye, Sığırhasan), M. Kemalpaşa.

In a generalized way the Late Paleozoic is composed of three distinct sequences, which are highly variable, both laterally and vertically: (1) flysch, (2) ophiolite[3]), and (3) carbonate. The flysch sequence is formed by a succession of epiclastic material including graywacke, feldspar-rich graywacks, arkose, polymictic conglomerate, pebbly mudstone, and shale, which are deposited mainly by turbidity processes. In respect to (a) the magnitude of contemporaneous deformation, (b) allochthonous bodies, and (c) ophiolitic constituents the flysch sequences could be classified into disorderly and relatively orderly deposited types. The disordered flysch sequences have higher proportion of sandstone to shale. In general, the beds neither have lateral continuity nor form any fixed stratigraphic succession. Bedded chert slide sheets, olistholiths and exotics of mafic submarine lavas, pyroclastics, sandstones and carbonates are common. For the most part, both the lithology, size and orderliness of olistholiths and exotics are zoned stratigraphically. The ordered flysch sequences have the traceable beds, thick sections of shale associated with turbidities, frequent lenticular limestones, intraclasts and small-sized olistholiths of graywackes and carbonates. The basal intervals may include subordinate ophiolitic material. Disordered flysch sequences occur on the axial part of the belt (Yenice, Bergama, Balya, Bursa), where they closely associate with ophiolitic material. Ordered flysch sequences are found on the north (Gelibolu, Şarköy, Armutlu, İznik) and south (Karaburun, Zeytindağ).

The ophiolite is composed of successive submarine basalt lava, pillow lava, tuff, coarse pyroclastics, reddish to greenish bedded cherts; which usually interfinger with disordered flysch strata. Scattered olistholiths and exotics of varied basaltic rocks, cherts, bioclastic and recrystallized limestones exist to float in pyroclastic and volcanoclastic matrix.

The carbonate sequences are developed either as uniform and large masses or lenticular bodies embedded in calcareous epiclastics. In both cases they include low relief biostromes with abundant fusulinids, corals and algae, and thickly bedded, sparsely bioclastic limestones. The epiclastics, unlike those of flysch sequences, are texturally submature, calcareous, and include quartzose graywacke, subgraywacke, polymictic rounded conglomerate.

For the most part, the flysch and ophiolite are interfingering sequences. *Siphonophyllia* sp., at first recognized in the shale-like matrix of an exotic-olistholith zone of flysch (Danişment), indicates, at least, an Early Carboniferous age for the non-carbonate strata. The widely distributed carbonate sequences range in age from Middle to Late Permian. Based on (a) abrupt textural change of the epiclastics, (b) presence of rounded epiclastic conglomerate defining the lower part

[3]) The practical conclusion stemming from the author's work in NW-Anatolia, is that an ophiolite is composed of mafic submarine volcanics, including massive lava, pillow lava, tuff, coarse pyroclastics and volcanoclastics; bedded cherts; shales as halmyrolytic products of the tuffs; recrystalized limestones; exotic and olistholiths of above and different types of rocks; subordinate terrigenous shale and thinly bedded graywacke. Spilitization of the volcanics is a common process. The olistholiths and exotics are zoned stratigraphically. The ophiolite may spatially associate with a basement of ultramafitite or not. A close association may have existed with flysch, but, in general, the sedimentary-tectonic framework of ophiolite works independently. Metamorphic rock assemblage with an ophiolitic composition is not part of a nonmetamorphosed ophiolite, but an earlier cyle of formation (Pre-Ordovician) — so that, it may be included as exotic blocks in a younger ophiolite sequence. For the use of ophiolite as an operating map unit and for the genetic interpretations, the ultramafinite, flysch, and partial metamorphism must be excluded from the concept the ophiolite.

of the sequence, and (c) exotic ophiolitic material along with Late Permian Carbonate olistholiths, and (d) lacking paleontologic evidence for Early Permian may suggest an erosional stage spanning part of the Late Carboniferous-Early Permian time.

The sequences of flysch and ophiolite, being nearly time equivalents, rest in depositional contact upon the ultramafitite and metasedimentite. Chlorite-rich, arenite-free shales (Şarköy, İznik), fine-grained serpentinite-conglomerate (Şarköy, Gemlik) and pebbles of ultramafitite, gabbro, norite (Gemlik); submarine basaltic tuff with reddish chert interbeds and (Keles) define the basal contact intervals on the ultramafitite. The basal ophiolitic (Yenice, Yenişehir, İzmir) and flysch strata (M. Kemalpaşa) spatially associated with fault-sliced ultramafitites support the contact relationships. The disordered flysch sequences with basal feldspar-rich graywacke (Tırmanlar), sandy shale and graywacke (Kınık) disconformably rest on the metasedimentes.

Conclusions

In the northwest Anatolia the low-grade metamorphics overlie both the high-grade metamorphics and the ultramafitite. The infrastructure of NW-Anatolia seems to be determined before the deposition of the low-grade metamorphics. The distribution-pattern and the metamorphic gradation from ultramafitite to metamorphic rocks (Kaya, in prep.) indicate that the ultramafitite (= differentiated mantle portion) were a simatic basement for the parent rocks of the metamorphic successions. It follows that the infrastructure of NW-Anatolia is the outbuilding of a lower simatic (= differentiated mantle portion) and an upper sialic (stratigraphic units of high-grade metamorphics) crustal layer, Fig. 3. In the medial belt concomitant with the prevalence of the ultramafitite as a sole crustal element, connected with undifferentiated mantle, is an increase in the magnitude of contemporaneous deformation and ophiolitic development.

The fault, bounding the marginal belt in the south is virtually a tectonic division between a sialic crust and prevalently simatic crust lying on the north and south, respectively. The main differences in non-metamorphic rocks on the two sides of the tectonic division is more pronounced and evident in Late Paleozoic. Actually it represents the northernmost limit of the ultramafitite.

The diagonally oriented SW—NE elongated basins, high and troughs are striking structural features of the Pre-Paleozoic and Paleozoic terrain of NW-Anatolia. They are formed by tensional tectonic and arranged en echelon, and seem to result from the relative (dextral) strike-slip displacement in major faults bounding the linear segments of the belts. The spatial coincidence of the western part of North Anatolian fault with the old tectonic division may have a genetic significance.

Acknowledgments

This study came off by helpful discussions with E. Bingöl, R. Brinkmann, Ö. Dora, H. Flügel, G. v. d. Kaaden, İ. Ketin, A. Lisenbee, who however not necessarily completely agree with the author. Paleontological determination of *Siphonophyllia* were generously made by H. Flügel. Thanks are due to F. Elmalioğlu, M. Gürle, T. Kaya, who made the art work.

References

ABDÜSSELÂMOĞLU, Ş., 1959. Almacıkdağı ile Mudurnu ve Göynük civarının jeolojisi. Ist. Üniv. Monografi., 14. 94 p.

AKARTUNA, M., 1968. Armutlu Yarımadasının jeolojisi. Ist. Üniv. Mongrafi., 20.105 p.

AYAN, M., 1973. Migmatites in the Gördes area. Bull MTA, 81, 85—109.

AYGEN, T., 1956. Etude géologique de la région de Balya. Publ. MTA D. 11, 95 p.

BAŞARIR, E., 1970. Bafa gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney kanadının jeolojisi ve petrografisi. (The petrology and geology of the eastern flank of the Menderes Massif on the east of Lake Bafa). Sc. Rep. Fac. Sc. Ege Üniv., 102, 44.

BAYKAL, F. and KAYA, O., 1965. Note préliminaire sur le Silurien d'Istanbul. Bull. MTA, 64, 1—8.

BESENECKER, H., ST. DÜRR, G. HERGET, V. JACOBSHAGEN, G. KAUFFMANN, G. LÜDTKE, W. ROTH and KL.-W. TIETZE, 1968. Geologie von Chios. Geolog. et Palaeontolog., 2, 121—150.

BINGÖL, E., 1971. Essaie d'application de mesures géochronoloques au massif de Kazdağ, Turquie. Bull. Geol. Soc. Turkey. 14, 1—16.

BINGÖL, E., 1974. Discussions on the metamorphic map of Turkey in a scale of 1:2.500000 and geotectonic evolution of some metamorphic belts. Bull. MTA, 83, 132—139.

BRINKMANN, R., 1966. Geotektonische Gliederung von Westanatolien. N. Jb. Geol. Palaeont. Mh., 10, 603—618.

BRINKMANN, R., R. FEIST, W. U. MARR, E. NICKEL, W. SCHLIMM and H. R. WALTER (1970). Geologie der Soma Dağları. Bull. MTA, 74, 7—23.

BRINKMANN, R., (1971 a). Das kristalline Grundgebirge von Anatolia. Geol. Rundsch., 60, 886—899.

BRINKMANN, R. (1971 b). Jungpalaeozoikum und älteres Mesozoikum in Nordwest-Anatolien. Bull. MTA, 76, 55—67.

BRINKMANN, R. (1974). Geologic relations between Black Sea and Anatolia. In: DEGENS, E. T. and ROSS, D. A. (Eds). The Black Sea, Geology, chemistry and biology. AAPG Mem. 20, 63—76.

BRINKMANN, R. (1976). Geology of Turkey. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart, 158 p.

ÇAKIROĞLU, A. (1969). Stratigraphische und mikropalaeontologische Untersuchungen in der Kocadağ-Akcenger-Region nordöstlich von Bergama. Darmstadt, Thesis, 175 p.

DORA, Ö. (1969). Petrologische und metallogenetische Untersuchungen im Granitmassiv von Karakoca. Bull. MTA 73, 10—27.

DORA, Ö. (1975). Menderes masifinde alkali feldspatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması. (The structural state of K-feldspats and their application as petrogenetic indicators in Menderes Massif.) Bull. Geol. Soc. Turkey, 18, 111—126.

GÜMÜŞ, H. (1971). Karaburun yarımadasının orta kısmının jeolojisi (Geologie des mittleren Teiles der Halbinsel Karaburun), Sc. Rep. Fac. Sc. Ege Üniv., 100, 16 p.

HASS, W. (1968). Das Alt-Palaeozoikum von Bithynien (Northwest-Türkei) N. Jahrb. Pal. Abh., 131, 178—242.

HÖLL, R., (1966). Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in der Türkei und auf Chios/Griechenland. Abh. Bayr. Ak. Wiss. Math.-nat. Kl. N., 127, 118p.

IDAR, E. (1971). Introduction to geology and metamorphism of the Menderes Massif of western Turkey. In: Campbell, A. S. (ed.): Geology and History of Turkey. 495—500.

VAN DER KAADEN, G. (1959). Age relations of magmatic activity and metamorphic processes in the northwestern part of Turkey. Bull. MTA, 52, 15— 33.

VAN DER KAADEN, G. (1971). Basement rock of Turkey. In: Campbell, A. S. (Ed.): Geology and History of Turkey. 191—209.

KAYA, O. (1969). Karbon bei Istanbul. N. Jahrb. Geol. Pal. Monaths., 160—173.

KAYA, O. (1971). İstanbul'un Karbonifer stratigrafisi (The Carboniferous stratigraphy of Istanbul). Bull. Geol. Soc. Turkey, 143—199.

KAYA, O. (1972a). Tavşanlı yöresi "ofiolit" sorununun anaçizgileri (The outlines of the "ophiolite" question in Tavşanlı region). Bull. Geol. Soc. Turkey, 15, 26—108.

KAYA, O. (1972b). Aufbau und Geschichte einer anatolischen Ophiolite Zone. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 123, 491—501.

KAYA, O. and MAMET, B. (1971). Biostratigraphy of the Viséan Cebeciköy limestone near Istanbul. Jour. Foram. Res., 1, 77—81.

KETIN, İ. (1966). Tectonic units of Anatolia. Bull. MTA, 66, 23—34.

LEHNERT-THIEL, KL., 1969. Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen an den Zinnobervorkommen Kalecik und dem nordöstlichen Teil der Halbinsel Karaburun. Bull. MTA, 72, 43—73.

MTA, 1961—64. Geological map of Turkey 1:500000.

PATIJH, R. H. (1953/54). Zonguldak-Kozlu area of the Anatolian. coalfield. Bull. Maden, 20/21, 1—20.

SAYAR, C. (1969). Boğaziçi arazisinde Ordovisien Conularia'ları (Conularids in Ordovician rocks of the Bosporus region). Bull. Geol. Soc. Turkey, 12, 140—159.

TOKAY, M. (1962). The geology of Amasra region with special reference to some Carboniferous gravitational gliding phenomena. Bull. MTA, 58, 1—20.

YALÇINLAR, İ., 1963. Le massif calédonien de Babadag et ses couvertures a anthracolithiques. Bull. MTA, 60, 14—21.

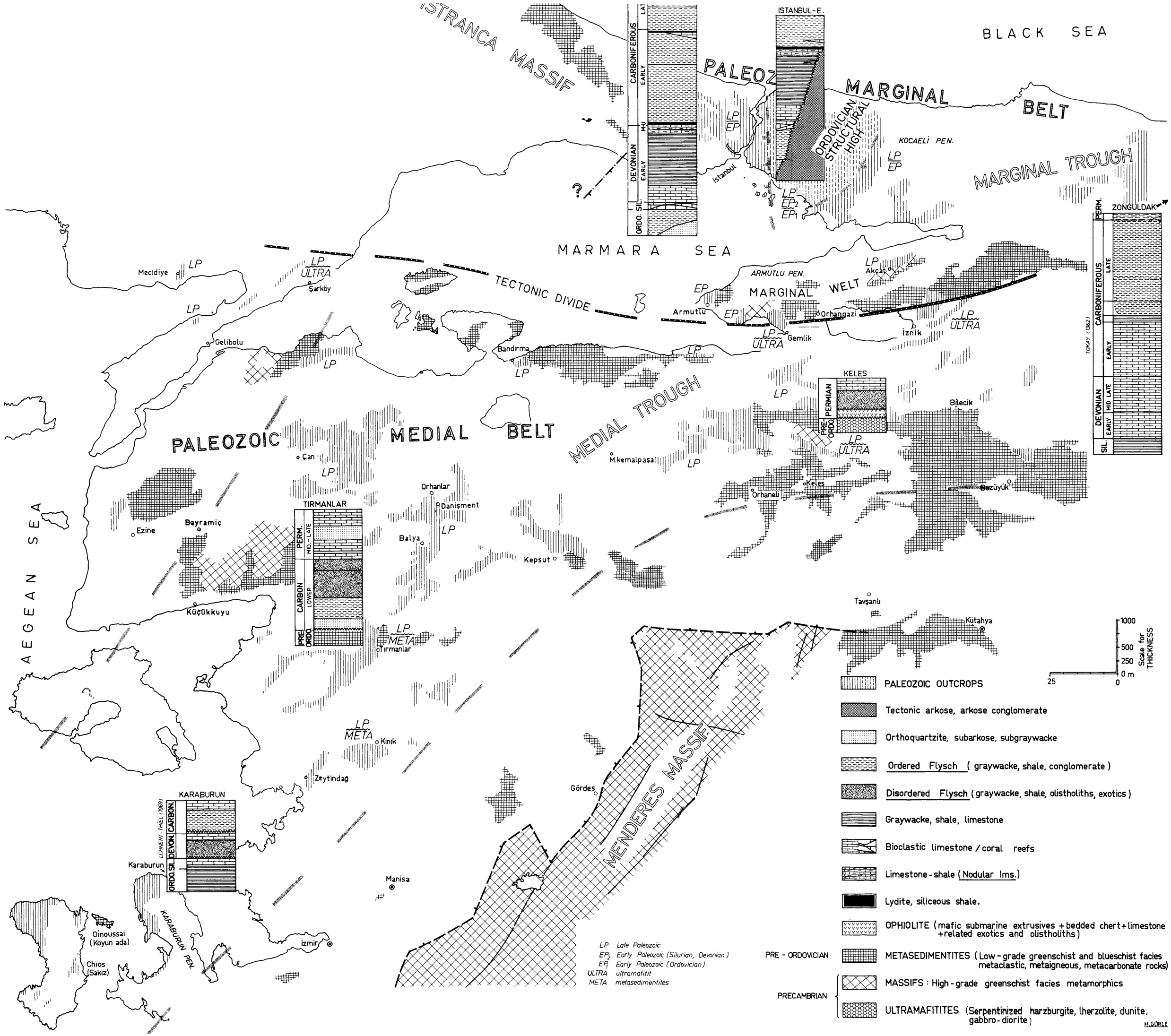


Fig. 1: Distribution of the Paleozoic strata and Pre-Ordovician metamorphic rocks. The younger deposits, ultramafititites and intrusive bodies are not included. The map depends on author's own areal investigations and local observations. The rock boundaries based essentially on MTA 1:500000 geologic map of Turkey.

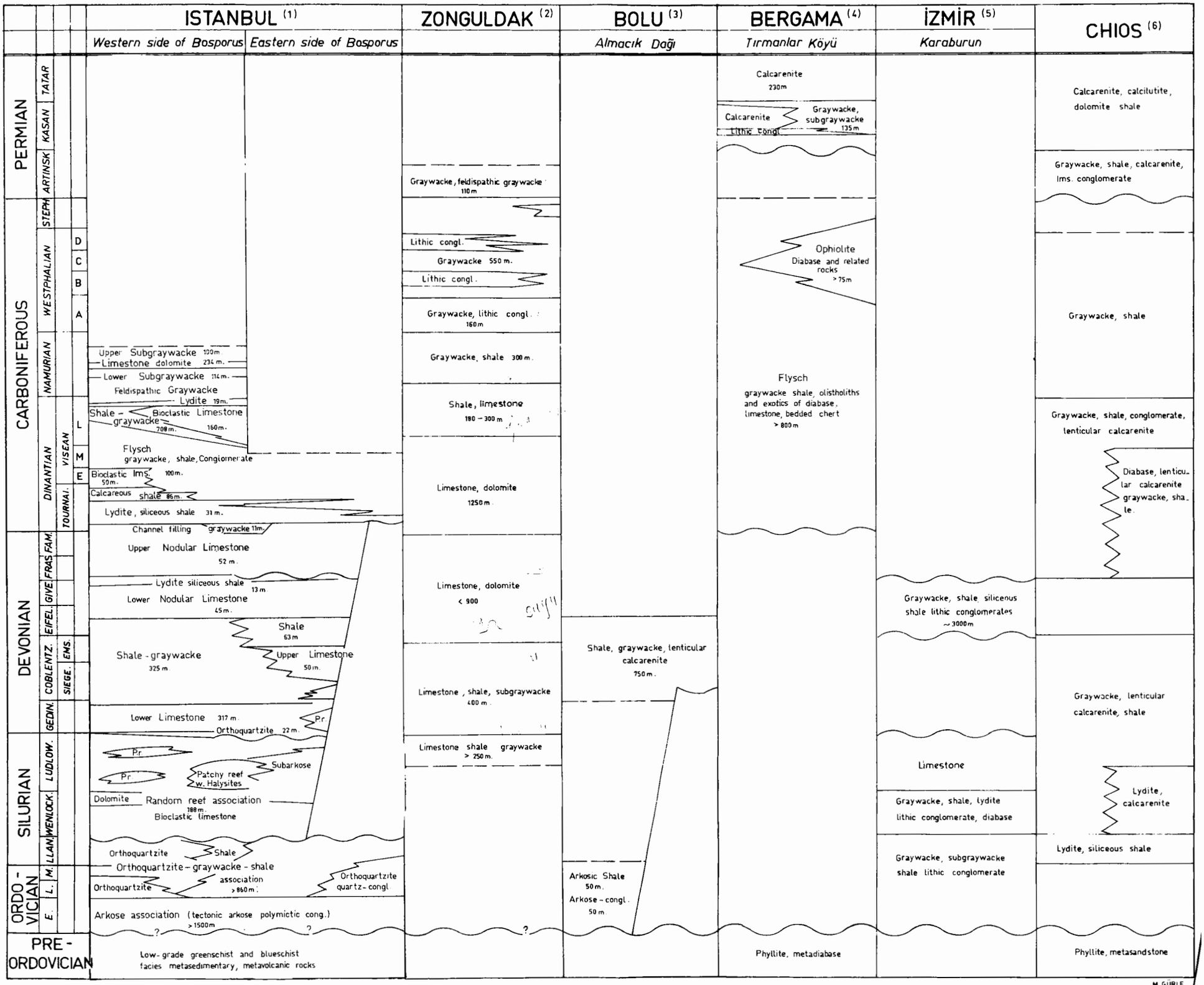
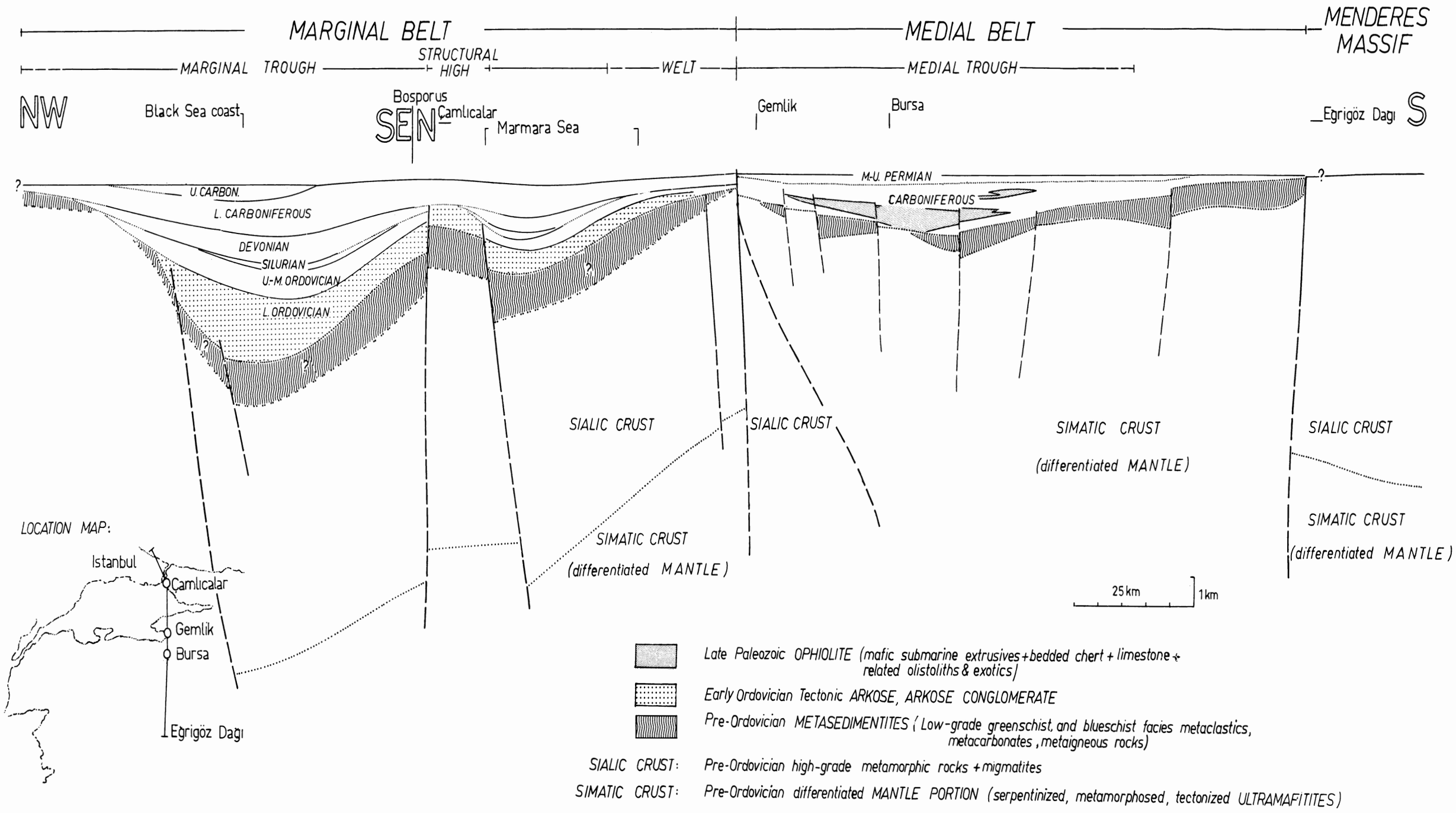


Fig. 2: Correlation chart of Paleozoic in Northwest Anatolia and Chios. 1. Kaya (1969, 1971, 1973), Kaya and Mamet (1971); 2. Tokay (1962), Patijn (1953/54); 3. Abdüsselamoğlu (1963); Çakıroğlu (1969), Kaya (in prep.); 5. Lehnert-Thiel (1969); 6. Besenecker et al. (1968).


MARGINAL BELT
MEDIAL BELT
MENDERES MASSIF
MARGINAL TROUGH
STRUCTURAL HIGH
WELT
MEDIAL TROUGH
NW
Black Sea coast
Bosporus
SE
N
Çamlıcalar
Marmara Sea
Gemlik
Bursa
Eğrigöz Dağı
S
M-U. PERMIAN
U. CARBON.
L. CARBONIFEROUS
CARBONIFEROUS
DEVONIAN
SILURIAN
U.-M. ORDOVICIAN
L. ORDOVICIAN
SIALIC CRUST
SIALIC CRUST
SIMATIC CRUST
(differentiated MANTLE)
SIALIC CRUST
SIMATIC CRUST
(differentiated MANTLE)
SIMATIC CRUST
(differentiated MANTLE)
25 km
1 km
LOCATION MAP:
Istanbul
Çamlıcalar
Gemlik
Bursa
Eğrigöz Dağı
Late Paleozoic OPHIOLITE (mafic submarine extrusives + bedded chert + limestone + related olistoliths & exotics)
Early Ordovician Tectonic ARKOSE, ARKOSE CONGLOMERATE
Pre-Ordovician METASEDIMENTITES (Low-grade greenschist, and blueschist facies metaclastics, metacarbonates, metaigneous rocks)
SIALIC CRUST: Pre-Ordovician high-grade metamorphic rocks + migmatites
SIMATIC CRUST: Pre-Ordovician differentiated MANTLE PORTION (serpentinized, metamorphosed, tectonized ULTRAMAFITITES)

Das Paläozoikum in Kroatien

V. KOCHANSKY-DEVIDÉ & A. RAMOVŠ

Summary

A short survey of the development of Paleozoic in Croatia is given. Silurian containing graptolites are known from the hilly region between Sava and Drava rivers. Devonian, containing conodonts, occurs in several parts of central Croatia. The Carboniferous has been very well examined and analyzed. It shows mainly a clastic development with plant remains which frequently occur in it. Especially well known are the Middle (Moscovian stage) and Upper Carboniferous from the northwestern slopes of the Velebit mountain where above all important Fusulinidae and cacareous algae can be found in limestone. Sedimentation continued without interruption from the Carboniferous into the Permian which is fully developed and very rich in fossils, above all Fusulinidae and calcareous algae. The Permian is divided into all chronostratigraphic units which have been palaeontologically documented.

SILUR UND DEVON

Das Altpaläozoikum kommt in Kroatien nach älteren Angaben im Hügelland (Horsten) zwischen dem Save- und Drau-Graben vor. In den Chloritschiefern und Phylliten von Papuk, Krndija und Psunj beweisen *Monograptus* und *Climacograptus* das Untersilurium. Neben Graptoliten kommen auch kleine Korallen vor. Kleine Korallen und unbestimmbare Graptoliten wurden auch in marmorisierten Kalken gefunden. Diese Kalke sind den Phylliten aufgelagert und wahrscheinlich obersilurischen Alters.

Das Devonium ist durch blaugraue Kalke mit Einschaltungen von Sandsteinen, Brekzien, Quarzkonglomeraten und Tonschiefern in Medvednica (Zagrebačka gora) vertreten. Hier und da kommen auch Dolomite und Kalke mit Bleiglanz, teilweise mit Hornsteinen vor. Auch Diabas-Gänge treten auf. Dunkelgraue Kalkeinschaltungen lieferten nordöstlich von Zagreb eine Unterdevon-Conodontenfauna: *Belodella triangularis* (STAUFFER), *Oneotodus*? *beckmanni* BISCHOFF & SANNEMANN, *Ozarkodina typica denckmanni* ZIEGLER, *Polygnathus linguiformis faveolatus* PHILIP & JACKSON, *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER, *Trichonodella excavata* (BRANSON & MEHL) (DJURDJANOVIĆ 1973).

Das Unterdevon ist durch Conodonten auch bei Dvor na Uni nachgewiesen. Im dortigen Oberemsium kommen *Belodella triangularis* (STAUFFER), *Drepanodus simplex* BRANSON & BRANSON, *Hindeodella equidentata* RHODES, *H.* sp. *alternata* ULRICH & BASSLER, *H. germana* HOLMES, *H.*, sp. A., *Oneotodus*? *beckmanni* BISCHOFF & SANNEMANN, *Ozarkodina* sp. aff. *lata* (BISCHOFF & ZIEGLER), *Plectospathodus extensus* RHODES, *Polygnathus linguiformis* HINDE, *P. webbi* STAUFFER, *P.* sp. aff. *xylus* STAUFFER, *P.* sp. aff. *linguiformis* HINDE und *Polygnathus* sp. (n. sp.?) (DJURDJANOVIĆ 1968, 103).

Anschrift der Autoren:
Prof. Dr. V. KOCHANSKY-DEVIDÉ, Zagreb, Geološko-Paleontološki Institut, Sveučilište Zagreb, Socijalističke Revolucije broj 8.
Prof. A. RAMOVŠ, Katedra za geol. in paleont., 61000 Ljubljana, Aškerčeva 12, Jugoslavija.

Im Hügelland von Marija Gorica, westlich von Zagreb (Lok. A) sind drei kleinere Aufschlüsse eines oberkarbonischen konglomeratischen Quarzsandsteines mit *Calamites* cf. *carinatus*-führenden Tonschiefer-Einschaltungen bekannt.

Auch im Gebirge von Samoborska gora (Lok. B) ist das Oberkarbon klastisch ausgebildet (dunkle Tonschiefer, Quarzsandsteine und Quarzkonglomerate, seltener Dolomit) und führt schlecht erhaltene Sigillarien-Reste. In der Schichtfolge kommen auch Gips, Kalkopyrit, Hämatit, Siderit, Baryt und Ankerit vor.

In Medvednica bei Zagreb (Lok. C) wurde neulich die *anchoralis*-Zone mit *Scaliognathus anchoralis* BRANSON & MEHL, *Gnathodus texanus* ROUNDY, *Hindeodella segaformis* BISCHOFF, und das Oberkarbon mit *Idiognathoides corrugata* (HARRIS & HOLLINGSWORTH) nachgewiesen. Graue, conodontenführende Kalke mit äußerst seltenen Crinoidenresten und die begleitenden Tonschiefer nehmen einen größeren Raum ein (DJURDJANOVIĆ 1973).

Weiterhin ist der Nachweis des Westfal B oder C im Papuk-Gebirge interessant (Lok. D). Die dortigen Quarz/Serizit/Chlorit-Schiefer enthalten *Asterophyllites equisetiformis* (SCHLOTHEIM) BRONGNIART, *Pecopteris* sp., *Imparipteris (Neuropteris)* cf. *tenuifolia* SCHLOTHEIM, *I. (N.) atenuata* L. & H., *Cordaites principalis* GERMAR, *Calamospora* und *Cordaites principalis*-Pollen (BRKIĆ, JAMIČIĆ & PANTIĆ 1974).

Westlich von Dvor na Uni führen die Unterkarbon-Kalke des Oberen Viseum (cu III) *Gnathodus bilineatus* (ROUNDY), *G.* sp., *Hindeodella* sp. und *Paragnathodus nodosus* (BISCHOFF) (DJURDJANOVIĆ 1968, 103).

Im Gebiet von Kordun und Banija (Lok. E) konnte anhand von Conodonten das Oberviseum (*Gnathodus bilineatus* (ROUNDY), *Paragnathodus nodosus* (BISCHOFF) u. a.) festgestellt werden (DJURDJANOVIĆ 1968).

Im Banija-Gebiet kommt auch das pflanzenführende Oberkarbon mit *Sphenopteris, Neuropteris, Alethopteris, Calamites* und *Stigmaria* vor. Graue Kalke enthalten eine oberkarbonische Korallenfauna: *Lopholasma carbonarium* (GRABAU), *Lophophyllidium profundum* (M.-E. H.), *Lophocarinophyllum acanthiseptum* (GRABAU), *Thysanophyllum vinassai* HERITSCH, *Geyerophyllum carnicum* HERITSCH und *Neoconicophyllum* sp. (KOSTIĆ-PODGORSKA 1956).

In Gorski kotar (Lok. F) konnte biostratigraphisch nur das Kassimovium mit den *Triticites*-führenden Sandsteinen nachgewiesen werden.

Eine vollständige und mannigfaltige Ausbildung des oberen Mittelkarbons und des Oberkarbons findet man am nordwestlichen Abhang des Velebit-Gebirges (Lok. G); diese Schichten sind dort in drei größeren Zügen und einem schmalen Zug aufgeschlossen. Das Moskovium ist mit korallenführenden Kalken (*Meniscophyllum kansuense* (GRABAU), *Lopholasma carbonarium* (GRABAU) und *Bradyphyllum* sp.) vertreten. Die Brachipoden *Plicatocyrtia zitteli* (SCHELLWIEN) und *Streptorhynchus semiplanus* WAAGEN sind sehr zahlreich. *Profusulinella* cf. *arta* LEONTOVITCH und *Eolasiodiscus* sp. weisen auf das Kashirium hin. In diesen Schichten kommen weiterhin eine reiche Fusulinidenfauna (*Pseudoendothyra bradyi* (MOELLER), *Schubertella obscura* (LEE & CHEN), *Fusulinella, Eofusulina, Aljutovella*), häufige Mikroforaminiferen (*Eolasiodiscus, Haplophragmium* cf. *kashiricum* REITLINGER, *Bradyina*) und sehr progressive Dasycladaceen (*Gyroporella prisca* KOCHANSKY-DEVIDÉ, *G. likana* KOCHANSKY-DEVIDÉ, *G. constricta* KOCHANSKY-DEVIDÉ, *Herakella paradoxa* KOCHANSKY-DEVIDÉ, *Connexia fragilis* KOCHANSKY-DEVIDÉ, *Anthracoporel-*

la spectabilis PIA) sowie Codiaceen *Eugonophyllum magnum* (ENDO), *E.* cf. *mulderi* RACZ, *Anchicodium* sp. und Cyanophycee *Girvanella* sp. vor.

Die Podolsk-Unterstufe charakterisieren folgende Fusuliniden: *Pseudoendothyra pseudosphaeroidea* (DUTKEVITSCH), *P. variabilis* (RAUSER), *Ozawainella angulata* (COLANI), *Pseudostaffella larionovae* RAUSER & SAFONOVA, *P. ivanovi* RAUSER, *Beedina* ex gr. *schellwieni* (STAFF), *Hemifusulina bocki* MOELLER und *Schubertella subkingi* PUTRJA.

Die Algen sind durch *Dvinella crassitheca* KULIK und *Litostroma europaea* KOCHANSKY-DEVIDÉ vertreten.

Im Myatschkovium wurden eine Individuen-arme Fusulinidenfauna, seltene Kleinforaminiferen und Kalkalgen beschrieben (*Pseudoendothyra subrhomboidea* (RAUSER), *P. timanica* RAUSER, *Fusiella lanceteformis* PUTRJA, *Schubertella obscura compressa* RAUSER, *Beedina* n. sp., *Bradyina* cf. *pseudonautiliformis* (REITLINGER), *Cribrostomum*, *Eugonophyllum johnsonii* KONISHI & WRAY, *Anthracoporella spectabilis* PIA usw.

Es ist interessant, daß die meisten Fusuliniden und Kalkalgen des Kassimovium den Formen des Myatschkovium ähnlich sind. Die Ausnahmen bilden nur die progressiven Gattungen *Quasifusulinoides* und *Protriticites* mit der Keriothek in der letzten Windung. Die altertümliche Kalkalge *Beresella* fehlt, zum ersten Mal kommt dagegen im Kassimovium *Tubiphytes obscurus* MASLOV vor (KOCHANSKY-DEVIDÉ 1970).

Das Kassimovium charakterisieren blaugraue *Triticites*-Sandsteine. Sie enthalten die Dasycladaceen *Velebitella simplex* KOCHANSKY-DEVIDÉ und die Fusuliniden *Triticites pseudosimplex* CHEN, *T. pusillus* (SCHELLWIEN), *T. brevispira* KOCHANSKY-DEVIDÉ und *T. salopeki* KOCHANSKY-DEVIDÉ.

Im Velebit-Gebirge hat das Oberkarbon von allen Karbon-Schichten die größte Verbreitung. In der Schichtfolge wechsellagern Tonschiefer, Arenite, Sandsteine und Quarzkonglomerate; seltener kommen Kalkeinschaltungen vor. Klastite enthalten eine reiche Flora des Stephans. Von 26 Arten kommen *Alethopteris bohemica* FRANKE (NÉMEJC), *Asterotheca arborescens* SCHLOTHEIM, *Pecopteris feminaeformis* (SCHLOTHEIM) STERZEL, *Calamites suckovii* BRONGNIART, *Lepidodendron* und *Cordaites* am häufigsten vor. In den Kalken sind Kalkalgen mit Anthracoporellen oder Fusuliniden mit *Boultonia willsi* LEE, *Quasifusulina longissima* (MOELLER), *Rugosofusulina complicata* (SCHELLWIEN), Kleinforaminiferen und Algen anzutreffen. Die Tonschiefer, Sandsteine und Kalke enthalten weiterhin eine reiche Makrofauna: die Muscheln wurden neulich veröffentlicht (RUKAVINA 1973); die Brachiopoden sollen neu bearbeitet werden.

Es sind besonders *Choristites fritschi* (SCHELLWIEN), *Linoproductus lineatus* (WAAGEN), *Dictyoclostus* ex gr. *gruenewaldti* (KROTOW), *Chonetes latesinuata* SCHELLWIEN, *Karavankina* sp. und *Isogramma expansum* ... zu nennen. In den Tonschiefern und Sandsteinen sind auch Fenestellidae und Crinoiden häufig anzutreffen, die Trilobiten (*Griffithides breviceps axistrata* GEYSELINCK und *Pseudophillipsia*) kommen dagegen nur vereinzelt vor. Das Gshelium ist in Velebit vorwiegend klastisch ausgebildet und entspricht nach der Gesteinsausbildung dem Auernig-Typus der Karnischen Alpen.

Im Velebit-Gebirge kann man eine ununterbrochene Sedimentation von wahrscheinlicher Vereja-Unterstufe und sicherem Kashirium bis ins Permium verfolgen, in den Karawanken konnte dagegen bis jetzt kein Mittelkarbon nachgewiesen werden.

Die bis jetzt als tektonisch interpretierte Grenze zwischen dem Oberkarbon und den Unteren Rattendorfer Schichten ist nicht mehr aufrecht zu erhalten. Es ist anzunehmen, daß die Rattendorfer Kalke, sowie die Trogkofel-Kalke ihre klastischen Äquivalente haben, die jedoch von den Oberkarbon- und Trogkofel-Klastiten noch nicht zu unterscheiden sind. Nach älteren Feststellungen charakterisierten die Grenzlandbänke im Gebiet von den Karnischen Alpen bis Bar in Montenegro eine Wechsellagerung von tonigen Kalken, Sandsteinen und Tonschiefern. Untere Pseudoschwagerinenkalke, Grenzlandschichten und Obere Pseudoschwagerinenkalke konnten im Velebit-Gebirge von V. KOCHANSKY-DEVIDÉ (1959) anhand von leitenden kugeligen Schwagerinen und Pseudoschwagerinen nachgewiesen werden.

Auch die übrige Permstratigraphie in Kroatien ist im Velebit-Gebirge am besten untersucht und biologisch dokumentiert.

Die klastische Košna-Abfolge, die größtenteils Trogkofel-Alters ist, wurde sedimentologisch neu untersucht (RAFFAELLI & ŠĆAVNIČAR 1968). Zahlreiche Dünnschliffe aus verschiedenen Kalkgeröllen des Košna-Konglomerates haben ergeben, daß dieses Trümmermaterial aus folgenden Komponenten besteht:

a) einer Kalk-Mikrobrekzie des oberen Moskovium mit *Fusulina* s. str.,
b) einem roten Mikrit mit *Ozawainella*, *Tetrataxis* und *Dvinella*?, sehr wahrscheinlich des Moskovium-Alters,
c) einem Biomikrit des Kassimovium mit *Protriticites*, *Pseudoendothyra* und zahlreichen *Bradyina*,
d) einem roten Biomikrit fraglichen Alters (Oberkarbon-Trogkofel) mit *Paratriticites*, *Epimastopora alpina* HERAK & KOCHANSKY, und *Litostroma europaea* KOCHANSKY-DEVIDÉ,
e) einem grauen Biomikrit der oberen Rattendorfer Schichten mit *Zellia heritschi* (KAHLER & KAHLER), *Quasifusulina*, *Pseudofusulina*, *Boultonia*, usw.
f) einem roten Mikrit mit umkristallisierten Antracoporellen und Kleinforaminiferen (vielleicht Trogkofel-Schichten) und
g) einem roten dolomitischen Oopelsparit mit *Pseudoreichelina* cf. *slovenica* (KOCHANSKY-DEVIDÉ) und *Schubertella* cf. *pseudosimplex* SULEJMANOV (wahrscheinlich Trogkofel-Schichten) (KOCHANSKY-DEVIDÉ 1973).

Ein Teil des Trümmermaterials der Košna-Konglomerate weist auf die Trogkofel-Kalke hin. Es besteht deshalb die Wahrscheinlichkeit, daß auch innerhalb der klastischen Košna-Abfolge vereinzelt Kalke zur Ablagerung kommen; im Gebiet von Ortnek und in den Karawanken sind Kalkkörper, seltener Kalklagen, in der klastischen Ausbildung der Trogkofel-Stufe charakteristisch.

KOCHANSKY-DEVIDÉ (1973, 47, 48) konnte aus einer breiten Trogkofel-Kalklinse zwischen den Trogkofel-Klastiten (nach SALOPEK noch der Karbonkalk) vom Jajara-Berg, Umgebung von Medak, unter zahlreichen Fossilien auch bezeichnende Trogkofel-Fossilien feststellen: *Neanchicodium catenoides* ENDO, *Pseudogyroporella mizziaformis* ENDO, *M. cornuta* KOCHANSKY & HERAK; Fusuliniden: *Darvasites* ex gr. *contractus* (SCHELLWIEN) und *Pseudofusulina* aff. *rakoveci* RAMOVŠ & KOCHANSKY-DEVIDÉ. Es ist auch ein heller Darvasitenkalk gefunden worden, der vom Darvasitenkalk bei Ortnek oder in den Karawanken (Slowenien) nicht zu unterscheiden ist.

Weitere kleinere Kalk-Aufschlüsse innerhalb der klastischen Trogkofel-Abfolge im Velebit-Raum lieferten bis jetzt noch keine Leitfossilien für die Trogkofel-Stufe (KOCHANSKY-DEVIDÉ 1973, 48).

Die klastische Košna-Abfolge mit dem neu entdeckten Trogkofel-Kalk im oberen Teil der Abfolge (etwa 750 m mächtig) geht nach oben allmählich in die mittel-oberpermische dolomitisch-kalkige Schichtfolge (Sosio- und Bellerophon-Stufe) über. In die stark überwiegenden Dolomite schalten sich drei Horizonte eines dunklen Kalkes des Mittel- und Oberperms:

1. Zone mit *Eoverbeekina salopeki* KOCHANSKY-DEVIDÉ,
2. Zone mit *Neoschwagerina*,
3. Zone mit *Yabeina* (KOCHANSKY-DEVIDÉ 1973, 44, 45). Sie lieferten eine reiche Mikro- und Makrofauna, die schon lange bekannt ist (SALOPEK 1948).

Die klastische Ausbildung der Trogkofel-Stufe konnte weiterhin in Gorski kotar, zwischen Gerovo und Mrzle Vodice paläontologisch nachgewiesen werden (*Robustoschwagerina schellwieni* (YABE), *Pseudofusulina* aff. *rakoveci* RAMOVŠ & KOCHANSKY-DEVIDÉ, *Darvasites*, *Paratriticites* n. sp., KOCHANSKY-DEVIDÉ 1973, 42, 43). Damit wurde die Behauptung von A. RAMOVŠ bestätigt, daß im Gorski kotar die klastische Ausbildung der Trogkofel-Stufe weit verbreitet ist. In Gorski kotar kommen auch durch Fossilien belegte mittlere Rattendorfer Schichten und Obere Pseudoschwagerinenkalke vor.

Die klastische Ausbildung der Trogkofel-Stufe konnte auch unter dem Maceljgebirge (NE Slowenien) mit der hochentwickelten Schwagerinengattung *Acervoschwagerina* nachgewiesen werden (KOCHANSKY-DEVIDÉ 1973, 42).

Die klastische Ausbildung der Trogkofel-Stufe zieht sich von Gorjanci (Uskoken-Gebirge) in das Samobor-Gebirge. Wahrscheinlich ist die gleiche Ausbildung auch in Banija und Kordun und weiterhin östlich in der Richtung Bosniens vertreten.

In Medvednica konnte in einem Block das Oberperm mit *Neoschwagerina craticulifera* (SCHWAGER), *Polydiexodina* sp., *Dunbarula nana*, *Sumatrina*, *Afghanella*, *Verbeekina*, *Pseudodoliolina*, *Misellina* u. a. nachgewiesen werden.

Die in Ravna gora (Hrvatsko Zagorje) gefundenen Kalke mit *Hicorocodium* sind wahrscheinlich unterpermischen Alters. Sie stellen vielleicht die Fortsetzung der Trogkofel-Zone aus Slowenien dar.

Die Tiefbohrung bei Rovinj lieferte aus einer Tiefe von etwa 3700 m einen Kalzirudit mit der Neoschwagerinen-Fauna.

Es sind schließlich noch die oberpermischen dolomitisierten Kalke mit *Gymnocodium bellerophontis* (ROTHPLETZ) und *Atractyliopsis lastensis accordi* bei Bregana (slowenisch-kroatische Grenze) zu nennen.

Sowie in Slowenien wurde auch in Kroatien die karbonatische Sedimentation des Oberperms in die unterste Trias fortgesetzt.

Literatur

BRKIĆ, M., JAMIĆIĆ, D. & PANTIĆ, N. (1974): Carboniferous deposits in Mount Papuk (north-eastern Croatia). — Geol. vjesn., 27, 53—58, Zagreb.

DJURDJANOVIĆ, Z. (1968): Conodonten des Unterdevons und Unterkarbons westlich von Dvor na Uni (Kroatien-Jugoslawien). — Geol. vjesn., 21, 93—103, Zagreb.

DJURDJANOVIĆ, Z. (1973): About the Paleozoic and the Triassic of Medvednica mountain and the area near Dvor na Uni on the basis of Conodonts. — Geol. vjesn., 25, 29—50, Zagreb.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. (1959): Karbonske i permske fuzulinidne foraminifere Velebita i Like. Donji perm. — Palaeontol. jugosl., Jugosl. akad., 3, 1—62, Zagreb.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. (1970): Die Kalkalgen des Karbons vom Velebit-Gebirge (Moskovien und Kassimovien). — Palaont. jugosl., Jugosl. akad., 10, 1—32, Zagreb.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. (1973): Trogkofelske naslage u Hrvatskoj. — Geol. vjesn., 26, 41—51, Zagreb.

KOSTIĆ-PODGORSKA, V. (1956): Oberkarbonische Korallen von Trgovska Gora (Croatien). — Geol. vjesn., 8—9 (1954—55), 115—121, Zagreb.

RAFFAELLI, P. & ŠČAVNIČAR, B. (1968): Naslage gornjeg paleozoika Like i Gorskog kotara. — Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov. Geol. zavod Ljubljana in Slov. geol. društvo., 1, 21—27, Ljubljana.

RUKAVINA, D. (1973): A contribution to the information about Upper Paleozoic Bivalves of Lika and the northeast foot of Velebit (Central Croatia). — Geol. vjesn., 26, 319—323, Zagreb.

SALOPEK, M. (1948): O gornjem paleozoiku sjeveroistočnog područja Velebita i Like. — Prirodoslov. istraž., Jugosl. akad., 24, 1—75, Zagreb.

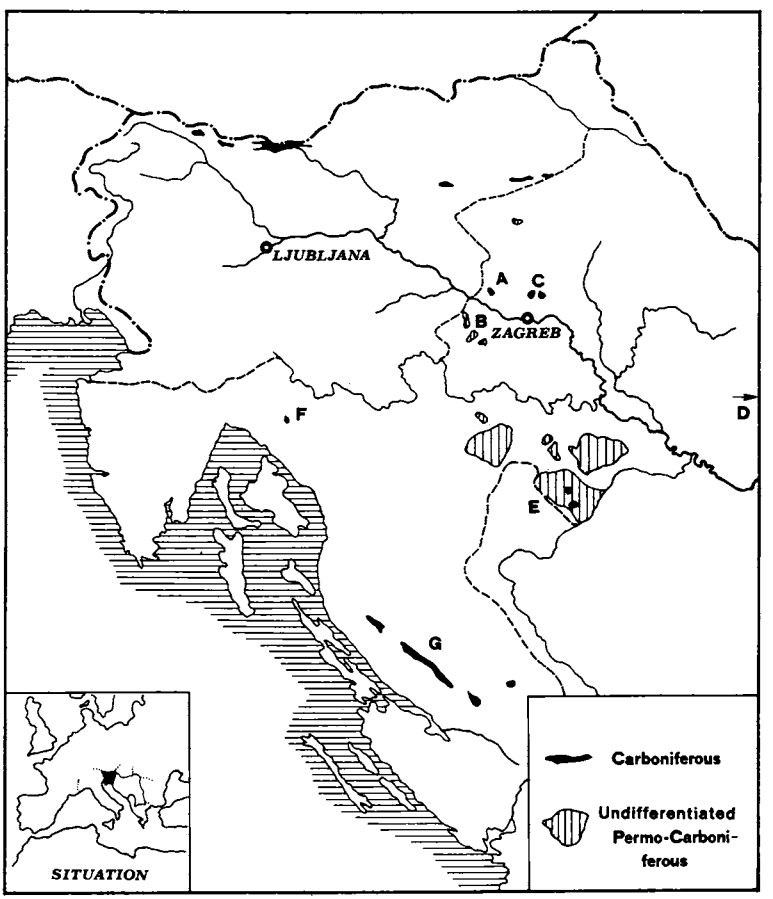


Abb. 1: Verbreitung des Jung-Paläozoikums in Kroatien und Slovenien.

Das Paläozoikum in Slowenien

A. RAMOVŠ*)

Summary

A short survey of the development of Paleozoic in Slovenia is given. The Lower Paleozoic and Carboniferous are known from the Karavanke mountains only, while Permian can be found also in other parts of Slovenia. The Ordovician and Silurian have not yet been biostratigraphically proved so far. Primarily on the basis of conodonts Devonian can be devided into the lower, middle, and upper parts. During the Late Emsian and probably still during the Middle Devonian a riff formation is very important. The Lower Carboniferous appears in Flysch-and Flysch-like facies with intercalations of intermediate limestones containing conodonts of Visean (*Pericyclus* and *Goniatites* stage) and Namurian age. The Upper Carboniferous is developed in the Auernig type and is very rich in fossils. The Permian is widely spread, it is developed in several facies, generally containing numerous fossils.

Über das Praedevonium in Slowenien konnten in der letzten Zeit keine neuen Ergebnisse erzielt werden. Das Ordovizium und Silurium konnten anstehend bisher nirgends biostratigraphisch nachgewiesen werden. Das Unter-und Obersilurium TELLERS in der Umgebung von Jezersko (Seeland) und westlich von Solčava (Sulzach) haben sich als jünger erwiesen. Wahrscheinlich ist die submetamorphe Grünschiefer-Abfolge mit Diabasgängen und -tuffen oberordovizischen Alters ein Altersäquivalent der Magdalensberg-Serie. Teilweise ist auch ein Silurium oder sogar Unterkarbon möglich.

In den Zeitabschnitt Ober-Ordovizium-Silurium sind phyllitische Schiefer mit vereinzelten Linsen eines dunkelgrauen bis schwarzen marmorisierten Kalkes im Kozjak-Gebirge (Possruck) einzureihen. Die Kalke lieferten bis jetzt keine Fossilien. Vielleicht liegt hier ein Aequivalent von Llandovery vor, das von EBNER im Altpaläozoikum des Remschnigg auf der österreichischen Seite festgestellt wurde (1974, 281—287).

Bei diesem Mangel an fossil belegtem Praedevonium ist der Nachweis des Obersilurium in Kalkblöcken und Geröllen des unterpermischen Konglomerates bei Ljubljana um so bedeutungsvoller. In den Orthoceren- und Brachiopoden-führenden grauen Kalken konnte auch *Prionopeltis* cf. *striatus* (BARRANDE) gefunden werden. Wegen der Größe der Kalkblöcke besteht kein Zweifel, daß die Kalke in der nächsten Nähe abgelagert wurden. Die gefundenen Fossilreste beweisen die faunistische Verbindung mit den Karnischen Alpen und dem Barrandium in der Obersilurzeit, und sie sind zugleich ein wichtiges Zwischenglied zu den Fundorten des Obersilurium auf der Balkanhalbinsel (cf. RAMOVŠ 1969, 143).

DEVON

Anstehendes Devonium konnte bisher nur in den zentralen Karawanken (Jezersko-Gebiet und Umgebung) und im Kozjak-Gebirge (Possruck) westlich von Maribor nachgewiesen werden.

*) Anschrift des Autors: Prof. A. RAMOV Katedra za geol. in paleont. 61000 Ljubljana, Aškerčeva 12, Jugoslavija.

Im Jezersko-(Seeberg)-Gebiet gehören die tiefsten Devon-Schichten dem Gedinnium an. Es handelt sich um schwarze Plattenkalke mit kleinen Orthoceren, unbestimmbaren Brachiopoden und Echinodermen-Resten. Sie führen eine reiche Conodontenfauna: *Belodella triangularis* STAUFFER, *B. excavatus* BRANSON & MEHL, *Oneotodus* (?) *beckmanni* BISCHOFF & SANNEMANN, *Ozarkodina typica denckmanni* ZIEGLER, *Spathognathodus asymmetricus* BISCHOFF & SANNEMANN, *S. inclinatus inclinatus* (RHODES), *S. i. wurmi* BISCHOFF & SANNEMANN, *S. steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER, *S. steinhornensis* subsp. indet., *Trichonodella exavata* BRANSON & MEHL, *T. inconstans* WALLISER, (RAMOVŠ 1971a, 158).

Das Siegenium ist durch dichte rötliche Flaserkalke vertreten. Besonders schön ist im oberen Kokra-Teil das Unteremsium aufgeschlossen. Im Profil kommen verschiedene graue bis fast schwarze, gut gebankte bis undeutlich geschichtete Flaserkalke und plattige, rotgeflammte oder rötlichbraune Tonflaserkalke, oft mit knolligem Aussehen, vor. Rötliche Mergel-Anhäufungen sind oft zu beobachten. Es handelt sich um mikritische, teilweise sparitische Kalke. Die grauen Kalke zeigen manchmal eine schwache Bänderung. Diese Unterems-Beckensedimente führen feine Echinodermen-Reste, Styliolinen und reichlich Conodonten (*Belodella triangularis* STAUFFER, *Hindeodella priscilla* STAUFFER, *Hindeodella* sp. indet., *Icriodus* sp., *Neoprioniodus excavatus* (BRANSON & MEHL), *Oneotodus* (?) *beckmanni* BISCHOFF & SANNEMANN, *Ozarkodina media* WALLISER, *O. typica denckmanni* ZIEGLER, *Plectospathodus extensus* RHODES, *Polygnathus linguiformis* HINDE, *Polygnathus* sp., *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (RHODES), *S. steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER, *Trichonodella excavata* (BRANSON & MEHL) und *T. symmetrica* (BRANSON & MEHL), (RAMOV & SCHULZE 1967, 181, 182). Im Gebiet von Jezersko fand im Unterems noch eine einheitliche Sedimentation statt und erst im Oberems beginnt eine Faziesdifferenzierung.

In der gesamten Devon-Abfolge sind die Riffkalke und deren laterale Aequivalente am Weitesten verbreitet. Sie erreichen eine Mächtigkeit von etwa 500 m.

Korallen- und Stromatoporen-Kalke des Riffkerns bauen einen beträchtlichen Teil von Pristovniški Storžič, den nördlichen und östlichen Hang der Fevča und einen großen Teil von Stegovnik auf. Stromatoporoidea wurden von TURNŠEK (1970), Korallen von KOSTIĆ-PODGORSKA (vorbereitet für den Druck) bearbeitet (Fossillisten siehe RAMOVŠ 1971a, 157, 158).

Unter den Stromatoporen ist *Stachyodes* sehr zahlreich und baut bis kopfgroße Stöcke auf. Von Korallen ist die Gattung *Favosites* mit 10 Arten vertreten. Hier und da sind im mikritischen und sparitischen Kalk große Einzelkorallen vorhanden.

Als fore-reef Sedimente kommen an mehreren Stellen Crinoiden-Schuttkalke vor, die stets zusammen mit den Riffkalken auftreten. Am Südhang von Pristovniški Storžič ist schon seit STACHE (1874, 269) die „Crinoiden-Brekzie" vom Seeberg mit überwiegenden Crinoiden-Resten, Brachiopoden, seltenen Schnecken, Korallen und sehr seltenen Trilobiten bekannt. Es sind hellgraue und graue, ziemlich reine Biosparite, die nur einen stratigraphisch unbedeutenden Conodonten geliefert haben.

An der Ostseite von Stegovnik kommen Crinoiden-Sparite vor; im unteren Profilabschnitt setzen sie sich aus zahlreichen, dicken und schlecht sortierten, rötlich gefärbten Crinoiden-Stielgliedern und rötlichem, Haematit-reichen kalkigem Bindemittel zusammen. Es kommen auch Korallen- und Stromatoporenbruchstücke vor. Nach oben geht der rote und rosa Crinoiden-Sparit in einen grauen über. Crinoiden-Reste werden kleiner und mehr oder weniger häufig. Es handelt sich

um mikritische Crinoidenkalke. Weiterhin treten auch Lagen mit nur wenigen kleinen Crinoiden-Resten auf.

Back-reef-Sedimente sind als gut gebankte hellgraue, dunkelgraue oder bräunliche Kalke, hier und da mit Onkolith- und Stromatolith-Lagen ausgebildet. Es kommen auch kleinere Stromatoporen- und Favositen-Rasen vor, vereinzelt findet man noch Einzelkorallen. Geschichtete Kalke bauen einen beträchtlichen Teil von Virnikov Grintovec und Robniške, sowie auch Golobje peči und Pristovniški Storžič auf. Im unteren Teil der Schichtfolge ist ein etwa 10 m mächtiger Komplex eines Plattenkalkes auf größere Erstreckung zu verfolgen. Der Kalk wurde zerstückelt und später wieder verkittet. Diese Brekzie ist von haematitroten Überzügen bedeckt. Einen beträchtlichen Teil des Gesteines nehmen haematit-rote Ausfüllungen und Anhäufungen ein. Im Gestein findet man reichlich rosa gefärbten, faserigen Kalzit, der spätere Ausfüllungen von Hohlräumen darstellt.

In diesem Kalkkomplex hat bisher nur eine Probe Conodonten geliefert. Es kommen *Belodella triangularis* (STAUFFER), *Icriodus* sp., *Oneotodus* (?) *beckmanni* BISCHOFF & SANNEMANN und *Spathognathodus steinhornensis* subsp. indet. vor.

TURNŠEK (1970) und KOSTIĆ-PODGORSKA (nach BUSER 1969) schließen nach den Hydrozoen und Korallen auf Mitteldevon-Alter der Riffkalke. Ich neigte jedoch mehr zum überwiegenden Oberems-Alter der Riffkalke (RAMOVŠ 1971 a, 158). Es ist anzunehmen, daß sich die Riffkalk-Ausbildung ununterbrochen noch ins Mitteldevonium fortsetzte.

Das Oberdevonium konnte anstehend nur an einigen wenigen Stellen nachgewiesen werden. Dunkelgraue und fast schwarze mikritische und feinsparitische Kalke und Flaserkalke führen zahlreiche Conodonten des unteren Oberdevons (*Ligonodina* sp., *Lonchodina* sp., *Ozarkodina* sp., *Palmatolepis distorta* (BRANSON & MEHL), *P. quadrantinodosa marginifera* HELMS, *Palmatolepis* sp., *Polygnathus glabra bilobata* ZIEGLER, *Polygnathus* sp., *Prioniodina* sp., *Spathognathodus* sp.; to IV bis to VI sind mir anstehend nicht bekannt. Für eine klastische Grauwacken-Schiefer-Fazies im Oberdevon bestehen keine Beweise. Die Kalklinse innerhalb der Grauwacken am Weg zu Smrečje im Kokratal mit den Conodonten des to III ist keine sedimentäre Einschaltung (SCHÖNLAUB 1971), sondern ein größerer Olistholith.

Das Unterdevonium konnte neulich auch in der Umgebung von Remšnik (Remschnigg) im Kozjak-Gebirge (Possruck) nachgewiesen werden. Über rötlichgrünlichen Tonschiefern folgt eine etwa 60 m mächtige Abfolge von grauen, rötlichgrauen und rötlichen, leicht marmorisierten Kalken, Flaserkalken und Kalkschiefern mit einer Conodontenfauna des Emsium. Die Kalke führen teilweise Tentakuliten, teilweise handelt es sich um Crinoiden-Sparite (MIOČ & RAMOVŠ 1973).

Die darüber folgende Aleurolit/Grauwacken-Abfolge ist in den Zeitabschnitt Mitteldevonium-Unterkarbon einzustufen.

KARBON

In Slowenien sind Unter- und Oberkarbon-Sedimente aufgeschlossen, das Mittelkarbon konnte bisher nicht nachgewiesen werden.

Das Unterkarbon kommt nur in der Umgebung von Jezersko vor; dort liegen unterkarbonische Klastika diskordant auf dem Devon-Kalk (cf. RAMOVŠ 1971 a, 158). In der klastischen Unterkarbon-Schichtfolge überwiegen meist die eintönigen Grauwacken, die in der Regel mit weniger mächtigen Tonschiefer-Partien oder Siltsteinen wechseln. Innerhalb der Abfolge sind Rutsch-Ablagerungen häufig. Unter den Parakonglomeraten sind besonders pebbly mudstones bezeichnend. Das mächtigste Vorkommen südöstlich des Stegovnik beträgt bis 100 m und wird von

TESSENSOHN (1970, 54) als Ruš-Konglomerat bezeichnet. Bedeutend geringere Mächtigkeiten haben pebbly sandstones. Als Rutsch-Ablagerungen treten schichtparallel in den Grauwacken-Folgen oder in der Grauwacken-Tonschiefer-Folge vereinzelte, bis 1 m lange, meist abgeplattete und kantengerundete Kalkgerölle auf. Sie werden manchmal von Geröllschiefer-Partien begleitet. Die meisten untersuchten Kalk-Olistholithe enthalten neben anderen Fossilresten Conodonten-Mischfaunen mit Unterdevon/Oberdevon-Resten und Unterkarbon-Formen der *Pericyclus /Goniatites*-Stufe (Viseum); andere Olistholithe enthalten nur oberdevonische Conodontenfaunen (z. B. ein vereinzeltes Kalkgeröll des to III (cf. SCHÖNLAUB 1971, 160, 161) oder nur Unterkarbon-Conodontenfaunen.

Lydit-Mudflows sind weitere Rutschbildungen innerhalb der Flysch-Abfolge. Sie erreichen eine Mächtigkeit von 8 m. Im Kokra-Graben kommt nach TESSENSOHN (1970, 35, 36) das beste Beispiel für ein Olisthostrom vor. Diese Geröllschiefer-Folge wurde von SCHÖNLAUB eingehend beschrieben (1971). Die Kalkgerölle vertreten nach seiner Feststellung ein nahezu durchgehendes Profil vom Mitteldevon bis in das hohe Viseum. Lediglich im tiefen Frasne und Tournai sind die Ergebnisse nicht ganz befriedigend.

In der Unterkarbon-Folge befinden sich auch die sogenannten „Porphyroide". Meistens handelt es sich dabei um metamorphosierte Tuffe.

In der Grauwacken-Tonschiefer-Siltstein-Folge sind in verschiedenen stratigraphischen Positionen autochthone Kalke unterschiedlicher Typen eingelagert.

Zum ersten Kalk-Typus gehören die unterkarbonischen Bänderkalke. In etwas höherer stratigraphischer Position liegen konkordant innerhalb dunkelgrauer Tonschiefer manchmal Grauwacken im Liegenden und Tonschiefer/Siltstein im Hangenden oder innerhalb der Grauwacken bis über 50 m mächtige, gut geschichtete, schwärzliche, graue, bräunliche bis rosa gefärbte Kalke. Sie lieferten meist eine Mischfauna des Devons und Unterkarbons. Die unterkarbonischen Formen belegen die *Pericyclus*- und untere *Goniatites*-Stufe.

Den dritten Kalktypus stellen a) bis 30 m mächtige, graue, rötliche bis bräunliche massige, hier und da schlecht geschichtete oft knollige Kalke und b) dünnplattige rötliche, rosa oder gelblich-braune Tonflaserkalke und knollige Kalke mit Kalkknollenschiefer-Einschaltungen dar. Diese Kalke führen außer kleinen Echinodermen-Resten nur eine Unterkarbon-Conodontenfauna (*Gnathodus bilineatus bilineatus* ROUNDY, *G. girtyi* HAAS, *G.* cf. *antetexanus* REXROAD & SCOTT, *G.* cf. *semiglaber* (BISCHOFF), *Hindeodella* cf. *undata* BRANSON & MEHL, *Metalonchodina* sp., *Neoprioniodus* sp., *Paragnathodus commutatus commutatus* (BISCHOFF), *P. commutatus nodosus* (BISCHOFF), *Spathognathodus campbelli* REXROAD (RAMOVŠ 1975, 164). Sie beweist obere *Goniatites*-Stufe, Oberviseum. Der Aufschluß an der Straße westlich der Olisthostrome im Kokra-Tal wurde auch von SCHÖNLAUB beschrieben (1971, 161). Die Conodonten dieses Aufschlusses beweisen cu III — Alter (höchstes Viseum).

Eine weitere Kalkeinlagerung innerhalb der Unterkarbon-Folge sind schwarze, Echinodermen führende Kalkarenite mit umgelagerten Conodonten-Bruchstücken des Devons.

Das Alter der tiefsten Teile der Grauwacken-Siltstein-Tonschiefer-Folge ist wegen der Diskordanz und des Fehlens der fossilführenden Kalke im untersten Abschnitt nicht bekannt. An der Südseite der Karawanken konnte weder anstehend noch im Material der Rutsch-Sedimente cu I nachgewiesen werden. Es ist anzunehmen, daß in der Zeit des cu I in diesem Gebiet keine Kalke abgelagert

wurden. Zwischen verschiedenen Devon-Ablagerungen und unterkarbonischen Klastiten nehme ich eine altvariszische Bewegungsphase an (RAMOVŠ 1971 a, 158).

Wichtig ist, daß die jüngsten primären Kalke (Kalktypus 3) in mehreren stratigraphischen Positionen des oberen Teiles der Grauwacken-Tonschiefer-Folge vorkommen. Sie lieferten nur die Conodonten-Fauna der höheren *Goniatites*-Stufe (oberstes Viseum). Die autochthonen Kalke beweisen für den beträchtlichen Teil

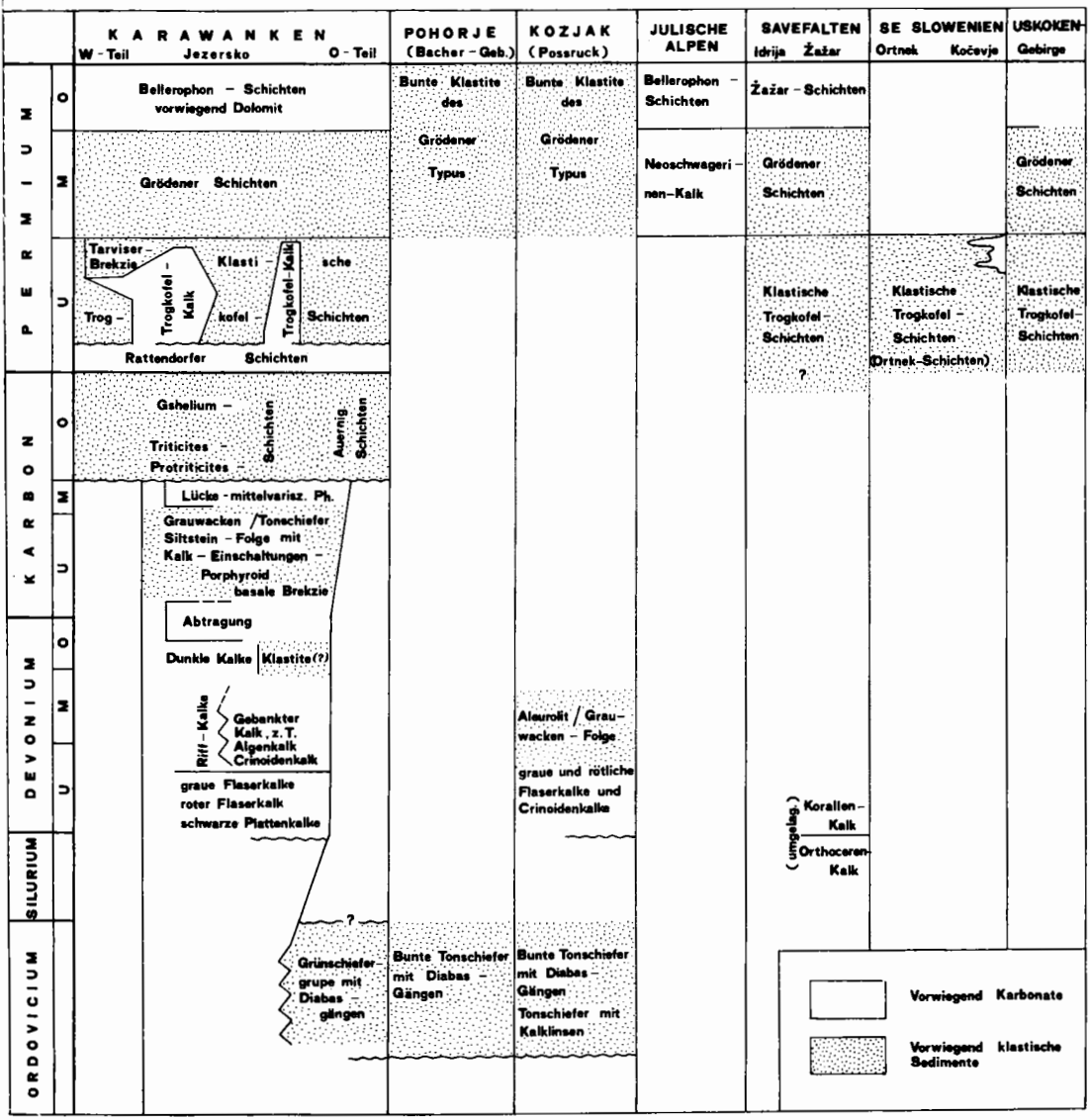


Tabelle: Stratigraphische Tabelle des Paläozoikums von Slovenien

der Flysch- und flyschähnlichen Ablagerungen ein unterkarbonisches Alter (*Pericyclus*-und *Goniatites*-Stufe). Die Unterkarbon-Kalke in den Olisthostromen und in den vereinzelten Olistholithen beweisen, daß die Sedimentation des höheren Abschnittes mit den anstehenden Kalken des obersten Viseum sehr schnell vor sich gegangen ist. Die Flysch-Sedimentation hat sich wahrscheinlich noch ins Namurium fortgesetzt und dauerte bis zu der Zeit an, als die mittel-variszischen Bewegungen zum Auslöschen des Unterkarbon-Troges geführt haben.

Mittelkarbon (Baschkirium und Moscovium) konnte in den Karawanken nicht festgestellt werden. Die Ursache liegt in der mittel-variszischen Orogenese. Die postorogene Sedimentation leitet die Molasse-Bildung (Auernig-Typus) ein. Das Oberkarbon liegt transgressiv über dem Bau der variszischen Orogenese. Die Überflutung begann im Karawanken-Raum etwa an der Wende Mittelkarbon-Oberkarbon, südöstlich davon, im Velebit-Gebirge, jedoch schon früher (RAMOVŠ, 1971, 1388). Die Karawanken und wahrscheinlich auch das übrige Gebiet Sloweniens waren mit seichtem Meer überflutet. Sie lagen in der Nähe des Trockenlandes. Einzelne Gebiete fielen von Zeit zu Zeit trocken.

An der Basis der Oberkarbon-Schichtfolge liegen die *Protriticites*-Schichten mit *Protriticites pramollensis serior* KOCHANSKY-DEVIDÉ und *Quasifusulinoides* sp. Sie lebten vom obersten Moscovium bis zum oberen Kassimovium.

Die *Protriticites*-Schichten werden von der überwiegend klastischen *Triticites*-Schichtfolge der oberen Kassimovium-Stufe überlagert. Den unteren Teil der *Triticites*-Schichtfolge beweist *Triticites (Ferganites) ramovsi* KOCHANSKY-DEVIDÉ 1969, 99—104); im höheren Teil sind Triticiten-Sandsteine mit *Triticites* cf. *pseudoarcticus* RAUSER und *T. pusillus* (SCHELLWIEN) charakteristisch.

Die Sedimentation der Kassimovium-Stufe wurde ununterbrochen in das höhere Oberkarbon fortgesetzt und ihr Charakter bleibt bis zur Wende Karbon-Perm unverändert. Die Gshelium-Stufe ist vorwiegend klastisch ausgebildet, mit überwiegend dunkelgrauen bis blaugrauen Tonschiefern und grauen Sandsteinen. Die feinklastischen Gesteine gehen häufiger in die mergeligen Kalklagen über. In die klastische Schichtfolge schalten sich auch verschieden große riffähnliche Körper eines dunkelgrauen bis schwarzen Kalkes ein.

Die sandigen Tonschiefer führen oberhalb Planina bei Jesenice eine außerordentlich reiche und hervorragend erhaltene Flora. In Javorniški rovt, Planina und auf Konjiška gora enthalten die tonigen und mergeligen Gesteine zahlreiche Brachiopoden, Bryozoen, Echinodermenreste, Muscheln, Schnecken, weniger häufig Trilobiten, Spongien, Korallen, Fusuliniden und Kleinforaminiferen. Auch die Kalke sind reich an Fossilien. Die eingeschalteten Kalke charakterisieren in einer Fazies *Quasifusulina longissima ultima* und *Anthracoporella spectabilis* (schwarze Kalke), in der anderen dagegen *Rugosofusulina alpina antiqua* und *Archaeolithophyllum missouriensum* (tonige Kalke und Kalzitrudite). Die Mikrofossiliengemeinschaften können jedoch auch vermischt werden (KOCHANSKY-DEVIDÉ 1971, 211).

In den Südkarawanken wurden die Gshelium-Schichten in einer Länge von etwa 160 km gleich ausgebildet. Auch die Lebensgemeinschaften waren im ganzen Sedimentationsraum die gleichen.

Die überwiegende klastische Sedimentation der Gshelium-Stufe ging höchstwahrscheinlich lückenlos bis zur Wende Karbon-Perm.

Die Floren- und Faunenlisten der Kassimovium- und Gshelium-Schichten sowie die weiteren stratigraphischen Angaben siehe bei RAMOVŠ 1971, 1388— 1289 und KOCHANSKY-DEVIDÉ 1969, 100.

Über die Fortschritte in der Untersuchung des Unter- und Mittelperms Sloweniens liegt meine Veröffentlichung in der Carinthia II (164/84. Jg. S. 99—103, Klagenfurt 1974) vor. Einen ergänzenden Beitrag zur Permbiostratigraphie der westlichen und zentralen Karawanken hat neulich BUSER gegeben (ibidem, 27—37). Er hat auch eine Übersichtskarte der Verbreitung der dortigen Trogkofel-Schichten in der klastischen und in der karbonatischen Ausbildung, der Tarviser Brekzie und der Grödener Schichten sowie der Oberperm-Schichten beigefügt.

Die unterpermischen Rattendorfer Schichten sind in Slowenien sehr lückenhaft aufgeschlossen; die Oberen Pseudoschwagerinen-Kalke kommen nach älteren Feststellungen besonders in der Dolžanova soteska (Teufelsschlucht) in komplizierter tektonischer Lage vor. BUSER (1974) reiht diese schwarzen, gut gebankten und *Schwagerina carniolica* führenden Kalke mit dazwischen liegenden schwarzen Argilliten in die Trogkofel-Stufe ein. Diese Einstufung bleibt jedoch noch weiterhin fraglich.

Die höchstwahrscheinlich vollständig abgelagerten Rattendorfer Schichten wurden in einer Hebungsphase während der Trogkofelzeit abgetragen; ihr Trümmermaterial baut Kalkbrekzien und Kalkkonglomerate in der klastischen Ausbildung der Trogkofel-Stufe auf (RAMOVŠ 1972, 35—36, 1974, 100).

Die klastische Ausbildung der Trogkofel-Folge hat in Slowenien von allen Perm-Schichtgliedern die größte Verbreitung. Sie kommt in den Karawanken, in den Savefalten (im weiteren Sinne), in der Umgebung von Ortnek und Kočevje (Götsche) und im Gorjanci (Uskoken-Gebirge) vor. In der klastischen Abfolge sind besonders die Körper dunkelgrauer bis schwarzer Riffkalke mit interessanten Faunengemeinschaften wichtig (Korallen-, Brachiopoden-, Fusuliniden-und Crinoiden-Kalkkörper), ebenso untergeordnet gebankte Kalke und Kalkbrekzien, auch mit zahlreichen Fossilien. In die Abfolge schalten sich häufig noch Kalkbrekzien und Kalkkonglomerate, seltener Quarzkonglomerate mit untergeordneten Kalkresten ein.

Die klassische (karbonatische) Ausbildung (weiße, graue, rosa und rote Riffkalke) ist nur in den Karawanken bekannt und führt reichlich Fossilien, besonders Fusuliniden, Kalkalgen, Brachiopoden, hier und da auch Korallen.

Von den neuen Entdeckungen ist besonders der Nachweis des Trogkofel-Alters der bunten Bänderkalke, Crinoiden führenden Marmore und leicht metamorphosierten Kalke westlich von Sv. Duh (Hl. Geist) bei Solčava (Sulzach), Ostkarawanken (Obersilur nach TELLER 1898, 26) wichtig (RAMOVŠ 1973, 142, 143). In den Südkarawanken ist sonst nirgends eine postherzynische Metamorphose bekannt.

Dem Trogkofelkalk wird die Tarviser Brekzie aufgelagert. Sie besteht aus dem Trümmermaterial der verschieden gefärbten Trogkofelkalke der karbonatischen Ausbildung und den untergeordneten Quarz- und Lydit-Geröllen, und rötlichem bis graugelblichem Bindemittel. In höheren Partien sind feinsandigglimmerige Einschaltungen häufig.

Die klastischen Grödener Schichten der Karawanken, Savefalten und Nachbargebiete sowie deren Alters-Äquivalente, die marinen Neoschwagerinenkarbonate der Julischen Alpen wurden schon früher genau beschrieben. Die grau und grünlich gefärbten Klastite der tieferen Grödener Schichten führen am Žirovski vrh (Sairacher Berg), Bergland von Škofja Loka (Bischoflack) und in einigen anderen Orten Uranmineralisation, die an organisches Material im Zement der Klastite

gebunden ist. In den höheren Partien der etwa 500 m mächtigen Grödener-Abfolge liegen im oberen Poljanska und Selška dolina (Pöllander- und Selzacher Tal), in der Umgebung von Cerkno und Idrija Kupfererze syngenetischen Ursprungs.

Über den Vulkanismus während der Grödener Stufe wurde schon berichtet (cf. RAMOVŠ 1974, 101).

Die neueren Feststellungen beweisen, daß das obere Unterperm und das Mittelperm im Alpenraum und in anderen Gebieten Sloweniens tektonisch unruhig war, was zur Bildung verschiedener Sedimentationsräume und zu vulkanischer Tätigkeit führte.

Im Oberperm Sloweniens trat eine einheitliche karbonatische Sedimentation auf, nur in den östlichen Nordkarawanken sind bunte Klastite abgelagert worden. In Mittelslowenien ist die Žažar-Fazies mit einer reichen Brachiopoden-und Kalkalgenführung, mit *Waagenophyllum*-Monokultur und mit seltenen fusuliniden Foraminiferen charakteristisch. In den Karawanken überwiegen dagegen graue und gut gebankte Dolomite, stark untergeordnet kommen Rauchwacken und Kalke vor. Eine Anzahl von Mikrofossilien beweist ihr Oberperm-Alter (BUSER 1974, 35).

Die Perm-Trias Grenze ist in Slowenien paläontologisch noch nirgends festgesetzt. Die Karbonat-Sedimentation hat sich noch in die Untertrias fortgesetzt.

Literatur

BUSER, S. (1969): Vodnik za geološko ekskurzijo po Karavankah (Geologischer Führer in den Karawanken). — 2. simpozij o geol. Karavank. Ljubljana.

BUSER, S. (1974): Neue Feststellungen im Perm der westlichen Karawanken. — Carinthia II, **164/84**, 27—37, Klagenfurt.

EBNER, F. (1964): Ein Beitrag zum Altpaläozoikum des Remschnigg (Steiermark). — Verh. Geol. B.-A., **1974**, 281—287, Wien.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. (1969): Triticitenkalk (Oberkarbon, Gshel-Stufe) bei Solčava, Ostkarawanken. — Geol. vjesn., **22**, 99—104, Zagreb.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. (1961): Mikrofosili in biostratigrafija zgornjega karbona v zahodnih Karavankah. — Razprave Slov. akad. znan. umetn. IV. razr., **14/6**, 205—211, Ljubljana.

MIOČ, P. & RAMOVŠ, A. (1973): Erster Nachweis des Unterdevons im Kozjak-Gebirge (Possruck), westlich von Maribor (Zentralalpen). — Bull. sci. A, **18**, 135—136, Zagreb.

RAMOVŠ, A. (1969): *Prionopeltis* cf. *striatus* (Tril.) aus dem Geröll des Perm-Konglomerates am Ostrand des Ljubljana-Feldes (NW-Jugoslawien). — Bull. sci. A, **14**, 143, Zagreb.

RAMOVŠ, A. (1971 a): Einige neue Feststellungen aus dem Altpaläozoikum und Unterkarbon der Südkarawanken. — Z. Deutsch. Geol. Ges., **122** (1970), 157—160, Hannover.

RAMOVŠ, A. (1971 b): Biostratigraphische Charakteristik der Oberkarbon-Schichten in den Südkarawanken, NW. Jugoslawien. — C. R. 6e Congr. Strat. Géol. Carbonif., Sheffield, 1387—1395, Maastricht.

RAMOVŠ, A. (1972): Mittelpermische Klastite und deren marine Aequivalente in Slowenien, NW Jugoslawien. — Verh. Geol. B.-A., **1972**, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **20**, 35—45, Wien.

RAMOVŠ, A. (1973): Über das Alter des bunten Bänderkalkes und des Marmors mit Crinoiden westlich von Sv. Duh, Ostkarawanken. — Bull. sci. A, 18, 142—143, Zagreb.

RAMOVŠ, A. (1974): Fortschritte in der Untersuchung des Unter- und Mittel-Perms in Slowenien, NW Jugoslawien. — Carinthia II, 164/84, 99—103, Klagenfurt.

RAMOVŠ, A. (1975): Die Entwicklung des Unterkarbons im Alpenraum Sloweniens (NW-Jugoslawien). — C. R. 7e Congr. Strat. Géol. Carbonif. Krefeld 1971, 4, 161—171, Krefeld (cum lit.).

RAMOVŠ, A. & SCHULZE, R. (1967): Ein Beitrag zur Devon-Stratigraphie von Jezersko. — Bull. sci. A, 12, 181—182, Zagreb.

SCHÖNLAUB, H. P. (1971): Stratigraphische und lithologische Untersuchungen im Devon und Unterkarbon der Karawanken (Jugoslawischer Anteil). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 138, 2, 157—168, Stuttgart.

STACHE, G. (1874): Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. — Jb. Geol. Reichsanst., 24, 135—274, Wien.

TELLER, F. (1898): Erläuterungen zur Geologischen Karte Eisenkappel und Kanker. — Geol. Reichsanst. Wien, 142 S., Wien (mit der Geol. Karte).

TESSENSOHN, F. (1970): Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Unter-Karbon der Karawanken (Oesterreich). — Inaugur. Diss. Tübingen.

TURNŠEK, D. (1970): Devonska stromatoporoidna favna Karavank. — Razprave Slov. akad. znan. umetn. IV. razr., 13, 165—192, Ljubljana.

Der geologische Bau des Szendrőer-Gebietes (Nordungarn)

Zs. Raincsák-Kosáry & S. Mihály*)

Summary

The Szendrő Mountains situated in the northeastern part of the Hungarian Highland Range is a peneplain consisting of mainly Lower Paleozoic formations. Because of heavy tectonic deformation and the relative poverty of fossils the stratigraphy of the formation concerned has been developed primarily on the basis of geological-petrographical analogies. Accordingly, the 3 paleozoic ranges of the mountains under consideration have been placed in the time span from the Ordovician to the Upper Carboniferous.

On the basis of the new, geological surveying and detailed analyses the anchimetamorphic formations of the Szendrő Mountains should be dated as of Devonian age. The present-day structure of the mountains is a tripartite monocline which, however, was brought about by the deformation in the Tertiary of an asymmetrical anticline.

The deformed remnants of Crinoidea found in the anticlinal core (Central Detrital Sequence) forming the central part of the mountains are insufficient for a precise dating. Thus the age of this sequence can be given, as Lower Devonian or possibly Silurian-Lower Devonian, only on the basis of a continuity in sedimentation towards younger formations. This Central Detrital Sequence is joined in the north and south (on the deformed limbs of the anticline) by a limestone sequence. Rocks of transition between the Detrital- and the Limestone sequences are well exposed in the northern part of the mountains (Transitional Member). The formations of the younger member (Rakaca Marble) of the Limestone Sequence in the northern and southern parts of the mountains are partly identical, partly parallelizable. This member may be regarded as Lower and/or Middle Devonian on the basis of Crinoidea. The Crinoidal-Coralline member (Tabulata) overlying it can be sonsidered to be of surely Middle Devonian (Eifelian-Givetian) age, as evidenced by the Tabulata fauna. The Upper Detrital Member, with which the Limestone Sequence ends, is considered to be of Middle and/or Upper Devonian age on the basis of the continuity of sedimentation.

As shown by geological and paleontological characteristics, the paleographical connections of the mountains under consideration can be traced primarily towards the Devonian developed at Graz, though, on the basis of Tabulata, a connection with the Swiąto-Krżyskie Mountains may also be supposed to have existed.

*) Anschrift der Autoren: Zs. Raincsak-Kosary, Dr. Sándor Mihaly, Ungarische Geologische Anstalt 1442. Budapest. XIV. Népstadion Str. 14.

Der geologische Teil des Aufsatzes wurde von Zs. Raincsák-Kosáry, die paläontologischen Angaben und die darauf fußenden biochronologischen Feststellungen von S. Mihály beigetragen.

Zusammenfassung

Das Szendröer-Gebirge stellt den gehobenen NE-Teil einer annähernd NE—SW streichenden paläozoischen Zone am Südrande der Gemeriden dar. Durch kleinere Schollen mit dem SW gelegenen (z. Z. für unterkarbonisch gehaltenen) Upponyer-Gebirge verknüpft, bildet es einen zusammenhängenden Rücken. Sein Altpaläozoikum grenzt längs einer NE—SW gerichteten Überschiebungszone an die Trias des Rudabányaer-Gebirges. Nach unserer gegenwärtigen Kenntnis läßt sich diese Zone, in der NE-Fortsetzung des Rudabányaer-Gebirges bis zur Breite der Ortschaft Tornabarakony im Nordvorland des Gebirges verfolgen. Gegen Osten ist der devonische Untergrund, längs NNW—SSW streichender Bruchstörungen, bis zum tektonischen Graben der „Hernad-Linie" (in 2000 bis 3000 m Tiefe nach seismischen Messungen) abgesunken. Sein Vorhandensein läßt sich jedoch im Liegenden des jungtertiären vulkanischen Komplexes im Westteil des Tokajer-Gebirges vermuten. Gegen Süden können wir das Szendröer Devon bis zur S—W streichenden Miskolc-Linie verfolgen. Die in der Nähe dieser Linie niedergebrachte Bohrung Alsóvadász-1 hat das jüngste, klastische Glied des Szendröer Altpaläozoikums in 1034,5 m Tiefe erreicht.

Der Gebirgskern hat einen dreiteiligen, anscheinend monoklinalen Bau: dem klastischen, zentralen Teil schließt sich im N und S je ein Kalkzug an. Der Kontakt der genannten Komplexe ist atektonisch. Aufgrund der Parallelisierbarkeit des Nord- und Südzuges und zufolge der symmetrischen Anordnung ist anzunehmen, daß die „Monoklinalstruktur" einer in SE—NW-Richtung umgekippten Großantiklinale, deren Kern der zentrale klastische Komplex ist, entspricht.

Geologischer Bau des Gebirges

Der zentrale Komplex

Das Liegende des ca. 400—500 m mächtigen zentralen Komplexes ist nicht erschlossen.

Die Achsenzone wird von monomineralischen Quarzgesteinen (Sandsteinschiefer, Sandsteinquarzit, Quarzit) beherrscht. Polymineralische, feinkörnige, serizitische Sandstein- und Aleurolitschiefer bzw. phyllitische Tonschiefer treten in den Hintergrund.

Dieser Achsenzone schließt sich im Norden und Süden eine mannigfaltige Schichtfolge an. Ihr tieferer Teil besteht aus kalkfreien Sandstein-, Aleurolit- und serizitischen Tonschiefern. Nach oben zu wird diese Folge immer feiner und kalkiger. Bisweilen treten graphitische Tonschiefereinlagerungen und dünne, schwarze mikrokristalline Kalke, die noch viel klastisches Material enthalten, auf. Die Kalke spielen jedoch nur in dem jüngsten Teil der Schichtfolge eine größere Rolle, doch sind sie auch hier stark klastisch und serizitführend. Deformierte Krinoiden-Reste sind für eine genauere Altersbestimmung ungeeignet.

Der Kalksteinkomplex

Zwischen dem klastischen Komplex und dem Kalksteinkomplex finden sich Übergangsschichten von ca. 80 bis 150 m Mächtigkeit. Im älteren Teil der Folge ist die Menge von kalkigem, feinkörnigem Sandstein-Aleurolit-Tonschiefer und klastischem, mikrokristallinem Krinoidenkalk annähernd gleich, im jüngeren nimmt der Kalkstein überhand. Die Kalke werden durch kalkige Sandsteine und

Tonschiefer von einigen Metern Mächtigkeit überlagert. Darüber folgen dolomitisierte Kalke mit Columnalien- und Brachialien-Bruchstücken von *Cupressocrinus* sp. und *Symbathocrinus tabulatus* Müller, die an mehreren Stellen mit schwarzem, mikrokristallinem Kalk wechsellagern. Die Schichtfolge wird durch eine Wechsellagerung von Feinklastika und Tonschiefer abgeschlossen. Im Liegenden der dolomitisierten Kalke treten (in mehreren Aufschlüssen) 1 bis 4 m mächtige, kalkige „Intrakonglomerate" auf. Sie sind sowohl mit dem Liegenden, als auch mit dem Hangenden konkordant. Ihre Komponenten bestehen aus mikrokristallinem Kalk und Mergel, die aus dem unmittelbaren Liegenden stammen. Sie sind mit der kalkig-pelitischen Matrix geschiefert. Wir glauben nicht, daß diese Bildung ein Transgressionskonglomerat ist. Sie dürfte eine leichte Hebung kennzeichnen, wobei die noch kaum verfestigten Liegendsedimente aufgearbeitet und nach geringfügiger Durchbewegung wieder abgelagert wurden.

Die Übergangsschichten werden von gelben, serizitführenden Plattenkalken überlagert, die im nördlichen Kalksteingebiet besser verfolgt werden können. Über diesen Kalken liegt der lichtgraue, gelbgefleckte und gebänderte „Rakacaer Marmor", der die besterschlossene und verfolgbare Bildung des Gebirges darstellt. In seiner Abfolge können mit abnehmender Häufigkeit mittel- und feinkörniger Kalk, fein-, mittel- und grobkörniger Marmor und mikrokristalliner Kalk unterschieden werden. Im Gestein wurden nur wenige deformierte und umkristallisierte Gastropodenreste (von Gy. Wein) gesammelt.

Über dem hellen Rakacaer Marmor treten zwei gleichaltrige, doch verschiedene Lithofazies-Typen auf:

Im südlichen Gebiet und im Südostteil des nördlichen Kalksteinzuges wird der Rakacaer Marmor durch tuffogenen, geplatteten, kristallinen Kalk mit Serizitlinsen überlagert, der im Oberteil aus weißen, grobkristallinen Marmorschichten mit Tabulaten- und Bryozoen(?)-Resten besteht. Darüber folgt eine Wechselfolge von lichtgelben und grauen Plattenkalken, dann schwarzen Plattenkalken und schließlich von Kalkschiefern, Tonschiefern und feinklastischen Schiefern.

Im nördlichen Kalkzug und im Südwestteil des südlichen Zuges wird der helle Rakacaer Marmor durch diesen Marmor, serizitführenden Kalkstein und letztlich dunklen und lichtgrauen, gebänderten, kristallinen Kalk überlagert. Darüber folgt eine Schichtfolge von in mm-Rhythmen wechselnden Kalk-, Ton-, Serizit-, Aleurit- und feinkörnigen Sandsteinschiefern. Darüber finden sich geringmächtige dunkelgraue bis schwarze Plattenkalke.

Die Schichtgruppe wird in beiden Gebieten von grauem, dickgeschichtetem bis gebanktem, kristallinem Krinoidenkalk abgeschlossen. Die Mächtigkeit der ganzen Schichtgruppe beträgt in den beiden Antiklinalflanken ca. 300 m.

Über dem „Rakacaer Marmor" folgt eine ca. 150 bis 180 m mächtige Schichtgruppe von Krinoiden- und Korallen-(Tabulaten)-führendem Kalk. Ihre Korrelation zwischen dem nördlichen und dem südlichen Gebiet konnte nur aufgrund der Übereinstimmung der Lagerung und der Lithologie durchgeführt werden, da die Kalke des nördlichen Teiles keine Korallen enthalten. Der tiefere Teil der Schichtgruppe wird durch das Überwiegen von dunkelgrauem, krinoidenführendem, klastischem, mikrokristallinem Kalk gekennzeichnet. Im mittleren Teil sind ausgewalzte, Korallen-(Tabulaten)-führende Kalklinsen (umgeben von feinklastischen und Tonschiefern) zu finden, während im Oberteil die Kalk- bzw. Schieferfazies etwa die gleiche Rolle spielt. Das Alter der Schichtgruppe ist aufgrund der Tabulaten und Krinoiden Mitteldevon (Eifel-Givet).

Die Fauna umfaßt:

Chaetetes magnus Lecompte
Heliolites porosus (Goldfuss)
Favosites goldfussi goldfussi d'Orbigny
Favosites goldfussi eifelensis (Penecke)
Favosites robustus Lecompte
Favosites antipertusus Lecompte
Pachyfavosites polymorphus (Goldfuss)
Thamnopora reticulata (Blainville)
Thamnopora cf. *micropora* Lecompte
Gracilopora cf. *acuta* Csudinova
Alveolites fornicatus Schlüter
Syringopora eifelensis Schlüter
Syringopora crispa Schlüter

Der Kalkkomplex endet mit den ca. 200 bis 250 m mächtigen oberen klastischen Schichten. Sie sind im Südostteil des Gebirges durch Oberflächen-Aufschlüsse bekannt, im Nordzug kennen wir sie nur aus Bohrungen in dem von Pannon bedeckten Vorland des Gebirges. Im tieferen Teil der Schichtfolge, in feinklastischen Schiefern und Tonschiefern kommen häufig Einlagerungen von mittel- bis feinkörnigen, kristallinen Kalken vor. Darüber bleiben die Kalkschichten aus, und der Oberteil der Schichtfolge besteht schon aus kalklosen Ton-, Aleurolit- und Sandsteinschiefern, Sandsteinquarziten und Quarziten.

Der Umwandlungsgrad der devonischen Bildungen

Aufgrund detaillierter mineralogisch-petrographischer und gesteinsstrukturelle Untersuchungen kann festgestellt werden, daß die Devonbildungen des Gebirges metamorphosiert sind, jedoch im allgemeinen den epimetamorphen Umwandlungsgrad nicht erreichen. Benutzt man die von N. W. Longwinenko 1969 vorgeschlagene Benennung, so kann man die Grenze zwischen Epigenese und epizonaler Metamorphose an die Metamorphose stellen, die das Stadium einer fortgeschrittenen Metagenese erreicht hat. Im nordwestlichen und südöstlichen Gebirgsland — abweichend von der Gesamtheit des Gebirges — erreichen die Gesteine den epimetamorphen Umwandlungsgrad, doch kommt die Umwandlung in einem charakteristischen Streß-Typ zum Ausdruck. Im zentralen Komplex des Gebirges und in den klastisch tonigen Zwischenlagerungen des Kalksteinkomplexes ist die Menge der ursprünglich klastischen Komponenten entweder größer als diejenige der epigenetischen-epimetamorphen Mineralien, oder sie ist ihr gleich. Häufig sind die Glimmerstrukturen von 2-3-4-schichtigem Gitter (Kaolinit + Chlorit, Vermikulit + Illit, Illit + Montmorillonit, Vermikulit + Montmorillonit, Vermikulit + Montmorillonit + Chlorit + Illit); verhältnismäßig spärlich kommen konforme Inkorporationsstrukturen vor. Der Inkohlungsgrad der organischen Substanzen entspricht hauptsächlich dem Anthrazit—Semianthrazit, seltener dem Graphit. Der Kristallisationsgrad der Kalke des Kalksteinkomplexes verändert sich in Abhängigkeit vom ursprünglichen Gehalt an klastischem Material und von der lokalen strukturellen Inanspruchnahme vom mikrokristallinen Kalkstein bis zum grobkristallinen Marmor. Es können Kalksteine von jeder

Korngröße und jedem Kristallisationsgrad angetroffen werden, so daß die Kalke für die Kennzeichnung des Umwandlungsgrades weniger geeignet sind. In der oberen klastischen Schichtgruppe ist die Menge der detritischen Mineralrelikte geringer. Häufiger kommen die Konform-Strukturen (vor allem in Form von Quarz, seltener in jener von Kalkspatlinsen) vor. Eine durch Schichtenbelastung hervorgerufene Schieferung kann nur noch in Spuren beobachtet werden; für die Gesteinsstruktur ist eindeutig die Kristallisationsschieferung charakteristisch. In den tonigen Gesteinen ist die Glimmerstruktur von gemischtem Schichtgitter selten; neben Muskovit und Chlorit kommt Paragonit häufig vor. Diese Bildungen befinden sich im äußersten Teil der Antiklinale. Es ist daher verständlich, daß sie bei der SE—NW orientierten Stauchung des Gebirges einem intensiverem Streß unterworfen waren. Vom metamorphosierten Stadium gerieten sie dabei in das Stadium der Epimetamorphose vom Streß-Typ.

Das Alter der Bildungen

Nach unseren gegenwärtigen Kenntnissen stellt die altpaläozoische Schichtfolge des Szendrőer-Gebirge einen vollständigen Sedimentationszyklus dar. Das Alter des klastischen Komplexes ist aufgrund der Lagerungsverhältnisse praemitteldevonisch; die Mächtigkeit dieses Komplexes läßt Unterdevon, eventuell Obersilur-Unterdevon vermuten. Wegen des Fehlens von Fossilien ist eine genauere Altersbestimmung unmöglich.

Von der, den klastischen Komplex konkordant überlagernden Kalkserie ist die südliche Ausbildung aufgrund von Tabulaten und Krinoiden mitteldevonisch (Eifel-Givet).

Da mehrere Bildungen des nördlichen und südlichen Kalkzuges identisch sind, bei mehreren Bildungen Faziesübergänge nachgewiesen werden können und die Krinoiden (*Cupressocrinus*, *Symbathocrinus*) gleich sind, müssen wir auch die nördliche Kalksteinausbildung — trotz Mangels an anderen faunistischen Angaben — für mitteldevonisch halten. Die abschließende, obere klastische Schichtgruppe dürfte aufgrund der Sedimentationskontinuität mittel- oder eventuell oberdevonisch sein.

Die paläogeographischen Beziehungen

Sie lassen sich wegen der isolierten Lage des Szendrőer-Gebirges schwer rekonstruieren.

Das geographisch nächstgelegene Devon-Vorkommen ist die in der innerkarpatischen Gemeriden-Einheit befindliche Rakovec-Serie. Die Ausbildung der letzteren weist jedoch keine Ähnlichkeit mit dem Szendrőer Devon auf. Sie unterscheidet sich von der Szendrőer Fazies durch das Fehlen von Karbonatgesteinen, die große Menge von Magmatiten und die Fossilleere der Schichten.

Die Sedimentationsverbindung des Szendrőer Devons müssen wir einerseits südwestwärts, in Richtung der Devon-Ausbildungen der Ostalpen suchen. Das Szendrőer Devon kann natürlich mit dem einen oder dem anderen Vertreter der alpinen Devon-Ausbildungen vollkommen identifiziert werden. Durch die Schollenrelikte von Szendrő—Szabadbattyán—Burgenland dürfte jedoch das Streichen eines aus einzelnen Schollen bestehenden Devonzuges bis zum Grazer Devon nachgewiesen werden. Darüber hinaus weist die Szendrőer Schichtfolge — ange-

sichts der zeitlichen Veränderung ihrer Sedimentationstypen — mit dem letzteren wirklich eine Beziehung auf. Die Tabulaten-Fauna der geographisch näheren mitteldevonischen Scholle des Burgenlandes gleicht sehr stark derjenigen von Szendrő, doch lassen sich die geologischen Verbindungen in dieser isolierten Scholle mit größerer Schwierigkeit herstellen, als mit dem größeren und mächtigen Grazer Devon. Von den, im Szendrőer Gebirge vorgekommenen Tabulaten sind zahlreiche Arten auch in dem Grazer Mitteldevon bekannt.

Andererseits müssen wir aufgrund der Szendrőer Tabulaten-Fauna die Existenz einer Verbindung in Richtung der Swietokrzyzskie-Gebirge in Polen voraussetzen, wo das Mitteldevon mit zahlreichen gemeinsamen Tabulaten-Arten Übereinstimmung zeigt.

Ferner sei erwähnt, daß im Szendrőer Material viele der im Mitteldevon der UdSSR vorkommenden Tabulaten vorhanden sind. Weitere — aber ganz ferne — faunistische Beziehungen zeigen sich nach Belgien und Deutschland. Trotzdem müssen wir unsere nächsten paläogeographischen Verbindungen in Richtung des Grazer und Swietokrzyzskie-Devons suchen, wenn auch diese Verbindungen nur sehr kurzlebig und unbeständig gewesen sein konnten.

Literatur

LONGWINENKO, N.W. (1969): Postdiagenetischeskie ismenenija osadotschnyeh porod. — Nauka, Leningrad.

MIHÁLY, S. (1976): The Age of the Paleozoic Formations of the Szendrö Mountains, North Hungary. — Relat. annuae Inst. Publ. Geol. Hung. 1973. pp. 71—81. Budapest.

Tabelle 1: ÜBERSICHT DES SZENDRÖER DEVONS

(entworfen von Zs. Raincsák-Kosáry, 1974)

Alter		Schichtglieder		m	Südflanke	Nordflanke	m
Mittel- und Ober-	DEVON	KALKKOMPLEX	Obere klastische Schichten	cca 200—250	Kalkfreie feinklastische und Tonschiefer mit Quarzit	Nur in Bohrungen bekannt	cca 200—250
					Kalkarme feinklastische und Tonschiefer		
					Kalkige feinklastische und Tonschiefer mit Einlagerungen von dunklen, lamellösen Krinoidenkalken		
Mittel-			Krinoiden- und korallenführender Kalk	cca 150—200	Kalkige feinklastische und Tonschiefer, Kalkschiefer und graue Krinoidenkalke (ungefähr in gleicher Menge)		cca 150—200
					Krinoiden- und korallenführender Kalk	Krinoidenkalk	
					Dunkelgrauer Krinoidenkalk, mit Einlagerungen von feinklastischen und Tonschiefern		
			Rakacaer Marmor	cca 300—350	Grauer Krinoidenkalk und dunkler „Rakacaer Marmor"		cca 300—350
					Ton-, Aleurolit- und Sandsteinschiefer; schwarze lamellöse Kalke	Dunkelgraue Bänderkalke	
					Schwarzer lamellöser Kalk	Ton-, Aleurolit- und Sandstein-Schiefer; schwarze lamellöse Kalke	
					Hellgrauer und gelber, lamellöser Kalk	Serizitischer Kalk u. „Rakacaer Marmor"	
					Dickgeschichteter, bankiger gelber Kalk	Heller „Rakacaer Marmor"	
					Tuffiger kristalliner Kalk		
					Kalk mit Serizitlinsen		
					Heller „Rakacaer Marmor"	Gelber, serizitführender Kalk	
			Übergangskomplex	cca 80—150	Kalkiger Ton-, Aleurolit-, Sandsteinschiefer und Kalkschiefer	Kalkiger Ton- und feinklastischer Schiefer mit wenigen Einlagerungen von gröberem Sandstein und Kalk	cca 150—200
						Dolomitischer Kalk mit Einlagerungen von dunklen Krinoidenkalken (*Cupressocrinus*, *Symbathocrinus*)	
					Dunkelgrauer Krinoidenkalk mit dolomitischen Kalkeinlagerungen; kalkige Ton-, Aleurolit- und Sandsteinschiefer	Krinoidenkalk Intrakonglomerat ? Tuffiger Kalk	
Unter-		ZENTRALER KLASTISCHER KOMPLEX		cca 400—500	Kalkige	Ton-, Aleurolit- und Sandsteinschiefer mit Kalkschiefer und Krinoidenkalk Ton-, Aleurolit- und feinklastische Sandsteinschiefer	cca 400—500
Silur ?					Kalkfreie	Sandstein-, Aleurolit- und Tonschiefer Sandsteinschiefer, quarzitische Sandsteinschiefer, Quarzit	

Tabelle 2:

ÜBERSICHT DER MEINUNGEN ÜBER DIE STRATIGRAPHIE DES SZENDRÖER GEBIRGES

FÖLDVARI, A. 1942	SCHRETER, Z. 1952	REICH, L. 1952	JAMBOR, A. 1961
		IV. Tonschiefer, Kalk, Sandstein v. Irota	
III. Dkl. Krinoidenkalk und Schiefer	II. Tonschiefer-Sandstein / Dkl. Kalk-Tonschiefer	III. Ob. Sandstein- u. Schieferkomplex	
II. Schiefer, Sandstein, lamellöser Kalk		II. Unt. Sandstein- u. Schieferkomplex	
		I. Kristalliner Kalk	
I. Kristalliner Kalk (im N)			
			III. Krinoiden- u. Korallenkalk, Tonschiefer, Sandstein
			II. Tonschiefer-Sandstein
			I. Kristalliner Kalk

Tabelle 2:

ÜBERSICHT DER MEINUNGEN ÜBER DIE STRATIGRAPHIE DES SZENDRÖER GEBIRGES

SLAVIN, V. I. 1962	BALOGH, K. 1964	NAGY, E. 1972	R. KOSARI, ZS. — MIHALY, S.	Alter	
				PERM	UNTER-
				KARBON	OBER-
					UNTER-
				DEVON	OBER-
III. Korallenkalk und Tonschiefer	III. Krinoiden- u. Korallenkalk, Tonschiefer, Sandstein	III. Krinoiden- und Korallenkalk	II. a. Kalkkomplex (im S) / II. b. Kalkkomplex (im N)		MITTEL-
	II. Tonschiefer-Sandstein				
	I. Kristalliner Kalk				UNTER-
II. Tonschiefer, Sandstein		II. Sandstein, Kalkphyllit (mit Krinoiden)	I. Zentraler klastischer Komplex	SILUR	
I. Kristalliner Kalk (im N)		I. Kristalliner Kalk (im N)		ORDOVICIUM	

—.—.—.—.— Tektonische Grenze

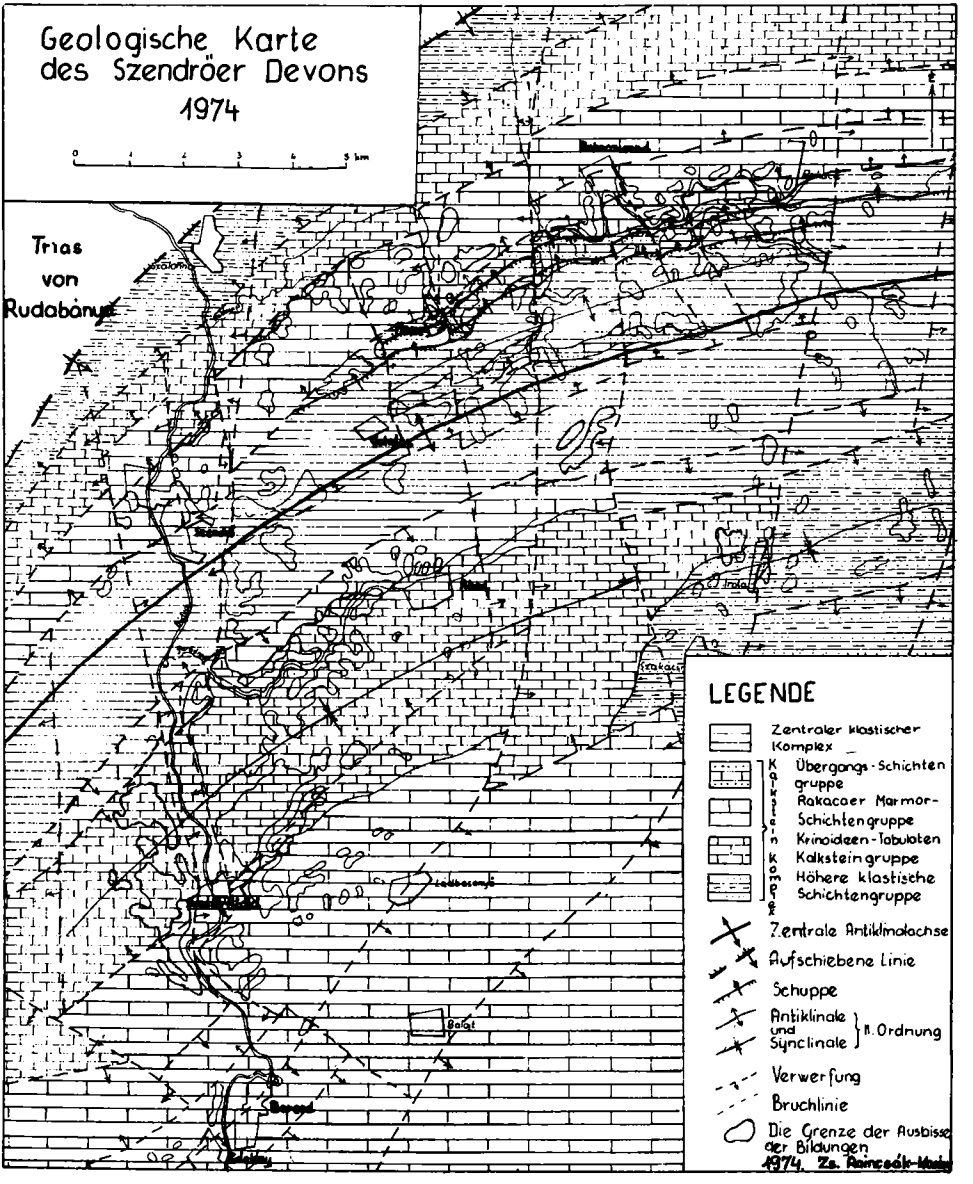


Abb. 1. Geologische Karte des Szendröer Devons

The Pre-Variscan History of the Eastern Alps

F. P. SASSI, H. P. SCHÖNLAUB and A. ZANFERRARI*

Content: Summary — Introduction — Acknowledgments — Geological observations — Pre-Variscan evolution — Discussion — References

Summary

In the light of present-day multidisciplinary geological research methods a set of pre-Variscan geodynamic processes has been recognized which allow to reconstruct the evolution of basement rocks in the Eastern Alps. In chronological order, the pre- Variscan history starts with (1) obscure Archeozoic events implying Precambrian rock formation of which, however, no trace is now recognizable; followed by (2) semipelitic sedimentation which terminated in local basic magmatism (Late Cambrian ?). This probably long lasting period was succeeded by (3) regional metamorphism in the late Cambrian or early Ordovician; (4) acid plutonism and (5) volcanism represents the next event in the Upper Ordovician (Berounian). Finally, there is proof of a (6) widespread basic volcanism of Llandoverian and early Wenlockian age. (7) Stratigraphic gaps near the Ordovician/Silurian boundary, (8) splitting of the sedimentary facies in the basal Silurian, and (9) the logical implication of a supply-area for the Upper Ordovician-Devonian greenschist rocks (and also higher grade Variscan metamorphics) support the concept of a primarily intra-Ordovician orogenic cycle in the Eastern Alps.

Introduction

For many years, the metamorphic basement of the Eastern Alps has been designated by the comprehensive name „Altkristallin" (Old Crystalline). On one hand this emphasized the position of these rocks as the basal element of the stratigraphic sequences, and on the other covered the many gaps in our knowledge by stressing the "undifferentiated" and complex character of this old basement. The lack of objective data was such that some authors assigned the history of these rocks to very remote, Precambrian times (e. g., STUR, 1854; SCHWINNER, 1927, 1951; DAL PIAZ, 1939; KRAUS, 1951; FLÜGEL, 1963), while others maintained that Caledonian and Variscan events were the principal causes of their metamorphism (e. g., STILLE, 1951; ERNST, 1973; FLÜGEL, 1975). In recent years, however, systematic research has provided important results, which have allowed to recognize a definite—even though not very detailed—sequence of geological events in the "Altkristallin". This progress is mainly due to four developments:

(1) Micropaleontological studies based mainly on conodonts have provided many new biostratigraphic data in low-grade metamorphics (phyllites; see papers of H. P. SCHÖNLAUB and other authors; lit. cit.);

* Anschrift der Autoren:

Prof. Dr. F. P. SASSI, Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Padova, Corso Garibaldi 37, I- 35100 Padova (Italy).

Dr. H. P. SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, Postfach 154, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien (Österreich).

Dr. A. ZANFERRARI, Istituto di Geologia dell'Università di Padova, Via Giotto 36, I-35100 Padova (Italy).

(2) recently the feasibility of carrying out geobarometric analysis of the phyllites has been demonstrated (SASSI, 1972, SASSI & SCOLARI, 1974; Fig. 3). In many areas thus it has enabled to detect a sharp contrast between the low-pressure character of the Variscan phyllites and the intermediate- to high-pressure character of the underlying kyanite-bearing basement (SASSI & ZANFERRARI, 1972; PURTSCHELLER & SASSI, 1975);

(3) recognition in some areas of the original depositional contacts of these phyllites over their original substratum (METZ, 1953; HOMANN, 1955; SASSI et al., 1974c);

(4) and progress of radiometric geochronology (MILLER et al., 1967; SCHMIDT et al., 1967; HARRE et al., 1968; GRAUERT, 1969; BORSI et al., 1973; BRACK et al., 1975; SATIR, 1975a, b; FRANK et al., in prep.).

From these four developments, not only very important Variscan effects but also a pre-Variscan history have been reconstructed with temporal constraints which are reasonably well defined on chronostratigraphic and radiometric bases.

This series of pre-Variscan geological events is the subject of our report. In short, we deal with geological phenomena recognizable in the Eastern Alps prior to the onset of the pre-orogenic Variscan sedimentary phase which represents—without major unconformities—a sediment column from the Middle Silurian to Upper Carboniferous. Hence, Variscan effects will be considered here only insofar as they serve to show evidence of the older ones.

It should also be noted that we refer mainly to the "Altkristallin" and low-grade metamorphics of the Austrides (= East Alpine sheet) and the Southern Alps, and to a lesser degree to the Pennides which, owing to a strong polyphase metamorphic overprint of Alpine age, no longer allow detailed analysis of older geological processes.

In the terms of modern global tectonics our paper deals with the pre-Variscan history of the "Carnic Plate" of DEWEY et al., 1973, which collided with a northern one (or continent) during the Cretaceous ("pre-Gosavian phase") and overthrust it during Tertiary to produce the Alpine orogen.

The statements and conclusions presented in this report are derived from cited literature or they are the result of a cooperative study of the three authors. Yet, no full agreement has been reached in some points (for example, time of emplacement of basic magmatites; age of metamorphism as reflected from the isochron of BORSI et al., 1973; or general application of the pressure character to distinguish different metamorphic events). These remarks are marked in the text by the initials of the author who holds the responsibility for that statement.

With regard to our Fig. 1 it should be noted that the map has been compiled by H. P. SCHÖNLAUB by use of present literature and unpublished data of the author (SCHÖNLAUB, H. P. & SCHARBERT, S. in prep.).

This paper has been carried out in 1975.

Acknowledgments

One of us (H. P. SCH.) greatly appreciates critical comments from the staff of the Geological Survey of Austria. He is also indebted to the same institution for providing technical help and support of field-work, and to students of the Department of Geology of the University of Vienna for cooperation in the study of low-grade metamorphics.

The Italian authors (F. P. S.; A. Z.) appreciate financial support of "Consiglio Nazionale delle Ricerche (Centro di Studio di Padova)."

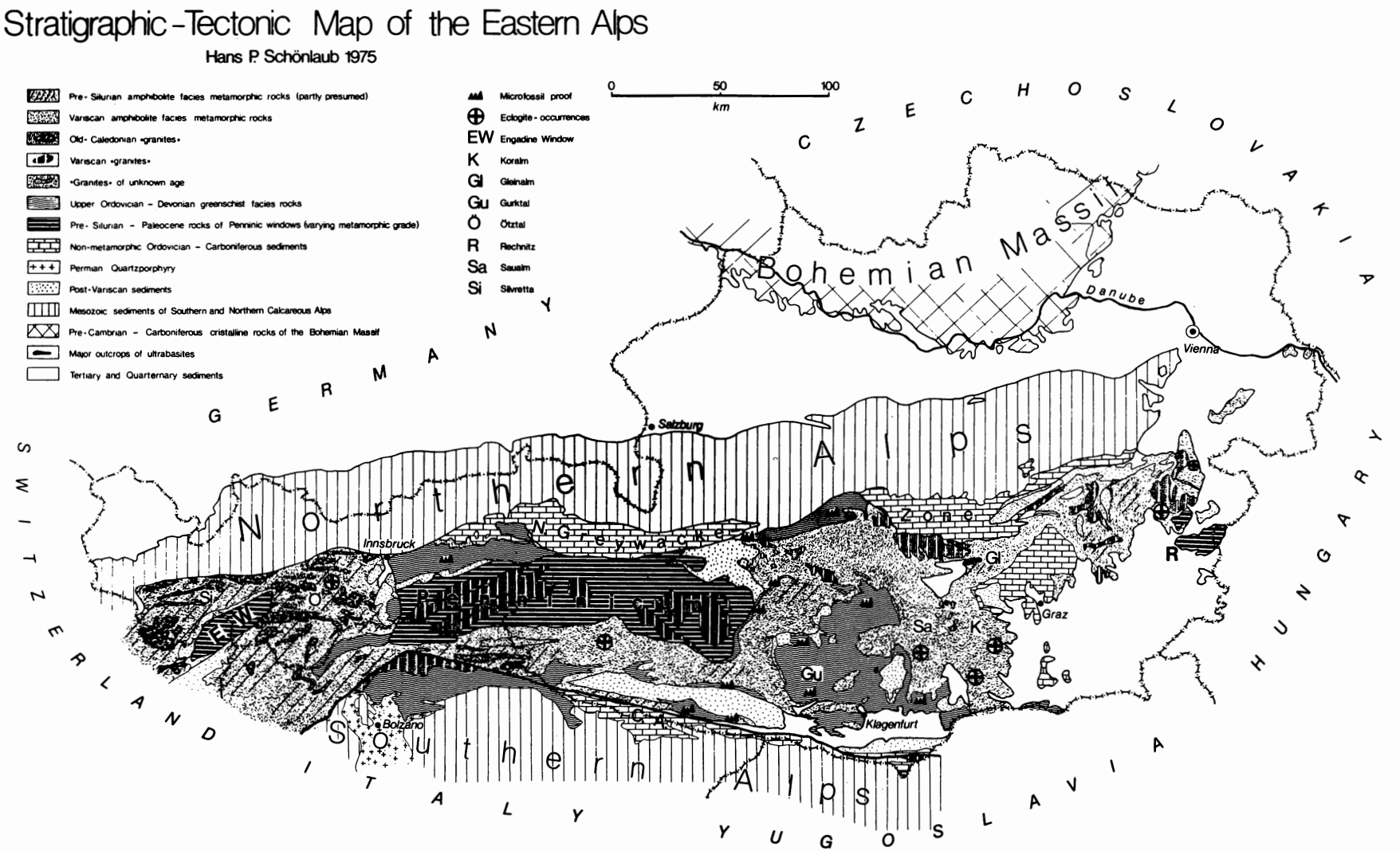


Fig. 1: Stratigraphic-tectonic map of the Eastern Alps.

Finally, all three authors wish to express their sincere thanks for many linguistic improvements of the manuscript suggested by W. C. SWEET, Columbus, Ohio, and Ch. V. GUIDOTTI, Madison, Wisconsin.

Geological Observations

Below are presented the data available for the reconstruction of the pre-Variscan history of the Eastern Alps:

1. PRECAMBRIAN

Neither Precambrian magmatic rocks nor rocks whose metamorphism is Precambrian are known in the Eastern Alps.

The only evidence of Archeozoic events is represented by the U-Pb radiometric ages of detrital zircons contained in metasediments. Most of these data give age values between 2300—2000 m. y. and other less frequently found age values range between 1500 and 700 m. y. (GRAUERT et al., 1973; NUNES & STEIGER, 1974). These data indicate an old Precambrian terrain, of which no trace is recognizable today (see also JÄGER, 1969; HÄNNY et al., 1975).

2. OLD BASIC MAGMATISM

Indications exist for a basic to ultrabasic magmatism developed near the Cambro/Ordovician boundary.

Interesting from the point of view treated here, are the pre-Alpine metabasites and meta-ultrabasites, whose occurrences in the Eastern Alps are relatively widespread (Fig. 1). These rocks have been studied recently (MILLER, 1970; 1974; BRENNEIS, 1971, ROST, 1971; HERITSCH, 1973; RICHTER, 1973). They are eclogites (more or less intensely changed into amphibolites), metagabbros and peridotites ("olivinites": ANDREATTA, 1935). The magmatic origin of most of these rocks is beyond doubt. In particular, the composition of the eclogites corresponds substantially to that of alkali-olivine basalts and olivine-tholeites, with a tendency towards high-alumina basalts in some cases (Fig. 2).

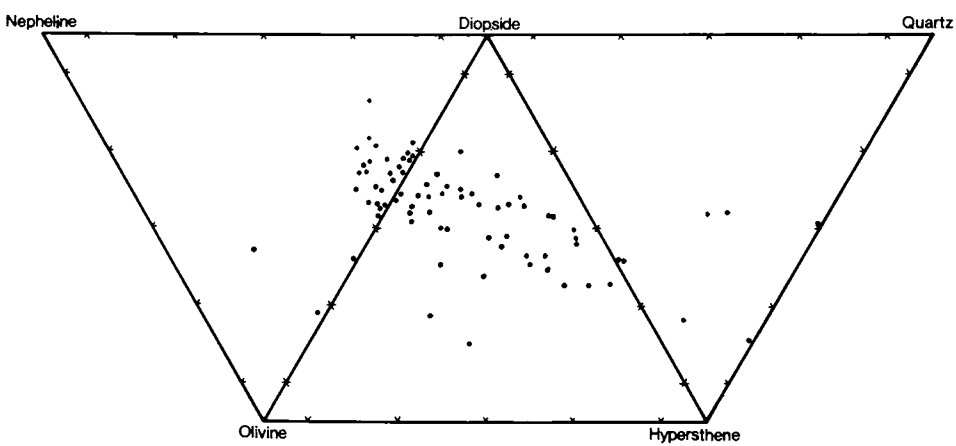


Fig. 2: Normative mineral composition of eclogites from the Eastern Alps (chemical data according to RICHTER, 1973).

The composition of the minerals present in the eclogites indicates that these rocks were metamorphosed at HP conditions (mostly 8—10 Kbs). But such conditions (as far as we know today) did not occur during the Variscan orogenic cycle in the Eastern Alps (F. P. S.; A. Z.) and in Europe generally (ZWART, 1969). However, they are plausible for the pre-Variscan event which we will discuss. Consequently, the original emplacement of these magmatitites pre-dated the pre-Variscan metamorphic event (F. P. S.; A. Z.).

This conclusion is supported by the first results of heavy mineral analysis of Upper Ordovician-Lower Silurian clastic rocks of the Carnic Alps, which imply the existence of a hinterland with ultrabasic rocks already at the Ordovician/Silurian boundary (SCHNABEL, in print).

Several authors have maintained that eclogites in the Saualpe and Koralpe are in a Variscan sequence, but definite age determinations are lacking. We (F. P. S.; A. Z.) tentatively include also these rocks in the pre-Variscan cycle (PURTSCHELLER & SASSI, 1975), because they too formed under high-pressure conditions (lit. cit.).

Further indications of a basic volcanism at that time (?) occur in the unfossiliferous Habach Series of the Hohe Tauern (FRASL, 1958) and, according to MOSTLER, 1970, in the Tyrolean part of the Northern Greywacke Zone. His assumption, however, is not in accordance with biostratigraphic data in the Styrian Greywacke Zone, where basic magmatism clearly has a Silurian age (SCHÖNLAUB, in prep.).

Finally, FRANK et al., 1976 have obtained a Rb/Sr whole rock isochrone of 500 m. y. from a metabasic-bearing volcanogenic sequence in the Gleinalpe of Styria.

3. REGIONAL METAMORPHISM

Evidence exists for a regional metamorphism of intermediate-to high-pressure metamorphism in Late Cambrian or Early Ordovician.

In fact, as has been long known, the high-grade "Altkristallin" is locally covered by pre-Alpine phyllitic sequences. The low-pressure character of the latter (Fig. 3) contrasts distinctly with the intermediate- to high-pressure character of the kyanite-bearing "Altkristallin", in which moreover eclogites formed under very high pressure occur (SASSI & ZANFERRARI, 1972; SASSI et al., 1974c; PURTSCHELLER & SASSI, 1975). In conclusion, two quite distinct pre-Alpine metamorphic events exist in the Eastern Alps: The older one developed prior to deposition of the rocks now converted to phyllites and after emplacement of the basic rocks from which eclogites formed; the younger one, on the other hand, is Variscan in age. Micropaleontological findings clearly demonstrate that at least parts of the phyllites have Upper Ordovician to Devonian ages (NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT, 1971; EXNER & SCHÖNLAUB, 1973; SCHÖNLAUB, 1974, 1975; SCHÖNLAUB & ZEZULA, 1975; PRIEWALDER, in print). Consequently, the pre-Variscan metamorphism cannot be younger than Upper Ordovician.

The same conclusion is reached by taking into consideration the situation existing in the "Norische Decke" of the Styrian Greywacke Zone (METZ, 1937, 1953; HAUSER, 1938; CORNELIUS, 1941, 1952; HOMANN, 1955): There, a low-grade metapelitic series in which Caradocian porphyroids occur, is stratigraphically linked to its original substratum, made up of high-grade metamorphics, which in Variscan times were altered to retrograde rocks (see also SCHMIDEGG, 1959, for the Tyrolean

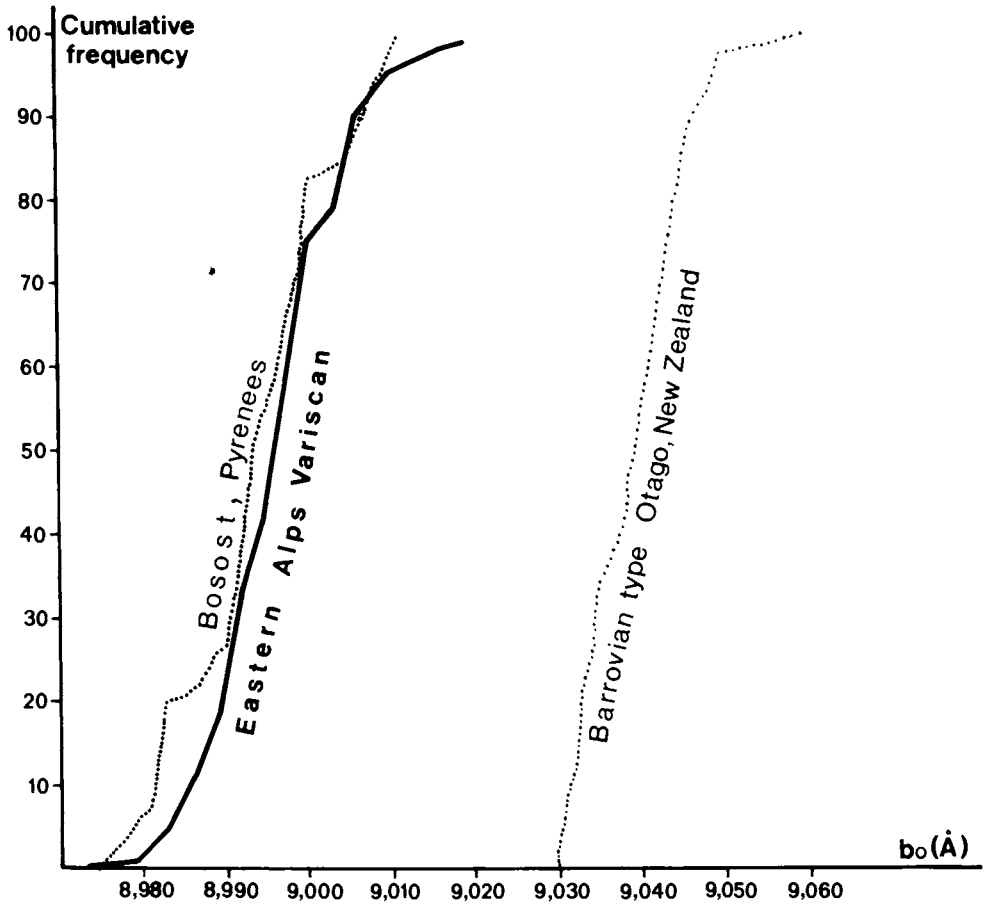


Fig. 3: Cumulative frequency curve of the b_0 values of Variscan K-white micas from the Eastern Alps showing the low-pressure character of the phyllite metamorphism; for comparison purpose the curve of the Bosost and Otago metamorphism are shown. The Variscan micas (320 samples; $\bar{x} = 8,996$; $s = 0,008$) are partly derived from the Southern Alps (161 samples from Recoaro, Bressanone, Val Badia, Plan Corones, Pusteria, Sesto, Comelico) and from the Eastalpine units (159 samples from the Gail valley, Turntal, Steinach, Padauner Kogel, Innsbruck phyllites). Data taken from SASSI, 1972, SASSI & Scolari, 1974, SASSI et al., 1974 b, VISONÀ, 1975.

Greywacke Zone). Hence, this high-grade metamorphism is certainly pre-Caradocian in age!

Other independent evidence for a high-grade pre-Caradocian (pre-Berounian) metamorphic event is provided by the fact that fossil-bearing beds older than Caradocian (Berounian) are lacking in the Eastern Alps.

BORSI et al., 1973 assigned to this metamorphism an age of 497 ± 38 m. y., on the basis of a Rb/Sr whole rock isochron obtained from metasediments which crop out

south of the western Tauern Window. This age value is in good agreement (F. P. S.; A. Z.) with the above quoted chronological constraints (see SATIR, 1975a, comments).

In areas in which the Variscan event was of low temperature, the older high-grade rocks show clearly a retrograde overprint. In the areas in which the Variscan metamorphism reached high temperature, typical low-pressure minerals appear (cordierite, andalusite), and the older mineral assemblages are either distinguishable with great difficulty or not at all (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1972; SASSI & ZANFERRARI, 1972; BORSI et al., 1973; SASSI et al., 1974c; PURTSCHELLER & SASSI, 1975). In the latter cases, the identification of the Ordovician-Devonian rocks (which elsewhere occur as microfossil-bearing phyllites) can be attempted only as a speculation, because of their high metamorphic grade. Then, criteria for an identification are, for example, abundance, thickness and variety of marbles; appearance of black schists; or occurence of acid and basic metavolcanics (METZ, 1952; CLAR et al., 1963; NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT, 1971).

These summary remarks raise the question of the general introduction and application of our paradigm on various other parts of the Eastern Alps where as yet no radiometric data are available. In fact, according to published geological information old pre-Silurian high-grade metamorphics might be represented and well documented in some areas, for example (Fig. 1, according to H. P. SCH.):

- the "Gailtal-Augengneise" and other types of gneisses in the Gailtal-Crystalline (HERITSCH & PAULITSCH, 1958);
- the "Liesergneis" of SCHWINNER, 1927;
- gneisses of the "Krems-Metnitz-Anticline" of SCHWINNER, 1927, e.g., "Priedröf Gneis"; "Einnach-gneis" (HERITSCH, 1924) or gneisses in the "Einheit von Stadl" (THURNER, 1958);
- the "Wechselgneis" of MOHR, 1913 and WIESENEDER (cf. 1971); or
- the "Strallegger Gneis" of SCHWINNER, 1932.

As a result of these considerations, the map and the model presented here are slightly modified from the one proposed by PURTSCHELLER & SASSI, 1975.

F. P. S. and A. Z. do not agree with H. P. S. as regards the representation of the Austridic high-grade rocks in Fig. 1. In particular, the following points are stressed by F. P. S. & A. Z.:

i) in general, when a demonstration that two metamorphic events of different ages were developed under equal pressure conditions is lacking, then it must be reasonably assumed that the pressure conditions were different. Consequently, from the representation in Fig. 1 a different petrologic situation is to be expected in the Eastern (Variscan metamorphism according to H. P. S.) and Western (pre-Silurian metamorphism according to H. P. S.) sectors. In reality, no significant differences exist: in both sectors (e.g., "S" and "O") two metamorphic events can be distinguished, the younger (Hercynian) being of lower pressure than the older. These two metamorphisms often— but not everywhere—overlap, so that in both sectors monometamorphic, Hercynian sequences in amphibolite facies (low-pressure) can occur.

ii) the area north of Turntaler phyllites is not "Variscan amphibolite facies" but "pre-Silurian amphibolite facies" of intermediate-high pressure.

iii) a relatively large part of the Oetztal is in the Variscan amphibolite facies of low pressure.

iv) in the areas shown as "pre-Silurian amphibolite facies", the occurence of Silurian-Devonian sequences in low-pressure amphibolite facies is possible, and probable in some places (e.g., marbles in central Oetztal: see Fig. 3 and relative text in PURTSCHELLER & SASSI, 1975).

Reply by H. P. S.:

The author—well aware of the complex metamorphic history of East Alpine rocks— has intended to make an approach towards the sedimentary age of various metamorphic rocks in Fig. 1. Thus, "pre-Silurian amphibolite facies rocks" means that time of deposition has been in the pre-Silurian; and according to the metamorphic map of the Alps (NIGGLI et al., 1973) these rocks may occur in the presently outcropping levels as "amphibolite facies rocks".

4. Acid Plutonism

A pre-Variscan acid plutonism took place 440—410 m. y. ago.

In the Eastern Alps, many metagranitoids outcrop, surrounded by old high-grade metamorphics of the sort which we have just described (Fig. 1). The basic information available on these metagranitoids is as follows. (a) All the radiometric age determinations carried out so far have supplied recurring values around 440—410 m. y. (Miller et al., 1967; Schmidt et al., 1967; Harre et al., 1968; Grauert, 1969; Borsi et al., 1973; Satir, 1975 a); (b) in those cases in which the analysis of the relationships with the country-rocks has been carried out, it is indicated that we always deal with old "massifs circonscrits" (F. P. S.; A. Z.) which were intruded into already metamorphic and foliated rocks (Gregnanin & Sassi, 1969; Borsi et al., 1973; Sassi et al., 1974 c; Purtscheller & Sassi, 1975), or, in some cases, they are old products of anatexis in situ (Grauert, 1969). Hence, the existence of a regional metamorphism older than the emplacement of the injected granitoids has to be considered; (c) the radiometric ages of their minerals indicate that these old granitoids were metamorphosed during the Variscan orogeny (Harre et al., 1968; Grauert, 1969; Borsi et al., 1973).

5. Acid Volcanism

Proof exists of a widespread pre-Variscan acid volcanism of Upper Ordovician (Caradocian) age.

These volcanites, described as "Porphyroide" (i. e. acid metavolcanics), reach a thickness of as much as 600 m. Locally they are associated with fossiliferous sequences for which a Caradocian age has been proved by means of conodonts (Flajs & Schönlaub, in print).

The distribution (Sassi et al., 1974 b) and features of the numerous outcrops of these rocks suggests that they originally were parts of an extensive ignimbrite plateau (d'Amico, 1964; Sassi & Zirpoli, 1965, 1968; Mostler, 1968, 1970; Bauer et al., 1969), the extent of which, estimated on the basis of an over-simplified calculation, was several thousands km^2 in the Austrides and the Southern Alps. In the high temperature Variscan areas these volcanites may have been altered to "Augengneise" or similar rocks, as for example has been shown recently by Heritsch & Teich, 1975.

As assumed by Loeschke & Rolser, 1971, and Loeschke, 1974, the acid and intermediate volcanic rocks within the Northern Karawanken Alps may also be referred to the same volcanic cycle. A similar correlation could be attempted for the metakeratophyres in the Saualpe (associated with metabasites) which have been referred to the Ordovician-Silurian by Neugebauer & Kleinschmidt, 1971.

This volcanism took place in the same time interval in which the granitoids considered in paragraph 4 were emplaced. Hence, a possible petrogenetic correlation between volcanism and plutonism of Upper Ordovician age is stressed here (cf. Mostler, 1970; Sassi et al., 1974 b).

6. Silurian Basic Volcanism

This event is certainly Landoverian and basal Wenlockian in age and has been demonstrated in several areas, for example, the Northern Greywacke Zone (Flajs & Schönlaub, in print; Schönlaub, in prep.; Mostler, 1968); Middle Carinthia (Clar

et al., 1963); Graz (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1972); and Southern Styria (EBNER, 1975; BUGGISCH et al., 1975). The products of this volcanism occur as nonmetamorphosed to epimetamorphic diabases, tuffs or tuffites. Detailed analysis, however, are as yet not available and petrological data thus insufficient.

Lack of biostratigraphic data in the Eisenkappel area of the Karawanken Alps makes it thus far questionable as to whether the spilitic volcanism studied in great detail by LOESCHKE, 1970; 1973 and LOESCHKE & WEBER, 1973 can also be correlated with this event.

7. STRATIGRAPHIC GAPS

A certain amount of lower Paleozoic sediments, comprising one or more graptolite or conodont zones, is lacking in the Carnic Alps and in the Northern Greywacke Zone, in particular at the Ordovician/Silurian boundary.

These hiatuses in sedimentation at the level of the Ordovician/Silurian boundary were assumed by HERITSCH and GAERTNER in the early 1930's, and have been well established in the last decade by use of microfossils (FLAJS, 1967; MOSTLER, 1968; SCHÖNLAUB, 1970, 1971). The last author has clearly demonstrated that omission can last from the Ashgillian to the Upper Silurian, whereas JAEGER et al., 1975 have shown that probably only in very few places is sedimentation continuous across the Ordovician/Silurian boundary.

In any case, no angular unconformity has thus far been detected in Lower Paleozoic sequences of the Eastern or Southern Alps.

8. SPLITTING OF SEDIMENTARY FACIES IN THE BASAL SILURIAN

Carbonate petrology, microfacies analysis and fossil data suggest that several isochronous lithofacies developed during Silurian and Lower Devonian.

The causes of these varying facies must include the world-wide transgressive character of the Silurian sea, so that both endogenic and exogenic factors controlled the Silurian bathymetry and the nature of sedimentation in it. In order to explain this situation in the Northern Greywacke Zone, MOSTLER, 1970 supposed a break-up of the porphyroid-plateau in the lowermost Silurian. This event led to basins of different bathymetry. MOSTLER's model, however, seems inappropriate for the Southern Alps, where a mutual relationship between basement mobility, high-energy environments and isolated, oxygen-starved black-shale basins lasted through the whole Silurian and Lower Devonian. In the part, however, sea-bottom movements also began as early as earliest Silurian.

9. HINTERLAND

Biostratigraphic results obtained in the phyllitic series imply the existence of a source area for the tremendous quantity of sediments from which the phyllites originated.

The Lower Paleozoic age (Upper Ordovician-Devonian) of different levels has been demonstrated by many fossil proves (Fig. 1; HÖLL, 1970; NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT, 1971; EXNER & SCHÖNLAUB, 1973; SCHÖNLAUB, 1974; 1975; SCHÖNLAUB & ZEZULA, 1975; PRIEWALDER, in print; SCHÖNLAUB, in print). However, the real thickness and the beginning of sedimentation of these complexes are not yet known.

Nevertheless, a rough sedimentological-stratigraphic characterization can be outlined very briefly:

(a) Ordovician limestones and dolomites very probably are lacking;
(b) dated Silurian beds are very similar to the well studied shelf deposits of the Carnic Alps and the Northern Greywacke Zone although there are indications of an increase in thickness. Most common occur dark bituminous shales and a few limestones, but C-slates and C-quartzites are also very common;
(c) indications exist for a Devonian age of parts of the Innsbruck-, Radstadt- and Gailtal quartzphyllites, in which carbonate horizons could be studied by means of conodonts.

These remarks based on biostratigraphy, lithology and new fossil data in almost all East Alpine phyllitic areas raise the question of a supply area for the sediments now exposed in section several hundreds of meters thick. Thus, we include the need of a source area in our consideration of pre-Variscan events.

The existence of such a hypothetical hinterland cannot be denied, but strongly supports the idea of an old crystalline high land over which the predecessors of the phyllitic sequences transgressed. In effect, the contacts between the phyllites and their original basement have been described in some areas, e. g. in the Thurntaler area, in the Gailtal or in the "Norische Decke" of Styria (METZ, 1937; 1953; HAUSER, 1938; CORNELIUS, 1941; 1952; HOMANN, 1955; SASSI & ZANFERRARI, 1972; SASSI et al., 1974c; ANGENHEISTER et al., 1975: comments).

Pre-Variscan Evolution

An evaluation of the data presented in the foregoing nine points permits recognition and characterization of four important pre-Variscan events in the Eastern Alps:

I. The oldest—which in reality may have been more than one—is the time of crystallization of magmatites of unknown composition in which zircons were formed. Age: Approx. 2300—2000 m. y. (see also JÄGER, 1969).

II. The next event (certainly pre-Ordovician) is a sedimentary phase during which the old magmatites mentioned under Point I were eroded, and consequently their zircons were incorporated into pelitic and semipelitic sediments as detritic grains: In this way the parent materials of most of the present high-grade metasediments formed. The problem arises as to what extent Cambrian sediments occur in this sequence, but an answer can only be speculative and influenced by lithological comparisons with other European regions where Cambrian sections are well known (Bohemia, Frankenwald, Black Forest, Montagne Noire, Sardinia, Yugoslavia). In short, it is quite possible that a similar sedimentation regime is reflected in some metamorphic series of the Eastern Alps (e. g., Kreuzeck Crystalline of Carinthia); however, biostratigraphic data thus far are lacking.

III. Of great significance is an extensive basic to ultrabasic magmatism which probably took place in a very late phase of the pelitic sedimentation considered in Point II. Peridotites and basalts were emplaced at this time.

IV. The next event corresponds to a complex geological event of mainly Ordovician age. It seems to have all the characteristics typical of an orogeny. The following effects have been recognized:

(a) Volcanism quoted under Point III, which is assumed as "initial" in the classic sense (BORSI et al., 1973; PURTSCHELLER & SASSI, 1975);

(b) polyphase, Barrovian-type, eclogite producing (F. P. S.; A. Z.), regional metamorphism which, in the presently outcropping levels, took place at temperatures of the amphibolite facies (SASSI & ZANFERRARI, 1972; BORSI et al., 1973; PURTSCHELLER & SASSI, 1975). The pressure was 6—9 Kbs, and perhaps even higher if we also consider data from the periodotites (BRENNEIS, 1971; ROST, 1971). This event took place in the Lower Ordovician (H. P. SCH.) or in an interval between Upper Cambrian and Early Ordovician according to F. P. S. & A. Z.;

(c) Dynamic activity, at least on micro- and mesoscopic scales; regional metamorphic foliation formed and microfolds and snowball textures developed; moreover, mesoscopic folds are preserved in some xenoliths occuring in the metagranitoids of 440—410 m. y. (SASSI et al., 1974a; PURTSCHELLER & SASSI, 1975);

(d) uplifting and erosion of at least 10—15 km of rocks of the cover. This event is older than or partly contemporaneous with the sedimentation of the precursors of the phyllites (SASSI & ZANFERRARI, 1972; BORSI et al., 1973; SASSI et al., 1974a);

(e) acid magmatism of both plutonic (present metagranitoids) and volcanic (present porphyroids) type in the Upper Ordovician (440—410 m. y.; according to the geochronologic time scale the last value represents a Silurian event).

(f) early Silurian basic volcanism and splitting of the sedimentary facies as well as hiatuses in sedimentation are considered to reflect the final effects of the Ordovician orogenesis.

The remarks (b), (c) and (d) are to be considered as subcontemporaneous events, but they are younger than (a) and older than (e).

The sediments and volcanics (including various transgressive Silurian to Carboniferous limestones) which were deposited after the early Silurian basic magmatism belong to the Variscan cycle. This orogeny can be characterized very briefly as:

— Thermal apex 330—320 m. y.;
— dynamic paroxysm in late Carboniferous time; and
— very abundant acid magmatism with intrusives and ignimbrites in the Lower Permian.

Discussion

Above we have presented the features of the pre-Variscan history as it is recognizable in the Eastern Alps. The problem now arises as to whether the geological processes treated under Point IV represent phenomena of a true orogenic event. The chronological relationships and the nature of the different effects mentioned, which imply important dynamic and thermal disturbances, evidently provide a clear answer. This conclusion is also supported by the definition given in the "Glossary of Geology" (GARY, MCAFEE & WOLF, eds., 1972, p. 500), in which the term "orogeny" is the process producing structures within the mountains, which include "thrusting, folding, and faulting in the outer and higher layers, and plastic folding, metamorphism, and plutonism in the deeper and inner layers".

Is there any indication of similar orogenetic processes in other European regions outside the Caledonides s. s.?

From geochronological data the sequential picture of the pre-Variscan events obtained for the Eastern Alps corresponds well to the one obtained in the Western

Alps. In fact, an important metamorphic-migmatitic cycle with production of granitoids, about 500—430 m. y. old, has been ascertained in the most westerly south-Alpine basement and in the Helvetic massifs (NUNES & STEIGER, 1974; BORIANI et al., 1974). However, the pre-Variscan history of the Western Alps is much less detailed due to the lack of sedimentary or low-grade metamorphic cover of Lower Paleozoic age and to the very strong Alpine overprints.

Numerous data which are in good accordance with ours have been reported also from Central Europe: Movements contemporaneous with Caledonian orogenic phases are well known in Central Europe (HORNY, 1962; SDZUY, 1971; SCHÖNLAUB, 1971; JAEGER, HAVLICEK & SCHÖNLAUB, 1975); furthermore, a radiometric picture substantially identical to that of the Eastern Alps has been obtained in recent years (ROQUES et al., 1971; HOFMANN & KÖHLER, 1973; GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1974; GRAUERT et al., 1974); and finally, the paleogeographic-biostratigraphic relationship deduced from fossils, climate and rocks in the lower Paleozoic of Central Europe is in good agreement with the data from Paleozoic sequences in the Eastern Alps (BERRY & BOUCOT, 1967; 1973; SPJELDNAES, 1967; JAEGER, 1968; BOUCOT et al., 1969; HAVLICEK, 1974).

As regards Sardinia, we can note granitoid plutonism of approx. 430 m. y. (DI SIMPLICIO et al., 1974), an extensive acid volcanism (porphyroids) whose chronostratigraphic position is strikingly similar to that of the Eastern Alps (COCOZZA et al., 1974), and there is a local occurrence of relics of eclogites (MILLER & SASSI, unpubl.).

From all the considerations made above the need arises to compare and reconsider critically the distribution and the character of all Ordovician orogenic processes in Europe. Moreover, in the attempt to understand the relationship in time and significance with the Caledonian orogeny s. s., the contemporaneous dynamo-thermic processes well documented in large parts of the African block have to be considered too ("Pan-African Tectonic Episode": CLIFFORD, 1963; 1967; KENNEDY, 1964; FURON, 1968; CHOUBERT & FAURE-MURET, 1969; 1971).

It is this regional distribution over a wide area that still suggests—at least provisionally—the application of the term "Caledonian" (cf. POLL, 1973) for these processes which can be recognized outside the Caledonides s. s. (as defined by KAY, 1970 or MCKERROW & ZIEGLER, 1972), but subcontemporaneously to Caledonian movements ("Taconic orogeny" s. RODGERS, 1971). The introduction of new local names could not only produce confusion but also is an obstacle to attempts at correlation. In any case, it is not so much the problem of finding the most suitable name for an event, but it is that of understanding its significance in a geodynamic context which may have had some similarities but evidently also some differences in comparison with the so-called "Alpino-type" tectogenesis.

References

Due to limited space we include only those references which have not been listed in the paper of PURTSCHELLER & SASSI, 1975.

ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., and MORTEANI, G. (1975): The Eastern Alps in the Area along the Geotraverse from Chiemsee to Vicenza: N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 50—137.

BAUER, K. F., LOACKER, H., and MOSTLER, H. (1969): Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg: Veröff. Univ. Innsbruck, 13, 30 p.

BERRY, W. B. N., and BOUCOT, A. J. (1967): Continental Stability—A Silurian Point of View: J. Geoph. Res., 72, 2254—2256.

BERRY, W. B. N., and BOUCOT, A. J. (1973): Glacio-Eustatic Control of Late Ordovician-Early Silurian Platform Sedimentation and Faunal Changes: Geol. Soc. Am. Bull., 84, 275—284.

BORIANI, A., DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J. C., von RAUMER, J., and SASSI, F. P., (1974): Caratteri, distribuzione e età del metamorfismo prealpino nelle Alpi: Mem. Soc. Geol. It., 13 (suppl.), 165—225.

BOUCOT, A. J., JOHNSON, J. G., and TALENT, J. A. (1969): Early Devonian brachiopod zoogeography: Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 119, 106p.

BRACK, W., TROLL, G., KOHLER, H., and MÜLLER-SOHNIUS, D. (1975): Geochronologische Untersuchungen an Orthoaugengneisen im Altkristallin Osttirols: Fortschr. Mineral., 53, 9.

BRENNEIS, P. (1971): Zur Geochemie und Genese der Ultramafitite im Bergzug südlich des Ultentales, Südtirol: PhD Thesis, Univ. Saarbrücken.

BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G., and LÜTKE, F. (1975): Die Einstufung von altpaläozoischen Kalken im Sausal und Remschnigg (Steiermark, Österreich) aufgrund von Conodonten: N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975, 273—278.

CHOUBERT, G., and FAURE-MURET, A. (1969): Carte tectonique de l'Afrique. Notice explicative: Sc. de la Terre, 4, 54p.

CHOUBERT, G., and FAURE-MURET, A. (1971): Les grands traits du continent african. In: Tectonique de l'Afrique: Sc. de la Terre, 6, 587—602.

CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A., and SCHÖNENBERG, R. (1963): Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI: Carinthia II, 73, 23—51.

CLIFFORD, T. N. (1963): The Damaran episode of the tectono-thermal activity in South-West Africa and its regional significance in Southern Africa: 7th Ann. Rep. Univ. Leeds, Res. Inst. African Geol., 37—42.

CLIFFORD, T. N. (1967): The Damaran episode in the Upper Proterozoic-Lower Palaeozoic; Structural history of Southern Africa: Geol. Soc. Am., Spec. Paper, 92, 100p.

COCOZZA, T., JACOBACCI, A., NARDI, R., and SALVADORI, I. (1974): Schema stratigrafico-strutturale del massiccio sardo-corso e minerogenesi della Sardegna: Mem. Soc. Geol. It., 13, 85—186.

CORNELIUS, H. P. (1941): Das Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone: Jb. Geol. B. A., Mitt. R. A. Bodenforsch., 2, 19—52.

CORNELIUS, H. P. (1952): Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone vom Alpenostrand bis zum Aflenzer Becken: Mitt. Geol. Ges. Wien, 42/43, 1—234.

DAL PIAZ, Gb. (1939): La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi: Boll. Soc. Geol. It., 58, 105—152.

D'AMICO, C. (1964): Le metamorfiti della Valsugana occidentale: Mineral. Petrogr. Acta, 10, 1—42.

DEWEY, J. F., PITMAN, W. C., RYAN, W. B. F., and BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and evolution of the Alpine system: Geol. Soc. Am. Bull., 84, 3137—3180.

DI SIMPLICIO, P., FERRARA, G., GHEZZO, C., GUASPARRI, G., PELLIZZER, R., RICCI, C. A., RITA, F., and SABATINI, G. (1974): Note sul magmatismo paleozoico e sul metamorfismo della Sardegna: Mem. Soc. Geol. It., 13 (suppl.).

EBNER, F. (1975): Ein Beitrag zum Altpaläozoikum des Remschnigg (Steiermark): Verh. Geol. B. A., 1974, 281—287.

ERNST, W. G., (1973): Interpretative Synthesis of Metamorphism in the Alps: Geol. Soc. Am. Bull., 84, 2053—2078.

FLAJS, G. (1967): Ergänzende Bemerkungen zur Alterseinstufung des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz: Anz. Akad. Wiss. Wien, 1967, 127—132.

FLAJS, G., and SCHÖNLAUB, H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz: Verh. Geol. B. A., in print.

FLÜGEL, H. (1963): Das Paläozoikum in Österreich: Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 401—443.

FLÜGEL, H. W. (1975): Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa: Geol. Rdsch., 64, 1—62.

FLÜGEL, H. W., and SCHÖNLAUB, H. P. (1972): Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Facies des Grazer Paläozoikums: Mitt. Geol. Ges. Wien, 63, 142—148.

FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W., and SCHARBERT, S. (1976): Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe mit der Rb-Sr Methode: TMPM, 23, 191—203.

FRASL, G., (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern: Jb. Geol. B. A., 101, 323—472.

FURON, R. (1968): Géologie de l'Afrique. 3ª ed., Payot, Paris, 372 p.

GEBAUER, D. and GRÜNENFELDER, M. (1974): Rb-Sr whole-rock dating of late diagenetic to anchimetamorphic, Palaeozoic sediments in Southern France (Montagne Noire): Contr. Mineral. Petrol., 47, 113—130.

GRAUERT, B., HÄNNY, R., and SOPTRAJANOVA, G. (1973): Age and Origin of Detrital Zircons from the Pre- Permian Basements of the Bohemian Massif and the Alps: Contr. Mineral. Petrol., 40, 105—130.

GRAUERT, B., HÄNNY, R., and SOPTRAJANOVA, G. (1974): Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: the Moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany: Contr. Mineral. Petrol., 45, 37—63.

HÄNNY, R., GRAUERT, B., and SOPTRAJANOVA, G. (1975): Paleozoic Migmatites Affected by High-Grade Tertiary Metamorphism in the Central Alps (Valle Bodengo, Italy): Contr. Mineral. Petrol., 51, 173—196.

HAUSER, L. (1938): Diaphtoritische Karinthin-Granatamphibolite (Rittingertypus) aus der Grauwackenzone der Umgebung von Leoben: Min. Petr. Mitt., 50, 181—193.

HAVLICEK, V. (1974): Some problems of the Ordovician in the Mediterranean region: Vestnik UUG, 49, 343—348.

HERITSCH, F. (1924): Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark XIV: Mitt. naturw. Ver. Stmk, 12—24.

HERITSCH, H., and TEICH, T.: Zur Genese des Augengneises von der östlichen Gleinalpe in die westliche Stubalpe: Anz. Akad. Wiss. Wien, in print.

HÖLL, R. (1970), Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie: N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, 201—224.

HOFMANN, A., and KÖHLER, H. (1973): Whole rock Rb-Sr ages of anatectic gneisses from the Schwarzwald, SW Germany: N. Jb. Miner. Abh., 119, 163—187.
HOMANN, O. (1955): Der geologische Bau des Gebietes Bruck a. d. Mur—Stanz: Mitt. Mus. Bergbau, Geologie, Technik Graz, 14, 47 p.
HORNY, R. (1962): Das mittelböhmische Silur: Geologie, 8, p. 873—916.
JÄGER, E. (1969): Gesteinsbildende und orogene Phasen in der Entwicklungsgeschichte der Alpen: Beih. Geol. Jb., 80, 185—195.
JAEGER, H. (1969): Vorbericht über graptolithenstratigraphische Untersuchungen in den Karnischen Alpen, insbesondere an der Bischofalm: Anz. Akad. Wiss. Wien, 1968, 155—159.
JAEGER, H., HAVLICEK, V., and SCHÖNLAUB, H.P. (1975): Biostratigraphie der Ordovizium/Silur-Grenze in den Südalpen — ein Beitrag zur Diskussion um die Hirnantia-Fauna: Verh. Geol. B. A., 1975, p. 271—289.
KAY, M. (1970): Ordovician System: Encyclopaedia Britannica, 16, 1059—1065.
KENNEDY, W. Q. (1964): The structural differentiation of Africa in the Pan-African (500 m. y.) tectonic episode: 8th Ann. Rep. Univ. Leeds, Res. Inst. African Geol., 48—49.
KRAUS, E. (1951): Die Baugeschichte der Alpen; Teil I: Akademie Verlag Berlin, 552 p.
LOESCHKE, J. (1970): Zur Geologie und Petrographie des Diabaszuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich): Oberrhein. Geol. Abh., 19, 73—100.
LOESCHKE, J. (1973): Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen: N. Jb. Miner. Abh., v. 119, 20—56.
LOESCHKE, J. (1974): Nature and origin of Palaeozoic volcanic rocks of the Seeberg area (Karawanken/Austria): Geol. Rdsch., 63, 581—596.
LOESCHKE, J., and ROLSER, J. (1971): Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich): Z. Dtsch. Geol. Ges., 122, 145—156.
LOESCHKE, J., and WEBER, K. (1973): Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich): N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 142, 115—138.
MCKERROW, W. S., and ZIEGLER, A. M. (1972): Palaeozoic Oceans: Nature Phys. Sc., 240, 92—94.
METZ, K. (1937): Die tektonische Stellung des diaphtoritischen Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone: Zentralbl. Min. (B), 1937, 315—328.
METZ, K. (1952): Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen: Geol. Rdsch., 40, 261—275.
METZ, K. (1953): Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone: Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, 1—84.
MOHR, H. (1913): Geologie der Wechselbahn (insbesondere des großen Hartbergtunnels): Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 82, 633—652.
MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg): Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 89—150.
MOSTLER, H. (1970): Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordovic/Silur-Grenze in der nördlichen Grauwackenzone (Österreich): Festb. Geol. Inst. Innsbruck, 507—522.
NEUGEBAUER, J., and KLEINSCHMIDT, G. (1971): Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen: Z. Dtsch. Geol. Ges., 122, 133—122.

NUNES, P. D., and STEIGER, R. H. (1974): A U-Pb zircon and Rb-Sr and U-Th-Pb whole-rock study of a polymetamorphic terrane in the Central Alps, Switzerland: Conr. Mineral. Petrol., 47, 255—280.
POLL, K., (1973) „Kaledonisch". In: Deutsches Handwörterbuch der Tektonik, 5. Lieferung (ed. Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover).
PRIEWALDER, H., and SCHUHMACHER, R.: Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Österreich) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen: Verh. Geol. B. A., 1976, 95—113.
PURTSCHELLER, F., and SASSI, F. P. (1975): Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps: TMPM, 22, 175—199 (cum lit.).
RODGERS, J. (1971): The Taconic Orogeny: Geol. Soc. Bull., 82, 1141—1178.
ROQUES, M., VACHETTE, M., and VIALETTE, J. (1971): Géochronologie du socle du Massif Central. In: Géologie, Géomorphologie et Structure profonde du Massif Central Français: Plein Air Service (ed.), Clermond-Ferrand, 269—290.
SASSI, F. P., and ZIRPOLI, G. (1965): Contributo alla conoscenza degli scisti cristallini del Comelico (Cadore): Mem. Acc. Patav. SS. LL. AA., 78, 35—72.
SASSI, F. P., and ZIRPOLI, G. (1968): Il basamento cristallino di Recoaro: studio petrografico: Mem. Soc. Geol. It., 7, 227—245.
SATIR, M. (1975a), Abstract: Intern. Symp. Geodynamik Ostalpen Salzburg, 45.
SATIR, M. (1975b), Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der westlichen Hohen Tauern. Interpretation und geologische Bedeutung: SMPM, 54, 213—228.
SCHMIDEGG, O. (1959): Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol): Jb. Geol. B. A., 102, 353—406.
SCHÖNLAUB, H. P. (1970): Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der silurischen Karbonatfazies der Zentralen Karnischen Alpen (Österreich): Verh. Geol. B. A., 1970, 306—315.
SCHÖNLAUB, H. P. (1971): Paleo-Environmental studies at the Ordovician/Silurian boundary in the Carnic Alps: Mém. B. R. G. M., 73, 367— 376.
SCHÖNLAUB, H. P. (1974): Stratigraphische Untersuchungen in metamorphen Karbonatgesteinen: Verh. Geol. B. A., 1974, A 123.
SCHÖNLAUB, H. P. (1975): Zum Alter der Radstädter Quarzphyllite (Unterostalpin, Salzburg): Ann. Naturhist. Mus. Wien, 79.
SCHÖNLAUB, H. P., and ZEZULA, G. (1975): Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg): Verh. Geol. B. A., 1975, 253—269.
SCHNABEL, W., Schwermineraluntersuchungen im Prä-Variszikum der Karnischen Alpen: Verh. Geol. B. A. (in print).
SCHWINNER, R. (1927): Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten): Sitzber. Akad. Wiss. Wien, 136, 333—382.
SCHWINNER, R. (1932): Zur Geologie der Oststeiermark: Sitzber. Akad. Wiss. Wien, 141, 319—358.
SCHWINNER, R. (1951): Die Zentralzone der Ostalpen. In: Geologie von Österreich (ed. F. X. Schaffer): Deuticke, Wien, 105—232.
SDZUY, K. (1971): The Ordovician in Bavaria: Mém. B. R. G. M., 73, 379—390.
SPJELDNAES, N. (1967): The Palaeogeography of the Tethyan Region during the Ordovician: System. Ass. Publ. 7, 45—57.
STILLE, H. (1951): Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen: Beih. Geol. Jb., 2, 138 p.

STUR, D. (1854): Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hoch-Golling und dem Venediger: Jb. Geol. R. A., 5, 818—852.
THURNER, A. (1958): Die tektonische Gliederung im Gebiet des oberen Murtales (Lungau bis Oberwölz): Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1957, 315—324.
VISONÀ, D. (1975): Il significato barometrico delle muscoviti nelle filladi della Gailtal (Alpi Orientali): St. Trent. Sc. Nat., 51, 94—104.
ZWART, H. J. (1969): Metamorphic facies series in the European orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny: Geol. Ass. Canada, Spec. Pap. 5, 7—17.

Die paläozoischen Ablagerungen in Bulgarien

CHR. SPASSOV, J. TENČOV, S. JANEV*

Die ersten Angaben über die Anwesenheit von Karbon- und Silur-Ablagerungen in Westbulgarien wurden vor 70—90 Jahren von TOULA (1877) und ALLACHVERDJIEV (1906) publiziert. Die ersten Funde von ordovicischen Sedimenten meldeten vor 40 Jahren HABERFELNER und BONČEV (1934). Die intensive Untersuchung dieser Ablagerungen beginnt aber erst nach dem Jahre 1944. Damals wurden, aufgrund der faunistischen Beweise, devonische und unterkarbonische Sedimente (SPASSOV, 1958, 1965) festgestellt. In Zusammenhang mit den ab 1960 durchgeführten Bohrungsuntersuchungen wurden auf dem Territorium Nordbulgariens (Moesische Platte) ordovicische (?), silurische, devonische und karbonische Gesteine nachgewiesen (SPASSOV & JANEV, 1966; SPASSOV, 1972; TENČOV und KULAKSÂSOV, 1972, JANEV, 1972 u. a.)

WESTBULGARIEN
(Kraištiden und Balkaniden)

ORDOVICIUM

Die ordovicischen wie auch die silurischen Sedimenten in Westbulgarien sind hauptsächlich nördlich von Sofia — im Kern des Svoge-Antiklinoriums (Isker-Durchbruch-Gebiet) zutage tretend. Der paläozoische Kern dieses Antiklinoriums ist auch aus silurischen, devonischen und oberkarbonischen Gesteinen zum Teil aufgebaut. Der mesozoische Mantel dieser Megastruktur besteht in diesem Gebiet aus permischen und triassischen Gesteinen.

Die ordovicischen Ablagerungen sind in zwei Folgen gegliedert (SPASSOV, 1960): eine untere, die als Grochoten-Folge bezeichnet ist und eine obere, deren Name Cerecel-Folge ist. Die Grochoten-Folge besteht aus Quarziten und tonig-sandigen Schiefern. Die Quarzite treten vorwiegend in den unteren Teilen der Folge auf. Hier sind sie grob gebankt (etwa 1—1,5 m Schichtmächtigkeit). In den mittleren Teilen der Folge sind die Quarzitschichten etwa 35—40 cm mächtig, wobei sie mit ebenso dicken Schieferschichten alternieren. In den obersten Abteilungen wurden keine Quarzite angetroffen. Die Schiefer haben stellenweise ein phyllitartiges Aussehen. Auf ihren Oberflächen beobachtet man hieroglyphen-ähnliche Bildungen. Diese Sedimente enthalten eine artenarme faunistische Assoziation: *Cyclopyge prisca* BARR., *Cyclopyge rediviva* (BARR.), *Cyclopyge prisca* var. *longicephala* KLOUČEK, *Ectillaenus perovalis* f. *hughesi* (HICKS), *Didymograptus murchisoni* (BECK), *Glyptograptus dentatus* (BRNG.), *Chonetoidea aquila* (BARR.). Auf Grund dieser Fossilien wurden Llanvirn- bis Caradoc-Stufe festgestellt. Die Mächtigkeit dieser Folge ist etwa 800—1000 m.

Die Cerecel-Folge ist durch hell- und grasgrüne Tonschiefer dargestellt. Sie enthalten dunkelgraue, unregelmäßig umrissene Flecken, deren Herkunft wahr-

* Anschrift der Autoren:
Prof. Dr. Christo G. SPASSOV, GI Sofia 13, ul. Akad. G. Bontschev, bl. II, Bulgarien.
Dr. Janaki G. TENČOV, GI Sofia 13, ul. Akad. G. Bontschev, bl. II, Bulgarien.
Dr. S. JANEV, GI Sofia 13, ul. Akad. G. Bontschev, bl. II, Bulgarien.

scheinlich anorganisch ist. In den oberen Abteilungen dieser Folge treten Quarzitsandsteine auf. Ihre Mächtigkeit wechselt aus tektonischen Gründen von 2 bis 10—25 m. Diese Sandsteine sind reich an organischer Substanz und deswegen schwarz gefärbt. Sie stellen wahrscheinlich eine regressive Fazies des Ordoviciums dar, die der Takonischen Phase der Kaledonischen Gebirgsbildung entspricht. In der Cerecel-Folge fehlen Fossilien. Ihr Alter wird auf Grund ihrer stratigraphischen Lage als Ashgill angenommen. KALVACHEVA (1969) hat in diesen Gesteinen die folgende Acritarchen gefunden: *Veryhachium delmeri* STOCK & WILL., *V. lairdi* (DEFL.) DENNF., *V. limaciforme* STOCK. & WILL., *Baltisphaeridium andrewi* STOCK. & WILL. und *Micrhystridium stellatum* DEFL. Die Gesamtmächtigkeit dieser Folge schwankt zwischen 150 und 250 m.

Den letzten Untersuchungen von R. KALVACHEVA nach, hat der Quarzit-Horizont der Diabas-phyllitoiden Formation auch ein oberordovizisches Alter.

SILUR

Die Verbreitung der silurischen Ablagerungen ist auf Isker-Durchbruch- und Kraište-Gebiet beschränkt. Die Sedimente sind eine Graptolithenfazies. Sie liegen konkordant über den ordovicischen Gesteine.

Das Silur-Profil besteht lithologisch aus Lyditen, Graptolithenschiefern und Schieferbändern. Die Lydite treten im unteren Teil des Profils auf. Sie sind dünn geschichtet und bilden — wegen tektonischer Ursachen — zahlreiche Mikrofalten. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt etwa 40—50 m. Die Graptolithenschiefer sind tonig oder tonig-sandig. Sie sind reich an organischer Substanz und enthalten eine sehr reichhaltige und verschiedenartige Graptolithenfauna. Die Schieferbänder sind nur im Ludlov vertreten. Ihren Streifencharakter verdanken sie der höheren Menge organischer Substanz in manchen Mikroschichten. In diesen Schiefern wurden nur einzelne Crinoiden-Reste gefunden.

Auf Grund der bisherigen Untersuchungen ist das Silur in folgenden Stufen vertreten: Llandovery, Wenlock und Ludlov. Im Llandovery sind die folgenden Graptolithenzonen nachgewiesen: *Orthograptus vesiculosus, Demirastrites pectinatus, Dem. denticulatus, Mon. sedgwicki, Rastrites linnaei, Sp. spiralis* und *Stomatograptus grandis;* im Wenlock — *Cyrtograptus centrifugus* — *C. murchisoni, Mon. firmus, Cyrtogr. rigidus, Mon. flexilis, Cyrtogr. ramosus* — *C. perneri, Cyrtogr. radians* und *Testograptus testis;* im Ludlov — nur *Neodiversograptus nilssoni* — *Lobograptus scanicus*-Zone.

Im Kraište-Gebiet sind die silurischen Sedimente mit einer tonig-kalkigen Fazies vertreten. Der lithologische Bestand zeigt Lydite, Graptolithenschiefer, Bänderschiefer und Kalksteine. Diese Sedimente sind ziemlich stark gefaltet und in einzelnen unvollständigen Profilen aufgeschlossen. Das beste Profil befindet sich im Tal Mali-Vuči-dol, wo man in einem Kalk-Tonschieferkomplex massenhaft Crinoiden-Glieder beobachtet. Dieser Komplex muß dem in Europa weitverbreiteten *Scyphocrinites*-Horizont zugezählt werden. Auf Grund der bisherigen Untersuchungen in diesem Gebiet sind die folgenden Zonen festgestellt: *Spirograptus turriculatus, Testograptus testis* und *Neodiversograptus nilssoni* — *Lobograptus scanicus.*

Die Mächtigkeit der Silur-Ablagerungen im Isker-Durchbruch- und im Kraište-Gebiet beträgt etwa 400 m.

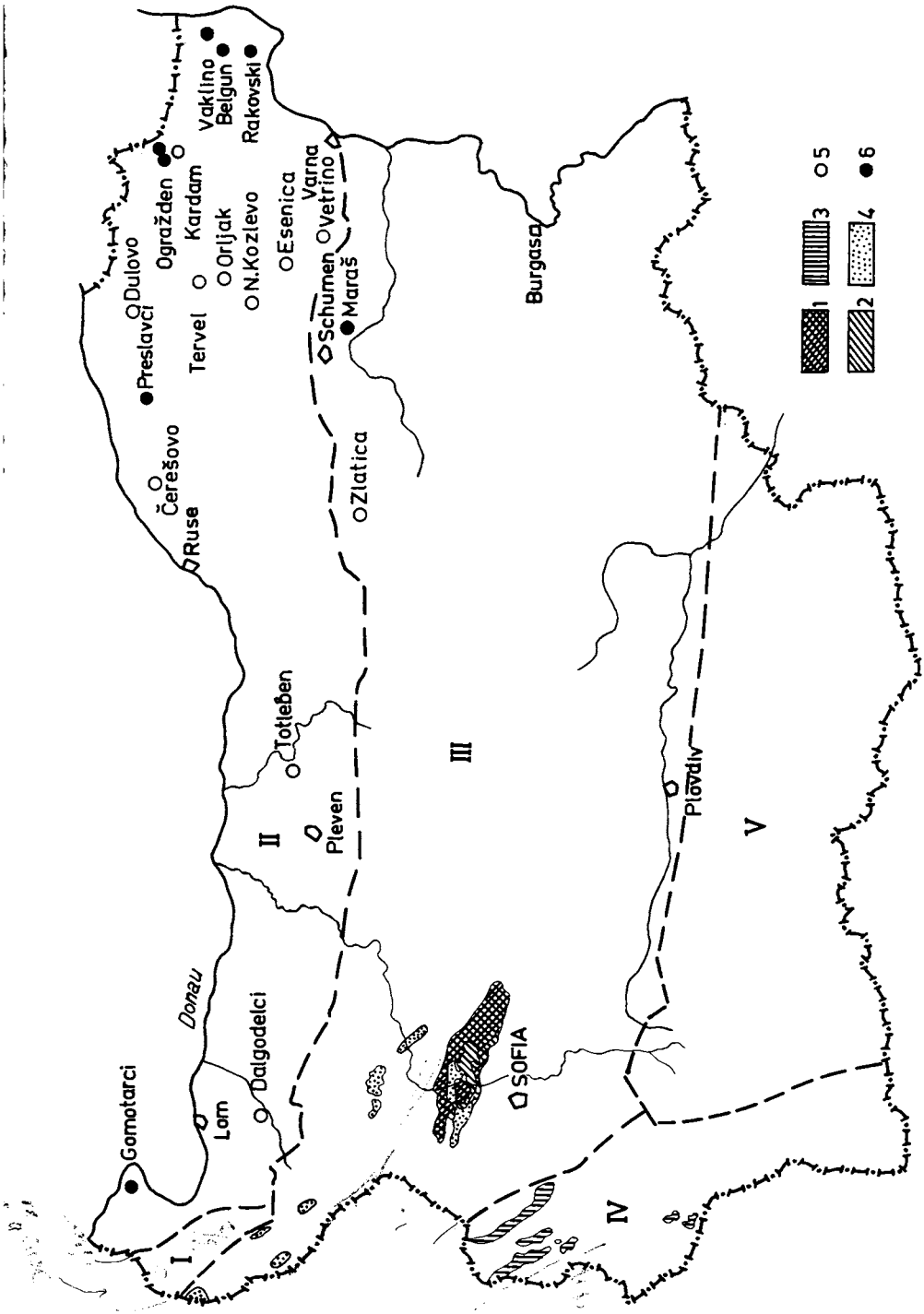


Abb. 1: Morphostrukturelle Zonen in Bulgarien: I — Süd-Karpathen; II — Moesische Platte; III — Balkaniden; IV — Kraištiden; V — Rhodope Massiv.
Palaeozoische Aufschlüsse: 1 — Ordovicium; 2 — Silur; 3 — Devon; 4 — Oberkarbon.
Bohrungen: 5 — mit nur devonischen Ablagerungen; 6 — mit devonischen und karbonischen Ablagerungen.

Die Sedimente, die das Devon in Westbulgarien aufbauen, unterscheiden sich untereinander. Lithostratigraphisch sind sie in sieben Folgen eingeteilt: Vrabča-, Gradište-, Zdravkovci-, Staičovci-, Trânovdol-, Kâtina- und Berainci-Folge, manche von denen synchron sind (SPASSOV, 1973).

Unter-Devon. Das Unter-Devon ist mit zwei Fazies vertreten: Karbonat- und Terrigen. Die Karbonat-Fazies (Vrabča-Folge) folgt einem nicht breiten Streifen über den östlichen Rand des Serbo-Mazedonischen Massivs und ist vornehmlich im Territorium Westbulgariens verbreitet. Sie besteht aus Lyditen und Tonschiefern, die mit dünnplattigen Kalken wechsellagern. Die Kalke enthalten nur unbestimmbare Durchschnitte von Tentakuliten und Crinoidenreste. Auf Grund einer reichen Conodonten-Fauna wurden folgende Zonen unterschieden: *woschmidti-*, *rectangularis-*, *curvicauda-*, *trigonica-*, *sigmoidalis-* und *linguiformis*-Zone (SPASSOV, 1971).

Die Sedimente des terrigenen Unterdevons (Gradište-Folge) zeigen eine viel weitere Verbreitung. Sie sind vornehmlich durch Graptolithenschiefer, Argillite stellenweise mit einzelnen dünnen Kalkschichten dargestellt. In den Graptolithenschiefern (Tal Mali-Vuči-Dol, Dorf Stanjovci, Bezirk Pernik) sind folgende Zonen nachgewiesen: *Mon. uniformis* und *Mon. hercynicus* (SPASSOV, 1963). Die erste Zone hat etwa 12 m Mächtigkeit und liegt mit Übergang über dem Silur.

Eifel-Stufe. Diese Stufe ist in Zdravkovci-, Staičovci- und den unteren Teil der Kâtina-Folge eingeteilt.

Die Zdravkovci-Folge besteht aus schwarzen Tonschiefern und Lyditen. Im Tal Govedarski-Dol beim Dorf Kreština (Bezirk Godeč) ist diese Folge aus Tentakulitenschiefern aufgebaut. Es wurden folgende Arten festgestellt: *Plectodonta minor* (RÖMER), *Metastyliolina striatissima* BOUČ., *Styliolina fissurella* (HALL), *Styliolina minuta* BOUČ. & PRANTL und *Viriatellina gracilistriata* (HALL).

Die Staičovci-Folge wird durch dunkelgraue tonigsandige bis sandige Schiefer vertreten. In dieser Folge sind zur Zeit keine Fossilien bekannt. Das Alter wird auf Grund ihrer stratigraphischen Position als Eifel angenommen.

Givet-Stufe. Die Sedimente, die diese Stufe aufbauen, gehören hauptsächlich zu den Tranovdol- und Kâtina-Folgen, die in einer Flyschfazies entwickelt sind. Die einzelnen Rhythmen sind aus Sandsteinen und Argilliten, manchmal mit einzelnen Zwischenschichten von Konglomeraten aufgebaut. In dem Bachbett von Mali-Vuči-Dol sind die folgenden Conodonten nachgewiesen: *Polygnathus varca*, *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *P. linguiformis mucronata*, *P. pseudofoliata*, *Spathognathodus* cf. *bidentatus*, *Bryantodus* sp. ind. und *Ozarkodina* sp. ind. (SPASSOV, 1973).

Frasne-Stufe. Ablagerungen dieser Stufe sind nur in einigen Aufschlüssen festgestellt, wo die Conodonten-Fauna bestimmt wurde: *Ancyrodella* cf. *rugosa*, *A. nodosa*, *Ancyrognathus triangularis*, *Palmatolepis hassi*, *P. rhenana*, *P. martenbergensis*, *P. subrecta*, *Polygnathus decorosa* u. a. (SPASSOV, 1964).

Famenne-Stufe. Die Stufe ist mit den Sedimenten der Berainci- und Kâtina-Folge vertreten.

Die Berainci-Folge ist in den westlichen Teilen des Kraište-Gebiets nachgewiesen. Das Alter ist mit Conodonten bestimmt. Auf Grund einer reichen Conodonten-Fauna wurden folgende Zonen unterschieden: *quadrantinodosa*, *velifera*, *styriaca* und *costatus*.

Die Kâtina-Folge ist sehr verbreitet in den östlichen Teilen des Kraište (Černogorie-Gebiet). In den obersten Abteilungen der Folge sind folgende Fossilien bestimmt: *Posidonia venusta* MÜNST., *Cyclostigma hercynium* WEISS, *C. ursinum* JONGM., *Bowmanites tumbana* REMY & SPASSOV und *Sphenophyllum subtenerrimum* NATH. (REMY & SPASSOV, 1959).

UNTERKARBON

In Westbulgarien sind Ablagerungen mit unterkarbonischem Alter nur in zwei Fundorten bekannt. Der erste befindet sich im westlichen Teil des Kraište-Gebiets, beim Dorf Elovica, Bezirk Trân. An seiner Basis sind Tonschiefer und Sandsteine mit Kalksteinzwischenlagen aufgeschlossen. Auf Grund von Conodonten sind diese Sedimente als Famenne (toV—toVI) datiert (SPASSOV, 1965). Darüber folgt ein stark gefalteter Lyditkomplex, der nach oben in Tonschiefer mit dünnen Lyditzwischenlagen übergeht. Etwas höher erscheinen in den Tonschiefern dünnschichtige graue Kalke mit *Dinodus fragosus*, *Pinacognathus profunda*, *Polygnathus inaequalis*, *Syphonodella obsoleta*, *S. duplicata*, *S.* cf. *crenulata* u. a. m.

Der zweite Fundort befindet sich beim Dorf Sevil im Svoge-Antiklinorium (nördlich Sofia). Hier sind schwarze dünnschichtige Argillite mit sporadischen Sandstein-Zwischenlagen aufgeschlossen, deren gesamte Mächtigkeit 200 m überschreitet (Sevil-Folge, TENČOV, 1965). Außer unbestimmbarem floristischen Detritus ist hier keine andere Fauna oder Flora festgestellt. Auf Grund der stratigraphischen Position ist ein unterkarbonisches Alter vermutet worden.

OBERKARBON

NAMUR-WESTFAL

Die Oberkarbonablagerungen bei der Stadt Svoge, nördlich von Sofia (TENCHOV, 1966) sind im ganzen kontinental: graue terrigene Bildungen, aus einer Wechsellagerung von Sandsteinen, Aleuroliten und Argilliten bestehend, in der auch kohlenführende Argillite und Anthrazit-Kohlen teilnehmen. Sie sind in einer Reihe von Folgen eingeteilt.

Die Caričina-Folge (300 bis 400 m mächtig) fängt mit Basalkonglomerat an, worüber eine Wechsellagerung von Sandsteinen, Aleuroliten und Argilliten mit 2 bis 3 Kohlenflözen, ein argillit-aleuritisches Paket und wieder eine wie die schon erwähnte Wechsellagerung mit einer Kohlenschicht folgt. Es wurde eine Flora gefunden: *Sphenophyllum tenerrimum* ETT., *Eleutherophyllum waldenburgense* STBG., *Neuropteris antecedens* STUR, *Mesocalamites* sp. div., die auf Namur A hinweist.

Die Svidnja-Folge (260 m mächtig) beginnt mit Basalkonglomerat, das mit Brekzien-Konglomeraten durchsetzt ist. Höher folgt eine Wechsellagerung von Brekzien-Konglomeraten, Sandsteinen, Aleuroliten und Argilliten mit 2—3 Kohlenflözen, wobei mit der Höhenzunahme die Brekzienkonglomerate von kleinkörnigen Konglomeraten durchsetzt werden. Die gefundene Flora ist von *Mesocalamites* sp. div., *Neuropteris schlehani* STUR, *Mariopteris acuta* STBG., *Paripteris gigantea* STBG., welche Arten auf Namur C hinweisen; im höchsten Teil kommen schon *Calamites undulatus* STBG., *Sphenophyllum cuneifolium* vor, die Westfal A nachweisen.

Die Drâmša-Folge (etwa 150 m) ist aus schwarzen und grauen Argilliten stellenweise mit Sandstein-Zwischenlagern aufgebaut. In dieser Folge wurde weder

Flora noch Fauna festgestellt und, ihrer stratigraphischen Position nach, wird sie dem Westfal A zugezählt.

Die Svoge-Folge besteht aus 6 Sandstein-Paketen, die mit Aleuroliten und Kohlenflözen wechsellagern. Die oberen 3 Sandstein-Pakete sind von Konglomeraten durchsetzt, die im Osten die Sandsteine überwiegen. Der Flora-Komplex zeigt *Sphenophyllum cuneifolium* STBG., *S. majus* BRGT., *Neuropteris schlehani* STUR., *Paripteris gigantea* STBG., *Mariopteris acuta* BRGT., *M. muricata* SCHLOTH., *Sigillaria* sp. div., infolgedessen die Folge dem Oberen Westfal *A* zugezählt wird.

Die Berov-Dol-Folge (etwa 260 m mächtig) beginnt mit grobkörnigen Sandsteinen, stellenweise mit Konglomeraten, die höher in Sandsteine, Aleurolite und Argillite mit 2—3 Kohlenflözen übergehen. Der oberste Teil der Folge besteht wieder aus Sandsteinen mit 2 Kohlenflözen. Flora ist nicht oft zu finden, und die festgestellten Arten erlauben keine sichere Interpretation, ob es sich um Oberstes Westfal A oder um Unteres Westfal B handelt.

Die Čibaovci-Folge (400 m) besteht aus 3 Mesorhythmen, von denen jeder mit Konglomeraten anfängt und von einer Wechsellagerung aus Sandsteinen, Aleurolite, Argilliten und Kohlenflözen gefolgt ist. Sie alle enden mit einem Argillit-Paket. Die gefundene Flora enthält *Sphenophyllum majus* BRGT., *Alloiopteris coralloides* GUTB., *Sphenopteris laurenti* ANDRAE, *Sigillaria brardi* BRGT., *Lepidodendron* sp. div., so daß der erste Rhythmus zum Westfal B, und der zweite und dritte zum Westfal C gezählt wird.

STEFAN-PERM

Ab der jugoslavischen Grenze bis zum Isker-Fluß beobachtet man an der Erdoberfläche eine Aufschluß-Reihe des Stefan-Perms: bei den Dörfern Kirjaevo, Stadt Belogradčik, Stakevci, Meljane, Prevala, Ignatica. Sie alle zeigen ähnliche Profile insofern sie mit Basalkonglomerat (45—100 m) anfangen, dem eine graue Wechsellagerung von Konglomeraten, Sandsteinen, Aleuroliten, Argilliten mit dünnen Kohlenlinsen oder -flözen nachfolgt. Höher liegt eine gelbliche oder weißliche Wechsellagerung von Sandsteinen, Aleuroliten und Argilliten, seltener auch mit Kohlenflözen und Konglomeraten mit gesamter Mächtigkeit 70—240 m (selten bis 440 m). Noch höher kommen rote Brekzien-Konglomerate und Sandsteine vor, mit vulkanoklastischem Material; stellenweise beobachtet man sogar schichtenartige Ergüsse oder pyroklastische Gesteine. Hier schwankt die Mächtigkeit ab 55 bis 3200 m. In manchen Aufschlüssen endet das Profil mit rosafarbigen oder weißlichen, polymyktischen oder mesomyktischen quarzreichen Sandsteinen mit schwach ausgeprägten Kupfer-Vererzungen. Diese Bildungen liegen auf einer weit verbreiteten Abtragungsoberfläche. Die sich unter ihr befindenden Ablagerungen werden als unterpermisch betrachtet — ein Analogon des Rotliegenden in West- und Mitteleuropa. Die über der Abtragungsfläche liegenden klastischen Sedimente werden zum Oberperm gezählt, wobei diese Entwicklung mit dem Zechstein faziell unkorrelierbar ist.

Die Gliederung dieser Sedimente in Folgen und ihre fazielle Konsequenz ist mehr oder weniger ähnlich. Sie werden als an kleine kontinentale Becken gebunden interpretiert, die im Bereich eines alten Flußsystems entstanden sind (JANEV, 1970). Hier wechsellagern diluviale, alluviale (einschließlich Flußbett- und Terrassen-), altlimnische, sumpfige und äolische Bildungen (JANEV, 1969). Die roten Brekzien und die über ihnen liegenden Ablagerungen tragen am meisten

Merkmale proluvialer (koluvialer) Fanglomerate, die in koluviallimnische Sandsteine, Aleurolite und Argillite übergehen. Die auf der regionalen Abtragungsfläche liegenden Sandsteine (? Oberperm) zeigen Merkmale von Delta-Bildungen.

Die gefundene Flora (TENČOV, 1973) zeigt für die verschiedenen Fundorte einen ähnlichen Bestand und baut 3 Zonen auf. Die erste besetzt den unteren grauen Teil und enthält *Sphenophyllum oblongifolium* GERM. & KAULF., *Alethopteris zeilleri* RAGOT, *Callipteridium pteridium* SCHLOTH., *Taeniopteris jejunata* GR. EURY, *Pecopteris* sp. div. Die zweite findet man im oberen grauen Teil und an der Basis der gelblichen Bildungen und besteht aus *Sphenopteris leptophylla* BUNB., *S. decheni* WEISS, *S. fossorum* ZEILL., *Callipteridium zeilleri* WAGNER, *C. pseudogigas* WAGNER, *Neuropteris auriculata* BRGT., *Pecopteris* sp. div. Im oberen Teil der gelben Ablagerungen kommen an Arten mannigfaltige Koniferen vor, die auch von *Callipteris conferta* STBG., *C. naumanni* STBG., *C. lodevensis* BRGT., *C.* cf. *nicklesi* ZEILL. begleitet sind. Der floristische Bestand der ersten und zweiten Zone weist auf Oberstefan hin. Die dritte Zone entspricht dem Unterperm. Die Callipteriden und der Reichtum von Koniferen sind für die dritte Zone sehr bezeichnend.

Die rotfarbigen Bildungen werden als Unterperm betrachtet; sie sind ein fazielles Analog des Rotliegenden. Die rosafarbigen Ablagerungen entsprechen dem Oberperm.

Dem Flora-Bestand nach, kann das Svoge-Becken mit dem Karbon West- und Mitteleuropas verglichen werden.

PERM

In großen Teilen des Westlichen Vorbalkans, im Stara-Planina-Gebirge und im Sredna-Gora-Gebirge, wie auch fast überall in der Tiefe der Moesischen Plattform sind rotfarbige klastische polymyktische Bildungen bekannt, die dem Perm zugerechnet werden. Im Balkan- und Srednogorie-Gebiet (stellenweise auch in den Rhodopen — zur Zeit noch nicht gut erforscht) ähneln die Perm-Sedimente diesen von NW-Bulgarien. Hier beobachtet man Bildungen, die mit dem unterpermischen Teil der beschriebenen Stefan-Perm-Profile vergleichbar sind, der auf dem kohlenführenden Unterperm liegt.

In den Gebieten von Michailovgrad, Teteven, Trojan, Sliven, Sveti-Ilija-Anhöhungen u. a. m. sind bedeutend mächtige klastische rotfarbige polymyktische Serien aufgeschlossen, die mit vorwiegend mittelsauren vulkanischen und pyroklastischen Gesteinen wechsellagern. Stellenweise sind es fast nur pyroklastische und effusive Gesteine (die Gebiete von Trojan, Sliven). In den am besten untersuchten Profilen (Michailovgrad-Gebiet) stellt man eine Horizontierung fest, die mit dem Entfernen von den materialliefernden Bergzügen verbunden ist. Hier beobachtet man Abnahme der Korngröße von unten nach oben in zwei Mesozyklen, die wahrscheinlich dem unterrotliegenden und dem oberrotliegenden Teil des Profils entsprechen; sie sind durch Abtragungsfläche und geographische Diskordanz abgetrennt. Die Schichtenfolge zeigt: (1) Brekzien (bis 80 m); (2) Wechsellagerung vulkanomyktischer Sandsteine, Konglomerate und Aleurolite (200—220 m); (3) lithische Wacken-Sandsteine (200—300 m); (4) kalkige Aleurolite (100—600 m) und — schon zum nächsten Zyklus — polygene Brekzien-Konglomerate (150—1000 m).

Im Tetevener Gebiet kommen von unten nach oben vor: (1) Wechsellagerung von Brekzien-Konglomeraten, Konglomeraten, Sandsteinen und Aleuroliten

(500 m); (2) Geröll- bis Valunen-Konglomerate mit mehrere Bruchstücken massiver Gesteine (120—150 m); (3) saure pyroklastische Gesteine (60—80 m) (ČATALOV, GANEV & STEFANOV, 1963).

Das Alter dieser Bildungen ist paläontologisch nicht nachgewiesen. Im Tetevener Gebiet wurden Abdrücke von *Lebachia pinniformis* FLORIN gefunden, und im Sliven-Gebiet — eine Sporen-Pollen-Assoziation (SERGEEVA, 1974); diese Funde datieren im allgemeinen Perm.

Im Kraište-Gebiet sind mehr als 20 Lokalitäten permischer Gesteine bekannt, die einander bedeutend ähnlich sind. Mit Ausnahme eines Zuges, der die materialliefernde Zone bezeichnet (Serbisch-Mazedonisch-Rila-Pirin-Gebiet) und wo die grobklastischen Gesteine überwiegen, zeigen die anderen Fundorte verschiedene Intervalle des Profils. Die beste Schichtenfolge beobachtet man im Gebiet Černa-Gora — Trân. Das Profil beginnt mit mittel- bis dickbankigen polymyktischen Hypokonglomeraten, Graveliten und Sandsteinen, rot bis braunrot gefärbt, mit gesamter Mächtigkeit 60—80 m. Darüber folgen mittel bis massiv gebankte polymyktische Sandsteine mit dünneren Zwischenlagen von dunkelroten bis violetten Aleuroliten und seltener Argilliten. Ihre Mächtigkeit ist 95—100 m. Der oberste Profil-Teil (120—135 m) stellt eine Wechsellagerung gut- bis dünnschichtiger Aleurolite, kalkiger Aleurolite, Argillite, kalkiger Argillite dar; in den tieferen Niveaus dieses Teils beobachtet man auch feinkörnige Sandsteine.

Die Eintönigkeit der Perm-Profile im ganzen Kraište-Gebiet und in Ostserbien spricht für das Existieren eines weit gestreckten, aber flachen kontinentalen Beckens vom Proluvial-See oder Schotten-Typus. Von Zeit zu Zeit wurde er lokal ausgetrocknet, in anderen Etappen traten Gewässer vorübergehender Gewitterströme einer im allgemeinen aridischen Situation hinein, die von den Küstengebieten das klastische Material mittrugen.

Das Alter dieser Bildungen im Kraište-Gebiet wird insgesamt als permisch angenommen, auf Grund der stratigraphischen Position — zwischen dem Devon und der Untertrias — und der klimatischen Konnexion — die Übereinstimmung der ariden Perm-Ablagerungen in den übrigen Teilen Bulgariens.

NORDBULGARIEN
(Moesische Platte)

Ordovicium

Im bulgarischen Teil der Moesischen Platte ist Ordovicium noch nicht nachgewiesen. In der Bohrung R-2 Vetrino, im Intervall 2889—3002 m — unter den Silur-Ablagerungen — wurde eine aus grauschwarzen Argilliten bestehende Folge durchbohrt. Für diese Gesteine wurde ein Ordovicium-Alter vermutet.

Silur

Das Silur ist nur in der Bohrung R-2 Vetrino (Bezirk Varna) nachgewiesen, wo es im Intervall 1290 (?)—2889 m durchbohrt wurde. Als Liegendes der silurischen Sedimente kommen grauschwarze Schiefer vor (Ordovicium ?). Lithologisch wurden hier Schiefer und Aleurolite mit einzelnen dünnplattigen Kalken festgestellt. Typische Grapholitenschiefer treten im Intervall 2840—2849 m auf. Es konnten folgende Arten bestimmt werden: *Monograptus sedgwicki*, *Rastrites* sp., *Monoclimacis crenularis* und *Climacograptus* sp. Aus dünnplattigem Kalk in einer Tiefe von

2663 m sind folgende Conodonten gefunden worden: *Spathognathodus inclinatus inclinatus*, *Plectospathodus extensus*, *Neoprioniodus bicurvatus*, *Trichonodella excavata*, *Ozarkodina* cf. *editae*, *Ozarkodina media* u. a. (Wenlock; SPASSOV & JANEV, 1966).

Die Mächtigkeit der silurischen Sedimente in R-2 Vetrino ist etwa 1000 m.

Devon

Unteres Devon. Ablagerungen mit unterdevonischem Alter wurden in den folgenden Bohrungen erreicht: R-1 Dâlgodelci, R-120 Ogražden, R-119 Kardam, R-1 Vaklino und R-1 Vetrino. Eine bessere Vorstellung für die Fazies des Unterdevons gibt die Bohrung R-119 Kardam, wo die Mächtigkeit der Sedimente 746 m beträgt. Der obere Teil dieses Profils ist aus detritischen und tonigen Kalken mit Argillit-Zwischenlagen aufgebaut. Ein ähnliches Profil ist auch von der Bohrung R-120 Ogražden bekannt. Der untere Teil des Unterdevons ist durch Aleurolite und Argillite, selten mit Sandstein-Zwischenlagen vertreten. Das Fallen der Schichten schwankt zwischen 6—8° und 25—30°.

Eine reichere und mannigfaltigere Fauna ist im oberen Teil des Profils festgestellt: *Eurispirifer* cf. *paradoxus* (SCHL.), *Alatiformia* sp., *Plebejochonetes* cf. *plebejus* (SCHNUR), *Dechenella (Basidechenella)* cf. *kayseri* RICHTER, *Dechenella* sp. u. a. m. Aus diesem Grund wurden die oberen Teile des Profils R-119 Kardam und das ganze Profil R-120 Ogražden der Ems-Stufe zugezählt.

Im unteren Teil des unterdevonischen Profils in R-1 Dâlgodelci wurden nur Pelecypoden festgestellt, unter denen die Vertreter von *Nuclutis ellipticus* MAURER überwiegen. Diese Ablagerungen werden zur Siegener Stufe gezählt. Wahrscheinlich haben auch die in R-1 Vaklino erbohrten Ablagerungen dasselbe Alter.

In der Bohrung R-2 Vetrino, wurde in 802 m Tiefe *Tentaculites ornatus* SOW. gefunden, auf Grund dessen die Sedimente zur Gedinne-Stufe gezählt werden.

Mittleres Devon. Ablagerungen mit mitteldevonischem Alter wurden in mehreren Bohrungen durchgangen. Auf Grund der bestimmten Fauna können sie zu der Eifel- und Givet-Stufe gezählt werden. Die Grenze dazwischen ist ungeklärt. Zur Eifel-Stufe werden nur die untersten Niveaus bedingt zugezählt, die aus Kalken, kalkigen Argilliten und Argilliten bestehen, und der höher liegende Komplex aus Dolomiten, dolomitisierten Kalken und Anhydriten zur Givet-Stufe. Die gesamte Mächtigkeit des Mitteldevons beträgt über 1000 m.

Die Eifel-Stufe wurde in den Bohrungen R-2 Totleben, R-119 Kardam und R-1 Vaklino erreicht. Faunen wurden nur in den ersten zwei Bohrungen gefunden. In R-2 Totleben wurden Brachiopoden-Reste festgestellt, unter denen *Emanuella* aff. *pachyrhyncha* VERN., *Schizophoria* aff. *striatula* SCHL., *Megastrophia* sp. u. a. unterschieden wurden; aus R-119 Kardam wurde „*Spongiophyllum*" *varians* SCHLÜTER bestimmt.

Givet. Ablagerungen mit Givet-Alter sind in noch mehr Bohrungen erreicht worden. Sie sind durch chemogen-karbonatische Sedimente vertreten: Dolomite, dolomitisierte Kalke, Anhydrit und seltener Kalke. Die größte Menge anhydritischer Zwischenlagen gibt es in der Bohrung bei Dulovo, und am wenigsten sind sie in Kardam, Tervel und Nikola-Koslevo — das ist an die damaligen physikogeographischen Bedingungen gebunden.

Die Givet-Stufe ist fossilarm. Es wurden Reste von Brachiopoden, Korallen und Crinoiden gefunden, die aber als einzelne und relativ schlecht erhaltene Funde vorkommen. Das Givet-Alter ist vorwiegend auf Grund von Conodonten oder auf Grund der stratigraphischen Position der chemogen-karbonatischen Gesteine

bestimmt. Die wirkliche Mächtigkeit der Givet-Stufe ist schwierig bestimmbar, aber ist wahrscheinlich nicht weniger als 800 m.

Oberdevon. Das obere Devon ist vorwiegend aus Kalken und weniger aus dolomitisierten Kalken aufgebaut. Die besten Profile des Oberdevons sind in den Bohrungen Preslavci und Dulovo aufgeschlossen. Seine durchbohrte Mächtigkeit ist dort entsprechend 812 und 642 m; die wirkliche Mächtigkeit ist nicht weniger als 850 m.

Die oberdevonischen Ablagerungen sind reicher an Fauna, die aber in bestimmten Niveaus lokalisiert ist. Es sind Conodonten, Brachiopoden, Foraminiferen, Crinoiden-Glieder und Algen bekannt. Auf Grund der bestimmten Fauna unterscheidet man die Frasne- und die Famenne-Stufe.

Die Frasne-Stufe wurde in den Bohrungen bei Čerešovo, Preslavci, Dulovo, Severci und Tervel festgestellt. Das Alter der Sedimente wurde auf Grund von Conodonten und lageniden Foraminiferen bestimmt: *Enodosaria evlanensis* Lip., *E. rauserae* (N. Tschern.), *E. insignis* Kon. u. a. m. Außerdem sind hier auch die Brachiopoden *Theodossia evlanensis* und *Th. tanaica* bekannt, die auf der Russischen Plattform als zonale Leitarten gelten.

Die gesamte Mächtigkeit der Frasne-Stufe ist 300—350 m.

Die Famenne-Stufe ist mit Sicherheit nur in den Bohrungen Preslavci und Dulovo nachgewiesen. Das Alter der Bildungen ist auf Grund reicher Conodonten- und Foraminiferen-Faunen bestimmt. Außerdem wurde in diesen Bohrungen nachgewiesen, daß *Quasiendothyra kobeitusana* im Oberfamenne erscheint, infolgedessen diese Art kein Kriterium für die Grenze zwischen Devon und Karbon darstellen kann.

Die gesamte Mächtigkeit der Famenne-Stufe ist etwa 550—600 m.

Karbon

Tornai

Ablagerungen mit Tournai-Alter wurden nur in der Bohrung R-3 Gomotarci (Nordwestbulgarien) nachgewiesen. Auf Grund der vorläufigen Bestimmungen der Foraminiferenfauna (durchgeführt von E. Reitlinger, Moskau) umfaßt die Tournai-Stufe ein Intervall von 186 m (2820—3206 m). Die obere Grenze ist bedingt gelegt, da das Intervall 2781—2835 m ohne Kern ist. Die untere Grenze ist lithologisch und faunistisch fixiert. Ab 3206 m nach unten wurden Dolomite durchbohrt, die im Intervall 3207,5—3213,15 m Givet-Frasnien-Conodontenfaunen enthalten.

In lithologischer Beziehung werden die Tournai-Sedimente durch einen eintönigen Komplex von grauen und dunkelgrauen Kalken mit einem H_2S-Geruch vertreten. Laut dem freundlichen Brief von E. Reitlinger enthält Intervall 2820—3100 m Foraminiferenfaunen, charakteristisch für Horizont XV (Priorelski), der die Horizonte Malev, Upin, Tscherep und Kiselov umfaßt. Aus dem Intervall 3108—3115 m wurden folgende Conodonten bestimmt: *Siphonodella* cf. *S. isosticha*, *S. obsoleta*, *S. duplicata*, *Polygnathus flabella*, *Elictognathus bialatus* u. a. (Spassov, 1977).

Visé

Die Visé-Stufe wurde durch die Bohrungen R-3 Gomotarci, R-2 Preslavci, S-11 und R-120 Ogražden, R-1 Vaklino, R-53 Belgun und R-50 Rakovski erreicht.

Auf Grund der in der UdSSR vorgenommenen Einteilung und der gefundenen Makro- und Mikrofauna kann diese Stufe in Unter-, Mittel-, und Obervisé eingeteilt werden.

Untervisé. Zur Zeit sind Sedimente mit Untervisé-Alter in den Bohrungen R-2 Preslavci und R-3 Gomotarci nachgewiesen.

In der Bohrung R-2 Preslavci kommt das Untervisé im Intervall 1044—1200 m (1167—1217 m ohne Kern) vor. Aus diesen Ablagerungen stammen die folgenden Foraminiferen: *Archaesphaera crassa* LIP., *A. grandis* LIP., *Parathurammina sulejmanovi* LIP., *Paleospiroplectammina diversa* (N. TSCHERN.), *Glomospirella irregularis* (MOELL.), *Eoparastaffella* cf. *simplex* f. *ovalis* VDOV., *Dainella* aff. *elongatula* BRAZH., *Tetrataxis* aff. *paraminina* VISS. u. a.

Das Untervisé ist lithologisch aus schwachdolomitischen oder tonigen Kalken aufgebaut, die an Algen-, Crinoidenresten u. a. reich sind.

Es wird vermutet, daß in R-3 Gomotarci die Sedimente von den Kernintervallen 2722—2729 und 2774—2781 m ein Untervisé-Alter haben. Im letzten Intervall hat E. REITLINGER Foraminiferenfaunen festgestellt, die mit der Fauna vom Radaevski-Horizont vergleichbar sind.

Mittelvisé. Gegenwärtig wurden in Nordbulgarien Sedimente mit Mittelvisé-Alter nur in Bohrung R-3 Gomotarci nachgewiesen. Sie sind durch graue und schwach cremefarbene Kalke, stellenweise kavernös, vertreten. In denselben kommen selten Korallen und Brachiopoden vor. Von den Korallen wurde *Syringopora hyperbolotabulata* (JOH) CHI, bestimmt, von den zweiten — ein Fragment von *Gigantoproductus* sp.

Laut den vorläufigen Angaben, die uns E. REITLINGER freundlicherweise überlassen hat, soll in dieser Bohrung Intervall 2435—2695m zum Mittelvisé zugezählt werden. Aus diesem Intervall hat E. REITLINGER Foraminiferenfaunen bestimmt, charakteristisch für die Horizonte XIII (Priluksi) und XIIa (Kibinzevski), die die Unterzonen von $CC_1^{\gamma}d_2$ bis $C_1^{\gamma}f_1$ umfassen.

Obervisé. Diese Unter-Stufe ist von Bohrungen R-3 Gomotarci, S-11 und R-120 beim Dorf Ogražden, R-53 Belgun, R-50 Rakovski und R-1 Vaklino bekannt. Eine vollständige Vorstellung für das Obervisé gibt uns Bohrung R-53 Belgun. In dieser Bohrung sowie in R-50 Rakovski überlagern limnische Ablagerungen Namur-Alters die Obervisé-Sedimente, in den übrigen Bohrungen sind die Obervisé-Sedimente teilweise denudiert und darauf liegt Mittel-Jura.

In der Bohrung R-53 Belgun zählen wir zum Obervisé die Sedimente, die im Intervall 1640—2860 m durchbohrt sind. Da das Einfallen der Schichten selten 15° übertrifft, beträgt die Gesamtdicke der Obervisé-Unterstufe cirka 1180 m. Das Alter ist auf Grund der Foraminiferen und Conodonten bestimmt, die in den Kalken bei 2850, 2089, 8-2092, 1863—1863, 5 und 1671 m Tiefe festgestellt wurden. Aus der Tiefe 2850 m ist *Gnathodus symmutatus* RHODES, AUSTIN & DRUCE bestimmt. Aus den Kalken in den Tiefen 2089,8—2092 m und 1863—1863,5 m wurden folgende Foraminiferen bestimmt: *Archaediscus convexus* GROSD. et LEB., *A. karreri* BRADY, *A. krestovnikovi* RAUS., *A. moelleri* RAUS., *A. gigas* RAUS., *Endothyranopsis crassus* (BR.), *Howhinia exilis* VISS., *H. gibba* (MOELL.), *Loeblichia ammonoides* (BR.), *Tetrataxis paraminima VISS. u. a.*

Aus der Tiefe 1671 m wurden, zusammen mit den zahlreichen *Archaediscus*-Arten, auch die Arten *Rectocornuspira issatchkensis* (DAIN) var. *regularis* BRAZH. und *Archaediscus cornuspiroides* BRAZH. et VDOV. bestimmt, die für den Horizont X (Juravski), der den Oberteil der Unterzone $C_1^{\gamma}g_1$ umfaßt, leitende Formen sind.

In der Bohrung S-11 Ogražden wurden die Obervisé-Sedimente unter dem Jura im Intervall von 847—1001 m durchbohrt. Sie werden durch Argillite und Aleurolite mit Sandstein- und Kalkzwischenschichten vertreten. Die Neigung ändert sich von 30 auf 65°. Das Alter wird auf Grund der Foraminiferen bestimmt (858,1 m): *Archaediscus krestovnikovi* RAUS., *A. karreri* BRADY, *A. moelleri* RAUS., *A. convexus* GROSD. et LEB., *Howchinia exilis* VISS., *H. gibba* (MOELL.), *Loeblichia ammonoides* (BR.), *Planoarchaediscus spirillinoides* (RAUS.), *Pl. paraspirillinoides* (BRAZH.), *Palaeotextularia* sp., *Propermodiscus* sp. u. a. Aus der Tiefe 984 m sind *Gnathodus commutatus commutatus* (BR. & MEHL), *Gn. girtyi collinsoni* RHODES, AUSTIN & DRUCE und *Neoprioniodus scitulus* (BR. & MEHL) bestimmt.

In der Bohrung R-120 Ogražden wurden die Obervisé-Sedimente unter dem Jura bei einem Intervall von 842—1364 m durchbohrt. Lithologisch wurden hier Ton-Schiefer und Ton-Sandsteine festgestellt. Das Liegende dieser Sedimente bilden mitteldevonische Dolomite. Im Kernintervall 977—985 m wurde reiche Fauna nachgewiesen, von der folgendes bestimmt wurde: *Gigantoproductus giganteus* var. *donaicus* (LEB.), *Gigantoproductus* sp., *Lingula tennuissima* (QUENST.), *Isogramma paeckelmanni* AIG. et HER., *Chonetes* cf. *laguessianus* (KON.) u. a.

Obervisé-Sedimente in der Bohrung R-50 Rakovski wurden im Intervall 3100 bis 3215 m durchbohrt. Sie liegen unter den Sedimenten vom Namur A. Das Alter wurde auf Grund von *Goniatites striatus* Sow. bestimmt, der bei einer Tiefe von 3142,5 m gefunden wurde.

Beim Intervall 2380—2435 m wurden in der Bohrung R-3 Gomotarci dunkelgraue kalklose Argillite und Aleurolite durchbohrt, die mit dünnschichtigen (bis 1 cm) Sandsteinen wechseln. Die Neigung dieser Sedimente geht nicht über 4—5°. In denselben wurden keine Fauna- und Flora-Reste festgestellt. Die von Y. SOMERS (Liege) durchgeführte Sporen-Pollenanalyse hat folgende Ergebnisse geliefert: *Tripartites trilinguis*, *Tripartites* sp., *Lycospora* sp., *Microreticulatisporites concavus* BUTT. & WILL., *Murospora aurita* (WALTZ) PLAYFORD, *Leiotriletes tumidus* BUTT. & WILL., *Acanthotriletes falcatus* (KNOX) POT. & KR., *A. castanea* BUTT. & WILL., *Procoronospora sp.* u. a.

NAMUR-WESTFAL

Im NE-Bulgarien (Dobrudža) sind die Karbon-Ablagerungen von 1200—1500 m mächtigen mesozoischen Bildungen bedeckt, so daß sie nur von den Tiefbohrungen erreicht werden können. Sie sind in Folgen gegliedert.

Die Mogulište-Folge (etwa 540 m mächtig) liegt auf der Abtragungsfläche der Ireček-Folge (Obervisé). Sie besteht aus einer mehrfachen grauen Wechsellagerung von rhythmisch aufgebauten kohlenführenden Bildungen: Sandsteinen, Aleuroliten, Argilliten und Kohlenflözen; Konglomerate treten vorwiegend im unteren Drittel der Folge auf. Floristische Reste trifft man in allen tonigen Schichten. Der Artenbestand ändert sich allmählich und es wurden 3 Hauptgruppen von Arten unterschieden.

Ab der Basis bis zur Höhe 150 m wurden festgestellt: *Mesocalamites roemeri* GOEPP., *M. cistiiformis* STUR, *Lyginopteris hoeninghausi* BRGT., *Neuropteris schlehani* STUR, *Mariopteris acuta* BRGT., *Paripteris gigantea* STBG. Dieses Intervall wurde zum Namur C gezählt.

In den nächsten 160 m findet man: *Sphenophyllum trichomatosum* STUR, *Calamites sp.* div., *Lyginopteris bäumleri* ANDRAE, *Palmatopteris furcata* POT.,

Paripteris gigantea STBG., *P. schützei* POT., *Lonchopteris baurii* ANDRAE, *L. conjugata* GOEPP., *L. eschweillileriana* ANDRAE. Diese Assoziation bestimmt für den mittleren Teil der Mogilište-Folge ein Westfal-A-Alter.

Die oberen 220 m enthalten: *Sphenophyllum majus* BRONN, *Sph. emarginatum* STUR, *Sphenopteris striata* GOTHAN, *Lonchopteris silesiaca* GOTHAN. Auf Grund dieser Flora wurde der obere Teil der Mogilište-Folge als Westfal B angenommen.

Die Vranino-Folge (45—50 m) liegt über einer Erosionsfläche, die verschiedene Niveaus des oberen Teils der Mogilište-Folge erreicht. Sie ist vorwiegend aus Sandsteinen mit einzelnen Geröllen aufgebaut, die von dünnen Konglomeratschichten, seltener auch von Aleuroliten, Tonen oder Kohlenflözen durchsetzt sind. Der Sandstein besteht aus vulkanoklastischen Körnern, die ihn als ein wichtiges Korrelationsniveau bezeichnen. Die Flora-Reste kommen selten vor und ähneln dem Bestand des Oberteils der Mogilište-Folge — das Alter ist Westfal B.

Die Makedonka-Folge (200 m) liegt nach einem Übergang auf der Vranino-Folge. Ihre Ablagerungen stellen normale kohlenführende Rhythmen dar. Die unteren 4 davon zeigen ein Überwiegen der Sandsteine, und die oberen 8—10 sind reicher an Argilliten. Die Kohlenflöze sind im Bereich des Beckens gut korrelierbar. Die Flora-Funde sind reichlich und gut erhalten. Im unteren Teil, außer dem Oberteil der Mogilište-Folge, wurden noch die Arten *Neuropteris obliqua* BRGT., *Sphenopteris obtusiloba* BRGT. bestimmt. Dieser Teil wird zum Westfal B gezählt. Im oberen Teil der Folge findet man *Neuropteris semireticulata* JOSTEN, *N. rarinervis* BUNB., *Alethopteris densinervosa* WAGNER. Das erlaubt, den Teil über Schicht Nr. 6 als Westfal zu betrachten.

Die Velkovci-Folge (90—160 m) liegt nach einer Erosionsfläche auf der Makedonka-Folge. Die Hauptmasse (60—90 m) ist aus Sandsteinen aufgebaut, die mit Aleuroliten und Argilliten wechsellagern. Der spezifische Bestand der Sandsteine in dieser Folge — hauptsächlich Quarzkörner — macht sie zu einem wichtigen Korrelationsniveau. Die floristischen Reste kommen selten vor, sind aber ähnlich diesen vom oberen Teil der Makedonka-Folge. Deshalb wird die Velkovci-Folge als Westfal C angenommen.

Die Krupen-Folge (etwa 90 m) ist mit dem Liegenden (Velkovci-Folge) mit schnellem lithologischem Übergang verbunden. Sie ist aus Sandsteinen (bis 50% der Masse), Aleuroliten, Argilliten, Konglomeraten und 4 Flözen aufgebaut. Die Flora bis zur Basis der 4ten Kohlenschicht ist dieselbe wie im Oberteil der Makedonka-Folge und entspricht dem Westfal C. Im Hangenden dieses Kohlenflözes ändert sich der Flora-Bestand und hier treten auf: *Linopteris brongniarti* GUTB., *Annularia stellata* SCHLOTH., *A. sphenophylloides* ZENK., *Pecopteris unita* BRGT. Aus diesem Grund wird die Grenze zwischen Westfal C und D an der Basis der 4ten Kohlenschicht gelegt.

Die Poljanci-Folge (76 m) besteht aus oligomyktischen Sandsteinen mit Konglomerat-Zwischenlagen. Die Untergrenze ist erosiv und normalerweise klar. Es bestehen aber manche Schwierigkeiten sie festzustellen, wenn als Liegendes die Sandsteine der Krupen-Folge auftreten. Floren-Reste kommen als eine Seltenheit vor, und die Folge wird — ihrer stratigraphischen Position nach — als Westfal D datiert.

Die Gurkovo-Folge (über 260 m) ist aus Sandsteinen, Aleuroliten, Argilliten, Kohlenflözen und dünnen Konglomeratschichten aufgebaut. Die untere Grenze stellt einen Übergang dar, die obere ist durch die Transgression der mesozoischen

Bildungen bestimmt. Die Zahl der Kohlenflöze beträgt 11. Unter den Flora-Arten sind zu zitieren: *Sphenophyllum verticilatum* SCHLOTH., *Annularia stellata* SCHLOTH., *A. sphenophylloides* ZENK., *Pecopteris unita* BRGT. Pflanzenfossilien wurden aus den letzten 100 m nicht gesammelt. Darum sind die unteren 160 m zum Westfal D zugezählt worden, und die nächsten 100 m können dem Westfal, als auch dem Stefan zugehören.

Das Karbon des Dobrudžanischen Beckens ist mit dem Schlesischen sehr gut vergleichbar.

PERM

Unterperm

In der Moesischen Platte wurde das Perm von etwa 120 Bohrungen erreicht. In NW-Bulgarien, am Südrand der Plattform, sind Profile durchbohrt worden, die den Aufschlüssen im NW-Vorbalkan ähnlich sind.

Die tiefsten Niveaus sind in den Bohrungen R-1 und R-19 Čiren bekannt. Sie sind aus Aleuroliten (R-1) und aus einer Wechsellagerung von Brekzien-Konglomeraten und zunehmenden Sandstein- und Aleurolit-Schichten (R-19) aufgebaut. Diese Niveaus entsprechen den kalkigen Aleuroliten im Michailovgrad-Gebiet, d. h. den oberen Teilen des Mesozyklus, der dem Unteren Rotliegenden zugehört. Höher folgen 1888 m grobklastische Sedimente, die dem Anfang des Ober-Rotliegenden-Mesozyklus entsprechen (er ist auch im Michailovgrad-Gebiet mit Mächtigkeiten bis 3200 m bekannt).

In den Čiren-Bohrungen R-1, -2, -19 und in R-2 Michailovgrad sind die Analoga der oberpermischen Delta-Sandsteine durchbohrt, die im Westen zwischen Kopren-Spitze und den Dörfern Smoljanovci und Dolni-Lom aufgeschlossen sind. Nur in R-1 Čiren wurde ihre ganze Mächtigkeit (311 m) durchbohrt.

In der Moesischen Platte selbst können die Profile auf Grund der Anwesenheit oder Abwesenheit vulkanischer Produkte im Unterperm unterschieden werden.

Eine gute Vorstellung für das effusiva- und pyroklastitenführende Perm geben die Bohrungen bei Kaliakra, Tjulenovo, Kamen-Brjag u. a. m. für das Küstengebiet und R-4 Vassil-Levski für das südliche Gebiet. Vergleichbare Gesteine sind in der Bohrung S-11 Hitrino bekannt, aber mit minimalem Anteil sedimentärer Zwischenlager, wie auch in R-51 Ravna-Gora, wo sedimentäre Bildungen überhaupt fehlen.

In den Unterperm-Profilen mit Vulkanismus kommen von unten nach oben vor: (1) Terrigen-tonige Folgen: Wechsellagerung klastischer Gesteine, braunroter aleurolitischer und polymyktischer Sandsteine; hier trifft man Cordaiten; Mächtigkeit etwa 100 m; (2) Vulkanogene Folge aus Andesiten, Latiten, Quarz-Latiten, Trachyrhyioliten, Lavabrekzien, Tuffobrekzien, Tuffen, ignimbrit-ähnlichen Gesteinen, stellenweise noch Andesit-Basalten, Brekzien-Konglomeraten, Argilliten aufgebaut. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 380—400 m (R-4 V. Levski, R-114 Kaliakra), 760 m (R-116 Tjulenovo) bis über 1032 m (Ravna-Gora); (3) Folge vulkanoklastischer und vulkanomyktischer Gesteine, aus Brekzien-Konglomerat (Gerölle vulkanischer Gesteine, Tuffbrekzien und Tuffe) und — in den oberen Teilen — mit Aleurolit-Zwischenlagen aufgebaut; Mächtigkeit etwa 145— 165 m; (4) Aleurolitische Folge, die ein gut korrelierbares Niveau aufbaut — ziegelrote bis braunrote Aleurolite in R-144 Kaliakra, R-4 V. Levski und in anderen Bohrungen.

Die Position ist mit jener der Aleuroliten in den west-vorbalkanischen Bohrungen und Aufschlüssen vergleichbar. Die Mächtigkeit ist verhältnismäßig gering, um 60 m, ist aber gleichmäßig; (5) Terrigene Folge — Wechsellagerung roter bis braunroter und violettroter Brekzien-Konglomerate, Konglomerate, weniger Sandsteine und Aleurolite. In den Regionen mit gut entwickelter vulkanischen Tätigkeit beobachtet man einen reichlichen vulkanomyktischen Zusatz, in den anderen Gebieten besteht er aus Phylliten, Kalksteinen, Sandsteinen, Quarz. Die Mächtigkeiten schwanken von 50—110—220 m; (6) Eine Folge, die aus Hypogesteinen besteht: Hypoaleurolite mit psammitischen und Gravium-Zusatz, Hyposandsteine, Hypogravelite, die in der Regel unsortiert und fast ungebankt sind. Diese Folge liegt auf Profilen mit, auch ohne Vulkanismus (R-1 Komunari) oder direkt auf älteren Schichten (Karbon). Ihre Mächtigkeit ist von 7 bis über 251 m (Bohrung Selce).

Die unterpermischen Profile ohne Vulkanismus können so eingeteilt werden: (1) Terrigene Folge — Brekzien-Konglomerate mit Sandstein- und Aleuroliten-Zwischenlagen (Komunari), polymyktisch, lithische und quarzlithische Sandsteine (R-3 Vetrino und R-1 Čerešovo); höher im Profil kommen aleurolitische Bänke vor und noch höher Argillite. Die Mächtigkeit ist ab 67 bis 582 m (Vetrino). (2) Tonig-terrigene Folge — bei einem ähnlichen Gesteinsbestand überwiegen die Aleurolite und Argillite. Die Mächtigkeit ist 636 m (R-3 Vetrino). (3) Folge der unsortierten, ungebankten Gesteine — sie ist oben beschrieben worden. In den Profilen ohne Vulkanismus ist ihre Mächtigkeit ab 138 bis mindestens 260 m.

Oberperm

Die Profile des Oberperms zeigen keine Unterschiede, die von der Anwesenheit oder Abwesenheit vulkanischer Tätigkeit abhängen. Eine Reihe von Bohrungen erreichen nur das Oberperm. Die vollständigen Profile zeigen eine fazielle Variabilität im Basalteil. Diesem Merkmal nach, teilt man sie in (A) Profile mit salzführender Entwicklung und (B) mit toniger-feinterrigener Entwicklung.

A. In den oberpermischen Profilen mit Evaporiten wechsellagern: (1) Salzführende Argillit-Folge, in der Argillite mit Mergeln, Salzen (Halit), etwas Aleuroliten und Dolomite alternieren; kleine Anhydrit-Kerne; Mächtigkeit 890 m (R-1 Mirovo) bis 150 m (R-75 Besvodica); (2) Salzführende Folge — vorwiegend Halitschichten mit Zwischenlagen von Argilliten, Aleuroliten und Dolomiten. Die Mächtigkeiten sind wahrscheinlich durch den Diapirismus vergrößert — die sichtbare ist bei Mirovo 2140 m und bei Besvodica 380 m.

B. Die Oberperm-Profile mit feinterrigen-toniger Entwicklung beginnen mit einer Folge gut- und feingebankter Argillite mit Aleuroliten- und weniger Dolomit- und Anchydrit-Zwischenlagen. Sie stimmen mit diesen der Bohrung Mirovo überein, ohne aber mit Salzen zu wechsellagern. Die Folge ist etwa 640 m mächtig (R-3 Vetrino).

Über diesen Gesteinen befindet sich eine Folge massiver Argillite und Aleurolite (seltener Sandsteine), die eine weite Verbreitung und bedeutende Stabilität zeigt — von Četate (Rumänien) über Totleben — Ressen — Brjag — Elenovo — Zlatar — Târgovište — V. Levski — Varna — Kalugerica — Kaliakra — Provadija usw. Bezeichnend sind der massive Aufbau, die Abwesenheit von Sortierung, schwankender aber überall ausgeprägter Karbonat-Gehalt, rote bis braunrote Farben.

Stellenweise beobachtet man „Nester" oder gitterartige Anhydrit-Imprägnationen, seltener dünne Zwischenlagen von Kalkstein oder Dolomiten. Die Mächtigkeiten betragen bis über 1093 m (Elenovo).

Die letzte Folge besteht aus gut geschichteten sandig-tonigen Gesteinen: schokoladenfarbigen, violettroten, grüngrauen und schwarzgrauen Argilliten und Aleuroliten und hellgrauen, seltener rosagrauen Sandsteinen. Sie wurden in R-2 Totleben, R-10 Ressen, R-7 Targovište, R-4 Ostrovče, R-4 V. Levski, R-3 Brjag und R-3 Vetrino beobachtet. Die Mächtigkeit schwankt von 54 bis 136 m, normalerweise 70—85 m.

Eine gröbere Entwicklung mit geschichteten poly- bis olygo- und mesomiktischen, vorwiegend psammitischen und gravium-psammitischen Bildungen beobachtet man in R-61 Sokolovo. Sie kann als Randfazies des Oberperms mit großer Mächtigkeit (578 m) betrachtet werden.

Die Perm-Bildungen in der Moesischen Platte werden bisher nur durch Sporen-Pollen-Assoziationen datiert. Aus dem Stock bei Mirovo wurden bestimmt von SCHIRMER & KURZE (1960): *Nuskoisporites klausi* GREBE, *Limitisporites rectus* LESCHIK, *L. latus* LESCHIK, *Lueckisporites virkkiae* POTONIÉ & KLAUS, *Taenisporites noviaulensis* LESCHIK, *T. antiquus* LESCHIK, *Platysaccus papilionis* POTONIÉ & KLAUS, *Falcisporites zapfei* LESCHIK, *Labiisporites granulatus* LESCHIK, *Nuskiosporites dulhuntyi* POT. & KL., *Anguisporites anguinus* POT. & KL., *Culleisporites densus* LESCH., *Florinites antiquus* SCHOPF, *Illinites unicus* KOSANKE, *I. bentzi* KL., *I. tener* KL., *Jugasporites delasaucei* (POT. & KL.), *J. perspicuus* LESCH., *J. tectus* LESCH., *J. nubilus* LESCH., *Lueckisp. trisaccate* MISSBILDY, *Taeniasp. richteri* (LESCH.), *Falcisporites granulatus* LESCH., *Sulcatisporites splendens* (LESCH), *Favisporites tenuis* LESCH., *Pityosporites schaubergeri* POT. & KL., *P. delasaucei* POT. & KL., *Crustaesporites globosus* LESCH.; SCHIRMER & KURZE (1960) schreiben auf S. 31: „Auf Grund des Sporomorpheninhaltes können die Salzablagerungen von Provadia nicht älter als oberpermisch und nicht jünger als untertriassisch sein." Bei der Analyse der massenhaft vertretenen Arten ergibt sich eine Vergleichbarkeit mit dem germanischen Zechstein bei Staßfurt und Mühlhausen. Die ersten 9 Arten sind in den salzfreien Ablagerungen in R-7 Targovište (Intervall 2566—2567 m) festgestellt von S. ČERNJAVSKA (mündliche Mitteilung). Dazu gehören noch die von ČERNJAVSKA bestimmten Arten: *Nuskoisporites gondvanensis* BALM., *Vittatina vittifer* LUBER, *V. striata* LUBER, *Platysaccus* sp., *Jugasporites* sp., *Protodiploxypinus elongatus* (LUBER), *Pemphygaletes striatus* LUBER, *Dacrydium* sp., *Caytonialespollenites* gen. sp.

In R-3 Vetrino (Intervall 1875—2252 m) hat J. LAČEVA (mündliche Mitteilung) eine Assoziation bestimmt, die mit den von SCHIRMER & KURZE und ČERNJAVSKA in Mirovo- und Targovište beschriebenen Assoziationen korrelierbar ist. Eine andere Vergesellschaftung stammt aus einem höherem Niveau — aus der Folge der gut gebankten sandig-tonigen Gesteine, mit denen das Perm-Profil endet (R-10 Ressen, 2377—2381 m; R-7 Targovište, 1974 m; R-4 V. Levski, 1833—1841 m; R-2 Totleben, 2215—2265 m). LAČEVA stellt noch die Gattungen fest: *Nuscoisporites*, *Lueckisporites*, *Vittatina*, *Striatites* und schlecht erhaltene und unsichere Reste von *Gnetacea*, *Pollenites* und *Kraeuselisporites*. Die Gattung *Vittatina* wird als permisch betrachtet. *Nuskoisporites* und *Luekosporites* sind massenhaft im Oberperm verbreitet (die zweite Gattung hat ihre Blütezeit schon ab der oberen Hälfte des Unterperms), sind aber in der Untertrias sehr schwach vertreten. Die Gattung *Striatites* geht vom Unterperm bis in die Untertrias hinein, ohne bezeichnend zu sein.

Literatur

ALLAHVERDJIEW, D. (1908): Contribution à la l'étude du sistéme Silurien en Bulgarie. — Bull. Soc., géol. France, Ser. IV, 8, 330—342, Paris.

BUDUROV, K. (1961): Conodonten aus dem Devon Nordostbulgariens. — Rev. Bulg. Geol. Soc., 22, 3, 259—273 (bulg.), Sofia.

ČATALOV, G., M. GANEV und S. STEFANOV (1962): Notizen über das Perm im Vasiljovosattel (Gebiet Teteven). — Travaux Géol. Bulgarie, Sér. Stratigr. et Tectonique, 4, 31—39 (bulg.), Sofia.

HABERFELLNER, E. & E. BONČEV (1934): Der erste Nachweis von Ordovicium in Bulgarien: Didymograptenschiefer mit Trilobiten im Zerie-Massiv. — Geol. Balcanica 1, 1, 28—33, Sofia.

JANEV, S. (1969): Fazien und lithogenetische Typen in den jungpaläozoischen Sedimenten in Nordwest-Bulgarien. — Bull. Geol. Inst., Ser. Stratigr. and Lithol., 18, 91—126 (bulg.), Sofia.

JANEV, S. (1970): Palaeography of NW Bulgaria during the Palaeozoic. — Rev. Bulg. Geol. Soc., 31, 1, 197—208 (bulg.), Sofia.

JANEV, S. (1972): Lithologische Aufteilung und Korrelation der Devon- und karbonatischen Unterkarbon-Sedimente aus Bohrungen in Nordost-Bulgarien. — Bull. Geol. Inst., Ser. Stratigr. and Lithol., 22, 101—124 (bulg.), Sofia.

JANEV, S. (1974): Facial analysis of the Devonian Sediments in Northeast Bulgaria. — Bull. Geol. Inst., Ser. Stratigr. and Lithol., 23, 107—119 (bulg.), Sofia.

KALVACHEVA, R. (1969): Acritarchs from Tseretsel Formation (Ordovician). — Rev. Bulg. Geol. Soc., 30, 1, 88—90 (bulg.), Sofia.

KOULAKSSUZOV, G. & YA. TENCHOV (1973): Stratigraphy of the Lower Carboniferous in the Dobroudja Coal Basin. — Bull. Geol. Inst., Ser. Stratigr. and Lithol., 22, 39—53 (bulg.), Sofia.

REMY, W. & CHR. SPASSOV (1959): Der paläobotanische Nachweis von Oberdevon in Bulgarien. — Monatsber. deutsch. Akad. Wiss. zu Berlin, 1, 6, S. 380— 387, Berlin.

SEERGEVA, L. A. (1974): The Use of Palynological Date in the Stratigraphical Division of Metamorphic Rocks in the Paleozoic Core of the Eastern Carpathian. — X Congres Carp.-Balkan geol. Ass., Section I, 199—203 (russ.), Sofia.

SCHIRMER, H. & M. KURZE (1960). Die stratigraphische Stellung des Salzsedimentes der Bohrung No. 5 von Provadia. — Bull. Geol. Inst., 8, 29—45, Sofia.

SPASSOV, CHR. & W. REMY (1959): Über das Vorkommen von *Eleutherophyllum waldenburgense* in Bulgarien. — Monatber. Deutsch. Akad. d. Wiss. zu Berlin, 1, 6, 387—388, Berlin.

SPASSOV, CHR. (1963): Das Oberludlow mit *Mon. hercynicus* und dessen Grenze mit dem Devon bei Stanjovci, Bezirk Pernik. — Rev. Bulg. Geol. Soc., 24, 2, 119—141 (bulg.), Sofia.

SPASSOV, CHR. (1964): Beitrag zur Stratigraphie des Silurs und Devons im Kraište. — Rev. Bulg. Geol. Soc., 25, 3, 267—283 (bulg.), Sofia.

SPASSOV, CHR. (1965): Unterkarbon in Bulgarien. — Rev. Bulg. Geol. Soc., 26, 2, 157 — 167 (bulg.), Sofia.

SPASSOV, CHR. (1965): Das karbonatische Oberdevon im Kraiste und seine Conodontenfauna. — Travaux Geol. Bulg., Ser. Paéont., 7, 71—113 (bulg.), Sofia.

SPASSOV, CHR. (1971): Die Conodontenchronologie des Unterdevons im Mittelteil der Balkanhalbinsel. — Bull. Geol. Inst., Ser. Stratigr. and Lithol., 20, 5—14, Sofia.

SPASSOV, CHR. (1972): Stratigraphie des Unterkarbons in einigen Bohrungen in Nordost-Bulgarien. — Bull. Geol. Inst., Ser. Stratigr. and Lithol., 21, 5—17 (bulg.), Sofia.

SPASSOV, CHR. (1973): Stratigraphie des Devons in Südwest-Bulgarien. — Bull. Geol. Inst., Ser. Stratigr. and Lithol., 22, 5—38 (bulg.), Sofia.

SPASSOV, CHR. (1974): Über die Stratigraphie des Unteren Karbons in Nordostbulgarien. — Bull. Geol. Inst., Ser. Stratigr. and Lithol., 23, 5—24 (bulg.), Sofia.

SPASSOV, CHR. & S. JANEV (1966): Stratigraphy of the Palaeozoic sediments in drillings from N. E. Bulgaria. — Bull. Geol. Inst., 15, 25—77 (bulg.), Sofia.

SPASSOV, CHR. (1976): Das Unterkarbon in Nord-Bulgarien und dem naheliegenden rumänischen Gebiet (Mösische Plattform). — Geol. Balcanica, 6, 3, 41—52, Sofia.

SPASSOV, CHR. (1977): Tournaisian Conodonts from Borehole R-3 Gomotarci (Northwest Bulgaria). — Palaeont., Stratigr. and Lithology, 6, 3—14 (bulg.), Sofia.

TENCHOV, YA. (1965): Oberdevon im Kern der Svoge-Antiklinale. — Rev. Bulg. Geol. Soc., 26, 1, 109—112, Sofia.

TENCHOV, YA. (1966): Lithostratigraphy and Structure of the Svoge Carboniferous. — Bull. Geol. Inst., 15, 243—268 (bulg.), Sofia.

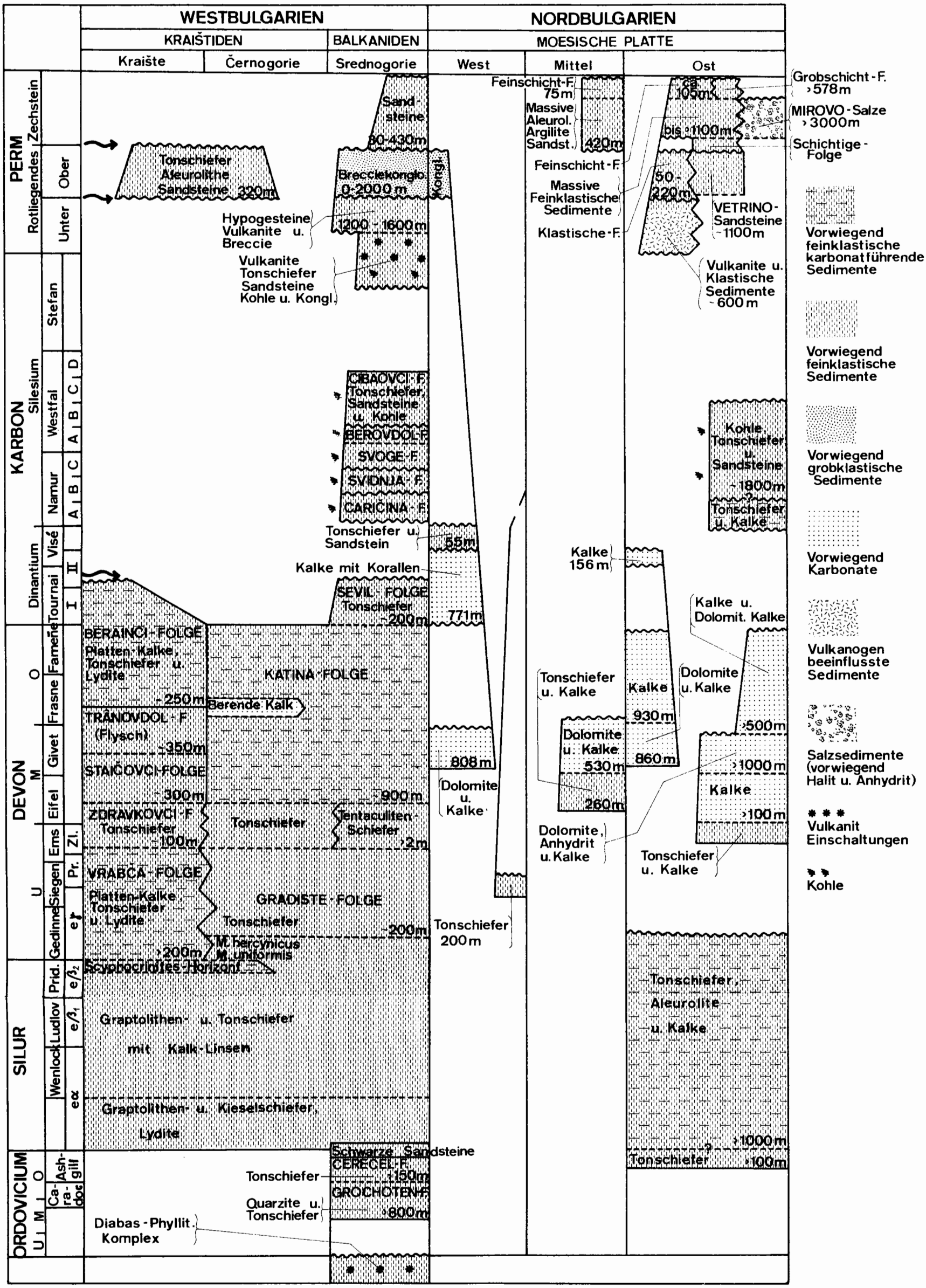
TENCHOV, YA. (1973): Stratigraphy of the Stephanian-Permian Fossil-Bearing sediments in NW. Bulgaria. — Bull. Geol. Inst., Ser. Stratigr. and Lithol., 22, 55—72 (bulg.), Sofia.

TENCHOV, YA. & G. KULAKSAZOV (1972): Lithostratigraphy of the Carboniferous in the Dobroudja Coal Basin. — Bull. Geol. Inst., Ser. Stratigr. and Lithol., 21, p. 41—62 (bulg.), Sofia.

TOULA, FR. (1877): Geologische Untersuchungen im westlichen Teile des Balkans. — Sitz. Akad. Wiss., Mat.-Nat. Cl., 75, Wien.

TZANKOV, V. (1960): Le Dévonien en Bulgarie du Nord Est. — Rev. Bulg. Geol. Soc., 21, 3, 79, Sofia.

DAS PALÄOZOIKUM VON BULGARIEN (Stand 1975)



Stratigraphische Tabelle des Paläozoikums von Bulgarien.

Das Paläozoikum von Serbien

P. STEVANOVIĆ & M. VESELINOVIĆ*)

Summary

The Paleozoic of the three geotectonic units of Serbia (vid. tab.) consists of marine and continental sediments.

I. Dinarids: The Paleozoic of the Dinarids is marine. Cambrium and lower Ordovician are only proved in the Drina region whereas *Orthoceras* —limestones of higher Silurian age only in the Sara mountains occurs. Middle — and Upper Devonian rocks are provable nearly everywhere, whereas Lower Devonian has only been found in South-Serbia until now. Except in the Vardar-region where the marbles of Venčac belong to the Devonian, the Devonian consists of an alternation of sandstones, shales and limestones of rhenic-sudetic facies.

The carboniferous of the Dinarids is developed in a clastic-carbonatic facies, as far as the Šara Mts., where Carboniferous is not proved. The main phase of the variscic orogeny occurs during the Upper Carboniferous and the Lower Permian. Because of this orogeny Lower Permian sediments are missing or appear in form of coarse sandstones. Reddish shales and dolomits belong to the Middle Permian whereas the Upper Permian is of alpine (*Bellerophon*-limestone) or indoarmenic (*Productus*-Limestone with *Lyttonia*) type. In some regions of the Dinarids Permian could not be proved until now.

II. Serbo-Macedonic massif: Up to this time only spores of Rhyphean and Lower Cambrian age in metamorphic rocks of the Vlasina series and *Obolus* of ordovician age in schists of SE-Serbia were found. The younger cristalline of this massif (micaschists, phyllites, quartzites) also seems to belong to the Rhypheican and Cambrian.

III. Carpato-Balcans: In this unit all the paleozoic periods were biostratigraphically proved. The best exposures are in the Inner schist-zone, the Kučaj, Suva Planina, Stara Planina and Ruj Mts. (Zvonaćka Banja). The end of the Cambrian is characterized by a strong beicalic orogenesis, whereas the variscic main phase belongs to the Middle Carboniferous. During the Devonian and Lower Carboniferous time a strong intrusive magmatism occurs.

Whereas the older Paleozoic is nearly everywhere marine, the younger Paleozoic has generally a continental character. The Cambrian consists of marbles with Archaeocyatha and greenschists. The clastic Ordovician is generally transgressive. Silurian appears as Graptholite-shales for the most part. The Devonian is represented also by Graptholite-shales and by coral-limestones, on the one hand by sandstones with flora rests and shales with *Clymenia* and by continental sandstones with Psylophyten. An early variscic orogenesis is attended with gabbro and granite-intrusions. Marine Lower Carboniferous was only proved in Porečka Reka and the Suva Planina. In the other regions the Carboniferous is of limnic-fluviatile facies. In the central Carpato-Balcans the Carboniferous is completely missing. Red sandsto-

*) Anschrift der Autoren:
Prof. Dr. P. STEFANOVIĆ, ul Filipa Klajica 26, Beograd, Jugoslavien.
Dr. Miroslav VESELINOVIĆ, ul Karadjordjeva 48, Beograd, Jugoslavien.

nes without fossils characterize the permian sequences. Between Rotliegend and Zechstein there is an erosion-discordance caused by late variscic movements.

Während das jüngere Paläozoikum Serbiens vor allem durch vor dem 2. Weltkrieg durchgeführte Untersuchungen verhältnismäßig gut bekannt ist, stammt unsere Kenntnis über das ältere Paläozoikum aus Arbeiten nach dem Krieg. Heute sind durch Fossilien sämtliche altpaläozoischen Systeme nachgewiesen. Im folgenden sind vor allem diese Zeitabschnitte behandelt, wobei die Tabelle eine Kürzung unserer Darlegungen ermöglicht. In dieser Tabelle wurden drei tektonische Haupteinheiten unterschieden: Die Dinariden, die Karpato-Balkaniden und das Serbomazedonische Massiv.

Kambrium. Durch eine Untersuchung von M. KALENIĆ kennen wir in den Karpato-Balkaniden Ostserbiens Unterkambrium in Grünsteinfazies (Stilpnomelan-Albit-Schiefer) u. zw. wurde in einer Marmorlinse aus dem Flußgebiet von Poreêka Reka unweit der Donau *Ajaciciathus* ex gr. *anabarensis*, ein Leitfossil für Unterkambrium gefunden.

Im westlichen Serbien (Dinariden) wurden in den Metamorphiten des Jelova Gora-Gebirges mit Acritarchen (Phythoplankton) O-Kambrium-U-Ordovicium nachgewiesen. Dieser Fund, sowie neueste Daten aus Westmazedonien sind ein Hinweis dafür, daß auch in anderen dinarischen paläozoischen Aufbrüchen (Antiklinorien) älteste paläozoische Schichten erwartet werden können.

Ordovicium. Ordovicische Fossilien (spärliche Reste von Brachiopoden, Trilobiten, Cystoideen und Gastropoden, wurden in wenig metamorphisierten Sedimentgesteinen (Metasandsteine, Quarzite, Tonschiefer, selten auch metamorphisierte Kalke) in Ostserbien gefunden. Es ist zu vermuten, daß auch ein Teil der halbmetamorphen Gesteine des serbischen Kristallins dem Ordovicium angehören. Grapholitenschiefer, die für das Ordovicium Westeuropas kennzeichnend sind, fehlen in Ostserbien gänzlich.

Das Tremadoc ist in Ostserbien in der Regel transgressiv ausgebildet. Am Djerčak im Kučaj-Gebirge (bei Resavica) wurden in diesen Schichten Brachiopoden gefunden (*Thysanotus siluricus*, *Obolus* sp., *Lingula* sp., *Orbiculoidea* sp.). Auch die Äquivalente der Milina-Schichten Böhmens (O-Tremadoc) konnten in Form rötlicher Tonschiefer nachgewiesen werden. In Homolje-Gebirge entsprechen Metasandsteine mit Lebensspuren (Kanäle von *Tigilites* sp.) diesem Niveau.

Im südöstlichen Serbien wurden im Serbo-mazedonischen Massiv ordovizische *Obolus*-Schiefer festgestellt. Es ist dies ein wichtiger Hinweis dafür, daß in diesem bisher für vorkambrisch gehaltenen Massiv auch altpaläozoische fossilführende Gesteine erwartet werden können. Das gleiche ist der Fall im kristallinen Massiv von Vlasina („Vlasina Komplex"), wo neben proterozoischen auch kambrische Sporen gefunden wurden.

In den serbischen Dinariden (im Drina-Schiefer-Paläozoikum), wurde in den kambrischen Fundorten mit Acritarchen auch U-Ordovicium nachgewiesen.

Silur. Zum Unterschied vom Kambrium und Ordovicium fanden sich im Silur Ostserbiens zahlreiche Graptholithen, die eine Zonengliederung ermöglichten. Das Auftreten von Graptholitenschiefern ist ausnahmslos auf die Karpato-Balkaniden beschränkt. Nur an zwei Punkten, in der Suva Planina in Ostserbien und im Šara-Gebirge in den südlichen Dinariden, wurde in anderer Fazies (z. B. Orthoceras-Kalke/O-Silur bis Unterdevon) nachgewiesen.

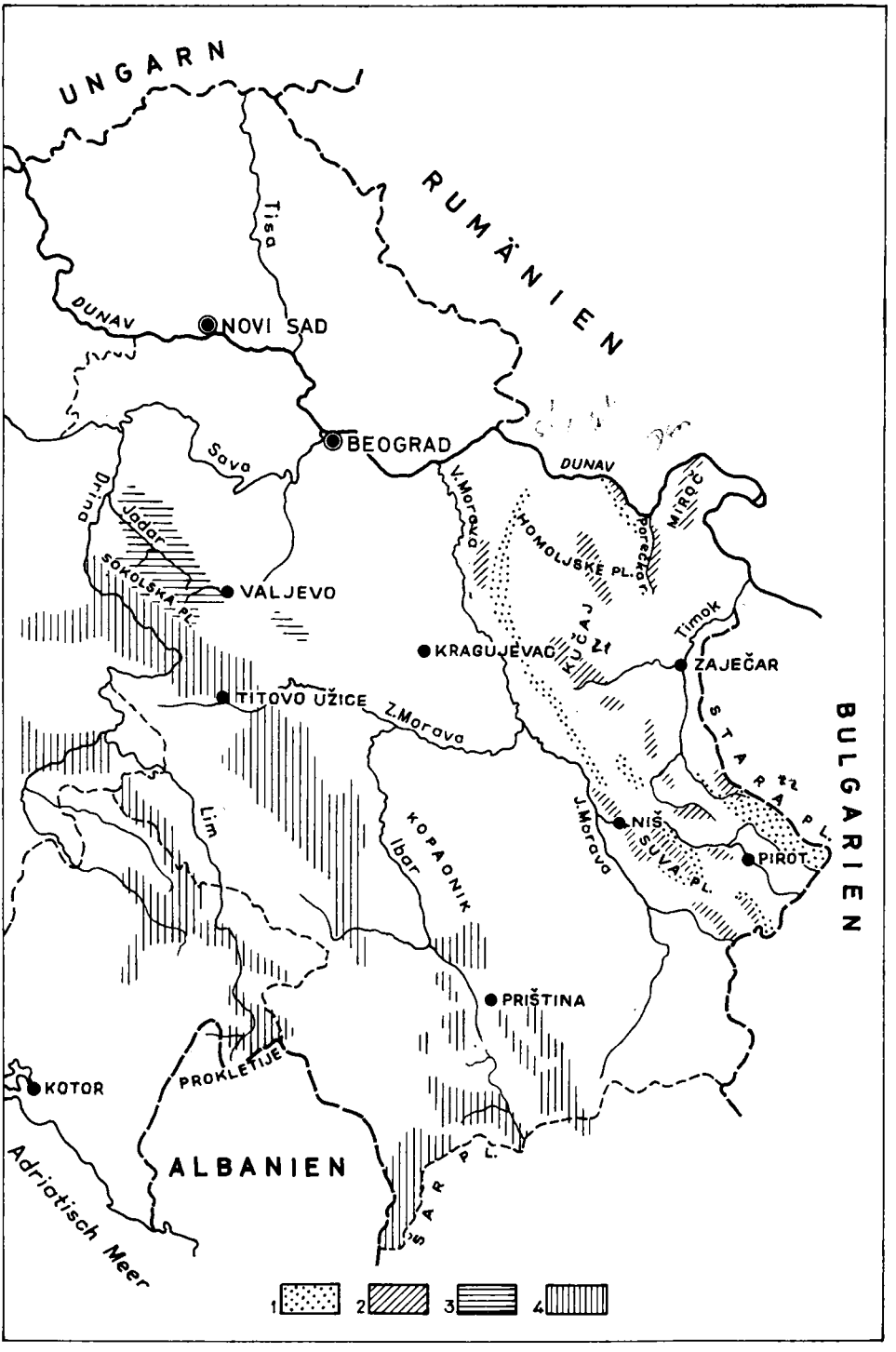


Abb. 1: Verbreitung der palaezoischen Schichten in Serbien

1. Kontinentales Permo-Karbon in den Karpato-Balkaniden, 2. Marines Palaezoikum in den Karpato-Balkaniden, vom Kambrium bis U.-Karbon, meistens schiefrig, 3. Kalkig-schieferiges Palaezoikum im Jadar-Gebiet der serbischen Dinariden mit Makrofossilien („Jadar-Fazies", nach V. SIMIĆ, 1939), 4. Schieferiges Palaezoikum im Drina-Gebiet, fast ohne Makrofossilien („Drina-Fazies", nach V. SIMIĆ, 1938); weiß, zwischen Morava und Kopaonik, größtenteils Serbo-mazedonisches Massiv (nach M. DIMITRIJEVIĆ).

In den inneren Karpaten Ostserbiens streicht das Silur von der Donau im Norden bis zur bulgarischen Grenze (Ruj-Gebirge) im Süden. Besonders instruktive Aufschlüsse sind im Kučaj-, Rtanj- und Ruj-Gebirge, sowie aus der Umgebung von Paraćin und Niš bekannt.

Im Obersilur (Llandovery) wurde sowohl Birkhill (U. Llandovery) als auch Gala (O. Llandovery) durch Graptolithen nachgewiesen. Ersterer fand sich bei Paraćin, östlich der Morava (Krćeva Reka) und im Kučaj-Gebirge.

Es wurden folgende Zonen festgestellt. Die letzte tritt auch in dem bekannten Fundort bei Zvonačka Banja auf.

Akidograptus acuminatus-, *Orthograptus vesiculosus-*, *Pristiograptus cyphus-*, *Demirastrites triangulatus-* und *Rastrites linnei-*Zone.

Das Gala ist mit fast allen in Westeuropa bekannten Graptolithenzonen (insgesamt 7), angefangen von der *Spirograptus turriculatus-*Zone bis zur *Stomatograptus grandis-*Zone, vertreten (Kučaj, Umgebung von Niš, Zvonačka Banja usw.).

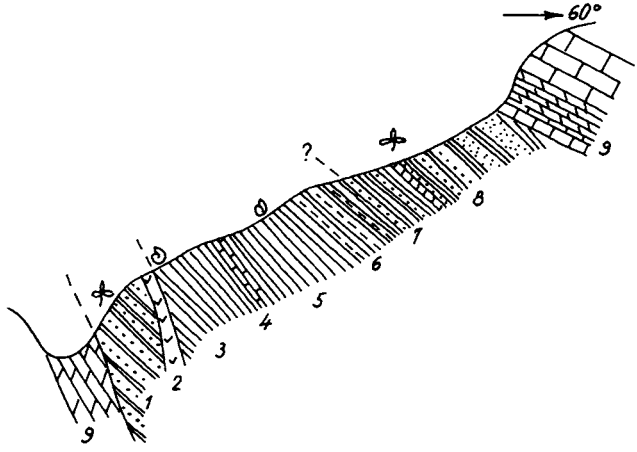
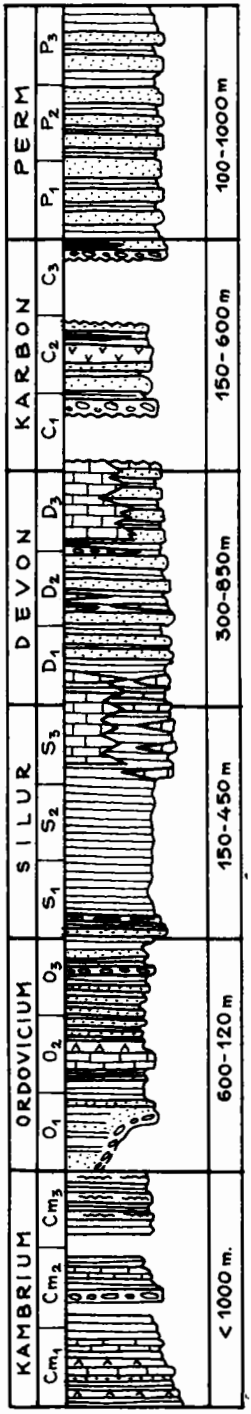


Abb. 2: Silur-devonische Schiefer in Kotlarski potok/Rtanj-Gebirge, Ostserbien, nach M. VESELINOVIĆ
1. Sandsteine, 2. Quarzporphyr, 3. Tonschiefer, selten mit Graptholiten, 4. sandige Krinoidenkalke, 5. gelbliche verwitterte Tonschiefer und kleinkörnige Sandsteine (Zone mit *Lobosograptus scanicus*), 6. Wechsellagerung der Lydite, Tonschiefer und Sandsteine mit Pflanzenspuren, 7. Sandige Schiefer und Sandsteine, wechsellagernd, 8. Sandsteine und Tonschiefer (6 bis 8, Devon), 9. Kalke und Dolomite (O.-Jura).

Wenlock ist nur in der Fazies der Graptholitenschiefer, vor allem bei Zvonačka Banja (im Ruj-Gebirge) sowie im Rtanj- und Kučaj-Gebirge bekannt. Das U-Wenlock enthält bei Zvonačka Banja die *Cyrtograptus murchisoni-*, *C. centrifugus-* und *C. insectus-*Zone.

O-Wenlock wurde sowohl bei Zvonačka Banja als auchcuch weiter im Norden (Kučaj, RRtanj) nachgewiesen. Bekannt sind die *Gothograptus nassa-*, *Monograptus testis-* und *Cyrtograptus radians-*Zone.



— Rote Sandstein- und Tonschiefer-Formation mit Dolomit-Linsen.

— Kontinentales Stephanien: Sandsteine, Kalke oder Kohlen- und Sandsteinschiefer mit Pflanzenresten;

— Konglomerate, Sandsteine und Schiefer mit Trachyt-Bazalit-Einschaltungen und Kohlen-Bändern; nach Pflanzenresten Westphalien B und C;

— Kalke mit Tournai-Visé-Conodonten.

— Kalke mit Frasne- und Famenne-Conodonten;

— Sandsteine und Tonschiefer mit *Cyclostigma-Archaeopteris*-Flora;

— Kalke mit Conodonten und Stromatoporen (Eifelien-Givetien);

— Schiefer und feinkörnige Sandsteine mit Psilophyten;

— Kalke mit Conodonten, Hercynellen und Nowakien (Gedinien-Emsien).

— Graptolithen-Schiefer (*M. uniformis* und *M. hercynicus*-Zone).

— Kalke mit Lamellibranchiaten (Budnanien, Kopaninien und Přidolien St.); Cardiolen u. a.;

— *P. transgrediens* (?);

— *M. formosus* (*P. fragmentalis*);

Graptolithen-Schiefer;

— Schiefer, Sandsteine und Lydite.

— *A. acuminatus.*

— Sandsteine, Mikrokonglomerate und grüne „fleckige" Schiefer;

— Sandsteine und graugrüne Schiefer mit Brachiopoden und Cistyden;

— Sandsteine mit Brachiopoden, örtlich Grauwacken, roten Schiefern und Keratophyren oder ihren Tuffen; Konglomerate, Marmore, Diabase und Quarzite;

— Schiefer mit Brachiopoden (*Lingulella*, *Acrotreta* u. a.);

— Sandsteine mit *Thysanotos siluricus*, *Bröggeria*, *Ctenodonta* und Phosphaten.

— Serizitschiefer und Quarzite;

— Grünschiefer-Facies (Meta-Konglomerate, Sandsteine, Tuffite und Marmore);

— Grünschiefer- bis Biotit-Amphibolit-Facies und Marmore mit *Ajacicyathus* ex. gr. *anabarensis.*

Abb. 3: Palaezoikum in den serbischen Karpato-Balkaniden (Ostserbien)

Das O.-Silur ist durch beide Stufen vertreten. Es handelt sich zumeist um pelagische Graptolithenschiefer, seltener um neritisch-bathyale Orthoceras-Kalke. Letztere treten auf der Suva Planina in den Karpato-Balkaniden und im Šara-Gebirge (Südserbien-Kosovo) auf.

Bei Zvonačka Banja sind die *Pristiograptus vulgaris*-, *Neodiversograptus nilssoni*-, *Lobograptus scancius*- und *Neocucullograptus inexpectatus*-Zone des Ludlow (Kopanina) nachgewiesen.

Im Suva Planina-Gebirge, südöstlich von Niš treten im Ludlow Orthoceras-Kalke mit *Cardiola alata* auf.

Das Postludlow (Přidolien) ist sowohl als Graptolithenschiefer (Zvonačka Banja) als auch als Orthoceras-Kalke (Suva Planina, Šar Planina) bekannt. In der Graptholitenfazies wurden bei Zvonačka Banja nur die tiefste und höchste Graptholitenzone nachgewiesen (Z. mit *Monograptus formosus* und Z. mit *Pristiograptus transgrediens*). In der Suva Planina treten im höchsten Pridolien schwarze Orthoceraskalke auf, die bei Rebrina, *Parakionoceras originale*, *Platyceras complanata*, *Cardiola bohemica*, *Praecardium* sp. lieferten.

Im südlichen Serbien fanden sich im Šara-Gebirge (südliche Dinariden) Orthocerenkalke mit einer armen Makrofauna (darunter Korallen *Diphyphyllum* und *Favosites*), die nach F. Heritsch dem O.-Silur-U.-Devon angehören. Nach Conodonten sind die Schichten in das Postludlow zu stellen.

Das Devon ist in allen drei tektonischen Zonen paläontologisch nachgewiesen. Besonders gut ist es in Westserbien aufgeschlossen, wo es zum Unterschied vom Devon Ostserbiens, welches teilweise kontinentale Sedimente mit Psilophyten enthält, marin entwickelt ist. Erstmals wurde das Devon bei Družetić, nördlich von Valjevo nachgewiesen (Stevanović, 1955). Früher wurden die Družetić-Kalke für Trias gehalten (Petković, Simić). Andererseits müssen die Kalke von Belovača, die L. Loczy sen, 1924 als „Devon" ansah, aufgrund von Fusulinen in das Oberkarbon gestellt werden.

Außer in Družetić wurde nach 1955 Devon vor allem mit Mikrofaunen noch an zahlreichen Punkten sowohl in West- als auch in Ostserbien nachgewiesen. Družetić bleibt jedoch der bestbekannte Devon-Fundort in Serbien.

Man kann im Devon Serbiens zwei Hauptfaziestypen unterscheiden: Einerseits Ton- und Sandsteinschiefer und andererseits Kalke. Andere Gesteine wie Lydite, Grauwacken usw. kommen seltener vor. Meist wechsellagern die Tonschiefer mit Kalken. In Ostserbien ist auch eine devonische Flyschausbildung mit basischen Eruptivgesteinen (Gabbro usw.) entwickelt. Bei Zvonačka Banja, unweit der bulgarischen Grenze, kommen auch jüngste Graptolithenschiefer vor (Lochkovien).

Unter den Kalken gibt es verschiedene Typen wie Flaser- und Knollenkalke, derbe bankige oder plattige Kalke, sowie Marmore. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind die berühmten Venčac-Marmore in der sogenannten Vardarzone der Dinariden ebenfalls devonisch (metamorphosiert durch herzynische Granite vom Bukulja-Gebirge).

Nach den Fossilresten kann man Styliolinenkalke und Schiefer, Ostracodenschiefer, Tentaculitenschiefer, Graptolithenschiefer (letztere nur im U.-Devon von Zvonačka Banja), Orthoceras-Kalke, Goniatiten- und Clymenienschiefer, Korallen- und Crinoiden-Kalke unterscheiden.

Das Devon zeigt zum Liegenden und zum Hangenden sowohl allmähliche Übergänge als auch Diskordanzen, die durch variszische Bewegungen verursacht wurden.

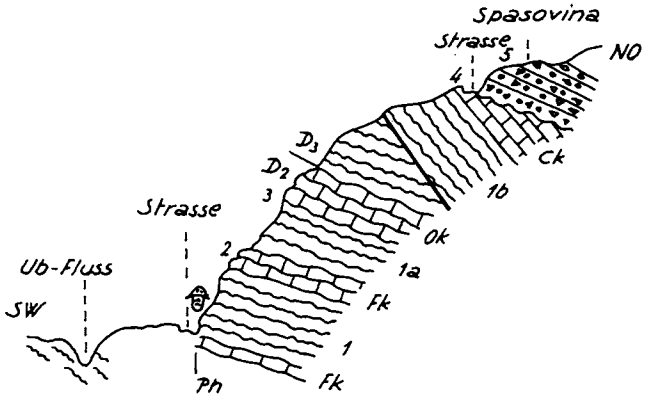


Abb. 4: Devon auf Spasovina-Berglehne in Družetić (Westserbien), nach P. STEVANOVIĆ
1. Tonschiefer mit Styliolinen, Ostracoden und Phacops; 1 a, 1 b. — grünliche, schwarze, braungelbe plattige Tonschiefer mit Styliolinen, Tentaculiten und Ostracoden; 2, 3. — Flaserkalk, Knollenkalk und Orthoceras-Kalk/D_2); 4. oberdevonische Clymenienkalke; 5. — Karbon (transgressiv): Konglomerate, breccienartige Kalke und sandige Schiefer-Fk.-Flaserkalk; Ok.-Orthoceras-Kalke; Ck.-Klimenienkalke.

In Ostserbien ist bei Zvonačka Banja das U.-Devon durch Graptolithenschiefer, in der Suva Planina durch Orthoceras-Kalke nachgewiesen. In der Graptolithenfazies (Lochkovschichten) wurden die *Monograptus uniformis*- und die *Monograptus hercynicus*-Zone nachgewiesen. Die *Monograptus praehercynicus*-Zone ist bisher nicht bekannt. Die Kalkfazies der Suva Planina (östlich des Dorfes Toponica) entspricht dem oberen Lochkovien (Zone mit *Monograptus herzynicus*) Böhmens. Es wurden *Paranovakia intermedia, Novakia resecta, Hercynella turgescens, Panenka, Kionoceras* sowie viele unterdevonische Conodonten gefunden. In der Umgebung von Niš (Pajež, Miljkovac usw.) wechsellagern Conodontenkalke mit terrigenen Tonschiefern.

Das M.-Devon Ostserbiens ist sowohl marin (Kalke, Tonschiefer) als auch kontinental (Psilophytensandsteine) entwickelt. Eifelien ist aus dem Tupižnica-Gebirge und von Porečka Reka bekannt. Givetien ist paläontologisch nicht nachgewiesen. Die Psilophytensandsteine haben eine große Verbreitung und gehören entweder dem Unter- oder Oberdevon an (Suva Planina, Belava, Crni Vrh).

Das O.-Devon Ostserbiens wurde lange Zeit für U.-Karbon gehalten. Es hat größtenteils einen flyschoiden Charakter (manche Autoren sprechen von echtem Flysch). Mit Conodonten wurde bei Miljkovac (Umgebung von Niš) Frasnien (Zone mit *Acrinodella nodosa*) und Famennien (*quadrantionodosa*-Zone) nachgewiesen. Psilophytensandsteine, die mit Tonschiefern wechsellagern, sind weit verbreitet (*Cyclostigma—Archaeopteris*-Gemeinschaft in der Suva Planina, Belava, Zvonačka Banja, Rtanj, Svrljig usw.).

In einer Tiefbohrung wurde vor kurzem auch im karpato-balkanischen Vorland (Plattform östlich der Stadt Negotin) Devon paläontologisch nachgewiesen (Mikroflora, Brachiopoden usw.).

Im südöstlichen Serbien wurden bei Kalna in Marmorkalken mitteldevonische Korallen (*Heliolites porosus*, *Thamnopora*) und Stromatoporoidea gefunden. Die Kalke streichen von hier gegen SE nach Bulgarien („Stajčovo" und „Trnov dol"-Formation). Diese fossilführende devonische Serie wird tektonisch vom vordevonischen Metamorphicum überlagert.

In Westserbien (Dinariden) wurde das Devon sowohl mikro- als auch makropaläontologisch nachgewiesen. Während das U.-Devon bis jetzt nicht bekannt ist, lieferte das M.-Devon (Eifelien) in Leontijevac (Družetić) Conodonten. In den Kalken, die nach oben in Knollen- und Flaserkalke übergehen, finden sich auch Styliolinen, Nowakien, Ostracoden, Quer- und Längsschnitte von Orthoceratiden und Goniatiten. Givetien ist mit Conodonten in den Knollenkalken von Vragočanica belegt. In diese Stufe gehören auch die tiefsten Niveaus der Flaserkalke im Steinbruch Damjanović-Stefanović (Družetić), sowie Kalklinsen mit *Thamnopora reticulata* unweit des Gemeindehauses von Družetić (im Bett des Ub-Flusses).

Das O.-Devon ist besonders bei Družetić (Tal des Ub) und Brankovina (Tal des Rabas) weit verbreitet. Zuerst makrofaunistisch nachgewiesen (Družetić), wurde es später mit Conodonten und Styliolinen in vielen anderen Fundorten im Jadar-Gebiet bekannt (Tudjin, Dragijevica, Belotić, Carina, Krasava, G. Sipulje usw.). Fossilien kommen vor allem in den dünnen Flaserkalkschichten vor, die einer mächtigen Tonschieferserie eingelagert sind. Mächtige Orthoceras-Goniatitenkalke sind im O.-Devon von Družetić bekannt. Die Gliederung stützt sich auch hier auf Conodonten. Frasnien ist im Pločnik-Bach (Družetić) und Kamenitovac (Brankovina) aufgeschlossen. Famennien tritt in größerer Verbreitung sowohl in Družetić als auch im übrigen Jadar-Gebiet auf. Von insgesamt 10 oberdevonischen Conodontenzonen wurden in Družetić 9 nachgewiesen (es fehlt nur die „*dubia*"-Zone). Eine reiche oberdevonische Makrofauna mit Goniatiten, Clymenien, Orthoceratiden, *Phacops*, *Buchiola* usw. kennt man aus dem Raum östlich Družetić.

Devon (alle drei Stufen) ist auch im südwestlichen Serbien (Brodarevo, Prokletije-Gebirge) und im Süden im Šara Gebirge bekannt. Beide Gebiete gehören einer paläozoischen Zone an, die von SE Bosnien (Prača Gebiet) nach Serbien streicht, wo u. a. eine sichere Korallen- und Conodontenfauna gefunden wurde. Wie schon bei der Besprechung des Silur erwähnt wurde, sah F. Heritsch Hinweise auf ein Obersilur- bis Unterdevonalter der dunklen Kalke des Schara-Gebirges.

Karbon ist in der Regel in Westserbien (Dinariden) marin ausgebildet, in Ostserbien jedoch mit der Ausnahme der untersten Schichten kontinental (kohleführend). In dieser Zeit der starken variszischen Bewegungen kam es in Ostserbien und der Vardarzone zu Granitintrusionen (z. B. Granite von Brnjica an der Donau und Neresnica, etwas südlicher; Bukulja Granit südlich von Belgrad usw.).

Im westlichen Serbien (Dinariden) hat bereits V. Simić 1938 zwei faziell verschiedene jungpaläozoische Sedimenträume unterschieden: a) Drina-Gebiet oder „schiefriges Jungpaläozoikum" und b) Jadar Gebiet oder „kalkig-schiefriges Jungpaläzoikum". Im ersten Gebiet sind die Schichten stark metamorphosiert. Fossilien fehlen oder sind sehr selten. Im zweiten Bereich findet man ausgezeichnet erhaltene Faunen, besonders Brachiopoden, Korallen, Fusuliniden usw.

A. Das kalkig-schieferige Karbon des Jadar-Gebietes (Vlašić, Cer, Jagodnja-Gebirge) wurde früher aufgrund der Brachiopoden und Korallen größtenteils für O.-Karbon gehalten. In letzter Zeit konnten jedoch mit Conodonten, Foraminiferen und Goniatiten auch Unter- und Mittelkarbon nachgewiesen werden (Visé,

Namurien, Bashkirien und Moskovien). Dagegen ist das O.-Karbon nur in einem einzigen Fundort paläontologisch belegt. Die variszischen Bewegungen im O.-Karbon und U.-Perm — obgleich schwächer als in Ostserbien — verursachten auch im Jadar-Gebiet eine Regression des Meeres.

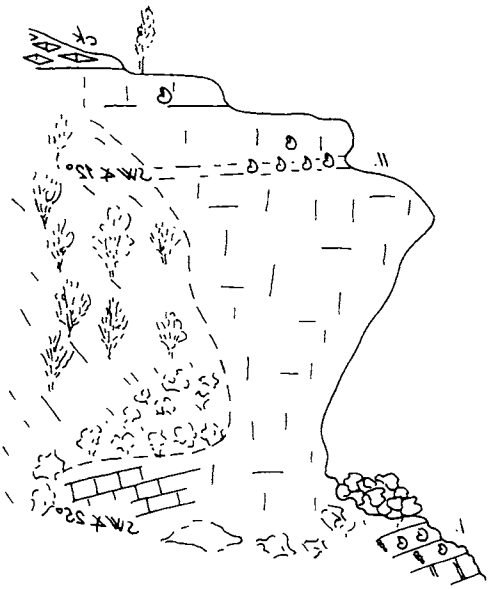
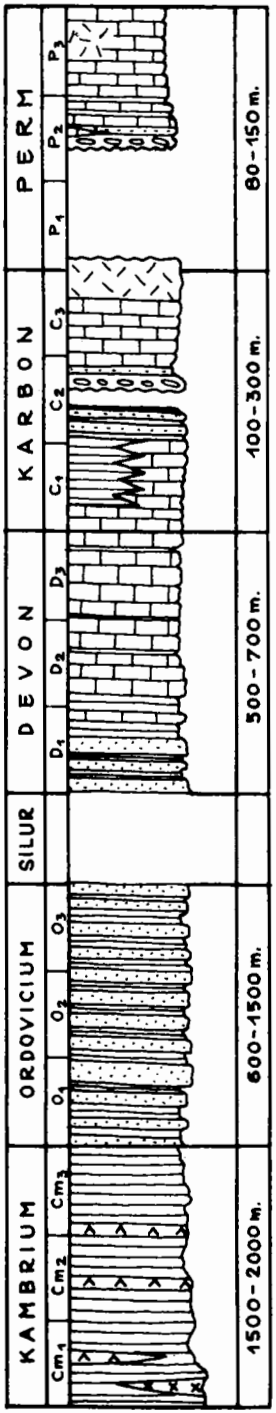


Abb. 5: Namurische Cephalopodenkalke in Družetić, Steinbruch Milivojevići Kamenjar (Westserbien), nach P. STEFANOVIĆ

I. Unteres fossilführendes Niveau, II. Oberes Fossilführendes Niveau, ck-gelbliche Schiefer mit devonischen Olistoliten (darin famennische Conodonten).

Es wurden alle drei Stufen nachgewiesen: U.-Karbon wie in Westeuropa, M.- und O.-Karbon wie in Osteuropa (daher die entsprechende Stufennomenklatur in unserer stratigraphischen Tabelle).

Mit Conodonten wurde sowohl Tournai als auch Visé bekannt. Die tiefsten Teile des Kulm (Sandsteine und Schiefer, flyschartig) enthalten Spuren von *Dictyodora* und *Phycosiphon*. Von Wichtigkeit ist der Nachweis des Namurien in Družetić (Milivojevici) mit Goniatiten. Es handelt sich um massige, graublaue Kalke mit zwei Goniatiten-Horizonten (*Eumorphoceras*-Stufe"). Es kommen neben Goniatitenarten wie *Prionoceras stevanovici*, *Rhymmoceras gracilentum*, *Cravenoceras cowlingense*, *Nuculoceras crenistriatoides*, *Gastrioceras tetragonum*, *Eoasianites europaeus*, *Proshumardites serbicus*, *Pronorites uralensis* auch Korallen (*Amplexus druzetici*, *Amplexus minusculus*), Brachiopoden, Crinoiden, Muscheln, Gastropoden, Ostracoden und Trilobiten vor. Da im Hangenden der Namurkalke von Milivojevici devonische Olistolithe auftreten, wurden in der Serbischen Geologischen Gesellschaft diskutiert, ob die Namurkalke nicht eine inverse Lagerung besitzen.



— Schwarze bituminöse Kalke, gut gebankt, mit indo-armenischen Brachiopoden, Korallen, Schwämmen, Algen, Lamellibranchiaten und Foraminiferen;

— Rote Sandsteine und Schiefer mit Kalk-Linsen (*Mizzia cornuta*).

— Fusulinen-Kalke mit Fusulinen, Conodonten, Brachiopoden u. a.;

— Klastische Sedimente mit Brachiopoden;

— Klastische Sedimente mit Brachiopoden;
— Kalke mit Baschkir-Foraminiferen und Conodonten;
— Kalke mit Namur-Cephalopoden und Mikrofossilien (Conodonten und Foraminiferen);
— Kalke mit Tournai-Conodonten und Foraminiferen.

— Kalke mit Goniatiten- und Trilobitenresten (Frasnien und Famennien);

— Kalke und Schiefer mit Conodonten, Styliolinen und Stomatoporen;

— Sandig-schiefrige Serie.

— Unbekannt.

— Flysch-ähnliche Serie (Drina-Paläozoikum): Sandsteine und Tonschiefer, verschiedenartige Serie; nach Sporenresten Ordovicium.

Abb. 6: Palaezoikum in den serbischen Dinariden (Westserbien)

Bashkirien und Moskovien sind faziell sehr verschiedenartig ausgebildet. Von I. FILIPOVIĆ wurden drei Faziestypen festgegesstellt:

a) Kalke, Tonschiefer und Sandsteine — Bashkirien — U.-Moskovien;

b) Konglomerate, Tonschiefer — Moskovien;

c) Fusulinenkalke, — Moskovien. Bis jetzt mehrere Makro- und Mikrofaunen — führende Fundorte bekannt.

Auch die berühmte Korallenfauna von Likodra, die früher in das Perm gestellt wurde, ist nach einer Revision dem Bashkirium zuzurechnen ebenso wie viele Brachiopodenfaunen, die früher für Oberkarbon (z. B. Auernig-Schichten) gehalten wurden. Das Vereische Niveau (Moskovien) ist mit Brachiopoden belegt (Stolice und Kopljević). Mit Fusuliniden konnte ein moskovisches Alter der Ivovik-Serie (früher U.-Karbon nach V. SIMIĆ) nachgewiesen werden.

Häufig treten devonische Olistholithe in einem sicheren M.-Karbon, vor allem in einer konglomeratischen-schiefrigen Fazies auf. Es zeigte sich, daß ein allmählicher Übergang zwischen unteren Fusulinenkalken (Moskovien) und oberkarbonischen Kalken mit großen Fusulinen besteht. Hierher gehören auch die Belovača-Kalke, die L. LOCZY sen. für Devon hielt (1924).

B. Die Drina-Fazies ist durch ein schiefriges, fast kalkloses Karbon mit einer regionalen Metamorphose charakterisiert. In der Zone von Užice-Ivanjica sind auch Marmore und eine „grüne Serie" aufgeschlossen. Den Drina- Typus kennen wir derzeit in stratigraphischer Hinsicht leider noch zu wenig. Das gleiche gilt für das südwestliche Serbien (Prijepolje-Brodarevo), wo Fusulinenkalke des mittleren Karbons nachgewiesen wurden, die der paläozoischen Zone Südost-Bosniens angehören.

In Ostserbien (Karpato-Balkaniden) ist das U.-Karbon marin, während das M.-und O.-Karbon durch ein terrestrisch-limnisches Westfal und Stephan vertreten ist. Das marine Kulm ist nur schwer von den oberdevonischen flyschartigen Serien zu trennen. Zwischen dem Kulm und dem Westfal liegt eine erosiv-tektonische Diskordanz (sudetische Phase). Das Westfal der Stara Planina und des Poreč ist kohleführend und transgressiv (W_c). Die Sedimente wurden früher für Stephanien gehalten. Zwischen Westfal und Stephanien liegt eine Diskordanz (asturische Phase), während gegen das U.-Perm (Rotliegende) ein allmählicher

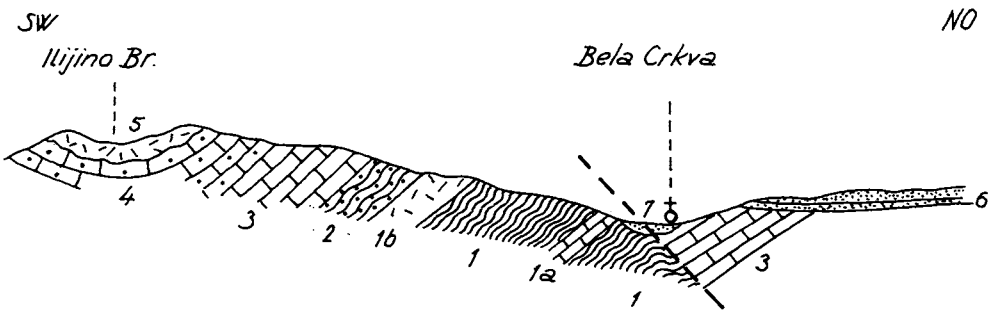


Abb. 7: Permo-Karbon in der Umgebung von Bela Crkva, Westserbien (nach V. SIMIĆ)

1. schwarze und graue Tonschiefer; 1 a. Crinoidenkalke, 1 b. Oolithenkalke (Karbon); 2. unterpermische Sandsteine und Schiefer; 3. oberpermische Kalksteine; 4. Kalke der Untertrias; 5. Hippuritenkalke; 6. Neogene Bildungen des Radjevo Polje.

Übergang gegeben ist. Von den zahlreichen, durch Florenreste bekannten Fundstätten sind vor allem die schon aus dem letzten Jahrhundert bekannten von Mišljenovac und Kladurovo in den inneren serbischen Karpaten zu nennen.

So wie das Karbon ist das Perm in zweierlei Fazies ausgebildet: in Westserbien (Dinariden) marin, in Ostserbien (Karpato-Balkaniden) kontinental. Im westlichen Bereich zeigt das Perm des Jadar-Gebietes und das des Drina-Gebietes Unterschiede. Im ersteren herrschen Karbonatgesteine vor, im letzteren Sandsteine und Schiefer. Von besonderem Interesse sind Brachiopoden- und Mizzienkalke im oberen Perm. Neben europäischen Typen wurden auch Vertreter der indo-armenischen Provinz nachgewiesen (*Lyttonia, Richthofenia, Oldhamia).*

Das U.-Perm ist paläontologisch mit Fusulinen (*Parafusulina, Quasifusulina, Rugofusulina* u. a.) nur an wenigen Punkten belegt. Es handelt sich um Kalke, die einen Übergangshorizont vom C_3 in das P_1 darstellen.

Das M.-Perm ist großteils in der Fazies der bunten Schiefer und Konglomerate, selten auch Dolomite, die transgressiv das Karbon überlagern, bekannt. Es handelt sich um Sedimente, die nach einer spätherzynischen Orogenese gebildet wurden und immer fossilleer und halbkontinental sind.

Im O.-Perm treten vor allem bituminöse, dunkel gefärbte, faunenreiche Kalke auf, die in drei Horizonte gegliedert wurden (V. SIMIĆ 1933):

3. Korallenkalke mit *Waagenophyllum indicum* und *Notothyris* sp.
2. Productuskalke mit zahlreichen *Productus-*, *Tschernischewia-*, *Marginifera-*Arten; *Lyttonia nobilis* u. a.
1. Kalke mit *Edmondia permiana;* Mizzienkalke.

Vor allem der *Productus*-Kalk ist reich an Makrofossilien. Es sind zahlreiche Fundorte bekannt (Bastavsko Brdo, Peovac, Zmajevac, alles Umgebung von Krupanj). Ebenfalls häufig sind die Korallenkalke (*Waagenophyllum*-Horizont). Während die Kalke des ersten und zweiten Horizonts oft mit roten Schiefern wechsellagern, sind die *Waagenophyllum*-Kalke in der Regel ohne Zwischenschichten. Der Übergang in die untere Trias erfolgt allmählich.

In Ostserbien ist der Übergang vom Perm zum Hangenden und Liegenden lückenlos und ohne Diskordanzen. Während im Karbon die untersten Sedimente noch einen marinen Charakter haben, sind die permischen Ablagerungen Ostserbiens ausnahmslos rein kontinental („Formation der Roten Sandsteine Ostserbiens"). Es wurden zwei meridional streichende Rotsandstein-Zonen nachgewiesen („Inner- und außerkarpatische Zonen"). Zwischen beiden finden sich nur in einzelnen Vorkommen Rote Sandsteine. Beide Zonen streichen von der Donau im Norden, durch Ostserbien, bis nach Bulgarien im Südosten.

Literatur

ALBRECHT, I. (1925): Palaeontologische und stratigraphische Ergebnisse der Forschungsreise in Westserbien 1918. Denkschr. Akad. Wiss., B. 99; Wien.

ANTONIJEVIĆ, I., MILOŠAKOVIĆ, R. (1963): Die geologische Kolonne von Kučaj. Compte rendu des séances de la Société Serbe de géologie pour les anées 1960—1961, 9—10, Beograd.

ANTONIJEVIĆ, R., PAJIĆ, V., STOJANOVIĆ-KUZENKO, S. (1970): Paléozoique de Prokletije. — Institut de recherches géoliques et géophysiques, Bulletin, 27, 335—337, Beograd.

ERCEGOVAC, M. (1975): Microspores of the Older Paleozoic from W. Serbia (Rogačica-Bajina Bašta). Compte rendu des séances de la Société Serbe de géologie pour l'anée 1974, 17—19; 20, Beograd.

FILIPOVIĆ, I. (1963 a): Contribution à la stratigraphie du carbonifère de la Serbie nord-occidentale. Compte rendu des séances de la Société Serbe de géologie pour les années 1960 et 1961, 115—120, Beograd.

FILIPOVIĆ, I. (1963 b): Note préliminaire sur les nouvelles trouvailles du Dévonien en Serbie nord-occidentale. Compte rendu des séances de la Société Serbe de géologie pour les anées 1960 et 1961, 135—138, Beograd.

FILIPOVIĆ, I. (1974): The Paleozoic Beds of Northwestern Serbia. Geological transactions and reports, 17, 229—252, Ljubljana.

KALENIĆ, M. (1966): First Find of Lower Cambrian in Eastern Serbia-Southern Carpathian Mountains. Review of the Bulgarian Geological Society, 2, 216—219, Sofia.

KRSTIĆ, B. (1960): Formation from older Paleozoic on middle part of the Mountain Kučaj (East Serbia). Institute des recherches géologiques et géophysiques, Bulletin, 18, 53—63, Beograd.

KRSTIĆ, B. (1974): Some Silurian graptolites from Eastern Serbia. Glas CCLXXXIX de l'Academie Serbe des Sciences et des Arts, Classe des Sciences mathematiques et naturelles, 36, 157—185, Beograd.

KOSTIĆ-PODGORSKA, V. (1961): Der neue Fund der devonischen Fauna in Dinariden (Blatt „Rožaj"). Annales géologiques de la Peninsule Balkanique 28, 241—246, Beograd.

KOSTIĆ-PODGORSKA, V., PANTIĆ, S. (1972): Discovery of the Middle Devonian with *Amphipora ramosa* (Phillips) in the Paleozoic of Prokletije. Bulletin du Muséum d'Histoire naturelle, 27 (A), 199—204, Beograd.

KOSTIĆ-PODGORSKA, V., RAJČEVIĆ, D. (1972): Fund eines devonischen Tabulatenkoralls *Calliapora* in Vulkanogeno-Sedimentgesteinen östlich von Rudna Glava, Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique, 37, (2), 59—68, Beograd.

KŘIŽ, J., VESELINOVIĆ, M. (1975): Ludlovian, Přidolian and Lochkovian Bivalves from the Suva Planina Mountains (Eastern Serbia, Yugoslavia). Bulletin of the Geological Survey 50 (6), 365—369, Praha.

LOCZY, L. v. (1924): Geologische Studien in West-Serbien, p. 1—146, 1 geol. Karte 1:200000, Berlin—Leipzig.

MARIĆ, S., NIKOLIĆ, J., (1969): Contribution à la connaissance des gîtes mineraux de la Yugoslavie. Gîte de phosphorite de «Lisina». Institute de recherches géologiques et géophysiques, Bulletin, 27, (A), 277—290, Beograd.

MIHAJLOVIĆ, M. (1974): Silurian Graptolites of Eastern Serbia (Their stratigraphical position). Bulletin du Muséum d'Histoire naturelle, 29, (A), 3—113, Beograd.

PAJIĆ, V. (1961): Gisements des Coniconchias en Serbie et en Macédonie. Institut des recherches géologiques et géophysiques, Bulletin, 19, 205—215, Beograd.

PANTIĆ, N. (1960): Die devonische Flora Ostserbiens. Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique, 27, 295—315, Beograd.

PANTIĆ, N. (1961): Phytostratigraphie des depots Carpatho-Balkaniques du Dévoniene et du Carbonifére (Serbie orientale). Communications V Congrès Assoc. géol. Carpatho-Balkanique. Résumés, 44, Bucarest.

PANTIĆ, N. (1969): Die Karbon-Perm-Grenze in Ostserbien. Compte rendu des Séances de la Société Serbe de géologie, pour l'année 1965, 529—535, Beograd.

PANTIĆ, N., DIMITRIJEVIĆ, M., ERCEGOVAC, M. (1969): Mikrofloristische Reste aus Kristallinschiefern des Vlasina-Komplexes und ihre stratigraphische Bedeutung. Compte rendu de Séance de la Société Serbe de géologie, pour l'année 1967, 716—720, Beograd.

PANTIĆ, N. & ERCEGOVAC, M. (1967): Mikrofloristische Reste aus Kristallinschiefern des Vlasina-Komplexes und ihre stratigraphische Bedeutung. Association géologique Carpato-Balkaniques, VIII Kongress, 1, 245—248, Beograd.

PANTIĆ, S. (1969): Characteristiques lithostratigraphiques et micropaleontologiques du Permien moyen et superieur de la Serbie occidentale. Institute de recherches géologiques et géophysiques, Bulletin, 27, 201—213, Beograd.

PAVLOVIĆ, P. (1962): Über einige ordovizische inarticulate Brachiopoden in Metamorphgesteinen bei Bosiljgrad (Südöstliches Serbien), und über die Bedeutung dieses Fundes. Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique, 29, 99—109, Beograd.

PAVLOVIĆ, P. & KOSTIĆ-PODGORSKA, V. (1973): Befund der mitteldevonischen Kalken östlich von Dorf Kalna im südöstlichen Serbien. Annales géologigues de la Péninsule Balkanique, 38, 153—166, Beograd.

PETKOVIĆ, K. (1956): Das Vorkommen der Graptolithen in den palaeozoischen Schichten im Gebiete zwischen Garvanica und Čuka unter dem Rtanj Geb., 113—115. Comptes rendus Soc. géol. serbe, pour l'anneé 1954, Beograd.

SIMIĆ, V., (1932): Beitrag zur Geologie von Westserbien. Die anthracolitischen Faunen Westserbiens. Vesnik Inst. geol. Jug. B. 1, 3—54, Beograd.

SIMIĆ, V. (1933): Das Oberperm in Westserbien. Mémoires du service géologique du Royaume de Yugoslavie, 50, 3—113, Beograd.

SIMIĆ, V. (1934): Beitrag zur Kenntnis der oberkarbonischen und oberpermischen Faunen von Westserbien. Vesnik Inst. geol. Jug., B. 3, 112—128, Beograd.

SIMIĆ, V. (1938): Über die jungpalaezoischen Fazies in Westserbien. Vesnik Inst. geol. Jug., B. 6, 83— 108, Beograd.

SPASOV, H. & FILIPOVIĆ, I. (1967): Devonian and Carboniferous Conodont Fauna from North-Western Serbia (Yugoslavia). Bulletin of the Geological Institute, ser. Paleontologia, 16, 53—84, Sofia.

SPASOV, H., STOJANOVIĆ-KUZENKO, S., PAJIĆ, V., FILIPOVIĆ, I. (1967): Les Conodontes paléozoiques de la Serbie occidentale. Association géologiques Carpatho-Balkanique. VIII Congres, 1, 251—257, Beograd.

SPASOV, H., STOJANOVIĆ-KUZENKO, S., PAJIĆ, V. (1968): Les nouveaux résultats obtenus par l'étude des Conodontes paléozoiques de la Serbie occidentale. Association géologique Carpatho-Balkanique, VIII Congres, 1, 251—257, Beograd.

SPASSOV, H. & STEVANOVIĆ, P. 1962: Oberdevonische Conodonten aus Družetić im Westlichen Serbien, Annales géologiques de la Péninsule Balkanique, 29, 53—65, Beograd.

SPASOV, H. & VESELINOVIĆ, M., 1962: La faune de Conodonthes des calcaires du Ludlovien supérieur de la montagne Suva Planina (Serbie orientale, Yougoslavie), Institut des recherches géologiques et géophysiques, Bulletin, 20, 233—246, Beograd.

STEVANOVIĆ, P. (1957): Devon im Ubtale bei Družetić (Dinariden, NW. Serbien). Comptes rendus des séances de la Société Serbe de géologie, pour l'année 1955, 149—153, Beograd.

STEVANOVIĆ, P. (1960): Das Devon im westlichen Serbien und seine Beziehungen zu den anderen devonischen Fundstellen in Jugoslawien. Prager Arbeitstagung über die Stratigraphie d. Silur und d. Devon, 1958, Praha.

STEVANOVIĆ, P. (1963): Devon bei Brankovina in der Umgebung von Valjevo (W. Serbien). Comptes rendus des séances de la Société Serbe de géologie, pour les années 1960 et 1961, 43—48, Beograd.

STEVANOVIĆ, P. & KULLMANN, J. (1962): Namurian bei Drŭetić im Westlichen Serbien und seine Goniatitenfauna. Bulletin du Muséum d'Histoire naturelle de Belgrade (A), 16—17, 45—108, Beograd.

STEVANOVIĆ P. (1975): Trilobitengattungen *Scutellum*, *Eifliarges* und *Phacops* im Devon W. Serbiens (Valjevo, Družetić) und O. Bosniens (Prača, Vlaška Stijena). Bull. d. Mus. d'hist. nat. de Belgrade (A), 30, 75—89, Beograd.

STOJANOVIĆ-KUZENKO, S. (1966/67): Biostratigraphie du carbonifère moyen de la Serbie occidentale et comparaison avec Bosnie du NW, une partie du Velebit et Stanišići au Montenegro. Institute de recherche géologiques et géophysiques, ser. A, 24/25, 221—241, Beograd.

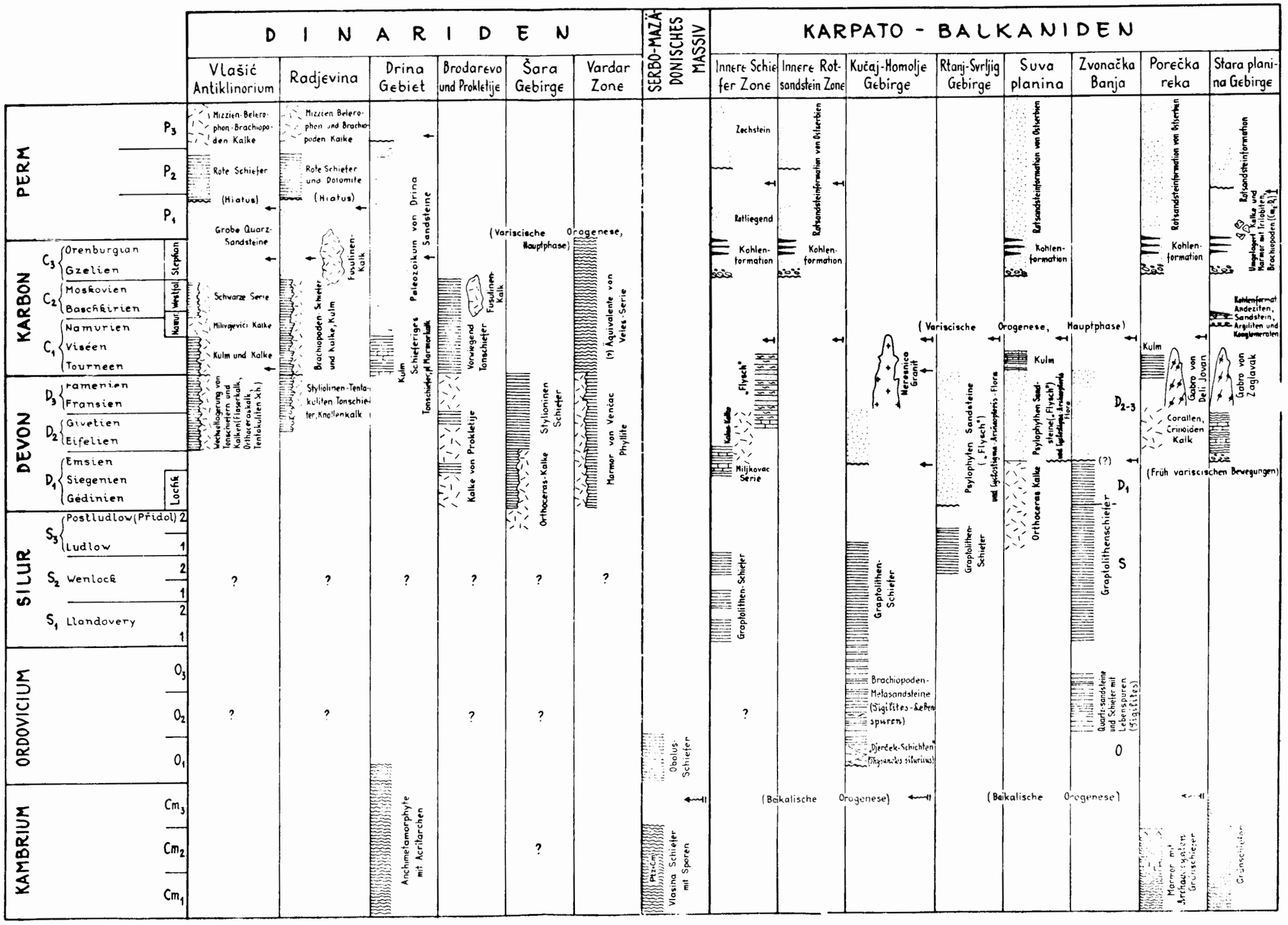
VESELINOVIĆ, M., 1964: Lower Paleozoic of Eastern Serbia. Annales géologiques de la Péninsule Balkanique, 31, 109—116, Beograd.

VESELINOVIĆ, M., 1973: *Heliocrinites Eichwald*, 1840, An Ordovician Cystoid from Eastern Serbia (Carpatho-Balkan), Yugoslavia. Comptes rendus des séances de la Société Serbe de géologie, pour l'année 1972, 131—134, Beograd.

VESELINOVIĆ, 1973: *Monograptus hercynicus* Perner from Eastern Serbia (Yugoslavia). Comptes rendus des séances de la Société Serbe de géologie, pour l'année 1972, 119—125, Beograd.

VESELINOVIĆ, M. & KRSTIĆ, B., 1970: Sur les zones de *Rastrites linnei* et de *Spirograptus turriculatus* dans le Silurien de Kučaj. Institut de recherches géologiques et géophysiques, Bulletin, 28, 342—350, Beograd.

PALEOZOIKUM IN SERBIEN



Tentative Correlation of Palaeozoic Rocks, Italian Peninsula and Islands

G. B. VAI

Summary

A correlation chart of the principal Italian Paleozoic outcrop areas outside the Alps (Fig. 1) on the basis of recent papers and of unpublished personal researches is suggested. The different sequences are grouped according to the main structural units of the Alpine orogeny, i. e.: Apennines and Sicily, Calabro-Peloritan "Massif" and Sardinia. Pre-Flysch, Hercynian Flysch and late to post-Hercynian stages, when recognized, are subdivided within the correlation chart (Fig. 4). Strong tectonic evidence of Hercynian orogeny is present everywhere.

In the Northern Apennines (Fig. 2) we can map now a quite large Tuscan Hercynian "Massif" strongly or completely fragmented and thrusted by the Alpine orogeny. Nevertheless its Hercynian palaeogeographic setting may be tentatively suggested (Fig. 3).

Strong to chaotic Alpine tectonization and lack of knowledge allow only a vague chronologic correlation of the Palaeozoic rocks of the Southern Apennines, the Sicilian Alpine Chain and the Calabro-Peloritan "Massif".

Introduction

Classic Palaeozoic sequences in the Italian area are known for a long time from Sardinia and the Carnic Alps. The Carnic Palaeozoic being continuously investigated from Italian, Austrian and foreign scientists is well correlated with the Standard Stratigraphic Scale and the principal Palaeozoic sequences of the world (see f. i. FLÜGEL and SCHÖNLAUB, 1972; VAI, 1975; 1976); it represents the standard for the stratigraphy of the entire Italian Palaeozoic (the Cambrian only excluded). However every attempt to correlate Italian Palaeozoic rocks outcroping outside the Alps with the Carnic Palaeozoic sequence is difficult by the following reasons: (i) the outcrops are scattered and very small (except Sardinia), mostly tectonized and metamorphosed by Hercynian, Alpine or both diastrophism; (ii) little work has been done in important areas (e.g. Sardinia); (iii) there is possibly a strong Lower Palaeozoic biogeographic zonation (disfavouring correlation) owing to pre-Carboniferous mobile setting of the present cluster of Mediterranean microplates (VAI, 1975, 1976).

Within these limits we tentatively suggest a correlation chart of the principal Italian Palaeozoic outcrops outside the Alps on the basis of recent papers and of unpublished personal researches; older data and/or interpretations have been critically integrated as far as possible (Fig. 4). We follow the inferred order of main structural units of the Alpine mountain building (the latest responsible for the present physiographic setting in Italy) i. e.: Apennines and Sicily, Calabro-Peloritan "Massif" and Sardinia (Fig. 1). The standard for the correlation chart is based on the

* Work supported by CNR

Author's address: G. B. VAI, Istituto di Geologia e Paleontologia, Via Zamboni 67, I-40127 Bologna (Italy).

Carnic Alps sequence, which has been summarized by VAI, 1975, 1976; the terminology for stage subdivision within geologic basin evolution adopted in those papers is followed here, too.

1. APENNINES

Palaeozoic rocks crop out to a certain extent only in Southern Liguria, Tuscany and Northern Latium (Fig. 2). Moreover scattered outcrops are recorded from (see Fig. 1):

i) Northern (Ligurian) Apennines, "eugeosynclinal" Polcevera sequence, Sestri-Voltaggio zone, near Genova: quartz porphyr tectonically associated with sericitic schists; inferred Permian age (IBBEKEN, 1963) or possibly older;

ii) Northern (Ligurian-Emilian) Apennines "eugeosynclinal" sequence: alkaline granite boulders (BONATTI, 1933; MERLA, 1933) respresenting tectonic fragments included within Cretaceous-Eocene ophiolitic olistostromes; according to radiometric data of about 300 Ma (EBERHARDT *et al.*, 1962) they are interpreted as Hercynian granites;

iii) Northern (Umbrian) Apennines, "miogeosynclinal" sequence, near Perugia: cloritic schists and phyllites of Verrucano facies in a borehole of about 1700 m depth (GHELARDONI, 1962), undetermined Permo-Triassic age;

iv) Southern (Lucanian) Apennines, Lagonegro Unit II (SCANDONE, 1972), near Potenza: loose boulders of calcarenitic microfacies leading Middle to Upper Permian fusulinids derived from the Mt. Facito formation of Anisian to Ladinian age (the oldest stratigraphic unit cropping out in the Southern Apennines) (DONZELLI and CRESCENTI, 1970); the fusulinids seem to be reworked in a graded sediment whose relation with the enclosing formation is not clear.

SOUTHERN LIGURIA, TUSCANY, NORTHERN LATIUM

We are able to present a first spotty map of a quite large Tuscan Hercynian "Massif". It has been strongly tectonized and variously metamorphosed in Hercynian time before being covered unconformably by the so called "Verrucano s. s." (or Verrucano Group) of Permian ? to Triassic age. Subsequently the Tuscan Hercynian Massif underwent Alpine thrusting with local metamorphism and later block faulting; therefore it is presently only found in discrete nuclei, not larger than some tens of km, in the Apuane Alps, Punta Bianca (near La Spezia), Monte Pisano, Iano (near Volterra), Farma creek (Monticiano-Roccastrada area), Boccheggiano and surrounding area, eastern part of Elba Island, Monte Argentario, and Monti Romani area (Fig. 2).

Apuane Alps

The Apuane Alps represent the highest uplifted and eroded tectonic window of the Northern Apennines. The presently mappable lithostratigraphic sequence is from the bottom (ELTER et al., 1966):

1) "*lower phyllites*" with albitic gneiss lenses
2) *porphyroids* and *porphyritic schists*
3) *quartzites and* "*upper phyllites*" with *schistose* "*Orthoceras*" *dolomite* lenses
4) *conglomerates* and "Grezzoni" Formation

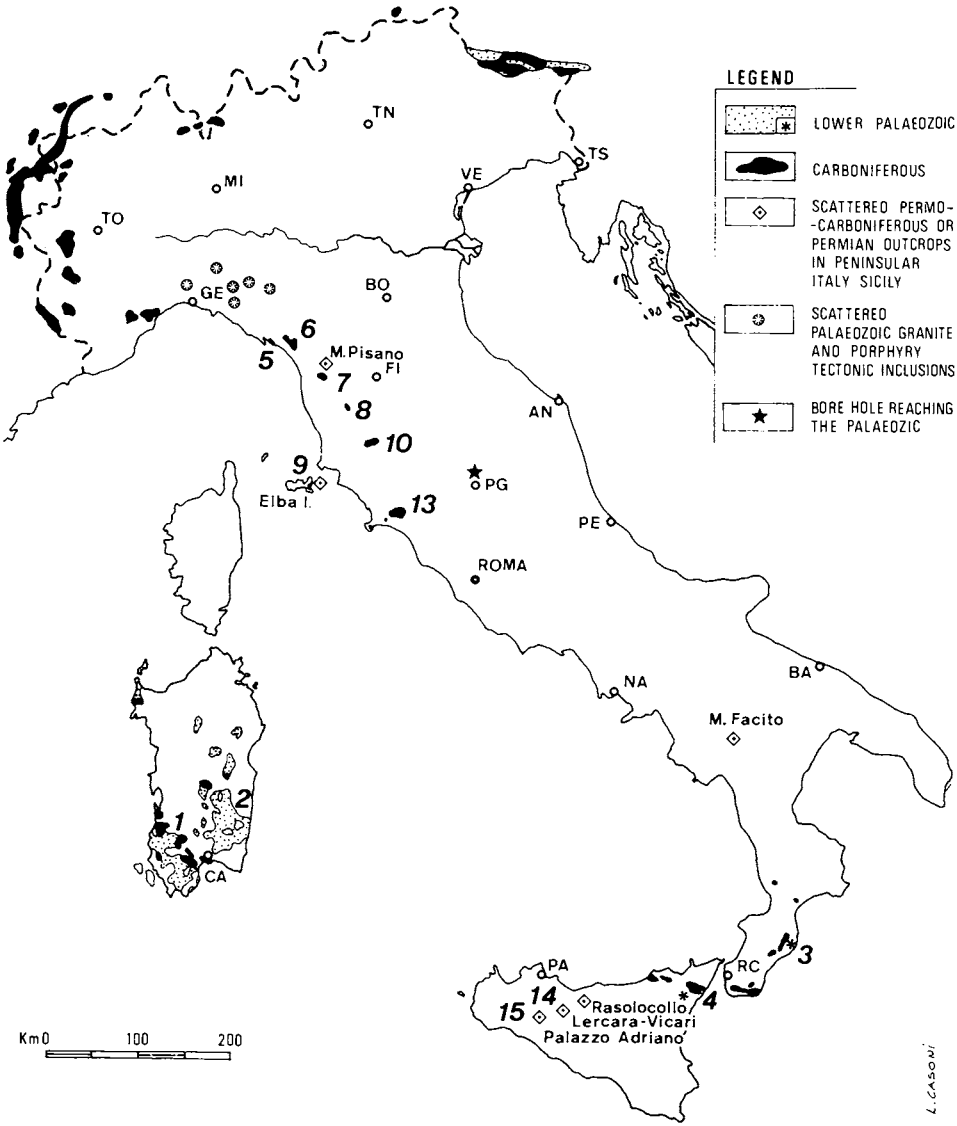


Fig. 1 — Location map of the Palaeozoic rocks in Italian Peninsula and Islands. The ?Permo-Triassic Verrucano Group is excluded. Numbers refer to the stratigraphic sequences of Fig. 4. Lower Palaeozoic and Carboniferous outcrops in the Alps are reported for comparison.

The chronology and structural interpretation of this sequence has been changed by VAI, 1972. He found direct evidence of a former Lower Palaeozoic carbonate platform in several outcrops of the Apuane core. Few of the previously known "*Orthoceras* limestone or calcschist lenses" contain orthoconic and coiled nautiloids, crinoid ossicles, ostracods and a conodont fauna (*Kockelella variabilis* W. etc.) belonging to the "obere *Kockelella* Stufe", indicating a Ludlovian age. Up to now this conodont fauna has only been found in the Frigido River outcrop near Massa; here the conodont bearing unit, about 2 m thick, is locally less metamorphic than the remaining part of the dolomitic sequence reaching a maximum of 12 m.

The dolomitic "*Orthoceras*" lenses, usually epimetamorphic, represent thrust sheets or synsedimentary olistoliths, included within the so called "quartzites and upper phyllites, porphyroids and porphyritic schists". This volcanoclastic formation shows characters of a Flysch unit which can be thought to represent the Hercynian geosynclinal stage, even if direct evidence of its Carboniferous age is not yet available; in any case its age should not be younger than Lower to Middle Carboniferous or than the main regional Hercynian phase. A strong Hercynian diastrophism, associated with metamorphism is shown by microtectonic analysis but is mostly masked by overprinted Alpine metamorphism associated with asymmetrical folding and thrusting.

The volcanoclastic formation enclosing the Silurian carbonate olistoliths is underlain by the "lower phyllites with albitic gneiss" and unconformably overlain by very thin lenses of Verrucano s. s. conglomerate (? Permian to Triassic regression deposits) gradually passing to the Upper Triassic "Grezzoni" Formation. Consequently the late-Hercynian Molasse unit is not represented in this area.

Punta Bianca

Not far from the Apuane core the Palaeozoic sequence of Punta Bianca near La Spezia is built up by arenaceous phyllites (outcropping thickness about 100 m) slightly unconformably overlain by a quite untypical Verrucano Group sequence (200 m). Both units are epimetamorphic.

The repeated carbonate intercalations within the clastic Verrucano Group are peculiar to this area and the M. Brugiana area (NW Apuane); they imply stronger marine influx here. Moreover the Ladinian age of these carbonates (ELTER and FEDERICI, 1964, FEDERICI, 1965) testifies for the Verrucano Group an age range wider than usually assumed during the last years and a certain diachronism of some facies at least. According to G. PISA (pers. comm.) the combined presence of *Diplopora annulata* and *D. annulatissima* should indicate an Upper Anisian (*avisianus*-Zone) to Lower Ladinian age.

This is one of the reasons why we tentatively extend the possible age of the pocket-like basal part of the typical quartz conglomerates (and not only that of the polygenic conglomerates sometimes present below it: e. g. M. Pisano, and possibly Punta Bianca and M. Romani) down to the Permian.

Monte Pisano

Although strongly tectonized and badly exposed the Palaeozoic sequence outcropping here is particularly important. It is subdivided into the following units (RAU and TONGIORGI, 1974):

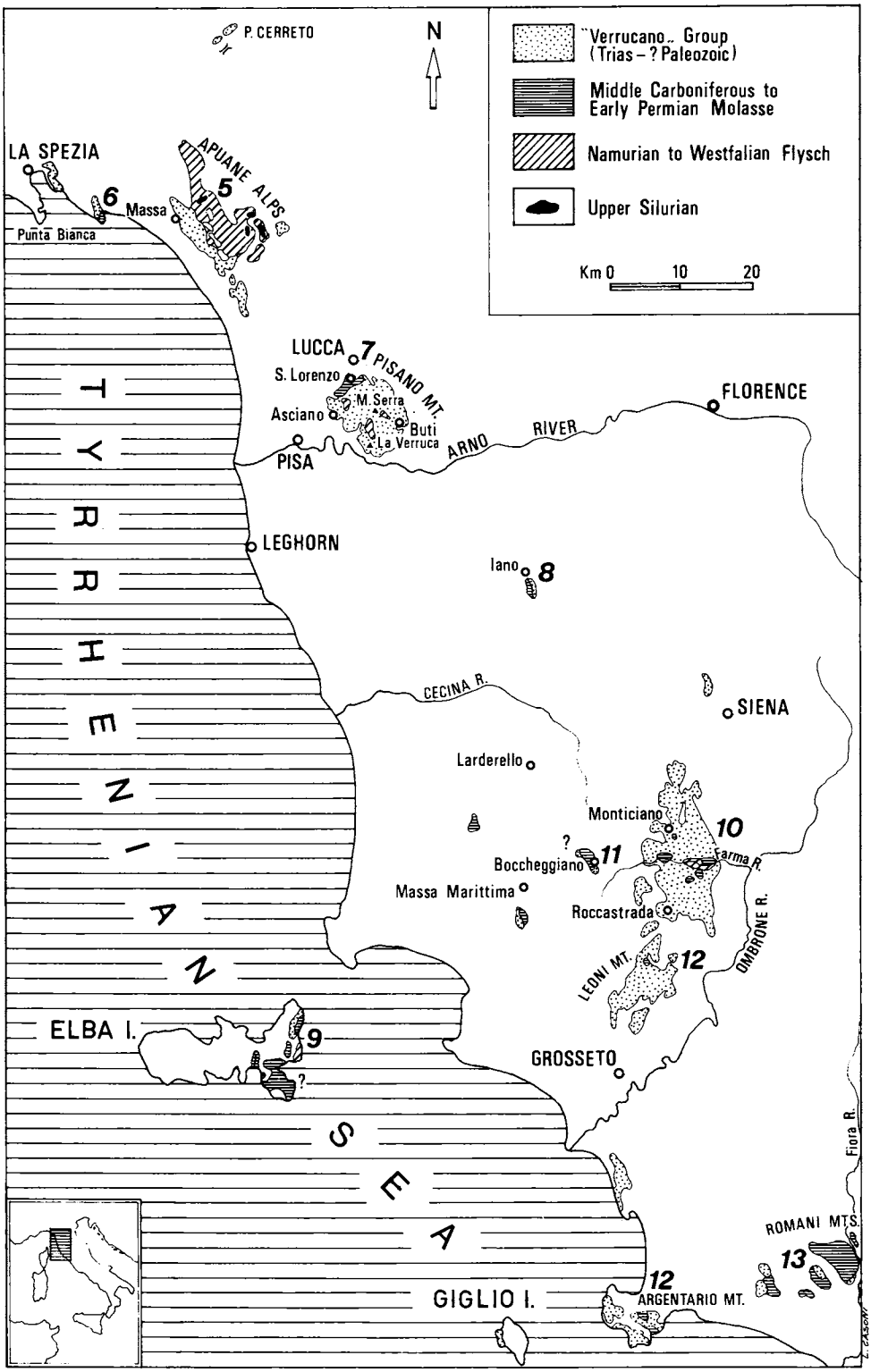


Fig. 2 — Schematic map of the Tuscan Hercynian "Massif".
Pre- and synorogenic, late orogenic, and post-orogenic deposits are subdivided. The Palaeozoic and Triassic units outcropping in southern Liguria, Tuscany and Northern Latium have been formerly referred to Verrucano *sensu lato*.

1) *Buti phyllites and quarzites:* they underwent Hercynian epimetamorphism, radiometrically dated (mineral age) to 275 ± 12 Ma (BORSI *et al.*, 1967), connected with strong tectonization; later on slight Alpine metamorphism overprinted the unit. The Buti formation, like the Apuane quartzites and phyllites, shows turbidite characters and can be regarded as Hercynian synorogenic Flysch (VAI, 1972; VAI in COCOZZA *et al.*, 1974) of undetermined pre-Stephanian Carboniferous age.

2) *San Lorenzo shales*, with minor amount of cross-bedded sandstones, carbonaceous siltstones and thin graphitic beds, often arranged as cyclothems. They contain a rich flora (ranging in age from Cantabrian to Lower Autunian) with rare limnic bivalves, insects and *Estheria*. The unit represents the late orogenic filling of a subsiding limnic or paralic basin. Although the contact with the underlying and overlying units is poorly exposed there is no doubt that the San Lorenzo formation represents a different tectonic stage in comparison with the Buti formation. According to the stratigraphic dating of the San Lorenzo shales the main Hercynian tectonic phase, responsible for the first metamorphic event of the Buti formation, can be approximately correlated with the Leonian event (i. e. an intermediate phase of the Asturian group).

3) *Asciano breccias and conglomerates:* immature often fanglomeratic deposits with clasts mostly derived from the two preceding units. Thickness: 0 to 50—80 m. The unit seems to overly slightly unconformably the San Lorenzo formation; the unconformity is related to Saalian movements and the age of the unit tentatively referred to as Permian by RAU and TONGIORGI, 1974.

The contact with the overlying Verrucano Formation is badly exposed; so we do not know whether the erosional phase between Asciano formation and Verruca Formation is a major one or one of them we can expect in such continental deposits.

4) *Verruca Formation:* continental deposits which consist from bottom to top of the following units: a) basal, pocket-like, residual polygenic conglomerate 0 to 7 m thick of possible Permian to Triassic age; b) coarse quartz conglomerate („anageniti grossolane" of possible Permian to Triassic age; c) violet schists and d) quartzites („anageniti minute"); all these units pass laterally one into the other, particularly a) and b) which can be strongly diachronous.

5) *Monte Serra Quartzites:* in the lower part of the Formation molluscs of Carnian age (RAU and TONGIORGI, 1974) are present.

For the general problem of the Verrucano s. s. (= Verrucano Group) age see above.

Iano

This small outcrop near the top of a late Neogene horst block shows repeated alternations of marine faunas (crinoids, bivalves and possibly brachiopods) with plant remains of Stephanian age (BARSANTI, 1903; MAZZANTI, 1961). The outcropping sequence is built up of weakly metamorphosed shales, mudstone breccias and cross-laminated sandstones of shallow marine deltaic environment; plant debris and some leaves allowing an assignment to the Stephanian A have been found here (VAI and FRANCAVILLA, 1947). The thickness of the unit is some hundred metres, 20 of them outcropping.

This Upper Carboniferous unit is slightly unconformably overlain by the Verrucano Group. A very thin layer of porphyroids or porphyritic schists has been reported from this sequence (BARBERI, 1966).

The Iano outcrop was probably very close to the coast line of the southern Tuscan marine Molasse basin (see below and Fig. 3).

Elba Island

The Upper Palaeozoic sequence here is more complete but severely tectonized in Alpine time with overprinted thermic metamorphism. The following restored sequence of stratigraphic units (belonging to different Alpine tectonic units of the Elba building) can be tentatively proposed:

1) *Ortano formation:* phyllites, sandstones, porphyroids and porphyritic schists. The unit, excluding the thermic overprint, shows stronger metamorphism than the Rio Marina unit (see below). It can be lithostratigraphically correlated with the quartzites, upper phyllites, porphyroids and porphyritic schists of the Apuane Alps.

2) *Rio Marina formation:* slates, sandstones, quartz conglomerates and graphitic layers. The unit, mostly marine, is poorly fossiliferous containing crinoids, molluscs, plant debris and, very rarely, brachiopods and fusulinids (DE STEFANI, 1894; BODECHTEL, 1964; VAI in COCOZZA *et al.*, 1974); its age is mainly Upper Carboniferous (DE STEFANI, 1894), ranging from Westfalian/Stephanian boundary (VAI in COCOZZA *et al.*, 1974: plants) to Lower Permian (KAHLER, 1969: *Parafusulina* of earlier type). Thickness: some hundred m.

Like the equivalent Iano shales this unit should have been deposited very near the coast line.

The M. Calamita schists may represent a more metamorphic equivalent of Rio Marina formation.

3) *Verrucano Group*, slightly unconformably overlying the Permo-Carboniferous Rio Marina unit.

Monticiano-Roccastrada massif (Farma River area)

The Palaeozoic of this sequence has been found quite recently (COCOZZA, 1965; COCOZZA *et al.*, 1974; PASINI, 1974). It is particularly important as it represents the second sequence in the Northern Apennines where platform carbonates of Hercynian pre-Flysch stage are recorded and the first one where Hercynian Flysch deposits are tectonized without appreciable metamorphism.

We have distinguished the following sequence:

1) *Farma formation:* represented by pelitic-arenaceous turbidites of outer fan to basin plain environment with common North to South transport direction. At least one carbonate olistostrome with clasts of oolitic, pelletoidal and micritic limestones is intercalated within the turbidites; some of the clasts contain calcisphaerids, *Tuberitina*, *Profusulinella*, *Pseudostaffella* and *Endothyridae* of Bashkirian age; this fauna predates the Farma turbidites. Other clasts contain spiriferids of possible Dinantian to Upper Devonian age. The olistostrome should derive from a relict structural high area or from a marginal carbonate platform.

The outcropping thickness of the turbidites is at least 200 m.

Both sedimentologically and structurally the unit represents the Hercynian Tuscan Flysch.

2) *Carpineta formation:* shales, slates, sandstones with scattered lenticular carbonate intercalations, often silicified or mineralized. The clastics contain crinoids, rare brachiopods (spiriferids) and molluscs. The carbonates yielded solenoporids, encrusting algae and forams, *Girvanella*, *Epimastopora*, *Archaeolytophyllum missouriensum* J., *Bradyina nautiliformis* (M.), *Endothyra bradyi* M., *Ozawainella* ex gr. *angulata* (C.), *Tetrataxis conica* R., *Tuberitina* sp. p., trilobite and echinoderm fragments, rare gastropods and brachiopods. The age inferred from these fossils is partly Moscovian to ?Permian.

Recently (FERRARI, A. and VAI, G. B.; VAI, G. B. and PERRI, C.; in prep.) corals ("*Neokoninkophyllum*") and conodonts (*Idiognathodus delicatus* GUN.) were found for the first time in a carbonate block probably deriving from this unit. This conodont fauna, associated with the usual fossils of the Carpineta carbonates, may indicate an age from Derryan to Missourian (Middle-Upper Pennsylvanian). The unit seems to be completely marine. It represents a lithostratigraphic and partly time equivalent of the well known Permo-Carboniferous Molasse of the Southern Alps and external Dinarides area (VAI, 1976).

3) *Verrucano Group*, unconformably overlying the Carpineta formation.

Boccheggiano area

The Boccheggiano phyllites (SIGNORINI, 1966; COCOZZA and LAZZAROTTO in COCOZZA *et al.*, 1974a) may represent a more metamorphosed (epizone) equivalent of the Carpineta formation (Farma area, see above). Repeated dolomite and evaporite intercalations are reported in the subsurface (VIGHI, 1966); their age (or ages) and type of contact are uncertain.

The Boccheggiano unit is unconformably overlain by thin, discontinuous lenses of the Verrucano Group or directly by the Tocchi Formation.

Monte Argentario—Monte Leoni

The *M. Argentario sandstones*, carbonaceous shales, slates and phyllites (GELMINI, 1969; GASPERI and GELMINI, 1973), usually less metamorphic than the Boccheggiano phyllites, contain scattered crinoid remains at M. Argentario (VAI in COCOZZA *et al.*, 1974); the depositional environment is shallow marine. The outcropping thickness of the unit exceeds 100 m.

The M. Argentario formation is unconformably overlain by the Verrucano Group, mostly continental to deltaic (thickness 337 m at M. Argentario, about 1000 m in the M. Leoni area).

Monti Romani

The M. Argentario sandstones, carbonaceous shales and slates (and possibly mineralized carbonate lenses) crop out largely here, too, less metamorphic than at M. Argentario, with an outcropping thickness of 300—400 m (GASPERI and GELMINI in COCOZZA *et al.* 1974a).

This Molasse unit is unconformably overlain by a reduced thickness of the Verrucano Group (some to some tens of metres) or directly by the Tocchi Formation; in the Campigliola area the M. Argentario formation is unconformably overlain by the Upper Triassic "Calcare Cavernoso" with intercalated thin residual breccia mostly made of M. Argentario schists and sandstones.

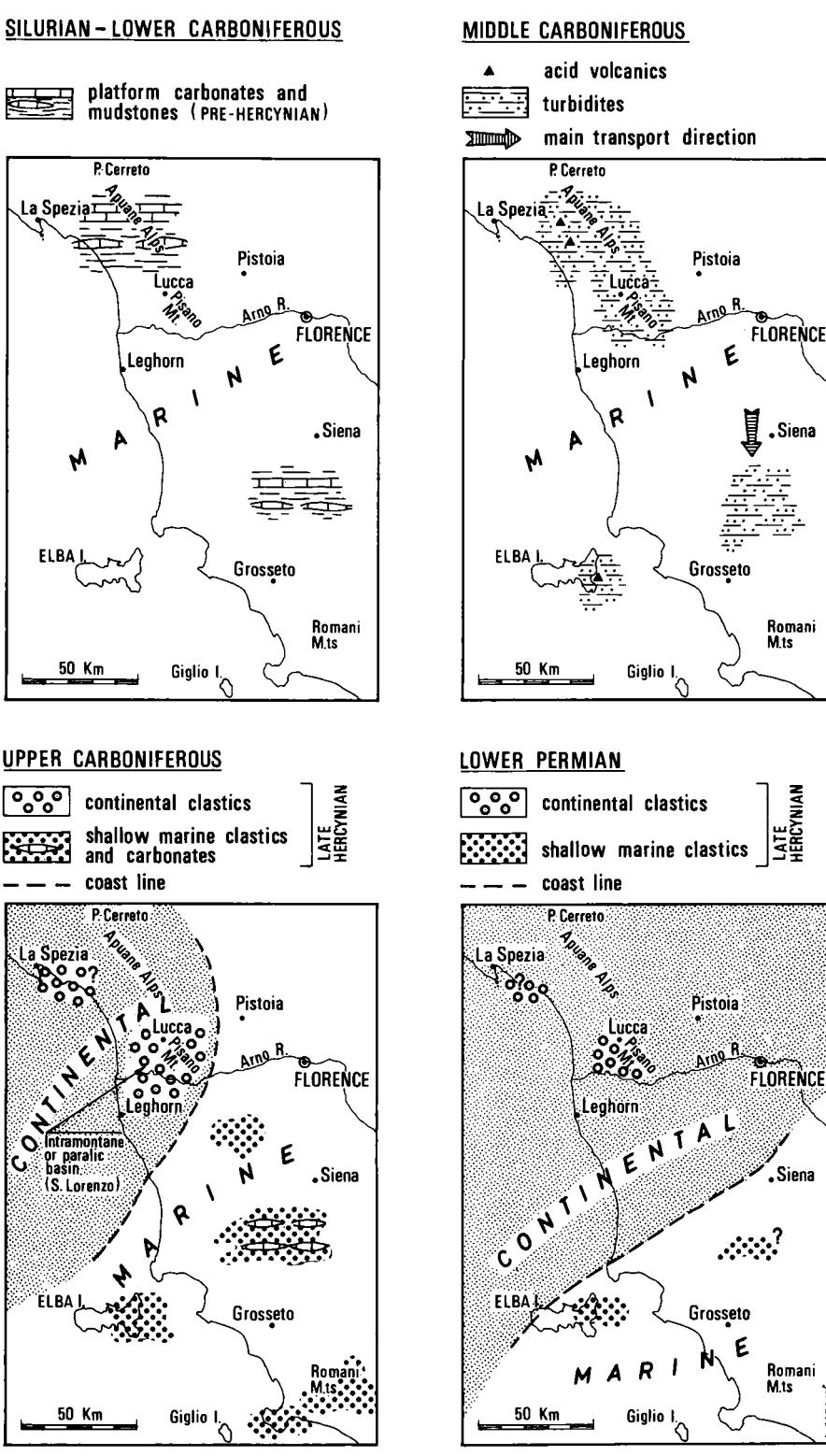


Fig. 3 — Palaeographic elements of the Tuscan Hercynian basin during Silurian to Lower Carboniferous, Middle Carboniferous, Upper Carboniferous and Lower Permian (plotted on present geographic base). Undifferentiated continental areas: finely dotted.

The data listed above for the different Northern Apennines sequences (see also Figs. 4 and 2) allow a first attempt to plot the paleogeographic elements for the Silurian-Lower Carboniferous, Middle Carboniferous, Upper Carboniferous and Lower Permian of the Tuscan area (Fig. 3) on the basis of the present geographical setting. The basic stratigraphic-structural settings involved in this reconstruction are pre-Flysch, Hercynian Flysch and late Hercynian Molasse units.

2. Sicily

The present section refers to the Sicilian Alpine belt as distinct from the Calabro-Peloritan "Massif".

The famous richly fossiliferous Sosio Permian and related outcrops represent a swarm of ?Upper Carboniferous to Middle Permian carbonate and clastic olistoliths and/or thrust sheets chaotically embedded in or sometimes separated only by thin Miocene mudstone layers. The principal outcropping areas are: 1) Palazzo Adriano (Sicani Mts., near Sosio River); 2) Lercara-Vicari; 3) Rasolocollo (between Madonie and Termini Imerese Mts.)

In the Palazzo Adriano area the classic Sosio fauna (fusulinids, ammonoids, etc.) is thought to represent the Middle Permian (Guadalupian) (Kahler, 1974; Pasini, 1964; Skinner and Wilde, 1966; etc.).

The Lercara-Roccapalumba surface and subsurface sequence (Caflisch and Schmidt di Friedberg, 1967) includes:

1) oolithic and pseudoolithic limestones with ostracods of probable Carboniferous age (according to Mascle and Termier, 1970 and to Ruggieri and Di Vita, 1972 the most probable age of the unit is Lower Permian)

2) mudstones and calcarenites with fusulinids and other fossils of undetermined Permian age; according to Furnish and Glenister (fide Skinner and Wilde) Lower Permian is also represented here;

3) carbonaceous sandstones;

4) Upper Triassic Mufara Formation with *Halobia* limestone.

Recently Corradini and Olivieri 1975 found one *Neogondolella* of probable Permian age in dark limestone Museum blocks from the Lercara area.

The whole Palaeozoic of the Sicilian Alpine belt needs detailed biostratigraphic study.

The structural relation between this Palaeozoic and the enclosing rocks is mainly explained by the following ways: i) Permian or Triassic "Wildflysch" reworked by Miocene olistostrome; ii) intrabasinal thrust sheets upon Middle Miocene clay, partly interposed between the sheets (Caflisch and Schmidt di Friedberg, 1967); iii) Miocene "Sicilide" olistostrome (Ruggieri and di Vita, 1972).

3. Calabro-Peloritan "Massif"

Calabride units include Palaeozoic para- and orthometamorphites underlying Mesozoic carbonates. They crop out in Calabria (Coastal Range, Sila, Serre and Aspromonte) and Sicily (Peloritani Mountains).

One of these Calabride units, the so called "Galati Nappe" (see Ogniben, 1975) presents at its stratigraphic base slightly metamorphic (anchizone to epizone) clastics and carbonates with rare Devonian fossils:

1) in *Calabria* (Stilo-Pazzano area) Afchain 1970 reports tentaculitids (determined as probable *Styliolina* by H. Lardeux) from the slightly metamorphosed

nodular limestone. These pelagic forms were abundant during Middle to early Upper Devonian.

A similar limestone in the same area yielded *Palmatolepis perlobata perlobata* U. and B. and other conodonts indicating an Upper Devonian (L. Famennian) age (DE CAPOA BONARDI, 1970).

From the same area GÖRLER and IBBEKEN 1970 report corals, bryozoans, crinoids, orthoconic and coiled cephalopods, trilobites and ostracods, in addition to tentaculitids, indicating most probably Middle Devonian and possibly Silurian to Upper Devonian age.

The sequence is severely tectonized and built up of slightly metamorphosed shales, nodular limestones (containing the badly preserved fauna) plus greywackes (of undetermined age); it covers the Calabria (Serre) crystalline massif being nonconformably overlain by Miocene clastics or by ?Triassic palaeosoil and Mesozoic carbonates.

2) in Sicily (south-central Peloritani Mts., Randazzo-Floresta road) TRUILLET, 1969—70, found and figured pelagic tentaculitids, identical with those of AFCHAIN, 1970, from limestones at the base of the "upper phyllites" with acidic to intermediate volcanics.

Some more or less metamorphic sequences of the Calabria "Massif" were referred too as Carboniferous or older being metamorphosed or cut by late Hercynian granitoid intrusions of radiometric age ranging about 283—264 Ma (BORSI and DUBOIS, 1968). Other "Palaeozoic", "Permo-Carboniferous" or "pre-Mesozoic" age assignments have been made on the base of structural-stratigraphic relationship but without any direct fossiliferous evidence (e. g. DUBOIS, 1970; COLONNA and ZANETTIN L., 1972; COLONNA *et al.*, 1973; PICCARRETTA *et al.*, 1973, BONARDI *et al.*, 1974; etc.).

4. SARDINIAN MASSIF

Many review papers dealing with the Palaeozoic stratigraphy or geology of Sardinia have been published recently (e. g. COCOZZA and JACOBACCI, 1975; SCHNEIDER, 1974). However, they mostly summarize older papers integrating them with the results of new researches which are usually scattered both stratigraphically and areally (CALVINO, 1961; ALBERTI, 1963; POLL, 1966; BOSELLINI and OGNIBEN, 1968; OLIVIERI, 1970; SERPAGLI, 1971; SCHNEIDER, 1972, 1974; MINZONI, 1972; HELMCKE, 1973; HELMCKE and KOCH, 1974; VAI and COCOZZA, 1974; etc.). Much routine work (exemplified by the monograph of RASETTI, 1972) is needed now for reaching an up to date framework of the whole, relatively large outcropping Sardinian Palaeozoic.

Therefore we give here only a short list of the principal fossiliferous horizons whose determination is sufficiently liable to chronologic correlation (numbers refer to the correlation chart of Fig. 4).

Cambrian (RASETTI, 1972) (about 700—1400 m):

— 1) Nebida Fm. („Arenarie") 100—800 m, Matoppa Mb.: early Lower Cambrian trilobites (*Hebedescina*, *Iglesiella*), molluscs (*Stenothecoides*), lingulids and archaeocyathids (DEBRENNE, 1972).

— 2) Nebida Fm., Punta Manna Mb.: early Lower Cambrian trilobites (*Anadoxides*, *Dolerolenus*, *Giordanella*, *Sardoredlichia*), archaeocyathids, algae, sponges, brachiopods and molluscs.

— 3) Nebida Fm., Punta Manna Mb.: early Lower Cambrian trilobites (*Enantiaspis*, *Dolerolenus*, *Nebidella*) and the same fauna as mentioned above.
— Gonnesa Fm. ("Metallifero") 200—800 m.
— 4) Cabitza Fm. (120—340 m), nodular limestone mb. ("calceschisti"): early Middle Cambrian trilobites (*Pardailhania*, *Corynexochus*, *Paradoxides*, *Peronopsis*, etc.), hyolithids.
— 5) Cabitza Fm., Cabitza shale Mb.: Middle Cambrian trilobites (*Paradoxides* cf. *mediterraneus*, *Conocoryphe*, *Ctenocephalus*, *Jincella*, etc.), brachiopods and echinoderms.
— Gentle Sardic folding phase

Ordovician (about 300—500 m):

— Nebida and Fluminimaggiore conglomerate (SW Sardinia). ?San Vito sandstones (SE Sardinia).
— 6) Sandy shales or slates (Iglesiente, Trexenta) (250—400 m): above rare phyllocarids, brachiopods and trilobites (asaphids and trinucleids) scattered in the middle part of the unit, a rich fauna ranging through most of the Caradocian is present in the upper part. It includes: trilobites (*Deanaspis*, *Dalmanitina*, etc.) (VAI unpubl.), brachiopods (*Heterorthis*, *Svobodaina*, *Strophomena*, *Leptaena*, *Rafinesquina*, *Porambonites*, *Nicolella*, *Leptestiina*, *Aegiromena*, etc.) (VAI unpubl.), bryozoans (*Chasmatoporella*) (SPJELDNAES, 1967) etc., cystoids (*Corylocrinus*, *Oocystis*, *Heliocrinites*))(MACCAGNO, 1965), crinoids, benthic tentaculitids, gastropods, conularids (*Exoconularia*, *Archeoconularia*) (SERPAGLI, 1970) and chitinozoans (LAUFELD, 1974).

Shales and nodular limestone ("Cystoideenkalk" of TEICHMÜLLER, 1931) (SE Sardinia): Upper Ordovician (probably Lower Caradoc) conodonts (*Amorphognathus* cf. *twaerensis* B.), crinoids, cystoids and brachiopods (HELMCKE and KOCH, 1974).
— Direct evidence of Ashgill is still lacking.

Silurian (about 70—100 m):

— 7) Black shales and chert (SE Sardinia): Lower Llandovery graptolites (*Akidograptus acuminatus* (N.), *A. ascensus* D., etc.) of Zone 16 (HELMCKE and KOCH, 1974).
— 8) Black shales and chert (SE Sardinia): complete sequence of Upper Llandovery to Lower Ludlow graptolite Zones (GORTANI, 1922a; JAEGER, 1973; HELMCKE, 1973).
— Further Llandovery and Wenlock graptolites reported by older authors (TARICCO, 1922; GORTANI, 1922), even though needing revision, are most probably present throughout southern Sardinia.
— 9) "*Orthoceras*" limestone (SW Sardinia): uppermost Wenlock to Upper Ludlow conodonts of *sagitta* to *siluricus* Zone of Walliser (SERPAGLI, 1971).

Devonian (about 100—400 m):

— 10) Black graptolitic shales (SE Sardinia): Gedinnian (Lower Lochkovian) graptolites (*M. uniformis* P., etc.) of the *uniformis* Zone (HELMCKE, 1973).
— 11) Black graptolitic shales (SE Sardinia): Gedinnian (Middle Lochkovian) graptolites (*M.* cf. *praehercynicus* J., *M. aequabilis* P.) of the *praehercynicus* Zone (HELMCKE, 1973).
— 12) Shaly limestone (SW Sardinia): ?Gedinnian (Upper Lochkovian) pelagic tentaculitids (*Paranowakia intermedia* (B.), *N. acuaria* (R.) (VAI in COCOZZA *et al.*, 1974b).

— 13) Nodular limestones and shales (SE Sardinia): Siegenian to Emsian (Pragian to Zlichovian) pelagic tentaculitids (*N. acuaria* (R.), *N. gemündina* R.), trilobites and conodonts (ALBERTI, 1963).
— 14) Styliolinid limestone (SE Sardinia): Upper Eifelian conodonts (*Icr. symmetricus* B. and M., *Pol. linguiformis* H., *Pol. webbi* S.) (ALBERTI, 1963).
— 15) "*Clymenia*" limestones (SE Sardinia): Upper Frasnian to Lower Tournaisian complete sequence of conodont zones from *Pa. triangularis* to *Ps. tri. inaequalis* Zone (OLIVIERI, 1970).
— Limestones with Upper Devonian conodonts (*Palmatolepis)* are reported also from SW Sardinia (LEONE, 1973).

Carboniferous (800—1000 m or more) and Permian
— For the carbonatic Dinantian following continuously the Upper Devonian limestones see above (15).
— Unfossiliferous turbidites and possibly other clastics and volcanics (= "Postgotlandiano") (VAI and COCOZZA, 1974).
— Strong Hercynian orogenic and metamorphic phase (or phases)
— 16) San Giorgio clastics and dolomites (SW Sardinia): Westfalian/Stephanian to Upper Stephanian flora (COCOZZA, 1967; FRANCAVILLA in COCOZZA *et al.*, 1974b) and palynomorphs (DEL RIO, 1973).
— Clastics and volcanics with Permian floras (late Hercynian movements and magmatism) (VARDABASSO, 1966; COCOZZA *et al.*, 1974b; FAZZINI *et al.*, 1974).

Recalling the scattered type of research carried out in Sardinia, the list of well documented fossiliferous horizons or intervals given above shows a practically continuous Palaeozoic sequence in both western and central eastern Sardinia (VAI and COCOZZA, 1974; HELMCKE and KOCH, 1974). The depositional continuity is proved to be broken only by two major gaps and related unconformities: i) the gentle Sardic folding phase and ii) the main Hercynian overthrusting phase (or phases) responsible for most of the present tectonic and metamorphic setting.

Other unconformities or disconformities reported by the authors within this interval are not supported by direct stratigraphic evidence and in some cases stem from lack of data "knowledge gaps". Such a lot of "at least local unconformities" claimed by the authors may be explained by the selective small scale overthrusting tectonics involving the thin Siluro-Devonian mudstone-limestone sequence (e. g. cross section of Fig. 1 in SERPAGLI, 1971; Fig. 3 in HELMCKE, 1973). As a consequence Siluro-Devonian sheets or lenticular tectonic bodies are dispersed within Carboniferous ("Postgotlandiano") or subordinately thicker Ordovician clastic sequences.

Of course the present interpretation requires that the Hercynian orogeny had played the main role in the structural building of Sardinia.

References

AFCHAIN, C. (1970): Présence de Tentaculitidae démontrant l'âge dévonien des niveaux calcaires intercalés dans les "phyllades" du substratum du chaînon calcaire de Stilo-Pazzano (Calabre méridionale, Italie). — C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 5, 150—151, Paris.

ALBERTI, G. (1963): Sul Devonico inferiore e medio nella Sardegna meridionale. — Acc. Naz. Lincei, Rend. Sc. fis. mat. nat., 34, 553—559, Roma.

BARBERI, F. (1966): I porfiroidi della Toscana e la loro posizione stratigrafica. — Atti Symp. Verrucano, Soc. Tosc. Sc. Nat., 34—54, Firenze.
BARBERI, F., DALLAN, L., etc. (1969): Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 126 Isola d'Elba. — Serv. Geol. It., 41p., Roma.
BARSANTI, L. (1903): Contribuzione allo studio della flora fossile di Iano. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **19**, 1—36, Firenze.
BODECHTEL, J. (1964): Stratigraphie und Tektonik der Schuppenzone Elbas. — Geol. Rundschau, **53**, 25—41, Stuttgart.
BONARDI, G., PERRONE, V. and ZUPPETTA, A. (1974): I rapporti tra "metabasiti", "filladi" e "scisti micacei" nell'area tra Paola e Rose (Calabria). — Boll. Soc. Geol. It., **93**, 245—276, Roma.
BONATTI, S. (1933): Studio petrografico dei graniti della formazione ofiolitica appenninica. — Boll. Serv. Geol. It., 58 (7), 12—64, Roma.
BORSI, S. and DUBOIS, R. (1968): Données géochronologiques sur l'histoire hercynienne et alpine de la Calabre centrale. — C. R. Acad. Sc., **266** (sér. D), 72—74, Paris.
BOSELLINI, A. and OGNIBEN, G. (1968): Ricoprimenti ercinici in Sardegna. — Ann. Univ. Ferrara, **1** (1), 1—15, Ferrara.
CAFLISCH, L. and SCHMIDT DI FRIEDBERG, P. (1967): Un contributo delle ricerche petrolifere alla conoscenza del paleozoico in Sicilia. — Boll. Soc. Geol. It., **86**, 537—551, Roma.
CALVINO, F. (1961): Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei. — Boll. Serv. Geol. It., **81**, 489—556, Roma.
COCOZZA, T. (1965): Il Carbonifero nel gruppo Monticiano-Roccastrada (Toscana). — Ric. Sc., **35** (II-A), 488—523, Roma.
COCOZZA, T. (1967): Il Permo-Carbonifero del bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale). — Mem. Soc. Geol. It., **6**, 607—642, Roma.
COCOZZA, T., LAZZAROTTO, A. and VAI, G. B. (1974): Flysch e molassa ercinici del Torrente Farma (Toscana). — Boll. Soc. Geol. It., **93**, 115—128, Roma.
COCOZZA, T., GASPERI, G., GELMINI, R. and LAZZAROTTO, A. (1974a): Segnalazione di nuovi affioramenti paleozoici (Permo-Carbonifero?) a Boccheggiano e tra Capalbio e i Monti Romani (Toscana meridionale-Lazio settentrionale). — Boll. Soc. Geol. It. **93**, 47—60, Roma.
COCOZZA, T., JACOBACCI, A., NARDI, R. and SALVADORI, I. (1974b): Schema stratigrafico-strutturale del massiccio sardo-corso e minerogenesi della Sardegna. — Mem. Soc. Geol. It., **13**, 85—186, Roma.
COCOZZA, T. and JACOBACCI, A. (1975): Geological outline of Sardinia. — In: SQUYRES C., Ed., Geology of Italy. — E. S. S. L. A. R., Tripoli 49—81, Tripoli.
COLONNA, V., LORENZONI, S. and ZANETTIN LORENZONI, E. (1973): Sull'esistenza di due complessi metamorfici lungo il bordo sud-orientale del massiccio "granitico" delle Serre (Calabria). — Boll. Soc. Geol. It., **92**, 801—830, Roma.
COLONNA, V. and ZANETTIN LORENZONI E. (1972): Gli scisti cristallini della Sila Piccola. 2°: I rapporti tra la formazione delle filladi e la formazione delle pietre verdi nella zona di Gimigliano. — Mem. Soc. Geol. It., **11**, 261—292, Roma.
CORRADINI, D. and OLIVIERI, R. (1975): *Langeites siciliensis* n. sp., a polychaete jaw apparatus from the permo-carboniferous of northwestern Sicily. — Boll. Soc. Pal. It., **13**, 156—163, Modena.
DEBRENNE, F. (1972): Nouvelle faune d'Archéocyathes de Sardaigne. — Ann. de Paléont., 58, 12—22, Paris.

De Capoa Bonardi, P. (1970): Segnalazione di una fauna a Conodonti del Devonico superiore nei calcari intercalati alle "filladi" di Stilo-Pazzano (Calabria meridionale). —Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., Soc. Naz. Sc. Lett. Arti, Napoli, Ser. 4, **37**, 127—128, Napoli.

Del Rio, M. (1973): Palinologia di un livello "permo-carbonifero" del bacino di S. Giorgio (Igliesiente, Sardegna sud-occidentale). — Boll. Soc. Geol. It., **92**, 485—494, Roma.

De Stefani, C. (1894): Decouverture d'une faune paléozoique à l'Ile d'Elba. — Bull. Soc. Géol. Fr., sér. 3, **22**, 30—33, Paris.

Donzelli, G. and Crescenti, U. (1970): Segnalazione di una microbiofacies permiana, probabilmente rimaneggiata, nella formazione di M. Facito (Lucania occidentale). — Boll. Soc. Nat., Napoli, **79**, 59—75, Napoli.

Dubois, R. (1970): Phases de serrage, nappes de socle et métamorphisme alpin à la jonction Calabre-Apennin: la suture calabro-apenninique. — Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., sér. 2, **12**, 221—253, Paris.

Eberhardt, R., Ferrara, G. and Tongiorgi, E. (1962): Détermination de l'âge absolu des granites allochtones de l'Apennin septentrionale. — Bull. Soc. Géol. France, **4**, 666—667, Paris.

Elter, P. and Federici, P. R. (1964): Sulla presenza di terreni attribuibili al Trias medio nel promontorio orientale del Golfo della Spezia. — Boll. Soc. Geol. It., **83**, 395—402, Pisa.

Elter, P., Giglia, G., Rau, A. and Tongiorgi, M. (1966): Il Verrucano della Verruca (Monti Pisani) nel quadro delle serie del Carbonifero, del Permiano e del Trias della Toscana settentrionale. — Atti Symp. Verrucano, Soc. Tosc. Sc. Nat., 3—33, Firenze.

Fazzini, P., Gasperi, G. and Gelmini R. (1944): Ricerche sul Verrucano. 2. Le successioni basali dei "Tacchi" tra Escalaplano e Jerzu (Sardegna sud-orientale). — Boll. Soc. Geol. It., **93**, 221—243, Roma.

Federici, P. R. (1965): Nuove conoscenze sul Trias medio di Punta Bianca (Golfo della Spezia). — Boll. Soc. Geol. It., **84**, 323—329, Pisa.

Flügel, H. and Schönlaub, H. P. (1972): Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. —Verh. Geol. B.-A., **1972** (2), 187—198, Wien.

Gasperi, G. and Gelmini, R. (1973): Ricerche sul Verrucano. I. Il Verrucano del M. Argentario e dei Monti dell'Uccellina in Toscana. — Boll. Soc. Geol. It., **92**, 115—140, Roma.

Gelmini, R. (1969): Ricerche geologiche nel gruppo di Monte Leoni (Grosseto, Toscana). — Mem. Soc. Geol. It., **8**, 765—796, Roma.

Ghelardoni, R. (1962): Stratigrafia e tettonica del Trias di M. Malbe presso Perugia. — Boll. Soc. Geol. It., **81** (3), 247—256, Roma.

Görler, K. and Ibbeken, H. (1970): Erste Fossilfunde in den Metamorphiten des Kalabrischen Massivs (Süd-Italien). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1970** (7), 424—426, Stuttgart.

Gortani, M. (1922): Faune paleozoiche della Sardegna. Parte I. Le Graptoliti di Goni. — Palaeontographia Ital., **28**, 41—67, Pisa.

Gortani, M. (1922a): Faune paleozoiche della Sardegna. Parte II. Graptoliti della Sardegna Orientale. — Palaeontographia Ital., **28**, 85—112, Pisa.

HELMCKE, D. (1973): Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. II. Bericht: Zur Stratigraphie des Silur und Unterdevon der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1973**, 529—544, Stuttgart.

HELMCKE, D. and KOCH, G. (1974): Schichtgebundene etc. III. Bericht: Zur Altersstellung der Porphyroide in der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei. — Z. Dtsch. Geol. Ges., **125**, 91—98, Hannover.

IBBEKEN, H. (1963): Su un affioramento di porfido quarzifero permiano nella zona Sestri-Voltaggio (Alessandria). — Boll. Soc. Geol. It., **82** (2), 173—178, Roma.

JAEGER, H. (1973): The discovery of a late Silurian/early Devonian graptolitic sequence of Thuringian type in Sardinia, and its paleobiogeographic significance. — Second All-Union Coll. for Graptol. Studies in the USSR, Tallin, May 14—16.

KAHLER, F. and G. (1969): Einige südeuropäische Vorkommen von Fusuliniden. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **61**, 49—60, Wien.

KAHLER, F. (1974): Fusuliniden aus T'ien-schan und Tibet. Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere im Perm. — Sino-Swed. Exped., V., **4**, 148p., Stockholm.

LAUFELD, S. (1974): Ordovicians chitinozoans from Portixeddu, Sardinia. — Boll. Soc. Pal. It., **12**, 3—7, Modena.

LAZZAROTTO, A., MAZZANTI, R. and MAZZONCINI, F. (1964): Geologia del promotorio Argentario (Grosseto) e del promontorio del Franco (Isola del Giglio-Grosseto). — Boll. Soc. Geol. It., **83** (2), 1—124, Pisa.

LEONE, F. (1973): La serie paleozoica del settore di Urbai-Monte Maiori (Valle del Cixerri, Sardegna sud-occidentale). — Boll. Soc. Geol. It., **92**, 621—633, Roma.

MACCAGNO, A. M. (1965): Contributo alla conoscenza della fauna ordoviciana della Sardegna. Gli echinodermi di Portixeddu. — Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, **5** (5), 149—195, Napoli.

MAZZANTI, R. (1961): Geologia della zona di Montaione tra le valli dell'Era e dell'Elsa (Toscana). — Boll. Soc. Geol. It., **80** (2), 37—126, Pisa.

MASCLE, G. H. and TERMIER, G. (1970): Nouvelles données paléontologiques sur le Permo-Carbonifère de Lercara-Friddi (Sicile). — Riv. It. Paleont., **76**, 187—196, Milano.

MERLA, G. (1933): I graniti della formazione ofiolitica appenninica. — Boll. Serv. Geol. It., **58** (6), 5—115, Roma.

MINZONI, N. (1972): Lineamenti geologico-petrografici della formazioni paleozoiche affioranti nella zona di Meana Sardo (Sardegna centrale). — Ann. Univ. Ferrara, **1** (6), 67—87, Ferrara.

OGNIBEN, L. (1975): Lithostratigraphic complexes and evidence for tectonic phases in Sicily and Calabria. — In: Structural Model of Italy. — Quad. Ric. Scient., **90**, 365—408, Roma.

OLIVIERI, R. (1970): Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardegna). — Boll. Soc. Pal. It., **8**, 63—152, Modena.

PASINI, M. (1964): *Chusenella sosioensis* nuova specie di Fusulinide nel permiano della valle del F. Sosio. — Riv. It. Paleont., **70**, 169—182, Roma.

PASINI, M. (1974): *Archaeolythophyllum missouriensum* JOHNSON, una rhodophycea di interesse stratigrafico nel Carbonifero superiore della Toscana e delle Alpi orientali. — Riv. It. Paleont., **80**, 591—602, Milano.

PICCARRETA, G., AMODIO MORELLI, L. and PAGLIONICO, A. (1973): Evoluzione metamorfica delle rocce in facies granulitica nelle Serre nord-occidentali (Calabria). — Boll. Soc. Geol. It., **92**, 861—889, Roma.

POLL, J.J.K. (1966): The Geology of the Rosas-Terreseo Area (Sulcis, South Sardinia). — Leid. Geol. Med., **35**, 117—208, Leiden.

RASETTI, F. (1972): Cambrian Trilobite faunas of Sardinia. — Mem. Acc. Naz. Lincei, 11 (1), 100p.

RAU, A. and TONGIORGI, M. (1974): Geologia dei Monti Pisani a Sud-Est della Valle del Guappero. — Mem. Soc. Geol. It., **13**, 227—408, Pisa.

RUGGIERI, G. and DI VITA, G. (1972): L'età della Formazione Lercara. — Boll. Soc. Geol. It., **91**, 631—637, Roma.

SCANDONE, P. (1972): Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative. — Boll. Soc. Nat. Napoli, 81, 225—300, Napoli.

SCHNEIDER, H.-J. (1972): Schichtgebundene etc. I. Bericht zur Lagerstättenkunde und Geologie. — N. Jb. Miner., Mh. **1972**, 529—541, Stuttgart.

SCHNEIDER, H.-J. (1974): Revision des Altpaläozoikums Sardiniens insbesondere des sardischen Konglomerates. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **146**, 78—103, Stuttgart.

SERPAGLI, E. (1970): Ordovician conularids of Sardinia. — Boll. Soc. Palaont. It., 8, 3—15, Modena.

SERPAGLI, E. (1971): Uppermost Wenlockian-Upper Ludlowian (Silurian) Conodonts from Western Sardinia. — Boll. Soc. Palaeont. It., **9**, 76—96, Modena.

SIGNORINI, R. (1966): Il Verrucano della Toscana meridoniale. — Atti Symp. Verrucano, Soc. Tosc. Sc. Nat., 55—71, Firenze.

SKINNER, J. W. and WILDE, G. L. (1966): Permian fusulinids from Pacific Northwest and Alaska. — Univ. Kansas Paleont. Contr., **4**, 64p., Kansas.

SPJELDNAES, N. (1967): The palaeogeography of the Tethyan region during the Ordovician. — System. Ass. Publ., **7**, 45—57.

TARICCO, M. (1922): Sul Paleozoico del Fluminese (Sardegna). — Boll. R. Com. Geol. It., **48** (6), 1—22, Roma.

TEICHMÜLLER, R. (1931): Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes. Teil 1: Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Mat. Phys. Kl., **3** (3), 1—94, Göttingen.

TRUILLET, R. (1969—1970): Etude géologique des Péloritains orientaux (Sicile). — Riv. Min. Sic., **115—117, 118—120** (1969) and **121—123** (1970), 157p.

VAI, G. B. (1972): Evidence of Silurian in the Apuane Alps (Tuscany, Italy). — Giorn. Geol., ser. 2, **38** (1), 349—372, Bologna.

VAI, G. B. (1975): Hercynian Basin Evolution of the Southern Alps. — In: SQUYRES C. Ed., Geology of Italy, E. S. S. L. A. R., Tripoli, 293—298, Tripoli.

VAI, G. B. (with contr. of ELTER, G.) (1976): Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi. — Mem. Soc. Geol. It., **13/1** (1974), 7—37, Roma.

VAI, G. B. and COCOZZA, T. (1974): Il "Postgotlandiano" sardo, unità sinorogenica ercinica. — Boll. Soc. Geol. It., **93**, 61—72, Roma.

VAI, G. B. and FRANCAVILLA, F. (1974): Nuovo rinvenimento di piante dello Stefaniano a Iano (Toscana). — Boll. Soc. Geol. It. **93**, 73—79, Roma.

VIGHI, L. (1966): Descrizione di alcuni sondaggi che hanno attraversato lenti anidritico-dolomitiche intercalate alle filladi triassiche (Verrucano dei dintorni di Massa Marittima (Grosseto-Toscana). — Atti Symp. Verrucano, Soc. Tosc. Sc. Nat., 72—95, Firenze.

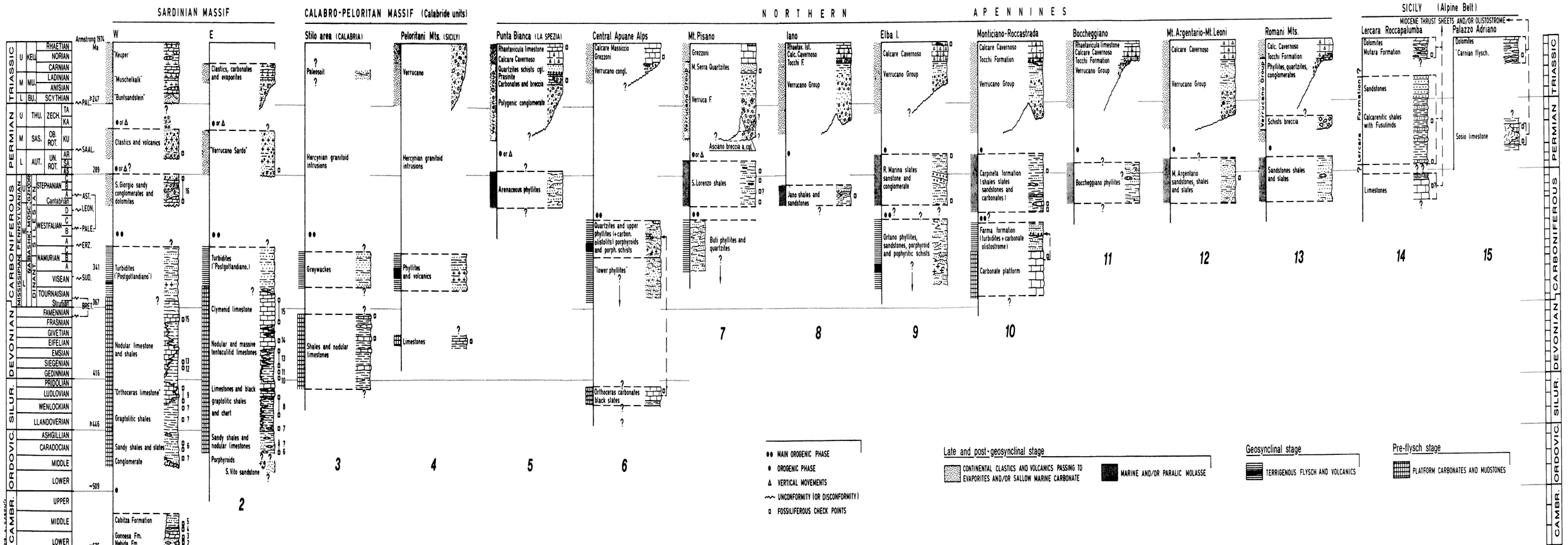


Fig. 4: Correlation chart of Palaeozoic sequences in Italian Peninsula and Islands. The sequences are grouped according to the main structural units of the Alpine orogeny: Sardinian Massif, Calabro-Peloritan Massif, Northern Apennines and Sicilian Alpine belt. Pre-Flysch, Hercynian Flysch and late to post-Hercynian stages, when recognized, are subdivided. Numbers refer to location and geologic map (Figs. 1 and 2).

The stratigraphic columns were compiled using unpublished personal data and the following sources: 1 (Serpagli, 1971; Rasetti, 1972; Leone, 1973; Vai and Cocozza, 1974; Cocozza and Jacobacci, 1975); 2 (Alberti, 1963; Vardabasso, 1966; Olivieri, 1970; Helmcke, 1973; Fazzini *et al.*, 1974; Cocozza and Jacobacci, 1975); 3 (modified after Görler and Ibbeken, 1970; Archais, 1970; de Capoa Bonardi, 1970; Colonna *et al.*, 1973). 4 (modified after Truillet, 1969–70); 5 (Elter and Federici, 1964; Federici, 1965); 6 (Barberi and Giglia, 1966; Giglia, 1967; Vai, 1972); 7 (Rau and Tongiorgi, 1974). 8 (Mazzanti, 1961; Vai and Franciavilla, 1974). 9 (de Stefani, 1894; Bodenheim, 1964; Barberi *et al.*, 1969; Kahler, 1969; Vai in Cocozza *et al.*, 1974). 10 (Cocozza, 1965; Cocozza, Lazzarotto and Vai, 1974). 11 (Cocozza and Lazzarotto in Cocozza *et al.*, 1974 a). 12 (Lazzarotto *et al.*, 1964; Gelmini, 1969; Gasperi and Gelmini, 1973; Vai in Cocozza *et al.*, 1974). 13 (Gasperi and Gelmini in Cocozza *et al.*,

VAI FIG. 4

IUGS
UNESCO
IGCP

Project 4

Triassic of the Tethys Realm

H. ZAPFE

Das Forschungsprojekt „Triassic of the Tethys Realm“

Ein Zwischenbericht

von

HELMUTH ZAPFE*)

1 Abb.

Dieses Projekt wurde als eines der ersten österreichischen Forschungsvorhaben im Rahmen des „International Geological Correlation Programme“ im Jahre 1973 aufgestellt, wobei vom Anfang an eine Zusammenarbeit mit der tschechoslowakischen Arbeitsgruppe in den Westkarpaten bestand (Geologisches Institut der Slovakischen Akademie der Wissenschaften in Bratislava). Die vom Board des IGCP verlangte internationale Ausweitung des zunächst nur auf Ostalpen und Karpaten beschränkten Projektes erfolgte schrittweise. Bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt sind 11 Staaten offiziell durch Beschluß ihrer Nationalkomiteés dem Projekt beigetreten. Es sind dies in alphabetischer Reihung: Bulgarien, Canada, ČSSR, Italien, Jugoslawien, Niederlande, Österreich, Polen, Rumänien, Ungarn, UdSSR. Außerdem sind einige Länder durch die persönliche Mitarbeit einzelner Fachleute repräsentiert (Griechenland, Indien, Iran, Israel, Schweiz, Türkei). Das Projekt war ursprünglich unter dem Titel „Upper Triassic of the Tethys Realm“ aufgestellt worden, wobei Fragen der stratigraphischen Gliederung der Trias in den Ostalpen und Karpaten und die Korrelierung mit der Obertrias-Gliederung in anderen Teilen der Welt im Vordergrund standen. Die Ausweitung der Arbeiten auf einen internationalen und weltweiten Bereich zeigte bald, daß sich die stratigraphischen Probleme der Obertrias von jenen der gesamten Trias-Stratigraphie nicht trennen lassen. Vor allem die Arbeiten der Fachleute in anderen Ländern greifen stets weit über den engen Bereich der Obertrias hinaus, weil dies die Problematik ihrer Arbeitsgebiete erfordert. Das Gesamtprojekt muß daher besser den Titel „Triassic of the Tethys Realm“ führen.

Zur Vertiefung der fachlichen und persönlichen Kontakte wurden bisher in Wien drei Arbeitstagungen der Teilnehmer des Projektes abgehalten. 1973 und 1976, außerdem 1975 eine Sitzung der Trias-Subkommission der „I.U.G.S. Commission on Stratigraphy“, bei der sich wieder die meisten Projekt-Teilnehmer in Wien versammelten. Um osteuropäischen Kollegen die Teilnahme zu erleichtern, wird 1978 eine Arbeitstagung in Budapest stattfinden. Obwohl auf diese Weise der Kontakt zu allen Mitarbeitern des Projektes ein verhältnismäßig sehr guter ist, so wird doch unvermeidlich in diesem Bericht über die Arbeiten der österreichischen Gruppe etwas ausführlicher berichtet werden, da die Information über die eigene Tätigkeit naturgemäß die unmittelbarste ist. Es soll damit aber keinesfalls der Eindruck erweckt werden, daß die Aktivität der zahlreichen nationalen Forschungsgruppen geringer gewesen ist. Auch sind viele Arbeiten österreichischer Mitarbeiter in Zusammenarbeit mit Kollegen in anderen Ländern erfolgt.

*) Anschrift des Verf.: Paläontologisches Institut der Universität. Universitätsstr. 7, A-1010 Wien.

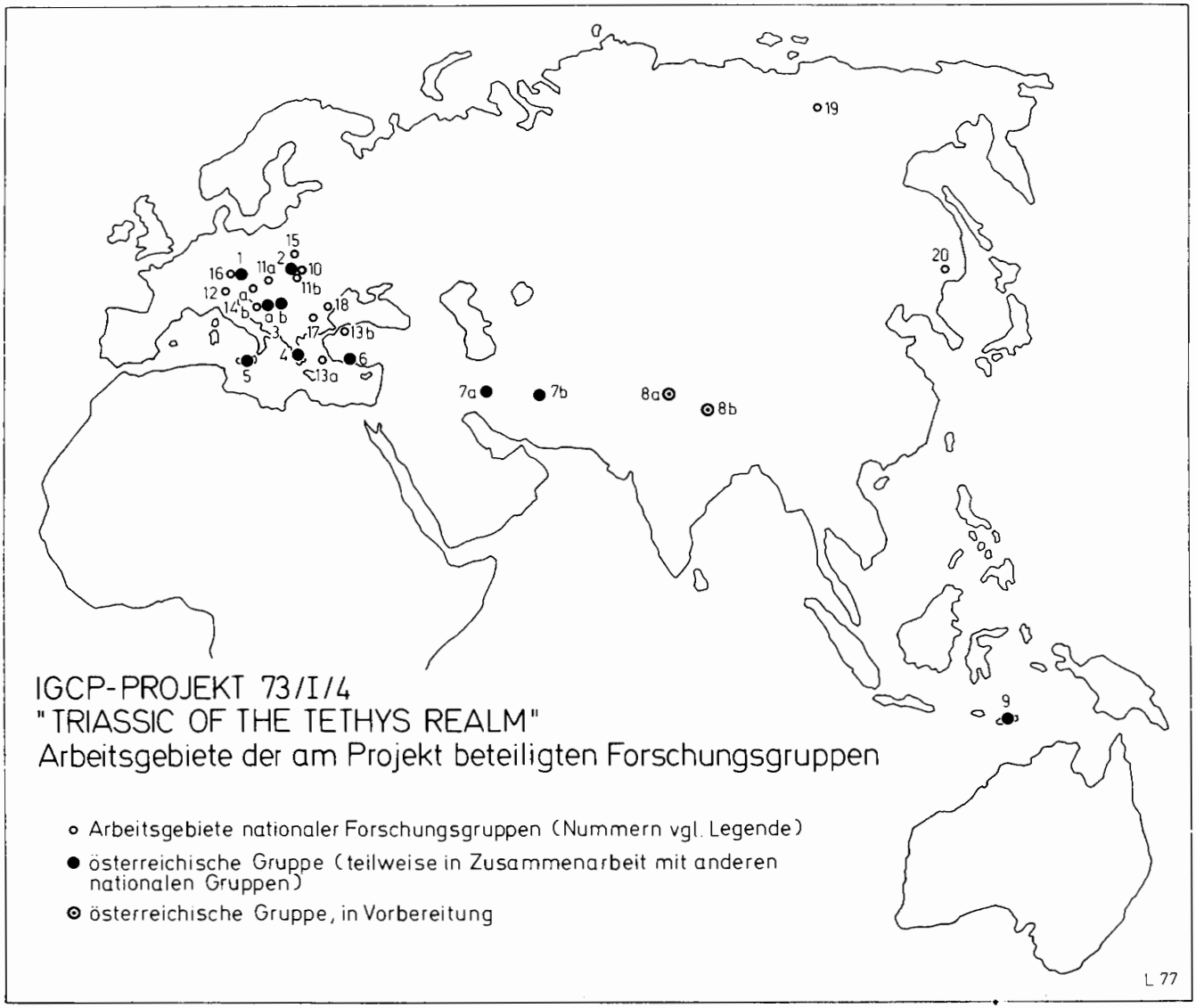


Abb. 1: Übersicht der Arbeitsgebiete

Übersicht der Arbeitsgebiete

A. Österreichische Arbeitsgruppe:

(1) Österreich. Stratigraphie, Biostratinomie und Faunen der Hallstätter Fazies. Lithostratigraphie und Mikrofazies des Dachsteinkalkes. Paläogeographie der Hallstätter-Zone in der Obertrias.

(2) ČSSR. Obertrias des slowakischen Karstes. Gemeinsame Untersuchungen mit der tschechoslowakischen Gruppe.

(3) Jugoslawien. Muć (Dalmatien), erste Untersuchungen am klassischen Untertrias-Profil. Ebenso Hallstätter Fazies von Sarajewo [vgl. (14)].

(4) Griechenland. Epidauros, Hallstätterkalk (Anis-Unternor). Gemeinsam mit griechischen Geologen.

(5) Italien. Obertrias von Sizilien (Calcare selcifero), Cassianer- und Raibler Schichten der Südalpen.

(6) Türkei. Obertrias-Profile des Taurus, gemeinsam mit einer französischen Geologengruppe (Universität Orsay).

(7) Persien. Raum von Isfahan. Nayband-Formation der Obertrias, z. T. in Zusammenarbeit mit persischen Paläontologen (Universität Isfahan).

(8a) Himalaya. Geplante Expedition in die Spiti-Region. Gesamtprofil der Trias.

(8b) Himalaya. Geplante Expedition in die Gegend von Jomosom (Nepal). Fossilreiche Profile der Obertrias.*)

(9) Timor. Hallstätter Fazies (Syth, Karn-Nor).

B. Andere Arbeitsgruppen:

(10) ČSSR. Westkarpaten, Stratigraphie und Faunen der Trias.

(11a) Ungarn. Bakony, Anis-Ladin-Grenze.

(11b) Ungarn. Trias im ungarischen Anteil der Gemeriden.

(12) Italien. Südalpen. Stratigraphie und Faunen der Mitteltrias, Obertrias-Megalodonten.

(13) Italien. Östlicher Mittelmeerraum (Insel Chios und Kocaëli-Halbinsel). Gliederung des Anis bes. des Unteranis.

(14) Jugoslawien. Raum von Sarajewo, Stratotypus des Illyr. Muć, Untertrias-Profil. Trias von Slowenien (Karawanken).

(15) Polen. Schlesien und Heiligenkreuzgebirge, germanischer Muschelkalk. Tatra, Stratigraphie der Obertrias.

(16) Niederlande. Ostalpine Trias, palynologische Untersuchungen.

(17) Bulgarien. NW- und N-Bulgarien. Regionale stratigraphische Forschungsprojekte. Paläontologische Arbeiten.

(18) Rumänien. Trias der Dobrudscha.

(19) UdSSR. Trias NE-Sibiriens. Stratigraphie und Faunen der borealen Trias.

(20) UdSSR. Ferner Osten. Stratigraphie und Faunen der Trias. Zusammenfassende Übersicht der gesamten Trias-Faunen und -Floren.

*) Diese Expedition wurde inzwischen erfolgreich durchgeführt.

Die österreichische Arbeitsgruppe war bisher in der weiten regionalen Ausdehnung ihrer Tätigkeit relativ freizügig. Schwerpunkte in den Ostalpen sind die moderne stratigraphische Gliederung der Hallstätterkalke und ihrer Ammoniten-Faunen. Es wird eine erweiterte Kenntnis der Conodonten, Bivalven, Gastropoden und Ammoniten angestrebt, wobei die Arbeiten noch im Gange sind. Eine monographische Bearbeitung der stratigraphisch wichtigen Halobiiden des alpin-mediterranen Raumes wurde eben abgeschlossen. Dazu kommen Untersuchungen zur Biostratinomie der Ammoniten-Vorkommen sowie die Neuaufnahme klassischer „Rhät"-Profile in den Nordalpen. Vorarbeiten für eine Lösung des stratigraphischen „Rhät-Problems" wurden ausgeführt. Die Revision von Ammonitenfaunen und spezieller Gruppen wurden im Rahmen von Dissertationen und einer Habilitationsarbeit in Angriff genommen. Mikropaläontologische Arbeiten betreffen besonders Conodonten, Holothuriensklerite, Ostracoden und Schwebcrinoiden. Stratigraphische Untersuchungen der Ladin-Karn-Grenze führen zu einer Neugliederung des Jul (Aonoides- und Austriacum-Zone), dem das bisherige Cordevol eingeordnet wird. Neue Ergebnisse liegen über die Lithostratigraphie und Mikrofazies des nordalpinen Dachsteinkalkes vor. Geologische Arbeiten am Südrand des Dachstein-Massivs führten zu neuen Vorstellungen über die Paläogeographie der Hallstätter-Zone in der Obertrias: Hauptablagerungsgebiet der Hallstätter Gesteine S des Dachsteins, außerdem Kanäle in der Plattform (Pötschenkalk, Zlambach-schichten). — In den Westkarpaten wurden im Slowakischen Karst gemeinsam mit der tschechoslowakischen Gruppe stratigraphische Untersuchungen in der Obertrias durchgeführt. — In Jugoslawien erfolgten Arbeiten im klassischen Skyth-Profil von Muć in Dalmatien (neue Ammoniten-Zonierung im Oberskyth) und Exkursionen in der Hallstätterfazies um Sarajevo (Bosnien). Vgl. die im Gange befindlichen Arbeiten der jugoslawischen Gruppe in beiden Gegenden (s. unten). — In Griechenland wurde das Profil der Hallstätterkalke von Epidauros (Argolis) in Zusammenarbeit mit griechischen Geologen untersucht (Anis bis Unternor) und es wurden Grundlagen für eine geplante Neugliederung des Ladin gewonnen. — In Italien konnte auf Sizilien die Obertrias (Calcare selcifero) mit Conodonten, Halobien und Ammoniten gegliedert werden. Es wurden in diesem geschichteten Komplex wichtige Ergebnisse zur stratigraphischen Verbreitung der Halobien erzielt. Mikropaläontologische Untersuchungen laufen in den Cassianer- und Raibler-Schichten der Südalpen. — In der Türkei fanden in Zusammenarbeit mit einer französischen Geologengruppe der Universität Orsay (Paris) Exkursionen zum Studium fossilreicher Obertrias-Profile im Taurus statt. (Mikrofaunen ladinischer und karnischer Hallstätterkalke, Abfolge norischer Halobien in der Isparta-Çay-Formation und Megalodontiden des Dachsteinkalkes). — In Persien wurden Exkursionen zum Studium der Nakhlak- und Nayband-Formation im Raume von Isfahan und Maschad ausgeführt. Profile der obertriadischen Nayband-Formation der Gegend von Isfahan wurden gemeinsam mit persischen Geologen (Universität Isfahan) studiert. Bearbeitungen von Mikrofaunen, Brachiopoden und Mollusken stehen vor dem Abschluß oder erfolgen derzeit im Rahmen einer Dissertation. — Eine Expedition untersuchte die fossilreiche Hallstätter Fazies der Sundainsel Timor. Erstmalige stratifizierte Aufsammlungen von Ammoniten des Skyth und des Karn-Nor-Bereiches stehen z. T. im Rahmen einer Dissertation in Bearbeitung (Columbianus-Zone, hohes Mittelnor). Ebenso ist die Bearbeitung relativ reicher Crinoidenfaunen der Hallstätterkalke im Gange. — Eine große Lücke dieser planmäßigen Untersuchungen klafft in der Trias des Himalaya. Es sind Expeditio-

nen in die Spiti-Region (Indien) mit fossilreichen Profilen der gesamten Trias sowie in die Gegend von Jomosom (Nepal) mit fossilreicher Obertrias geplant. Vorbereitende Arbeiten sind abgeschlossen.*)

Bei den Arbeiten anderer nationaler Forschungsgruppen ist in Betracht zu ziehen, daß diese zu verschiedenen Zeiten, manche erst spät dem Projekt (z. B. Rumänien, 1975) beigetreten sind, daß aber viele — wie z. B. die tschechoslowakische Gruppe in den Westkarpaten — auf umfangreichen älteren Arbeitsergebnissen aufbauen. Hier kann aber nur versucht werden, über die Arbeiten im Rahmen des Projektes zu referieren.

ČSSR. Zahlreiche Untersuchungen zur Trias-Stratigraphie der Westkarpaten. Bearbeitung von Dasycladaceenfloren, Conodonten-, Bivalven- und Ammonitenfaunen besonders der Obertrias. Ammoniten-Stratigraphie der Werfener Schichten der Choćdecke, des slowakischen Karstes und der Niederen Tatra.

Ungarn. Vorbereitung eines Untersuchungsprogrammes an Profilen der Anis-Ladin-Grenze im Bakony (u. a. Anlage künstlicher Aufschlüsse). Bearbeitung obertriadischer Megalodontiden. Stratigraphische und litho-fazielle Untersuchungen im ungarischen Anteil der Gemeriden (Hallstätterfazies). Bearbeitung von Sphinctozoa-, Conodonten- und Halobiiden-Faunen.

Italien. Gliederung der Mitteltrias, besonders des Anis in den Südalpen. Aufsammlung großer Evertebraten-Materialien (u. a. obertriadische Megalodonten der Dolomiten). Bearbeitung ladinischer Ammonitenfaunen und Gastropoden der Esinokalke. Vergleich tethyaler, anisischer Conodonten-Faunen mit jenen von Nevada. — Untersuchung und Gliederung des Anis (bes. Unteranis) im östlichen Mittelmeer (Chios, Kocaëli-Halbinsel).

Jugoslawien. Beschreibung des neuen Stratotypus des Illyr im Raum von Sarajevo (Romanja-Gebiet). Mikrofazies-Untersuchungen. Sedimentologisch-paläontologische Bearbeitung des Skyth-Profiles von Muć (Dalmatien). — Stratigraphische Arbeiten in der Trias von Slowenien (Karawanken). Erstmaliger Nachweis triadischer Conodonten-Apparate im Ladin der Gegend von Ljubljana.

Polen. Stratigraphische Arbeiten in der germanischen Trias von Schlesien und des Heiligenkreuz-Gebirges. Feststellung südöstlicher („asiatischer") Elemente in der Conodonten-Fauna des unteren Muschelkalkes (Unteranis). — Untersuchungen über die Stratigraphie der Obertrias (bes. Rhät) in der Tatra. (Einsetzen der Grestener Fazies im Rhät, rhätische Fischfauna.) — Trias-Foraminiferen der Malayischen Halbinsel. — Nachweis der Sverdrupi-Zone in der Untertrias Spitzbergens.

Niederlande. Palynologische Untersuchungen in der ganzen alpinen Trias (Parallelisierung der germanischen mit der alpinen Trias).

Bulgarien. Zahlreiche regionale Forschungsprojekte in der Trias verschiedener Regionen des Landes. Zusammenfassende Arbeiten zur Trias-Stratigraphie NW und N-Bulgariens. Die Bearbeitung zahlreicher Evertebratengruppen ist im Gange. — Publikationen über Conodonten-Faunen, die triasische Ammonitenfolge im West-Balkan und die stratigraphische Verbreitung von Fischresten in der Trias Bulgariens.

Rumänien. Arbeiten in der alpin-mediterranen Trias der Dobrudscha. Bearbeitung von Conodonten-Faunen z. T. aus skythischen Rotkalken der Dobrudscha. — Palynologische Untersuchungen in der Untertrias und im Anis Rumäniens.

*) Der Druck dieses Berichtes hat sich durch verschiedene Umstände verzögert. Die Expedition in den Raum von Jomosom (Nepal) wurde inzwischen in Zusammenarbeit mit der Tribhuvan-Universität (Kathmandu) erfolgreich durchgeführt.

UdSSR. Forschungen in der Trias NE-Sibiriens und des Fernen Ostens. Ausarbeitung einer borealen Trias-Stratigraphie mit Parallelisierung zur Tethys und dem nordamerikanischen Standard-Schema. Zahlreiche paläontologische Bearbeitungen und eine zusammenfassende Darstellung der Trias-Fauna und -Flora des Fernen Ostens.

Canada. Arbeiten zur Parallelisierung alpiner Stufen und Unterstufen der Trias mit dem in der canadischen Trias aufgestellten stratigraphischem Standard-System.

Länder, die durch persönliche Mitarbeiter dem Projekt angeschlossen sind*).

Israel. Die israelische Gruppe hat in den letzten Jahren eine Stratigraphie der marinen Trias in Israel ausgearbeitet (Oberes Unterskyth bis Unterkarn). Im Skyth und Karn finden sich alpin-mediterrane Anklänge. Mitteltrias in sephardischer Fazies. Nor und Rhät sind nicht entwickelt; ebenso scheint das basala Skyth (Griesbachian) zu fehlen. Zahlreiche paläontologische Arbeiten über Evertebraten (bes. Cephalopoden) und Vertebraten der Trias.

Türkei. Stratigraphische Untersuchungen in der Unter- und Mitteltrias der Kocaëli-Halbinsel. Bearbeitung von Ammoniten-Faunen.

Indien. Gliederung der Trias des indischen Himalaya mit Conodonten. Entdeckung der Lithiotis-Fazies im Kiotokalk und Versuch einer Gliederung des Kiotokalkes.

Die vorstehende kurze Übersicht zeigt Aktivitäten in der Trias-Forschung im gesamten Raum von den Ostalpen bis zur Insel Timor. Ein großer Teil dieser Arbeiten ist durch das IGCP-Projekt angeregt und in Bewegung gesetzt worden. Das Ziel aller dieser Bemühungen ist eine Modernisierung und möglichste Vereinheitlichung des stratigraphischen Schemas und eine möglichste weltweite Korrelation der stratigraphischen Terminologie. In manchen Ländern, bes. im Osten der Tethys steht die Erforschung der Trias-Stratigraphie erst in den Anfängen. Wie immer sich das weitere Schicksal dieses Projektes gestaltet, wird es jedenfalls zur Erreichung des obigen Zieles zumindest einen nützlichen Beitrag leisten. Nicht zuletzt hat es auch mehrfach Fachleuten aus Entwicklungsländern die Möglichkeit zu Studienaufenthalten und Gedankenaustausch in Westeuropa geboten (Aufenthalte von Fachkollegen aus Indien, Türkei, etc. in Wien).

Durch die schrittweise regionale Ausweitung, die nicht immer ohne Hindernis erfolgte, hat das Projekt schließlich einen internationalen Charakter angenommen. Dieser würde nunmehr gute Voraussetzungen zur Annäherung an die Ziele des Forschungsprojektes ermöglichen.

*) Israel und Indien sind inzwischen offiziell dem Forschungsprojekt beigetreten.