

Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

15- 115706

RAZPRAVE IN POROČILA — 15. KNJIGA
TRANSACTIONS AND REPORTS — VOLUME 15

[a]

PROCEEDINGS

of the 2nd International Symposium
on the Mineral Deposits of the Alps



LJUBLJANA 1972

PROCEEDINGS

of the 2nd International Symposium
on the Mineral Deposits of the Alps



LJUBLJANA 1972

+ 115706

115706



0 4187/1973

Edited by
Štefan KOLENKO, Geološki zavod, 61 000 Ljubljana, Parmova cesta 33

Printed by
Tiskarna LJUDSKE PRAVICE, Ljubljana, Kopitarjeva ulica 2

a

CONTENTS

Proceedings of the Second International Symposium on the Mineral Deposits of the Alps	7
Preface	7
General Proceedings	9
Honorary Committee	11
Organizing Committee	11
The Program of Symposium	12
List of Attending Members	16
List of Students	23
Welcome Addresses	25
Terminal Discussion	38
Excursions	40
Sectional Meetings	
Section A: Mineral Composition and Origin of the Ore Deposits	45
<i>I. Mlakar und M. Drovenik</i>	
Geologie und Vererzung der Quecksilberlagerstätte Idrija	47
Geological Structure and Mineralization of the Idrija Ore Deposit	60
<i>M. Mittempergher</i>	
The Paleogeographical, Lithological and Structural Controls of Uranium Occurrences in the Alps	63
<i>M. Protić, S. Radošević und K. Grad</i>	
Terrigene Permablagerungen als uranführende Sedimente in Slowenien	77
Terrigenous Permian Sediments as the Uranium-Bearing Formation in Slovenia	88
<i>V. Jokanović, S. Radošević, and M. Ristić</i>	
The Uranium Deposit of Žirovski Vrh	91
<i>F. Drovenik, M. Drovenik und K. Grad</i>	
Kupferführende Gröden Schichten Sloweniens	95
Copper-Bearing Gröden Beds of Slovenia	106
<i>L. Brigo e D. di Colbertaldo</i>	
Un nuovo orizzonte metallifero nel Paleozoico delle Alpi Orientali	109
A New Ore Horizon in the Paleozoic Rocks of the Eastern Alps	121
<i>O. Schulz</i>	
Neuergebnisse über die Entstehung paläozoischer Erzlagerstätten am Beispiel der Nordtiroler Grauwackenzone	125
New Results on the Origin of Paleozoic Ore Deposits from the Example of the North Tyrolean Greywacke Zone	138

<i>H. Unger</i>	
Die Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten (Alpine Kieslager) im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone	141
Chalcopyrite and Pyrite Ore Deposits (Alpine Pyrite Ore Deposits) in the Northern Alpine Greywacke Zone	154
<i>C. Brusca, G. Dessau, M. Leroy-Jensen, and G. Perna</i>	
The Deposits of Argentiferous Galena within the Bellerophon Formation (Upper Permian) of the Southern Alps	159
<i>F. Bakos, A. Brondi, and G. Perna</i>	
The Age of Mineral Deposits in the Permian Volcanites of Trentino-Alto Adige (Northern Italy)	181
<i>G. Padalino, S. Pretti, S. Tocco, and M. Violo</i>	
Some Examples of Lead-Zinc-Barite Depositions in Karstic Environments	195
<i>G. C. Amstutz</i>	
Observational Criteria for the Classification of Mississippi Valley-Bleiberg-Silesia Type of Deposits	207
<i>H.-J. Schneider</i>	
The Problem of the Ore-Mobilization and -Transport in the Lead-Zinc-Ore Deposits of the Ost-Alpine Middle Triassic Beds	217
<i>W. Tufar</i>	
Neue Aspekte zu Problem der ostalpinen Spätlagerstätten am Beispiel einiger Paragenesen vom Ostrand der Alpen	221
New Views on the Problem of the Siderite-Magnesite Deposits of the Eastern Alps Shown by the Example of some Parageneses from the Eastern Border of the Alps	230
<i>Gb. Feruglio</i>	
Strutture sedimentarie nel giacimento piombo-zincifero dell'Argentiera, Auronzo, provincia di Belluno	237
Small Scale Sedimentary Features in the Argentiera Ore Deposit, Auronzo District, Province of Belluno	250
<i>S. Brunetta e A. Pastorini</i>	
Situazione, problemi e prospettive dell'industria mineraria nella regione autonoma Friuli-Venezia Giulia	253
Situation, Problems and Prospects of Mining Industry in the Region Friuli-Venetia Julia (Italy)	262
<i>S. Zucchetti</i>	
Caratteri lito-mineralogici e genetici dei giacimenti di talco della Val Germanasca nelle Alpi Occidentali (Italia)	263
Lithologic, Mineralogic, and Genetic Characteristics of the Val Germanasca Talc Deposits in the Eastern Alps (Italy)	279
<i>Lj. Barić</i>	
Hyalophan aus Zagrlski Potok bei Busovača (Zentralbosnien)	281
Hyalophan from Zagrlski Potok near Busovača (Central Bosnia)	285
<i>M. Socolescu</i>	
Phénomènes métallogéniques dans la province de Baia Mare	287
The Metallogenic Phenomena in the District of Baia Mare	297
<i>J. Minčeva-Stefanova</i>	
Mineral Composition and Origin of the Stratiform Polymetallic Ore Deposits in the Balkanides Compared with the Stratiform Lead-Zinc Deposits of the Alps	301

<i>A. Gümüş</i>	
Les minéralisations alpines de la Turquie	315
The Alpine Ore Deposits in Turkey	324
Section B: Geochemical Characteristics of the Ore Deposits	327
<i>P. Brätter, K.-H. Jacob, P. Möller und U. Rösick</i>	
Verteilungsmuster der Lanthaniden in Fluoriten der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg in Österreich	329
Distribution Pattern of Lanthanides in Fluorites from the Pb-Zn Deposit Bleiberg in Austria	333
<i>L. A. Cardich-Loarte und E. Schroll</i>	
Zur Geochemie des Strontiums in den Blei-Zink-Erzmineralisationen vom Typ Bleiberg-Kreuth und die Beziehung zu Erzgenese . . .	337
The Geochemistry of Strontium in the Lead-Zinc Ore Minerals of the Bleiberg-Kreuth Type and its Relation to the Ore Genesis .	342
<i>P. Dolezel und E. Schroll</i>	
Zur Geochemie der ostalpinen Siderite	343
The Geochemistry of Siderites of the Eastern Alps	358
<i>S. B. Terzić</i>	
Thallium and Mercury in Minerals from the Mežica Ore Deposit . .	361
<i>R. Valera</i>	
Il comportamento geochimico del piombo e dello zinco in due serie sedimentarie mesozoiche: Monte La Nave (Prealpi Centrali) e Orgosolo (Sardegna)	371
The Geochemical Behavior of Lead and Zinc in two Mesozoic Sedimentary Sequences of Monte La Nave and Orgosolo	379
<i>J. Kiss, and I. Cornides</i>	
Origin of the Ore Veins in Mátra Mountain after Isotope Investigations	383
Section C: Prospecting and Exploration Methods	391
<i>G. B. Carulli, Gb. Feruglio, G. Longo Salvador e Dario Stolfi</i>	
Risultati preliminari di una ricerca geomineraria nelle Alpi Carniche (Val d'Aupa e Val Pesarina)	393
Preliminary Report on a Prospecting for Zn in the Carnic Alps (Aupa and Pesarina Valleys)	401
<i>L. Kostelka</i>	
Prospektierungs- und Erschließungsmethoden in österreichischen Blei-Zink- und Antimonitbergbau	405
Prospecting and Exploration Methods in Austrian Lead, Zinc, and Antimony Mining	415

Marie Dolezel
 President of the
 Organising Committee

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL
TRANSACTIONS
AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • Letnik 1972 • 15. knjiga • Volume 15.

Proceedings of the Second International Symposium on the Mineral Deposits of the Alps

Preface

The Slovene Geological Society, Geological Survey Ljubljana and Geological Department of the University of Ljubljana accepted the task to organize the 2nd International Symposium on the Mineral Deposits of the Alps. They resolved to continue the way of the 1st Symposium at Trento, i. e. to advance the prospecting and mining in the region of the Alps.

When the three Slovene geological institutions decided to organize this international meeting they realized the great responsibility towards the geologists of various countries and the Slovenian community which understandingly supported them. This post-Sessional volume, published by the editorial board of the bulletin GEOLOGIJA, consists of two parts: the General Proceedings and the Sectional Meetings. The first one should give an all-round picture of the Symposium presenting the course of its programme day-to-day and the list of attending members. The second one contains 21 papers dealing with the mineral composition and origin of the ore deposits (Section A), 6 papers treating the geochemical characteristics of the ore deposit (Section B), and 2 papers about prospecting and exploration methods (Section C). The organizers will be glad if the participants are of the opinion that the Symposium reached its aim and if they had good impressions from Bled and other places they visited.

In the name of the Organizing Committee I thank sincerely all the participants for their effort and cooperation and I wish them a successful work till the next meeting.

Matija Drovenik
President of the
Organizing Committee



Fig. 1. Bled
Photograph by Professor Mirko Kambič

GENERAL PROCEEDINGS

ORGANIZING COMMITTEE

Prof. Dr. J. B. H. ... University of Ljubljana
Prof. Dr. ... University of Ljubljana
Prof. Dr. ... University of Ljubljana
Prof. Dr. ... University of Ljubljana
Prof. Dr. ... University of Ljubljana
Prof. Dr. ... University of Ljubljana

Members

Prof. Dr. ... University of Ljubljana
Prof. Dr. ... University of Ljubljana
Prof. Dr. ... University of Ljubljana
Prof. Dr. ... University of Ljubljana
Prof. Dr. ... University of Ljubljana
Prof. Dr. ... University of Ljubljana

HONORARY COMMITTEE

President

Slavko Papler, Director, Geological Survey Ljubljana

Members

Robert Blinc, Correspondent Member, Slovene Academy of Sciences and Arts

Marjan Dolenc, President, Slovene Geological Society

Jože Duhovnik, Geological Department, University of Ljubljana

Albert Ivančič, Director, Zasavje Collieries, Trbovlje

Stanko Kajdiž, President of the Radovljica County Council

Ivo Klemenčič, Deputy Secretary of Commerce of the Socialist Republic Slovenia

Leopold Krese, President, Slovene Chamber of Commerce

Ludvik Mali, Director, Velenje Lignite Mine

Drago Ocepek, Dean, School of Science and Technology, University of Ljubljana

Ernest Petrič, Member of the Executive Council of the Socialist Republic Slovenia

Gregor Pungartnik, Director, Mežica Lead Mine and Smelter

Ivan Rakovec, Academician, Slovene Academy of Science and Arts

Miloš Šulin, Director, Idrija Mercury Mine

ORGANIZING COMMITTEE

President: *Matija Drovenik*, Geological Department, University of Ljubljana

Secretary General: *Karel Grad*, Geological Survey Ljubljana

Press Secretary: *Simon Pirc*, Geological Department, University of Ljubljana

Excursions Secretary: *Franc Drovenik*, Geological Survey Ljubljana

Sessions Secretary: *Ferdo Miklič*, Geological Survey Ljubljana

Treasurer: *Franc Drobne*, Geological Survey Ljubljana

Members

Pavle Benedik, Geological Survey Ljubljana

Jože Čar, Idrija Mercury Mine

Stanko Grafenauer, Geological Department, University of Ljubljana

Milan Fabjančič, Mežica Lead Mine and Smelter

Ivan Mlakar, Idrija Mercury Mine

Egon Lukacs, Geological Survey Ljubljana

Ivo Strucl, Mežica Lead Mine and Smelter

THE PROGRAM OF SYMPOSIUM

Monday, October 4th

Opening Session

10 a. m. Welcome addresses

The sectional meetings

SECTION A: MINERAL COMPOSITION AND ORIGIN OF THE ORE DEPOSITS

Chairmen: *Jože Duhovnik*
Albert Maucher
Giuliano Perna

11.30 a. m. *Ivan Mlakar and Matija Drovenik*
Geologie und Vererzung der Quecksilberlagerstätte Idrija
Geological Structure and Mineralization of the Idrija
Ore Deposit

Chairmen: *Piero Zuffardi*
Walther Petrascheck
Adolf Helke

3.30 p. m. *Mario Mittempergher*
The Paleogeographical, Lithological and Structural
Controls of Uranium Occurrences in the Alps

4.10 p. m. *Mirko Protić, Staniša Radošević and Karel Grad*
Terrigene Permablagerungen als uranföhrnde Sedimente in Slovenien
Terrigenous Permian Sediments as the Uranium-Bearing Formation
in Slovenia

4.45 p. m. Intermission

5.15 p. m. *Veselin Jokaović, Staniša Radošević and Milan Ristić*
The Uranium Deposit of Žirovski Vrh

6.00 p. m. *Franc Drovenik, Matija Drovenik and Karel Grad*
Kupferföhrnde Gröden Schichten Sloweniens
Copper-Bearing Gröden Beds of Slovenia

Tuesday, October 5th

Chairmen: *G. Christian Amstutz*
Veselin Jokaović
Jordana Minčeva-Stefanova

8.30 a. m. *Luciano Brigo and Dino di Colbertaldo*
Un nuovo orizzonte metallifero nel Paleozoico delle Alpi Orientali
A New Ore Horizon in the Paleozoic Rocks of the Eastern Alps

9.05 a. m. *Oskar Schulz*
Neuergebnisse über die Entstehung paläozoischer Erzlagerstätten am
Beispiel der Nordtiroler Grauwackenzone
New Results on the Origin of Paleozoic Ore Deposits from the
Example of the North Tyrolean Greywacke Zone

9.40 a. m. *Heinz Unger*
Die Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten (Alpine Kieslager) im
Bereich der Nördlichen Grauwackenzone
Chalcopyrite and Pyrite Ore Deposits (Alpine Pyrite Ore Deposits)
in the Northern Alpine Greywacke Zone

10.15 a. m. Intermission

- 10.45 a. m. *Carlo Brusca, Gabor Dessau, M. Leroy Jensen and Giuliano Perna*
The Deposits of Argentiferous Galena within the Bellerophon Formation (Upper Permian) of the Southern Alps
- 11.20 a. m. *Francesco Bakos, Aldo Brondi and Giuliano Perna*
The Age of Mineral Deposits in the Permian Volcanites of Trentino-Alto Adige (Northern Italy)
- 11.55 a. m. *Giorgio Padalino, Salvatore Pretti, Sandro Tocco and Maurizio Violo*
Some Examples of Lead-Zinc-Barite Depositions in Karstic Environments

Chairmen: *Willem Uytendogaardt*
Felice Jaffé
Oskar Schulz

- 3.30 p. m. *G. Christian Amstutz*
Observational Criteria for the Classification of Mississippi Valley-Bleiberg-Silesia Type of Deposits (An attempt at a brief summary)
- 4.05 p. m. *Hans-Jochen Schneider*
The Problem of the Ore-Mobilization and -Transport in the Lead-Zinc-Ore Deposits of the Ost-Alpine Middle Triassic Beds
- 4.40 p. m. *Intermission*
- 5.10 p. m. *Werner Tufar*
Neue Aspekte zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten am Beispiel einiger Paragenesen vom Ostrand der Alpen
New Views on the Problem of the Siderite-Magnetite Deposits of the Eastern Alps Shown by the Example of some Parageneses from the Eastern Border of the Alps
- 5.45 p. m. *Giambattista Feruglio*
Strutture sedimentarie nel giacimento piombo-zincifero dell'Argentiera, Auronzo, provincia di Belluno
Small Scale Sedimentary Features in the Argentiera Ore Deposit, Auronzo District, Province of Belluno
- 6.15 p. m. *Sergio Brunetta e Alberto Pastorini*
Situazione, problemi e prospettive dell'industria mineraria nella regione autonoma Friuli-Venezia Giulia
Situation, Problems and Prospects of Mining Industry in the Region Friuli-Venetia Julia (Italy)

Wednesday, October 6th

Chairmen: *André Emberger*
Antonio Arribas
Dino di Colbertaldo

- 9.05 a. m. *Stefano Zucchetti*
Caratteri lito-mineralogici e genetici dei giacimenti di talco della Val Germanasca nelle Alpi Occidentali (Italia)
Lithologic, Mineralogic, and Genetic Characteristics of the Val Germanasca Talc Deposits in the Eastern Alps (Italy)
- 9.40 a. m. *Ljudevit Barić*
Hyalophan aus Zagrlski potok bei Busovača (Zentralbosnien)
Hyalophan from Zagrlski Potok near Busovača (Central Bosnia)
- 10.15 a. m. *Intermission*
- 10.45 a. m. *Mircea Socolescu*
Phénomènes métallogéniques dans la province de Baia Mare
The Metallogenic Phenomena in the District of Baia Mare
- 11.20 a. m. *Jordana Minčeva-Stefanova*
Mineral Composition and Origin of the Stratiform Polymetallic Ore Deposits in the Balkanides Compared with the Stratiform Lead-Zinc Deposits of the Alps

- 11.55 a. m. *Altan Gümiş*
Les minéralisations alpines de la Turquie
The Alpine Ore Deposits in Turkey

SECTION B: GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE ORE DEPOSITS

Tuesday, October 5th

Chairmen: *Jules Glaçon*
Stevan Karamata
Paolo Omenetto

- 9.05 a. m. *Peter Brätter, Karl-Heinz Jacob, P. Möller und U. Rösick*
Verteilungsmuster der Lanthaniden in Fluoriten der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg in Österreich
Distribution Pattern of Lanthanides in Fluorites from the Pb-Zn Deposit Bleiberg in Austria
- 10.15 a. m. Intermission
- 10.45 a. m. *Lucio A. Cardich-Loarte und Erich Schroll*
Zur Geochemie des Strontiums in den Blei-Zink-Erzmineralisationen vom Typ Bleiberg-Kreuth und die Beziehung zu Erzgenese
The Geochemistry of Strontium in the Lead-Zinc Ore Minerals of the Bleiberg-Kreuth Type and its Relation to the Ore Genesis
- 11.20 a. m. *P. Dolezel und Erich Schroll*
Zur Geochemie der ostalpinen Siderite
The Geochemistry of Siderites of the Eastern Alps
- 11.55 a. m. *Slavoljub B. Terzić*
Thallium and Mercury in Minerals from the Mežica Ore Deposit
- 3.30 p. m. *Roberto Valera*
Il comportamento geochimico del piombo e dello zinco in due serie sedimentarie mesozoiche: Monte La Nave (Prealpi Centrali) e Orgosolo (Sardegna)
The Geochemical Behavior of Lead and Zinc in two Mesozoic Sedimentary Sequences of Monte La Nave and Orgosolo
- 4.05 p. m. *Janos Kiss, and I. Cornides*
Origin of the Ore Veins in Mátra Mountain after Isotope Investigations
(The paper was cancelled, but is included into the Symposium publication)

SECTION C: PROSPECTING AND EXPLORATION METHODS

Tuesday, October 5th

Chairmen: *Erich Schroll*
Peter Brätter
Philippe Lagny

- 5.15 p. m. *A. Brondi, M. Dall'Aglio, R. Gragnani and C. Polizzano*
Mineral Exploration for Lead and Zinc in the Italian Eastern Alps
(The paper is not published according to authors wish.)
- 5.50 p. m. *Giovanni Battista Carulli, Giambattista Feruglio, Giorgio Longo Salvador and Dario Stofa*
Risultati preliminari di una ricerca geomineraria nelle Alpi Carniche (Val d'Aupa e Val Pesarina)
Preliminary Report on a Prospecting for Zn in the Carnic Alps (Aupa and Pesarina Valleys)
- 6.25 p. m. *Ludwig Kostelka*
Prospektierungs- und Erschließungsmethoden im österreichischen Blei-Zink- und Antimonitbergbau
Prospecting and Exploration methods in Austrian Lead, Zinc and Antimony Mining

Plenary session

Wednesday, October 6th

3.30 p.m. Terminal discussion

RECEPTIONS

Monday, October 4th 1971

7.30 p.m. Reception for attending members and accompanying persons at Hotel Golf, sponsored by Stanko Kajdiž, President of the Radovljica County Council

Wednesday, October 6th, 1971

6.30 p.m. Reception for attending members and accompanying persons at Hotel Toplice, sponsored by Slavko Papler, Director, Geological Survey Ljubljana.

LADIES PROGRAMME

Monday, October 4th, 1971

Tour of Bled

Tuesday, October 5th, 1971

Excursion to Ljubljana and Postojna

Wednesday, October 6th, 1971

Excursion to Bohinj and Vogel

EXCURSIONS

October 7th, repeated October 8th 1971

Excursion A: Idrija and Žirovski vrh, round trip 190 kms

October 7th, repeated October 8th 1971

Excursion B: Žirovski Vrh and Idrija, round trip 190 kms

October 7th, repeated October 8th 1971

Excursion C: Mežica, round trip 360 kms

LIST OF ATTENDING MEMBERS

ALBANIA

Bakalli Murat Figiri
Ministry of Industry and Mining
Tiranë

Caslli Mustafa Hakki
Institute of Studies and Projects for
Geological and Mining Works
Rruga Hoxha Tahsin
Tiranë

Kadri Gjata
Enterprise for Geology "Bajram Curri"
Bajram Curri

Llambi Vangjel Langore
Geophysical Interprise Tiranë
Tiranë

AUSTRIA

Anderle Nikolaus
Geologische Bundesanstalt Wien
A-1031 Wien III, Rasumofskygasse 23

Ceipek Norbert
Institut für Prospektion, Montanistische Hochschule Leoben
A-8700 Leoben

Eckhart Erwin
Bleiberger Bergwerks-Union
A-9530 Bleiberg

Hajek F. Harald
Österreichische Alpine Montangesellschaft
A-8700 Leoben, Peter-Tunnerstrasse 15

Holzer F. Herwig
Geologische Bundesanstalt Wien
A-1031 Wien III, Rasumofskygasse 23

Kostelka Ludwig
Bleiberger Bergwerks-Union
A-9010 Klagenfurt, Radetzkystasse 2

Neubauer W. H.
Austromineral
A-1040 Wien IV, Lothringerstrasse 4

Neuwirth Kurt
Bergbau- und Mineralgesellschaft
A-1030 Wien III, Fasangasse 9

Petrascheck Walther
Montanistische Hochschule Leoben
Institut für Geologie
A-8700 Leoben, Erzherzog Johann-Strasse 10

Polegeg Siegfried
Montanistische Hochschule Leoben
Institut für Prospektion
A-8700 Leoben, Franz-Josefstrasse 16

Punzengruber Klaus
Montanistische Hochschule Leoben
Institut für Prospektion
A-8700 Leoben, Franz-Josefstrasse 16

Rainer Hermann
Bleiberger Bergwerks-Union
A-9530 Bleiberg

Riehl-Herwirsch Georg
Technische Hochschule, Institut für
Geologie
A-1040 Wien IV, Karlsplatz 13

Schroll Erich
Grundlageninstitut BVFA
A-1030 Wien III, Arsenal Objekt 210

Schulz Oskar
Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck
A-6020 Innsbruck, Universitätsstrasse 4

Sommer Dieter
Bergbau- und Mineralgesellschaft
A-1030 Wien III, Fasangasse 9

BELGIUM

Cnudde Jean Pierre
University of Ghent, Geological Institute
B-9000 Gent, Rozier 44

Gosseye Alain
S. A. ETERNIT
B-2920 Kapelle-op-den-Bos

BULGARIA

Minčeva-Stefanova Jordana
B'lgarska akademija na naukite, Geologičeski institut »Strašimir Dimitrov«
Sofija — XIII, kvart Geo Milev, Ulica 36, bl. 2

CANADA

Cook Barry
COMINCO LTD.
Vancouver 5
365-1155 West Georgia, British Columbia

CZECHOSLOVAKIA

Chrt Jiří
Praha — 1, Národní 7

Konečný Stanislav
Geologický ústav D. Štúra
Bratislava, Mlýnská dolina 1

DENMARK

Ghisler Martin

University of Copenhagen

DK-1350 København K., Østervoldgade 5

FRANCE

Aicard Pierre

Bureau de Recherches Géologiques et Minières

75 Paris 15^e, 74 Rue de la Fédération

Bazin Dominique

Service Géologie Minière de la S.N.P.A.
64 Pau, 26, Avenue des Lilas

Dabrowski H.

Université de Grenoble
Grenoble

Ducros Jean Bernard

Université de Grenoble
Grenoble

Emberger André

BRGM, Comité de Rédaction Carte
Métallogénique de l'Europe
45 Orleans, B. P. 6009

Glaçon Jules

Laboratoire de Géologie Appliquée
Université de Paris VI
Paris V, 11, Quai St-Bernard, Tour 16

Lagny Philippe

Ecole des Mines, Institut National Polytechnique de Nancy
54 Nancy, Parc de Saurupt

Mainquet Suarez

Service Géologie Minière de la S.N.P.A.
64 Pau, 26, Avenue des Lilas

Maisonnette Jacques

Faculté des Sciences, Département de
Géologie et Minéralogie
63 Clermont-Ferrand, 5, Rue Kessler

Méloux Jean

Bureau de Recherches Géologiques et Minières
38 Meylan, 17, Chemin des Acacias

Peronne Yves

Bureau de Recherches Géologiques et Minières
06 Cannes la Bocca, B. P. 18

Poty Bernard

Centre de Recherches Péetrographiques et Géochimiques
54 Vandoeuvre, Casse officielle no. 1

GERMANY

Amstutz G. Christian

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Heidelberg

D-69 Heidelberg 1, Postfach 840, Berliner Straße 19

Bodechtel Johann

Institut für allgemeine und angewandte
Geologie und Mineralogie der Universität München

D-8 München 2, Luisenstraße 37

Brätter Peter

Institut für Lagerstättenforschung der
Technischen Universität Berlin
D-1 Berlin 12, Hardenbergstraße 42

Diab Gassan

Institut für Lagerstättenforschung der
Technischen Universität Berlin
D-1 Berlin 12, Hardenbergstraße 42

Fruth Irmin

Institut für allgemeine und angewandte
Geologie und Mineralogie der Universität München

D-8 München 2, Luisenstraße 37

Helke Adolf

Mineralogisches Institut der Universität
65 Mainz, Saarstraße 21

Höll Rudolf

Institut für allgemeine und angewandte
Geologie und Mineralogie der Universität München

D-8 München 2, Luisenstraße 37

Jacob Karl-Heinz

Institut der Lagerstättenforschung der
Technischen Universität Berlin
D-1 Berlin 12, Hardenbergstraße 42

Klemm Dietrich

Institut für allgemeine und angewandte
Geologie und Mineralogie der Universität München

D-8 München 2, Luisenstraße 37

Lazar Konstantin

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Heidelberg
D-69 Heidelberg 1, Berlinerstraße 19

Maucher Albert

Institut für allgemeine und angewandte
Geologie und Mineralogie der Universität München

D-8 München 2, Luisenstraße 37

Moh Günther

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Heidelberg
D-69 Heidelberg 1, Berlinerstraße 19

Roethe Gustav

Institut für Lagerstättenforschung der
Technischen Universität Berlin
D-1 Berlin 12, Hardenbergstraße 42

Scherreiks Rudolf
 Institut für allgemeine und angewandte
 Geologie und Mineralogie der Uni-
 versität München
 D-8 München 2, Luisenstraße 37

Schneider Hans-Jochen
 Freie Universität Berlin, Lehrstuhl für
 Angewandte Geologie
 D-1 Berlin 33, Wichernstraße 16 a

Tufar Werner
 Mineralogisches Institut der Philipps-
 Universität
 D-355 Marburg/Lahn, Deutschhaus-
 straße 10

Unger J. Heinz
 D-8261 Ampfing/Obb., Hofgasse 11

Walenta Kurt
 Institut für Mineralogie und Kristall-
 chemie der Universität Stuttgart
 D-7 Stuttgart-N, Herdweg 5

Weber-Diefenbach Klaus
 Institut für allgemeine und angewandte
 Geologie und Mineralogie der Uni-
 versität München
 D-8 München 2, Luissenstraße 37

Wilke Albrecht
 Institut für Lagerstättenforschung der
 Technischen Universität Berlin
 D-1 Berlin 12, Hardenbergstraße 42

HUNGARY

Mészáros József
 Magyar Allami Földtani Intézet
 Budapest XIV, Népstadion u. 14

ITALY

Acquaroni Paolo Maria
 Ammi S. p. A.
 Roma, Via Molise 11

Arisi Maria Amalia
 Scuola Media Statale di Salò (Brescia)
 40137 Bologna, Via Tambroni 12

Bakos Francesco
 35100 Padova, Via P. P. Vergerio 10

Brigo Luciano
 Cattedra di Giacimenti Minerari
 Università degli Studi
 20133 Milano, Via Botticelli 23

Brondi Aldo
 CNEN-Laboratorio Geominerario C.
 S. N. della Casaccia
 00060 S. Maria de Galeria (Roma)

Brunetta Sergio
 Industria e Commercio

Regione Autonoma Friuli-Venezia Giu-
 lia
 Trieste, Via Trento 2

Brusca Carlo
 Società Mineraria e Metallurgica di
 Pertusola
 Roma, Piazzale Flaminio 9

Carmignani Luigi
 Istituto di Geologia dell'Università
 56100 Pisa, Via S. Maria 53

Carulli Giovanni Battista
 Istituto di Mineralogia e Petrografia
 Università di Trieste
 34100 Trieste, Piazzale Europa 1

Casotti Enrico
 Sigma Mineraria S. p. A.
 Storo (Trento)

Colbertaldo Dino di
 Università degli Studi, Cattedra Gia-
 cimenti Minerari
 20133 Milano, Via Botticelli 23

D'Agnolo Manuel
 Somiren S. p. A.
 Milano, Corso di Porta Romana 68

De Cassai Silvano
 Miniera di Campiglia S. p. A.
 Milano, Via Loviano 6

De Micheli Giuseppe
 Montecatini Edison S. p. A.
 Milano, Largo G. Donegani 1/2

Dessau Gabor
 Istituto di Geologia dell'Università
 56100 Pisa, Via S. Maria 53

Duchi Giuseppe
 Istituto di Geologia dell'Università
 56100 Pisa, Via S. Maria 53

Elder G. Thomas
 Miniere S. R. L.
 00194 Roma, Via Farnesina 272

Fadda Franco
 Società Mineraria e Metallurgica di
 Pertusola
 Roma, Piazzale Flaminio 9

Felici Alfonso
 Distretto Minerario
 Padova, Via Bajamonti 1

Feruglio Giambattista
 Istituto di Miniere e Geofisica Appli-
 cata
 Università degli Studi di Trieste
 33100 Udine, Via Tarcento 38

Gragnani Roberto
 CNEN-Laboratorio Geominerario C. S.
 N. della Casaccia
 00060 S. Maria di Galeria (Roma)

Guissani Alberto
Montecatini Edison S.p.A.
Milano, Largo G. Donegani 1/2

Invernizzi Pierfranco
Società T. Invernizzi
22040 Cortabbio, Via Dante Alighieri 6

Lauri Raffaele
Ministero Industria e Commercio
Roma, Via Molise 2

Longo Salvador Giorgio
Istituto di Mineralogia e Petrografia
Università degli Studi di Trieste
34100 Trieste, Piazzale Europa 1

Marbot René
Società Mineraria e Metallurgica di
Pertusola
Roma, Piazzale Flaminio 9

Meneganti Sabattino
Distretto Minerario di Napoli
80100 Napoli, Via Fiorentini 61

Mittempergher Mario
CNEN-Laboratorio Geominerario C. S.
N. della Casaccia
00060 S. Maria di Galeria (Roma)

Moretti Attilio
Servizio Geologico d'Italia
Roma, Solita San Nicola da Tolentino 1/B

Morgante Sergio
Istituto di Mineralogia e Petrografia
della Università di Trieste
34100 Trieste, Piazzale Europa 1

Münch W.F. Wolf
AMMI S.p.A.
Roma, Via Po 19

Murara Giuliano
Servizio Geologico Regione Trentino-
Alto Adige
Trento, Piazza Dante

Natale Pietro
Istituto di Giacimenti Minerari del Po-
litecnico
Torino, Corso Duca degli Abruzzi 24

Omenetto Paolo
Istituto di Mineralogia e Petrografia
Università di Padova
35100 Padova, Corso Garibaldi 9

Padalino Giorgio
Istituto Giacimenti Minerari
Università di Cagliari
09100 Cagliari, Piazza d'Armi

Pastorini Alberto
Assessorato Industria e Commercio
Trieste, Via Trento 2

Perna Giuliano
Distretto Minerario di Trento
38100 Trento, Via Marsala 13

Picchi Fabio
Miniera di Campiglia
20121 Milano, Via Lovanio 6

Polizzano Cataldo
CNEN-Laboratorio Geominerario C. S.
N. della Casaccia
00060 S. Maria di Galeria (Roma)

Ristagno Vittorio Ugo
Ministero dell'Industria e Commercio
Roma, Via Molise 2

Serafini Orazio
AMMI S.p.A.
Roma, Via Po 19

Stampanoni Giorgio
Servizio Geologico d'Italia
Roma, Solita S. Nicola Tolentino 1/B

Stea F. Bruno
AMMI S.p.A.
Roma, Via Po 19

Stolfa Dario
Istituto di Mineralogia e Petrografia
della Università di Trieste
34100 Trieste, Piazzale Europa 1

Strappa Osvaldo
Minerario del Siele S.p.A.
58037 Santa Fiora (Grosseto)

Tocco Sandro
Università di Cagliari
Istituto Giacimenti Minerari
09100 Cagliari, Piazza d'Armi

Valera Roberto
Università di Cagliari
Istituto Giacimenti Minerari
09100 Cagliari, Via San Lucifero 77

Violo Maurizio
Istituto Giacimenti Minerari
Università di Cagliari
09100 Cagliari, Piazza d'Armi

Zucchetti Stefano
Istituto di Geologia e Giacimenti Mi-
nerari del Politecnico
10129 Torino, Corso Duca degli Abruzzi 24

Zuffardi Piero
Istituto Giacimenti Minerari
Università di Cagliari
09100 Cagliari, Piazza d'Armi

NETHERLANDS

Uytenbogaardt Willem
Institute of Earth Sciences, Free Uni-
versity
Amsterdam 11, De Boelelaan 1085

ROMANIA

Socolescu Mircea
Comisia Republicană de Rezerve Geologice
București, Str. Dionisie Lupu 68

SPAIN

Arribas Antonio
Departamento de Geologia y Minerología
Universidad de Salamanca
Salamanca
Burkhalter Anel Joaquín
Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A.
Madrid — 6, Velazquez 138
Ortiz Ramos Antonio
Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A.
Madrid, Serrano 116
Saenz de Santa Maria Olavarria Jesus
Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A.
4° C Madrid, General Peron 13
Sierra Lopez Jose
Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A.
Madrid, Maldonado 52

SWEDEN

Back G. Folke
Föreningen G. A. K.
S-77015 Blötberget
Björkstedt Karl-Axel
Granges Stal, Stråssa Mine
S-71052 Storå 3

SWITZERLAND

Calame Jean-Jacques
Muséum d'Histoire Naturelle de Genève
1211 Genève 6, Route de Malagnou
Jaffé Felice
Département de Minéralogie de l'Université
1211 Genève 4, 11 rue des Maraîchers

TURKEY

Gümüş Altan
K. T. Ü.
Trabzon

YUGOSLAVIA

Barić Ljudevit
Mineraloški muzej sveučilišta
41000 Zagreb, Demetrova 1
Benedik Pavle
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Dimičeva 16
Blatnik Vili
Rudniki svinca in topilnica Mežica
62392 Mežica
Brumen Slavko
Rudniki svinca in topilnica Mežica
62392 Mežica
Buser Stanko
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Parmova 33
Buzaljković Refik
Institut za geološka istraživanja
71210 Ilidža kod Sarajeva, Ustajnička ulica br. 3
Čar Jože
Rudnik živega srebra Idrija
65280 Idrija
Čebulj Avgust
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Dimičeva 16
Čepić Miloje
Zavod za geološka istraživanja Titograd
81000 Titograd
Dimkovski Trajan
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Parmova 33
Dolenc Marjan
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Parmova 33
Drobne Franc
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Dimičeva 16
Drobne Katica
Odsek za geologiju FNT, Univerza v Ljubljani
61000 Ljubljana, Aškerčeva 12
Drovenik Franc
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Parmova 33
Drovenik Matija
Odsek za geologiju FNT, Univerza v Ljubljani
61000 Ljubljana, Aškerčeva 20
Duhovnik Jože
Odsek za geologiju FNT, Univerza v Ljubljani
61000 Ljubljana, Aškerčeva 20
Fabjančič Milan
Rudniki svinca in topilnica Mežica
62392 Mežica

Florjančič A. Pavel
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Parmova 33

Gantar Ciril
Odsek za geologijo FNT, Univerza v
Ljubljani
61000 Ljubljana, Aškerčeva 20

Gertik Sergije
Rudarsko topioničarski basen Bor
19210 Bor, Maršala Tita 21

Grad Karel
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Parmova 33

Grafenauer Stanko
Odsek za geologijo FNT, Univerza v
Ljubljani
61000 Ljubljana, Aškerčeva 20

Gregorič Vera
Odsek za geologijo FNT, Univerza v
Ljubljani
61000 Ljubljana, Aškerčeva 20

Grobelšek Erika
Tovarna dušika Ruše
62342 Ruše

Iskra Miran
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Parmova 33

Jager Anton
Rudis Trbovlje
61420 Trbovlje

Jelič Marko
Savezni geološki zavod
11000 Beograd, Zmaj-Jovina 21

Jokanović Veselin
Institut za geološko-rudarska istraži-
vanja i ispitivanja nuklearnih i dru-
gih mineralnih sirovina
11000 Beograd, Rovinjska 12

Jovanović Radomir
Institut za geološka istraživanja
71210 Ilidža kod Sarajeva, Ustajnička
ulica br. 3

Karamata Stevan
Rudarsko-geološko-metalurški fakultet
11000 Beograd, Djušina 7

Kovačević Radovan
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Parmova 33

Kubat Izet
Institut za geološka istraživanja
71210 Ilidža kod Sarajeva, Ustajnička
ulica br. 3

Kušej Janko
Rudniki svinca in topilnica Mežica
62392 Mežica

Lapajne Janez
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Parmova 33

Lednik Jože
Rudniki svinca in topilnica Mežica
62392 Mežica

Lukacs Egon
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Parmova 33

Markov Cveta
Institut za geološko-rudarska istraži-
vanja i ispitivanja nuklearnih i dru-
gih mineralnih sirovina
11000 Beograd, Rovinjska 12

Magdalenic Zlata
Institut za geološka istraživanja
41000 Zagreb, Koturaška c. 47

Maksimović Zoran
Rudarsko-geološko-metalurški fakultet
11000 Beograd, Djušina 7

Miklić Fedor
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Parmova 33

Miletić M. Radoslav
Rudarsko topioničarski basen Bor
19210 Bor

Miličić N. Miodrag
Rudarsko topioničarski basen Bor
19210 Bor

Milojević Radiša
Institut za geološka istraživanja
71210 Ilidža kod Sarajeva, Ustajnička
ulica br. 3

Mioč Pero
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Parmova 33

Mlakar Ivan
Rudnik živega srebra Idrija
65280 Idrija

Omajev Veljko
Institut za geološko-rudarska istraži-
vanja i ispitivanja nuklearnih i dru-
gih mineralnih sirovina
11000 Beograd, Rovinjska 12

Orehek Saša
Geološki zavod Ljubljana
61000 Ljubljana, Parmova 33

Osterc Valerija
Odsek za geologijo FNT, Univerza v
Ljubljani
61000 Ljubljana, Aškerčeva 20

Pajović Marko
Zavod za geološka istraživanja Titograd
81000 Titograd

Pamić Jakob
 Institut za geološka istraživanja
 71210 Ilidža kod Sarajeva, Ustajnička
 ulica br. 3

Papler Slavko
 Geološki zavod Ljubljana
 61000 Ljubljana, Dimičeva 16

Pavlovac Rajko
 Mladinska knjiga
 61000 Ljubljana, Titova 3

Pensa Arsen
 Rudis Trbovlje
 61420 Trbovlje

Pirc Simon
 Odsek za geologiju FNT, Univerza v
 Ljubljani
 61000 Ljubljana, Aškerčeva 20

Pleničar Mario
 Odsek za geologiju FNT, Univerza v
 Ljubljani
 61000 Ljubljana, Aškerčeva 12

Pohar Janez
 Odsek za geologiju FNT, Univerza v
 Ljubljani
 61000 Ljubljana, Aškerčeva 12

Pohar Vida
 Odsek za geologiju FNT, Univerza v
 Ljubljani
 61000 Ljubljana, Aškerčeva 12

Premru Uroš
 Geološki zavod Ljubljana
 61000 Ljubljana, Parmova 33

Prestor Majda
 Odsek za geologiju FNT, Univerza v
 Ljubljani
 61000 Ljubljana, Aškerčeva 20

Protić Mirko
 Rudarsko-geološko-metalurški fakultet
 Beograd
 11000 Beograd, Djušina 7

Purić Desimir
 Institut za geološko-rudarska istraži-
 vanja i ispitivanja nuklearnih i dru-
 gih mineralnih sirovina
 11000 Beograd, Rovinjska 12

Radošević Staniša
 Institut za geološko-rudarska istraži-
 vanja i ispitivanja nuklearnih i dru-
 gih mineralnih sirovina
 11000 Beograd, Rovinjska 12

Rakić Slobodan
 Rudarsko-geološko-metalurški fakultet
 Beograd
 11000 Beograd, Djušina 7

Ramovš Anton
 Odsek za geologiju FNT, Univerza v
 Ljubljani
 61000 Ljubljana, Aškerčeva 12

Reljić Dragan
 Institut za geološka istraživanja
 71210 Ilidža kod Sarajeva, Ustajnička
 ulica br. 3

Ristić Milan
 Institut za geološko-rudarska istraži-
 vanja i ispitivanja nuklearnih i dru-
 gih mineralnih sirovina
 11000 Beograd, Rovinjska 12

El Shaarawy Ahmed Samir
 Institut za geološko-rudarska istraži-
 vanja i ispitivanja nuklearnih i dru-
 gih mineralnih sirovina
 11000 Beograd, Rovinjska 12

Stojanović Božo
 Geološki zavod Ljubljana
 61000 Ljubljana, Parmova 33

Strmole Dragica
 Odsek za geologiju FNT, Univerza v
 Ljubljani
 61000 Ljubljana, Aškerčeva 20

Ščavničar Stjepan
 Mineraloško-petrografski zavod
 41000 Zagreb, Demetrova 1

Šinko Branimir
 Geološki zavod Ljubljana
 61000 Ljubljana, Parmova 33

Štern Janez
 Geološki zavod Ljubljana
 61000 Ljubljana, Parmova 33

Štrucl Ivo
 Rudniki svinca in topilnica Mežica
 62392 Mežica

Terzić Momčilo
 Rudarsko topioničarski basen Bor
 19210 Bor

Terzić Slavoljub
 Rudarsko-geološko-metalurški fakultet
 Beograd
 11000 Beograd, Djušina 7

Tomić Radomir
 Zavod za geološka i geofizička istraži-
 vanja
 11000 Beograd, Karadžordževa 48

Vlaj Branko
 Rudnik živega srebra Idrija
 65280 Idrija

Veljković Dragomir
 Institut za geološka istraživanja
 71210 Ilidža kod Sarajeva, Ustajnička
 ulica br. 3

Živaljević Milorad
 Zavod za geološka istraživanja Ti-
 tograd
 81000 Titograd

LIST OF STUDENTS

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Heidelberg
(Professor Dr. G. C. Amstutz)

Adib Darius
Albrecht Walter
Basoglu Sitki
Becker Walter
Blohm Michael
Chowdhury Roy-Kalpana
Clasen Dietmar
Eppelsheimer Daniel
Gröpper Heinz
Hanus Dietmar
Jakubcik Alex
Kurtze Wolfgang
Levin Peter
Muff Rolf
Rehn Barbara
Reinhard Dietmar
Schmetzer Karl
Stippich Michael
Udubasa Georg
Wagner Frank

Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie
der Universität München (Professor Dr. Albert Maucher)

Burchard U.
Fleckenstein W.
Gehrisch C.
Haydn R.
Kroll W.
Lagally U.
Quiel F.
Schmid H.
Spaeth V.
Wagner H.

Mineralogisches Institut der Philipps-Universität Marburg/Lahn
(Professor Dr. Werner Tufar)

Hein Ulrich

Odsek za geologijo FNT, Univerza v Ljubljani (Professor dr. J. Duhovnik)

Anastasovski Vlado
Bidovec Milan
Lenarčič Terezija
Nedanovski Mile
Pečnik Miljan
Skaberne Drago
Veselič Miran
Tomičević Dragan
Tomšič Janez

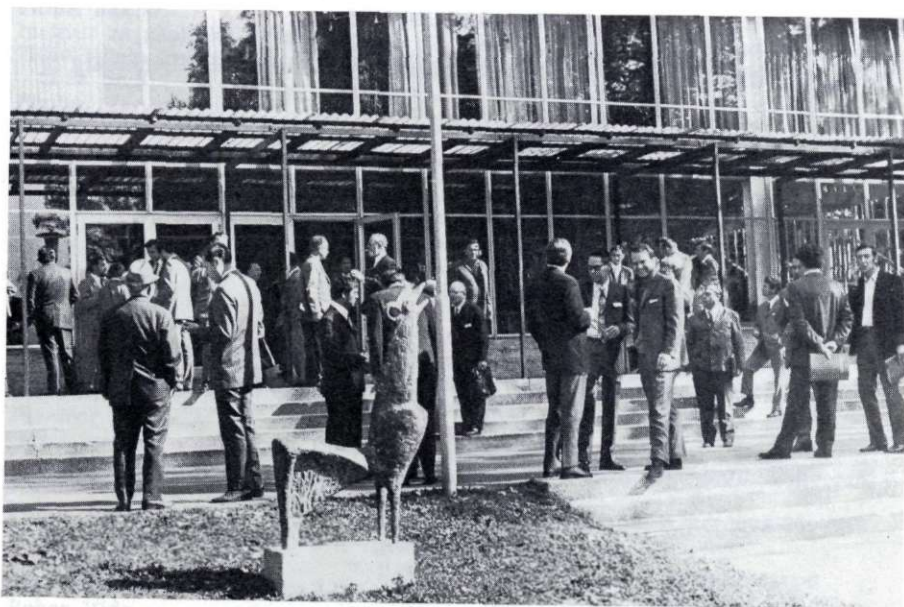


Fig. 2. Attending members before the opening session on the morning of October 4, 1971

Photograph by Svetozar Busić



Fig. 3. View of the assembly at the opening session

Photograph by Svetozar Busić

Welcome Addresses

Professor *Matija Drovenik*

President of the Organizing Committee

Most esteemed Guests and Participants of the Symposium.

Actual development of the geology, especially of the mining geology, demands not only intensive individual and team scientific research work, but also meetings of experts and scientists dealing with similar problems.

With the second Symposium on the Mineral Deposits of the Alps, the Slovene geologists realize the desire of Italian colleagues who have first organized the meeting of this kind. Let's hope that such meetings will become traditional. The Symposium will be held under the patronage of Stane Kavčič, President of the Executive Council of the Socialist Republic of Slovenia. I have great pleasure to welcome in the name of the Organizing Committee the attending honoured guests: Vice-president of the Executive Council of the Socialist Republic of Slovenia Tone Tribušon, Member of the Executive Council of the Socialist Republic of Slovenia Ivan Zupan, President of the Radovljica County Council Stanko Kajdiž, President of the Association for Research in Science and Technology of Slovenia Professor Robert Blinc, Representative of the School of Science and Technology Professor Rudi Ahčan, General manager of Velenje Lignite Mine Ludvik Mali, General manager of Zasavje Collieries Albert Ivančič. Further I welcome cordially all participants.

The subject of Symposium will cover some very interesting themes ranging from the origin of different mineral deposits in the Alps to their mineral composition, geochemical characteristics, and methods of exploration.

Many of you will have opportunity to visit the Idrija Mercury mine, the Žirovski Vrh uranium deposit and the Mežica Lead-Zinc mine. You will get acquainted with the geological features of these deposits and the results of efforts of our geologists.

We wish that our common endeavours may considerably improve the knowledge on the mineral deposits of the Alps, as well as that all participants remember our country with pleasure.

Eng. *Tone Tribušon*

Vice-President of the Executive Council of the Socialist Republic of Slovenia

Honourable Members of the Board, Members of the Symposium and dear Guests.

It is my special privilege and satisfaction to welcome you on behalf of the President of the Executive Council of the Socialist Republic of Slovenia *Stane Kavčič* under whose auspices this international meet is taking place and to convey to you his best wishes for much success in your work. Due to his obligations, which he is unable to postpone, he regrets not having the opportunity to participate in this meeting personally.

Each country, as well as ours, strives for a better knowledge of its natural resources by which I mean especially the mineral riches. The knowledge of natural resources is of great benefit in programming the economical and social development as well as in spacial planning and contributes thus to a more rapid economical and social progress of a country.

Slovenia has a significant mining tradition. In the *Mežica* mine lead and zink ore has been mined for over 300 years and the mercury ore in the *Idria* mine for nearly 500 years. The existence of these two very important ore deposits and the great quantity of the mined ore gives us hope that more so far unidentified ore deposits could be hidden in the Slovenian territory. The basic goal of our mining geologists is, if our expectations are realistic, to find these hidden deposits.

I am convinced that the Second International Symposium on Mineral Deposits in the Alps will result in a fruitful exchange of experiences by specialists and scientists dealing with similar problems. We hope that their existing contacts will become even better especially so among the specialists working on research of the deposits in the eastern Alps, where similar geological situations exist in the neighbouring countries.

The lectures and discussions of the symposium will result in new perceptions which will help you in your future work, and sooner or later bring apparent practical results to our countries.

I would like to express my best wishes for much success in your work and for a pleasant stay in the Socialist Republic of Slovenia.

Professor *Robert Blinc*

President of the Association for Research in Science and Technology of Slovenia

Dear Mr. Chairman, Ladies and Guests, and all Participants.

I would like to greet you in the name of the Research Association of Slovenia and extend you my personal welcome and the welcome of, I would say, all the scientific community of Slovenia. We wish you all great success in the work which you are going to do here. I do not mean only in the work here, but also in the work which I think it is much more important, namely in the work which you will do later. And I am sure that the new knowledge which will arise as a result of the discussions

and lectures at this Symposium will greatly contribute to the development of the science in Slovenia and also to the development of science in all other countries. I would particularly like to stress the fact I was told that there are representatives of 18 different countries here. I would like to welcome all of them and wish you once more many great success in the work.

Stanko Kajdiž

President of the County Council of Radovljica

Honourable President, dear Members of the international Symposium.

It is my special privilege to welcome you on behalf of the County Council and on my own behalf.

We have been especially honoured by your decision to meet here at Bled in order to discuss significant questions of this important field of science. Your proposed syllabus is extensive and it is your purpose to contribute with your work, knowledge and experience to make this symposium a success. The people of Bled are pleased to receive their guests with courtesy and hospitality. But their privilege is even greater when they have the opportunity to welcome such guests who come to Bled in order to meet and work.

I am convinced that you will have a nice and pleasant stay with us and that you will be able to do your work in the best conditions.

Let me wish you much success in your work and, which is equally important for a pleasant stay with us, a lot of sunshine in our beautiful Bled.

Ing. Marjan Dolenc

Präsident der Slowenischen Geologischen Gesellschaft

Meine Damen und Herren.

Vor fünf Jahren tagte in Trento und Passo della Mendola das erste Internationale Symposium über die nutzbaren Lagerstätten der Alpen. Dieses Treffen wurde von der Region Trentino-Alto Adige zusammen mit den Behörden, der Wirtschaftskammer und dem Kulturzentrum der Katholischen Universität von Milano angeregt und unter das Patronat des Nationalen Forschungsrates gestellt. Angesichts der gewonnenen Resultate wurde zum Schluß des Symposiums der Wunsch ausgesprochen, daß ein neues Treffen die Ergebnisse des ersten Symposiums vertiefen und mit neuen Erfahrungen befruchten soll. So wurde Ende 1968 seitens des Sekretariats des Internationalen Symposiums über die nutzbaren Lagerstätten der Alpen die Organisation des zweiten Treffens in Jugoslawien angeregt.

Die Untersuchungsarbeit wie auch die Ausnützung der Lagerstätten, besonders noch in einem geologisch-tektonisch so komplizierten Gebiet, wie es die Alpen sind, bringen immer wieder neue Probleme mit. Die notwendigen Forschungsarbeiten geben neue Erkenntnisse, die um so größer sind, je enger die Zusammenarbeit der fachlich verwandten Forscher

ist. Deswegen hoffen wir, daß diese Tagung uns allen viele neue Ideen, Vertiefung des Wissens und Nutzbarmachung der Erfahrungen geben wird.

Wir sind der Meinung, daß man den begonnenen Austausch von Erfahrungen und Forschungsergebnissen auch weiterhin praktizieren sollte. Deswegen haben wir uns an die österreichischen Kollegen gewandt mit dem Vorschlag, bei ihnen das dritte Symposium zu organisieren. Ich habe die Ehre Ihnen mitzuteilen, daß die Geologische Bundesanstalt in Wien zusammen mit der Montanistischen Hochschule in Leoben sich verpflichtet haben, die Organisation des dritten Symposiums, das im Jahre 1976 wahrscheinlich in Leoben stattfinden soll, zu übernehmen. Diese Tagung soll besonders den Problemen der Spätvererzungen gewidmet sein.

Meine Damen und Herren! Im Namen der Slowenischen geologischen Gesellschaft heiße ich Sie herzlichst willkommen mit dem Wunsch, daß diese Tagung uns allen das geben wird, was wir von ihr erwarten. Glückauf!

Professore *Giuliano Perna*
Italia

Signor Vicepresidente della Repubblica Slovena, Signor Presidente del Comitato Organizzatore, Signore, Signori.

Nel settembre 1966 si tenne al Passo della Mendola, presso Trento, il I° Symposium Internazionale sui Giacimenti Minerari delle Alpi, che organizzammo nel preciso intento di fare il punto sulle conoscenze delle mineralizzazioni della catena alpina.

Facendomi interprete delle richieste degli studiosi allora convenuti in Italia, ho chiesto agli amici sloveni di organizzare il II° Symposium, ben conoscendo come in Jugoslavia siano sentiti i problemi minerari ed avendo più volte avuto occasione di visitarne le belle e ricche miniere.

Al Symposium di Trento abbiamo risolto alcuni quesiti ma molti altri si sono posti e soprattutto abbiamo potuto constatare che le mineralizzazioni della catena alpina sono di tipo, età, genesi estremamente varia e che nonostante sulle nostre montagne si coltivino miniere da oltre 2000 anni, rimane ancora qualcosa da scoprire e da studiare. I dati ottenuti da questi studi sono poi fondamentali per completare il complesso quadro geologico delle Alpi mentre d'altro canto i nuovi studi geologici ci consentono di meglio comprendere i complessi fenomeni minerogenetici.

I dati e le conoscenze acquisite ci consentiranno, lo spero vivamente, non solo di accrescere le nostre conoscenze scientifiche ma anche di contribuire, quale è nostro dovere, al progresso economico dei nostri Paesi, delle nostre genti e dei minatori e tecnici che con noi collaborano strettamente in questa opera.

Signori

io vi porgo, a nome del Comitato Scientifico del I° Symposium Internazionale sui Giacimenti Minerari delle Alpi ed a nome del Consiglio Nazionale delle Ricerche, i migliori auguri per un proficuo lavoro e per una piena riuscita di questo convegno e vi auguro le migliori fortune per le ricerche che state conducendo nei vostri paesi.

Ho l'onore di consegnare al Presidente del Comitato Organizzatore una copia degli atti del nostro primo simposio e la medaglia ricordo che allora fu distribuita e che reca lo stemma della città di Trento ed il suo motto: MONTES ARGENTUM MIHI DANT NOMENQUE TRIDENTUM a ricordo della antica civiltà mineraria della nostra città, che vanta con il CODEX WANGIANUS del 1215, il più antico codice minerario del mondo.

Signori

voglio qui concludere con l'antico augurio dei minatori: Buona fortuna, Glückauf!

Professor *Walther Petrascheck*
Österreich

Verehrte Versammlung,

Als einer der Teilnehmer aus Österreich erlaube ich mir, im Namen meiner Landsleute den slowenischen Kollegen sehr herzlich für die Tagung, die sie veranstalten, zu danken. Die geologische Wissenschaft unserer beiden Länder hat eine gemeinsame lange Vergangenheit. Eine Vergangenheit, die heute rückblickend und historisch in einem freundlicheren Lichte gesehen wird als sie etwa vor 50 Jahren erschienen war. Aber darüber hinaus hat die Lagerstättenforschung in ganz Jugoslawien ein solches Niveau erreicht, das für uns beispielgebend und vorbildlich ist, und diese große Entwicklung ist autonom in Jugoslawien seit dem Ende des II Weltkrieges entstanden. Sie hat vielleicht drei Ursachen. Erstens, im Staatsgebiet Jugoslawiens sind Bereiche vorhanden, wo die typischen südostmediterranen metallogenetischen Verhältnisse vorherrschen, in denen unverkennbar der zeitliche, räumliche und genetische Zusammenhang zwischen alpidischen Magmatismus und Lagerstätten erkennbar ist, neben anderen Gebieten, wie etwa in Bosnien und Slowenien, wo die Herkunft der Lagerstätten weitaus zweifelhafter und diskutabler ist. Und gerade aus dieser Zweiseitigkeit der Erfahrungen sind die jugoslawischen Kollegen immer auch zu breiteren Auffassungen gekommen und haben nie einseitig die eine oder die andere Möglichkeit der Lagerstättenogenese ausgeklammert. Zweitens hat Jugoslawien dank seiner politischen Lage und dank seiner Sprache die Anregungen, die aus dem Osten kamen, zusammen mit den Anregungen, die aus dem Westen kamen, verarbeiten und eigenständig weiterentwickeln können. Und drittens hat, das darf man wohl sagen, zufolge der sozialistischen Wirtschaftsstruktur dieses Landes, die hervorragend geeignet ist, in kapitalarmen Ländern die Rohstoffproduktion und die mineralische Rohstoffsuche zu befruchten, sich eine lagerstättengeologische Forschung entwickelt, die wir vom Standpunkt nicht nur der Qualität, sondern auch der Zahl der daran Beteiligten, vom Österreich aus nur mit Bewunderung verfolgen können. Sie haben aber anders als in manchen anderen der sozialistischen Staaten sehr bald die Fenster und die Türen geöffnet und Einblick gegeben in ihre Arbeitsstätten, und für diesen Einblick, den sie uns auch jetzt durch diese Tagung gewähren, danken wir Ihnen recht herzlich. Glückauf!



Fig.4. Chairmen of the opening session. From left to right: Professor *Piero Zuffardi*, Professor *Christian G. Amstutz*, Professor *Jože Duhovnik*, Professor *Walther Petrascheck* and Professor *Mircea Socolescu*

Photograph by Svetozar Busić

Professor *Albert Maucher*
B. R. Deutschland

Herr Vizepräsident der Slowenischen Republik, Herr Präsident Drovnik, hohes Präsidium, meine Damen und Herren!

Mir ist heute Morgen etwas unerwartet aber doch sehr erfreulich eine sehr komplexe Aufgabe zu Teil geworden. Sie ist fast so komplex, wie die Genesis einer Lagerstätte, aber sie ist sicher nicht so umstritten. Es ist die Aufgabe, erstens einmal für die Einladung zu danken, für die Organisation zu danken, und der Versammlung hier einen guten Verlauf zu wünschen. Hierzu bin ich beauftragt vom Vorstand der Gesellschaft für Lagerstättenforschung und ich bin beauftragt von den deutschen Teilnehmern, das heißt von den Universitäten in Berlin, Marburg, Mainz, Heidelberg, Stuttgart und München. Wir alle freuen uns außerordentlich, daß die nun beinahe schon Tradition gewordene Diskussion über die Lagerstätten der Alpen in einer so schönen Form, in einem so schönen Rahmen und mit einer so ausgezeichneten Vorbereitung hier ihre Fortsetzung findet. Die Zahl der deutschen Teilnehmer zeigt, daß großes Interesse auf unserer Seite für diese Diskussion besteht. Sie finden zwar in der Teilnehmerlist nur 20 Namen, darüber sind aber über 30 Studenten mit hier, die an der Tagung mit teilnehmen dürfen. Eine wissenschaftliche Diskussion, wie gerade die über die Genese von Lagerstätten, ist immer eine Diskussion von großen Gegensätzen, und wir prallen meistens wie

sehr scharfe Gegner aufeinander. Aber das Schöne an dieser Angelegenheit ist, daß anschließend sich herausstellt, daß wir durch diese Diskussion und durch diese Gegensätze alle sehr gute Freunde geworden sind. Und unsere schärfsten Gegner sind meistens privat unsere größten Freunde. Und so hoffe ich, daß auch diese Tagung so verlaufen wird, daß wir uns zwar sehr heftig streiten werden, daß jeder seine Meinung so klar und so deutlich sagen wird, wie er nur irgendwie kann, daß wir aber anschließend als sehr gute Freunde und auch befruchtet durch die Anregungen der Gedanken der Anderen wieder nach Hause gehen. In diesem Sinne entbiete ich Ihnen, den Teilnehmern und den Veranstaltern, ein herzliches Glückauf.

Professore *Piero Zuffardi*
Italia

Honourable Authorities, Ladies and Gentlemen, dear friends!

It is my privilege and my pleasure, as Vice-President of the Society of Economic Geologists and as a member of the Secretariat of the International Association on the Genesis of Ore Deposits to give you all the heartiest greetings on behalf of those two Societies, and to express to the Organizing Committee the deepest appreciation for the very big job carried on in order to render this meeting a perfect one. And I am sure it will be so, and very important scientific results will be reached here.

I am also sure that everybody of us, when going back at home, will remember, for a long time, this wonderful land and the kindness and friendship of our Yugoslav hosts. Thank you!

Dr. *Mircea Socolescu*
Roumanie

J'ai l'honneur d'être chargé par les géologues de Roumanie, par la Commission républicaine des réserves géologiques de Roumanie et surtout par son président, le Professeur académicien *Codârcea*, de saluer le second Symposium international sur les gisements minéraux des Alpes. La Roumanie est très intéressée aux progrès de la géologie des gisements alpins, vu qu'elle possède beaucoup de gisements en liaison avec l'orogénèse alpine. Je souhaite au 2^{ème} Symposium le meilleur succès.

Ing. *Slavko Papler*
Direktor der Geologischen Anstalt Ljubljana

Sehr geehrte Gäste,

erlauben Sie mir, bitte, in einigen Worten über Entwicklung und Stand der Geologie in der Republik Slowenien, der Gastgeberin des heutigen Treffens der Alpengeologen, zu berichten und den Mineralreichtum unserer Republik zu bewerten.

Nach dem zweiten Weltkrieg hat unsere Volksgemeinschaft im Bewußtsein der Bedeutung mineralischer Rohstoffe für die Volkswirtschaft der Geologie größeren Nachdruck gegeben. Dieses Bestreben zeigte sich erstens in einer stärkeren Besetzung der Lehrstühle an der Universität und in einer Reorganisierung des Studiums der Geologie, und zweitens in

der Gründung einer selbständigen Geologischen Anstalt, die den geologischen Problemen auch operativ nachgehen könnte. Damit wurde die Grundlage zur schnelleren Entwicklung der Geologie und ihrer Afirmierung gegeben, der Gemeinschaft aber zur besseren Kenntnis der Rohstoffbasis verholfen. Kurz darauf entwickelten die Bergbau- und andere Wirtschaftsbetriebe, die sich mit der Nutzbarmachung mineralischer Rohstoffe befassen, auch ihre eigenen geologischen Abteilungen. In letzter Zeit folgen diesem Beispiel auch andere Wirtschaftszweige, denen zu einem erfolgreichen Wirken geologische Kenntnisse unbedingt notwendig sind. Es handelt sich um Unternehmen, Anstalten und Planungsorganisationen, die sich mit Straßen- und anderem Tiefbau befassen, ferner solche, die auf dem Gebiet der Ausbeutung der Trink-, Thermal- und Mineralwässer tätig sind. Man kann behaupten, daß die Geologie, die einst vorwiegend dem Bergbau gedient hat, in neuerer Zeit eine immer wichtigere Rolle im Tiefbau und in der Nutzbarmachung der Wässer spielt. Auf diesem Gebiet gewinnt die Ingenieur- und Hydrogeologie immer mehr an Bedeutung.

Unsere Republik ist sich der Bedeutung geologischer Forschungen für eine zweckmäßige Rohstoff- und Raumwirtschaft bewußt und unterstützt deswegen die geologischen Grundarbeiten aus dem republikanischen Fonds für wissenschaftliche Forschung »Boris Kidrič«. Aus diesem Fonds werden hauptsächlich Aufgaben fundamentalen Charakters und sogenannter regionalen Forschungen finanziert, die allgemeine Bedeutung für den größten Teil der Volkswirtschaft, wie Bergbau, Forstwirtschaft, Landwirtschaft, Hoch- und Tiefbau, Fremdenverkehr und Wasserversorgung haben. So finanziert man aus diesem Fonds auch die Grunduntersuchungsarbeiten zur Erforschung der mineralischen Rohstoffe und Mineral-, Thermal- und Trinkwässer, um möglichst bald ihr ökonomisches Potential festzustellen, sowie auch andere Angaben zur Festlegung eines zweckmäßigen Raumplans auf dem Gebiet der Republik zu liefern.

Erlauben Sie mir, bitte, Sie im folgenden mit der Arbeit und dem Stand regionaler geologischer Forschungen, sowie auch mit der Rohstoffbasis unserer Republik bekanntzumachen.

I. Regionale Forschungen

Im Rahmen regionaler Forschungen werden die geologische, geophysikalische, hydrogeologische und ingenieurgeologische Karte hergestellt.

Die geologische Karte wird nach einheitlichen Maßstäben und Normen, die für ganz Jugoslawien gelten, angefertigt. Im Gelände wird im Maßstab 1:25 000 kartiert, die Karte selbst stellt man jedoch im Maßstab 1:100 000 her. Bis jetzt wurden 64 % der gesamten Fläche der Republik kartiert. Wenn man im selben Tempo weiterarbeiten wird, kann die geologische Karte Sloweniens bis Ende 1979 fertiggestellt sein.

Außer dieser Karte ist in der Endphase der Vorbereitung auch die geologische Karte Sloweniens im Maßstab 1:200 000, die im Jahre 1972 druckfertig sein wird.

Die regionalen hydrogeologischen Forschungen umfassen die hydrogeologische Bearbeitung der Republik. Das Endziel dieser Arbeiten sind hydrogeologische Karte im Maßstab 1:200 000, 1:100 000 und für inter-

ressante Gebiete der Grundwasserreservoirs in Schotterablagerungen im Maßstab 1:25 000, sowie auch die Anfertigung der Wasserbilanz. Auf diese Weise wurden der slowenische Karst und die Flußgebiete der Drau und der Mur bearbeitet. Im Laufe sind hydrogeologische Untersuchungen im Flußgebiet der Savinja, während die Flußgebiete der Sava und Soča in den Jahren 1972 bis 1975 bearbeitet werden sollen. Damit wird das gesamte Gebiet der Republik durch hydrogeologische Grunduntersuchungen erfaßt sein.

Die regionalen ingenieurgeologischen Forschungen sind nur für dicht-besiedelte Gebiete und entlang der bestehenden und geplanten wichtigeren Kommunikationen vorgesehen. Die ingenieurgeologische Bearbeitung dieser Flächen besteht in der Gliederung der Oberflächenschicht nach Stabilitätsstufen auf Grund der lithologischen Beschaffenheit im Naturzustand wie auch unter dem Einfluß des menschlichen Schaffens. Gesondert bearbeitet sind die Seismik und die wichtigeren Erscheinungen der Unstabilität. Bis heute wurden 4500 km² der weiteren Umgebung von Ljubljana erforscht. In den Jahren 1973 bis 1976 ist die diesbezügliche Bearbeitung Nordost- und Ostsloweniens auf 6000 km² geplant. Dieses Gebiet besteht hauptsächlich aus tertiären Ton- und Mergelsedimenten, die von mächtigen lehmigen Verwitterungsprodukten bedeckt sind. Wegen der spezifischen Stabilitätsbedingungen sind hier alle größeren Bauprojekte problematisch.

Regionale gravimetrische Vermessungen wurden zuerst in sedimentären Becken auf der Suche nach Erdöl unternommen, später aber nach einem festgelegten System auch in anderen Gebieten der Republik. Die Arbeit wurde im Sinne der für ganz Jugoslawien vorgeschriebenen Maßstäbe durchgeführt. Im Drucke ist die gravimetrische Karte der Bouguerschen Anomalien.

Für das Gebiet Sloweniens wurden auch regionale geomagnetische Vermessungen durchgeführt. Da in anderen Gebieten Jugoslawiens diese Arbeiten im Rückstand sind, wird eine einheitliche magnetische Karte der SFRJ erst im Jahr 1972 erscheinen können.

II. Mineralische Rohstoffe

Die Republik Slowenien ist in Bezug auf ihre kleine Fläche (20 251 km²) an Rohstoffen relativ reich. Die Produktion von wichtigeren Rohstoffen und einiger Erzeugnisse, deren Herstellung in erheblichem Maß auf Rohstoffen beruht, war im Jahr 1970 wie folgt:

Rohöl	t	8 159	Quarzsand	t	285 791
Erdgas	Nm ³	6 971 000	Dekorative Steine	m ³	4 900
Braunkohle	t	2 523 000	Tuffe	t	220 000
Lignit	t	3 461 000	Zement	t	564 763
Rohblei	t	24 773	Quarzhornstein	t	15 000
Rohzink	t	16 473	Tonerde	t	120 451
Quecksilber	t	510	Aluminium	t	41 567
Kaolin-Illit	t	24 263	Roheisen	t	169 502
Keramische Tone	t	20 000	Stahl	t	639 435

Mit Rücksicht darauf, daß Slowenien eine stark entwickelte Eisen- und andere verarbeitende Industrie, vor allem die Aluminium-Industrie, besitzt, kann man feststellen, daß die verfügbare Rohstoffbasis weitgehend hinter den Bedürfnissen zurückbleibt. Hinsichtlich der Energiequellen ist Slowenien defizitär. Die Reserven an Erdöl und Erdgas sind gering und kommen als Energieträger kaum in Betracht. Ebenso verfügt Slowenien auch nicht mehr über ökonomisch verwertbare Wasserenergie für die Bandbelastung. Der Bau von Wasserkraftwerken wird interessant nur zur Deckung von Spitzenbelastungen. Auch die Kohlenreserven sind beschränkt und genügen nur noch für zu errichtenden Kraftwerke von 450 MW beziehungsweise von höchstens 600 MW. Der langfristige Plan für die Versorgung Sloweniens mit konstanter Energie sieht deswegen in weitgehendem Maße die Kernenergie vor. Außer des ersten Atomkraftwerkes von 600 MW wird Slowenien bis 1985 für eigenen Bedarf noch eine zweite Anlage von wenigstens 600 MW errichten müssen. Erfolgreiche Untersuchungen der Uranerzlagstätte in Žirovski vrh zeigen schon die Möglichkeit der Lebensdauer von Kraftwerken von ca. 1000 MW auf 25 Jahre an. Weitere Investitionen in Untersuchungen von Kernrohstoffen können uns ermöglichen die Atomkraftwerke mit eigenen Rohstoffen zu versorgen.

Für die Bedürfnisse der Eisen- und Aluminiumindustrie sind wir nach wie vor an den Import des Rohstoffes aus anderen Gebieten Jugoslawiens wie auch aus dem Ausland angewiesen. Slowenien verfügt nämlich über keine ökonomisch verwertbaren Eisenerze. Die Untersuchung unserer Bauxite hat einen zu hohen Gehalt an Kieselsäure erwiesen, um nach dem Bayerschen Verfahren in den heutigen Verhältnissen und bei heutiger Technologie ökonomisch verarbeitbar zu sein.

Für Blei und Zink ist kennzeichnend, daß die Rohstoffbasis nicht zur Deckung der Bedürfnisse der bestehenden Verarbeitungskapazitäten reicht. Es bestehen geologische Bedingungen die Reserven durch systematische Untersuchungen und Investitionen zu erweitern. Die spezifischen Investitionen pro Tonne sind in Bezug auf den Charakter des Auftretens unserer Blei- und Zinkerze ziemlich hoch. In Mežica haben die bisherigen Untersuchungen zwei neue Lagerstätten ergeben — Mučevo und Topla. Die Untersuchungen laufen weiter, jetzt hauptsächlich im Raum von Uršlja gora. Ferner wurde in Slowenien noch an anderen Stellen nach Blei und Zink gesucht, und zwar Bohor-Sevnica, in Puharje bei Velenje, in Galicija-Zavrh bei Žalec und in Knape in Selška dolina. Von den genannten Vorkommen ist Puharje das meistversprechende. Alle Bohrlöcher haben Blei-Zinkerz gezeigt. Der Gehalt an Pb ist 1,4 bis 8,4 %, an Zink 1,0 bis 28,7 %. Im Jahre 1972 sollen in dieser Lagerstätte die bergmännischen Untersuchungsarbeiten beginnen.

Das Quecksilber wird in unserer Republik in dem weltbekannten Bergwerk Idrija gewonnen. Nach dem zweiten Weltkrieg verfügte Idrija über sehr begrenzte Erzreserven. Durch systematisches Studium der Geologie der Erzlagstätte sowie auch der näheren und weiteren Umgebung wurden bedeutende Resultate erzielt. Der weitaus größte Erfolg war die

Auffindung der Lagerstätte Ljubevč, die die Lebensdauer von Idrija mindestens um weitere 25 Jahre verlängert. In der Zeit günstiger Konjunktur für das Quecksilber haben wir die verlassene Lagerstätte in Podljubelj genau untersucht, doch haben die Arbeiten gezeigt, daß im engeren Bereich des Vorkommens keine abbauwürdigen Reserven bestehen. Durch Untersuchungen in fernerer Umgebung von Idrija und Šebrelje wurden in der Umgebung der Eruptivgesteine von Ravne westlich von Cerkno für Hg günstige geologische Strukturen festgestellt. Ziemlich starke geochemische Anomalien bei Stopnik wurden ausgesondert. Im Raum von Tržič-Jezersko und bei Marija Reka wurden durch geologisches Prospektieren Cinnabarit-Vorkommen festgestellt. Nach allgemeiner Schätzung ist Slowenien hinsichtlich der Hg-Vorkommen sehr perspektivisch und die Gewinnung von Quecksilber soll für einige Jahrzehnte sichergestellt sein. Die Senkung der Quecksilberpreise hat zwar eine ungünstige Auswirkung auf weitere Untersuchungen gehabt, doch wurde der größte Teil der Arbeiten schon vorher durchgeführt.

Im letzten Jahrzehnt haben wir die Uranerzlagerstätte in Žirovski vrh gefunden. Sie ist an graue Grödener Sandsteine des Perms gebunden. Die interessante Zone dieser Sandsteine ist hier 17 km lang. Fast auf ganzer Länge ist eine erhöhte Radioaktivität festgestellt worden.

Außer des Gebietes von Žirovski vrh wurden in Slowenien auch noch andere Gebiete des grauen Grödener-Sandsteines aeroradiometrisch und teilweise durch halbdetaillierte Prospektierung untersucht. Es wurden hunderte von radioaktiven Anomalien festgestellt. Unter diesen sind am interessantesten jene bei Knezdol bei Trbovlje, bei Tržič, bei Škofja Loka und Radeče. Bis jetzt sind Vorkommen mit Uranmineralisation auf einer Fläche von insgesamt 120 km² festgestellt worden, näher untersucht wird aber nur ein Teil der Lagerstätte in Žirovski vrh, und zwar auf einer Fläche von 2 km². Das Ziel der näheren Untersuchungen ist 2000 t U₃O₈ A + B + C₁ Reserven zu beweisen, was für eine zehnjährige Gewinnung genügt. Die C₂ Reserven genügen für weitere 15 Jahre. Im Laufe ist die Ausarbeitung einer technisch-ökonomischen Studie für die Eröffnung des Bergwerkes. Die Untersuchungen sollen noch bis Ende 1972 dauern, im Jahre 1973 würden wir dann zum Ausbau des Bergwerkes übergehen. Das Bergwerk mit einer Gewinnung von 200 t U₃O₈ im »yellow cake« jährlich soll dann in zweiter Hälfte 1975 in Betrieb genommen werden.

Graue Grödener Sandsteine sind auch Kupferträger. Nähere Untersuchungen der Erzlagerstätte bei Cerkno ergaben 1,1 Millionen Tonnen Erz mit 1 % Cu. Zurzeit ist die Lagerstätte nicht abbauwürdig. Durch Untersuchungen im Raum Stopnik-Šebrelje, 10 km südwestlich von Cerkno, versuchen wir größere Reserven zu beweisen, damit eventuell die Ausbeutung dieser Lagerstätten ermöglicht wäre. Außer dieser Lokalitäten gibt es noch verheißungsvolle Gebiete in der Umgebung von Radeče und Stegovnik in den westlichen Karawanken.

Die Lagerstätten von nichtmetallischen Rohstoffen in Slowenien sind nicht genügend untersucht und auch die Rohstoffe, die bewiesen wurden, werden nicht optimal ausgebeutet. Die Gründe dafür sind in ungenügenden Investitionen in Untersuchungen, in gewerblicher Zersplitterung der

Gewinnung und in der unausgearbeiteten Technologie der Verarbeitung zu suchen. In der Zukunft soll den Untersuchungen und der Technologie mehr Aufmerksamkeit gewidmet werden, vor allem den Tonen, dem Kaolin für die Papier- und Gummiindustrie, dem Quarzsand, dekorativen Steinen, Quarziten, Pegmatiten und dem Talk. Einen Teil dieser Rohstoffe gewinnt man bereits, für den anderen müssen aber vorerst die ökonomischen Reserven bewiesen werden.

III. Thermal- und Mineralwässer

Die Steigerung des Lebensstandards verlangt immer mehr Objekte für die Erholung des arbeitenden Menschen. Ebenso rasch entwickelt sich der Kurort-Tourismus. Die Mineral- und Thermalwässer stellen dessen Grundlage dar. Slowenien ist reich an diesen Wässern, was die bisherigen Untersuchungen beweisen.

Im Kurort Radenci haben die Untersuchungen eine Steigerung der Gewinnung des bekannten »Tri srca« (Drei Herzen) Wassers von 18 Millionen Liter im Jahr 1965 auf 185 Millionen Liter im Jahr 1970 gebracht. Die laufenden Untersuchungen lassen noch eine erhebliche Steigerung der Produktion zu. Außerdem gibt es in naher und fernerer Umgebung Mineralwasserquellen, die nur registriert oder nur teilweise untersucht wurden. Diese befinden sich im Tal von Ščavnica und Pesnica und in Goričko.

In Rogaška Slatina wurde die Menge des Mineralwassers von 60 l/min auf 300 l/min erhöht, was die Steigerung der Produktion und den weiteren Ausbau des Kurortes ermöglicht hat.

Bei den Untersuchungen der Thermalwässer haben wir die tieferen Zonen der schon bekannten Gebiete erforscht. Alle Arbeiten waren erfolgreich, so daß praktisch allen Thermen die Weiterentwicklung hinsichtlich der Mengen und Temperaturen gesichert ist.

In Laško wurden weitere 12 l/sec Thermalwässer gewonnen und die Temperatur von 34,3 auf 39,5° erhöht. Das Heilbad ist im Umbau und soll seine Kapazität steigern.

In Dobrna ist der Teufenmechanismus des Thermalwassers erforscht. Das Wasser ist in einer Teufe von 613 m angezapft und liefert 7 l/sec bei einer Temperatur von 36,5 °C.

In Šmarješke Toplice haben wir die Menge des Thermalwassers von 14 l/sec auf 23 l/sec gesteigert und der Kurort baut ein neues Schwimmbecken.

In Dolenjske Toplice wurde durch Untersuchungen die Menge von 12 l/sec auf 20 l/sec gesteigert, was dem Kurort den Bau eines neuen Schwimmbeckens und die Erweiterung der Hotelkapazitäten ermöglicht.

Bei Podčetrtek wurden den Thermen durch 15 l/sec Wasser von 35 °C die Grundlagen für den Ausbau des Heilbades gegeben.

Außerordentliche Resultate wurden in Čateške Toplice erzielt. Es wurde die thermale Tiefzone entdeckt. Die Menge des Thermalwassers beträgt jetzt 115 l/sec und die Temperatur 57 bis 60 °C. Die hohe Tem-

peratur ermöglicht die Beheizung von Treibhäusern, die Ende 1971 eine Fläche von 6 ha einnehmen werden. Das um 20 °C abgekühltes Wasser dient Kur- und touristischen Zwecken. Die bewiesenen Mengen ermöglichen eine 4- bis 5fache Steigerung der Schwimmbeckenkapazität.

Thermalwässer sind auch in der Umgebung von Ljubljana bekannt, und zwar bei Spodnje Pirniče, ferner bei Kostanjevica, in Tuhinjska dolina und bei Bušeča vas. Diese Gebiete sollen in den kommenden Jahren untersucht werden.

Alle bisher beschriebenen Thermalquellen entspringen aus karbonatischem Gestein. Die Quellen werden hauptsächlich von der Oberfläche her gespeist und durch geothermische Anomalien erwärmt. Diese Anomalien sollen in kommender Phase der Untersuchungen näher erforscht werden.

Ein anderer Typus von Thermalwässern kommt in Prekmurje vor. Dort ist das Wasser in tertiären porösen Sedimenten angesammelt. Anlässlich der Bohrungen auf Erdöl wurde in Teufen von 800 bis 2000 m hochmineralisiertes Thermalwasser angetroffen. Des hohen geothermischen Gradientes wegen bewegt sich die Temperatur des Wassers zwischen 50 und 90 °C. Diese Thermalwässer werden nur in beschränktem Maß genutzt (Moravci und Petišovci). In der Zukunft soll auf diesem wirtschaftlich unterentwickeltem Territorium zu umfangreichen Untersuchungen dieser Thermalwässer kommen, um ihm zur Belebung der Landwirtschaft und des Fremdenverkehrs zu verhelfen.

Sehr geehrte Gäste! Durch diesen Beitrag wünschte ich Sie kurz mit der Problematik der geologischen Forschungen und Untersuchungen, mit der mineralischen Rohstoffbasis und der Richtung der zukünftigen Untersuchungen auf dem Gebiet der Republik Slowenien bekannt zu machen.

Ich danke für die Aufmerksamkeit. Glückauf!

SUMMARY

This is a review of the development and state of geology in the Slovenian Republic, with a special accent to the geological exploration of this north-western part of Yugoslavia.

The relatively short period after the Second World War is characterized by a wide expansion of geological activities. The mapping on the regional scale has been regularly carried out with all accompanying research work (paleontological, petrological, tectonical etc. studies). Geophysics and other auxiliary branches contribute to a more integral treatment of problems. Engineering geology and hydrogeology are in full development.

The knowledge even of long existing and world known mines, as Idrija and Mežica, has been insufficient. So in the mining geology field a number of mineral occurrences has been discovered, the most interesting among them the Žirovski vrh uranium deposit. Reserves of many metallic and non-metallic raw materials have been considerably increased.

Work is carried out at an always expanding scale, and its results contribute to the better knowledge of the geological framework of Slovenia.

Terminal Discussion

During the final discussion in the afternoon of October 6th some general organization questions were treated. The meeting was opened by the President of the Organizing Committee Matija Drovenik. Speakers at the meeting were: *Christian G. Amstutz, Gabor Dessau, Jože Duhovnik, André Emberger, Jules Glaçon, Albert Maucher, Mircea Socolescu, Maurizio Violo and Piero Zuffardi.*

Official languages. During the First Symposium in Trento four languages were used — English, Italian, French and German. The Yugoslav organizers of the Second Symposium at Bled retained these four languages although they did not include their own language in order to render the maximum of communicativity. After a shorter discussion the majority of the members decided to use English as the main language at future symposia. The second official language should be decided by the organizing country. Recommendations were given to be lenient towards the usage of other languages.

Topics of the papers. The decision was made that only geological themes should be treated on future meetings. Thus crystallographic, mineralogic, and petrologic themes not having a direct connection with mineral deposits and those dealing with mining economy should not be included into the syllabus. Such themes are treated by international meetings of a different profile.

At Symposia on alpine mineral deposits only papers restricted to the alpine region should be considered. Some of the members were of the opinion that papers dealing with interesting problems of other alpine spheres could be taken into consideration as well.

It has been recommended that members should only read those papers containing new discoveries and which have not yet been published.

The question of selection or even refusal of unsuitable papers should be in the competence of the organizer of the symposium.

Organization of the lectures. The symposium should take place in single session only i. e. not overlapping several sessions. Therefore it will be necessary to limit the number of papers.

There was some difference in opinion regarding the time allowed for reading a paper. The majority agreed that equal time should be allotted to each paper.

Timing of symposia. It has been agreed that symposia should take place every fourth year. Thus, having in mind the schedule of the international geological meetings the next symposium would take place in 1975. It will be organized by the Austrian geologists.

During the discussions the members repeatedly pointed out that the given views should not be considered as obligatory rulings but only as recommendations to the organizers of the future meetings.

At the conclusion Professor *Maucher* expressed his compliments to the Organizing Committee and the President on the excellent organization of this international meeting.

EXCURSIONS

October 7—8, 1971

Excursions A and B to the Idrija Mercury Mine and Žirovski Vrh Uranium Ore Deposit

Participants: 84 on the first day
78 on the second day

Guides: *Ivan Mlakar* and *Zvonimir Jamšek*

The participants went to the Kropač and Ziljska stopes of the Idrija Mine. There the syngenetic cinnabar occurs in Langobardian Skonca beds and tuff.

During the excursion, a short explanation was given by *Ivan Mlakar*, chief geologist of the Mine, concerning the structural and genetic particularities of the Idrija ore deposit.

At Žirovski Vrh the underground exploration works on the level 430 meters were visited. In the main adit the sequence of Carboniferous and Middle Permian Gröden beds overlying the Upper Triassic strata has been shown. The uranium ore is restricted to the grey sandy facies of the Gröden strata and controlled by the stratification. But the bedding planes are hardly distinguishable owing to the well developed cleavage planes.

The necessary explanations have been given by geophysicist *Zvonimir Jamšek*.

Excursion C to the Mežica Mine

Participants: 82 on the first day
46 on the second day

Guides: *Ivo Štrucl* and *Milan Fabjančič*

After an informative discussion opened by the chief geologist of the Mine *Ivo Štrucl*, the participants visited the Graben Section where they could see mineralized reef limestone, dolomitized limestone, brecciated ore and very interesting sphalerite-dolomite, and galena-dolomite rhithmites.

The diversity of ore-formations speaks for their different origin. Many ore bodies of the Graben Section appear to be of later age than the sediments in which they occur. Their shapes as well as the textural and structural features of ore-aggregates point to their epigenetic origin. It is suggested, however, that the majority of the Graben ore has been deposited at the same time as the associated rock. Subsequently its original nature has been affected by diagenetic and later processes, but some ore bodies retained their syngenetic characteristics up to now.

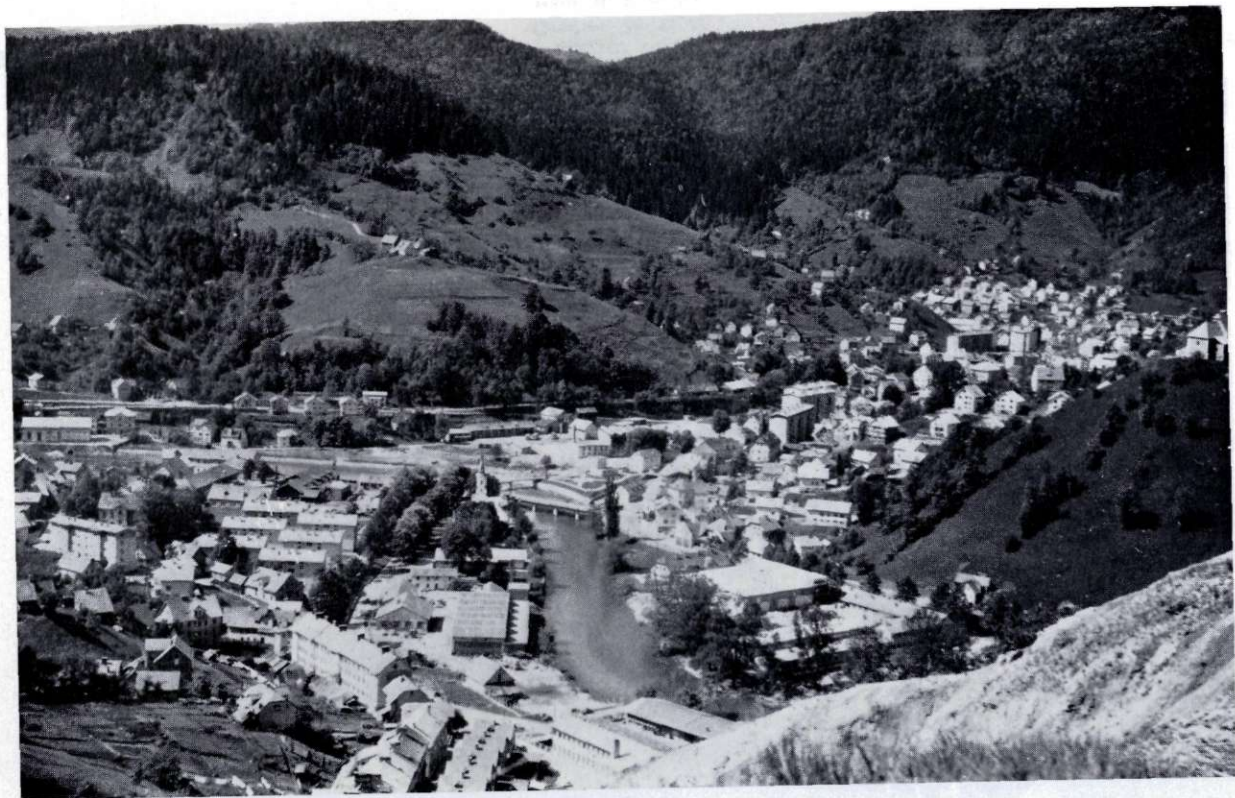


Fig. 6. View of Idrija
Phot. Jeram



Fig. 7. Concentration and smelter plants of the Mežica Mine. In the background the western portion of the Graben Section
Phot. R. Vončina

SECTIONAL MEETINGS

Section A

Mineral Composition and Origin of the Ore Deposits

Geologie und Vererzung der Quecksilberlagerstätte Idrija

Ivan Mlakar und Matija Drovenik

Zusammenfassung

Das geologische Profil des Idrija-Gebietes charakterisiert eine mehrere 1000 m mächtige Serie karbonatischer und klastischer Gesteine des jüngeren Paläozoikum, der Trias, der Kreide und des Eozän. Die mitteltriasischen radialen Verschiebungen der Blöcke begleitete eine magmatische Tätigkeit; Diabase und Keratophyre, sowie ihre Tuffe werden als Produkt des initialen geosynklinealen Vulkanismus betrachtet.

Eine viel intensivere und bedeutsamere alttertiäre Tektonik hat einen Deckenbau zur Folge gehabt, welcher aus vier Decken besteht. Dieser Deckenbau stellt das Endstadium der Deformierung einer großen liegenden Falte dar. Die Überschiebungslänge beträgt 25 bis 30 km. Autochthone und allochthone Schichten wurden sehr wahrscheinlich im Pliozän mit einem System dinarisch gerichteter Verwerfungen mit horizontalen rechten Blockbewegungen bis 2,5 km durchgeschnitten.

Die Quecksilberlagerstätte Idrija befindet sich in der dritten Decke. Im Hangenden und im Liegenden ist sie mit den Überschiebungsflächen begrenzt; im Nordosten und im Südwesten ist die Lagerstätte dagegen mit jüngeren dinarisch gerichteten Verwerfungen abgeschnitten. Den unteren Teil der Lagerstätte bilden jungpaläozoische sowie unter- und teilweise noch mitteltriassische Schichten, welche gewöhnlich subvertikal oder invers liegen. Im oberen Teil finden wir aber anisische, cordevole und vor allem langobardische Gesteine. Beide Strukturen, die wir als unteren und oberen Bau der Lagerstätte bezeichnet haben, scheidet ein mitteltriassischer Bruch, welcher nach der Umdrehung der Schichten eine subhorizontale Lage eingenommen hat.

Systematische Grubenaufnahme und in den letzten Jahren durchgeführte mikroskopische Untersuchungen haben unzweifelhaft das triassische Alter der Lagerstätte bewiesen. Es wurde sogar festgestellt, das die Vererzung im Ladin stattgefunden hat. Der mineralogische Bestand des Erzes ist sehr einfach. Das Haupterzmineral ist der Zinnober, welcher in kleinerer Menge von Pyrit und in einigen Erzkörpern auch von gediegenem Quecksilber begleitet ist. Metacinnabarit, Markasit, Zinkblende und Auripigment sind nur sporadisch vertreten. Als Gangminerale sollen Dolomit, Calcit, Quarz und Chalcedon erwähnt werden.

Die Erzkörper kommen in allen Horizonten vom Jungpaläozoikum bis zu dem oberen Teil der Mitteltrias vor. In den älteren Schichten, die vorwiegend aus Perm-, Skyth- und Anisgesteinen bestehen, handelt es sich um epigenetische Vererzung. Für die Langobard-Schichten, insbesondere für Skonca-Schichten und für die jüngste wirtschaftlich vererzte stratigraphische Einheit, die aus Tuffit, Tuff und Radiolarit bestehen, ist hingegen die syngenetische Vererzung kennzeichnend.

Geologie

In der umfangreichen geologischen Literatur über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaues Idrija nehmen die Interpretationen von Kossmat (1899, 1911), Kropač (1912) und Berce (1958) eine sichtliche Stelle ein. Die Angaben, gesammelt in den letzten Jahren, öffnen aber neue Ansichten über den Aufbau und die Entstehung der Idrija-Lagerstätte (Mlakar, 1967, 1969).

Das geologische Profil des Idrija-Gebietes charakterisiert eine mehrere 1000 m mächtige Serie karbonatischer und klastischer Gesteine des jüngeren Paläozoikum, der Trias, der Kreide und des Eozän (Abb. 1). Jura-Schichten kommen erst in weiterer Umgebung von Idrija vor.

Der schwarze Tonschiefer ist zweifellos das älteste Gestein im Gebiete von Idrija. Nach der alten Auffassung sollte er zu Karbon gehören, es fehlen aber paläontologische Beweise.

Auch das Alter des grauen und roten Schiefers, der Sandsteine und Konglomerate ist paläontologisch nicht bewiesen. Diese Schichten von einer Mächtigkeit bis 40 m reihen wir in die Sosio-Stufe des permischen System ein, die im Idrija-Gebiet in der Grödener Fazies entwickelt ist. Oberpermische Schichten sind dagegen der älteste paläontologisch bewiesene stratigraphische Horizont. In diese Schichten reihen wir den grauen Dolomit und den schwarzen bituminösen Dolomit mit schiefrigen Einlagen ein. Die Gesamtmächtigkeit beträgt höchstens 60 m.

Im unteren Teil der unterskythischen Schichten wechselt sandiger Dolomit mit Dolomit ab, im oberen Teil finden wir aber kalkglimmerige Schiefer und Aleurolith mit Linsen von Oolithkalk. Oberskythische Schichten sind im unteren Teil dolomitisch entwickelt, im oberen Teil aber kalkmergelig. Die Mächtigkeit der Skyth-Schichten in der Lagerstätte beträgt etwa 400 m.

Anisisches Alter hat der hellgraue Dolomit; seine Mächtigkeit erreicht ungefähr 60 m.

Die Sedimente der Ladiner Stufe liegen auf dem anisischen Dolomit diskordant. Es fehlen nämlich die Schichten der Fassaner Unterstufe. Langobardische Schichten beginnen mit basalem Sandstein, gewöhnlich nur einige Meter mächtig. Es folgt ein Konglomerat, vorwiegend aus Geröllen anisischen Dolomites, darauf schwarzer bituminöser Schiefer und Skonca-Sandstein. Langobardische Schichten enden mit graugrünem Tuffit, Tuff und Radiolarit mit Hornstein. Die Mächtigkeit der langobardischen Schichten in der Lagerstätte beträgt etwa 200 m. Die Cordevol Schichten

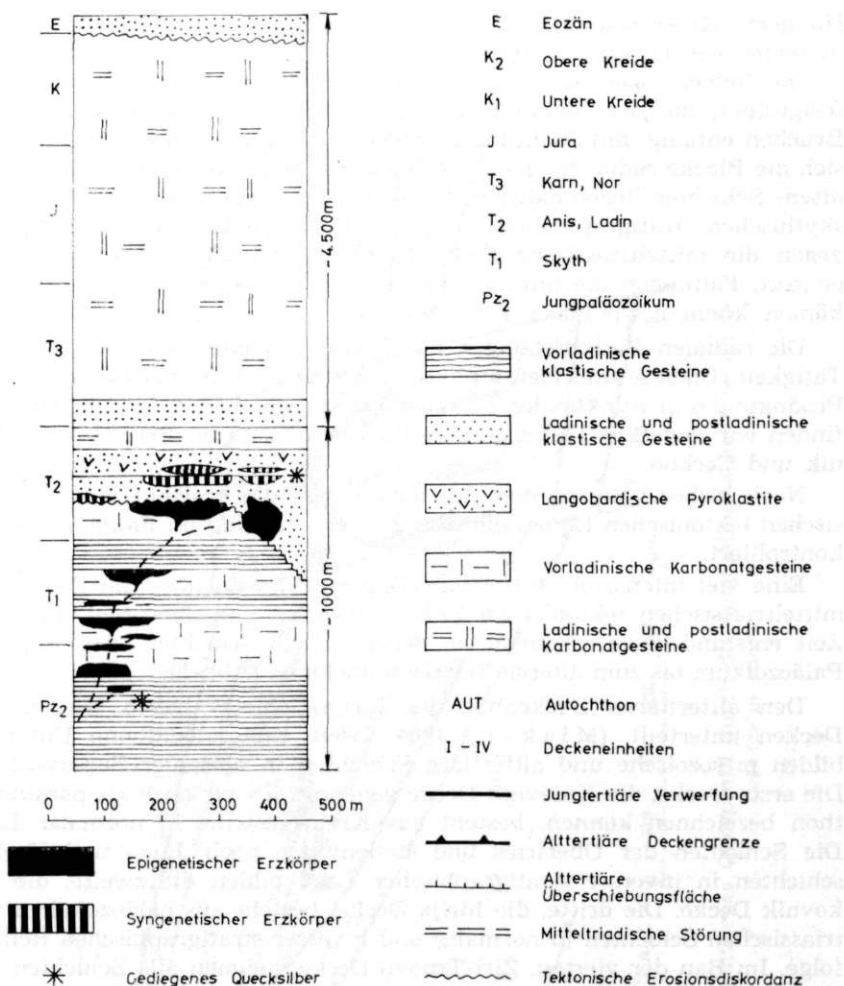


Abb. 1. Schematisches Säulenprofil durch das Idrija Gebiet

stellen weißer Dolomit und schwarzer Kalkstein mit Hornstein, in gesamter Mächtigkeit von ungefähr 180 m vor.

Die Schichten der karnischen Stufe sind im Idrija-Gebiet vorwiegend klastisch entwickelt, die Gesteine der norischen und rhätischen Stufe aber karbonatisch. Die Schichten der Obertrias besitzen eine Mächtigkeit von annähernd 1600 m.

Die Schichten der Jura und Kreide sind karbonatisch entwickelt in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 2800 m.

Mit den Eozän-Schichten, die auf Senon-Kalken diskordant liegen, endet im Idrija-Gebiet die geosynklinale Sedimentation. Diese Schichten umfassen Flyschmergel, Sandsteine und Kalkbreccien; sie sind nur einige

Hunderte Meter mächtig. Die Gesamtmächtigkeit der geosynklinalen Sedimenten beträgt aber ungefähr 5500 m.

Im Gebiete von Idrija ist eine intensive mitteltriassische Tektonik festgestellt, die der labinischen tektonischen Phase entspricht. An den Brüchen entlang, mit Richtung Nord-Süd und vor allem Ost-West, haben sich die Blöcke radial für mehrere Hunderte Meter verschoben. Langobardische Schichten liegen daher diskordant auf verschiedenen anisischen und skythischen stratigraphischen Gliedern. Vorlangobardische Gesteine sind gegen die mitteltriassische Diskordanzfläche höchstens um 15° bis 20° geneigt. Faltungen die nur im unteren Teil der Struktur zum Ausdruck kämen, konnten wir bisher nicht feststellen.

Die radialen Verschiebungen der Blöcke begleitete eine magmatische Tätigkeit. Diabase und Keratophyre, sowie ihre Tuffe, betrachten wir als Produkte des geosynklinalen initialen Vulkanismus. Magmatische Gesteine finden wir ungefähr 13 km nordwestlich von Idrija im Bereich von Stopnik und Cerkno.

Nach bisher gesammelten Angaben haben die erwähnten mitteltriassischen tektonischen Linien die Quecksilbervererzung im Raum von Idrija kontrolliert.

Eine viel intensivere alttertiäre Tektonik hat nachher die Folgen der mitteltriassischen tektonischen Phase verwischt und überprägt. In dieser Zeit entstand der Deckenbau, in welchem alle Schichten vom jüngeren Paläozoikum bis zum älteren Tertiär teilnehmen (Abb. 2).

Den alttertiären Deckenbau des Idrija-Gebietes haben wir in vier Decken unterteilt (Mlakar, 1964, 1969). Die autochthone Unterlage bilden mesozoische und alttertiäre Schichten in normaler Superposition. Die erste Decke, die Koševnik Decke genannt, die wir auch als parautochthon bezeichnen können, besteht aus Kreidesteine in normaler Lage. Die Schichten der Obertrias und stellenweise noch Jura- und Kreideschichten in inverser stratigraphischer Lage bilden die zweite, die Čekovnik Decke. Die dritte, die Idrija Decke, besteht aus paläozoischen und triassischen Schichten in normaler und inverser stratigraphischen Reihenfolge. Im Bau der vierten, Žiri-Trnovo Decke, nehmen alle Schichten von jüngerem Paläozoikum bis Eozän in normaler stratigraphischer Lage teil.

Der Deckenbau, entstanden unter dem Einfluß tangentialer Kräfte gerichtet von Nord und Nordosten, ist das Endstadium der Deformierung einer großen liegenden Falte. Die autochthone Unterlage, die Koševnik Decke und ein Teil der Idrija Decke mit normaler Schichtenfolge stellen den unteren Flügel der liegenden Falte dar. Die Čekovnik Decke und der inverse Teil der Idrija Decke gehören zum Mittelflügel, der obere Teil der Falte ist aber in der Žiri-Trnovo Decke erhalten. Alle Deckeneinheiten sind unten mit einem basalen und oben mit einem Hangendschrägzuschnitt begrenzt.

Einzelne Decken haben gewöhnlich eine Mächtigkeit von einigen 100 m, nur die vierte ist bedeutend mächtiger. Die Überschiebungslänge beträgt 25 bis 30 km. Die mitteltriassische labile Zone ist eine embryonale Struktur des alttertiären Deckenbaues. Das Alter des Deckenbaues können wir

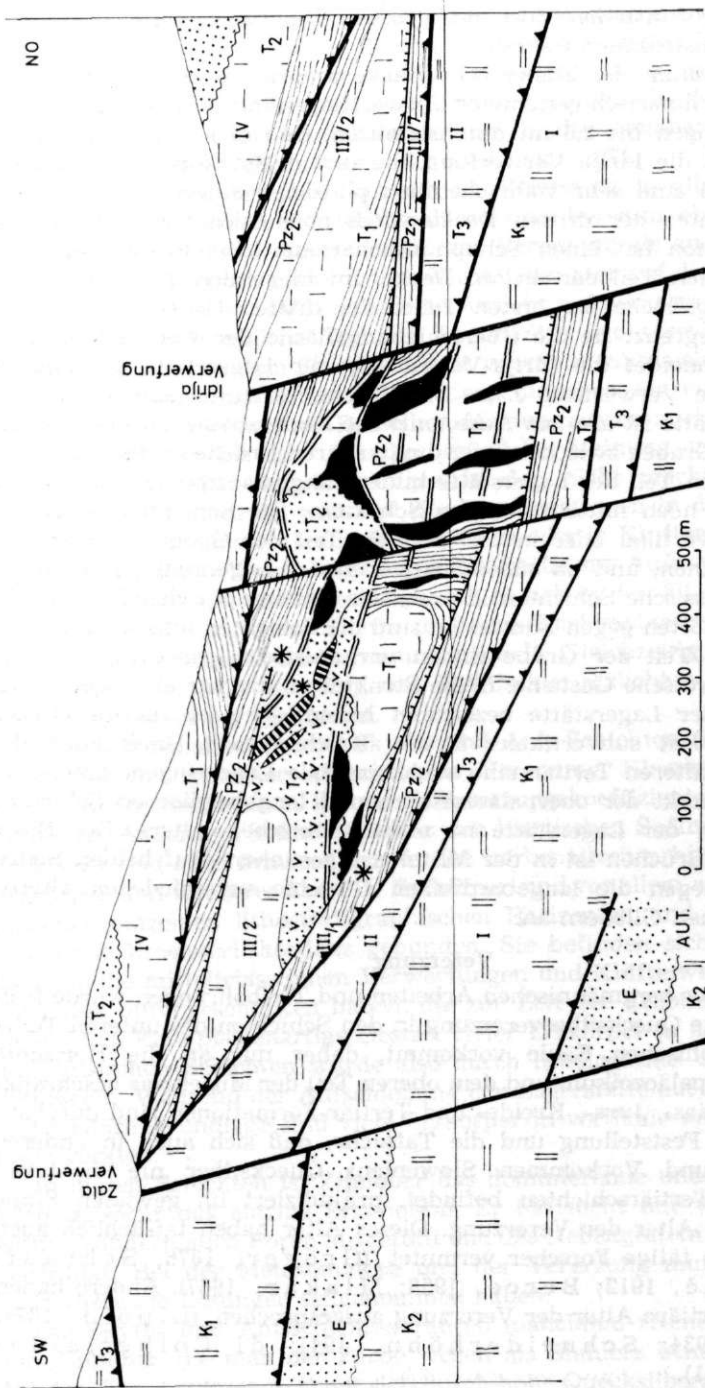


Abb. 2. Schematisches Querprofil durch die Quecksilberlagerstätte Idrija
Legende in Abb. 1

nicht genauer feststellen, doch der größere Teil der Deformationen entstammt der posteozeänen Periode.

Im Endstadium der alpinen Orogenese war der Deckenbau noch mit einem System dinarisch gerichteter Verwerfungen mit horizontalen rechten Blockbewegungen bis 2,5 km durchschnitten (Mlakar, 1964). Der bedeutendste ist die Idrija Verwerfung, die steil gegen Nordost abfällt. Die Verwerfungen sind sehr wahrscheinlich pliozänen Alters.

Die Schichten der dritten Decke wiederholen sich zweimal (Abb. 2). Die Deformation hat einen Schuppungscharakter. Die Idrija-Lagerstätte liegt im zweiten Teil der dritten Decke. Im Liegenden ist sie mit einer Überschiebungsfläche des ersten Teiles der dritten Decke begrenzt. Im Hangenden begrenzt sie die Überschiebungsfläche der vierten Decke. Im Nordosten schneidet die Idrija-Verwerfung die Lagerstätte ab, und im Südwesten die Verwerfung Zala. Die Brüche verlaufen subparallel. Die Idrija-Lagerstätte ist also ein Ausschnitt des Deckenbaues und hat sich im tektonischen Graben zwischen zwei jungtertiären Brüchen erhalten.

Den unteren Teil der Lagerstätte bilden jungpaläozoische sowie unter- und teilweise noch mitteltriassische Schichten. Die Schichten liegen gewöhnlich subvertikal oder invers. Nur im Teil der Grube, welchen wir »Talnina« nennen, und im südöstlichen Teil der Lagerstätte, sind unter- und mitteltriassische Schichten in normaler stratigraphischer Lage erhalten. Von Nordosten gegen Südwesten sind die Schichten immer jünger.

Im oberen Teil der Grube finden wir anisische, cordevole und vor allem langobardische Gesteine. Beide Strukturen, die wir als unteren und oberen Bau der Lagerstätte bezeichnet haben, scheidet ein mitteltriassischer, seinerzeit subvertikaler Bruch, welcher nach Umdrehung der Schichten im älteren Tertiär eine subhorizontale Lage eingenommen hat. Auch der Kontakt der oberpaläozoischen und langobardischen Schichten im Hangenden der Lagerstätte ist mitteltriassischen Alters. Der Block zwischen den Brüchen ist in der Mitteltrias gesunken. Auf beiden Seiten der Brüche liegen die langobardischen Gesteine verschiedenen älteren stratigraphischen Gliedern an.

Vererzung

Im Laufe der bergmännischen Arbeiten und Tiefbohrungen wurde festgestellt, daß die Quecksilbervererzung in den Schichten des unteren Teiles der stratigraphischen Säule vorkommt, daher nur an die Horizonte zwischen Jungpaläozoikum und dem oberen Teil der Mitteltrias beschränkt ist. Die Obertrias-, Jura-, Kreide- und Tertiär-Formationen sind durchaus erzleer. Diese Feststellung und die Tatsache, daß sich auch in anderen Lagerstätten und Vorkommen Sloweniens Quecksilber nie in Jura-, Kreide- und Tertiärschichten befindet, präjudiziert im gewissen Sinne das triassische Alter der Vererzung. Dieses Alter haben tatsächlich auch viele, in Idrija tätige Forscher vermutet (Gröger, 1876; Schrauf, 1891; Kropač, 1912; Berce, 1958; Mlakar, 1967). Andere haben sich für das tertiäre Alter der Vererzung ausgesprochen (Lipold, 1874; Nikitin, 1934; Schneiderhöhn, 1941; di Colbertaldo-Slavik, 1961).

Systematische Grubenaufnahmen und mikroskopische Untersuchungen sowohl des Erzes als auch des Nebengesteines, die in den letzten Jahren durchgeführt wurden, haben schließlich unzweifelhaft das triassische Alter dieser Lagerstätte bewiesen. Es wurde weiter festgestellt, daß die Quecksilbervererzung in das Ladin, genauer noch in die langobardische Unterstufe einzureihen ist (Mlakar, Drovenik, 1971).

Wie schon oben erwähnt, kommt die Vererzung in allen lithostratigraphischen Horizonten vom Jungpaläozoikum bis zum oberen Teil der Mitteltrias vor. Sowohl die Intensität der Vererzung als auch die Entstehungsweise sind jedoch verschieden. Wir müssen hier auf die von Meier bereits vor 100 Jahren (1868) geäußerte Ansicht aufmerksam machen, nach welcher der nordwestliche Teil der Lagerstätte (wo vorwiegend Ladin-Schichten mit bekanntem Skoncaschiefer vorkommen) als eine lagerartige, und der südliche (mit älteren Schichten) hingegen als eine gangartige Vererzung zu bezeichnen sei. Derselben Meinung waren auch andere ältere Forscher. Wir wollen nur die diesbezügliche Meinung von Kropač (1912) zitieren: »Die Anreicherungen in den nicht mächtigen Skoncaschiefern sind lagerartig, während die Imprägnationen in den Dolomiten, Breccien und Konglomeraten in Stockwerken oder in Klüften vorkommen.« Unlängst hat man diesen Angaben nicht genügend Aufmerksamkeit geschenkt. Heutzutage wurde bestätigt, daß es sich in den älteren Schichten, die vorwiegend aus Perm-, Skyth- und Anis-Karbonatgesteinen bestehen, wirklich um epigenetische Vererzung handelt. Gleichzeitig wurde jedoch nachgewiesen, daß in den jüngeren, ladinischen Schichten auch die syn-genetische Vererzung vorkommt.

In den Jungpaläozoikum-, Skyth- und Anis-Schichten finden wir also einen Fall von typischer epigenetischer Vererzung. Klastische Sedimente haben in der Regel einen kleineren Vererzungskoeffizient als die karbonatischen. Außerdem befinden sich in den klastischen Sedimenten kleinere Erzkörper und auch ärmeres Erz, in den karbonatischen hingegen größere Erzkörper und reicheres Erz. Die Erzkörper sind vor allem an die Kontakte zwischen einzelnen lithostratigraphischen Horizonten und an die mitteltriassische Erosionsdiskordanz gebunden. Sie befinden sich vorzugsweise dort, wo die mitteltriassischen Verwerfungen und Klüfte wenig permeable Schichten durchgeschnitten haben, die zur Zeit der Erzbildung Barrieren darstellten. Eine plattenartige Gestalt vieler Erzkörper in den skythischen und anisischen Schichten wurde also durch lithologische Verschiedenheit verursacht. Während der Aufschiebung der Lagerstätte auf die kretazische und tertiäre Grundlage sind viele Erzkörper in vertikale und subvertikale Lage geraten.

In diesen Schichten ist Zinnober das dominierende und in vielen Erzkörpern sogar das einzige Erzmineral. Er hat nicht nur viele Risse und Klüfte, sondern auch Poren ausgefüllt und das Nebengestein metasomatisch verdrängt. Bei der Metasomatose und der Vererzung mußten allerdings hydrothermale Lösungen teilgenommen haben.

Die Skyth- und Anisschichten führen manchmal reiche Anhäufungen von Zinnober, die man der Farbe wegen als Stahlerz benannt hat. Diese Art des Zinnobererzes zeichnet sich durch hohe Quecksilbergehalte aus, die

70 % und darüber erreichen können. Sie ist durch eine sehr intensive Verdrängung des Nebengesteines mit Zinnober, oder noch häufiger, durch eine Ausfüllung von Klüften mit diesem Mineral entstanden. Für das, in den Gängen vorkommende Stahlerz sind kolloidale Strukturen von nachträglich sehr feinkörnig auskristallisiertem Zinnober charakteristisch. Gewöhnlich sind auch organische Verbindungen anwesend, von welchen jedoch nur Idrijalin mit Sicherheit festgestellt wurde.

Das gediegene Quecksilber ist zwar das zweithäufigste Quecksilbermineral, tritt aber in relativ größerer Menge nur im karbonischen Schiefer und in einigen reicheren Erzkörpern der triassischen Schichten auf. Seine Entstehung ist noch nicht hinreichend erklärt. Es soll in einigen Erzkörpern den primären, und in anderen den sekundären Bestandteil darstellen. Im letzten Falle wird das gediegene Quecksilber wohl als Umsetzungsprodukt von Zinnober angesehen. Sehr sporadisch kommt auch Metacinnabarit vor, der sehr wahrscheinlich aus hydrothermalen Lösungen kristallisierte. Das Erz enthält gewöhnlich 1—2 % Pyrit; er ist in der Regel als eine diagenetische Komponente zu bezeichnen. Ausnahmsweise hat sich Pyrit von den Erzlösungen ausgeschieden. Markasit, Zinkblende und Auripigment sind recht selten (di Colbertaldo-Slavik, 1961).

Zinnober wird von wenigen Gangarten begleitet. Erwähnenswert sind nur Quarz, Dolomit und Calcit. Zuallererst soll auf die Tatsache hingewiesen werden, daß in den klastischen Sedimenten, wo der Quarz die häufigste Komponente ist, nur er als Gangmineral vorkommt. In Karbonatgesteinen hingegen ist Zinnober vorzugsweise mit Dolomit (in Dolomiten) oder mit Calcit (in Kalksteinen) vergesellschaftet. Baryt stellt eine mineralogische Seltenheit dar. Kaolinit soll nach einigen Angaben sogar ein charakteristisches Mineral für Idrija sein; in den jungpaläozoischen, skythischen und anisischen Schichten kommt er jedoch als Gangart überhaupt nicht vor. Dasselbe gilt für Fluorit. Daraus folgt, daß in einzelnen Schichten Zinnober vorzugsweise von denjenigen Gangarten begleitet wird, die im Nebengestein die wichtigste Komponente darstellen. Diese Feststellung erlaubt zwei Erklärungen: nach der einen hätten die hydrothermalen Lösungen während der Metasomatose und der Vererzung die Nebengesteinskomponenten ausgelaugt und gleich wieder ausgeschieden, nach der anderen könnte es sich um eine spätere Mobilisation (lateralsekretionäre Vorgänge) von Nebengesteinsbestandteilen, und natürlich auch von Zinnober handeln. Mit Erzlösungen wurde sehr wahrscheinlich nur wenig Kieselsäure zugeführt.

Die Einwirkung der Erzlösungen auf das Nebengestein ist im allgemeinen sehr gering. Sie äußert sich nur in schwacher Silifizierung der Karbonatgesteine, die stellenweise nachgewiesen wurde. Weiter soll betont werden, daß im mikroskopischen Bilde keine Sprossung von Calcitkörnern in Kalksteinen erkennbar ist. Diese Gesteine sind also überhaupt nicht rekristallisiert. Daraus kann man auf eine Teilnahme der relativ tieftemperierten hydrothermalen Lösungen schließen. Leider verfügen wir mit keinen genaueren Angaben über die Bildungstemperatur der Erzminerale in Idrija. Aus den neuesten Forschungsergebnissen der amerikanischen (Tunell, 1970) und sowjetischen Forscher (Fedorčuk und

andere, 1963; Merlić, 1963) betreffs der Bildungstemperatur von Zinnober und Metacinnabarit kann man jedoch den Schluß ziehen, Idrija habe sich sehr wahrscheinlich in einem Temperaturintervall von 100° bis 200° C gebildet.

Hydrothermale Lösungen folgten den mitteltriassischen Verwerfungen und Klüften, die als Aufstiegswege dienten. Berücksichtigt man die ursprüngliche Schichtfolge, dann läßt sich nachweisen, daß diese zuerst die karbonischen Schiefer mit Sandsteinlinsen erreicht haben. In diesen Schichten ist diagenetischer Pyrit eine relativ häufige Komponente. Er bildet entweder kleine idiomorphe Kristalle und sogenannte »vererzte Bakterien« oder Knollen, wo er oft Pseudomorphosen nach den Pflanzenresten bildet. Während der Quecksilbervererzung kam es bei günstigen physikalisch-chemischen Verhältnissen zur Kristallisierung des Zinnobers. Er tritt in feinen Imprägnationen auf, die oft parallel mit der Schichtung liegen, sowie in Äderchen zusammen mit Quarz. Es kam auch zu einer Verdrängung des Pyrits durch Zinnober. Sulfidische Knollen wurden sogar gefunden, die mehr Zinnober als Pyrit führen. Als nächsthäufiges Mineral ist das gediegene Quecksilber anzusehen; hie und da ist der Schiefer mit winzigen Quecksilberkugeln stark imprägniert.

Im mittelpermischen Grödener Sandstein befindet sich Zinnober vor allem in tektonisch durchbewegten Teilen, wo er in Rissen und Poren kristallisierte. Im reicherer Erze hat er auch den Zement verdrängt, welcher mehr karbonatischen Anteil aufweist als die oben erwähnte Varietät. Außerdem wird unter dem Mikroskop intensive Korrosion der Quarzkörner beobachtet, was eine relativ größere Aktivität der Erzlösungen in tieferen Teilen der Lagerstätte zuzumuten gestattet. Vererzter Aleurolith führt auch Zinnoberidioblasten. Es handelt sich keineswegs um Pseudomorphosen nach Calcit, der zwar sonst in diesem Gestein auch vorkommt, jedoch in viel kleineren Körnern und nie idiomorph.

Für den schwarzen bituminösen oberpermischen Dolomit ist ein großer Vererzungskoeffizient kennzeichnend. Die Ursache für die intensive Vererzung soll zuerst in einer stärkeren tektonischen Zerrütterung des Gesteines gesucht werden. Sehr wahrscheinlich wirkte außerdem die feinverteilte organische Substanz als Katalysator. In den Rissen und Klüften kristallisierten als Frühausscheidungen Dolomit und Calcit, ihnen folgten stellenweise Quarz und zuletzt Zinnober, welcher ältere Gangminerale und das Nebengestein verdrängte. Für das reiche Erz ist die Breccientextur, für das arme hingegen die Netztextur und Imprägnationstextur charakteristisch.

Der darüberliegende unterskythische Dolomit war sehr wahrscheinlich so tektonisch beansprucht wie der oberpermische, trotzdem ist sein Vererzungskoeffizient kleiner. Daß kann man durch die Anwesenheit von klastischen Komponenten, vor allem von Quarz und Tonmineralien erklären, welche die Metasomatose verhinderten. Die Schichten des sandigen Dolomits bildeten sogar Barrieren. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß sich die subvertikalen plattenförmigen Erzkörper stets an der NE Seite der sandigen Dolomitschichten befinden, also unter den Schichten, welche offensichtlich während der Vererzung als Aufstauhazone für die Erz-

lösungen wirkten. Die Nebengesteinsveränderungen äußern sich durch schwache Silifizierung; der hydrothermale Quarz, in Form von winzigen Xeno- und Idioblasten, erscheint im Erz höchstens mit 15 %.

Mit scharfer Grenze folgt eine heterogene Serie, die aus Schiefer und Aleuolith besteht, in welcher konkordant eingelagerte Linsen des Oolithkalksteines vorkommen. Die petrographische Zusammensetzung des Schiefers und Aleuolithes erlaubte keine metasomatischen Verdrängungen, weswegen Zinnober nur als Ausfüllung von Rissen und Klüften vorkommt. Intensive metasomatische Prozesse haben sich hingegen in den Linsen des Oolithkalksteines entwickelt, was zur Bildung des reichen Erzes führte. An mehreren Stellen ist sogar das Stahlerz mit wenigstens 70 % Hg entstanden. Bei der Metasomatose sind oft auch Zinnoberidioblasten gebildet worden, die Einschlüsse von Karbonaten und Quarz aufweisen. Das reiche Erz enthält in Klüften und Rissen feine Tropfen von gediegenem Quecksilber; in einigen Erzkörpern tritt auch Metacinnabarit auf.

In der Schichtfolge beobachten wir nacheinander oberskythischen Dolomit, oberskythischen mergeligen Kalkstein und anisischen Dolomit. In den Dolomiten herrschten während der Vererzung gleich günstige Bedingungen; beide haben nämlich einen ziemlich hohen Vererzungskoeffizient. Der mergelige Kalkstein enthält jedoch nur unbauwürdige Imprägnationen von HgS.

Zu der Zeit der mitteltriassischen tektonischen Bewegungen verhielt sich der oberskythische Dolomit spröde, und bildete Feinklüfte und Klüfte, die mit Zinnober ausgefüllt wurden. Das Erz hat gewöhnlich eine Breccientextur. Längst der Klüfte wurde Dolomit stark durch Zinnober verdrängt; im Quecksilbersulfid »schwimmen« korrodierte Dolomitmörner. Dann folgt eine Zone, in welcher der Zinnober Intergranularfilme bildet; abschließend sind nur noch sehr feine Zinnoberimprägnationen an den Grenzen einzelner Dolomitmörner zu finden. Einige Erzkörper führen auch Metacinnabarit. Zusammen mit Zinnober bildet er kleine halbkugelige und nierenartige Aggregate, die oft einen schaligen Aufbau aufweisen. Im Kern befindet sich gewöhnlich Metacinnabarit, dann folgen abwechselnd einige Schalen aus Zinnober und Metacinnabarit. Die äußere Schale gehört in der Regel dem Metacinnabarit. Beide Sulfide sind am wahrscheinlichsten hypogen. Hier und da kann man auch gediegenes Quecksilber feststellen. Als mineralogische Seltenheiten sollen ferner noch hydrothermaler Pyrit und Baryt erwähnt werden.

Im anisischen Dolomit überwiegt ärmeres Erz mit Netz- und Imprägnationstextur. Karbonatgangarten und Zinnober füllen feine Risse und Klüftchen, sowie auch Poren aus. Mikroskopisch wurde festgestellt, daß die Karbonate im Kontakt mit Zinnober öfters überhaupt keine Korrosion aufweisen, woraus man eine Kristallisation von Zinnober aus kälteren, wenig reaktionsfähigen Erzlösungen vermuten kann.

Die darauffolgenden Ladin-Schichten beginnen mit basalem langobardischen Sandstein. In diesem Gesteine bildet Kaolinit häufig den Hauptgemengteil. Nebenbei treten sowohl andere klastische, wie auch pyroklastische Komponenten auf. Kleine Erzkörper haben eine unregelmäßige oder linsenartige Form. Zinnober befindet sich fast ausnahmslos in den

veränderten Plagioklasen und Tuffkörnern. Allem Anschein nach wurde vererzter Tuff oder vererzter Vulkanit mechanisch desintegriert. Zinnerberführende Plagioklase und lithoide Körner sedimentierten zusammen mit tauben detritischen und pyroklastischen Komponenten. Seltene Zinnerberimprägnationen, die im Zement vorkommen, sind sehr wahrscheinlich während der späteren Mobilisation entstanden. Dieser Prozeß hat auch zur Bildung der Kaolinitäckerchen geführt. Plagioklase und Tuffkörner, die im basalen Sandstein vorkommen, sind als erster Beweis der mitteltriassischen vulkanischen Tätigkeit in diesem Raum anzusehen.

Hydrothermale Lösungen haben zwar mit dem basalen Sandstein sehr wahrscheinlich überhaupt nicht reagiert, mußten aber entlang der Verwerfungen und Klüften in das hangende Konglomerat eingedrungen sein. Dieses Gestein besteht hauptsächlich aus Geröllen von anisichem und oberskythischem Dolomit, sowie aus karbonatischem Bindemittel. Das Konglomerat war von zahlreichen Klüften und Rissen durchgesetzt, welche manchmal die gesamte Mächtigkeit erfaßt haben. Nachfolgende Erzlösungen konnten leichter zirkulieren und deswegen hat das Konglomerat einen höheren Vererzungskoeffizient. Eine ganz besondere Bedeutung wird den reich vererzten Geröllen aus oberskythischen Dolomit beigemessen, die in fast taubem Konglomerat gefunden wurden. Nach der Art und Weise der Vererzung und nach ihrer Lage im Konglomerat könnte man entnehmen, daß bereits vererzte Dolomitgerölle sedimentierten. Wenn diese Vermutung stimmt, dann müssen wir eine Vererzungsphase vor der Konglomeratbildung anerkennen.

Mit scharfer Grenze liegen über dem Konglomerat Skoncaschichten, die den größten Vererzungskoeffizient aufweisen. Diese Schichten bestehen aus schwarzem bituminösen Tonschiefer, welcher öfters zahlreiche Radiolarien enthält, so daß es sich manchmal um einen Übergang zum Radiolarit handelt, und aus bituminösem Sandstein, der auch pyroklastische Komponenten führt. Allem Anschein nach wurden die Skoncaschichten syngenetisch vererzt. Die Zufuhr der Erzlösungen erfolgte durch starke, am Meeresboden austretende Thermalquellen. Nach epigenetischer Deutung müßten die Zufuhrspalten wenigstens gelegentlich erhalten geblieben sein. Bei syngenetisch-sedimentärer Deutung werden die Zufuhrkanäle jedoch im weichen Schlamm des Meeresbodens zgedrückt. In Skoncaschichten konnte man sie tatsächlich nirgends nachweisen.

Die chemische Zusammensetzung der Erzthermen war nicht immer die gleiche. Einige brachten in nennenswerten Mengen nur das Quecksilber, sehr wahrscheinlich in Form von Komplexion HgS_2^{2-} . Veränderte physikalisch-chemische Verhältnisse führten zur Bildung hochdisperser Lösungen, die zinnerberreiche kolloidale Ausfällungen gefördert haben, welche oft zusammen mit Sapropel sedimentierten. Auf diese Weise sind konkordante Stahlerzlagen und Linsen entstanden. Reiche Stahlerzarten bestehen vorwiegend nur aus feinkörnigem rekristallisierten Zinnerber, der unter dem Mikroskop kolloidale Strukturen aufweist. Ärmere Arten führen nebst Sapropelit sehr feinkörnigen Zinnerber, klastische Komponenten, »vererzte Bakterien« und Reste von Lebewesen.

Andere Thermen haben außer dem Komplexion HgS_2^{2-} auch beträchtliche Mengen von Kieselsäure mitgebracht. Hochdisperse Zinnober- und Opalniederschläge sedimentierten auf dem Meeresboden; Opal wandelte sich später in Chalcedon um. Auf diese Weise hat sich Hg-SiO_2 -reiches Erzsediment gebildet, das auch vererzte Radiolarien, sowie klastische und pyroklastische Komponenten enthielt. Es wird vermutet, daß eine gleichzeitige tektonisch-vulkanische Aktivität Erdbebenunruhe verursachte und trübe Strömungen (turbidity currents) auslöste, die halbkonsolidiertes Erzsediment mechanisch desintegriert haben. Die Erzkörner wurden auf kleinere und größere Distanzen transportiert. Nach ihrer Konzentration und Verteilung im bituminösen Tonschiefer oder bituminösen Radiolarit unterscheidet man mehrere Erzabarten.

Konkordante Erzlagen und Erzlinsen mit zahlreichen Erzkörnern, die sich öfters berühren, wurden wegen der roten Farbe Ziegelerz benannt. Unter dem Mikroskop sind gewöhnlich 50 Mikronen bis 1 Millimeter große Chalcedonkörner erkennbar, die Zinnoberimprägnationen in Größen von der Grenze der Auflöslichkeit bis zu 30 Mikronen aufweisen. Es ist zu betonen, daß die Quarz- und Plagioklaskörner überhaupt keine Zinnoberimprägnationen führen.

Eine sehr häufige Erzart kommt als Lebererz vor. Es handelt sich um bituminösen Tonschiefer oder bituminösen Radiolarit mit mehr oder weniger gleichmäßig verteilten Erzkörnern. Während der tektonischen Bewegungen entstandene glänzende Rutschflächen sind mit Bitumen und Zinnober überzogen, weshalb sie eine leberartige Färbung haben.

Wenn sich die Erzkörnerkonzentration von Lage zu Lage ändert, dann zeigen einzelne Lagen verschiedene graurötliche Abtönungen. Taube Lagen sind dagegen grau oder schwarz. Verschiedene Färbung verursachte gebänderte Textur, weswegen diese Erzart Banderz genannt wird. Hie und da kann man in einzelnen Erzlagen Seigerungsschichtung (graded bedding) und Schrägschichtung (cross bedding) beobachten.

In den jüngsten langobardischen Schichten, die aus Tuffit, Tuff und Radiolarit bestehen, befindet sich das Zinnobererz in zwei konkordanten Horizonten. Der untere Horizont, dessen Mächtigkeit bis 1,5 m beträgt, liegt unmittelbar auf den Skoncaschichten; er ist aus reichem Banderz aufgebaut. Erzlagen zeigen sehr oft Seigerungsschichtung, manchmal auch Schweredeformationen, die ihrer Form wegen als »flammende« Texturen bezeichnet werden können. Ungefähr 1 m höher befindet sich der zweite Erzhorizont, der eine Mächtigkeit von 0,5 m erreicht und aus ärmerem Banderz zusammengesetzt ist. In beiden Erzhorizonten befindet sich Zinnober fast ausschließlich in Chalcedonkörnern und in Radiolarien. In einigen Lagen sind vererzte Radiolarien sogar häufiger als Chalcedon-Zinnoberkörner. Eine stärkere Vergrößerung zeigt öfters, daß Zinnoberimprägnationen genau die Struktur der Radiolarien folgen. Es sei nicht unerwähnt, daß auch in diesem Erz die Plagioklas- und Quarzkörner frei von Zinnoberimprägnationen sind, obwohl diese Körner manchmal vom vererzten Chalcedon umgeben sind.

Während der lateralsekretionären Prozesse waren in den Tuffiten Zinnober und Kieselsäure, in den Skoncaschichten aber auch organische Verbindungen in den Rissen und Klüften abgelagert.

Schließlich sollte bemerkt werden, daß Zinnoberimprägnationen und Äderchen auch in Cordevolschichten vorkommen, jedoch sehr untergeordnet und nie in abbauwürdigen Mengen. Am wahrscheinlichsten sind sie während der späteren Mobilisationsprozesse entstanden.

Zusammenfassend läßt sich über die Vererzung der Lagerstätte Idrija folgendes sagen:

Das einzige bedeutende Quecksilbermineral ist Zinnober. Er hat sich in zwei Vererzungsphasen gebildet. Die erste koinzidierte mit dem Beginn der mittelttriassischen vulkanischen Tätigkeit. Die Vererzung erfaßte karbonische, permische, skythische und anisische Schichten. In dieser Phase wurden auch langobardische Tuffe (Vulkanite?) vererzt, die nachher mechanisch desintegriert wurden, was zur Bildung von syngenetischen Erzkörpern in basalem langobardischen Sandstein geführt hat. In der zweiten Phase ergossen sich Erzlösungen auch als Thermen in das Meer, wobei syngedimentäre Erzkörper in Skoncaschichten und Tuffiten entstanden.

Literatur

Berce, B. 1958, Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija 4. Ljubljana.

Di Colbertaldo D. — Slavik, S. 1961, Il giacimento cinabifero di Idria in Jugoslavia. Rendiconti Soc. Min. Ital. 17. Pavia.

Fedorčuk, V. P., Kostyjeva-Labuncova, E. E. in Maslova, I. N. 1963, K voprosu o genezise o rtutno-sur'mjanyh mestoroždenij. AN SSSR. Geologija rudnih mestoroždenij. Tom V, no. 2. Moskva.

Gröger, Fr. 1876, Zum Vorkommen des Quecksilbererzes. Verh. Geol. R. A. Wien.

Kossmat, F. 1899, Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Jb. Geol. R. A. Wien.

Kossmat, F. 1911, Geologie des idrianer Quecksilberbergbaues. Jb. Geol. R. A. Wien.

Kropač, J. 1912, Die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes Idrija. Wien.

Lipold, M. V. 1874, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idrija in Krain. Jb. Geol. R. A. Wien.

Meier, R. 1868, Über den Quecksilberbergbau zu Idria. Verh. Geol. R. A. Wien.

Merlič, B. V. 1963, O genezise metacinabarita iz Zakarpat'ja. AN SSSR. Geologija rudnih mestoroždenij. Tom V, no. 5. Moskva.

Mlakar, I. 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudnenih con na območju Idrije. Rudarsko-metalurški zbornik. Ljubljana.

Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija 10. Ljubljana.

Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 12. Ljubljana.

Mlakar, I., Drovenik, M. 1971, Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. Geologija 14. Ljubljana.

Nikitin, V. V. 1934, Nauk o nahajališčih koristnih izkopnin. Ljubljana.

Schrauf, A. 1891, Ueber Metacinnabarit von Idrija und dessen Paragenesis. Jb. Geol. R. A. Wien.

Schneiderhöhn, H. 1941, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena.

Tunell, G. M. 1970, Mercury. Handbook of Geochemistry, II-2. Berlin.

Geological Structure and Mineralization of the Idrija Ore Deposit

Ivan Mlakar, and Matija Drovenik

SUMMARY

The geological cross section of the Idrija ore deposit is characterized by a sequence of carbonate and clastic sediments ranging from Upper Paleozoic to Eocene, with a thickness of 5500 meters. In the Middle Triassic intense tectonic activity with radial displacement of blocks took place. The tectonic movements were accompanied by volcanic activity, which has produced diabase, keratophyre, porphyrite and correspondent pyroclastic rocks, as results of the initial geosynclinal volcanism.

The most important tectonic processes took place during Lower Tertiary. A nappe structure of four nappes was formed due to tangential forces from the north or northeast, representing the final stage of deformation of a large recumbent fold. The thrust distances range 25 to 30 km. The autochthonous and allochthonous beds were cut, probably in Pliocene, by a fault system of Dinaric direction. Along this faults right horizontal displacements up to 2,5 km occurred.

The Idrija ore deposit is situated in the third nappe, called Idrija nappe. On the top and on the bottom it is confined by thrust planes, and on the NE and SW it is cut off by young Dinaric faults. The lower part of the deposit consists of the Paleozoic and Lower Triassic beds in inverse or subvertical position. In the upper part mainly Anisian and Langobardian beds are found. The sediments of the lower and the upper part of the deposit are divided by a subhorizontal fault which originated by a rotation of a Middle Triassic subvertical fault.

Systematic mapping of the underground working and the related microscopic examinations performed in recent years have confirmed the Triassic age of the ore deposit. It was even ascertained that the mineralization took place during the Ladinian stage. The mineralogical composition of the ore is very simple. The main ore mineral is cinnabar, associated with less abundant pyrite, and in some ore bodies with native mercury. Metacinnabar, marcasite, sphalerite and orpiment are present only sporadically. The common gangue minerals are dolomite, calcite, quartz, and chalcedony.

Ore bodies occur in all horizons from Upper Paleozoic to the upper part of Middle Triassic. In the Upper Paleozoic, Scythian, and Anisian beds the ore bodies were formed by epigenetic processes. The ore bodies are connected mainly with contacts between lithostratigraphic units and the Middle Triassic tectonic-erosional unconformity, appearing primarily at the intersections of the Middle Triassic fault and fissures with the impounding structures.

For the Langobardian beds, especially for the Skonca horizon and the overlying beds of tuffite, tuff, and radiolarite, the syngenetic mineralization is significant.

DISCUSSION

Petrascheck: Ist in Idria eine Mobilisierung des Zinnobers über die diagenetische, innerhalb des Ladins gezeigte bekannt, — etwa während der tertiären Orogenese?

Drovenik: Zinnober wurde sehr wahrscheinlich zur Zeit, als die Lagerstätte mit mehreren tausend Meter dicken Schichten von jüngeren Sedimenten bedeckt war, mobilisiert. Während der tertiären Orogenese sollte aber nur zu lateral-sekrätioneren Vorgängen gekommen sein.

Uytenbogaardt: Ein Vergleich wird gemacht mit den vulkanischen Ablagerungen an der Ost-Küste der Nordinsel von Neuseeland. Die Tuffe mit Chalcedon (ganz rot gefärbt) und Zinnober sind sehr ähnlich dem, was jetzt gezeigt wurde (Die Zinnober-Chalcedon-Gesteine werden als Schmucksteine von den Maori geschliffen und benützt).

A. Maucher: Die schönen Untersuchungsergebnisse an dem interessanten Vorkommen von Idrija, die uns eben vorgetragen worden sind, zeigen wieder einmal sehr deutlich, daß man mit der Anwendung der Begriffe »syngenetisch« bzw. »epigenetisch« sehr vorsichtig sein muß. Sehr viele Lagerstätten verdanken die Stoffkonzentrationen nicht einem einzigen, sondern mehreren, oft zeitlich getrennten Vorgängen, wobei Teile der Erze epigenetisch, Teile syngenetisch zum Absatz kamen. Eine Metallzufuhr, die durch Hydrothermen in einen unverfestigten marinen Schlamm gelangt, innerhalb des Schlamms zum Absatz kommt und mit ihm diagenetisch zum Gestein verfestigt wird, könnte im Hinblick auf die hydrothermale *Stoffzufuhr* als epigenetisch bezeichnet werden, ist aber im Hinblick auf die *Stoffkonzentration* und die Bildung der Erzminerale innerhalb des Begleitgesteins syngenetisch. Entscheidend ist nicht die Art der Zufuhr, sondern die Frage, ob der Stoffabsatz gleichartig und gleichzeitig mit der Bildung des Begleitgesteins erfolgt ist. Da die Begriffe epigenetisch und syngenetisch leider sehr unpräzise und mißverständlich gebraucht werden, sollten wir sie bei den Diskussionen möglichst vermeiden.

Ich habe folgende Fragen:

1. Zu den skythischen Geröllen: Liegen im Skyth bereits Gerölle vor aus älteren vererzten Schichten oder handelt es sich um jüngere triassische Konglomerate, die erzführende Gerölle aus dem Skyth enthalten?

2. In den Zinnobererzen von Almaden kann man sehr gut sehen, daß gemeinsam mit dem Zinnober klastische gerundete Quarzkörner sedimentiert worden sind. Diese Quarzkörner wachsen bei der diagenetischen Verfestigung und schließen dabei Zinnober auf den Grenzflächen zwischen dem ehemaligen klastischen Korn und dem diagenetischen Quarz ein. Gibt es solche Erscheinungen auch in Idrija? Wenn ja, in welchem Erztyp?

3. In den Zinnobererzen von Almaden gibt es Lagen von Gelpyrit, die zum Teil diagenetisch umkristallisiert sind und ebenfalls Zinnober einschließen enthalten. Spätere kataklastische Risse im Pyrit werden wieder von Zinnober verheilt. Man kann also sehen, daß Zinnober teils mechanisch, teils durch Lösungstransport in die kataklastischen Pyritsprünge eingewandert ist. Hier ist also primär »syngenetischer« Zinnober im Zen-

timeterbereich umgelagert und liegt nunmehr »epigenetisch« in den kataklastischen Pyriten. Trotzdem würde ich hier nicht von einer epigenetischen Lagerstättenbildung sprechen. Gibt es ähnliche Erscheinungen an Pyrit auch in Idria?

Drovenik: Ad. 1. Vererzte Gerölle aus oberskythischen Dolomit wurden im langobardischen Konglomerat gefunden. Wir vermuten, daß zur Zeit der ersten Vererzungsphase oberskythischer Dolomit vererzt war, nachher zum Teil erodiert und die Gerölle des vererzten Dolomites sind ins Konglomerat eingelangt.

Ad. 2. An die zweite Frage muß ich antworten, daß bis jetzt in langobardischen Schichten, wo die syngenetische Hg-Vererzung vorkommt, keine Quarzkörner mit Zinnober auf den Grenzflächen zwischen dem ehemaligen klastischen Korn und dem authigenen Saum gefunden wurden. Diagenetisches Wachstum des Quarzes wurde in diesen Schichten überhaupt nicht nachgewiesen.

Ad. 3. Jawohl, in den Skoncaschichten haben wir im Banderz hie und da kataklastische Pyrite mit Zinnober in den Rissen gefunden. Wir meinen wohl, daß es sich um epigenetische Umlagerung des HgS handelt.

Klemm: Die geringe Mobilisation des HgS während der alpinen Gebirgsbildung zeigt das niedrige Ausmaß an mobilen Thermallösungen während dieser geologischen Epoche.

Drovenik: Einverstanden, wir müssen uns wohl vorstellen, daß die Lagerstätte Idrija in den wenig durchlässigen karbonischen Schichten eingewickelt war.

Klemm: Die FeS_2 -Strukturen in der Abbildung mit den Pyriten weisen höchstens auf sehr geringe Transporte und vor allem auf eine spätere *in situ* Kataklyse hin.

Drovenik: Pyrit mit eigenartigen dünnen Lamellen wurde nur in Skoncaschichten gefunden. Es handelt sich eigentlich um Pyritfragmente mit scharfen Kanten und Ecken, was an für sich für eine *in situ* Kataklyse oder für einen geringen Transport der Fragmente spricht. Da aber in Pyritlagen gelegentlich »graded bedding« beobachtet wurde, meinen wir, daß bereits Pyritfragmente sedimentierten.

Socolescu: Frage nach dem Dach der Lagerstätte. Welche Sedimente nehmen Teil daran und wie wurde es gebildet?

Mlakar: Die heutige Decke der Lagerstätte, aus Karbonschiefern bestehend, stellt eigentlich die einstige subvertikale Wand des mitteltriasischen tektonischen Grabens dar. Sie wurde erst im Alttertiär in die subhorizontale Lage umgedreht. Zur Zeit der Vererzung waren die obersten Teile der Lagerstätte durch Skoncaschichten und langobardische Tuffen und Tuffiten vertreten. Auf diese syngenetisch vererzte Sedimente haben sich karbonatische cordevole Schichten abgelagert.

Zuffardi: Many ore shoots of HgS in Monte Amiata district are thought to have been generated by supergene reconcentration in karstic conditions. Is there any evidence of similar phenomena in the Idrija region?

Mlakar: By the exploration till now no ore bodies originated in karstic conditions have been found, although there are possibilities for such ore concentrations.

The Paleogeographical, Lithological and Structural Controls of Uranium Occurrences in the Alps

Mario Mittempergher

Introduction

The prospecting work carried out on the Italian side of the Alpine Range during the last fifteen years have led to recognize a large number of uranium occurrences (Mittempergher, 1966). Other occurrences have been found in the French, Swiss, Austrian and Yugoslav Alps (Hügi and ot., 1962; Hügi, 1967; Barreau, 1959). As a common feature, all these occurrences are contained in rocks of late Paleozoic or Lower Triassic age.

A second group of uranium occurrences in fissures and in veinlets in the crystalline basement rocks is quite less interesting and important. Numerous studies have so far been performed about these mineral deposits, whose distinctive features are now fairly well known and described at sufficient extent (Fig. 1).

Some supplementary efforts, however, are necessary for better understanding of the minerogenetic processes of uranium, which took place, at a given geological moment, over a very large area, approximately 1000 by 400 kilometers wide. Some attempts in this direction have been made (Marinelli and Mittempergher, 1962) but only recently the geological informations have been acquired for an overall study in order to obtain both, the outlines of the "regional" features of the minerogenetic processes of uranium and the correlations with the more general uranium ore genesis in Hercynian era of Europe (Mittempergher, 1970).

THE GEOLOGY OF URANIUM OCCURRENCES IN THE POST-HERCYNIAN BASIN

The uranium mineralizations occur in the volcanites and in the continental or littoral deposits of Permian and Lower Triassic ages of the whole Alpine area.

These formations overlie unconformably the eroded crystalline basement and represent the magmatic and sedimentary products that affected a large subsiding basin of late and post-Hercynian ages.

The uranium mineralizations are divided in previous papers (D'Agnolo, 1966; Mitterperger, 1958) as follows:

- hydrothermal mineralizations in the volcanic rocks of the Lower Permian (Fig. 2);
- stratiform mineralizations in the continental sandstones of the Permian;
- stratiform or lenticular mineralizations in the littoral deposits of the Permo-Triassic.

Here I do not describe in detail the features of above-mentioned mineralizations that are pointed out in several specific works. I recall only that the study of these mineralizations has often required the reconstruction of the geological and minerogenetic conditions of ore deposits deformed and regenerated by Alpine metamorphism.

This is the case of that part of the post-Hercynian basin subjected to the complex Penninic tectonism in Alpine age.

It is very hard to assemble in an integrated picture a paleogeographic reconstruction, tending to comprise all environmental and structural varieties of the Alpine zone during Permian and Triassic. This would require a preliminary reconstruction of the Hercynian land and of its structural changes over extremely large areas. On the other hand, the paleogeographic reconstruction is complicated not only by the difficulties of "spreading out" the Permian and Triassic formations incorporated into the complicated movements of the folds during the Alpine orogenesis, but also by the difficulty in correlating the different areas of the zoning of

Reference to Fig. 1

TECTONIC UNITS OF THE ALPS

	Helvetides
	Pennides
	Austrides
	Northern Limestone Alps
	Prealps
	Southern Alps
	Dinarides
	Pre-Alpine crystalline basements
	Po-Molasse and Vienna basins
	Granitic batholiths

URANIFEROUS MINERALIZATIONS

- ⊕ Hydrothermal in permian volcanites
- Epigenetic peneconcordant in permian or lower-triassic continental sandstones
- Symmetamorphic, remobilized in Alpine age, occurring in permian and permo-triassic sediments
- Hydrothermal in veins, cataclastic sites and mylonites
- Pyrometamorphic

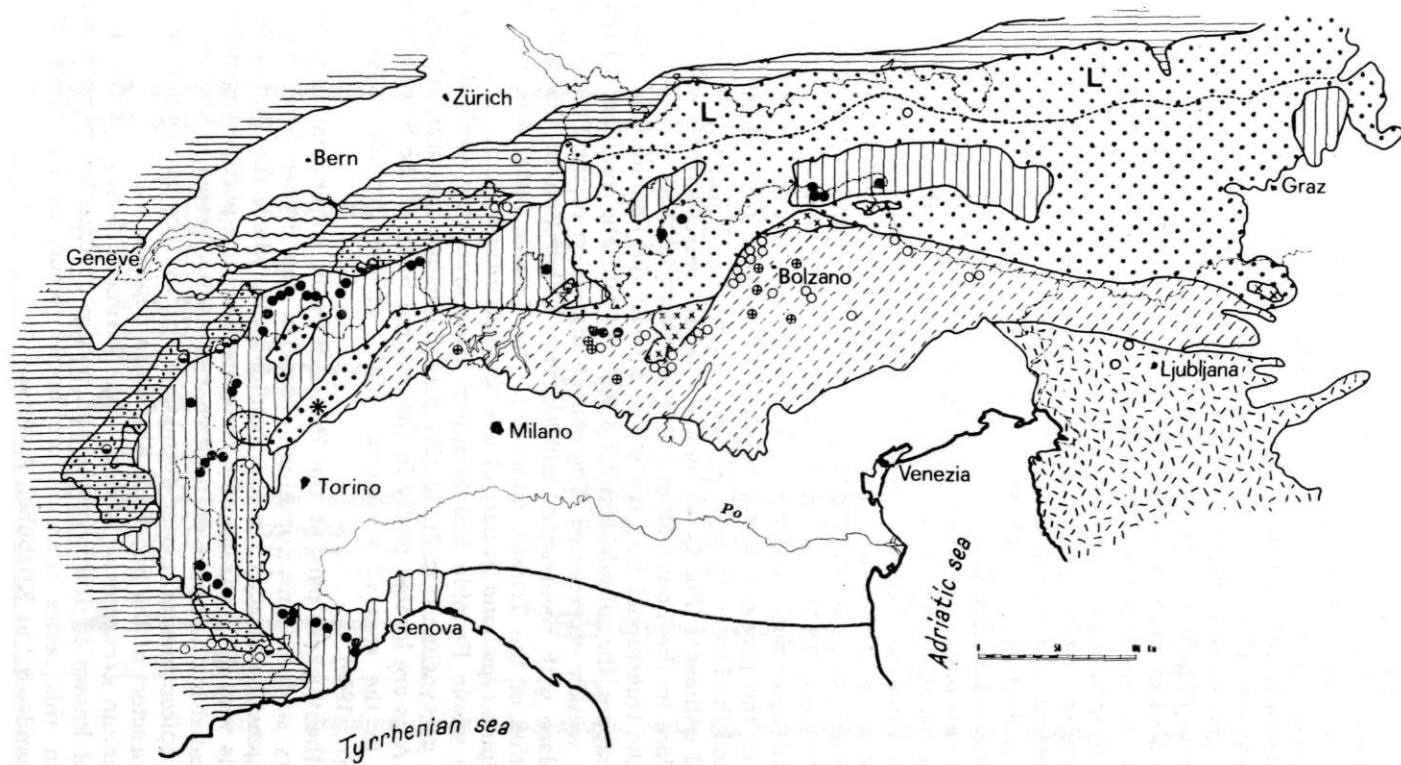


Fig. 1. Uranium occurrences in the Alps

Alpine tectonic. Such zonation occurs not only longitudinally with respect to the axis of the orogen but, still asymmetrically, also along that axis.

However, in view of the purpose of this study (drawing a picture of the general characters of the environment of uranium ore genesis in the late Paleozoic), a highly simplified description is deemed sufficient. For such purpose, I have utilized paleogeographical sections crossing the central and eastern parts of the Alps where it is easier to correlate the Permo-Triassic environment and the Alpine tectonic units.

The area at present time occupied by the Alpine Range corresponds roughly to one sector of the Hercynian foreland, the basement being formed by metamorphites and Hercynian granites. This area has undergone an extended erosion process. Subsidence took place by fracturing and displacement of the eroded massif, with the formation of two separated basins: a Southern one known as "alpine type" and a Northern one as "germanic type" (Fig. 3).

The two basins were separated by a structural "high" corresponding coarsely to the zone of the Pennide nappes. A sedimentation of continental character began in both basins during the Lower Permian. A magmatism started simultaneously in both basins, first in the form of epigranites (average age 280 MY), later in the form of acid volcanism (indicative age 265 MY). In the "Alpine basin" the processes of continental sedimentation, with sediments predominantly of an alluvial nature, ended in the period ranging between the Upper Permian (Bellerophon zone) and the Lower Triassic (Werfenian), with marine and lagoon epicontinental sediments (Fig. 4). In the "Germanic basin" the marine ingression took place in the Lower-Middle-Triassic (Muschelkalk).

In the transitional belt, the whole zone of the Pennide and "Briançonnian" nappes, the subsidence took place very late: the continental Permian is very weakly represented. The marine ingression of the Permo-Triassic took place with recurrences and extreme elaboration of the sediments (formation of the Triassic quartzites). The Triassic facies are in part of the "alpine type" and in part of the "germanic type".

The whole Pennide and Southern Alps area then evolved into the Alpine geosyncline (Fig. 3). In this overall picture, the uranium deposits of the Alps are located partly in the original basin of the Southern Alps, partly in the area of structural "high" of the Pennide nappes (De Sitter, 1959).

In the thickest part of the Post-Hercynian continental series, sedimentary and volcanic, uranium occurs in the deeper levels and has an epigenetic character. In the Pennide zone, where the Permo-Triassic series is very reduced, uranium concentrations are partly syngenetic and are located in the upper parts of continental sediments at the transition to the epicontinental marine formations; partly they are epigenetic with the characters of the Southern Alps basin deposits.

Uranium occurrences related with "germanic facies" of the Triassic are not known in Italy; sparse and poorly documented reports suggest that in this series uranium ore bodies occur, as i.e. those of the "Buntsandstein" at Kitzbühel, Austria.

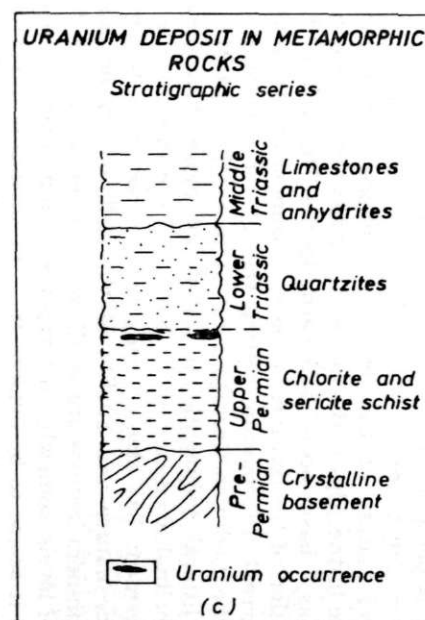
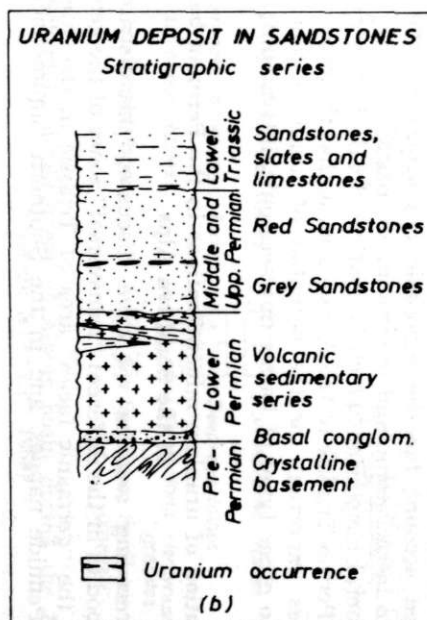
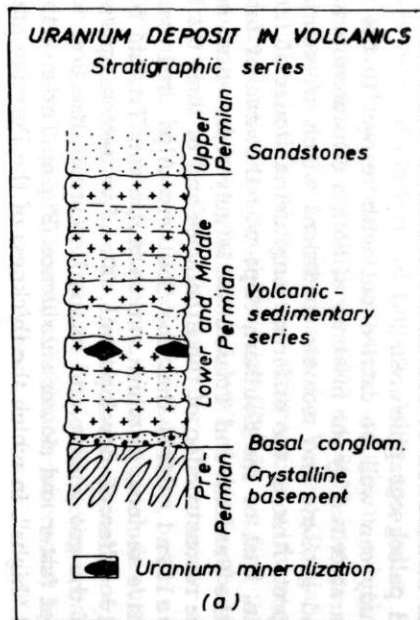


Fig. 2. Uranium deposits in volcanic rocks (a), sandstones (b) and metamorphic rocks (c)

In Fig. 1 it is possible to note that the mineral occurrences related to the thickest Permian zones are the most numerous and important.

The general feature of the uranium province of the Permian and Permo-Triassic in the Alps is the fact of being located in a pregeosynclinal basin. This was a basin open southwards to the Thetis Sea; the time of the sedimentation of the continental facies is comparatively short. According to the current information, setting the age of volcanites at around 265 MY and the Ladinian-Carnian limit at more than 230 MY, the continental and littoral sedimentation lasted not more than some 30 MY. The pregeosynclinal character of the basin and the fact that the direction of the displacement has always remained downward (subsidence), have determined the nature and quality of the sedimentary uranium occurrences. These mineralizations are small, very numerous and are distributed in a number of levels, somewhat heterogeneous in geochemical paragenesis. On the whole it seems to be evident that the processes of ore-deposit reconstitution through remobilization and concentration of the ore bodies in subsequent stages and hydrogeological situation, didn't take place. These processes often account for the economic importance of the uranium deposits in the intracratonic and intermountain basins.

A first general conclusion which is confirmed also in the case of the Permian and Permo-Triassic of the Alpine area is that the pregeosynclinal basins are less important for the potential of uranium concentrations with regard to other types of basins (intracratonic, intermountain).

Distribution of uranium mineralizations in the Permian basin of the Southern Alps

In the preceding sections we have discussed the distribution of uranium ore bodies in the different "transversal" zones of the geosynclinal basin, i. e. in the "germanic facies" area of Triassic in the intermediate area of the Pennide nappes, and in the Southern "alpine facies" area of Triassic.

A better understanding of the minerogenetic processes derives from a study of the distribution of uranium occurrences within an individual structural and paleogeographic area.

Such a study can well be carried out with respect to the Southern Alps area, characterized by the presence of both a considerable number of ore bodies and geologic and tectonic conditions which are comparatively easy to interpret. Among the different longitudinal zones of the pregeosynclinal basin, that of the Southern Alps was the area of fastest subsidence, and the Permian and Triassic are largely represented in it. Now a stratigraphic reconstruction of the lithofacies and of their thickness has shown (Bosellini, 1965) that the Southern Alps area can be subdivided into five sectors, in which the Permian and Triassic formations display widely different developments. The five sectors, perpendicular to the axis of the geosyncline and to the Hercynian directions, are alternating areas of faster and slower subsidence (Fig. 5). Three of these areas are structural "highs", in which the thickness of the Permian and Triassic

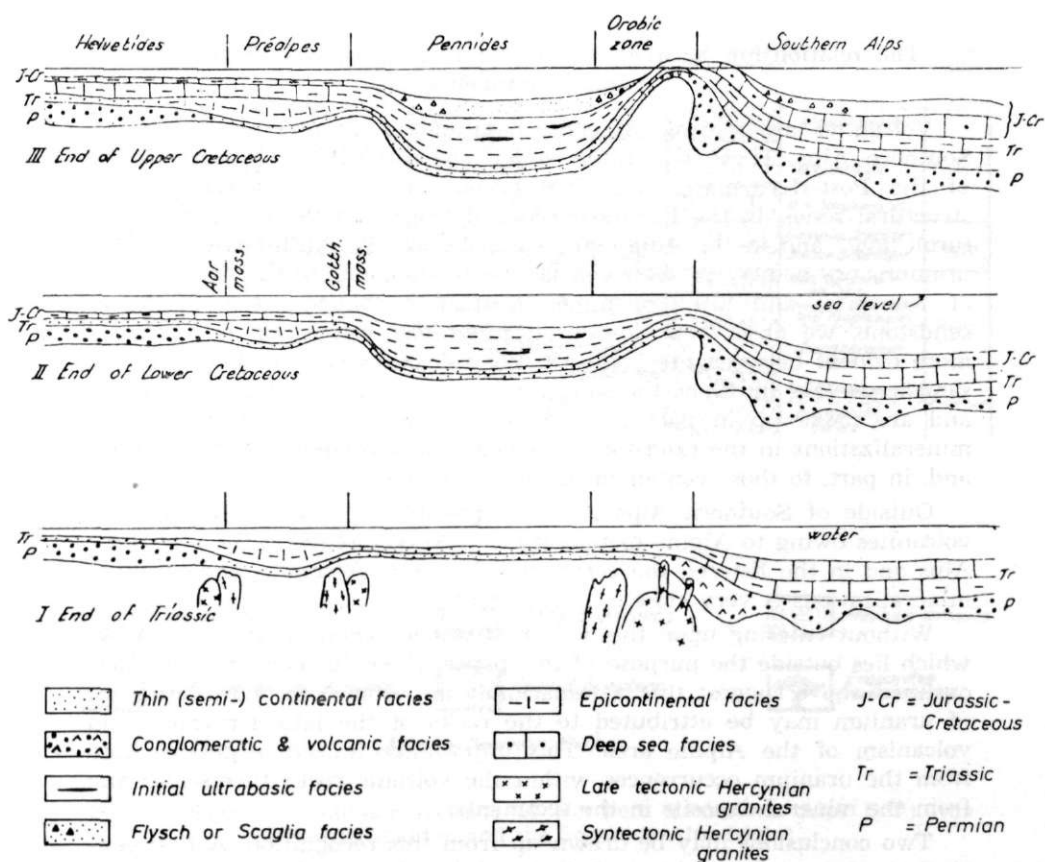


Fig. 3. Schematic development of Alpine basin during the Mesozoic era (After de Sitter, 1959)

series is relatively limited (1000 to 3000 meters). These three structural "highs" are those of platform of Lugano, Adige and Julian Alps. Between them are located two areas of structural trough, in which the Permian and Triassic series are as thick as 6000 to 8000 meters. The areas of structural "low" are the Lombard and the Veneto-Carnian basins. Analysing the distribution of uranium occurrences with regard to these structural divisions of the Southern Alps (Fig. 5), we find that uranium is largely concentrated in the "structural low" of the Lombard Alps, where the Permian series is thickest. In particular, the uranium ore bodies are more frequent in the eastern slope of the Lombard basin, near the Adige structural "high". Generally, therefore, we may conclude that the uranium mineralizations contained in the Permian and Triassic of the Alps are typical for pregeosynclinal basins and that, within these basins, they are concentrated in the areas of fastest subsidence, where the lithologic series is thickest.

The relationship between uranium mineralizations in volcanites and in sediments

Volcanites are a constant component of the Permian series of the Southern Alps. These volcanites, which are related to the oldest levels of the Post-Hercynian series, are present in the three westernmost structural zones, in the Lugano structural "high", in the Lombard structural "low" and in the Adige structural "high". Volcanites often contain uranium ore bodies, as described above. If we compare the distributions of volcanites and uranium mineralizations contained in the Permian sandstone, we observe a close connection; this connection is obviously more evident between ore bodies in the volcanites and ore bodies in the sandstones (Fig. 6). Since the sandstones are younger than the volcanites and are made up in part of volcanite fragments, it is clear that the mineralizations in the sandstones are genetically related to the volcanites and, in part, to those contained in the latter ones.

Outside of Southern Alps it is not possible to localize the Permian volcanites owing to Alpine metamorphism. Nevertheless, in the Marittime Alps and in the Esterel, the correlation between volcanites and uranium mineralizations is very close.

Without entering upon the matter of minerogenetic models, a subject which lies outside the purpose of this paper, it would seem that the facts outlined above suggest that a remarkable importance for the occurrence of uranium may be attributed to the rocks of the late-Hercynian acid volcanism of the Alpine area. This importance indeed originates both from the uranium occurrences within the volcanic rocks themselves and from the mineral deposits in the sediments.

Two conclusions may be drawn up from this recognition. A first conclusion concerns the problem of the areal distribution of uranium mineral deposits: carrying further the points raised above, we can say that uranium ore bodies tend to concentrate in the areas where volcanites occur. The greatest concentrations are found in the "structural lows", where volcanic rocks are extensively present. A second conclusion concerns the problem of the Hercynian uranium province of Central Europe — a province in which, as it is known uranium is particularly associated with the late-Hercynian magmatic massifs. Also in the case of the Alpine area the late-Hercynian magmatism is clearly uranium-bearing. Whether this fact is attributable to magmatic and hydrothermal causes resulting therefrom, or it is due to the particular geographic evolution of the pregeosynclinal basin, can be a matter of speculation.

The Alpine regeneration and redistribution of uranium occurrences

It has been recognized that uranium mineralizations are more numerous and important in the areas where the subsidence rate of the post-Hercynian basin is higher and in the areas with more intense volcanic activity. Furthermore, it has been noted that the development of the post-

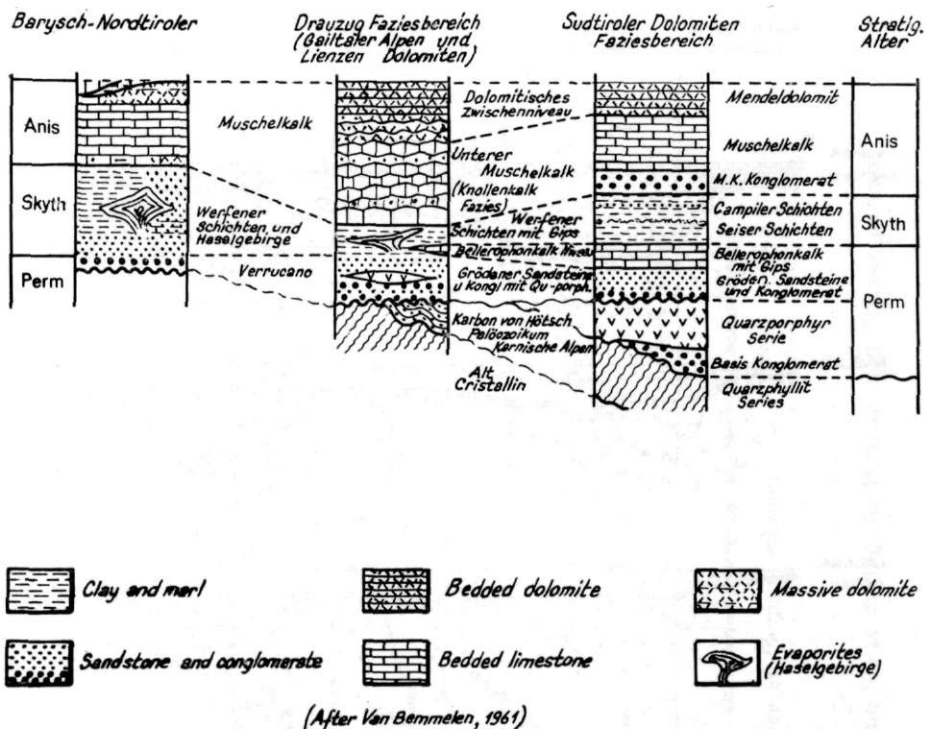


Fig. 4. Schematic columnar sections of Northern Limestone Alps (left), the Drauzug (middle) and the Southern Alps (right)

Hercynian basin into a geosyncline has limited remarkably the importance of uranium ore genesis.

Actually it has conferred to the rocks a diagenetic feature and has determined therefore a different kind of deformation and of hydrological behaviour. In the area of Pennidic nappes and along the margins of the great austroalpine dislocations (Orobic line), the alpine stresses have differently metamorphosed the host rocks and have regenerated the ore deposits. The intensity of this action was different in the different areas of the Pennidic nappes. Where the metamorphism was slight the ore deposits maintained a stratiform or lens-shaped structure; on the contrary, where the metamorphism was of a higher grade, the mineralizations were even completely regenerated and assumed a typical synmetamorphic feature.

Similar examples of remobilized and regenerated ore deposits have been recordered in relation to mylonite bands and thrust-zones. In any case, the tectonic and metamorphic processes have been a further cause of dispersion of the uraniferous occurrences. In Fig. 1 are shown the Permian or Permo-Triassic uranium mineralizations regenerated in Alpine age.

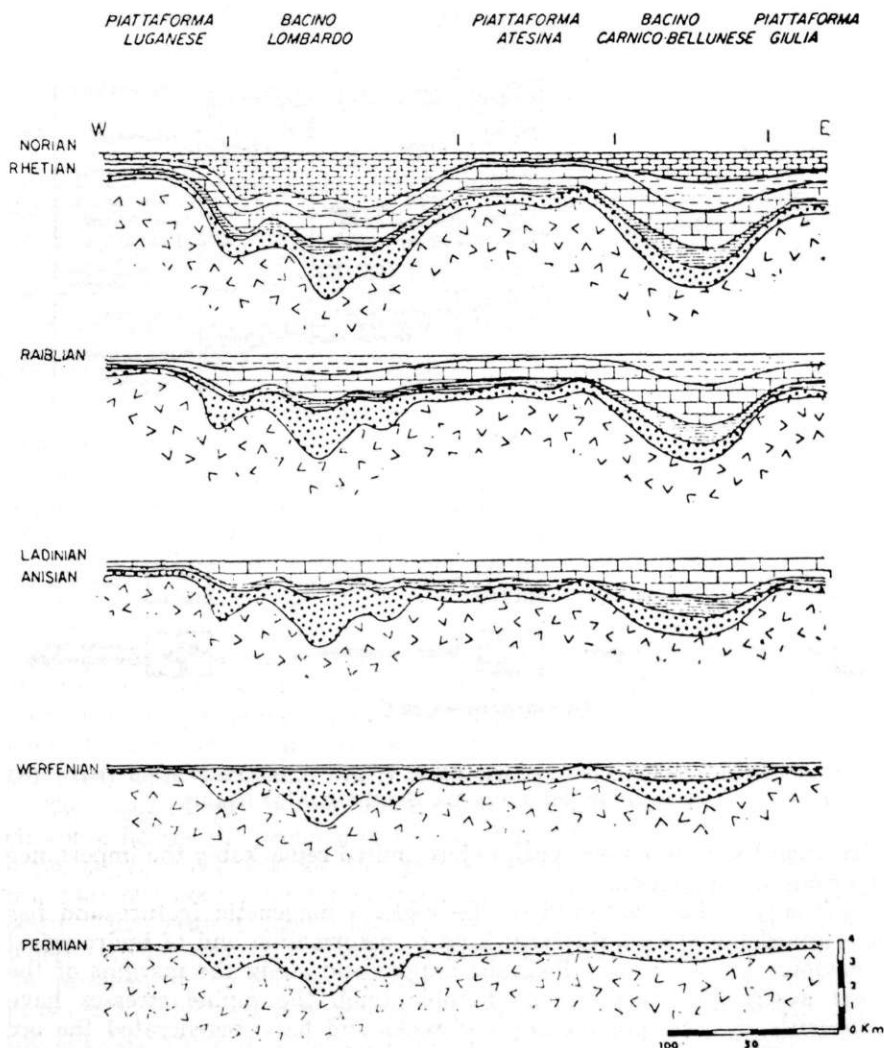


Fig.5. Sedimentary basin during the Permian and Triassic periods as represented in longitudinal stratigraphic sketches of the Southern Alpine Range (After Bosellini, 1965)

THE URANIUM OCCURRENCES IN THE CRYSTALLINE BASEMENT OF THE ALPS

Fig.1 shows that few uranium occurrences are connected with the blocks of crystalline basement involved into Alpine nappes. Typical examples are represented by the Helvetidic blocks. For the description of these mineralizations I recall just published works. I remember only that

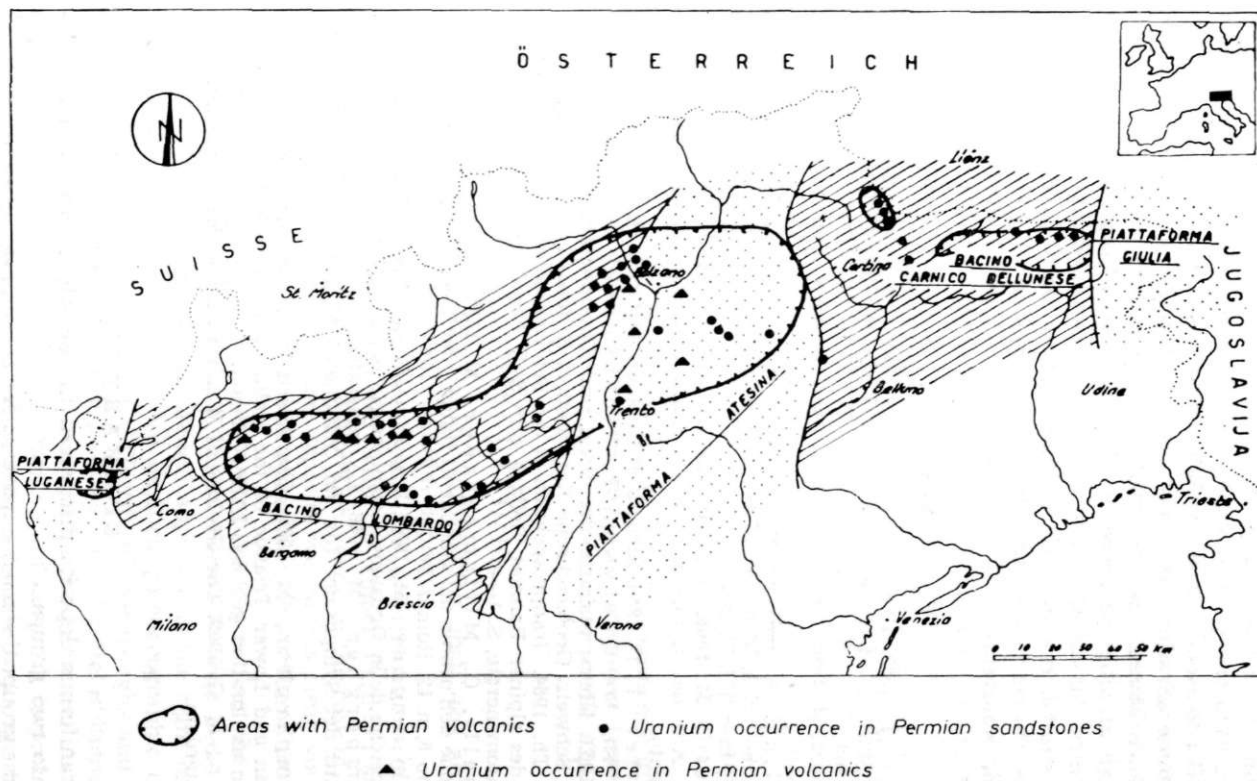


Fig. 6. The main tectonic units in Southern Alpine Range during the Permian and Triassic periods

generally they represent mineralizations in fractures and mylonites of late or post-Hercynian age. Their paragenesis is typically epithermal. They are controlled by a late or post-Hercynian tectonism and were subjected to remobilization processes in Alpine age. Therefore their age varies from 190 M.Y. (Gordolasque) to 90—80 M.Y. (Monte Bianco).

These mineralizations, the most typical of which are localized in the Monte Bianco Massif, may be related to a common genetic source, the same of the uranium occurrences of the Asturian-Vosgian phase of the French Central Massif. Contrary to the acid volcanites that represent the extrusive equivalents of such plutonics, these ones have no practical importance. On the whole, the Hercynian plutonics of the Alps are poor in uranium occurrences.

References

Baggio, P. 1963, Il granito del Monte Bianco e le sue mineralizzazioni uranifere: Studi e Ricerche della Divisione Geomineraria del CNRN, v. I, parte I. Roma.

Barreau, J. 1959, L'uranium des Alpes Françaises, Colloque de Grenoble, 11—20.

Bosellini, A. 1965, Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias, Mem. del Museo di Storia Naturale della Venezia Tridentina, v. XV, fasc. III. Trento.

D'Agnolo, M. 1966, Il giacimento uranifero di Novazza in Val Goglio (Bergamo), Atti del Symposium Inter. sui Giacimenti Minerari delle Alpi, v. 1—2. Trento.

De Sitter, L. U. 1959, Structural Geology, McGraw Hill Pub.

Hügi, Th., De Quervain, F., Rickenbach, E., und Hofmänner, F. 1962, Übersichtskarte der Uran und Thorium Mineralisationen der Westalpen, Schweiz. Geotechnische Kommission, Kümmerly und Frey, Bern.

Hügi, Th. 1964, Uranprospektion in der Schweiz unter besonderer Berücksichtigung des alpinen Raumes, Beilage zum Bull. Nr. 2. der Schweiz. Vereinigung für Atomenergie, S. 1—8.

Marinelli, G., Mittempergher, M. 1962, Provenienza e modalità di deposizione dell'uranio nei giacimenti italiani del Tardo Paleozoico, Notiziario CNEN, anno 8, n. 12. Roma.

Mittempergher, M. 1958, Il giacimento uranifero della Val Rendena. Studi e Ricerche della Divisione Geomineraria del CNRN, v. I, parte II.

Mittempergher, M. 1966, Le mineralizzazioni ad uranio delle Alpi Italiane, Atti del Symposium Int. sui Giacimenti Minerari delle Alpi, v. 1—2, Trento.

Mittempergher, M. 1970, Characteristics of uranium ore genesis in the Permian and Lower Triassic of the Italian Alps, Proceedings of a Panel on uranium exploration geology, IAEA, Vienna.

Rutten, M. G. 1969, The Geology of Western Europe, Elsevier Publ. Company, Amsterdam.

SUMMARY

The uraniferous deposits discovered in the Alpine area can be subdivided into two groups.

The first group, the most important for the number of occurrences as well as for their economic importance, includes mainly stratiform peneconcordant ore bodies, generated in the post-Hercynian volcano-sedi-

mentary basin during the Permian and the Lower Triassic periods. The distribution of these mineral deposits is connected with the features of the evolution of this basin. In the Southern Alps, where the Permian continental and volcanic series has a remarkable development, the mineralizations are mainly localized in the volcanites of Lower Permian and in the lower horizons of Middle Permian sandstones. In the northern areas of the Alps, where the Triassic sediments are as "germanic" facies, the few mineral occurrences discovered are localized in the sandy levels of Upper Permian and Lower Triassic.

In the Pennide Region, representing the primary transitional area from "germanic" to alpine facies of Triassic, the uranium occurrences are localized both in the Permian and in the Triassic formations.

The main mineral deposits occur in the Lombard basin, where the Permian series is thicker. Furthermore, it has been found that the most important and widespread mineral deposits are distributed in proximity of late Hercynian volcanic masses. The importance of late Hercynian magmatism for uranium in Europe is confirmed. During the Alpine diastrophism all these mineralizations were partially diagenized, metamorphosed and regenerated. The uranium ore deposits of the Permian and Triassic in the Alps are of limited economic interest, since they took place in a typical pregeosynclinal basin. Such basins are quite less suitable than the intermontane or intracratonic basins. Indeed, in the last ones most of the world uranium reserves occur.

In the second group of mineralizations, all of no economic interest, the occurrences connected with mylonites and post-Hercynian tectonic structures in the blocks of crystalline basement occurring in the Alpine nappes are included.

DISCUSSION

Uytenbogaardt: Do you have any information about the absolute age determinations of the different uranium deposits?

Mitterpergher: Yes, we have some age determinations of uranium in sedimentary deposits connected with the Upper Permian sandstones. The maximum age we found is 220 million years. In the case of syn-metamorphic regeneration of uranium deposits we have a clear younger age. Still in one case we found, if I well remember, about 90 million years.

Petrasccheck: I may make a few remarks concerning the numerous new finding of uranium in the Austrian Permo-Triassic beds. I got the impression that your paleogeographical approach is the right one I think in the Austrian Alps even a more detailed paleogeographic conception would be possible separating the different Alpine troughs and uplifts as the so-called "unterostalpine Zentraltrias" and "mittelostalpine Zentraltrias", all of them containing in several places uranium. As far as it concerns the connection with the Permian volcanism, it is probable. It is true that even in the metamorphic Permo-Triassic rocks we have clear evidences of Permian volcanism. But on the other hand — and Mr. Schulz may correct me — it seems that the uranium findings in the

Buntsandstein near Kitzbühel and in other places of the Werfen shale and Buntsandstein are not at all connected with volcanic phenomena. So I got the impression that the paleogeography is even more important than the volcanic activity, but as in many cases it may be the one and the other. I was very interested in this lecture you gave.

Mitterperger: Thank you very much, Professor Petrascheck. I quite agree with you that paleogeography is the most important condition for the uranium ore genesis in the Alpine Range. The lithological connection between uranium mineralizations and volcanic rocks of late Paleozoic is a conclusion of statistical calculations. I know very well the case of Kitzbühel connected with the Buntsandstein, where there are no volcanic rocks. Also in other parts there are no volcanic rocks. But by plotting all the mineral deposits, the connection between the volcanic rocks and the mineralization in the sandstone becomes very clear. I don't believe also that in the Žirovski Vrh uranium deposit there is a close connection between the mineralization in sandstones and the volcanic rocks.

Terrigene Permablagerungen als uranführende Sedimente in Slowenien

Mirko Protić, Staniša Radošević und Karel Grad

Vorwort

In letzten Jahren wurden in Slowenien Uranvorkommen in permischen terrigenen Sandsteinen festgestellt, die den Grödener Sandsteinen in Norditalien ähnlich sind (arenarie di Val Gardena).

Die Kupfervorkommen in den höheren Lagen derselben Sandsteine wurden schon früher bekannt.

Die Autoren stellen in der vorliegenden Arbeit die Ergebnisse der Untersuchungen dieser Ablagerungen und die Kriterien ihrer Uranführung vor.

Es wurde festgestellt daß die Uranvererzung vom Wirtschaftswert nur in Gebieten der größeren Mächtigkeit und Ausdehnung der Grödener grauen und grau-grünen Sandsteine zu erwarten ist. Eine solche Entwicklung haben die Grödener Schichten in Žirovski vrh. Hier erreichen die grauen, örtlich pechblendehaltigen Sandsteine die höchste Mächtigkeit von 350 m.

Geologie und Petrologie

Die Permablagerungen in Slowenien sind im Gebiet der Karawanken, in den Savafalten, in der Umgebung von Kočevje und in Pohorje entwickelt. Die Verbreitung der Grödener Schichten in Slowenien ist in Tafel 1 zur Arbeit von F. Drovenik, M. Drovenik, K. Grad, »Kupferführende Grödener Schichten Sloweniens« dargestellt. Stratigraphisch am besten dokumentiert sind diese Sedimente in Karawanken, wo alle drei Abteilungen des Perms nachgewiesen sind.

In das untere Perm (Rattendorfer Stufe) wird der Oberschwagerinenkalk eingereiht, entdeckt nur im kleineren Umfang. Der Trogkofel Stufe (unterer Teil des Mittel-Perms) werden Riffkalk, der örtlich fossilienreich ist, und die Tarviser Breccie zugerechnet. Sehr verbreitet sind auch Klastite, als Auswechselung des dunkelgrauen Quarzsandsteins, Schiefer, Konglomerat, und fossilführender Kalkstein. Kalkstein und Tarviser Breccie wurden nur in den Karawanken festgestellt. Trogkofeler Klastite wurden mit Fossilien in den Karawanken, in der Umgebung von Kočevje und teilweise in den Savafalten bewiesen.

In den Karawanken liegen entweder auf dem Trogkofelkalk und Breccie oder auf ihren klastischen Äquivalenten rote, seltener gräuliche Sandsteine, Siltsteine, Schiefer und Konglomerate. Nach überwiegendem roten Sandstein werden diese Ablagerungen oft vereinfacht, schlechthin roter Sandstein genannt. Die Sedimente werden mit Grödener Sandsteinen aus norditalienischen Dolomiten verglichen.

In den Savafalten überlagern ähnliche Ablagerungen die permokarbonischen Klastite, und in Pohorje die altpaläozoische Magdalensbergserie. In der Umgebung von Bohinjska Bela und im Bereich von Bled kommt gleichzeitig mit den Grödener Ablagerungen eine fossilreiche Rifkalk- und Kalkbreccienfazies vor (V. Kochansky-Devidé & A. Ramovš, 1955).

Nachdem sich die Grödener Sandsteine als uranführend erwiesen haben, wurden sie näher untersucht seitens des Belgrader »Institut za geološka istraživanja i spitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina« und des Geološki zavod Ljubljana.

Grödener Schichten enthalten praktisch keine Fossilienreste. Sporadisch findet man nur schlecht erhaltene Pflanzenreste. Das Alter des Sandsteins wurde daher nach der stratigraphischen Zugehörigkeit des Liegenden und Hangenden erschlossen. In den Karawanken entsprechen diese Ablagerungen der Sosio Stufe. In den Savafalten ist jedoch die untere Grenze nicht zuverlässig festgestellt worden. Im Liegenden der Grödener Schichten sind Quarzsandsteine, Tonschiefer und Konglomerate entwickelt. Die spärlichen Fossilienreste weisen auf Perm und auf Oberkarbon hin. Diese Ablagerungen sind in der Vergangenheit mit den Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen verglichen worden. In letzter Zeit wurde ihnen von A. Ramovš (1965) größtenteils das permische trogkofeler Alter zugeschrieben, mit möglicher Zulassung des Oberkarbonalters für einen Teil der Schichten. Von uns werden diese Ablagerungen als permokarbonisch bezeichnet.

Die obere Grenze der Grödener Schichten ist in den Savafalten westlich Ljubljana und in einigen Profilen bei Radeče mit zahlreichen oberpermischen Fossilien im Kalkstein und Dolomit bestimmt. Auf dem restlichen Verbreitungsgebiet, auf dem Fossilienbeweise fehlen, konnte eine Fortsetzung der Ablagerung auch ins obere Perm angenommen werden.

Der rote Sandstein von Pohorje gehört den Ostalpen an. Er wurde auf die altpaläozoische Magdalensbergserie (Ordovizium, Silur) transgressiv abgelagert. Das direkte Hangende des roten Sandsteines ist nicht erhalten. Sein Alter wurde nach Vergleichen mit ähnlichen Ablagerungen in Magdalensberg-, in Grifflener und St. Pauler Bergen in benachbarten Österreich angenommen. In Österreich wurde dem Sandstein entweder permisches (H. Seelmeier, 1961) oder unterskythisches Alter (P. Beck-Mannagetta, 1953) zugeschrieben.

Grödener Schichten sind selten gut geschichtet. Die Schichtung in den Karawanken und in Savafalten ist im großen Ausmaße durch die Transversalschieferung maskiert. Die Schichtung kann daher als ein zuverlässiges Kriterium zur Lagefeststellung nur im Falle granulometrischer Unterschiede in der Schichtenfolge dienen. Dabei kann auch die Abwech-

selung der graugrünen und roten Lagen behilflich sein. Am häufigsten läuft nämlich die Farbenwechselung parallel der Schichtung. Schräg- und Kreuzschichtung sind sehr selten und vom beschränkten Umfang.

In einigen Profilen, besonders in Tiefbohrungen aus der Umgebung von Žirovski vrh und Sovodenj, teilweise bei Škofje und Otalež, kann in Sandsteinen eine gewisse Rhythmik beobachtet werden. Die Mächtigkeit der einzelnen Rhythmen schwankt von einigen Zentimetern bis zu mehreren Metern, und auch die Anzahl der betreffenden lithologischen Glieder ist verschieden. Im allgemeinen besteht eine Tendenz für die Verfeinerung des Materials in jedem Rhythmus aufwärts. Das ist ein Merkmal von alluvialen Sedimenten was wir in Betracht nehmen sollen wenn wir über den Sedimentationsraum der Grödener Sandsteine sprechen.

Savafalten. Die größte Ausdehnung der roten Permsandsteine in Slowenien ist an die Savafalten gebunden, an ein Gebiet von ungefähr 130 km Länge und bis 25 km Breite. Im Rahmen dieser Zone wurden die Grödener Sandsteine in einige Gebiete eingeteilt jedes mit seinen besonderen strukturellen und lithologischen Merkmalen.

Im westlichen Teil der Savafalten (westlich von Ljubljana) sind die Grödener Sandsteine nur an zwei Gebiete beschränkt die selbstständige tektonische Einheiten darstellen (F. K o s s m a t, 1910): das Idrija-Žiri Gebiet und das Škofja Loka-Polhov gradec Gebiet. Den neueren Forschungsergebnissen nach (K. G r a d, 1968) gehören die beiden Gebiete der großen Škofja Loka-Žiri Decke an. Die im Osten der Savafalten weitverbreiteten permischen Sandsteine in Umgebung von Radeče gehören dem sogenannten Litija Antiklinorium an.

Die Grödener Sandsteine in der Umgebung von Smrečje, Žirovski vrh und Sovodenj, im Idrija-Žiri Gebiet, sind in einer ununterbrochenen Ausdehnung entdeckt. Wie erwähnt, befinden sich in ihren Liegenden die Tonschiefer und Sandsteine Permokarbons und im Hangenden die oberpermischen Kalke und Dolomite. Die Gesamtmächtigkeit der Grödener Sandsteine in Žirovski vrh beträgt rund 800 Meter, was die maximale bisher festgestellte Mächtigkeit dieser Schichten in Slowenien darstellt.

Im Bereich Smrečje-Žirovski vrh können der untere Teil der Serie, vertreten mit grauem (grau-grünlichen) Sandstein als Hauptglied, und der obere Teil mit überwiegend rotem Sandstein, den grauen überlagernd, sehr klar unterschieden werden. Im höchsten Teil der Grödener Sandsteine im Raume Sovodenj-Cerkno ist häufig ein bis zu 20 Meter mächtiger Horizont von graugrünem Sandstein und Siltstein mit Einschaltungen von rotem Siltstein und seltener Sandstein zu beobachten. An diesen Horizont sind die Kupfervorkommen in Škofje, Otalež usw. gebunden.

Die Unterschiede zwischen dem oberen und unteren Teil der Grödener Sandsteine in Žirovski vrh sind auch durch geochemische Merkmale gekennzeichnet — mit dem Urangehalt und Verhältnis Th/U. Auf Grund sehr zahlreicher systematischen Analysen wurde besonders in Hinsicht auf das Verhältnis Th/U ein ausgeprägter Unterschied zwischen dem grauen Sandstein des unteren Teils der Serie und dem roten Sandstein des oberen Teils ermittelt (M. P r o t i ć, S. G o j k o v i ć, 1965).

In der Fazies des grauen Sandsteines kommen gleichnamige Ablagerungen in Paketen vor, die etliche zehn Meter mächtig sind, wechselgelagert mit dünnen Einschaltungen rötlichen Sandsteines und Siltsteines.

Grauen psammitischen Sandstein trifft man auch in Form dünner Lagen (1 bis 2 Meter) mit unregelmäßigen Grenzen im roten Sandstein und im Siltstein des oberen Teils der Grödener Schichten. Dieser grauer Sandstein unterscheidet sich jedoch nicht, im Gegensatz zu dem früher erwähnten, in geochemischer Hinsicht von dem roten Sandstein, in welchen er als Zwischenlagen auftritt. Von diesem muß man aber auch noch den Fall der epigenetischen Ausbleichung des roten Sandsteines in den Verwerfungszonen unterscheiden, die in der Gegend von Žirovski vrh beobachtet werden kann.

Der graue Sandstein des unteren Teiles der Serie hat die folgende Zusammensetzung (S. Radošević, 1961): Quarz (vulkanogen und sekundär), Quarzporphyr und Schiefer in Fragmenten, Plagioklas, Muskovit, Serizit. Der Zement ist mikrokristallin, von Kontakt- und Porentyp. Er besteht aus Quarz, Ton und Serizit, die z. T. durch Kalzit verdrängt sind. Im roten Sandstein des oberen Teiles ist der vulkanogene Anteil schwieriger erkenntlich.

Im grauen Sandstein des Žirovski vrh sind zuweilen karbonatische Knollen anwesend (S. Radošević, 1961, V. Omaljev, 1967). Die zwei Arten dieser Knollen, die erste bis zu zehn Zentimeter im Durchmesser, diskoid im Durchschnitt und streng an bestimmte Horizonte gebunden, und die zweite, zentimetergroß und Trockenschlunde infolge Austrocknung der ursprünglich kolloidalen Materie zeigend, müssen unserer Meinung nach als diagenetische Bildungen gedeutet werden.

Der Index des Vulkangesteinsanteils (Vulk. Fragmente/Quarz + Feldspat) in grauen Sandsteinen des unteren Teils der Serie im Raume Žirovski vrh-Sovodenj bewegt sich zwischen 0,2 und 0,9, selten über 1. Sein Wert in Konglomeraten und Breccien in der Nähe der Uranvererzung (Tiefbohrung B-11) übersteigt 1. Im Gegenteil zeigt konglomeratischer Sandstein von Žirovski vrh niedrige Werte (rund 0,3), und der rote Sandstein des oberen Teiles der Serie im allgemeinen ca. 0,1.

Es muß erwähnt werden, daß radioaktiver grauer Sandstein des unteren Teiles der Serie (Tiefbohrung B-11) verhältnismäßig niedrige Indexwerte zeigt (unter 0,5), sowie auch radioaktiver Sandstein von der Oberfläche in Žirovski vrh (rund 0,3). Graue unmineralisierte Sandsteine aus anderen Lokalitäten zeigen gewöhnlich Indexwerte über 0,4. Es scheint also, daß die Uranvererzung nicht mit relativ erhöhtem vulkanogenen Anteil in Sandsteinen bedingt ist, so wie es man in einer Zeit vermutet hat.

Im Unterschied zur Gegend von Žirovski vrh sind die Grödener Sandsteine im weiten Škofja Loka-Polhov gradec Gebiet nicht in einer ununterbrochenen Einheit entblößt, sondern kommen in einigen größeren und kleineren Ausdehnungen vor. In diesem Gebiet sind sie im beträchtlichen Maße abgetragen worden. Die hauptsächlichen lithologischen Komponenten sind dieselben wie im obenbeschriebenen Gebiete. Charakteristisch

sind aber kleine Diabas- und Diabastuff-Linsen in der Umgebung von Mlaka.

Im Radeče Gebiet bilden die etliche Hundert Meter mächtigen Gröden Sandsteine räumlich eine Einheit. In lithologischer Hinsicht konnte es hier den Ausbissen nach eine bessere Differenzierung der Gröden Ablagerungen erlangt werden als im Idrija-Ziri Gebiet. Teile fast ausschließlich Sandstein- oder Siltstein-Charakters sowie auch ausgesprochen konglomeratische Teile konnten hier im größeren Ausmaß festgestellt werden (Umgebung von Močilno, Radgonca).

In diesem Teil der Savafalten zeigt die größte Verbreitung der rote Sandstein und Siltstein. Grauer Sandstein dagegen fehlt in einigen Profilen ganz oder ist nur sehr untergeordnet entwickelt.

Pohorje. Permische bzw. permoskythische Klastite sind in NW-Teil des Pohorje auf rund 20 km² Oberfläche entwickelt. Größtenteils sind sie abgetragen oder durch Oberkreide- und Tertiärschichten überlagert worden. Ihre ursprüngliche Mächtigkeit wird auf einige Hundert Meter geschätzt. Obere Teile des roten Sandsteines und die Verbindung mit untertriadischen Ablagerungen sind nicht erhalten. Im Liegenden befinden sich altpaläozoische Phyllitschiefer in Abwechselung mit Sandsteinen, seltener Diabasen und ihren Pyroklastiten, sowie mit Kalkstein- und Fe-Dolomit-Linsen (Magdalensberg-Serie).

Meistens beginnen die Ablagerungen mit rotem Basalkonglomerat und Konglomeratsandstein, seltener mit grobkörnigem Sandstein. Fragmente in den Basalschichten bestehen aus Quarz, Quarzporphyr und seltener aus Hornstein. Quarz aus Eruptivgesteinen und aus Kristallinschiefern ist fast im gleichen Anteil vertreten, was für den Anteil der vulkanogenen und metamorphen Fragmente im allgemeinen gilt.

Die Basalschichten sind mit 45 bis 60 Meter grauen Sandsteines tuffitischen Charakters und Tuffit mit Zwischenlagen roten Siltsteines überlagert. Die grauen Ablagerungen sind feinkörniger als die entsprechenden roten Lithotype, im Gegensatz zu Žirovski vrh. Sie sind fein- und mittelkörnig, psammitischer Struktur, mit großem Anteil an Tuffmaterial (bis zu 65 %).

Die tuffitischen Schichten sind mit Konglomerat und Breccie wechselnder Mächtigkeit überdeckt. Das Gestein ist rotfärbig, mit bis zu 20 cm großen, teilweise gerundeten Quarzporphyr- und Keratophyr-Fragmenten (bis zu 60 % Gehalt!). In Dünschliffen mit kleinerer Granulation wurden aber bis zu 35 % Fragmente metamorpher Herkunft festgestellt.

Die größte Verbreitung und Mächtigkeit zeigt der darüberfolgende rote grobkörnige bis konglomeratische Sandstein mit dünneren Einschaltungen des mittelkörnigen und feinkörnigen Sandsteines. Örtlich findet man sogar Einlagerungen von grünen Sandstein, die jedoch nur wenige Meter mächtig sind.

Der obere Teil der Permschichten in Pohorje ist mit einer Abwechselung der grobkörnigen bis konglomeratischen und feinkörnigen roten Sandsteine vertreten. Feldspäte sind mit sauren Plagioklasen, Albit und Orthoklas vertreten. Im allgemeinen sind die Feldspäte in Ablagerungen von Pohorje viel häufiger als in denen von Žirovski vrh und Škofja Loka.

Karawanken. Permische Grödener Ablagerungen sind hier weniger verbreitet als die Grödener Schichten in den Savafalten, und in geringerer Mächtigkeit (bis zu 300 Meter). Sie kommen vor in schmalen langen Strecken von Savske jame bei Jesenice bis zu Jezersko. Im Liegenden befinden sich die Tarviser Breccie und Trogkofelkalk des mittleren Perms oder Klastite der Trogkofelstufe.

Im Profil von Tržiška Bistrica liegen die Grödener Schichten auf der Tarviser Breccie und rötlichen Kalkkonglomeraten. In Sandsteinen sind graue Teile und Linsen entwickelt, entstanden durch den Prozeß der Entfärbung. Darüber folgen rote Breccienkonglomerate mit Quarzporphyr- und Quarzkeratophyrfragmenten. Im oberen Teil der Grödener Sandsteine nördlich von Tržič ist charakteristisch ein mindestens 20 Meter mächtiger Horizont grauen Sandsteines in Abwechselung mit Dezimetereinschaltungen eines Siltsteines, der sichtbare Beimischung von organischen Stoff enthält und eine höhere Radioaktivität aufweist.

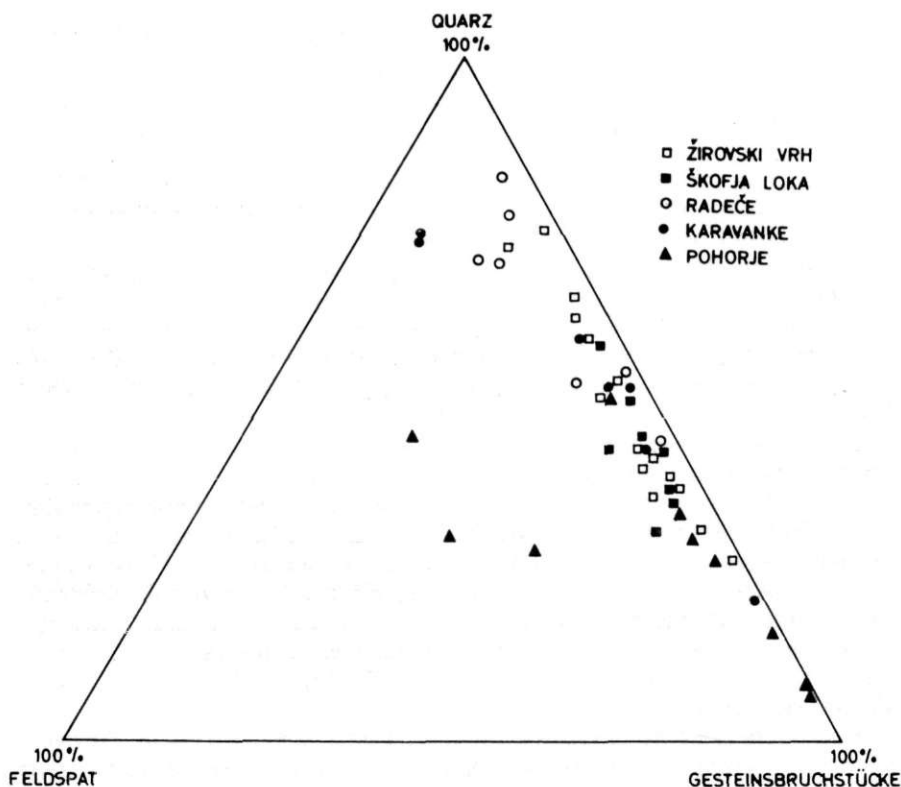


Abb. 1. Modalzusammensetzung der Grödener Sandsteine aus verschiedenen Gebieten Sloweniens

Die Entwicklung wird durch roten Sandstein mit seltenen dünnen Diabas- und Dolomiteinlagerungen beendet. Im Hangenden liegen die Dolomite und Rauhdecken des oberen Perms.

Im Bezug auf die Vertretung der Hauptgemengteile des grauen Sandsteines von Tržiška Bistrica ist zu bemerken ein niedriger (unter 10 %) Anteil von Feldspäten und auch von Glimmern (Fragmente von Quarzporphyren manchmal dominieren).

Am Diagramm (Abb. 1) ist die Modalzusammensetzung der Grödener Sandsteine aus verschiedenen Gebieten Sloweniens dargestellt.

Geochemische Charakteristiken

Das Idrija-Žiri Gebiet. In den Grödener Sandsteinen sind im Bereich Smrečje-Žirovski vrh-Sovodnj unter anderem folgende charakteristische Spurenelemente vertreten: V, Cr, Ni, Cu, angeführt nach abfallendem Inhalt in Gesteinen. Der Anteil an V sinkt mitunter unter 60 ppm, während sich die anderen nur ausnahmsweise diesem Werte nähern.

Es war nicht möglich eine Korrelation zwischen V und Cu festzustellen in den nicht mineralisierten Partien. Es besteht eine erhebliche Zunahme des Cu-Gehaltes in einigen Fällen (in den Vererzungspaketen bis auf 500 ppm).

Bezüglich der Ti- und Zr-Verteilung in Sandsteinen ist ein bezeichnender Parallelismus festgestellt worden; mit der Zunahme eines Elements wächst auch der Anteil des anderen.

Die roten und die grauen Grödener Sandsteine enthalten (46 Analysen) als Mittelwerte (Ma) mit entsprechenden Standardabweichungen (δ):

	Ma	δ
ppm U	$2,21 \pm 0,21$	1,44
ppm Th	$7,66 \pm 0,55$	3,71
% K	$1,30 \pm 0,13$	0,38
Th/U	$4,01 \pm 0,30$	2,02

Die Korrelation zwischen U und Th ist mittelmäßig, $r = 0,59$. Ausführliche Angaben über den Inhalt radioaktiver Elemente in Grödener Sandsteinen von Žirovski vrh, und zwar getrennt in grauen und roten Sandsteinen und in roten Zwischenlagen in den grauen Sandsteinen, sind in einer früheren Arbeit dargestellt (M. Protić, S. Gojković, 1965).

Nach den erwähnten Ergebnissen enthalten die grauen Sandsteine des unteren Teils der Serie von Žirovski vrh (111 analysierte Proben):

	Grauer Sandstein		Roter Sandstein	
	Ma	δ	Ma	δ
ppm U	$5,76 \pm 0,26$	2,91	$2,26 \pm 0,07$	0,72
ppm Th	$7,84 \pm 0,29$	3,12	$12,42 \pm 0,36$	3,41
% K	$1,61 \pm 0,06$	0,65	$2,14 \pm 0,08$	0,83
Th/U	$1,65 \pm 0,07$	0,76	$5,82 \pm 0,21$	1,93

Diese Resultate zeigen klar auf Unterschiede im Inhalt und Verhältnis von U und Th im grauen und roten Grödener Sandstein, was auf verschiedene Bedingungen während der Genese dieser Sedimente hinweist.

Die roten Zwischenlagen im grauen Sandstein zeigen fast die gleichen U- und Th-Inhalte wie der rote Sandstein des oberen Teils der Serie. Im Vergleich zu dem grauen Sandstein konnte dieser Unterschied teilweise mit der etwas verschiedenen Zusammensetzung in Zusammenhang gebracht werden; die roten Einschaltungen sind nicht nur feinkörniger als der Sandstein, sondern enthalten auch einen erheblicheren Anteil der Tonmaterie.

Mit Untersuchungen der Uranlöslichkeit gegenüber dem gemeinsamen Uran wurde folgendes festgestellt. Während im grauen Sandstein das Prozent des löslichen U verhältnismäßig hoch ist (über 40 ‰), ist es im roten Sandstein sehr niedrig. Die Verteilungskurve des löslichen U im roten Sandstein zeigt ein regelmäßiges Fallen von den niedrigen (unter 10 ‰) zu den hohen Werten (bis zu 60 ‰).

Das Škofja Loka-Polhov gradec Gebiet. Die Analyse der Resultate semiquantitativer Sprektralanalysen (39) der Sandsteine aus verschiedenen Niveaus weist auf Unterschiede gegenüber den Sedimenten aus dem oben behandelten Gebiet hin.

Als Beimischung sind hier dieselben Elemente wie in den Grödener Sandsteinen des Idrija-Žiri Gebietes vertreten. Während aber bei den letzten die Verteilung der charakteristischen Elemente nach fallendem Inhalt die folgende war: V, Cr, Ni, Cu, so im unteren als auch im oberen Teil der Serie, ist hier dies der Fall überwiegend nur beim Sandstein des oberen Teils der Serie (petrographisch unklar von unterem differenziert). Im unteren Teil der Serie wird aber Cu von V begleitet (anwesend mit unter 60 ppm).

In einer Reihe von Fällen konnte jedoch der Unterschied in Spurenelementen zwischen rotem und grauem Sandstein, wenn beide im unmittelbaren Kontakt auftreten, nicht erörtert werden.

Im einen Fall (Zminec) wurde die Anwesenheit Zn und Pb festgestellt. Im mikroskopischen Präparat des Sandsteines wurden isolierte Körner von Zinkblende und Bleiglanz beobachtet.

Die Grödener Sandsteine in diesem Gebiet enthalten (39 analysierte Proben) als Mittelwerte (Ma) mit entsprechenden Standardabweichungen (δ):

	Ma	δ
ppm U	$1,90 \pm 0,14$	0,91
ppm Th	$9,24 \pm 0,62$	4,27
‰ K	$1,86 \pm 0,21$	1,31
Th/U	$5,05 \pm 0,24$	1,55

Im Unterschied zu den Sandsteinen von Žirovski vrh wurde hier eine sehr gute Korrelation zwischen U und Th festgestellt, und zwar $r = 0,89$. Die analysierten Stückproben grauen und roten Sandsteines zeigen keine erkenntlichen Unterschiede im Inhalt und Verhältnis von U und Th. Mit

Ausnahme von einigen grauen Sandsteinen von Sv. Tomaž, unterscheiden sie sich also in dieser Hinsicht vom grauen Sandstein des unteren Teils der Serie von Žirovski vrh.

Das Radeče Gebiet. Aus der Analyse der Resultate semiquantitativer Spektralanalysen (19) der Sandsteine aus verschiedenen Niveaus tritt hervor, daß der vorherrschende rote Sandstein niedrige Inhalte charakteristischer Spurenelemente aufweist. Der graue Sandstein, überwiegend in Schichten von einigen Dezimetern bis zwei Metern Mächtigkeit auftretend, zeigt (14 Analysen) in der Mehrzahl der Fälle die Inhalte an V, Cu, Cr und Ni in Grenzen der Normalwerte, und zwar übersteigt das erste nicht den Wert von 30 ppm. In zwei Fällen zog aber der erhöhte Gehalt an V (100 und 110 ppm) auch den erhöhten Inhalt an Cu nach sich, sowie auch meßbare Inhalte an Pb (im zweiten Fall 316 ppm Pb).

Der Inhalt an Ba ist im grauen Sandstein unter 300 ppm, im Gegensatz zu grauem Sandstein von Žirovski vrh und Škofja Loka, wo der Ba-Gehalt gewöhnlich über 400 ppm liegt, und wo in einer großen Zahl der Proben Baryt auch unter Schwermineralien festgestellt worden ist.

Die Gröden Sandsteine des Radeče Gebietes (46 analysierte Proben) zeigen folgende Mittelwerte (Ma) mit entsprechenden Standardabweichungen (δ):

	Ma	δ
ppm U	$1,66 \pm 0,12$	0,82
ppm Th	$7,50 \pm 0,43$	0,92
% K	$1,00 \pm 0,11$	0,73
Th/U	$5,21 \pm 0,31$	2,12

Die Korrelation zwischen U und Th ist ziemlich gut, $r = 0,73$. Das Verhältnis Th/U ist größer als 2 und geht in einigen Fällen sogar über 8. Die Mediane befindet sich bei 5.

Der graue Sandstein in Abwechselung mit dem roten zeigt in allen bisher erforschten Fällen ähnliche Charakteristiken wie der letzterwähnte, das heißt einen niedrigen Inhalt an U und ein Verhältnis Th/U über 3. Es soll aber erwähnt werden, daß roter und dunkelroter Sandstein von Podkum im Verhältnis Th/U und U-Gehalt Ähnlichkeit mit grauem Sandstein von Žirovski vrh aufweist.

Pohorje. Der Urangehalt in Ablagerungen von Pohorje bewegt sich zwischen 1 und 11 ppm, meistens um 2 ppm. In roten Lithotypen ist er ziemlich ausgeglichen, dagegen schwankt er in den grauen, besonders in den grauen limonitisierten Sandsteinen. Eine erhöhte Radioaktivität wurde im roten Konglomerat mit vulkanogenem Material festgestellt.

Der Thoriumgehalt erreicht bis rund 15 ppm. Es wurden aber weder Unterschiede im Thoriumgehalt verschiedener Lithotypen festgestellt, noch eine eventuelle Abhängigkeit vom Urangehalt. Im allgemeinen ist die Korrelation zwischen Uran und Thorium verhältnismäßig schlecht ausgedrückt.

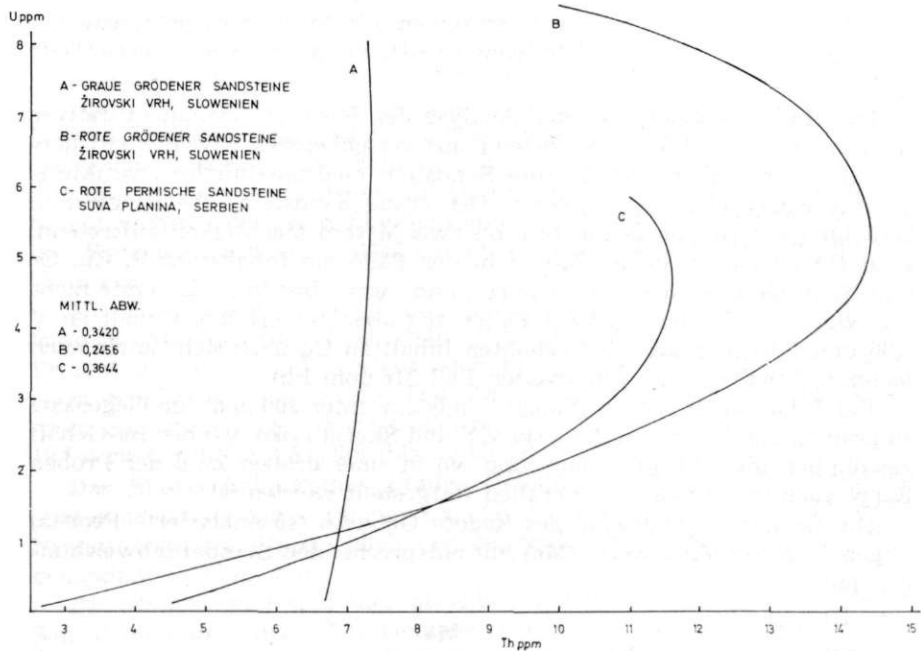


Abb. 2. Elektronisch verarbeitete Daten radiometrischer Analysen von Grödener Sandsteinen aus Žirovski vrh und von permischen roten Sandsteinen aus Ostserbien

Karawanken. Es wurde eine gewisse Zunahme an Inhalt des V, Pb und Ba im grauen Sandstein und im unterliegenden roten tuffitischen Sandstein beobachtet. Dagegen ist der Kupfergehalt sehr niedrig.

In Hinsicht auf die Radioaktivität ist der rote Sandstein im diesen Gebiet ziemlich ähnlich dem grauen. Auf Grund einer beschränkten Zahl der Proben konnte man Uranwerte von 1 bis 4 ppm feststellen. Dagegen ist aber der Thoriumgehalt größeren Schwankungen unterworfen, von 5 bis 19 ppm. Der Korrelationskoeffizient zwischen Uran und Thorium ist ziemlich hoch ($r = 0,71$).

Am Diagramm (Abb. 2) sind die elektronisch verarbeitete Daten radiometrischer Analysen von Grödener Sandsteinen aus Žirovski vrh und von permischen roten Sandsteinen aus Ostserbien dargestellt.

Schlußbemerkungen

Die bedeutendsten Uranvorkommen in Permaablagerungen Sloweniens sind an Grödener Sandsteine von Žirovski vrh gebunden. Die Uranvererzung ist an gewisse Teile des grauen Grödener Sandsteines beschränkt, in Gesamtmächtigkeit von rund 150 Meter. Die vererzten Linsen enthalten einen ziemlich schwankenden, zuweilen aber sehr hohen Urangehalt.

Der Fall von Žirovski vrh wies auf die Möglichkeit hin, auch in anderen Gebieten der gleichen Fazialentwicklung und größeren Mächtigkeit der grauen Grödener Sandsteine ähnliche Uranvererzungen erwarten zu können. Als Ausgangspunkt galt die Annahme, daß die syngenetisch-diagenetischen Bedingungen als Primärfaktor die Urankonzentrationen an gewissen Stellen bedingt haben mögen.

Die Ergebnisse der lithofaziellen Forschungen zeigen, daß die grauen (graugrünen) Sandsteine nicht immer die Merkmale aufweisen, um als Fazies charakterisiert zu sein, und folglich auch nicht hoffnungsvoll als uranführend sein können. So haben sich zum Beispiel die grauen Sandsteine als unperspektivisch ausgewiesen, die als wenig mächtige Zwischenlagen mit unregelmäßigen Grenzen in den roten Sandsteinen, mit denen sie aber kompositionsmäßig identisch sind, auftreten.

Im Falle des faziellen Auftretens des grauen Sandsteines ist die Annahme möglich, daß es sich um frühe diagenetische Entfärbung handelt, begleitet mit geochemischer Differentiation. Die Entfärbung der roten Ablagerungen in größeren Ausmassen und die diagenetische Differentiation konnten in denjenigen Teilen des Sedimentationsraumes verlaufen, wo organischer Stoff anwesend war. Unter dem Einfluß der organischen Materie konnte sich die Reduktion der ursprünglich roten losen sandigen und tonigen Partikeln vollziehen.

Literatur

Beck-Mannagetta, P. 1953, Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. Kober-Festschrift, Wien.

Grad, K., Hinterlechner-Ravnik, A., Ramovš, A. 1962, Regionalna ispitivanja razvoja gredenskih slojeva u Sloveniji. Referati V. Saveztovanja geologa SFRJ, Beograd.

Grad, K. 1968, Tolmač na osnovni geološki karti, list Kranj, 1:100.000. Arhiv Geol. zavoda. Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1965, Magmatske kamenine v grödenskih skladih v Sloveniji. Geologija, Razprave in poročila, 8. knj. Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. & Ramovš, A. 1955, Neoschwagerinski skladi in njih fuzulinidna favna pri Bohinjski Beli in Bledu. Razprave Slov. akad. znan. in umet., razr. IV, 3, Ljubljana.

Kossmat, F. 1910, Erläuterungen zur geologischen Karte Bischoflack und Idria. Wien.

Omaljev, V. 1967, Razvoj gredenskih slojeva i uranove mineralizacije u ležištu Žirovski vrh. Radovi Instituta za geol.-rud. istraž. i ispit. nukl. i drugih mineralnih sirovina. Beograd.

Protić, M. 1963, Izveštaj o proučavanju gredenskih peščara u Posavskim borama (litofacijalno razviće i geohemijska obeležja). Fond stručne dokumentacije Instituta za geol.-rud. istraž. i ispit. nukl. i drugih mineralnih sirovina. Beograd.

Protić, M. i Gojković, S. 1965, Odnos Th/U u klastičnim stenama kao indikator geohemijskih facija. I. Simpozijum iz geohemije Srp. geol. društva. Beograd.

Radošević, S. 1961, Petrografski sastav sedimenata Žirovskog vrha u Sloveniji. Fond stručne dokumentacije Instituta za geol.-rud. istraž. i ispit. nukl. i drugih mineralnih sirovina. Beograd.

Radošević, S. 1969, Litofacijalne karakteristike permskih terigenih sedimenata Pohorja i njihovo upoređenje sa istim sedimentima Žirovskog vrha i

Škofje Loke u Sloveniji. Radovi Instituta za geol.-rud. istraž. i ispit. nukl. i drugih mineralnih sirovina. Beograd.

Ramovš, A. 1965, O »hochwipfelskih skladih« v Posavskih gubah in o »karbonskih plasteh« v njihovi soseščini. Geol. vjesnik 18/2, Zagreb.

Seelmeier, H. 1961, Ein Beitrag zur Stratigraphie der St. Pauler Berge, Sitzber. d. Akad. Wis. Wien.

Terrigenous Permian Sediments as the Uranium-Bearing Formation in Slovenia

Mirko Protić, Staniša Radošević, and Karel Grad

SUMMARY

The Middle Permian formation in Slovenia is composed of different facies of Gröden terrigenous sandstones. They are mainly confined to the Sava folds, although they occur also in the Karavanke area. Sandstones of Permo-Scythian age similarly developed are on Pohorje. In respect of uranium distribution, the most important are the Gröden sandstones of Žirovski Vrh in the western part of the Sava folds.

The Gröden sandstone has been studied from the point of view of mineral composition, with a particular regard to the presence of volcanic material, variations in colour and geochemical features.

The Gröden sediments of the Sava folds are composed of sandstone, siltstone, shale and conglomerate of red and grey colour. All these sediments have undergone a mild alteration. The slight silicification and carbonatization in the Žirovski Vrh area could not be ascribed to hydrothermal activity.

In the Žirovski Vrh area the lower part of the Gröden beds consists of grey sandstone interbedded with red sandstone and siltstone. The red sandstone appears mainly in the upper part including intercalations of the grey sandstone.

Only the grey sediments are uranium-bearing. They are characterized by a high facial variation both in vertical and horizontal directions. The volcanic material (quartz of volcanic origin, pebbles of quartz-porphry and keratophyre) gives the rock a tuffaceous appearance.

The mineralization is conditioned by the dispersed organic matter in the sandstone cement.

The study of geochemical features included the investigation of trace elements. As to the uranium and thorium contents and their mutual ratios, there is a difference between the red and grey sandstone. Whereas most of the sandstones have highly contrasting Th/U ratios, pointing out to their continental or marine origin, these ratios in some parts of the sandstone are not clearly expressed.

The grey sandstone, similar to that of Žirovski Vrh, has not been found in the eastern part of the Sava folds. In the Karavanke mountains, however, the grey sandstone occurs in the upper part of Gröden strata. According to geochemical and other investigations here, this sandstone cannot be considered as an uranium-bearing formation.

The sandstone in Pohorje is very similar to that of Žirovski Vrh, the percentage of volcanic material being higher in Pohorje.

Generally speaking, no relation between the uranium contents and the quantity of volcanic material in terrigenous sediments has been established, nor in Žirovski Vrh neither in other areas.

DISCUSSION

Socolescu: Welche sind die Hauptmineralien, Uraninit oder Pechblende?

Protić: Das werden Sie näher im nächsten Vortrag hören. Pechblende.

Socolescu: Mit was ist sie begleitet? Mit Karbonaten, mit Thucholith?

Protić: Im allgemeinen ist Uran mit Zement verknüpft und dispergiert in der organischen Substanz im Sandstein.

Socolescu: Kommt er zusammen mit Eisenoxyden, Sulfiden oder mit Karbonaten?

Protić: Nein, so eine Korrelation mit Eisenoxyd und Karbonaten ist nicht gefunden. Sulfiden sind gefunden, wo Pechblende anwesend ist, in sehr winzigen Prozentsätzen als Begleiter, aber nur mikroskopisch. Nachgewiesen wurden am meistens Pyrit, Markasit und auch andere.

Mitterpergher: I have a very short question. You called this a terrigenous sandstone. Do you have some evidence about the environment of deposition of these sandstones? Is it an alluvial sandstone, a deltaic sandstone or a wind-deposited sandstone?

Protić: The sedimentological investigation is difficult, because the alpinotype tectonic is very complicated. We have only some exposures of cross-bedding in very restricted areas. It is difficult to decide upon the origin. The rhythmicity and the tendency for refining sediments upwards in the Žirovski Vrh area may be a proof of alluvial origin.

Mitterpergher: It is the same in Italy. We studied the sandstones in the Southern Alps and we found that about to 90 % of the Gröden sandstones, are of alluvial origin. But it is very difficult now, because of the diagenesis, to make the reconstruction of the direction of the stream deposition.

Protić: We need exposures and samples not so tectonically disturbed to make reliable observations.

Drovenik: Sie haben sehr viel geochemisch gearbeitet und Sie erwähnten mehrere Gebiete von permischen Sandsteinen. In einem solchen Gebiet befindet sich schon eine Lagerstätte. Es sind aber noch drei andere Gebiete. Kann man nach den geochemischen Angaben sagen, welches von diesen drei Gebieten am interessantesten ist für weitere Prospektions- und Untersuchungsarbeiten, und warum?

Protić: Nach bisherigen Resultaten können wir sagen, daß am interessantesten das Škofja Loka-Žiri Gebiet ist. Ich glaube, daß man nach weiteren Untersuchungen vielleicht ähnliche Fazies wie am Žirovski vrh finden kann.

Drovenik: Und was meinen sie über Karawanken, Pohorje und Radeče?

Protić: Die Resultate aus diesen Gebieten sind nicht sehr erfreulich, aber in Karawanken gibt es einige radioaktive Anomalien mit Sandsteinen verknüpft, und auch im Radeče Gebiet. Sie sollen weiter untersucht werden.

Duhovnik: Sie haben in Ihrem Vortrag erwähnt, daß das Verhältnis zwischen Uranium und Thorium nicht ständig ist, so daß im Gebiete von Žirovski vrh Thorium zu Uran ziemlich niedrig steht. Nicht aber in Karawanken und anderen Gebieten, besonders in Suha planina. Ich möchte wissen, ob diese Differenziation schon primär ist und hängt sie von der Löslichkeit von Uran und Thorium ab, oder soll dieses Phänomen nur von diagenetischen Prozessen abhängig sein.

Protić: Ich bin nicht sicher, ob ich Sie ganz verstanden habe. Aber ich glaube, daß im Žirovski vrh Gebiet diagenetische Prozesse mehr entwickelt sind als in anderen Gebieten. Dort ist auch zu einer Anreicherung von Uran gekommen. Und mit dem Thorium ist vielleicht das gleiche.

Duhovnik: Ich meine, es wäre sehr schön, wenn wir auf Grund dieser Ergebnisse auch diese primäre Lagerstätte finden können, von wo diese Uran- und Thoriumgehalte ausgelaugt worden sind. Aber in Österreich hat man gefunden, daß dort Uranlagerstätten beziehungsweise -Vorkommen viel reicher an Thorium sind als im unseren Lande. Und es ist auch möglich, daß beide diese Lagerstätten nicht von demselben primären Batholit kommen. Ich möchte noch wissen, wie die Verhältnisse zwischen diesen beiden zwei Elementen in unseren Lande stehen?

Protić: Es ist mir nicht möglich, alle Resultate hier anzugeben; einige sind schon publiziert worden. Über die Herkunft von Uran im Žirovski vrh sprechen M. Ristić und C. Markov (1967).

The Uranium Deposit of Žirovski Vrh

Veselin Jokanović, Staniša Radošević, and Milan Ristić

SUMMARY

The Žirovski Vrh uranium deposit is situated about 30 km west of Ljubljana. The ore bearing rock is the grey Gröden sandstone of the Middle Permian age. Its basement is represented by dark Permo-Carboniferous shale, whereas it is overlain by Middle Permian red Gröden sandstone and Upper Permian limestone and dolomite.

The thickness of the grey sandstone is about 300 meters. The sequence of the red series is between 300 and 500 meters thick.

The grey sandstone has a variable grain size, from the very fine up to coarse ones. It is composed of sharp-edged quartz grains, K-feldspars and felsic plagioclases, and contains, as a rule, fragments and phenocrysts of volcanic quartz and feldspars, the fragments of usually recrystallized quartz-porphyry and keratophyre, the quartzite fragments and, less frequently, those of chert. The diabase fragments were also observed. The muscovite is frequent, and very frequent chlorite.

The cement of the uranium-bearing rocks is composed of quartz-clay-sericitic material, replaced partially by calcite. The calcite occurs in veinlets or it is dispersed throughout the rock. In addition to calcite, there are also small quantities of dolomite, ankerite and cerussite.

The uranium ore is confined to the zones in the grey series that contain the dispersed organic matter and anthracite aggregates.

As the most common uranium mineral pitchblende occurs, disseminated in the sandstone cement, or rarely associated with galena, pyrite, chalcopyrite, and anthracite.

The mineralized zones contain also sphalerite, tetrahedrite, chalcocite, bornite, realgar, marcasite, arsenopyrite, covellite, ilmenite, chrome-spinel, and pyrrhotite. Among the secondary uranium minerals the presence of autunite, torbernite, metatorbernite, dumontite, the minerals of the phosphuranylite-renardite series, gummite, arsenolite and beta-uranotile has been established. Limonite, malachite and azurite are also present.

The strata-bound uranium ore constitutes numerous unregular lenses of highly variable dimensions. The surfaces of the ore bodies are of the order of several hundreds to thousand square meters. Their thickness vary from 0,5 to 1,5 meters, attaining in most favourable cases several

meters. The uranium contents varies most frequently in the interval of 0,05 to 0,23 % of U_3O_8 . The ore itself is controlled by the stratification. The rocks, however, mostly do not show a well marked bedding. The most developed structure of the Gröden beds is the cleavage oriented at right angle to the bedding planes.

DISCUSSION

Mitterpergher: Nelle arenarie sono presenti in grande quantità detriti di porfidi e di keratofiri. La mia domanda è questa: queste formazioni affiorano nell'area di Žirovski vrh? Le arenarie di Žirovski vrh sono delle arcose poco elaborate contenenti plagioclasti e quarzo non arrotondato, etc. Le rocce di origine vulcanica dovrebbero quindi affiorare a breve distanza, nelle vicinanze di Žirovski vrh.

Jokanović: A Žirovski vrh et dans les environs il n'ya pas de roches volcaniques. Mais aux environs de Cerkno, à peu près à 15 km du Žirovski vrh, affleurent les quartz-porphyras, où l'uranium a été constaté au cours de la prospection.

Mitterpergher: La quantità di carbonati presente è tale da determinare un eccessivo consumo di acido nella fase dell'«ore dressing» del minerario uranifero?

Ristić: Si j'ai bien compris, vous avez demandé combien il y a de matière carbonatée dans les grès. Il y en a en moyenne 5,4 %.

Mitterpergher: C'est beaucoup pour les grès.

Ristić: C'est vrai, mais elle varie. Il n'y a pas de corrélation entre la matière carbonatée et le contenu de l'uranium. La matière carbonatée est antérieure à la minéralisation, puis elle s'est remobilisée pendant le métamorphisme.

Amstutz: Je n'ai pas très bien compris où vous mettez la limite de ces lentilles. D'après ce que j'ai compris, il y a la minéralisation plus ou moins comme un nuage. Je voudrais vous demander où vous mettez la limite de votre ligne: est-ce en pourcentage, ou bien quel est le critère pour mettre la ligne qui limite la lentille?

Jokanović: C'est une interprétation qui est assez complexe. Tous les niveaux et toutes les teneurs sont établis sur la base de la radiométrie.

Petrasccheck: Eine Frage bezieht sich auf die Dimensionen der erzführenden Linsen, da wir einerseits auf den Bildern gesehen haben, daß sie etwa 10 m betragen, auf der anderen Seite war aber die Rede von einigen 1000 m² Fläche. Die zweite Frage ist, ob die Fazies der Grödener Schichten in Žirovski vrh vergleichbar mit jenen von Eisenkappel ist.

Jokanović: En ce qui concerne la dimension des lentilles, c'est très différent. Les dimensions en direction sont assez élevées et elles peuvent atteindre jusqu'à 100 m. En pendage, les dimensions sont à peu près de 20 à 30 m.

Petrasccheck: Une petite interruption. Vous déterminez peut-être les dimensions par une manchette de plomb sur le tube du scintillomètre? De quelle façon déterminez vous les limites du minerai radioactif?

Jokanović: Cela dépend de l'épaisseur et du terrain. Et il s'agit d'un calcul assez compliqué. Les lentilles sont notamment quelquefois très minces et la minéralisation n'est pas visible. Dans la galerie vous ne pouvez presque rien voir. Nous avons aussi des problèmes concernant le calcul des réserves.

Petrascheck: Und die zweite Frage, bitte, ist die Schichtfolge von Eisenkappel identisch mit der von Žirovski vrh?

Grad: The uranium-bearing beds of Žirovski Vrh and the beds of Eisenkappel are not identical. There are differences in age, lithological development and type of mineralization.

In spite of unsufficient research of the Eisenkappel terrain it has been ascertained that there Th is more abundant than U. Occurrences have been observed in the dark grey shale, quartz sandstone and conglomerate, more rarely in limestone and dolomitized limestone. The occurrences are in places certainly bound to the proximity of the organic matter. These sediments are of the Upper Carboniferous to Middle Permian age. Further investigation would be necessary to determine their ages more exactly. The Gröden beds at Eisenkappel do not contain any uranium as in the case of Žirovski Vrh.

Socolescu: N'y a-t-il pas un enrichissement en niobium et en zirconium?

Jokanović: Non. Je pense que seulement en yttrium.

Kupferführende Grödener Schichten Sloweniens

Franc Drovenik, Matija Drovenik und Karel Grad

Vorwort

In den Savafalten Zentralsloweniens kommen mehrere Lagerstätten vor. Wir müssen in der ersten Reihe die weltberühmte Quecksilberlagerstätte Idrija und die neuentdeckte Uranlagerstätte Žirovski vrh erwähnen. Kleinere Lagerstätten, wie zum Beispiel Litija (Pb, Zn), Pleše (Pb, Zn, Ba), Knape (Pb, Zn) und Knapovže (Pb, Zn, Hg) sind aufgelistet.

Außerdem sind in den Savafalten schon längere Zeit auch Kupferlagerstätten bekannt, welche ausnahmslos in den Grödener Sedimenten vorkommen. In der Lagerstätte Škofje, die sich ungefähr 40 km WNW von Ljubljana befindet, wurde schon bereits vor 100 Jahren das Kupfererz abgebaut und verhüttet. Später wurde der Kupferbergbau stillgelegt.

In den letzten Jahren hat man den Kupferlagerstätten in den Savafalten wieder mehr Aufmerksamkeit gewidmet. Die alte Lagerstätte Škofje bei Cerklje ist neu untersucht worden. Die Untersuchungsarbeiten wurden aber auch auf einige andere Kupferlagerstätten und Kupfervorkommen ausgedehnt. Die vorliegende Arbeit hat zum Ziel, die wichtigsten Resultate der neuen Untersuchungen vorzuführen.

Die Entwicklung der Grödener Sedimente

Dem Alter und der lithologischen Entwicklung nach entsprechen die Grödener Sedimente Sloweniens den klastischen permischen Sedimenten, die im Grödener Tal (Val Gardena) in den Dolomiten vorkommen.

Die Grödener Sedimente sind in größter Mächtigkeit und Ausdehnung in Zentralslowenien, in den sogenannten Savafalten aufgeschlossen (Tafel 1). Man kann sie mehr oder weniger kontinuierlich auf einer Länge von ungefähr 130 km und einer Breite von 25 km verfolgen. Eine etwas kleinere Verbreitung erreichen sie nördlich davon, in den Karawanken, zwischen Jesenice und Jezersko. Weiterhin kommen diese permischen Sedimente auch im Pohorje-Gebiet, das zu den Zentralalpen gehört, vor.

In den Savafalten ist der Anfang der Sedimentation der Grödener Schichten noch nicht genau bewiesen. Sie liegen auf einer über 1000 m mächtigen Serie, die aus dunkelgrauen Schiefer, Quarzmuskovitsandstein, seltener auch aus Quarzkonglomerat besteht, und spärliche und unzuverlässige Fossilien führt. Einige Autoren (Ramovš, 1965) meinen, daß

diese Sedimente ein Äquivalent der Trogkofelstufe darstellen, andere (Buser, 1965; Grad, 1968) sind dagegen der Meinung, daß sie noch ins Karbon reichen können. Das Hangende der Grödener Schichten ist im westlichen Teil der Savafalten mit dunkelgrauen, unregelmäßig geschichteten oberpermischen Kalkstein und mit grauem Dolomit in einer Mächtigkeit von 150 m vertreten. Der Kalkstein ist reich an Mikro- und Makrofossilien. Sehr häufig ist die Alge *Vermiporella nipponica* Endo, welche von Foraminiferen *Agathammina* sp., *Globivalvulina* sp. und *Hemigordiopsis* sp. begleitet wird. In Gängen und Nestern sind Gips, Schwefel und seltener auch Fluorit gefunden worden.

In den Karawanken sind die Grödener Schichten zweifellos im Mittelperm entstanden. Das Liegende wird durch eine Schichtenfolge von Kalkstein, Sandstein, Schiefer und Konglomerat repräsentiert; Fossilienreste beweisen den unteren Teil des mittleren Perms. Im Hangenden der Grödener Schichten tritt zuerst ein dünner Horizont von Rauhwacke und Breccie auf. Weiter folgt ein Dolomit, in welchem typische oberpermische Fossilien gefunden worden sind (Buser, 1969), z. B. *Gymnocodium bellerophontis* (Rothpl.), *Velebitella triplicata* Kochansky-Devidé und andere.

Nach Angaben aus Österreich wurden die roten klastischen Sedimente am Pohorje hauptsächlich im oberen Perm, nach einigen Autoren aber noch in der unteren Trias abgesetzt.

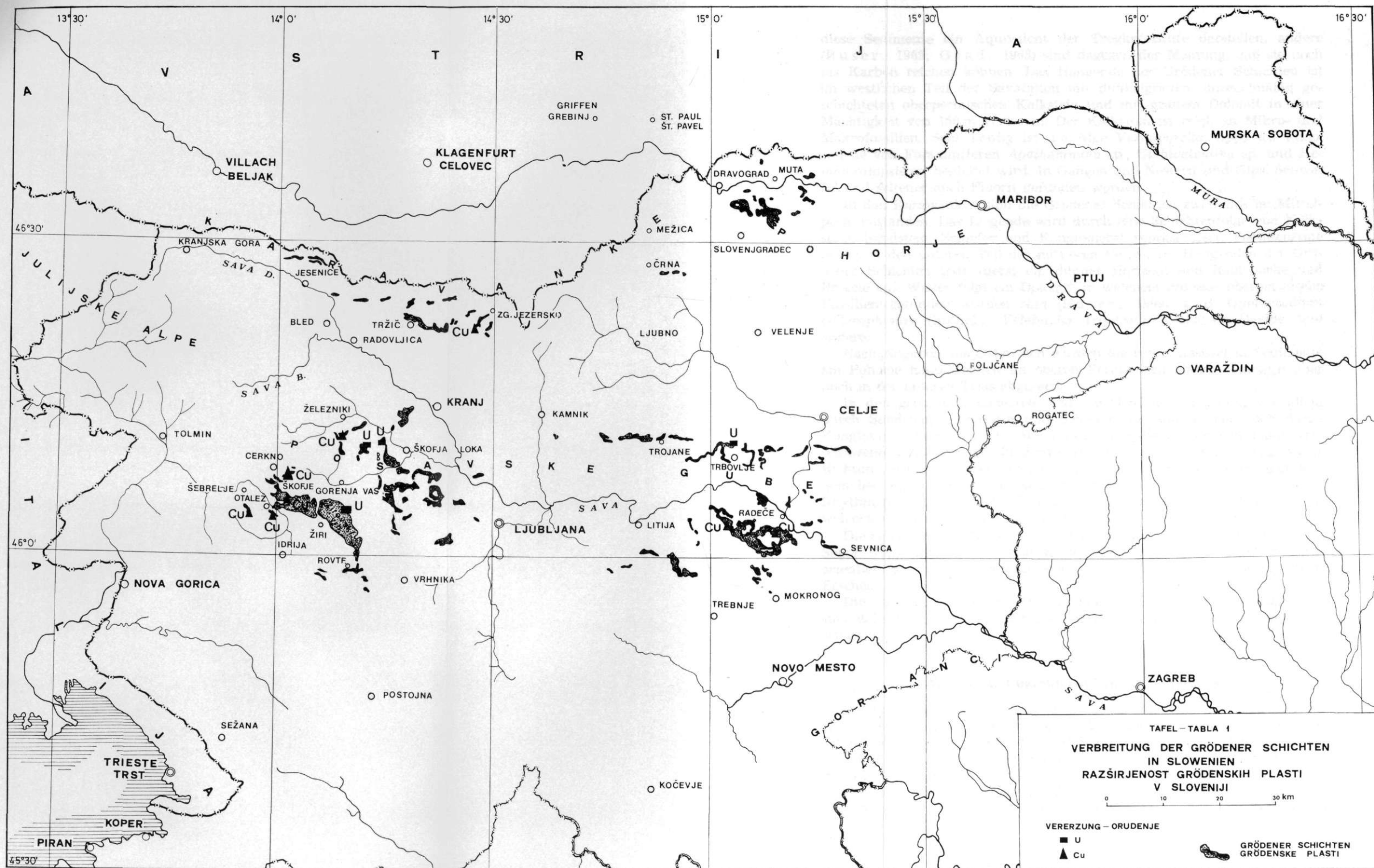
In den genannten Gebieten sind die Grödener Schichten vor allem durch Sandstein, Aleurolith und Schiefer, sporadisch aber auch durch Konglomerat vertreten. Die Mächtigkeit und die Zusammensetzung verschiedener lithologischer Glieder variieren in vertikaler und horizontaler Richtung, was eine linsenförmige und verfingernde Struktur zur Folge hat. Sehr bemerkenswert ist schließlich die Rhythmik. Im allgemeinen sind die Rhythmen in feinkörnigen Sedimenten kleiner als in grobkörnigen, in welchen sie manchmal auch bis zu 10 m Mächtigkeit erreichen.

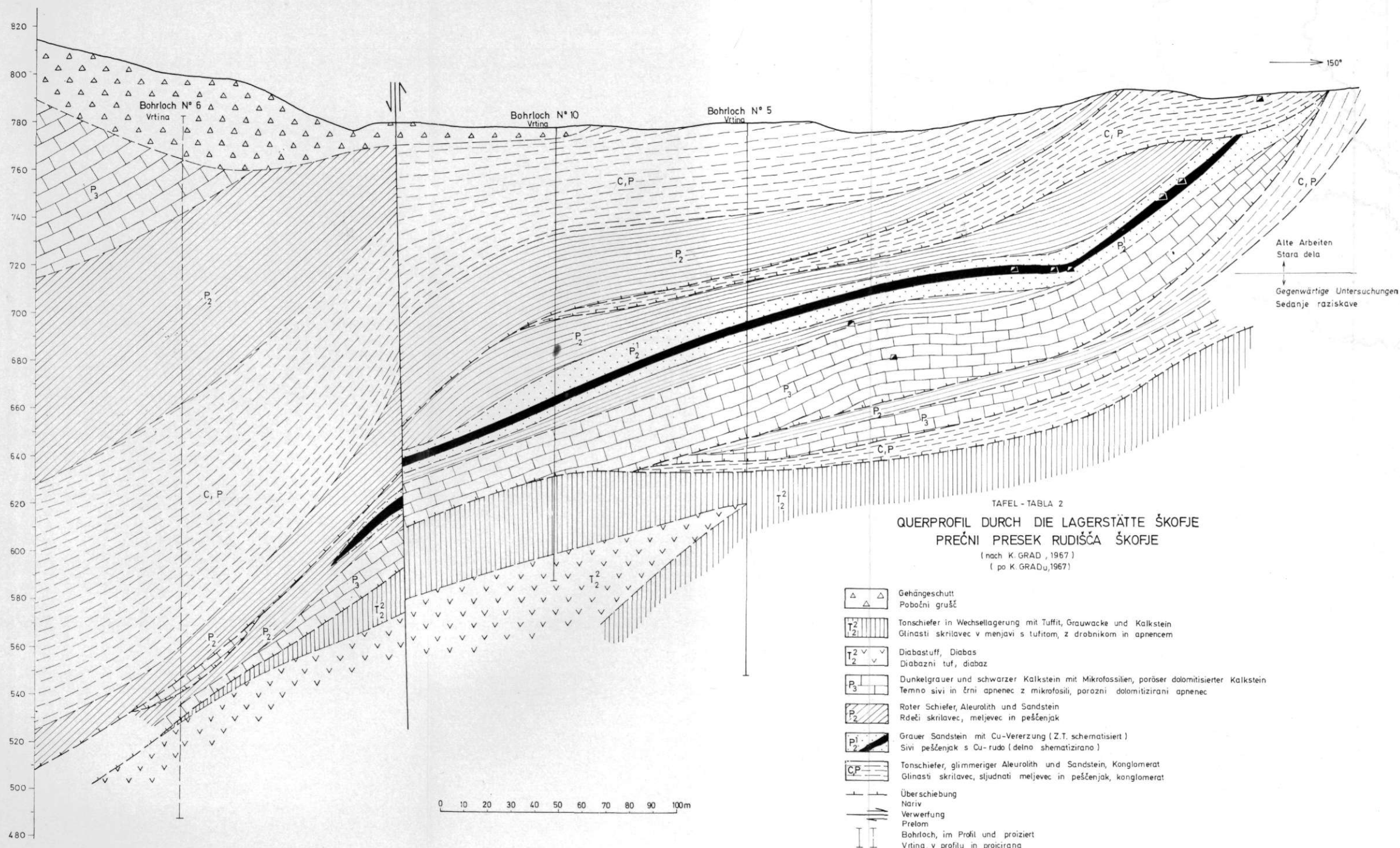
Die Schichtung wird durch die auffallende Schieferung stark verwischt. Sogar Konglomeratgerölle und Karbonateinschlüsse sind durch sie umorientiert worden, was besonders gut in der Lagerstätte Žirovski vrh in Erscheinung tritt.

Die Grödener Schichten sind im allgemeinen rot, einzelne Horizonte sind dagegen grün, grau und dunkelgrau. Die Farbengrenzen sind eher scharf als fließend.

Allgemeine Charakteristiken der Vererzung

Im westlichen Teil der Savafalten führen die Grödener Schichten die Kupfervererzung im Gebiete von Cerkno (Škofje, Novine, Novaki), im Gebiete von Svodenj (Koprivnik, Hobovše), sowie in der Umgebung von Otalež (Otalež, Masore), von Šebrelje und von Zadnja Smoleva bei Železniki (Tafel 1). Im östlichen Teil der Savafalten sind auch mehrere Kupfervorkommen in der Umgebung von Radeče registriert worden, die aber noch nicht näher erschürft sind. Bis jetzt wurde nur das Gebiet





von Cerkno, wo sich die Lagerstätte Škofje befindet, eingehender untersucht.

Meistens tritt die Kupfervererzung schichtentreu im oberen Teil der Grödener Sedimente auf, in Sovodenj aber erscheint das Erz auch im mittleren Teil.

Die qualitative mineralogische Zusammensetzung des roten, erzleeren grauen und vererzten grauen Sandsteines ist sehr ähnlich. Alle drei Abarten bestehen ganz überwiegend aus Quarzkörnern, die stellenweise so häufig sind, daß es sich schon um Protoquarzit handelt. Die Quarzkörner zeigen meist wellige Auslöschung und sehr feine Risse. Am wahrscheinlichsten stammen diese Körner aus metamorphen Gesteinen. Trotzdem wird magmatische Herkunft nicht völlig abgelehnt; im letzten Falle könnte man die Deformationen der Epigenese zuschreiben. Viele Quarzkörner zeigen authigene Säume oder nur ihre Reste. Feldspäte sind immer vorhanden, obwohl sie keinen beträchtlichen Prozentsatz stellen. Dünnlamellierte Plagioklase sind häufiger als Orthoklas; sie sind durch Albit, Oligoklas und Andesin vertreten. Plagioklase weisen sehr oft einen feinen authigenen Albitsaum auf, der im vererzten Sandstein am schönsten entwickelt ist. Lithoide Körner bestehen vor allem aus Quarzit und aus verschiedenen Schiefen, stellenweise treten aber auch die Körner von karbonatischen Peliten auf, und Körner mit einer mikrokristallinen Struktur, die den Tuff oder das rekristallisierte vulkanische Glas repräsentiert. Spärlich sind noch Chaledon, Rutil, Magnetit, Hämatit, Apatit, Turmalin und Zirkon erkennbar.

Das Bindemittel führt neben Quarz auch Feldspäte, Karbonate, Tonmineralien, Muskovit und Sericit. Im roten Sandstein sollen noch sehr feinkörniger Hämatit und Eisenoxyde, im grünen, grauen und dunkelgrauen hingegen Chlorit, Anthrazit und Pyrit erwähnt werden.

Die chemische Zusammensetzung des roten Sandsteines zeigt ungefähr 70 % Kieselsäure und 22 % Karbonate. Der graue Sandstein, und zwar sowohl der taube als auch der vererzte, hat fast den gleichen Kieselsäuregehalt wie der rote, führt aber im Durchschnitt nur etwa 13 % von Karbonaten. Es soll weiter betont werden, daß die graue Varietät normalerweise mehr Tonerde und Alkalien enthält als die rote.

Aus den mikroskopischen Befunden läßt sich nachweisen, daß die detritischen Plagioklaskörner im vererzten Sandstein gleich starke Kaolinisierung und Sericitisierung aufweisen als im erzleeren. Daraus wird der Schluß gezogen, die Plagioklase waren kaolinisiert und sericitisiert bevor sie sedimentierten. Der authigene Albitsaum ist völlig unverändert, obwohl er sich öfters sogar mit Kupfersulfiden im unmittelbaren Kontakt befindet. Das soll beweisen, daß vererzter Sandstein keine hydrothermale Veränderungen erlitten hat.

Im Sandstein haben die epigenetischen Prozesse zur Mobilisation und teilweise auch zur geochemischen Differentiation geführt. Bei diesen Prozessen entstanden in tektonisch zerrütteten Teilen Quarz-, Quarz-Karbonat- und Karbonatgänge, stellenweise sogar Albitgängen. Im Bindemittel sprossen gleichzeitig authigene Quarz-, Karbonat- und Albit-

körner. Für diese Albitkörner sind relativ breitere Zwillingsslamellen charakteristisch.

Die Erzminerale haben sich vorzugsweise in derjenigen Varietät des grauen und des dunkelgrauen Sandsteines konzentriert, welche die Quarzkörnerdurchmesser von 0,2 bis 0,4 mm aufweist, und in welcher das Verhältnis Körner/Bindemittel etwa 2,5:1 erreicht. Im diesem Sandstein ist oft, obwohl nur in kleinen Mengen, auch Anthrazit anwesend.

In den Erzanschliffen von verschiedenen Lagerstätten und Vorkommen wurden folgende primäre Mineralien gefunden (Gantar, 1952; Grafenauer, 1966; M. Drovenik, 1970): Pyrit, Linneit, Bornit, Kupferkies, Kupferglanz, Domeykit, Tennantit, Bleiglanz, Zinkblende und Enargit (Abb. 1). Es soll bemerkt werden, daß in einzelnen Lagerstätten und Vorkommen, ja sogar in einzelnen Schichten und Lagen derselben Lagerstätte, praktisch nie alle primären Erzminerale auftreten. Bemerkenswert ist auch die Tatsache, daß in den meisten Fällen Kupfersulfide viel häufiger sind als Pyrit.

Bornit ist in vielen Schichten und Lagen das dominierende Erzmineral. Er ist mit Kupferkies und Pyrit oder mit Kupferglanz und Tennantit vergesellschaftet. Linneit, Bleiglanz und Zinkblende sind untergeordnet oder in Spuren vorhanden; Domeykit und Enargit stellen wohl eine mineralogische Seltenheit dar. Oxydations- und Zementationsprozesse führten zur Bildung von Malachit, Azurit, Chrysokoll, Eisenoxyde, Covellin, Kupferglanz, Neodigenit, Kupferkies und Idait.

Im Sandstein sind die Erzminerale auf verschiedene Art und Weise vorhanden:

Zuallererst sei erwähnt, daß die Sulfide überwiegend im Bindemittel erhalten sind, wo sie Imprägnationen in Größen von der Grenze der Auflösbarkeit im Mikroskop bis zu einigen mm zeigen; diejenige mit dem Durchmesser von 60 bis 120 Mikronen sind am häufigsten. Kleinere Imprägnationen sind gewöhnlich monomineralisch. Größere bestehen hingegen oft aus zwei oder sogar drei Sulfiden. Es ist wohl kennzeichnend, daß die Altersfolge der Erzminerale schwer bestimmbar ist, sowie, daß sie für ein gewisses Sulfidpaar nicht überall konstant ist. Beispiele sind bekannt, wo in demselben Anschliffe Bornit älter ist als Kupferglanz und umgekehrt. Größere Imprägnationen liegen oft schichtungsparallel und sind von authigenen Quarz-, hier und da auch von Albitkörnern umgeben.

Einen besonderen Fall der Vererzung stellen die konkordante Sulfidlagen und Sulfidlinsen dar, in welchen einige Sulfide oft Pseudomorphosen nach Pflanzenresten bilden. Pseudomorphosen zeigen erzmikroskopisch die Einzelheiten der Pflanzenstrukturen in großer Klarheit, wobei die Zellen stets undeformiert sind; ein Zeichen dafür, daß Pflanzenreste unmittelbar nach der Einbettung und vor einer stärkeren Überlagerung durch Sulfide verdrängt waren. In diesen Lagen und Linsen sind inkohlte Holzreste auch noch öfters, obwohl nur mikroskopisch nachweisbar, vorhanden.

Im tektonisch stärker durchbewegten Erze kommen die Sulfide in Quarz-, Quarz-Karbonat- und Karbonatgängen und Gängchen vor, manchmal sogar in schön entwickelten Kristallen. Es handelt sich um spätere

		Hauptkomponente Nebenkompente Untergeordnet In Spuren								
Primäre Mineralien	Bornit									
	Kupferkies									
	Kupferglanz									
	Pyrit									
	Tennantit									
	Bleiglanz									
	Zinkblende									
	Linneit									
	Enargit									
	Domeykit									
Sekundäre Mineralien	Kupferglanz									
	Kupferkies									
	Covellin									
	Neodigenit									
	Idait									
	Malachit									
	Azurit									
	Chrysokoll									
	Fe-Oxyde									
		Škofje	Novine	Novaki	Koprivnik	Hobovže	Šebrelje	Masore	Sopota	

Abb. 1. Mineralparagenesen der Kupfererze in Grödenen Schichten
 Sl. 1. Mineralne paragenenze bakrovih rud v grödenskih plasteh

Umlagerungen. In der Regel befinden sich in Gängen und Gängchen dieselbe Erzminerale wie im umgebenden, vererzten Sandstein.

Das Vorkommen der konkordanten, vererzten Schichten und Lagen, die Art des Auftretens der Erzminerale, sowie die Abwesenheit aller hydrothermalen Veränderungen beweisen, daß sich die Sulfide im Grödener Sandstein, Aleurolith und Schiefer während der Diagenese gebildet haben. Sie kristallisierten bei der Anwesenheit der Metallionen und des Schwefelwasserstoffs, welcher als Resultat der bakteriellen Reduktion der Sulfate angesehen wird. Später, zur Zeit der Epigenese und der retrograden Epigenese, haben sich wegen der veränderlichen physikalisch-chemischen Verhältnisse mehrere Generationen von Erzminerale sowie auch Gangminerale gebildet.

Die Lagerstätte Škofje

Geologische Übersicht

Regional betrachtet bildet die Struktur der Lagerstätte Škofje den Bestandteil einer Decke viel größeren Umfangs, die der sogenannten vierten Decke von Idrijagebiet (Mlakar, 1969) zugehört.

In der Basis dieser Decke sind mitteltriassische Sedimente festgestellt: schwarzer Tonschiefer, Grauwacke und Diabas-Tuff.

Die Decke besteht aus den Sedimenten der unteren Trias, des oberen und mittleren Perms und des Permo-Karbons. Die Decke entstand im Posteozen.

Das geologische Profil durch die Lagerstätte Škofje (Tafel 2) ist im großen und ganzen charakteristisch für dieses kupfererzführendes Gebiet. Man kann es durch eine überkippte Falte erklären, die mit ihrer Grundfläche gegen NW einfällt und die durch nachträgliche Verschiebung zerrissen und im unteren Teil verschuppt worden war.

Die Kupfervererzung tritt konkordant in Grödener Schichten, und zwar im verschuppten Teile dort auf, wo die Schichtenfolge invers erscheint, d. h. wo die Grödener Schichten auf den oberpermischen karbonatischen Sedimenten liegen. Diese inverse Lagerung kann man trotz starker Tektonik auf größere Entfernung verfolgen.

Außer tangentialer Tektonik sind im genannten Gebiet auch ziemlich steile Verwerfungen, die NW—SE, N—S und auch quer zu diesen Richtungen streichen. Die NW—SE orientierten Verwerfungen wurden auch in der Grube beobachtet. Jedoch konnte man auf keine Verbindung zwischen ihnen und der Vererzung schließen.

Um eine eingehendere Vorstellung von der Vererzung der Lagerstätte zu bekommen, führen wir ein, mit Bergbauarbeiten und Bohrungen, genau untersuchtes Profil an (Abb. 2). Das Profil ist z. T. schematisiert und verfolgt die Vererzung etwa 110 m im Fallen. Wir können es als Modell für das ganze untersuchte Gebiet von Škofje annehmen.

Aus dem Profil ist ersichtlich, daß auf leicht welliger Unterlage von oberpermischen Karbonatgesteinen die graue Grödener Serie auftritt, welche z. T. vererzten Quarzsandstein und Aleurolith enthält. Die Mächtigkeit der grauen Serie ist im rechten Teil des Profils ca. 20 m, in der Mitte

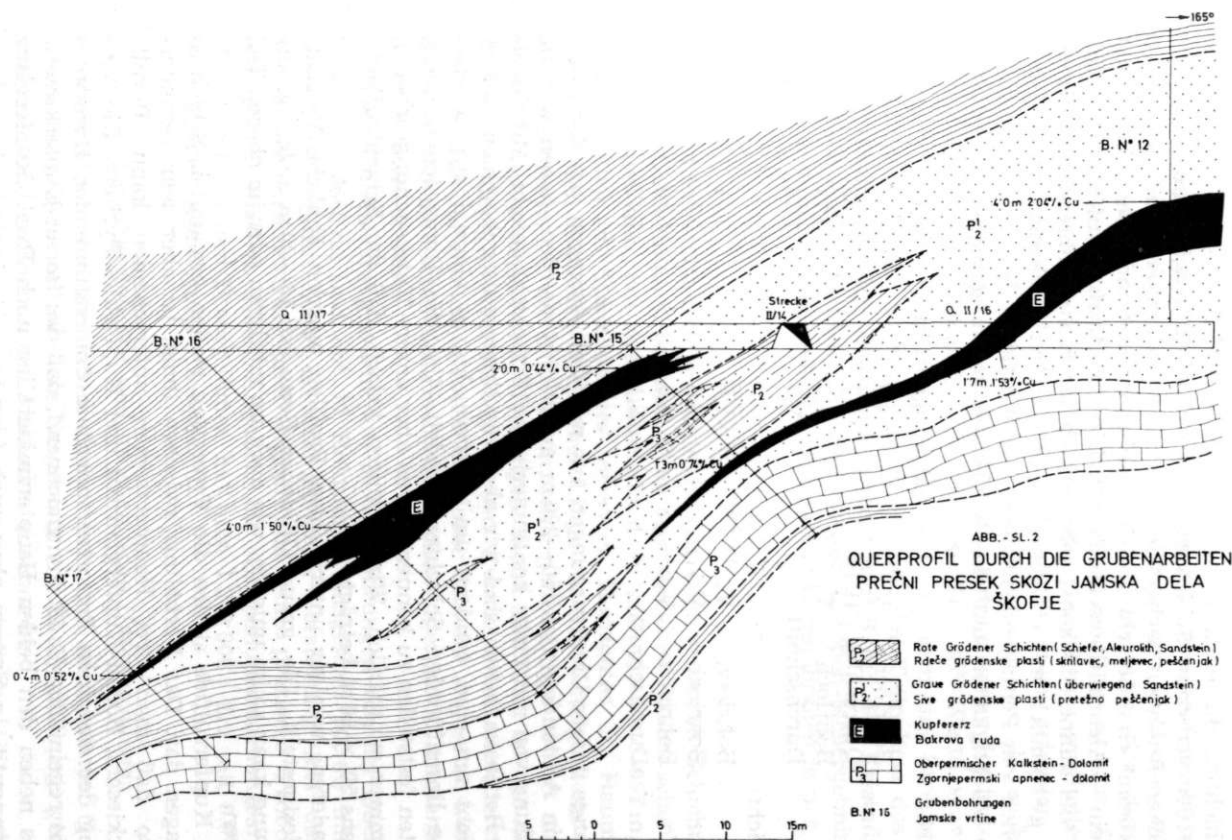


Abb. 2. Querschnitt durch die Grubenarbeiten im Bergbau Škofje
Sl. 2. Prečni presek skozi jamska dela Škofje

ca. 10 m, im linken Teil keilt sie aber allmählich aus und wird durch rote Grödenere Schichten, die auch das Hangende der Serie bilden, verdrängt. Im beschriebenen Profil meldet sich das Kupfererz in zwei Sandsteinschichten, die etwa 10 m voneinander entfernt sind; jedoch ist die Grenze der vererzten Schichten nicht so viel lithologisch als durch die chemischen Analysen nachgewiesen worden. Im mittleren Teil der grauen Serie kommt eine Schicht vor, in welcher grüner und roter feinkörniger Sandstein — Aleurolith wechsellagern. Diese buntfarbige auffällige Schicht, jedoch viel dünner, ist sonst sehr typisch für den erzführenden Horizont. Sie ist gewöhnlich mit einigen Prozent von Pyrit gekennzeichnet (Kombinationen von Pentagondodekaeder mit Würfel).

Die Mächtigkeiten und die Kupfergehalte im gezeigten Profil sind:

I. Schicht:		Mächtigkeit m	% Cu
Bohrloch	V ₁₂	4,0	2,04
Querschlag	II/16	1,7	1,53
Bohrloch	V ₁₅	1,3	0,74
Durchschnitt		2,3	1,68
II. Schicht:			
Bohrloch	V ₁₅	2,0	0,44
Bohrloch	V ₁₇	0,4	0,52
Bohrloch	V ₁₆	4,0	1,50
Durchschnitt		2,1	1,42

Solange unsere Untersuchungen nur mit Tiefbohrungen von der Oberfläche in Abständen von 150—200 m ausgeführt wurden, haben wir die Vorstellung von nur einer kontinuierlichen Erzschieht gehabt. Mit detaillierten Bergbauarbeiten sind wir aber zur Erkenntnis gekommen, daß es sich nicht um eine, sondern um mehrere, bis zu viermal sich wiederholende linsenförmige Schichten handelt. Um die Dimensionen dieser Schichten feststellen zu können, waren aber unsere Untersuchungsarbeiten noch immer zu spärlich. Wir vermuten jedoch, daß die Schichtenfläche höchstens 50 × 50 m beträgt.

In aderen, weniger untersuchten Profilen, werden ähnliche Verhältnisse festgestellt. Die graue Grödenere Serie ist 18—20 m mächtig, die Vererzung kann so im unteren, wie auch im mittleren oder im oberen Teil auftreten.

Die Kupfersulfide stellen die Vererzung in den erwähnten Schichten und Lagen dar. Das Verhältnis zwischen ihnen ist aber sehr veränderlich, so daß man drei Haupterzsorten unterscheiden kann: Bornit-Kupferkieserz, Bornit-Kupferglanzerz und Kupferkies-Pyrit. Die Verbreitung der einzelnen Erzsorten innerhalb des erzführenden Horizontes ist nicht regelmäßig. Es ist kennzeichnend, daß das Bornit-Kupferkieserz, welches neben den beiden Haupterzmineralien noch Pyrit, Kupferglanz und Tennantit, in Spuren aber auch Linneit sowie Zinkblende enthält, vorherrscht. Einzelne Erzsorten treten in getrennten Schichten und Lagen auf, die aber manchmal dicht nebeneinander liegen. Verschiedene mine-

ralogische Zusammensetzung der benachbarten Schichten und Lagen be-
weisen ungleichartige physikalisch-chemische Verhältnisse während der
Diagenese: Eh und die H_2S Konzentration sollten vor allem stärker
variieren.

Die Erzminerale bilden in Erzschieben und Erzlagen feine Imprägnationen, die aber eine Größe von 1 mm im allgemeinen nicht überschreiten. Außerdem treten im westlichen Teil der Lagerstätte, der durch die Tektonik stärker beansprucht war, die Kupfersulfide auch in Quarz-, Quarz-Karbonat- und Karbonatgängen und Gängchen vor. Stellenweise wurden auch dünne Sulfidlagen und kleine Sulfidlinsen gefunden.

Schwefelisotopen-Untersuchungen der Sulfide haben als wichtigstes Merkmal (M. Drogenik et. al. 1970) eine Anreicherung des Isotopes 32 — des »leichteren« Schwefels — ergeben. Die δS^{34} -Werte schwanken nämlich zwischen $-8,79\text{‰}$ und $-37,93\text{‰}$, und zeigen eine Streuung von 30 ‰. Eine so starke Streuung kann nur mit der Teilnahme des durch die sulfatreduzierenden Bakterien erzeugten H_2S bei der Kristallisation der Sulfide erklärt werden. Die gewonnenen Isotopen-Meßergebnisse bestätigen also die diagenetische Entstehung von Erzmineralien in der Lagerstätte Škofje.

Bergbauarbeiten

In der Lagerstätte Škofje wurde die Lage der vererzten Schichten aus den alten Grubenplänen bekannt. Weil aber die alten Stollen schon längst eingebrochen sind, hat man unterhalb d. h. auf der Kote 657 m, einen neuen Stollen im Streichen des vererzten Horizontes als Hauptuntersuchungstollen angesetzt. Nach einer Länge von 250 m steigt dieser mittels eines Aufbruchs auf die Kote 690 m; seine ganze Länge beträgt ungefähr 800 m. In entsprechenden Entfernungen, meist alle 50 m, ist der Erzhorizont querschlägig durchschnitten worden. Zwecks eines schnelleren Vortriebs wurde der Stollen in rotem Grödener Schiefer angesetzt, weil sonst der Vortrieb im harten Quarzsandstein schwieriger, d. h. langsamer und teurer gewesen wäre.

Diese Untersuchung wurde mit 33 Tiefbohrungen von der Oberfläche (insgesamt 8600 m) und mit 17 Bohrungen (insgesamt 500 m) innerhalb der Grube ergänzt. Somit ist eine genauere Vorstellung über das Auftreten der Erzschieben und -Lagen und eine präzisere Probenahme ermöglicht worden. Nach Angaben der Grubenuntersuchungsarbeiten, Tiefbohrungen und Probenahmen hat man 1 270 000 t Erz mit 0,97 % Cu bzw. 12 300 t Kupfermetall festgestellt.

Geophysikalische und geochemische Untersuchungen

Hinsichtlich der ziemlichen Bedecktheit des untersuchten Geländes wurde die engere und breitere Umgebung von Škofje auch mit geophysikalischen und geochemischen Methoden untersucht.

Die Bedingungen für erfolgreiche geophysikalische Untersuchungen sind nicht günstig, deswegen wurden diese Untersuchungen später vollkommen aufgelassen. Das Kupfererz tritt nämlich in linsenförmig ent-

wickelten, verhältnismäßig dünnen Schichten von grauem Sandstein auf und enthält nur 1—2 % Sulfiden, die z. T. an der Oberfläche ausgelaugt oder oxydiert sind. Außerdem ist die geologische Lage der untersuchten Gebiete verwickelt und der erzführende Horizont ist manchmal mit anderen Schichten bedeckt, d. h. an der Oberfläche treten keine Ausbisse auf.

Folgende geophysikalische Methoden wurden verwendet: Eigenpotential, scheinbarer spezifischer Widerstand und induzierte Polarisation.

In gegebenen Verhältnissen hat sich die IP Methode als die wirkungsvollste gezeigt, im großen und ganzen genommen wurden aber mit erwähnten Methoden keine neuen Erzvorkommen entdeckt. Trotzdem sei hier ein Beispiel erwähnt, bei welchem, an einer geologisch günstig bedingten Stelle, d. h. am Kontakt vom oberpermischen Kalk und Grödener Schichten, mit der IP Methode eine umfangreiche Anomalie festgestellt wurde (etwa 4,5 % IP). Ein Nachweis mit Bohrungen hat kein positives Resultat gegeben. Nachträglich hat man diese Anomalie mit der Erscheinung einer elektrolytischen Polarisation erklärt, die sehr wahrscheinlich von fein verteilen organischen Substanz und Tonmineralien verursacht wurde.

Mit der gegenseitigen Anwendung der erwähnten geophysikalischen Methoden hat man mehr Erfolg bei genauerer Ermittlung der bedeckten Kontakte von Karbonatgestein mit Schiefer und Sandstein gehabt.

Geochemische Untersuchungen wurden unter der Voraussetzung, daß die primäre Streuung (Aureole) wenig oder überhaupt nicht entwickelt ist, ausgeführt. Infolgedessen haben wir uns für die Probenahme der Schlammablagerung in Bächen und des Wassers in den Quellen entschlossen. Es sei hier erwähnt, daß das Gelände außer klastischen Grödener Sedimenten auch von anderen Gesteinen, z. B. karbonatischen, und von schwarzem karbonischen Schiefer aufgebaut ist. Gewässer, die ihren Ursprung in karbonatischen Gesteinen haben, verursachen eine rasche Neutralisierung, und auf diese Weise vermindern sie die Beweglichkeit der Metallionen. Durch den schwarzen karbonischen Schiefer, welcher an sich schon einen angereicherten Metallinhalt aufweist, wird das Bild der Verteilung von Haupt- und Nebenelementen stark verzerrt. Gegenseitiger Einfluß mehrerer solcher Faktoren außerhalb unserer Kontrolle bereitete auf diese Weise bei geochemischen Untersuchungen ziemlich große Schwierigkeiten.

Im folgenden werden einige Angaben angeführt, die trotz der Unzulänglichkeit beider Methoden, nach unserer Meinung, interessant erscheinen:

Mit der Schlammniederschlagsprobenahme haben wir die nächste Umgebung der alten Bergbauarbeiten bei Škofje, welche als Modell dienen soll, erfaßt, nebst der Umgebung von Sovodenj, die uns am Anfang als zweitaussichtsvollste erschien. In dem sehr stark entwickelten hydrographischen Netz dieses Gebietes (etwa 40 km²) hat man eine systematische Schlammprobenahme durchschnittlich auf alle 100 m ausgeführt, um mit der Siebung die Fraktion minus 80 mesh zu erreichen. Alle Proben sind auf Cu, Pb und Zn, eine Hälfte auf Ni, Ag und Hg und in seltenen Fällen auch auf Co und V analysiert worden.

Die Resultate dieser umfangreichen Arbeit (etwa 5000 Analysen) sind bis jetzt noch nicht gänzlich interpretiert. Es ist aber vollkommen klar, daß man mit diesen Untersuchungen keine neuen Erzvorkommen entdeckt hat. Dagegen hat man stellenweise alte Bergarbeiten und Wege, die einst zum Transport der Kupfererze dienten oder die absichtlich mit Haldenmaterial aufgeschüttet wurden, markiert.

Weiter hat man festgestellt, daß das Kupfererz ziemlich sicher von Zink und im bestimmten Ausmaß auch von Ni und Hg als Indikatoren begleitet wird. Zink ist in erzführenden Schichten sehr selten in Mineralform als Sphalerit in der Begleitung von Galenit gefunden worden, dagegen sind Ni- und Hg-Mineralien in der Lagerstätte nicht bekannt (Hg erscheint möglicherweise im Tennantit).

In der Nähe der anomalen Kupferwerte (400 bis 1000 ppm) erhöht sich der Zinkwert auf 150—200 ppm, Ni auf 40—50 ppm und Hg auf 0,75—1,0 ppm. Es muß betont werden, daß es sich bei den genannten Beispielen um Schlammproben handelt, welche bachabwärts von alten Halden und Wegen herkommen. Es ist fraglich, wie das Verhältnis zwischen diesen Metallionen wäre, wenn es sich etwa um Ausschwemmungen aus Erzausbissen handeln würde.

Co gibt es normalerweise weniger als 10 ppm, inzwischen variiert V von 50 bis 125 ppm ohne Rücksicht auf eventuelle Kupferanomalien. Jedoch verfügen wir über eine zu geringe Anzahl von Analysen, als daß man endgültige Schlüsse daraus ziehen könnte.

Gleichzeitig mit der Schlammprobenuntersuchung hat man im erwähnten Gebiet auch das Wasser von Quellen (insgesamt 194 Proben) analysiert. Hier wurden K, Na, Cl, SO_4 , trockener Rückstand, pH-Wert, Pb, Zn, Cu, As, Hg und in einigen Fällen auch Ag, Bi, Mo, Ni, V, Al, Cr und Fe ermittelt.

In allen Fällen handelt es sich um Kontaktquellen, die an der Grenze zweier Schichten verschiedener Permeabilität mit kürzerem und langsamerem unterirdischen Fluß auftreten.

Obwohl eine Menge von Proben den pH-Wert zwischen 5 und 6 gezeigt hat, ist der Kupfergehalt im Wasser fast unter dem Durchschnittsgehalt für normale Süßwässer geblieben. Auch die übrigen Metallionen wurden nicht in bemerkenswerten Mengen festgestellt, und auf diese Weise haben uns auch die hydrogeochemischen Untersuchungen zu keinen neuen Kupfervorkommen geführt. Es ist interessant zu erwähnen, daß sogar Wasserproben aus den alten Stollen keinen erhöhten Kupfergehalt aufweisen, was mit der Anwesenheit der Karbonatgesteine, die Kupferausfall verursachen, erklärt werden kann.

Mit den geophysikalischen und geochemischen Methoden hat man also keine neuen Erzausbisse gefunden. Die erfolgreichste Methode bleibt auch weiterhin die geologische Detailaufnahme, die berücksichtigen soll, daß sich die erzführenden Schichten in der Regel in grauen und grünen klastischen Sedimenten in der Nähe von hangendem oberpermischen Karbonatgestein befinden. Mit solch genauer Arbeit wurden in entsprechenden geologischen Bedingungen in Šebrelje weitere Ausbisse von Kupfererzen entdeckt (Drovenik, F. et al., 1966—1970).

Literatur

- Buser, S. 1965, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, list Ribnica 1:100 000. Arhiv Geološkega zavoda. Ljubljana.
- Buser, S. 1969, Razvoj triadnih plasti med Jezerskim in Jesenicami. 2. simpozij o geologiji Karavank 23. do 25. maja 1969. Ljubljana.
- Drovenik, F. et al. 1966—1970, Raziskave bakra Cerkno. Letna poročila v arhivu Geološkega zavoda Ljubljana (neobjavljena).
- Drovenik, M. 1970, Nastanek bakrovega rudišča Škofje. Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov 2. del. Ljubljana.
- Drovenik, M. et al. 1970, Izotopna sestava žvepla v sulfidih nekaterih jugoslovanskih rudišč. Rudarsko-metalurški zbornik 2-3. Ljubljana.
- Gantar, I. 1952, Rudarsko-geološka študija rudišča Škofje. Diplomsko delo. Ljubljana.
- Grad, K. 1968, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, list Kranj 1:100 000. Arhiv Geološkega zavoda. Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1966, Metalogenija i mineraloške karakteristike bakarnih pojava u Sloveniji. Referati VI. svetovanja, Savez geoloških društev SFRJ. Ohrid.
- Mrak, J. 1969, Krovna zgradba idrijsko-žirovskega ozemlja, Geologija 12. Ljubljana.
- Ramovš, A. 1965, O »hochwipfelskih skladih« v posavskih gubah in o karbonskih plasteh v njihovi soseščini. Geološki vjesnik 18/2. Zagreb.

Copper-Bearing Gröden Beds of Slovenia

Franc Drovenik, Matija Drovenik, and Karel Grad

SUMMARY

In the Sava folds of central Slovenia many ore occurrences are found: Idrija (Hg), Škofje (Cu), Žirovski vrh (U), Knapovže (Hg), Pleše (Ba, Pb, Zn), Litija (Pb, Zn). Mineralized are Carboniferous and Permian strata and in some localities the Triassic beds as well. This paper will discuss the copper occurrences in Gröden beds of Middle Permian.

The Gröden beds are composed of quartz sandstone, conglomerate, siltstone and shale. The beds are red and grey coloured, but the grey beds include red intercalations and *vice versa*. Consequently they are characterized by the alternation of lithological development in the horizontal and vertical directions.

The copper sulfides are bound to the lenses of grey sandstone. The common primary ore minerals are bornite, chalcopyrite and chalcocite. No hydrothermal alterations have been noted.

Up to now the best explored is the Škofje deposit in the western part of the Sava folds. In this area the exploration and mining works are at least 100 years old. From time to time the deposit was also mined but the total output has not exceeded 500 t of metallic copper. Recently (1966—1970) the explorations comprised detailed geological mapping, geophysical, geochemical, mining, drilling, and laboratory investigations. The results of these works are as follows:

The ore bearing horizon occurs close to the overlying Upper Permian limestone and dolomite. The strike of ore lenses is NE—SW and the dip

is 30° NW. The explorations show an irregular distribution of ore lenses in the length of 750 m and 200—300 m to the dip.

The geologic structure and the laboratory investigations of polished sections indicate a diagenetic origin of the ore deposit with concentration and redeposition during the epigenesis, which is proven by several generations of ore minerals. The biogenous origin of the sulphur is established by the ratio of isotopes S^{32}/S^{34} measured on different sulfide minerals from Škofje.

In similar geologic conditions copper occurrences are found in some other localities of Sava folds and in the Karavanke range.

It is interesting to note that the uranium deposit at Žirovski Vrh occurs in the lower part, but the Škofje deposit in the upper part of Gröden beds. In both ore deposits the alpine tectonic is reflected on their overthrust and imbricate structures. At Škofje the ore occurs in the imbricated part of Gröden beds showing inverse position. The ore sheet is together with the hanging wall and footwall thrust over the Middle Triassic strata, consisting of clay shale intercalated with diabase, tuffaceous rocks, greywacke, and limestone. In the U-deposit of Žirovski Vrh, however, the Carboniferous and Permian beds were thrust over the Upper Triassic beds.

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MILANO

Il Rettore della Università degli Studi di Milano, professor Giuseppe Schiavinato ed il Corpo accademico partecipano con profondo dolore la morte del



Ch.mo Prof.
DINO DI COLBERTALDO

ordinario di giacimenti minerari, maestro insigne venerato da collaboratori e discepoli.

Milano, 6 dicembre 1972

Un nuovo orizzonte metallifero nel Paleozoico delle Alpi Orientali

Luciano Brigo e Dino di Colbertaldo

Premessa

La Catena Paleocarnica si sviluppa all'incirca dal P.so M. Croce Comelico fino a Tarvisio, fra la linea del Gail a N e la congiungente Comeglions-Paularo a S. Il nuovo orizzonte metallifero a Zn-Cu, barite, fluorite, quarzo, è situato al limite tra le serie carbonatiche devoniche e le formazioni trasgressive del Carbonifero essenzialmente argillitico-arenacee. Esso è stato individuato nella fase preliminare di un vasto programma di ricerche, in corrispondenza delle maggiori masse silurico-devoniche tra Pontebba e Sappada (Fig. 1).

I primi affioramenti mineralizzati furono scoperti nel 1957 sul M. Malvueric da D. di Colbertaldo (1967), che promosse e diresse sotto gli auspici del CNR le prospezioni geominerarie e geochimiche, sostenute in seguito dalla Società Monteponi/Montevecchio e poi dalla Mineraria Alpi Orientali (M. A. O.)*. Le ricerche, concentratesi inizialmente nella zona dei M.ti Malvueric e Cavallo, in conseguenza dei risultati positivi ottenuti con la prospezione geochimica, vennero di recente da noi estese a tutta la Catena Carnica, con lo scopo di definire la posizione e la continuità dell'orizzonte mineralizzato, in rapporto alle caratteristiche paleogeografiche e strutturali delle formazioni paleozoiche.

Le notizie bibliografiche sull'attività mineraria in questa regione sono limitate alle miniere del M. Avanza e di Comeglions; solo brevi ed isolati cenni esistono per la zona del P.zo di Timau. Molto abbondante è invece la letteratura geologica e tra questa in particolare la sintesi schematica di R. Selli (1963), che è servita di base per la fase iniziale delle nostre ricerche.

Cenni geologici

Nella Catena Paleocarnica affiorano in prevalenza le rocce del Paleozoico antico (Siluriano e Devoniano) e del Carbonifero.

* Gli AA. ringraziano la Monteponi/Montevecchio e la M. A. O. per aver permesso la divulgazione di questa nota, nonché il tecnico C. Pohar per la sua valida collaborazione sia nelle ricerche di campagna che di laboratorio.

Il Siluriano comprende le formazioni dell'*Ordoviciano*, costituite da argilliti, siltiti e arenarie quarzose, e del *Goethlandiano* in diverse facies prevalentemente calcaree.

Le serie carbonatiche del *Devoniano* affiorano, con spessori talora notevoli (circa 1000 m), lungo la fascia di confine italo-austriaco e costituiscono il substrato della mineralizzazione. Le formazioni eo- mesodevoniche sono formate in gran parte da calcari più o meno stratificati in facies di scogliera e, localmente, da calcari nodulari e reticolati in facies pelagica, talora come passaggi laterali o come intercalazioni ai precedenti, più di frequente costituenti una «serie comprensiva ridotta silurico-devonica». Seguono verso l'alto, tra M. Volaia e M. Zermula, calcari compatti ben stratificati con faune neodevoniche (Brachiopodi ed Ammonoidi) di mare aperto. A W della Val Bordaglia le rocce del Paleozoico antico risultano debolmente metamorfosate; esse vengono riferite ad una unità strutturale che corrisponde alla parte settentrionale della Catena Carnica.

Il *Carbonifero* comprende diverse formazioni e costituisce il periodo cui va riferito il processo mineralizzante della regione in esame. Il *Carbonifero inferiore e medio* si sviluppa con continuità su una vasta area a S della catena devonica tra il M. Volaia ed il M. Zermula. Esso comprende due formazioni: la Formazione del Hochwipfel e la Formazione di Dimon. La prima è costituita da una alternanza di argilliti, siltiti, arenarie, con locali intercalazioni, specialmente alla base della formazione, di brecciole a lidite e liditi; sul versante orientale del Timau, sempre nella parte inferiore della formazione, affiorano livelli di materiale vulcanico (piroclastiti) noti anche nella Valle del But (Selli R., 1963). La formazione, comprendente tutto il Namuriano ed una parte del Westfaliano, è trasgressiva su un paleorilievo irregolare formatosi durante un periodo più o meno lungo di emersione (Viseano) del substrato silurico-devonico, che è stato interessato anche dalle prime fasi dell'orogenesi ercinica. Durante questa emersione un carsismo di vario grado ha agito sulle masse carbonatiche di diversa età ed è osservabile attraverso fratture, cavità e solchi riempiti dal materiale trasgressivo. La Formazione di Dimon, riferita al Westfaliano C, si compone dei prodotti di un vulcanismo basico — spiliti $\pm$ a pillows, keratofiri, tufi eterogenei —, cui fanno seguito verso l'alto argilliti, siltiti, arenarie, talora conglomerati, derivanti per lo più dal disfacimento delle rocce precedenti. Il *Carbonifero superiore*, che comprende le formazioni del Gruppo dell'Auernig, affiora nella zona di confine a N e a E del M. Zermula. Esso è trasgressivo e discordante su tutte le formazioni più antiche ed in particolare sui calcari mesodevonicici di scogliera del M. Val Dolce, M. Cavallo, M. Malvueric. Nelle formazioni più basse, tra loro vicarianti, prevalgono le siltiti e le arenarie, con intercalazioni di conglomerati quarzosi in banchi talora potenti, di calcari ben stratificati, e, nella zona di trasgressione, di calcari arenacei in strati sottili.

Per quanto riguarda la tettonica, il tratto della Catena Paleocarnica considerato può essere suddiviso in due settori.

Un settore si estende a W della grande linea della Val Bordaglia e comprende il gruppo Avanza-Peralba, costituito da rocce silurico-devoniche debolmente metamorfiche, con complesse strutture a pieghe anti-

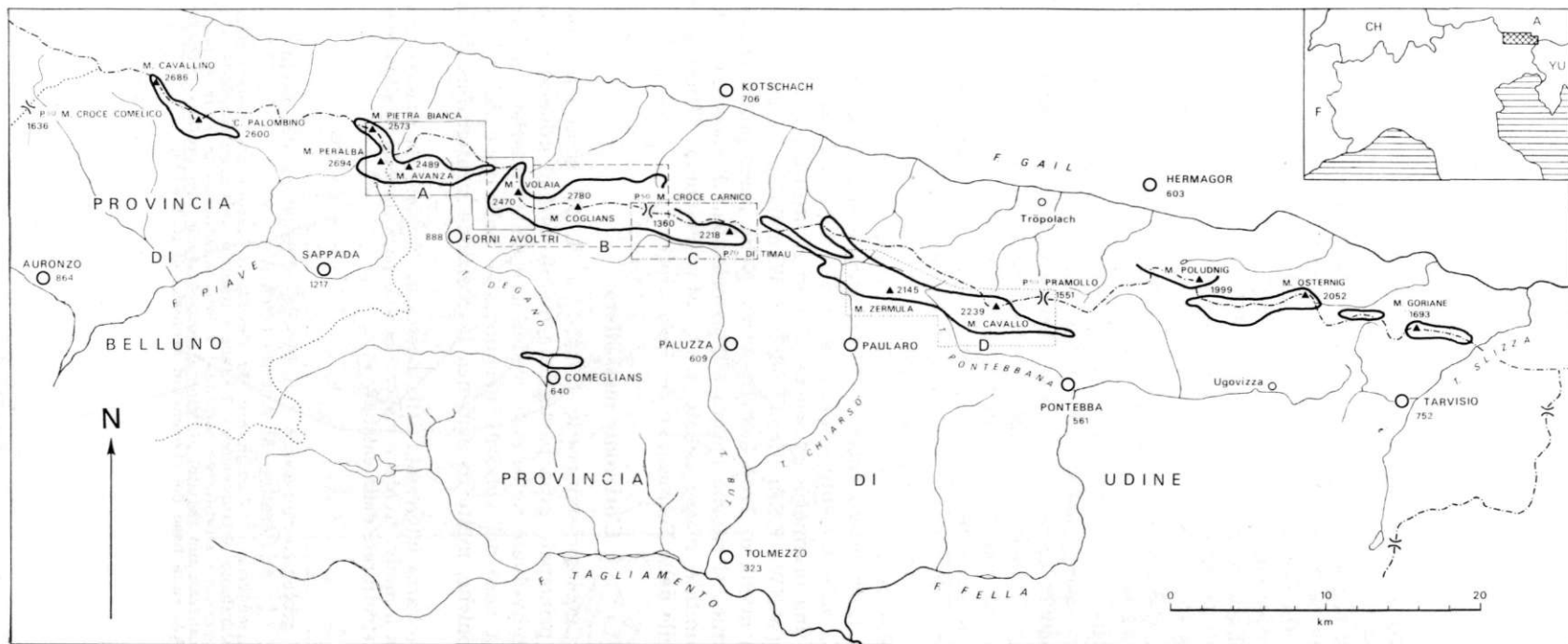


Fig. 1. Schema topografico delle Alpi Orientali tra il P. so M. Croce Comelico e Tarvisio con le principali masse carbonatiche devoniche

Le aree inquadrare con tratto diverso (A, B, C, D) corrispondono a quelle delle cartine geologico-minerarie (Figg. 2, 3, 4, 5); esse delimitano all'incirca il tratto della Catena Paleocarnica interessato dalla ricerca preliminare

clinali o a scaglie, interessate da faglie NE—SW; dette strutture vengono a contatto anomalo con le rocce ordoviciane (?) circostanti (Fig. 2). A questo settore, esteso verso W fino al P.so M. Croce Comelico, sarebbero riferibili anche i gruppi principali del Plenge e del Polinik.

L'altro settore si sviluppa a E della Val Bordaglia fino al Tarvisiano. Le masse devoniche presentano strutture a monoclinali, vergenti a W (M. Volaia), a S (M. Coglians, Fig. 3) e a NE (M. Zermula, dove la serie è probabilmente rovesciata), o ad anticlinali, fagliate in cerniera con fianco settentrionale abbassato (P.zo di Timau; Fig. 4) o $\pm$ asimmetriche (M. Cavallo; Fig. 5). Tali strutture vengono complicate da numerosi sistemi di faglie (W.NW—E.SE, N—S, E—W, NE—SW) e da intensi fenomeni di tettonica passiva, che mascherano in parte i normali rapporti stratigrafici Devoniano—Carbonifero.

A grande scala si delinea ancora assai bene la evoluzione paleogeografica di tutto questo settore. Infatti, tra la linea della Val Bordaglia e quella del Cason di Lanza, si sviluppa l'esteso bacino del Carbonifero inferiore e medio, i cui limiti (quello N rappresentato dalla catena devonica, quello S dal contatto per lo più tettonico con le rocce permotriassiche, dove localmente — Comeglians — affiora anche la «serie comprensiva silurico devonica») si trovano in una posizione pressoché simmetrica rispetto ad una zona assiale E—W, messa in evidenza dalla distribuzione delle rocce vulcaniche della Formazione di Dimon. La trasgressione del Carbonifero superiore direttamente sulle scogliere mesodevoniche, più intensamente carsificate, nella zona del M. Cavallo, definisce invece una originaria situazione di alto strutturale, limitato da due paleofaglie (W.NW—E.SE) identificabili a W nella linea del Cason di Lanza, a E in quella di Tröpolach-Ugovizza. Nella parte più orientale della Catena Carnica si ritorna ancora alla associazione di rocce calcaree devoniche (in limitate masse isolate tra i M.ti Poludnig, Osternig e Goriane) con quelle della Formazione del Hochwipfel.

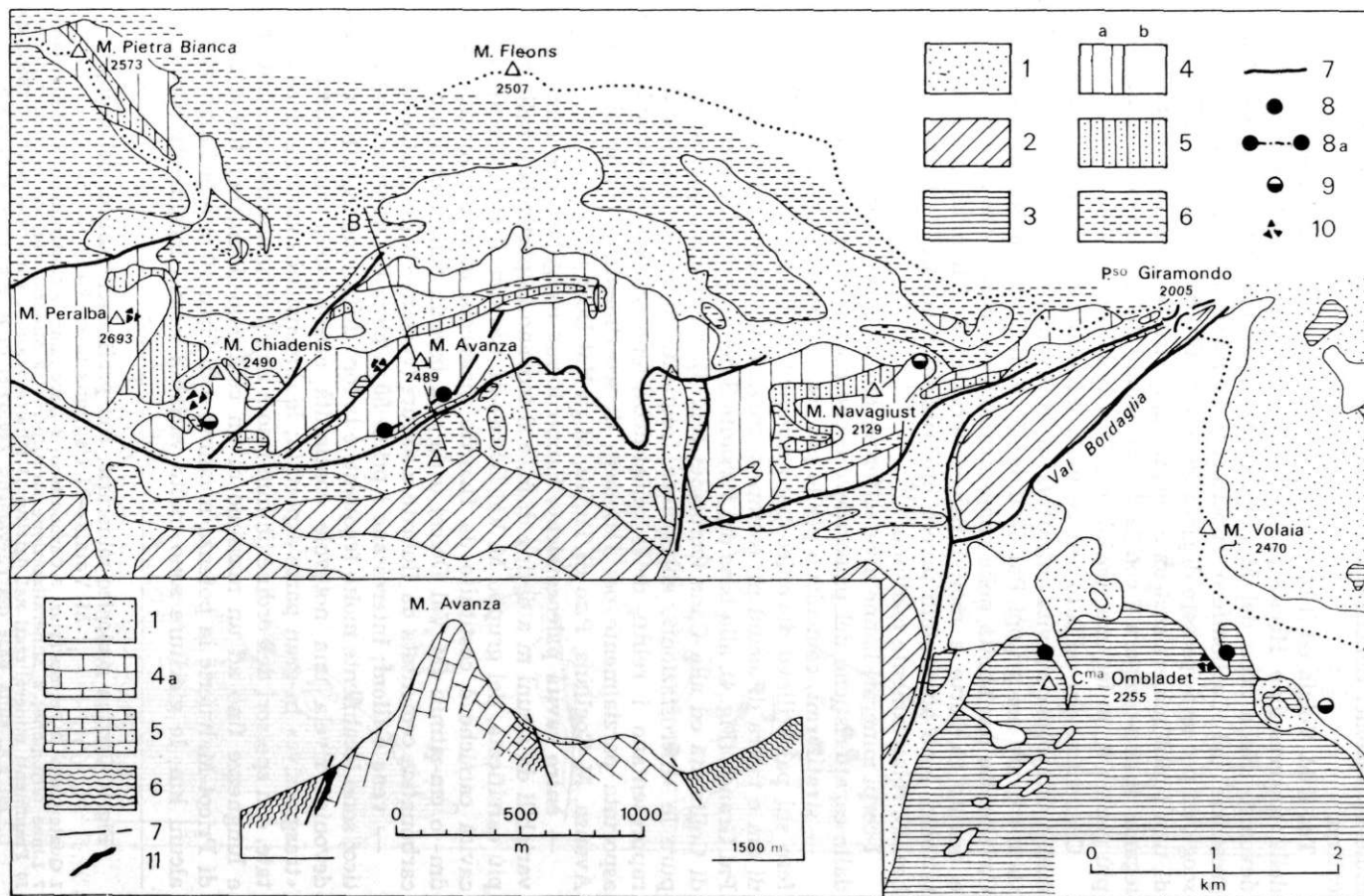
L'orizzonte metallifero

Nelle cartine geologico-minerarie (Figg. 2, 3, 4, 5)* sono riportate, distinte nei tipi principali, gran parte delle manifestazioni mineralizzate, che sono state individuate nella fase preliminare delle ricerche. La loro distribuzione alla base dei versanti meridionali o nelle zone dei crinali delle masse devoniche, mette in evidenza la posizione stratigrafica della

* Comprendono l'area interessata dalla ricerca preliminare; la suddivisione in 4 zone è dovuta a motivi tecnici e rispecchia solo parzialmente la situazione paleogeografica e strutturale della catena.

Fig. 2. Cartina geologico-mineraria, con profilo schematico, del gruppo M. Peralba—M. Avanza (area A)

1 Quaternario; 2 Permo-Trias; 3 Carbonifero; 4a Devoniano debolmente metamorfico; 4b Devoniano; 5 Gotlandiano; 6 Ordoviciano; 7 Linee tettoniche; 8 Mineralizzazione stratiforme; 8a Mineralizzazione stratiforme continua; 9 Mineralizzazione in vene e filoni; 10 Frammenti mineralizzati nel detrito; 11 Mineralizzazioni varie (nel profilo). (Secondo gli AA. sulla base dei rilevamenti geologici di R. Selli)



mineralizzazione, nonché i motivi strutturali relativamente costanti della catena.

Tra il M. Volaia ed il M. Zermula la mineralizzazione si trova alla base della trasgressione Hochwipfel e nella porzione più alta del substrato devonico. Nella zona del M. Cavallo essa è situata invece sotto la trasgressione del Carbonifero superiore ed interessa il mesodevónico di scogliera per uno spessore di circa 50 m a partire dal paleorilievo. Si tratta di una tipica mineralizzazione «legata agli strati», in cui è rilevabile un legame spazio-temporale con la trasgressione del Hochwipfel, e, in linea più generale, un legame spaziale con il paleorilievo.

Concentrazioni ad alto tenore della mineralizzazione, che hanno permesso una certa attività estrattiva al M. Avanza ed a Comeglians, sono state trovate nei gruppi Pal Grande—P.zo di Timau e M. Val Dolce—M. Cavallo. La variabilità delle concentrazioni — localmente molto basse — è dovuta in parte a motivi paleogeografici. A fenomeni morfologici e tettonici sono attribuibili invece interruzioni locali dell'orizzonte mineralizzato, relativamente continuo.

I corpi minerari hanno diverse forme, che dipendono fondamentalmente dalle caratteristiche del paleorilievo e che possono essere così classificati:

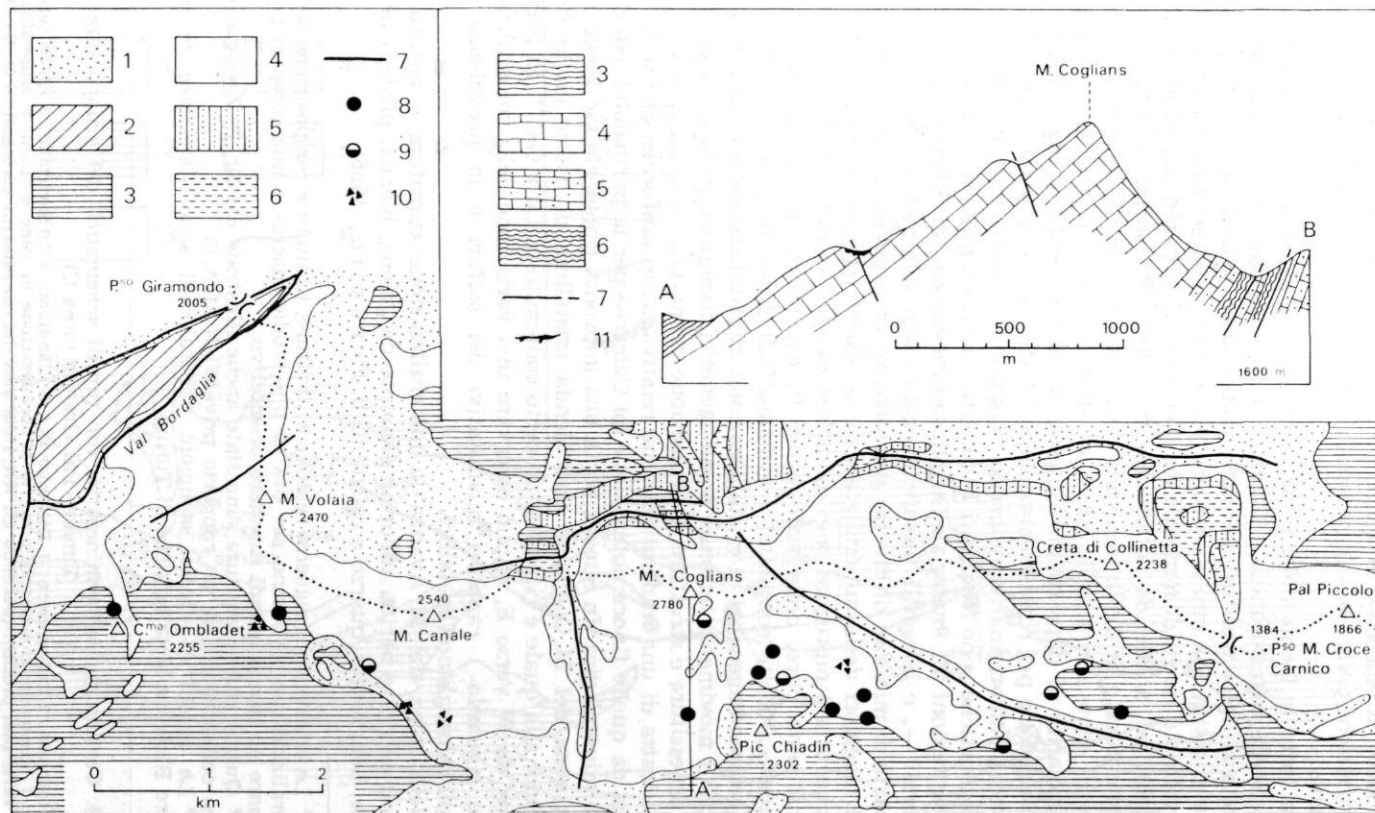
— **stratiformi**; coincidono per lo più con lo strato trasgressivo carbonifero sul paleorilievo devonico poco accidentato; lo spessore è dell'ordine di dm e talora di alcuni m; esempi si trovano nel gruppo P.zo di Timau-Pal Grande (Fig. 4), alla base del versante S del gruppo M. Coglians—Creta di Collinetta ed alla C.ma Ombladet (Fig. 3); riferibili a questo tipo sono pure le «incrostazioni», abbastanza frequenti ed estese arealmente, che rappresentano i relitti della mineralizzazione saldata al substrato ed asportata parzialmente per fenomeni di scorrimento e per erosione (M. Avanza, M. Coglians, P.zo di Timau, M.ga Val Dolce);

— **entro cavità paleocarsiche**; hanno forme irregolari, con dimensioni variabili da alcuni m a decine di m, e si trovano in particolare nella zona, più carsificata, del gruppo M. Val Dolce—M. Cavallo; il riempimento delle cavità carsiche è costituito da fluorite massiccia in strati sottili, talora dm- o cm-ritmiti (M. Val Dolce) o da una breccia della roccia incassante carbonatica cementata da fluorite e solfuri (versante N del M. Cavallo);

— **vene e filoni**; interessano i primi 50 m circa del substrato carbonatico; sono localmente molto frequenti e la loro diffusione in tutta la catena devonica rivela una notevole continuità areale della mineralizzazione «trasgressiva» in gran parte asportata; le dimensioni sono in genere limitate, con spessori dell'ordine da mm fino a dm, più raramente ad alcuni m, e lunghezze fino ad un massimo di un centinaio di m; nel filone Creta di Pricot-Malvueric la potenza massima è di circa 10 m e la lunghezza di alcuni km; le giaciture sono molto variabili e solo localmente (Creta di

Fig. 3. Cartina geologico-mineraria, con profilo schematico, del gruppo M. Volaia—M. Coglians (area B)

1 Quaternario; 2 Permo-Trias; 3 Carbonifero; 4 Devoniano; 5 Gotlandiano; 6 Ordoviciano; 7 Linee tettoniche; 8 Mineralizzazione stratiforme; 9 Mineralizzazione in vene e filoni; 10 Frammenti mineralizzati nel detrito; 11 Mineralizzazioni varie (nel profilo). (Secondo gli AA. sulla base dei rilevamenti geologici di R. Selli e G.b. Vai)



Rio Secco, M. Cavallo) le fratture mineralizzate costituiscono dei sistemi con direzioni preferenziali, parallele a linee tettoniche principali per lo più antiche.

In tutte le forme della mineralizzazione si trovano tessiture primarie di deposizione meccanica e chimica*. La compagine mineralizzata mostra talvolta la tipica tessitura parallela inhomogenea, definita da una stratificazione $\pm$ sottile (da mm a dm), che può essere caratterizzata da alternanze di livelli più ricchi di minerale (es. blenda) e di altri più poveri (carbonati, quarzo), ed anche da alternanze ritmiche, per esempio di livelli di fluorite pura e di livelli di argilla o di fluorite + argilla. Mancano o sono rare, in seno alle singole unità di stratificazione, le strutture gradate; una polarità di deposizione è messa talvolta in evidenza dalle deformazioni prodotte per risedimentazione di clastici più grossolani, carbonatici o quarzosi, sull'originario materiale fangoso. Tra le strutture da sin- a tardodiagenetiche sono frequenti le stiloliti — lungo le quali si osservano sottili concentrazioni di materiale argilloso-bituminoso, di blenda e di altri minerali —, e le sottili fessure irregolari con riempimento belteroporico da parte di minerali di diversa generazione. In prossimità delle concentrazioni maggiori della mineralizzazione si osserva spesso nelle rocce carbonatiche una «impregnazione» o diffusione per esempio di blenda. Frequenti sono pure, nelle vene e nei filoni minori, le tessiture massicce (blenda o fluorite compatte) e a listato**. In linea generale i processi da sin- a tardodiagenetici di cristallizzazione, ricristallizzazione e sostituzione, nonché i movimenti tettonici postdiagenetici hanno su vasta scala cancellato le tessiture e strutture di deposizione primaria.

Si tratta di una mineralizzazione relativamente uniforme, che si differenzia da quelle finora note nelle Alpi Calcaree per la particolare associazione mineralogica. In questa, porta una impronta tipomorfa (ad eccezione della zona del M. Coglians) una blenda cristallina di colore giallo fino a bruno, alla quale è riferibile un certo contenuto in Cd e Ge***. In particolare, da W verso E, si può osservare una variazione della mineralizzazione riguardo i rapporti quantitativi dei solfuri e la prevalenza di singoli minerali non metallici.

Nella zona del M. Avanza la mineralizzazione cuprifera è costituita da tetraedrite e barite, subordinatamente da galena, blenda, pirite, calcopirite, bournonite, quarzo e calcite (G. b. Feruglio, 1966).

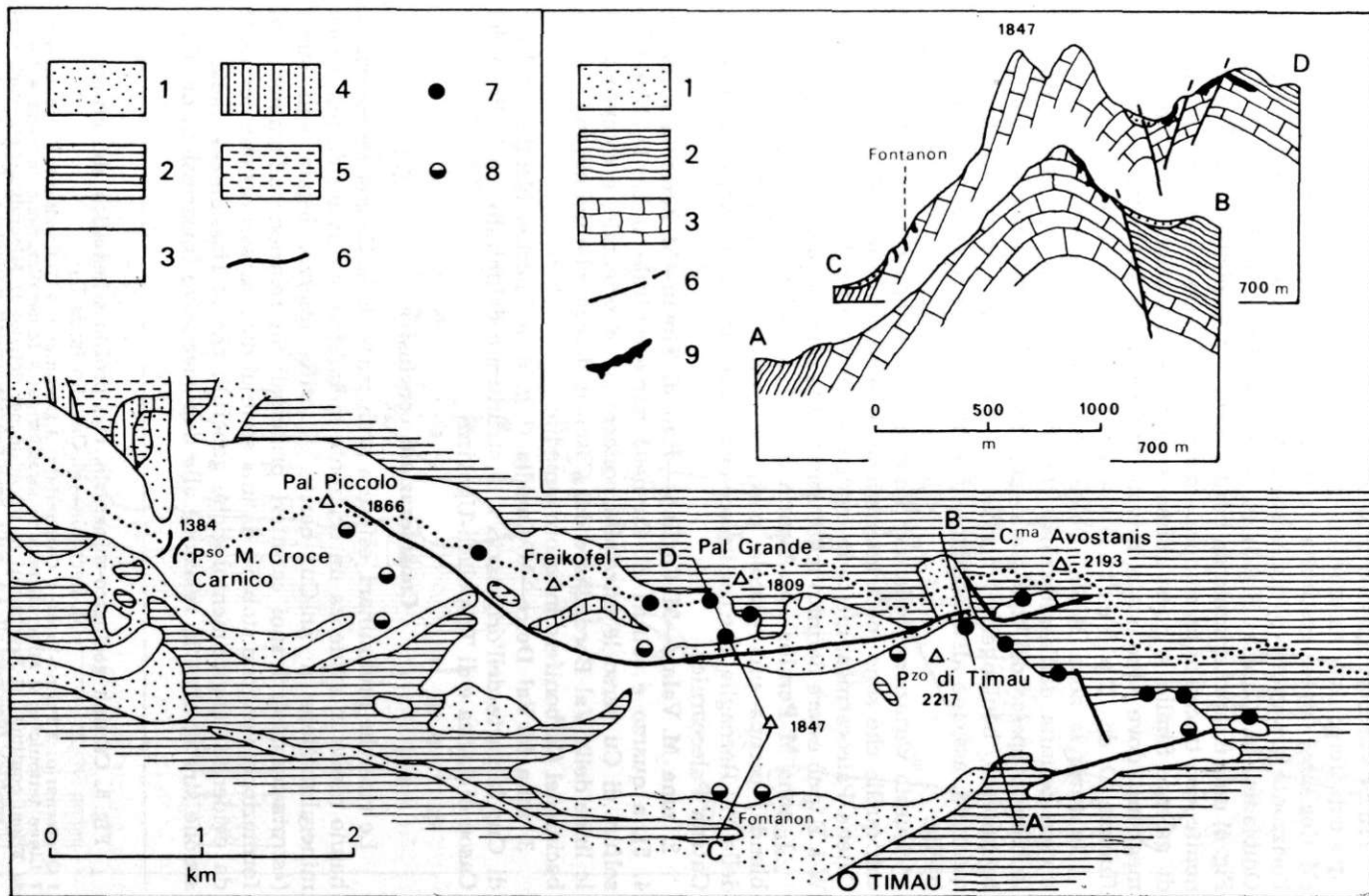
* Le osservazioni seguenti relative a strutture, tessiture e composizione della mineralizzazione, si basano per ora su uno studio macro- e microscopico preliminare ed hanno quindi carattere orientativo.

** Queste ultime tessiture sono state anche illustrate dal Dr. P. Zuccato, nostro collaboratore, in un rapporto privato all M. A. O.

*** Le analisi di diversi campioni mineralizzati sono state eseguite dal Centro Ricerche Metallurgiche di Torino.

Fig. 4. Cartina geologico-mineraria, con profili schematici, del gruppo P.za di Timau—Pal Grande (area C)

1 Quaternario; 2 Carbonifero; 3 Devoniano; 4 Gotlandiano; 5 Ordoviciano; 6 Linee tettoniche; 7 Mineralizzazione stratiforme; 8 Mineralizzazione in vene e filoni; 9 Mineralizzazioni varie (nei profili). (Secondo gli AA. sulla base dei rilevamenti geologici di R. Selli)



Tra la Val Bortaglia ed il M. Zermula la mineralizzazione è ancora di tipo cupifero; essa assume un carattere particolare nella parte centrale (M. Coglians) dove è costituita da tetraedrite e calcopirite prevalenti entro l'orizzonte trasgressivo quarzoso, mentre alle estremità occidentale (C. Ombladet, M. Canale; Fig. 3) ed orientale (Pal Grande, P.zo di Timau; Fig. 4) essa è caratterizzata da barite, blenda, calcopirite, tetraedrite, bournonite, con tracce di un minerale del gruppo Ni-Co e locali concentrazioni di galena. Simile a quest'ultima è la mineralizzazione a barite di Comeglians, dove sono state trovate inoltre pirite bravoitica e tracce di fluorite (D. di Colbertaldo - Gb. Feruglio, 1964).

In tutta la zona M. Val Dolce—M. Cavallo la mineralizzazione viene invece definita dall'associazione fluorite-solfuri. Tra i solfuri predomina la blenda, spesso del tipo giallo-arancione, cui sono associati tetraedrite, bournonite, boulangerite, nonché galena, pirite e marcasite in piccole quantità; assieme all'abbondante fluorite si trova inoltre quarzo e scarsa barite.

Questa variazione della composizione mineralogica, in stretto rapporto con quelle che sono le caratteristiche paleogeografiche e strutturali della Catena Paleocarnica, mette in evidenza uno «zoning distrettuale», che, da W a E, può essere definito schematicamente come segue:

1. **zona M. Peralba—M. Avanza** (Fig. 2), a barite, solfuri di Cu, scarsa blenda; occupa una piccola parte del settore a occidente della linea della Val Bortaglia, che costituisce una unità strutturale indipendente nella Catena Paleocarnica;

2. **zona M. Volaia—M. Coglians—P.zo di Timau—M. Zermula** (Figg. 3, 4, 5), a quarzo e solfuri di Cu nella parte centrale, a barite, blenda e solfuri di Cu verso le estremità occidentale ed orientale; è compresa tra le linee della Val Bortaglia e dal Cason di Lanza, che delimitano l'esteso bacino del Carbonifero inferiore e medio;

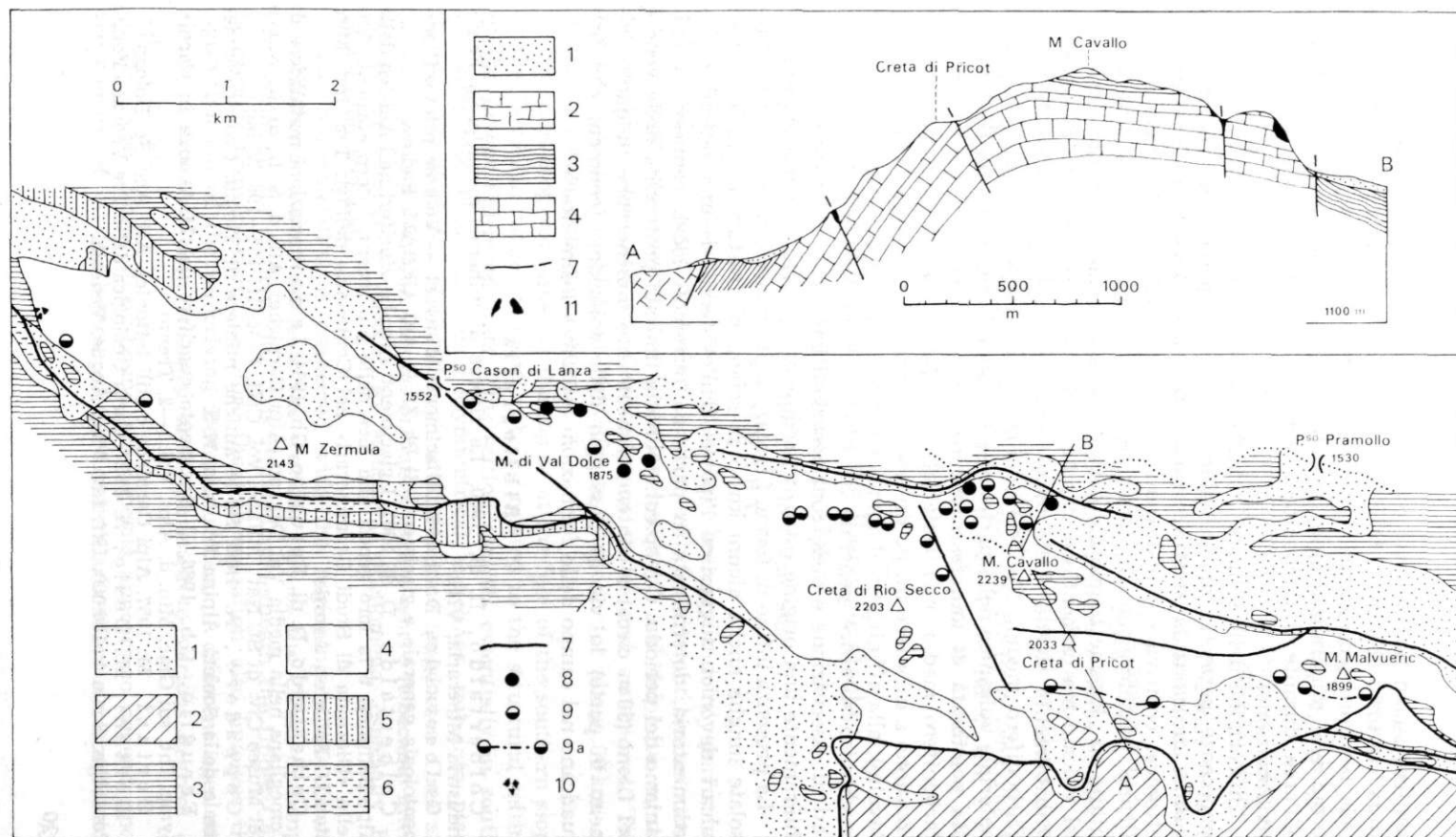
3. **zona M. Val Dolce—M. Cavallo** (Fig. 5), a fluorite, blenda e solfuri di Cu; fa parte dell'originario alto strutturale delimitato tra le linee del Cason di Lanza e di Tröpolach-Ugovizza.

Considerazioni conclusive

Le ricerche preliminari, estese a gran parte della Catena Paleocarnica, hanno messo in evidenza un orizzonte metallifero costituito da una tipica mineralizzazione a Zn-Cu, barite, fluorite, quarzo, legata agli strati («strata-bound»). I suoi caratteri principali, in relazione all'ambiente di formazione, vengono stabiliti da una serie di dati di osservazione derivanti da evidenze geogiacimentologiche generali, che si riassumono: nella posizione stratigrafica in relazione alle due successive trasgressioni del Car-

Fig. 5. Cartina geologico-mineraria, con profilo schematico, del gruppo M. Zermula—M. Cavallo (area D)

1 Quaternario; 2 Permo-Trias; 3 Carbonifero; 4 Devoniano; 5 Gotlandiano; 6 Ordoviciano; 7 Linee tettoniche; 8 Mineralizzazione stratiforme; 9 Mineralizzazione in vene e filoni; 10 Filoni continui; 11 Frammenti di minerale nel detrito; 12 Mineralizzazioni varie (nel profilo). (Secondo gli AA. sulla base dei rilevamenti geologici di R. Selli)



bonifero su un paleorilievo $\pm$ accidentato; nella estensione areale $\pm$ continua su tutto il tratto della Catena Carnica esaminato (50 km circa); nelle tessiture sedimentarie primarie osservabili ancora in tutte le varie forme della mineralizzazione; nei rapporti con l'evoluzione paleogeografica dell'area durante il Carbonifero (zonalità e forme prevalenti della mineralizzazione).

Sull'origine delle soluzioni mineralizzanti invece, lo stato attuale delle conoscenze permette di formulare solo delle ipotesi, che comunque si basano ancora sulla stretta connessione tra evoluzione paleogeografica, tettonica, eruttiva e metallogenica durante il ciclo orogenetico ercinico. Alcune considerazioni a carattere molto generale rendono probabile infatti un legame temporale della mineralizzazione con determinate fasi del vulcanismo carbonifero, rappresentato nel suo momento parossistico, probabilmente sterile, dalle masse eruttive della Formazione di Dimon (Carbonifero medio). Tali considerazioni si riferiscono: alla presenza di materiale vulcanico nella parte inferiore della Formazione del Hochwipfel; alla possibilità di una fase terminale del vulcanismo verso la fine del Carbonifero medio, manifestatasi forse proprio attraverso una mineralizzazione a carattere un po' diverso (fluorite nel gruppo M. Val Dolce—M. Cavallo); alla affinità tra il chimismo (basico) delle vulcaniti ed il carattere geochimico specifico generale (Cu) della mineralizzazione. L'insieme dei dati di osservazione e delle considerazioni genetiche definisce abbastanza chiaramente una origine estrusivo-sedimentaria della mineralizzazione.

La presenza infine di forme filoniane della mineralizzazione, in fratture isolate lunghe anche alcuni km o in sciami di fratture parallele entro i calcari devonici, suggerisce l'ipotesi dell'esistenza di una tettonica sin-sedimentaria, determinata in parte da terremoti locali connessi al vulcanismo del periodo. Ciò spiegherebbe la limitata profondità delle vene e dei filoni (50 m circa) e contemporaneamente indicherebbe in questi (almeno in parte) la via di passaggio delle soluzioni: fenomeni che ben quadrano nel campo delle formazioni estrusivo-sedimentarie.

Bibliografia

Colbertaldo, D. di, 1960, Le risorse di minerali metallici in Friuli. *Industria Mineraria*, VIII.

Colbertaldo, D. di, 1967, Giacimenti Minerari — Volume primo. *Giacimentologia generale e giacimenti di Pb-Zn (e Ag)*. CEDAM, Padova.

Colbertaldo, D. di, 1967, I giacimenti piombo-zinciferi nell'Anisico delle Alpi Bellunesi e la loro genesi alla luce delle più recenti interpretazioni. *Atti della «Giornata di Studi Geominerari» nel Centenario dell'Ist. Tec. Ind. Min. Stat. U. Follador, Agordo*.

Colbertaldo, D. di, Feruglio, Gb. 1964, Le manifestazioni metallifere di Comeglians nella media Val Degano (Alpi Carniche). *Atti d. S. It. di Sc. Nat. e del Museo Civ. di St. Nat.*, Milano, vol. CIII, Fasc. II; 165—196, Milano.

Coppadoro, A. 1902, Su le antiche miniere di Timau. *Cronaca bimestrale della Società Alpina Friulana*, N. 5.

Feruglio, Gb. 1966, Il giacimento cuprifero del M. Avanza in Carnia. *Symp. Int. sui Giac. Min. d. Alpi*, Vol. 1—2, Trento.

Gortani, M. 1957, Alpi Carniche e stili tettonici. *Atti Acc. Sc. Bologna*.

Gortani, M., Desio, A. 1927, Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Pontebba. Scala 1:100 000. *Uff. Idr. Mag. Acque, Venezia*.

Gortani, M., Detoni, A., Zenari, S. 1933, Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Ampezzo. Scala 1:100 000. Uff. Idr. Mag. Acque, Venezia, Firenze.

Heritsch, F. 1936, Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. Vol. 8^o, 205 S., 4 T., Graz.

Lagny, Ph. 1967, Sur quelques aspects sédimentologiques et litologiques d'une émergence récifale. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 265, pp. 858—861; Série D. Paris.

Lagny, Ph. 1969, Minéralisation Plombo-Zincifère Triasique Dans Un Paléokarst (Gisement De Salafossa, Province De Belluno, Italie). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 268, pp. 1178—1181. Paris.

Selli, R. 1946, Appunti geologici sul gruppo del M. Avanza (Carnia occidentale). Giorn. di Geol., s. 2^a, 18, pp. 73—88, 1 Tav., Bologna.

Selli, R. 1963, Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. Giorn. di Geol., s. 2^a — Vol. XXX, pp. 121, 7 tavv. 1 carta geol.

Selli, R. 1963, Carta geologica del Permo-Carbonifero Pontebbano. Scala 1:20 000. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

Tornquist, A. 1928, Das System der Blei-Zinkerz-Pyrit-Vererzung im Grazer Gebirge. Sitzb. d. mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 137 Bd. 7. Hft, 2 Fig.

Vai, G. b. 1963, Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona del Volaia. Giorn. Geol., s. 2^a, XXX, Bologna.

A New Ore Horizon in the Paleozoic Rocks of the Eastern Alps

Luciano Brigo, and Dino di Colbertaldo

SUMMARY

Geological and mining investigations have been preliminarily performed on a newly discovered Zn-Cu ore horizon with fluorite and barite located at the boundary between the Devonian limestone and dolomite, mostly of reef-like facies, and the Carboniferous shales and sandstones. This horizon stretches E—W from Pontebba to Sappada for about 50 km, all along the Italian-Austrian border.

The ores crop out either at the top or at the foot of the southern slope of the Devonian range, its location being related to the structural setting of the Lower Paleozoic units. This setting consists essentially in south-plunging monoclines and in $\pm$ asymmetrical anticlines, put into place during several phases of the Hercynian and Alpine orogeneses. Ores are almost always present, in various amounts, except where it became interrupted by erosion or masked by structural phenomena, especially by gravitation tectonic.

The mineralization is connected with the beginning of the Lower Carboniferous transgression on the western side of the Cason di Lanza line, while on the eastern side it is situated underneath the Upper Carboniferous transgression; therefore the mineralization also involves the upper portion of the underlying Devonian rocks, of different ages and facies, which had been emerged and submitted to various degrees of karstification.

The form of this strata-bound ore deposits appears to depend upon the paleorelief. At the bottom of the Lower Carboniferous transgression

they are *stratiform*; in the upper portion of the Devonian limestones and dolomites they are either *veins*, single or forming parallel systems of various settings and thickness, or *fillings of paleokarst* (laminated beds in rhythms, breccias, massive bodies).

Para- to post-diagenetic alterations mostly obliterated the original parallel fabric formed through mechanical and chemical deposition; however it can still be recognized at places in all these deposits.

The mineralogical association consists of *sphalerite*, *tetrahedrite*, *bourbonite*, *boulangerite*, *chalcopyrite*, *galena*, *pyrite*, *fluorite*, *barite*, *quartz* and *calcite*.

The different areal distributions of certain assemblages, particularly of some characteristic non-metallic minerals, points out a marked zoning of the mineral deposit, its geochemical Zn-Cu type being however maintained. From the West to the East, according to the paleogeographic and structural evolution of the Paleocarnic Range, the following zones can be distinguished:

— M. Peralba—M. Avanza zone, with barite, Cu-minerals, sphalerite (westwards of Val Bordaglia line);

— M. Volaia—M. Coglians—P.zo di Timau—M. Zermula zone, with quartz and Cu-minerals in the central part (M. Coglians), with barite, sphalerite and Cu-minerals on both western and eastern sides;

— M. Val Dolce—M. Cavallo zone, with fluorite, sphalerite and Cu-minerals.

The ore horizon is located (in the second zone) at the northern limb of a broad Carboniferous basin in the Italian slope of the Paleocarnic Range (locally, Comeglians, it crops out also in the southern limb). Volcanites of the spilite-keratophyre association are widespread within the Carboniferous rocks of this basin, in its axial, E—W trending stretch. This paleogeographic situation, as well as the affinity between the chemical composition of the volcanites and the geochemical character of the mineral occurrence, suggest that there is a genetical relationship between the volcanic activity and the likely extrusive-sedimentary formation of the ore horizon.

DISCUSSION

Ph. Lagny: La communication de L. Brigo et D. di Colbertaldo m'a vivement intéressé. Il est en effet tout à fait logique de penser à une liaison entre le paléokarst dans le Dévonien, connu depuis longtemps, la transgression carbonifère et la minéralisation. Les descriptions déjà anciennes de G. b. Feruglio à Comeglians sont tout à fait typiques d'un remplissage karstique minéralisé, même si l'auteur n'a pas interprété ainsi les faits de terrain. La lecture de ce travail ainsi que la visite du Monte Avanza m'avaient déjà convaincu depuis quelques années du bien fondé de l'idée, exprimée aujourd'hui, d'une minéralisation liée aux strates.

Je voudrais demander à présent quelques détails aux auteurs de la communication:

1. Quelles sont les relations exactes entre les séries transgressives, que l'on trouve également en remplissage des paléokarsts, et la minéralisation. Peut-on effectivement considérer celle-ci comme antérieure aux sédiments détritiques transgressifs? Dans l'affirmative, quels sont les critères utilisés (superposition; remaniement de la minéralisation dans les couches transgressives...)?

2. Vous mentionnez la présence d'un horizon siliceux transgressif dans la zone du Monte Coglians. S'agit-il effectivement d'un sédiment transgressif, d'une concentration diagénétique au contact des sédiments transgressifs et du substratum carbonaté, ou d'une croûte siliceuse attribuable à un phénomène d'altération continentale (silicification climatique) identique à celle décrite par J. P. Benz (1964) à Arenas (Sardaigne).

En ce qui concerne le domaine des hypothèses, l'idée de relier les minéralisations au volcanisme carbonifère est séduisante et s'appuie effectivement sur un certain nombre de constatations. Il est cependant peut-être prématuré, dans l'état actuel des connaissances, de ne retenir que cette possibilité. Mais je ne crois pas pour autant qu'il soit utile de s'appesantir sur un débat maintes fois ouvert à propos d'autres types de minéralisation. Il faut pourtant rappeler qu'il existe un grand nombre de gîtes karstiques à barytine, fluorine et quartz en l'absence de toute manifestation volcanique contemporaine ou pénécontemporaine; que l'on connaît d'autre part des zonalités minéralogiques dans le domaine strictement sédimentaire (cf. par exemple les recherches de Y. Fuchs, 1969, dans le détroit de Rodez — Bordure Sud Ouest du Massif Central français). Dans le cas présent, je voudrais simplement faire remarquer que si le remplissage minéralisé est effectivement antérieur aux sédiments transgressifs, il devient assez difficile à mon avis de relier minéralisation et volcanisme dans les gisements de l'Est.

En effet, dans cette zone les terrains transgressifs du Carbonifère supérieur sont dépourvus d'intercalations volcaniques. On sait que le remplissage et la fossilisation d'un karst n'interviennent qu'en fin d'évolution karstique (karst sénile ou transgression). Ici cette évolution se termine au cours de la transgression du Carbonifère supérieur, postérieurement donc aux dernières émissions volcaniques du Carbonifère moyen. Il semble dès lors difficile de relier, dans ce cas précis, minéralisation et volcanisme.

Il est cependant possible de supposer, comme le font les auteurs, et comme on l'a fait pour de nombreux autres gisements liés aux strates carbonatées, que la minéralisation, portée par des fluides hydrothermaux, traverse les voies d'accès que constitueraient les fractures des calcaires dévoniens pour se fixer vers le sommet de la formation carbonatée. Alors se pose, comme toujours, le problème de savoir pourquoi on ne trouve pas la moindre trace de minerai, au dessous d'une certaine profondeur. De toutes façons le gisement ne peut plus être alors considéré comme strictement exhalatif-sédimentaire.

Mais une fois encore je voudrais seulement exprimer l'opinion qu'il conviendrait de ne pas éliminer *a priori* les autres hypothèses, et en particulier celle d'une concentration résultant des phénomènes d'altération continentale. L'une et l'autre hypothèse demandent il est vrai pour être

vérifiées une analyse stratigraphique et paléogéographique serrée aussi bien qu'une étude géochimique détaillée des roches susceptibles d'être à l'origine de la concentration finale.

Di Colbertaldo: Noi abbiamo nella zona centrale della catena paleocarnica mineralizzata manifestazioni effusive con rocce basiche. Quindi sembra abbastanza logico poter riferire a questo magmatismo le soluzioni apportatrici di un metallo come il rame che è risaputo esser legato a rocce preferenzialmente basiche. A conferma di ciò dobbiamo anche dire che manca la galena, o quasi, nonché altri minerali tipici. La mineralizzazione è del tutto diversa da quelle che si conoscono nelle Alpi calcaree. Essa non ha assolutamente niente a che vedere né con Raibl, né con Salafossa: è un tipo a sè stante. Non può poi passare inosservato il fatto della presenza di uno «zoning» distrettuale che vede il rame nella parte centrale sotto forma di calcopirite mentre verso E e verso O è sotto forma di tetraedrite accompagnata da barite. Verso O ancora si passa poi a cinabro e verso E a fluorite, blenda, bournonite e boulangerite. Il settore che va press'a poco dalla zona di Pontebba fino a Tarvisio non ha manifestazioni metallifere, come risulta dalle recenti ricerche condotte dal Brigo, ed è completamente sterile. Però sottolineo che in questa zona manca pure il vulcanismo. In base a queste osservazioni abbiamo creduto opportuno di riferire le manifestazioni metallifere situate nel Devonico/Carbonifero al vulcanismo basico dell'epoca. Questo è quanto si può dire fino ad ora e che corrisponde a dati di fatto riscontrabili «in loco», al di fuori di ogni ipotesi teorica.

Socolescu: Je voulais demander quelle est la relation entre le volcanisme et les solutions métallifères? Y a-t-il une relation génétique?

Di Colbertaldo: Oui, nous pensons qu'il y a une relation génétique.

Socolescu: Dans l'ensemble, la minéralisation ne sort pas des bassins magmatiques, c'est donc une minéralisation secondaire?

Di Colbertaldo: Nous trouvons des filons avec les textures des filons hydrothermaux les plus caractéristiques.

Socolescu: Oui, bien sûr, ce sont des filons et, disons, des solutions hydrothermales, mais les solutions hydrothermales dérivent des éruptions des bassins magmatiques.

Di Colbertaldo: Je pense que oui.

Socolescu: Et d'où peuvent-elles provenir? Je crois qu'elles proviennent d'un lithomagma qui est au-dessous des bassins magmatiques.

Mais les éruptions volcaniques peuvent provenir du même bassin et suivre le même chemin, en montant à la surface, que ces solutions.

Di Colbertaldo: Peut-être.

Bibliographie

Benz, J. P. 1964, Le gisement plombo-zincifère d'Arenas (Sardaigne), thèse Docteur Ingénieur, Nancy, 1 vol, ronéotypé, 126 p.

Feruglio, Gb., tesi di laurea, Milano, inedit.

Fuchs, Y., 1969, Contribution à l'étude géologique, géochimique et métallogénique du détroit de Rodež, thèse de Doctorat ès Sciences, Nancy, 2 vol. ronéotypés, 245 p.

Neuergebnisse über die Entstehung paläozoischer Erzlagerstätten am Beispiel der Nordtiroler Grauwackenzone

Oskar Schulz

Zusammenfassung

Gefügeanalytische Untersuchungen an Erzlagerstätten der Nordtiroler Grauwackenzone brachten Neuergebnisse über ihre Entstehung in den alt- bis jungpaläozoischen Gesteinsserien. Eine auffallende räumliche Formationsgebundenheit syngenetischer und epigenetischer Erzkörper ist durch deren zeitliche Beziehungen zum Nebengestein bedingt. Die Neuergebnisse beziehen sich auf altpaläozoische Kupferkies-Pyrit- und Eisenkarbonat-Anreicherungen, auf Fahlerz- und Baryt-Konzentrationen in devonischen Dolomiten und auf wahrscheinlich permische Eisen-Kupfer-Uran-Ausfällungen.

1. Ein Vererzungszyklus, der in Zusammenhang mit dem initialen Vulkanismus der altpaläozoischen Geosynklinale zu bringen ist, hat Mineralanreicherungen der Paragenese *Kupferkies-Pyrit-Pistomesit-Ankerit-Quarz-(Fahlerz)* gebracht. Stoffkonkordant im Nebengestein eingeschaltete Lager ist die dominierende Form der Erzkörper. Das Nebengestein besteht aus Serizit- und Chloritphylliten mit phyllonitischer Prägung. Als Leithorizonte gelten Ti-reiche Phyllite. Es treten auch reine Eisenkarbonat-Quarz-Anreicherungen auf.

Für die Ausgestaltung des Gefüges der Erzlager ist ebenso wie für das Nebengestein eine Reihe von zeitlich sich überlagernden Faktoren maßgebend. Sie begannen sich bereits im Sedimentationsraum auszuwirken und haben dann im Zuge tektonischer Faltungen, Zerscherungen und schwacher epizonaler Metamorphose zu Umkristallisationen und Stoffwanderungen geführt.

Dieser Vererzungstyp ist in den Grauwackenschiefern der Kitzbüheler Alpen vom Paß Thurn-Fieberbrunn über Kitzbühel bis Alpbach nachgewiesen. Wahrscheinlich gehört auch die »Ganglagerstätte« Rerobichl zu diesem genetischen Typ.

2. Eine genetisch jüngere, nämlich an unterdevonische Dolomitgesteine gebundene Mineralparagenese besteht hauptsächlich aus *Fahlerz* und *Baryt*, gelegentlich begleitet von etwas Kupferkies u. a. Cu-Sulfiden, Pyrit, Bleiglanz, Antimonit, Hämatit, Quarz, Anhydrit, Fluorit, Calcit,

Aragonit und Coelestin. Die Mineralisation folgt primär schichtdiskordanten Spaltensystemen, schlauchförmigen Deformationsbreccien-Zonen und bildet unregelmäßige Nester und Putzen. Nur vereinzelt sind synsedimentäre Barytausscheidungen nachweisbar.

Soweit kluftgebundene Vererzungen vorliegen, handelt es sich um auskristallisierte Zerrspalten, die zu vorpermischen tektonischen Formungen statistisch ac-Lagen aufweisen. Nach vorläufigen Untersuchungen ist aber nicht auszuschließen, daß es sich um formationsgebundene syndiagenetische Spaltenbildungen handelt. Die primär azendent-hydrothermale Mineralisation ist zwischen höherem Unterdevon und vor dem Perm einzureihen. Ein Großteil des Stoffbestandes wurde zumindest alpidisch deformiert und war Lieferant für dadurch ausgelöste jüngere Stoffmobilisierungen. Hauptverbreitungsgebiete dieses Vererzungstyps sind Schwaz (Fahlerzgänge vom »Typus Schwaz«) und Brixlegg, doch sind kleine Vorkommen auch in den devonischen Dolomitgesteinen zwischen Hoher Salve, Kitzbühel und Fieberbrunn bekannt.

3. Synsedimentäre chemische Erzanlagerungen haben sporadisch zu schichtparalleler, relativ schwacher Vererzung in permotriadischen (permischen?) feinklastischen Sedimenten geführt. Die Metallzufuhr ist in diesem Fall auf Verwitterungslösungen zurückzuführen. Lokal angereichert wurden Eisen, Kupfer, Uran, Barium und Magnesium.

Die in den paläozoischen bis permotriadischen Gesteinen primär enthaltenen Erzmineralkonzentrationen bildeten den Stoffbestand für häufig nur lokale, in einigen Fällen aber bis in die mittlere Trias reichende Stoffumlagerung alpidischen Alters.

Die dargelegten Ergebnisse über paläozoische (voralpidische) Erzlagerstätten lassen auf analoge Beispiele in der gesamten Grauwackenzone schließen. Sie weisen zusammen mit schon veröffentlichten Neuergebnissen anderer Autoren über Siderit-, Magnesit-, Scheelit-, Antimonit- und Quecksilbervererzungen auf grundlegend neue Vorstellungen über die ostalpine Metallogenese.

1. Einleitung

Bezüglich der Deutung ostalpinen Minerallagerstätten herrscht in den letzten Jahrzehnten ein großes Angebot von Hypothesen. Nach den konventionellen Ansichten über die Ostalpenvererzung stellen die meisten in den paläozoischen Gesteinsserien der Nördlichen Grauwackenzone enthaltenen Mineralanreicherungen vor allem mit Eisen, Kupfer und Magnesium epigenetische Bildungen dar und werden zum alpidischen Vererzungszyklus gerechnet. Die Meinungen über die zeitliche Einstufung dieser Vererzungen schwanken zwischen Tertiär und Perm: Clar (1953, 1956), Friedrich (1953, 1962, 1968), Meixner (1953, 1970), W. Petrascheck (1926, 1945), W. E. Petrascheck (1952, 1966), Vohryzka (1968).

Davon abweichende Auffassungen mit paläozoischem Bildungsalter dieser Lagerstätten vertraten für Teilprobleme vor allem Angel-Weiss (1953), Angel-Trojer (1955), Bernhard (1966), Karl (1953),

Leitmeier (1953), Leitmeier-Siegl (1954), Llaena (1953), Rohn (1950), Siegl (1955), und Wenger (1964).

Neuerdings treten Höll-Maucher (1967), Maucher-Höll (1968) und Schulz (1968, 1971 a, b) für synsedimentäre Mineralkonzentrationen in paläozoischen Gesteinen ein und beziehen eine hydrothermale Stoffbelieferung vom nachweisbaren Geosynklinalvulkanismus.

Eine Arbeitsgruppe des Institutes für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck versucht die in den paläozoischen Gesteinsserien der *Tuxer* und *Kitzbüheler Alpen* bekannten Erzlagerstätten im Hinblick auf ihre genetische Abstammung neu zu bearbeiten. Die bis jetzt vorliegenden Teilberichte stellen gegenüber bisherigen Annahmen Neuergebnisse dar und werden hier bekanntgegeben.

Für die finanzielle Unterstützung des Forschungsprojektes wird dem österreichischen FONDS ZUR FÖRDERUNG DER WISSENSCHAFTLICHEN FORSCHUNG gedankt.

2. Formationsgebundenheit der Erzkörper

Die Verteilung der Lagerstätten ist deutlich inhomogen. Betrachtet man hierzu die dazugehörigen Gesteinsserien, so wird eine Abhängigkeit der Mineralparagenesen von den Begleitgesteinen wahrnehmbar.

Noch nicht abgeschlossen ist die Bearbeitung von Mineralvorkommen der zur Nordtiroler Grauwackenzone i. w. S. zu zählenden *Quarzphyllitzone*, über deren Altersstellung zwischen Altpaläozoikum und Präkambrium Ungewißheit herrscht. Dasselbe gilt für das Gebiet des *Schwazer Augengneises*, ein zwischen Quarzphyllit und Wildschönauer Schiefern lokal eingelagerter Gesteinszug.

a) Tiefere »Wildschönauer Schiefer« = Grauwackenschiefer (Ordovizium)

Im Raume Paß Thurn—Wildseeloder—Kitzbühel—Spertental—Brixental—Kelchsauer Tal—Alpbach ist in den Wildschönauer Schiefern eine Reihe von kleinen, derzeit nicht bauwürdigen Lagerstätten und Vorkommen bekannt, in welchen hauptsächlich teils *Eisenkarbonate*, teils Kupfer- und Eisensulfide dominieren. Einige Vorkommen führen neben *Kupferkies* auch Fahlerz. Die Minerale treten offenbar in mehreren stoffkonkordanten Lagern auf. Soweit die Lokalitäten im Kitzbüheler Raum liegen, ist die Erzmineralführung — nach Mostler's stratigraphischen Arbeiten (1968) — in tieferen Wildschönauer Schiefern enthalten, die er als ordovizisch einstuft. Kennzeichnende Begleitgesteine dieser sericitisch-chloritischen Phyllonitserie sind diabatische Einschaltungen als Zeugen eines submarinen Geosynklinalvulkanismus.

In dieser stratigraphischen Einheit liegt auch die einst berühmte Lagerstätte Rerobichl (Röhrerbühel) zwischen Kitzbühel und St. Johann.

b) Dolomite und Phyllite (»Tonschiefer«) (Obersilur-Unterdevon)

Die mit Phylliten und Metadiabasen vergesellschafteten Dolomitgesteine, welche bei Lanersbach im Zillertal die *Magnetit-* und *Scheelit-*Lagerstätte enthalten, werden zwischen oberstes Ludlow und Unter-Ems

eingestuft (Höll-Maucher, 1967). Diese Bearbeiter fassen den schichtig angeordneten Lagerstättenkörper bezüglich seines ersten stofflichen Auftretens als sedimentär bis paradiagenetisch entstanden auf und bringen die Lagerstättenbildung nach Befunden im Wangl-Lager und im Wanglhochalm-Lager mit dem »unmittelbar vorausgegangenen untermeerischen basischen Vulkanismus« in Zusammenhang; ein Befund, den auch Wenger (mündl. Mitt.) bestätigt.

Altersverwandt im Sinne einer magmatogen-sedimentären Herkunft sind die Magnesitlager von Weißenstein und Bürglkopf (SSW Hochfilzen), Inschlag Alpe (E Spielberg-Horn) und Entachen Alpe (E Saalfelden). Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Doz. Dr. Mostler sind die dolomitischen Nebengesteine dieser Vorkommen Obersilur-Unterdevon.

c) »Schwazer Dolomit« (Unterdevon)

Wenn als Titel des Kapitels »Formationsgebundenheit« gewählt wurde, so deshalb, weil darunter nicht allein s-parallel angeordnete, horizontgebundene Mineralkonzentrationen fallen. An den Schichtkomplex des Schwazer Dolomits sind z. B. s-diskordante Fahlerz-Baryt-Gänge räumlich gebunden.

Schneiderhöhn (1962, S. 128) widmet diesen Vererzungen einen eigenen Untertitel: »Fahlerzgänge vom Typus Schwaz«. Charakteristische Vererzungen sind bekannt aus den nach Mostler (1968) unterdevonischen Dolomitgesteinen des Raumes Schwaz-Brixlegg. Als paragenetische Fortsetzung nach Osten — soweit auf Tiroler Gebiet — könnte man betrachten ein Vorkommen NNW Brixen i. T. und eine Reihe von kleinen, erzarmen oder erzfreien Barytvorkommen S und WNW Kitzbühel bis S Fieberbrunn, wenn auch hier wahrscheinlich nicht genaue altersmäßige Übereinstimmung herrscht: Die barytführenden Gesteine werden nach Mostler (mündl. Mitt.) als mitteldevonisch bezeichnet. Eine synsedimentäre Barytausscheidung mit, nach bisherigen Kenntnissen nur geringer lokaler Verbreitung fand ich im Unterdevon-Dolomit am Stuckkogel E Kitzbühel.

Damit ergibt sich eine Abnahme des Fahlerzes von Schwaz nach Osten zu. Brixlegg ist auch als Barytlagerstätte zeitweise von wirtschaftlichem Interesse.

d) Buntsandstein (Perm bis Skyth)

Auf den paläozoischen Dolomitgesteinen der Grauwackenzone transgredieren grobklastische Basalbildungen und Sandsteine mit tonigsericitischen Zwischenlagen. Deutlich schichtgebundene, aber nur spurenhafte Erzführung ist in den feinklastischen Sedimenten SW von St. Johann, insbesondere WSW—S—SE Fieberbrunn bis S Hochfilzen bekanntgeworden. Die starke Vegetationsbedeckung erlaubt nicht die genaue Niveaubeständigkeit zu überprüfen. Die synsedimentäre Erzausfällung (Schulz-Lukas, 1970) tritt in mehreren petrographisch und chemofaziell gekennzeichneten Zwischenschichten des Sandsteinkomplexes auf und enthält eine Fe-Cu-U-Mineralparagenese. Ein offenbar ähnliches

Vorkommen, allerdings — soweit die bescheidenen Haldenbestände eine Beurteilung erlauben — nur mit sehr geringem U-Gehalt, liegt bei Lehen NE Gratl-Spitze. Spurenhaftige Uranführung gibt es auch ganz lokal im Buntsandstein der Kundler Klamm.

Andere syngedimentäre Mineralanreicherungen ebenfalls nur bescheidenen Ausmaßes gibt es südlich von Hochfilzen—Fieberbrunn—St. Johann, sowie auch am N-Fuß des Kaisergebirges: *Magnetit*-Knollen sind in mehreren Sandsteinbänken schichtparallel angereichert. Desweiteren führen südlich des Kitzbüheler Horns Breccien und rote Sandsteine lokal *Baryt*, der als mechanische und chemische Umlagerung aus älteren, unterlagernden Gesteinen aufgefaßt wird (Margaras, 1971).

3. Altpaläozoische Eisen-Kupfer-Mineralisationen in »Wildschönauer Schiefern« (Grauwackenschiefern)

Abgesehen vom Durchläufer *Pyrit* treten vor allem karbonatische Eisenerze in Erscheinung, sei es als allein auftretende Paragenese oder als Gangart in den Kupferanreicherungen. Eigentlicher Siderit wurde nicht beobachtet, vielmehr liegen die $\text{FeCO}_3/\text{MgCO}_3$ -Mischkristalle *Pistomesit* und *Sideroplesit* mit schwachem Mn-Gehalt vor, ferner Ankerit, Ferrocaltit, sowie Dolomit, Calcit und Quarz.

Das dominierende Kupfermineral ist *Kupferkies*. In einigen Fundorten tritt daneben nur untergeordnet *Fahlerz* auf. Falls die derzeit nicht erforschbare alte Lagerstätte Rerobichl zu diesem genetischen Typ gezählt wird, wofür Argumente vorliegen, ist ein stärkerer, bis zum Kupferkiesgehalt ansteigender Fahlerzgehalt gegeben. Einige der alten Erzlagerstätten enthalten anscheinend nur Eisenkarbonate und Pyrit, ohne Kupferkies und ohne Fahlerz: Lannern—Göbra—Foidling. Typische Lokalitäten mit Kupferkies sind die s-parallelen Erzzüge Kelchalpe—Bachalpe—Wildalpe.

Die auffälligsten und für die genetische Klassifikation wichtigsten Befunde sind: der stoffkonkordante Verlauf der Erzlager im großen und im kleinen zusammen mit kennzeichnenden Leitschichten in den Begleitgesteinen, die gemeinsamen tektonischen Verformungen von Erzlagern und Hüllgestein, nachweisbar »jüngere« Stoffwanderungen und Kristallisationen und die »jüngsten« gemeinsamen Zerschörungen von Erzkörpern samt Nebengestein.

Der stoffkonkordante Verlauf der Metallisation zeigt sich bei einem Großteil der Vorkommen dieses genetischen Typs an der »Lagergang«-Form. Es ist zwar keiner der besprochenen Grubenbaue befahrbar, doch besteht auf Grund von Beschreibungen, Grubenplänen, Skizzen von ehemaligen Ortsbildern und durch Bezugnahme dieser Angaben auf das kartierbare geologisch-tektonische Bild kein Zweifel an der Richtigkeit. Zudem beweist das Haldenmaterial eine Wechsellagerung von Erzmineralen, Gangartmineralen und Begleitgestein, was auf primär inhomogenen Stoffbestand im Sinne einer sedimentären Feinschichtung zurückzuführen ist (Abb. 1). Es fällt allgemein auf, daß falbgelbe Phyllonite häufig die Kupferkies- und Eisenkarbonatlager begleiten: es sind titanreiche,

viel feinstkörnigen Rutil führende Phyllite und Chloritphyllite. Der Rutil stammt zum Teil von umgewandelten Ilmeniten oder Titanomagnetiten, die in seltenen Fällen als skelettförmige Relikte zu finden sind. Die Ursache der schichtig bis feinschichtig wechselnden Titananhäufung ist in magmatischen Ereignissen zu suchen. Submariner basischer bis intermediärer Vulkanismus ist durch mehrere stoffkonkordante, deckenförmige Laven- und Tuffhorizonte bekannt, teilweise scheinen aber auch s-diskordante stockförmige Körper vorzuliegen. Chloritreiche Phyllite sind zumindest zum Teil von umgewandeltem pyroklastischen Material herzuleiten. Das Sedimentationsmilieu dürfte das tonig-sandiger Seichtwasserbildungen gewesen sein, welche durch submarine vulkanische Tätigkeit in mehreren Zyklen beeinflusst wurden. Dieser initiale Geosynklinalvulkanismus wird als mittelbarer Lieferant metallführender Hydrothermen angesehen.

Der phyllonitische Gesteinskomplex mit den Lagerstätten liegt in niedrigtemperierter Grünschieferfazies vor. Das gemeinsame Auftreten von Erzschieften, vulkanogenem und normalem detritischen Material im Sedimentationsraum bedingte gemeinsame Überprägungen durch schwache, epizonale Metamorphose und tektonische Durchbewegungen

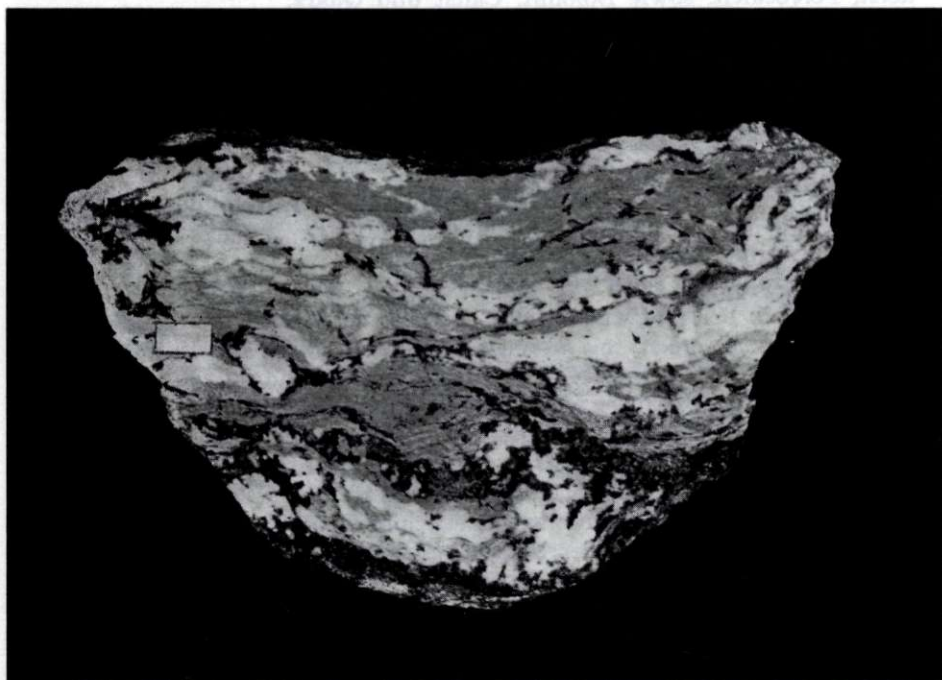


Abb. 1. Feinschichtige Abfolge von Quarzit (weiß), Ti-reichem Phyllit (hellgrau), Chloritphyllit (dunkelgrau, nur oberer Bildrand) und Kupferkies (grauschwarz bis schwarz). Großanschliff, Marke = 1 cm lang. Alter Bergbau Kelchalpe



Abb. 2. Tektonische Verformung von »Siderit«-(Pistomesit)-Sericit-Chlorit-Feinschichten durch Fältelung und nachfolgende Rupturenbildung mit Pistomesit-Quarz-Kristallisation. Großanschliff, Marke = 1 cm lang. (Pistomesit: grau bis dunkelgrau, Sericit mit Feinquarz: weißgrau, Quarz: dunkelgrau). Alter Bergbau Lannern-Göbra

(Abb. 1, 2, 3). Das festigkeitsanisotrope Verhalten, nicht nur von Erzlagern und Nebengestein, sondern auch der Mineralaggregate innerhalb der Erzlager selbst, war die Ursache für sehr ungleichförmige stetige und rupturelle Formungen jeder Größenordnung. Die selektive Durchbewegung ist an der Prägung von S- und B-Tektoniten mit linsigen, s-parallelen und s-diskordanten Entmischungen, an Zerscherungen und Verschwenkungen von schollenförmigen Gesteins- und Erzkörpern, sowie an Umkristallisations- und Ausheilungsprozessen auffallend. Weiters sind intragranulare Korndeformationen, wie Achsenverlagerungen bei den

Karbonaten und bei Quarz, Druckzwillingsbildungen und Auswalzung bzw. Kataklasten an sulfidischen Erzen, ferner eine deutliche, wenn auch nicht scharfe Tektonitregelung z. B. an Eisenkarbonat (Schulz, 1971a) nachzuweisen.

Umkristallisationen und lokale Stoffverschiebungen durch isochemische Lösungsumlagerungen im Bereich der Erzlager sind durch rupturale Unterbrechungen primärer, z. T. auch schon sekundärer Erzgefüge erkennbar, wobei in den Reißfugen die Erz- und Gangartminerale als jüngere Generationen mit entsprechend abweichendem Gefüge abersmals aufscheinen (Abb. 1). Diese Fugenkristallite weisen teilweise Anzeichen von Deformationen auf.

Bezüglich der gemeinsamen Zerschörungen und Blockverschiebung von Nebengestein samt Erzkörper ist eine Trennung voralpidischer und alpidischer Ereignisse mangels mesozoischer Deckschichten nicht durchführbar.

4. Obersilurisch-unterdevonische Magnesit- und Scheelitvererzung

Zu den zuletzt erschienenen Deutungen (Angel-Weiss, 1953; Angel-Trojer, 1955; Wenger, 1964), die alle für einen ursprünglich paläozoischen Magnesitstoffbestand eintreten, insbesondere Höll-Maucher (1967) für synsedimentäre bis paradiagenetische Metallzufuhr im Zusammenhang mit einem basischen Geosynklinalvulkanismus, seien noch folgende Bemerkungen hinzugefügt.

Die zweifellos dominierenden, metasomatischen Vererzungsbilder mit z. T. Wachstumsgefügeregelung (Sander, 1948, 1950) werden von den Gegnern der sedimentären Deutung als Beweis gegen eine syngenetische Magnesitanlagerung gewertet. Tektonitregelung in Magnesiten (Ladurner, 1965) sowie Umkristallisationen mit Verwischung von Primärgefügen sind sicher nachgewiesen. Es muß aber meines Erachtens nicht jedes »metasomatische« Gefüge als umkristallisiert gelten. Die Magnesitmetasomatose kann das Kalk-Dolomitgestein in einem frühdiagenetischen Stadium erfaßt und zur Wachstumsgefügeregelung geführt haben. Nachfolgende variszische und alpidische mechanische Beanspruchungen müssen keineswegs durchgreifend markante Spuren der Durchbewegung, etwa Tektonitregelung (Sander, 1948, 1950) verursacht haben. Die Unempfindlichkeit von Magnesit und Siderit bei mechanischer Korndeformation bezüglich Zwillingsbildungen, im Gegensatz zu Calcit und Dolomit müßte bei der Beurteilung passiver Gefügeregelung bei Karbonaten mehr Beachtung finden. Wohl aber zeigen Eisenkarbonate und Magnesite oft beträchtliche intragranulare Beanspruchung durch Verlagerung der Kristall-c-Achsen (undulös gefelderte Körner).

Wenn in Magnesit- und Sideriterzkörpern aufgrund fehlender passiver Gefügeregelung, aber auffallender Wachstumsregelung, immer wieder an »jüngste« posttektonische Kristallisationen gedacht wird, so ist dies nicht stichhältig. Schließlich kann ein derart »unbeschädigtes« Gefüge durch selektive Gesteinsumformung in Großbereichen erhalten bleiben: Magnesit-, Dolomit- oder Sideritkörper können innerhalb hochteilbe-

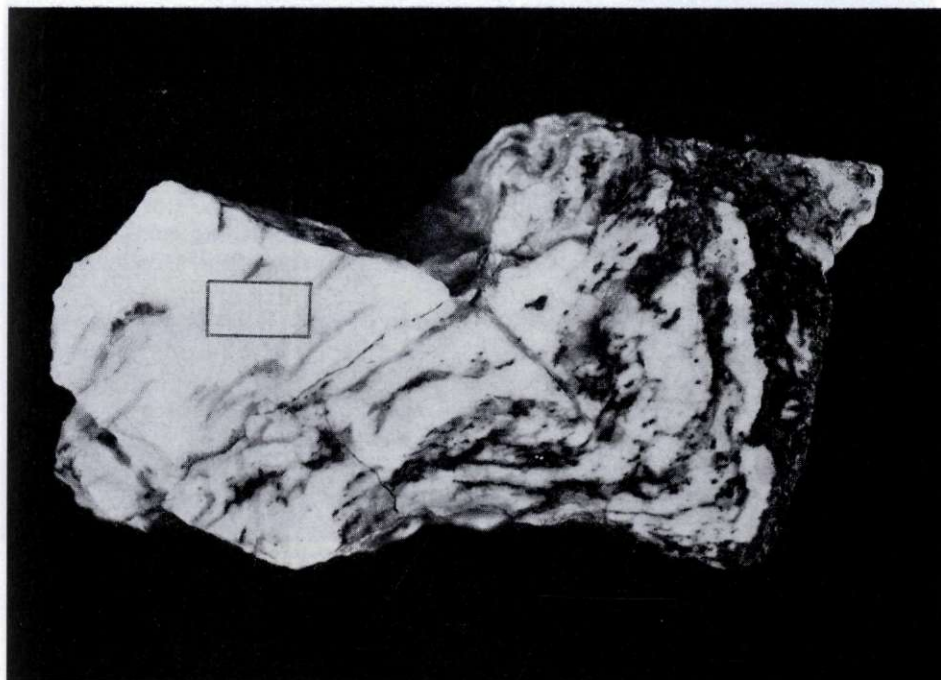


Abb. 3. Teilfalte durch Biegegleitung im erzführenden Quarzitlager. (Quarz: weiß, Ti-reicher Phyllit: grau, Kupferkies und Pyrit: grauschwarz — schwarz). Großanschliff, Marke = 1 cm lang. Alter Bergbau Kelchalpe

weglicher phyllonitischer Gesteinszüge von mechanischen Einwirkungen weitgehend verschont geblieben und nur von Zerschörungen mit Blockbewegungen betroffen worden sein.

Die Beachtung dieser Möglichkeiten wird den von Höll-Maucher (1967) vertretenen Standpunkt über synsedimentäre bis paradiagenetische Magnesitbildungen noch glaubhafter machen.

5. Die Fahlerzgänge vom Typus Schwaz und die Barytführung im Schwazer Dolomit

Nach den von Schmidegg (1951, 1953), Pirkl (1961) und Lukas (1971a, b) vorliegenden Berichten über die Fahlerzlagerstätte »Schwaz« und die Fahlerz-Baryt-Lagerstätte »Brixlegg« folgt die Mineralisation grundsätzlich diskordant zur Schichtung verlaufenden Fugen und Zerrüttungszonen. Der Schwerpunkt der bergmännischen Aufschließungen liegt anscheinend im jüngeren Teil des unterdevonischen Schwazer Dolomit-Zuges. Eine genetische Klassifizierung der diskordanten Fugensysteme versuchte Lukas (1971a, b) und fand einen Großteil von Erzgängen in ac-Stellung zu ein bis zwei vortriadischen, demnach variszisch angelegten Faltenachsen.

Einen wegen seines starken Fahlerz- bzw. Barytgehaltes wichtigen Typ von Lagerstättenkörpern stellen schlauchförmige, zu s unregelmäßig diskordant verlaufende Breccienzonen dar. Über diese max. 100 m breiten und mindestens 250 m tiefen Erzkörper liegen bis heute, vor allem wegen der Unzulänglichkeit der maßgeblichen Grubenbaue, keine konkreten genetischen Aussagen vor. Lukas (1971b) vertritt auch dafür prätriadisches Alter. Obwohl es sich zweifellos um eine Deformationsbreccie handelt, liegt auf Grund der z. T. polymikten Komponenten und des Gefüges des Bindemittels keine typische tektonische Breccie vor (Abb. 4).

Meines Erachtens müßte man bei diesen nachkristallin deformierten Fahlerz-Baryt-Breccienschläuchen auf die Möglichkeit intradevonischer Bildung achten. Das Großgefüge, aber auch Probestücke, zeigen gewisse Ähnlichkeit mit einem aus der Pb-Zn-Lagerstätte Mežica beschriebenen 550 m tiefen und mehrere Dekameter breiten, schräg zur Schichtung verlaufenden Breccienerzzug (Kostelka, 1965). Auch in Bleiberg gibt es vergleichbare s-diskordante Breccienerzgänge im Wettersteinkalk (Schulz, 1960, 1966), wobei an diesen triadischen Beispielen horizontgebundene, syndiagenetische Anlage bewiesen werden konnte.

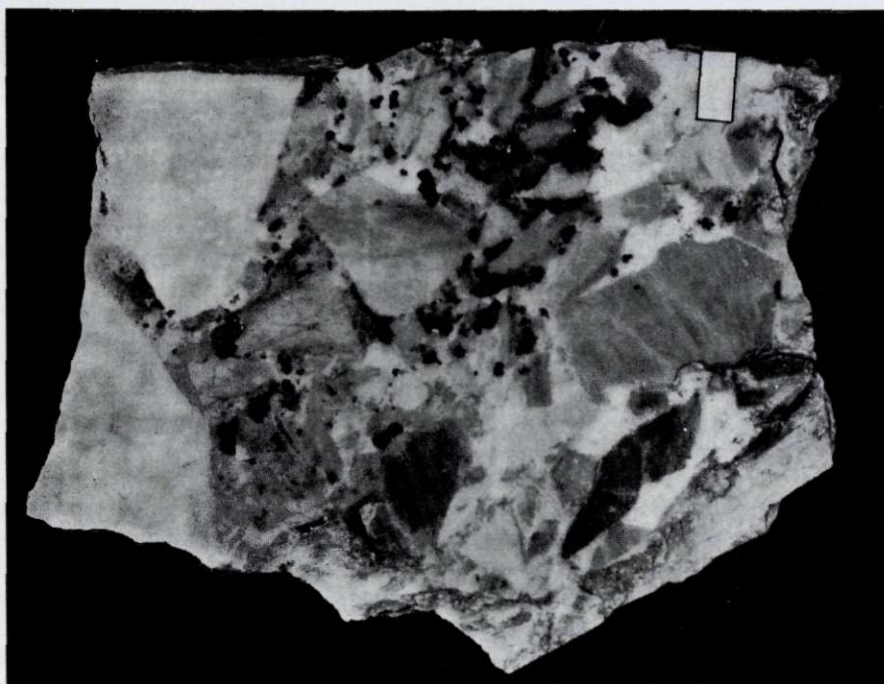


Abb. 4. Fahlerz im Bindemittel von regional z. T. schlauchförmig weit ausgedehnten Deformationsbreccien. Großanschliff. Marke = 1 cm breit. Alter Bergbau Schwaz

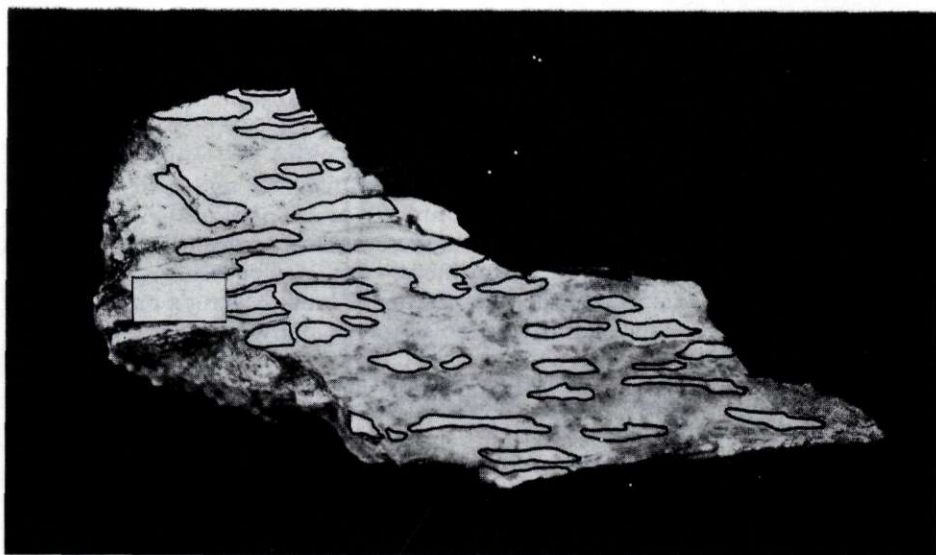


Abb. 5. Sedimentäre Barytanlagerung in unterdevonischem Dolomit. Barytlinsen durch schwarze Umrandung deutlich gemacht. Großanschliff $\perp$ s. Marke 1 cm lang. Stuckkogel

Man wird also vorläufig, bis exakte Befunde vorliegen, die Fahlerz-Baryt-Vererzung im schwach epimetamorphen Schwazer-Dolomit vorsichtigerweise zwischen höherem Unterdevon und einschließlich Perm einstufen und könnte entfernte Beziehungen zu dem basischen Vulkanismus im Unterdevon oder Obergotlandium (Höll-Maucher, 1967) und seinen sedimentären bis syndiagenetischen Scheelit-Magnesit-Lagerstätten vermuten, dies umsomehr, als auch baryt- und fahlerzführenden Schwazer Dolomit (meines Wissens bisher nicht erwähnte) geringmächtige schichtparallele tuffitische Einschaltungen vom Typ der »Falbenschiefer« vorliegen. Jünger als die Breccienerkörper und Erzgänge mit »altem« Stoffbestand, erweisen sich nach Lukas (1971a, b) Scherbewegungen alpidischen Alters, die relativ geringe mechanische Erztransporte sowie syn- oder posttektonische Lösungstransporte ebenfalls nur geringen Ausmaßes verursachten. Haditsch-Mostler (1969) halten als Ursache der Fahlerz-Barytführungen der an den Schwazer Dolomit grenzenden Trias eine Mobilisation älterer, nämlich vermutlich »oberkarbonischer bis oberpermischer Vererzung« für möglich. Zu einer analogen Erklärung kommt auch Lukas (1970b).

Bis jetzt nicht beschriebene, meines Erachtens *syndimentäre Barytausscheidungen* gibt es am Stuckkogel östlich von Kitzbühel, und zwar in Quarz-, Sericit- und Hämatit-führenden rötlichen Dolomitgesteinen (Abb. 5). Diese gehören nach Mostler's mikropaläontologischen Untersuchungen (mündl. Mitteilung) in das Unterdevon. Die sehr schwache Barytführung besteht aus linsenförmigen, mit den Quarz- und Glimmerlagen subparallel angeordneten grobtafeligen Aggregaten des Zentimeter-

bis Dezimeterbereiches. Es ergeben sich hiermit bemerkenswerte genetische Aspekte zum Baryt bzw. Fahlerz von Schwaz und Brixlegg sowie zu den anderen paragenetisch verwandten Mineralisationen in mitteldevonischen Dolomitgesteinen. Auch diskordante, das Primärgefüge unterbrechende Spaltenfüllungen liegen vor. Während der überwiegende Dolomitspatit im Durchlicht nur teilweise Undulierung und selten Zwillingslamellierung zeigt, lassen die genannten, im Dolomitgestein spärlich vorhandenen »Fremdeinlagerungen« symmetriekonstante Überprägung durch tektonische Fältelung im Zentimeter- bis Meterbereich erkennen. Analoge Deformationen und Rekristallisationen fand Margaras (1971) an den zahlreichen, in den mitteldevonischen Dolomiten diskordant auftretenden Barytvorkommen zwischen Kitzbühel und Fieberbrunn. Die Barytplatznahme wird während des Devons vermutet.

6. Fe-Cu-U-Erze im Buntsandstein

Die syndiagenetische Anlagerung der Erzparagenese wird begründet durch ihre Gebundenheit an graue Zwischenschichten innerhalb mächtiger hämatitpigmentierter roter Sandsteine. Auf Grund reichlich vorhandener pyritvererzter Bakterien und bis zu Schungit inkohlten Pflanzenresten, die zum Großteil die Erze, besonders das Uran (Pechblende) binden, sowie aufgrund der in der Intergranularen der Sericit-Quarzsandsteine auftretenden Fe-Cu-Erze (Pyrit, Markasit, Kupferkies, Fahlerz, Bornit u. a.) wird auf ein Seichtwassermilieu mit reduzierenden Bildungsbedingungen geschlossen (Schulz-Lukas, 1970). Die Herkunft der Metalle aus Verwitterungslösungen wird für wahrscheinlich gehalten. Bezüglich Magnesit und Baryt siehe 2d.

7. Schlußbemerkung

Mit den vorgelegten Teilergebnissen über lagerstättenbildende Vorgänge im Paläozoikum der Grauwackenzone wird ein Beitrag gegeben zum allgemein klassischen Streit: »Sedimentär-syndiagenetischer« oder »postdiagenetisch-tektonischer« Vererzungsprozeß. Speziell aber geht es um die Frage: alpidische oder voralpidische, variszische oder vorvariszische Lagerstättenbildung?

Wenn auch die Gefügestudien noch nicht abgeschlossen sind und die Entstehung der Erzanreicherung in der Quarzphyllitzone und im Schwarzer Augengneis noch offen ist, so stehen die bisherigen Neuergebnisse im Widerspruch zu den herkömmlichen Hypothesen über die Ostalpenvererzung. Sie decken sich aber mit den von Höll-Mauchner (1967), Mauchner-Höll (1968), Tufar (1968), und Höll (1970) veröffentlichten Ansichten über z. T. andere als hier besprochene Mineralparagenesen der Ostalpen.

Die genetische Beziehbareit von Lagerstätten unmittelbar auf ihre Begleitgesteine, bzw. mittelbar auf die weitere Gesteinsformation sollte auch im übrigen Raum paläozoischer Gesteine der Ostalpen überprüft werden.

Literatur

- Angel, F., Trojer, F. 1955, Zur Frage des Alters und der Genesis alpiner Spatmagnetite. Radex-Rundschau, 2, 375—392.
- Angel, F., Weiss, P. 1953, Die Tuxer Magnesitlagerstätten. Radex-Rundschau, 7/8, 335—352.
- Bernhard, J. 1965, Die Mitterberger Kupferkieslagerstätte, Erzführung und Tektonik. Jb. Geol. B. A., 109, 3—90.
- Clar, E. 1953, Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. Geol. Rundschau, 42, 107—127.
- Clar, E. 1956, Zur Entstehungsfrage der ostalpinen Spatmagnetite. Carinthia II, 20. Sonderh., 22—32. Klagenfurt.
- Friedrich, O. M. 1953, Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundschau, 7/8, 371—407.
- Friedrich, O. M. 1962, Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung. Karinthin, 45/46, 210—228.
- Friedrich, O. M. 1968, Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. Arch. f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, 8, 1—136. Leoben.
- Haditsch, J. G., Mostler, H. 1969, Die Fahlerzlagerstätte auf der Gratlspitze (Thierberg bei Brixlegg). Arch. f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen 9, 169—194.
- Höll, R., Maucher, A. 1967, Genese und Alter der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Klasse, Sitzungsber. 1—11.
- Höll, R. 1970, Die Zinnobervorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. N. Jb. Geol. Pal. Mh. 4, 201—224.
- Karl, F. 1953, Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg). Neues Jb. Mineral., Abh. 85, 2, 203—246.
- Kostelka, L. 1965, Eine genetische Gliederung der Blei-Zinkvererzungen südlich der Drau. Carinthia II, 75, 29—38. Klagenfurt.
- Ladurner, J. 1965, Über ein geregeltes Magnesitgefüge. Tscherms. Min.-Petr. Mitt. 10, 430—435.
- Leitmeier, H. 1953, Die Entstehung der Spatmagnetite in den Ostalpen. Tscherms. Min.-Petr. Mitt. III, Folge 3, 302—351.
- Leitmeier, H., Siegl, W. 1954, Untersuchungen an Magnetiten am Nordrande der Grauwackenzone Salzburgs und ihre Bedeutung für die Entstehung der Spatmagnetite der Ostalpen. Berg- u. Hüttenm. Mh. 99, 11/12, 201—235.
- Llarena, J. G. De 1953, Über die sedimentäre Entstehung des ostalpinen Magnetits. Typus Veitsch. Montanztg. 96, 55—62. Wien.
- Lukas, W. 1971a, Tektonisch-genetische Untersuchung der Fahlerz-Lagerstätte am Falkenstein bei Schwaz/Tirol. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1, 47—63.
- Lukas, W. 1971b, Tektonisch-genetische Untersuchung der Lagerstätte Großkogel-Kleinkogel. Verh. Geol. B. A. 1.
- Margaras, S. 1971, Die Barytvorkommen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Fieberbrunn. Diss. Univ. Innsbruck (nicht veröffentlicht).
- Maucher, A., Höll, R. 1968, Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonitlagerstätte von Schlaining im Burgenland, Österreich. Mineral. Deposita, 3, 272—285.
- Meixner, H. 1953, Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit- und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. Radex-Rundschau 7/8, 445—458.
- Meixner, H. 1970, Anschliffbeobachtungen zu verschiedenen Metasomatosen in österreichischen Lagerstätten karbonatischer Eisenerze. Arch. f. Lagerstättenf. i. d. Ostalpen, 10, 61—74. Leoben.
- Mostler, H. 1968, Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 18, 89—150. Wien.
- Petrascheck, W. 1926, Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. C. R. 14, Congr. Geol. Inst. Madrid, 108—110.

Petrascheck, W. 1945, Die alpine Metallogenese. Jb. Geol. B. A. 90, 129—149.

Petrascheck, W. E. 1952, Zu H. Schneiderhöhns neuer Auffassung der alpinen Metallogenese. Berg- u. Hüttenm. Mh. 97, Wien.

Petrascheck, W. E. 1966, Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. Österr. Akad. Wiss. Math.-Naturw. Klasse, Sitzungsber. 175, 57—74.

Pirkkl, H. 1961, Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). Jb. Geol. B. A. 104, 1—150.

Rohn, Z. 1950, Zur Frage der Entstehung des kristallinen Magnesites, Montanzeitung 66, 1—5. Wien.

Sander, B. 1948, 1950, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, I und II, Springer. Wien.

Schmidegg, O. 1951, Die Erzlagerstätten des Schwazer Bergbaugebietes, besonders des Falkensteins. »Schwazer Buch« (Schlern-Schriften 85) 36—58. Wagner, Innsbruck.

Schmidegg, O. 1953, Die Erzlagerstätten am Reiter Kopf und am Reiter Kogel. Schlern-Schriften 101 (Jenbacher Buch) 17—25, Wagner, Innsbruck.

Schneiderhöhn, H. 1962, Erzlagerstätten. Gustav Fischer. Stuttgart.

Schulz, O. 1960, Beispiele für synsedimentäre Vererzungen und para-diagenetische Formungen im älteren Wettersteindolomit von Bleiberg-Kreuth. Berg- u. Hüttenm. Mh. 1, 1—11.

Schulz, O. 1966, Die diskordanten Erzgänge vom »Typus Bleiberg« syndiagenetische Bildungen. Atti del Symp. Internazionale sui giacimenti minerari delle Alpi. Vol. 1, 149—161. Saturnia. Trento.

Schulz, O. 1968, Schicht- und zeitgebundene paläozoische Zinnervererzung in Stockenboi (Kärnten). Bayer. Akad. d. Wiss. Math.-Naturw. Klasse, Sonderdruck 9, 113—139.

Schulz, O. 1971a, Horizontgebundene altpaläozoische Eisenspatvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. Tscherms. Min. Petr. Mitt. 15, 232—247.

Schulz, O. 1971b, Horizontgebundene altpaläozoische Kupferkiesvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. Tscherms. Min.-Petr. Mitt. 16.

Schulz, O., Lukas, W. 1970, Eine Uranerzlagerstätte in permotriadischen Sedimenten Tirols. Tscherms. Min. Petr. Mitt. 14, 213—231.

Siegl, W. 1955, Zur Entstehung schichtiger und strahliger Spatmagnesite. Berg- u. Hüttenm. Mh. 1, 79—84.

Tufar, W. 1968, Der Alpen-Ostrand und seine Erzparagenesen. Freiburger Forschungshefte, 275—294, Leipzig.

Vohryzka, K. 1968, Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. Jb. Geol. B. A. 111, 3—88.

Wenger, H. 1964, Die Scheelitlagerstätte Tux. Radex-Rundschau 2, 109—132.

New Results on the Origin of Paleozoic Ore Deposits from the Example of the North Tyrolean Greywacke Zone

Oskar Schulz

SUMMARY

Petrofabric analysis investigations at ore deposits of the North Tyrolean Greywacke Zone furnished new results on their origin in the early to late Paleozoic succession. The age relationship between syngenetic and epigenetic ore bodies and their host rock calls for a striking spatial relationship between these ore bodies and a certain part of the

succession. The new results refer to early Paleozoic chalcopryite, pyrite and iron carbonate enrichments, to tetrahedrite and barite concentrations in Devonian dolomite and to iron-copper-uranium precipitates of probably Permian age.

1. A cycle of mineralization which can be connected with the initial volcanism of the early Paleozoic geosyncline has furnished mineral enrichment of the chalcopryite-pyrite-pistomesite-ankerite-quartz-(tetrahedrite) paragenesis. The prevailing form of the ore bodies is that of a seam which is conformable to the bedding of the host rock. The host rock consists of sericite and chlorite phyllites with a phyllonitic structure. Phyllites rich in Ti rank as markers. Enrichment of pure iron carbonate-quartz also occurs.

The development of the fabric of both, the ore deposit and the host rock are controlled by a number of factors which overlap in time. They started to make themselves felt already in the sedimentation area and they led to recrystallization and redeposition as a consequence of tectonic folding, shearing and low grade epizonal metamorphism.

This type of mineralization can be proved in the Greywacke Zone of the Kitzbüheler Alps from Pass Thurn-Fieberbrunn via Kitzbühel to Alpbach. Probably, the "vein deposit" Rerobichl which, in addition, contains tetrahedrite belongs also to this genetic type.

2. A genetically later mineral paragenesis, connected with early Devonian dolomite formations consists mainly of tetrahedrite and barite, occasionally accompanied by some chalcopryite a. o. Cu-sulfides, pyrite, galena, antimonite, hematite, quartz, anhydrite, fluorite, calcite, aragonite and celestite. The mineralization follows primarily fissure systems which cut across the bedding, pipe shaped zones of tectonic breccia and also forms irregular nests and patches. Isolated syn-sedimentary deposits of barite are found.

Mineralization tied up to fissures occurs as vugs in tension cracks. These cracks were formed as a result of pre-Permian tectonic and they show, statistically, an ac-trend. Judging from preliminary investigations it cannot be excluded that these cracks are of syn-diagenetic origin and are confined to a narrow part of the succession.

The primary juvenile hydrothermal mineralization is from late early Devonian to Permian. Almost certainly a large part of the minerals was deformed during the Alpine folding and supplied material for the redeposition which was caused by this deformation.

Main areas of distribution of this type of mineralization are Schwaz (tetrahedrite veins of the "Schwaz" type) and Brixlegg, but smaller deposits are known also in the early Devonian dolomites between the Hohe Salve mountain, Kitzbühel and Fieberbrunn.

3. Syn-sedimentary chemical mineral accumulations have, sporadically, led to comparatively weak stratabound mineralization in Permo-Triassic (Permian?) fine grained clastic sediments. The mineral supply in this case must be ascribed to leaching of weathered surface material. Iron, copper, uranium, barium and magnesium have been locally enriched in this way.

The primary mineral concentrations in the Paleozoic to Permo-Triassic formations were the source for limited Alpine redepositions. However, in some cases these redepositions would extend into the Middle Triassic.

From the findings on Paleozoic (pre-Alpine) ore deposits set forth here, it can be concluded that similar examples will occur in the entire Greywacke Zone. Together with previously published new results from other authors on magnesite, tungsten, mercury and antimonite mineralizations they point to fundamentally new conceptions about the origin of East Alpine ore deposits.

DISCUSSION

Petrascheck: Ich glaube, daß die Diskussion über die Grundfragen des Alters der Vererzung in den Ostalpen sehr gut für den Nachmittag vorzubehalten ist, da ein großes komplexes Gebiet ist. Da ich aber selbst da leider wohl nicht anwesend sein werde, möchte ich bloß bezogen auf den jetzigen Vortrag bemerken, daß die syngenetische Natur der 1. Gruppe der Lagerstätten von Kupferkies und Siderit durch Herrn Schulz ganz überzeugend bewiesen worden ist. Das ist dagegen schwerer bei einer Vererzung, die in diskordanten Breccien auftritt, die bis 200 Meter tief quer durch die Schichtfolge laufen. Es ist außerdem nicht erwähnt worden, daß nach Pirkel solche Schwespat-Fahlerzvererzung nicht nur in Devon, sondern auch in darüberliegenden Triaskalken vorkommt. Wobei man es, wie ich in Manuskript sah, leichterhand mit der Remobilisierung abgetan hat. Hier scheint mir doch eine sorgfältigere Argumentation notwendig, um eine paläozoische Vererzung dieser Fahlerz-Swespatgruppe zu beweisen.

Schulz: Die Auffassung vom regional verbreiteten und zeitlich an das Devon gebundenen Auftreten von Baryt und Fahlerz wurde hier nur kurz dargelegt. An ausführlichen Hinweisen zur Stützung der Ansicht wird noch gearbeitet.

Für die schwache Fahlerz-Kupferkies-Mineralisation in Triaskalken und -dolomiten halten Haditsch und Mostler (1969) und Lukas (1971b) eine Mobilisierung eines paläozoischen Stoffbestandes für möglich. Eigene Arbeiten hierüber sind noch nicht abgeschlossen.

Drovenik: Wir haben hier einen Großanschliff mit Quarz und Sideritgängen gesehen und ich möchte gerne wissen: sind nebenbei auch Sulfide in diesem Erze oder nicht?

Schulz: In dem vorgeführten Bild sind keine Sulfide zu sehen. Es handelt sich also um reine Siderit-Quarz-Gänge.

Drovenik: Aber wenn Sulfide mit in der Paragenese sind, sind sie dann auch in Gängen anwesend?

Schulz: Ja. Bei Anwesenheit von Fe- und Cu-Sulfiden in der Primärparagenese sind diese als jüngere Generation in Spalten zu finden. Diese Kluftfüllungen sind häufig ebenfalls mechanisch durchbewegt. Man darf wohl annehmen, daß schon diagenetische Umkristallisationen und dann metamorphe Beeinflussung und mechanische tektonische Umformungen zu verschiedenen starken Stoffverschiebungen geführt haben.

Die Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten (Alpine Kieslager) im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone

Vorläufige Ergebnisse und einige Deutungsversuche

Heinz J. Unger

Zusammenfassung

Im Laufe der letzten Jahre wurde ein Großteil der Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten der Nördlichen Grauwackenzone geologisch untersucht.

Diese Untersuchungen beinhalten eine geologische Detailaufnahme der näheren Lagerstättenumgebung und der ehemaligen Bergbaue. Auf Grund dieser Aufnahmen konnten die Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten der Nördlichen Grauwackenzone (Alpine Kieslager nach O. M. Friedrich, 1953) als syngenetische Lager erkannt werden. Ihre Entstehung wurde durch das submarine Austreten von Hydrothermen (ev. in sog. Hydrothermallaugenbecken nach M. Hartmann, 1970) in das ganz junge Sediment bzw. auf den Meeresboden verbunden mit Ausfällung bzw. Sedimentation bewirkt. Diese Hydrothermen können im Zusammenhang mit vulkanischen Äußerungen oder als Restlösungen juvenil-basaltischer Magmenintrusionen aufgefaßt werden. Diese Restlösungen dürften, im Gegensatz zu Meggen und Rammelsberg, eine Ba-freie Zusammensetzung gehabt haben. Ba tritt höchstens im letzten, ehemals südlichsten »Becken« in sehr geringem Maße in Erscheinung. Im Zuge der alpidischen Orogenese glitt das paläozoische Gesteinspaket mit den in s lagernden Erzlagern und den darüber liegenden Nördlichen Kalkalpen nach N ab. Einzelne Fetzen des Gesteinsmaterials aus diesem paläozoischen Geosynklinaltrog blieben südlich der heutigen Salzachtallinie auf den Hohen Tauern hängen.

1. Geographische Lage der Lagerstätten (Abbildung 1)

Im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen, zwischen Gloggnitz im Osten und dem Oberpinzgau im Westen treten zwischen dem Liesingtal (Steiermark) und Mittersill im Salztal eine Reihe von Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten auf, die auf Grund ihrer

Genese und ihrer geographischen wie geologischen Lage einem einheitlichen Vererzungstyp zugeordnet werden können.

Vom Osten (Liesingtal) bis westlich von Mittersill (Oberpinzgau) finden sich folgende größere Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten:

Kallwang (wurde noch nicht bearbeitet)

Niederoebarn

Walchen bei Oebarn

Mandling (wurde nicht untersucht)

Limberg/Lienberg westlich Zell am See

Klücken, nördlich Piesendorf

Rettenbach

Bernstein (in der Rechnitzer Schieferinsel gelegen)

Diese Lagerstätten liegen mehr oder weniger knapp am südlichen Rand der Grauwackenzone. Wie die Detailaufnahmen einiger größerer Lagerstätten zeigten, trennt meistens nur ein sehr schmaler Streifen die Lagerstätten von den südlich angrenzenden, z. T. höher metamorphen Einheiten, oder sie liegen direkt in diesem Grenzstreifen (Walchen, Rettenbach).

Die meisten der hier besprochenen Lagerstätten wurden bereits zur Keltenzeit beschürft und erlebten sporadisch stärkere Abbauperioden mit zum Teil großen Förderraten.

In der Rechnitzer Schieferinsel (Burgenland), nordöstlich von Graz, in einer wahrscheinlich ebenfalls paläozoischen Gesteinsabfolge wurde die Lagerstätte Bernstein bearbeitet, die genetisch in den hier zu besprechenden Rahmen paßt.

2. Geologische Übersicht, Bemerkungen zur Tektonik

Die Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätte *Bernstein* liegt, abweichend von den anderen, oben angeführten Lagerstätten, in der sog. Rechnitzer Schieferinsel, die im wesentlichen aus Quarzphylliten, Quarzkieselschiefern, Kalk-Serizit-Schiefern, Graphitphylliten, Rauhwacken und Serpentin besteht. Das Gesteinsmaterial ist epimetamorph überprägt und zeigt zahlreiche Reliktstrukturen. Primärmaterial waren Tone, Mergel, Kalke und etwas Sand. In diese Serie intrudierte eine Folge von basischen Magmatiten, die heute als Ophiolite (Grünschiefer, Serpentin) vorliegen. Im gesamten kann der Geosynkinalcharakter der Gesteinsabfolge und der Erzlager als bewiesen betrachtet werden. Die nachfolgende Metamorphose ist hier im Osten geringer gewesen als z. B. im Pennin der Hohen Tauern. Alter der Gesteine: Unsicheres Paläozoikum im Liegenden mit Auflagerungen von Permotrias. Die Lagerstätte Bernstein wurde auf Grund ihrer genetischen Übereinstimmung zu den Kieslagern der Grauwackenzone hinzugezogen.

Die Lagerstätte *Walchen bei Oebarn* liegt ca. 100 m im Hangenden der Grenze zwischen dem Komplex der Wölzer Glimmerschiefer im Süden und der Serie der Ennstaler Phyllite im N. Sie liegt also knapp am südlichen Rand der Grauwackenzone, in den Ennstaler Phylliten, die sich als Serie aus Serizitphylliten, quarzitischen Phylliten mit Einschaltungen

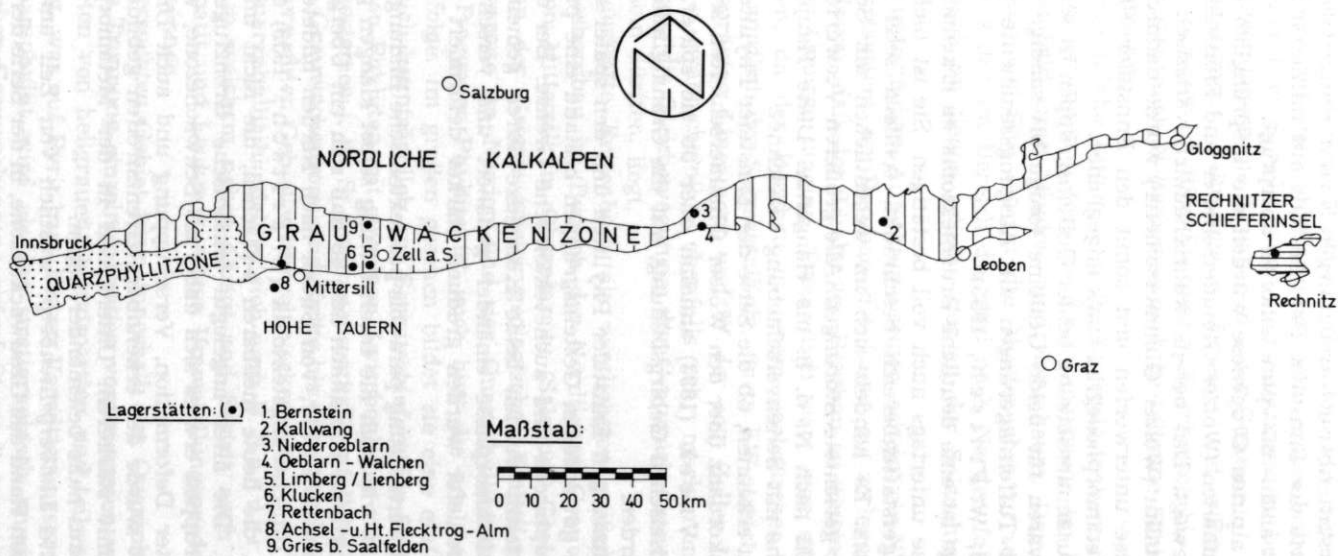


Abb. 1. Übersichtskarte der syngenetischen Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten der Grauwackenzone (nördl.),
(gez. H. J. Unger, 1971/160)

von Graphitphylliten, Graphitquarziten und Grüngesteinen zusammensetzt. Im engeren Lagerstättenbereich treten gegen N zu mächtige Grünschieferzüge auf. Die Serie der Ennstaler Phyllite fällt mit mittleren Neigungen nach N ein, sie ist anchi- bis epimetamorph überprägt.

Im Zuge der alpinen Orogenese wurden die ursprünglich getrennten Sedimentationseinheiten (Wölzer Glimmerschiefer und Ennstaler Phyllite) gegeneinander bewegt. Das bereits wahrscheinlich variszisch mesozonal eingeformte Kristallin (Wölzer Glimmerschiefer) wurde dadurch randlich einer Diaphthorese unterworfen und somit den Ennstaler Phylliten in Bezug auf den Metamorphosegrad stark angeglichen.

Die Pauschalzusammensetzung beider Gesteinsgruppen ist sehr ähnlich, auf jeden Fall waren für beide Gesteine tonige bis sandige Sedimente mit Mergel- und Tuffeinlagerungen die Ausgangssedimente (H. Wieseneder, 1938; W. Fritsch, 1953).

Schon obertags ist eine deutliche Bruchtektonik zu erkennen, was die Grubenaufschlüsse untertags auch voll bestätigen. Sie ist nicht nur auf den engeren Lagerstättenbereich beschränkt, sondern setzt sich auch südlich davon fort. Es handelt sich im wesentlichen um SSW—NNE/70° NW bis seiger gerichtete Störungen. Alle größeren Verwürfe versetzen den östlichen Teil nach N, d. h. ins Hangende. Diese Hauptverwerfer wurden als Brüche mit Seitenverschiebung bezeichnet.

Es ist nicht zu erkennen, ob die Serie der Ennstaler Phyllite mit einer Transgressionsdiskordanz über den Wölzer Glimmerschiefern sedimentiert wurde, wie dies Vacek (1893) annahm oder ob sie später, vielleicht während der variszischen Gebirgsbildung, auf die Granatglimmerschiefer aufgeschoben wurden.

Zwischen nachmaligen Ennstaler Phylliten und den später zu Granatglimmerschiefern gewordenen Gesteinsgruppen bestand eine primäre, sedimentär-stratigraphische und auch tektonische Grenze. Bei der älteren Internfaltungstektonik wurden beide Komplexe durch gemeinsame Deformation und Metamorphose einander genähert und verschweißt. Die Wölzer Glimmerschiefer wurden graduell stärker deformiert und metamorphosiert.

Die zu dieser Internfaltung para- bis posttektonische Bildung von Hornblende und Granat wie auch die Internfaltung selbst klangen gegen N in den Ennstaler Phylliten allmählich aus, so daß sich ein Übergang, wenn auch nur sehr schwer faßbar, von Süden nach Norden bildete.

Eine jüngere Umscherungstektonik (W. Fritsch, 1953) erzeugte in beiden Einheiten die heute meßbaren s-Flächen, die nicht immer stoffkonkordant sind. Die älter angelegte tektonische Grenzfuge zwischen beiden Gesteinsgruppen erwies sich dabei als Schwächezone, wodurch es hier zu vermehrter Deformation, Verschuppung und auch Diaphthorese kam. Solcher Art wurde der erkennbare Grenzstreifen gebildet, an dem heute Gesteine mit stärkerem Unterschied in der Metamorphose und auch des Internbaus nahe beieinander liegen.

Die Lagerstätte *Limberg/Lienberg*, westlich von Zell am See liegt nahe dem südlichen Rand der Grauwackenzone, in der Serie der Pinzgauer Phyllite. Es handelt sich bei der Serie der Pinzgauer Phyllite (in etwa ein

Äquivalent zur Serie der Ennstaler Phyllite) um eine Wechselfolge von Serizitphylliten und quarzitischen Phylliten mit s-parallelen Einlagerungen linsen- bis lagenförmiger Art von graphitischen Phylliten und Grüngesteinen i. w. S. Sehr selten sind Kalklinsen zu beobachten. In den Serizitphylliten lagern die Erzlager in s der Gesteine.

Gefügemerkmale: Faltenachsen, Lineare und s-Flächensysteme der Serie der Pinzgauer Phyllite. Sie sind z. T. schwach bis stärker verfältelt und zeigen steil nach N (teilweise nach S) fallende Schieferungs-Flächen mit EW-Linearen.

Klare tektonische Linien sind im Lagerstättenbereich obertags nicht erfaßbar. Im gesamten liefert die Grauwackenzone im hier betrachteten Bereich das Bild eines Mulden- und Sattelbaues. Der Schmittengraben (westlich Zell am See) scheint die Muldenachse zu sein, während die Lagerstätte selbst im Bereich des steil nach Norden fallenden südlichen Sattelschenkels zu liegen scheint, der an der Salzachtallinie abgesichert sein dürfte.

Wie die untertägigen Aufschlüsse zeigen, scheint ein NW—SE streichendes Verwurfssystem im Bergbau die Lager zu zerlegen. Alte Berichte sprechen davon, daß der Limberger Bergbau in einem besonders stark zerklüfteten Gebirge umging. Theoretisch wäre eine starke Zerklüftung zu erwarten, da der Bergbau in einem geologischen Abschnitt steht, der knapp nördlich der Salzachtallinie, einem EW-streichenden, sehr markant ausgeprägten Lineament und W der sog. Zeller Linie, einem SN-streichenden, wahrscheinlich ebenfalls sehr markanten Lineament, an denen entlang die Gleitbewegungen der Grauwackenzone nach N vor sich gegangen sein dürften, liegt.

Die Lagerstätte *Rettenbach* als westlichster größerer Kupfer- und Schwefelkiesbergbau im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone, liegt westlich von Mittersill im Oberpinzgau (Salzburg). Geologisch betrachtet liegt sie an der Grenze zweier geologischer Einheiten und zwar der Grauwackenzone im Norden und der Quarzphyllitzone im Süden. Die Serie der Pinzgauer Phyllite ist auch hier die am meisten verbreitete Gesteinsabfolge. Im großen gesehen bildet sie eine einförmige Gesteinsserie, die sich hauptsächlich aus Serizitschiefern bis Serizitquarziten und quarzitischen Phylliten mit einzelnen Zwischenlagen von Graphitphylliten und Grüngesteinen i. w. S. zusammensetzt. Ebenfalls in den Bereich der Nördlichen Grauwackenzone sind Kalke bis dolomitische Kalke zu stellen, die im untersuchten Gebiet vereinzelt vorkommen.

Beim Quarzphyllit handelt es sich nach B. Sander (1921) um einen Phyllonit, in welchem neben Quarz und Serizit auch Turmalin, etwas Chlorit, Apatit und Leukoxen-artige Umwandlungsprodukte akzessorisch auftreten können.

Im untersuchten Gebiet kann innerhalb des Quarzphyllits kaum eine brauchbare Trennung einzelner Partien vorgenommen werden, höchstens das Auftreten von hellgrauen Quarzitpartien und teilweise eine stärkere Fe-Färbung, was auf Pyrit bzw. dessen Verwitterungsprodukte deutet.

Der Quarzphyllit wird als das stratigraphisch unmittelbar Liegende der Nördlichen Grauwackenzone aufgefaßt, was eine zeitliche Einstufung

von altpaläozoisch bis präcambrisch gestattet. Der Quarzphyllit dürfte einem selbständigen paläozoischen Sedimentationsraum mit etwas abweichenden faziellen Verhältnissen gegenüber dem Sedimentationsraum der Gesteine der Nördlichen Grauwackenzone zuzuordnen sein. Die Quarzphyllite weisen epizonale Metamorphose auf. In der Nördlichen Grauwackenzone dagegen liegt der Metamorphosegrad bei anchi- bis epizonal, er nimmt im allgemeinen von Norden nach Süden zu, so daß hier, am Übergang von der Grauwackenzone zum Quarzphyllit in den Gesteinen der Grauwackenzone ebenfalls epizonale Überprägung festzustellen ist, was eine scharfe Trennung beider Einheiten in diesem Bereich sehr erschwert, wenn nicht unmöglich macht.

Im Zuge der alpinen Orogenese sind die ursprünglich nebeneinander bzw. sogar übereinander (transgressiv) lagernden Sedimentationseinheiten von »Quarzphyllit- und Grauwackenzone« nach N und ineinander bewegt worden. Der bereits variszisch epizonal geformte und durchbewegte Quarzphyllit wurde steil gestellt (Einfallen $70-80^{\circ}$ N), während die Gesteine der Grauwackenzone demgegenüber mit ca. $30-40^{\circ}$ nach N einfallen. Es ergibt sich in diesem regionalen Abschnitt teilweise eine Winkeldiskordanz. Diese Winkeldiskordanz kann einer Orogenphase zugeordnet werden. Aufnahmetechnisch bietet dieser Umstand die einzige Handhabe einer befriedigenden Trennung beider Einheiten.

Ob man diese Winkeldiskordanz als Bewegungsbahn oder als Transgressionskontakt bezeichnet, ist eine Frage der Interpretation. Vieles spricht für einen Transgressionskontakt, da im allgemeinen typische Merkmale einer starken Bewegung in diesem Abschnitt fehlen.

Die Lagerstätte Rettenbach liegt, orientiert an diesem Transgressionskontakt, ca. 100 m im Liegenden davon im Bereich des Quarzphyllits. Betrachtet man dagegen die Lagerstätte im Verbande mit ihrer näheren geologischen Umgebung, so muß man feststellen, daß sich die Schwefelkiesvererzung in mehreren Lagern in den eindeutig zur Grauwackenzone gehörenden Gesteinen fortsetzt, was zu der Annahme berechtigt, daß wahrscheinlich ähnlich günstige Förder- und Sedimentationsbedingungen für eine Kupfer- und Schwefelkiesvererzung über einen geologisch längeren Zeitraum hinweg anhielten.

Nimmt man analoge Verhältnisse wie im Bereich der Lagerstätte Walchen bei Oeblarn an, so könnte man von einem ca. 400 m mächtigen Grenzstreifen zwischen Quarzphyllitzone und Nördlicher Grauwackenzone sprechen, in dem die syndimentär entstandenen Schwefelkieslager mehr oder weniger stark zerlegt in konkordanter Form auftreten.

Das Großlineament bildet hier ebenfalls die im Salztal laufende sog. Salztachtallinie, an der sowohl die Quarzphyllitzone wie auch die Nördliche Grauwackenzone nach N abgeglitten sind (als Großeinheit). Im näheren Lagerstättenbereich sind keine klaren tektonischen Linien erfaßbar. Das einzige auskartierbare Störungssystem ist im Bergbau selbst aufgeschlossen. Mit N 15° E/ 70° NW dürfte es als Haupttrichtung der Verwerfer in der Lagerstätte angesehen werden. Obertags ist davon nichts erkennbar.

3. Erzbestand

Der Erzbestand kann mehr oder minder mit ganz geringen Abweichungen für alle genannten Lagerstätten pauschal behandelt werden. Die vererzten Partien (Lager) bestehen aus hellem, teilweise mürbem Serizitschiefer bis Serizitquarzit unterschiedlicher Mächtigkeit mit den Erzlagern in s. *Bernstein* weicht davon ab, das Erzlager liegt hier in Grünschiefern, die Einlagerungen von Quarz- und Schieferbändern, entsprechend den sedimentären Rhythmen zeigen.

Das Erz tritt als 20—200 cm mächtige Derberzlage mit randlich, hangend und liegend, schwach mit Erz durchsetzten Serizitquarzitlagen, dem sog. Imprägnationserz, auf.

Die Erzlager führen folgende Mineralien:

Schwefelkies

Kupferkies in wechselndem Anteil, teilweise lagenweise angereichert

Buntkupferkies vereinzelt

Ni-haltigen Magnetkies, in massigen Magnetkieslagen Gudmundit (FeSbS)

Arsenkies

Cubanit, Vallerit

Fahlerz, schwach silberhaltig

Bleiglanz und Zinkblende. In der Zinkblende tritt Zinnkies ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$)

auf, sowohl als Entmischungskörperchen als auch in Lappen und kleinen Nestern

Myrmekite aus Tetraedrit, Bournonit, Boulangerit und einzelnen Jamesonitkörnern können in Magnetkieslagen auftreten

Titanmineralien (Rutil TiO_2 , Ilmenit FeTiO_3 , Titanit)

Gangarten: Quarz, Kalkspat, ankeritisches Karbonat

Eine Vielzahl verschiedener Metallsulfide ist an der Zusammensetzung des sog. Derberzes beteiligt und sie bewirken die außerordentlich komplexe Natur des Erzes. Sehr feinkörnige Verwachsung des Erzes. Sehr scharfer Kontakt zwischen Derberz und Imprägnationserz. Durch frühdiagenetische Bewegungen innerhalb der Sedimentationseinheit ist diese Randzone zwischen Derb- und Imprägnationserz stellenweise zerlegt. In solchen Fällen kann es vorkommen, daß mobilisierende Lösungen aus dem Erzlager eine Wanderung von Kupferkies, seltener Schwefelkies, am Auskeilenden hauptsächlich von Bleiglanz und Zinkblende bewirken, die dann kleine, senkrecht zum eigentlichen Lager stehende Klüfte ausheilen. Hereingebrochene Nebengesteinsbruchstücke im Derberzkörper sind äußerst selten.

Detaillierte Erzbeschreibungen können in den einzelnen Lagerstättenbearbeitungen nachgelesen werden, sie sollen hier nicht wiederholt werden.

Der Vererzungszyklus dürfte mit der Ausscheidung von Bleiglanz und Zinkblende geendet haben. Durch die schwach epizonale Metamorphose wurden dann hauptsächlich Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies mobilisiert und zusätzlich zu den Ausfällungen am Auskeilenden noch in Störungsbereichen bzw. senkrecht zum Erzkörper verlaufenden Spältchen abgesetzt, was früher als eigene Vererzungsphase gedeutet wurde. Jeder Derberzkörper deutet auf eine einzige ununterbrochene Thermenzufuhr

und jedes Lager ist von anderen Lagern durch räumliche (Zwischenschiefer bzw. Imprägnationszonen) und zeitliche (Mächtigkeit der Phyllite zwischen den einzelnen Lagern) Dislokation getrennt.

Zusammenfassend kann über den Erzbestand der Kieslager im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone gesagt werden:

Das Erz zeigt einen Lagenbau im mm- bis cm-Rhythmus (hauptsächlich an der wechselnden Korngröße erfaßbar) mit eingelagerten Quarz-Glimmer-Lagen. Die Erze sind nicht verschiefert, haben also ihr sedimentäres Erzgefüge erhalten. Mylonitbildungen, Scherflächen und Ruschelzonen im Erzgefüge sind selten. Vor- bis frühdiagenetische Setzungs- und Gleiterscheinungen können z. T. erkannt werden, ergeben aber keine größere Bewegungsentfernungen. Die erfaßbare Metamorphose verlief rein statisch, es dürfte sich in diesem Fall um die alpidische handeln. Die Erze sind mechanisch nicht verformt, obwohl sie eine sehr kräftige Metamorphose überstanden haben dürften. Die Erzlager verhielten sich gegenüber den tektonischen Bewegungen als starrer Block, eingelagert in die leicht deformierbaren Phyllite. Damit dürfte auch ein en bloc-Abgleiten nach N zusammen mit den Nördl. Kalkalpen als wahrscheinlich angesehen werden. Ob die Erze im Zuge der variszischen Metamorphose überprägt wurden und nachfolgend von der alpidischen nochmals, ist aus den Anschliffen nicht zu beantworten, Erfaßbar ist nur *eine* Metamorphose, die oben als statisch bezeichnete, die der alpidischen zuzurechnen sein dürfte.

4. Geochemische Bemerkungen

Geochemische Untersuchungen an einigen Kieslagern erbrachten bei folgender Problemstellung die unten angeführten Ergebnisse:

a) Läßt sich irgendeine Zonalität im Querschnitt der Erzlager feststellen? Ist im Liegenden oder Hangenden der Lager eine Zunahme bzw. Abnahme des Fe- bzw. Cu-Gehaltes erkennbar?

b) Sind irgendwelche Beweise für Lösungs- bzw. Wiederausfällungsvorgänge im Liegenden oder Hangenden der Lager erfaßbar?

c) Kann bei Erzlagern von Infiltrations- bzw. Imprägnationszonen gesprochen werden?

Zu a) Im Liegenden der Lager, am Kontakt Erz zu Nebengestein, tritt jeweils eine deutliche Fe-Anreicherung auf. Im eigentlichen Lagerbereich zeigt sich ein um 5 % liegender Fe-Gehalt, also eine deutliche Fe-Abnahme. Eine charakteristische Abfolge des Fe- und Cu-Gehaltes im Lagerbereich ist außer den erwähnten Kupferkies-reicheren Lagen im Bereich mancher Lager nicht festzustellen.

Zu b) Im Hangenden der Lager tritt eine deutliche Abnahme des Fe-Gehaltes auf. Alle Lager werden im Hangenden von dem charakteristischen Serizitschiefer begleitet, was zu der Annahme berechtigt, daß durch den jungen Erzkörper in einem sehr frühdiagenetischen Stadium Lösungsvorgänge in Bezug auf SiO_2 stattfanden. Die erzführenden Schichten bestehen aus Serizitquarzit bis Serizitschiefer, die bis zu 25 m mächtig werden können. Nur der liegende Teil dieses Serizitgesteins ist in verschieden starkem Maße vererzt, wobei kompaktes Derberz bzw. Imprägna-

tionserz auftreten kann. Der darüber liegende Serizitquarzit ist entweder noch in s vererzt oder er liegt in Serizitschieferausbildung vor.

Zu c) Imprägnationszonen gibt es bei Lagern nicht. Als Infiltrationszone könnte man die sehr charakteristische Fe-Zunahme im Liegenden der Lager bezeichnen, wobei allerdings die Frage offen bleiben muß, ob mit dieser »Infiltration« nicht eher ein Absatz bei Lösungsvorgängen bezeichnet wird. Es muß also ungeklärt bleiben, ob die hohen Fe-Spitzen im Liegenden primär sedimentärer Natur sind oder ob sie sekundär »lösungsangereichert« entstanden sind. Zu erwähnen ist in diesem Zusammenhang noch die verstärkte Quarzföhrung bei einigen Lagern im Liegenden.

5. Stellungnahme zur Genese der Kupfer- und Schwefelkieslager

(Abbildung 2)

Bei den Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten am südlichen Rand der Nördlichen Grauwackenzone (einschließlich der Lagerstätte Bernstein in der Rechnitzer Schieferinsel) handelt es sich um syngenetische Erzlager unregelmäßiger Form (linsig, lagig) in sedimentärem, anchi- bis epimetamorphem Phyllitverband mit Anzeichen wechselnder sedimentärer Rhythmen im Erz und im Nebengestein (im Makro- und im Mikrobereich). Die Erzlager sind im allgemeinen schwach metamorphosiert.

Für diese genetische Deutung sprechen folgende Überlegungen:

1. Ein stark gegliedertes Bodenrelief mit Rinnen, Untiefen und Sondermulden am Meeresboden mit kurzzeitiger Hydrothermen-Zufuhr erzeugte unregelmäßig geformte Derberzkörper. Stark reduzierendes Milieu, daher keine Einlagerung von Detritus. Schwache Streifung des Erzes durch Wechsel in der Mineralsedimentation.

2. Das sog. Imprägnationserz entspricht einer mengenmäßig geringeren Thermenzufuhr unter gleichzeitiger normaler Sedimentation der Gesteinsmatrix.

3. Keine Diskordanzerscheinungen. Die Erzlager bilden konkordante Einlagerungen im Gesteinsverband. Seitliches Auskeilen der Lager nach Osten und Westen mit Absatz von Bleiglanz und Zinkblende als kühltemperierten Modifikationen. Heutige Steilstellung der Erzlager wahrscheinlich durch zweimalige orogenetische bzw. tektonische Vorgänge.

4. Diagenetische bzw. durch orogene Vorgänge erzeugte Risse senkrecht zu den Lagern werden durch mobilisierte Mineralien (Bleiglanz und Zinkblende, Kupferkies) verheilt, stellen also in keiner Weise eine eigene Vererzungsphase dar.

5. Andeutungsweise ist ein zonenweiser Absatz von Kupferkies und Zinkblende erkennbar. Kupferkies tritt dabei in den ersten, heißeren Absätzen, Zinkblende in den späteren, kühleren Absätzen auf. Es handelt sich um eine sedimentäre Zonalität.

6. Keinerlei Nebengesteinsbeeinflussung, außer einer stärkeren »Verquarzung« der liegenden Gesteinspartien ist erfaßbar. Dies ist zu erklären: Als Vorphase der eigentlichen submarinen Hydrothermenzufuhr ist eine verstärkte Förderung von SiO_2 , verbunden mit einem erhöhten Fe-Gehalt

anzunehmen. Diese Vorphase dürfte sich als schwächere Exhalation geäußert haben. Der erhöhte SiO_2 -Gehalt im Liegenden der Lager, der sich durch starke Verquarzung des Phyllits in Form von Quarzknuern und reinen Quarzlagen und auch in Form eines im Durchschnitt höheren SiO_2 -Gehaltes des Phyllits äußert, dürfte die Erscheinungsform dieser Vorphase dokumentieren. Durch diese »präthermale Verquarzung« wird manchmal eine genaue Grenzziehung zwischen der Liegendzone und den Gesteinen der Grauwackenzone erschwert. Als klar erfaßbare Vorphase der eigentlichen Vererzungs-Phase kann eine derartige Erscheinung wesentliche Hilfe leisten.

7. Im Hangenden treten meistens Anzeichen vulkanischen Geschehens auf. Somit könnte die sulfidische Hydrothermenzufuhr als prävulkanische, submarine Äußerung aufgefaßt werden. Die Erzlager sind eindeutig älter als die Grüngesteine.

Zusammenfassender Überblick der Genese der ostalpinen Kupfer- und Schwefelkieslagerstätten als Vererzungstypus:

1. Die Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten der Nördlichen Grauwackenzone sind einem einzigen metallogenetischen Akt zuzuordnen, dessen Hauptaktivität einerseits im Raume Kallwang-Oebarn, andererseits im Westen zwischen dem Großarlal—Zell am See und Mittersill zu suchen ist.

Die Hydrothermenzufuhr geschah in allen Abschnitten in verschiedenen Schüben, d. h. in verschiedenen Spezialbecken zeitlich und räumlich aufeinanderfolgend, so daß es möglich ist, eine gewisse zeitliche und zonale Übereinstimmung zwischen den Hauptvererzungsabfolgen zu erkennen.

Die eintönige und schwer unterscheidbare Abfolge der Gesteine im Bereich der Kieslager deutet mit ihrem langsamen Fazieswechsel auf eine sich langsam vertiefende, relativ schmale Zone hin. (M. Hartmann, 1970: 244 nennt solche Bereiche: »Hydrothermallaugenbecken«). Hinweise auf stärkere synsedimentäre Bewegungen im Bereich der Schwefelkieslager sind nicht erkennbar.

Natürlich wird auch ein gewisser Prozentsatz der Elemente, speziell der Schwefel, aus dem sedimentären Kreislauf unter Mitwirkung sulfatreduzierender, anaerober Bakterien stammen, doch dürfte dieser Anteil sehr gering sein.

2. Demnach handelt es sich bei den hierher zu stellenden Kieslagern um syngenetische, horizontbeständige Lager mit temporär wechselnder Hydrothermenzufuhr.

3. Ob und inwieweit diese Lagerstätten der variszisch angelegten Geosynklinale an einen frühgeosynklinalen Magmatismus geknüpft sind, bleibt noch offen. Auf jeden Fall können die alpinen Kieslager der Nördl. Grauwackenzone in gewissem Sinne als Vorläufer einer vulkanischen Tätigkeit gewertet werden, wie es die im Hangenden auftretenden Grüngesteine beweisen. Die Erzminerale dürften in Lösungen »hydrothermalen Provenienz« transportiert worden sein und im kühleren Milieu submarin sedimentiert worden sein.

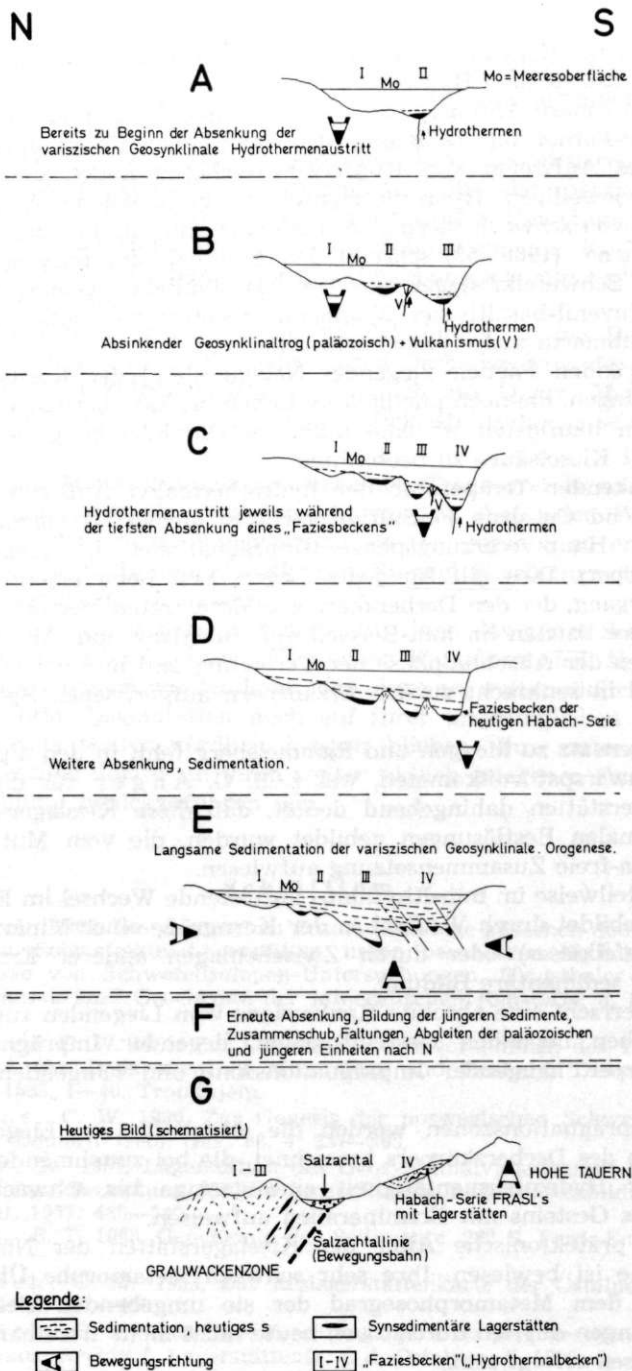


Abb. 2. Schematisierter geologischer Bildungs- und Bewegungsablauf im Oberpinzgau (Salzburg), (gez. H. J. Unger, 1971/160)

4. Für eine Herkunft des Erzbestandes der alpinen Kieslager aus submarin austretenden Hydrothermen spricht:

Eine oft zonare Abfolge vom Liegenden zum Hangenden mit erhöhter Kieselsäure-Förderung vor Beginn des eigentlichen Vererzungsvorganges, zonenweises Auftreten von Kupferkies-reicheren Lagen und als letzte bzw. den jeweiligen Hydrothermens Schub abschließende Äußerung die Förderung von schwach thermalem Bleiglanz und Zinkblende.

G. Anger (1966: 55) schreibt den Erzinhalt der norwegischen und deutschen Schwefelkieslager gleicher bis ähnlicher Genese den Restlösungen juvenil-basaltischer Magmenintrusionen zu, wobei die Hydrothermen submarin ausgeflossen sein sollen.

Die liegenden Partien (liegendes Nebengestein) der Kieslager zeigen Ausscheidungen, die noch pneumatolytischen bis katathermalen Charakter zeigen. Am häufigsten ist eine intensive Durchdringung der Liegendpartien mit Kieselsäure zu beobachten.

Mit sinkender Temperatur der hydrothermalen Äußerungen kamen vorherrschend Cu-arme Fe-Sulfide geringer Menge als eigentliche Vorläufer der Hauptvererzungsphase (Imprägnationen im Liegenden der Derberzkörper). Dies gilt für jedes Lager. Erst beim eigentlichen Vererzungsvorgang, der den Derberzkörper bildete, treten lagenweise Kupferkies-reichere Partien im mm-Bereich auf. Bleiglanz und Zinkblende sind Äußerungen der Abschlußphase der Vererzung und bilden meist im Auskeilen und in senkrecht zu den Erzkörpern aufgerissenen Spältchen die Füllungen.

Im Gegensatz zu Meggen und Rammelsberg fehlt in den alpinen Kieslagern Schwerspat vollkommen, was z. B. G. Anger für die norwegischen Lagerstätten dahingehend deutet, daß diese Kieslagerstätten aus hydrothermalen Restlösungen gebildet wurden, die vom Mutter-Magma her eine Ba-freie Zusammensetzung aufwiesen.

5. Der teilweise im mm-Rhythmus auftretende Wechsel im Erzmineralbestand, gebildet durch Wechsel in der Korngröße einer Mineralart (z. B. des Schwefelkieses) oder durch Zwischenlagen anderer Erzminerale spricht für sedimentäre Bildung.

6. Es herrscht eine absolute Konkordanz vom Liegenden zum Hangenden zwischen liegenden Gesteinspartien, liegender Imprägnationszone, Derberzkörper, hangender Imprägnationszone und hangenden Gesteinspartien.

Als Imprägnationszonen werden die Abschnitte im Liegenden und Hangenden des Derberzkörpers bezeichnet, die bei zunehmender bzw. abnehmender Hydrothermentätigkeit eine geringe bis schwache Durchsetzung des Gesteins mit Erzmineralien aufweisen.

7. Das prätektonische Alter der Kieslagerstätten der Nördl. Grauwackenzone ist bewiesen. Ihre sehr schwach metamorphe Überprägung entspricht dem Metamorphosegrad der sie umgebenden Gesteine. Die Überprägungen dürften durch zwei, heute nicht mehr trennbare orogene-tische Phasen erfolgt sein.

Eine stellenweise festzustellende mm-weise Wechselfolge von Magnetkies und Schwefelkies beruht wahrscheinlich auf wechselndem Schwefel-

angebot im Zuge der hydrothermalen Tätigkeit. »Das Auftreten von Magnetkies ist keineswegs immer ein Zeichen für eine metamorphe Überprägung« (G. Anger, 1966: 57).

8. Stoffwanderungen von Erzmineralien durch mobilisierende Lösungen sind nur auf engstem Raume erkennbar. Früh- oder spätdiagenetische Veränderungen an den Erzlagerstätten und ihrer nächsten Umgebung sind nicht mehr erfaßbar. Meistens füllen diese »Mobilisate« nur Klüfte in den Derberzkörpern bzw. in deren nächster Umgebung aus, die senkrecht zum Derberzkörper stehen.

Diese Kluftfüllungen sind auf jeden Fall jünger als das Derberz und bestehen aus Erzmineralien des eigentlichen Derberzes bzw. der Spätphase (Bleiglanz und Zinkblende), sehr selten auch aus Quarz. Man kann in diesem Falle mit Vorbehalt von »Rekristallisationserscheinungen« sprechen.

9. Über die Mineralfüllung der einzelnen Tröge von N nach S kann noch keine endgültige Aussage gemacht werden. Auf jeden Fall scheint in der Hydrothermenzusammensetzung weiter gegen S zu ein Wechsel eingetreten zu sein. Höhere Anteile von Ba und F scheinen den Sulfidanteil z. T. verdrängt zu haben.

Im Zuge der alpidischen Orogenese glitt dann das ganze Schichtpaket einschließlich der überlagernden Nördlichen Kalkalpen nach N ab, wobei es nicht ausgeschlossen werden kann, daß einzelne, weiter südlich gelegene Teile samt ihren Lagerstätten noch auf ihrer ursprünglichen Unterlage bzw. nur etwas weiter nördlich hängen blieben. Ihre unterschiedliche Zusammensetzung dürfte auf ihren weiter südlich gelegenen Faziesbereich z. Z. der Bildung zurückzuführen sein.

Schrifttum

Anger, G. 1966, Die genetischen Zusammenhänge zwischen deutschen und norwegischen Schwefelkies-Lagerstätten unter besonderer Berücksichtigung der Ergebnisse von Schwefelisotopen-Untersuchungen. Clausthaler Hefte zur Lagerstättenkunde und Geochemie der Mineralischen Rohstoffe, 3, 1966, 115 S, Clausthal.

Carstens, C. W. 1935, Zur Genesis der Kiesvorkommen des Trondhjemgebietes. p. f. the Department of Mineralogy and Geology, Technical Univ. Norway, 26, 1935, 1—40. Trondhjem.

Carstens, C. W. 1936, Zur Genesis der norwegischen Schwefelkiesvorkommen. Zs. Deutsch. Geol. Ges., 88, 4: 257—268.

Cissarz, A. 1957, Lagerstätten des Geosynklinalvulkanismus in den Dinariden und ihre Bedeutung für die geosynklinale Lagerstättenbildung. N. Jb. Min. Abh., 91, 1957: 485—540.

Degens, E. T. 1968, Geochemie der Sedimente. 282 S, Ferd. Enke Verlag, Stuttgart.

Friedrich, O. M. 1953, Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rdsch., 7/8, 1953: 371—408.

Friedrich, O. M. 1968, Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaus. Archiv f. Lagerstättenfg. i. d. Ostalpen, 8, 1968: 1—136.

Fritsch, W. 1953, Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. Mitt. d. Mus. f. Bergb., Geol. u. Technik am Landesmuseum »Joanneum«, 10, 1953: 13—20, Graz.

Hartmann, M. 1970, Bericht über geochemische Untersuchungen in den Hydrothermallaugenbecken am Boden des Roten Meeres. Geol. Rdsch., 60, 1970: 244—256.

Holzer, H. 1964, Erläuterungen zur Karte der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe der Republik Österreich, 3. Teil. Verh. Geol. B. A. Wien, 1964: 29—64, Wien.

Korshinsky, D. S. 1950, Abriß der metasomatischen Prozesse. 1950, 827 S. Akademie-Verlag Berlin.

Metz, K. 1937, Die Stellung des diaphthoritischen Altkristallins in der steierischen Grauwackenzone. Zbl. Min. Geol. Pal. B., 1937.

Metz, K. 1952, Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. Mitt. d. Geol. Ges. Wien.

Mostler, H. 1967, Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). Mitt. Ges. Geol. Bergbaust., 18, 1967: 89—150, Wien.

Sander, B. 1920, Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern, 2. Bericht. Jb. Geol. St. A., LXX, 1920, H 3/4. Wien.

Superceanu, C. I. 1967, Die Geosynkinal-Lagerstättenprovinzen Rumäniens. Geol. Rdsch., 56, 1967: 949—972.

Taupitz, K. C. 1954, Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und Entstehung der Erzlagerstätten. Chem. d. Erde, 17, 1954, 104—167.

Unger, H. J. 1968, Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Oebirg im Ennstal. Archiv f. Lagerstättenfg. i. d. Ostalpen, 7, 1968, 2—52.

Unger, H. J. 1968, Geochemische Untersuchungen an Lagerstätten der Ostalpen. Archiv f. Lagerstättenfg. i. d. Ostalpen, 7, 1968, 102—111.

Unger, H. J. 1969, Die Schwefelkieslagerstätte Bernstein (Burgenland, Österreich). Archiv f. Lagerstättenfg. i. d. Ostalpen, 9, 1969, 3—33.

Unger, H. J. 1969, Der Schwefelkiesbergbau Rettenbach (Oberpinzgau/Salzburg). Archiv f. Lagerstättenfg. i. d. Ostalpen, 9, 1969, 35—64.

Unger, H. J. 1969, Detaillierte geologische Aufnahme des Walchengrabens bei Oebirg (Ennstal) und des Niederoebirgner Grabens bis zum Ernestine-Stollen. Archiv f. Lagerstättenfg. i. d. Ostalpen, 9, 1969, 131—139.

Unger, H. J. Der Lagerstättenraum Zell am See. Archiv f. Lagerstättenfg. i. d. Ostalpen, im Druck.

Vacek, M. 1893, Über die Schladminger Gneismasse und ihre Umgebung. Verh. Geol. R. A. Wien.

Chalcopyrite and Pyrite Ore Deposits (Alpine Pyrite Ore Deposits) in the Northern Alpine Greywacke Zone

Heinz J. Unger

SUMMARY

A large part of copper and pyrite ore deposits of the Northern Greywacke Zone in the Eastern Alps has been geologically examined during the last years. These examinations comprise a detailed geological mapping of the former mines and their surroundings. The investigations proved the copper and pyrite ore deposits (O. M. Friedrich, 1953) to be of syngenetic origin. They originated by submarine exhalations of hydrotherms (perhaps "Hydrothermallaugenbecken" M. Hartmann, 1970) into the very young sediments respectively into the sea bottom. Subsequently there was sedimentation. The hydrotherms can be seen in connection with volcanism or as final solutions of juvenile basaltic magma

intrusions. These final solutions may have had, contrarily to Meggen and Rammelsberg, a Ba-free composition. Ba may, if at all, occur on a very small scale in the latest originally most southern basin. In the course of the Alpidic orogenic process these Paleozoic rocks with the ore deposits and the overlying Northern "Kalkalpen" slid northwards. Minor parts of that former Paleozoic geosyncline basin were deposited on the Hohen Tauern.

DISCUSSION

Tufar: Haben Sie Graphit als Gemengteil der Vererzung gefunden?

Unger: Im Hangenden bzw. Liegenden der Lager gibt es, wie Sie in meinen Publikationen nachlesen können, graphitische Schiefer bzw. graphitische Lagen. Innerhalb der Erzkörper können vereinzelt Bruchstücke von Graphitschiefermaterial vorkommen, doch tritt dieser Fall sehr selten auf.

Tufar: Liegt wirklich Vallerit vor oder handelt es sich nicht vielmehr um Mackinawit?

Unger: Vallerit und Cubanit sind Erzminerale, die heute, auf Grund der besseren Optik unserer Mikroskope, in jedem Erzlager vom Typus der »Alpinen Kieslager« gefunden werden können. Nach meinen Bestimmungen handelt es sich um Vallerit.

Tufar: Paragenetische Vergleiche lassen in diesen Vererzungen auf ein Vorliegen von Mackinawit schließen. Hier muß erst durch eine exakte Untersuchung, z. B. mit der Elektronen-Mikrosonde nachgewiesen werden, daß nicht Mackinawit vorliegt.

Warum wurde eigentlich von Ihnen nicht darauf hingewiesen, daß schon vor Jahrzehnten Hegemann und andere Forscher diese Vererzungen als syngenetische Bildung erkannt haben?

Unger: Erstens handelt es sich hier um eine Zusammenfassung und einen vorläufigen Überblick über die bisherigen Ergebnisse und ich kann mich nicht entsinnen, daß Hegemann die Definition in der von mir vorgenommenen Weise bereits darlegte. Zweitens: Wenn Sie sich die Mühe gemacht hätten und meine Arbeiten gelesen hätten, hätten Sie feststellen können, daß ich mich bereits in der Arbeit über die Lagerstätte Walchen (1968) ausführlichst mit Hegemann und seinen Ausführungen beschäftigt habe. Daß ich ihn hier nicht nochmals zitierte, werte ich nicht als Versäumnis, da ich normalerweise bei Leuten, die Diskussionsfragen vorbringen, voraussetze, daß Sie meine Arbeiten gelesen haben. Ansonsten bin ich nicht dafür bekannt, daß ich »Vorgänger« nicht zitiere.

Bezüglich anderer Forscher, die die von mir untersuchten Lagerstätten als eindeutig syngenetisch bezeichnen, kann ich Ihnen im Moment keinen nennen, wüßte auch keinen mehr.

Tufar: Wie haben Sie nachgewiesen, daß z. B. Bleiglanz und Zinkblende niedrigtemperierte Bildungen in diesen Vererzungen darstellen?

Unger: Wenn Sie eine Reihe von Erzlagern dieses Typs untersucht hätten, hätten Sie ebenso wie ich feststellen können, — es handelt sich dabei um feldgeologische Ergebnisse, — daß die meisten Kieslager neben

einer linsigen Form mit seitlichem starken Ausdünnen des Derberzkörpers in den Auskeilbereichen Bleiglanz und Zinkblende in verstärkter Masse zeigen bzw. führen. Zum Beispiel wurde in der Walchen bei Oeblarn ein Einbau im Auskeilenden der Lager, — als »Bleistollen« bekannt, — nur auf Bleiglanz und Zinkblende angesetzt.

Woher, frage ich Sie, soll dieser Bleiglanz und diese Zinkblende kommen, wenn nicht als letzter niedrigtemperierter Anteil aus den Hydrothermen?

Maucher: Ich wiederhole hier etwas, was Herr Tufar bereits gesagt hat. Ich wollte eigentlich meine Bemerkung damit eröffnen, daß ich Ihnen, Herr Unger, gratuliere, daß Sie das, was Hegemann schon bewiesen hat, wieder bewiesen haben. Damit brauchen wir nicht mehr auf Details einzugehen. Nebenbei bemerkt hat auch Hegemann Vallerit und Cubanit damals schon nachgewiesen, und unsere Mikroskope waren schon damals gut genug. Er hat allerdings Vallerit nachgewiesen, aber weil man den Mackinawit damals noch nicht kannte. Er würde heute auch sagen, es ist Mackinawit.

Dann eine ganz generelle Frage, die ich hier stellen möchte. Sie sprechen dauernd von den alpinen Kieslagerstätten. Bitte, was heißt »alpin«?

Unger: Die Bezeichnung »Alpine Kieslager« wurde, wenn ich mich richtig erinnere, von Herrn Prof. Friedrich (Leoben) speziell für den Typus der im Bereich der Nördl. Grauwackenzone auftretenden Kieslager eingeführt. Diese Bezeichnung habe ich übernommen. Es handelt sich dabei nach meinem Dafürhalten um eine Lagerstätten-Typus-Bezeichnung eben für die Kieslager der Nördl. Grauwackenzone als den typischen Vertretern.

Maucher: Also soll »alpin« heißen eine Lagerstätte, die innerhalb der Alpen liegt?

Unger: Ja! Nur würde ich das Wörtchen »alpin« im Zusammenhang mit Kieslager eben nur auf diesen speziellen Typus beziehen.

Maucher: Also ist auch Mitterberg eine alpine Kupferkieslagerstätte? Damit kann man nicht mehr generell sagen, daß alle alpinen Kieslagerstätten sedimentär sind.

Unger: Mitterberg ist zwar eine alpine Kupferkieslagerstätte, aber eben kein Kieslager, Herr Professor. Mitterberg ist eine reine Ganglagerstätte und niemand käme auf die Idee, diese Lagerstätte als »Alpines Kieslager« zu bezeichnen.

Maucher: Aber eine Kupfer- und Schwefelkieslagerstätte. Ich möchte mich nämlich ganz generell gegen dieses Wort »alpin« wenden. Unter alpinen Bleizinkerzen verstehen die meisten Leute Mežica, Raibl und Bleiberg. Was sind nun die anderen Bleizinkerze, wie sie zum Beispiel Prof. di Colbertaldo heute beschrieben hat? Die sind doch auch alpin. Ich möchte mich gegen die falsche Verwendung des Begriffes »alpin« wenden. Wir werden im Laufe der Zeit hier noch einen Vortrag hören in dem das Wort »alpin« überhaupt nicht im Sinne von alpin sondern von »alpidisch« gebraucht ist, also als Zeitdefinition der alpidischen Orogenese. Es wäre, glaube ich, ganz glücklich, wenn wir uns einmal, wenn wir über alpine Lagerstätten im allgemeinen sprechen, darüber klar wären, was

wir unter »alpin« verstehen, ob wir alpin geographisch begreifen, oder ob wir es in irgendeiner anderen Form definieren.

Dann wollte ich noch etwas sagen zu Ihrer Bemerkung über das Barium. Sie sagten, daß Barium fehlte, weil wahrscheinlich im Stammagma kein Barium ist. Kurz anschließend darauf sprachen Sie dann, daß am anderen Ende das Barium und Fluor aufträten. Es ist doch wohl ein Irrtum zu sagen, weil in einer Lagerstätte kein Baryt ist, war in den Lösungen kein Barium: Es war das Fällungsmilieu eben nicht so, daß genügend Sauerstoff da war, um Bariumsulfat zu binden. Das Bariumsulfid ist sehr leicht löslich, geht eben weg und wird nicht gefällt. Einen Rückschluß von dem Mangel an Barium auf die Zufurlösungen zu stellen ist doch nur im großen Raum möglich. In dem Augenblick in dem Sie dann in diesem Raum an einer anderen Stelle das Barium haben, dann haben Sie eben dort nicht das stark reduzierende Milieu, sondern dort beginnt das oxydierende Milieu. Das ist doch eine reine Frage des Redox-Potentials, aber nicht eine Frage der Lösungszufuhr.

Unger: Ja, es ist möglich.

Maucher: Haben Sie Untersuchungen über Schwefelisotopen gemacht?

Wenn Sie so schon eine moderne Lagerstättenbearbeitung über Kieslagerstätten machen wollen. Wie ist es mit den Schwefelisotopen?

Unger: Es wurden keine gemacht.

Maucher: Und geochemische Untersuchungen auch nicht?

Unger: Doch, es wurden röntgenfluoreszenzanalytische Untersuchungen gemacht.

Maucher: Was ist mit den Spurenelementen im Pyrit?

Unger: Untersuchungen in dieser Richtung sollen noch durchgeführt werden. Vorerst handelt es sich bei diesen Arbeiten um reine Bestandsaufnahmen feldgeologischer Art. Die Untersuchungen sind noch lange nicht abgeschlossen. Eine endgültige Stellungnahme soll noch nicht gegeben werden.

In the Hohe Tauern area, the "Hohe Tauern porphyry platform", a complex series of semi-igneous rocks of Permian age¹, rests on the crystalline basement and reaches a thickness of over 2000 metres. At increasing distance from the centre the thickness decreases, as it is evident from the map (see Fig. 1).

The sedimentary series, which lies upon the "Hohe Tauern porphyry platform", begins with the "Gröden sandstone" (Middle Permian) which has a greater area and its maximum thickness in the southern part of the SW, and in Central is the east. Another area where it attains a great thickness is at the centre of the Porphyry platform, where it is depressed because of tectonic and collapse (Glancos, Brandl, Perini, 1971, Fig. 1).

¹ Research, carried out with the financial assistance of the Italian Council of Scientific Research and of the Autonomous Region Trentino-Alto Adige, and of the Laboratory of Geology, University of Utah, Salt Lake City, Utah.

² In the following, for the sake of brevity, often called "Porphyry platform", "porphyry rocks" or "Porphyry".

The Deposits of Argentiferous Galena within the Bellerophon Formation (Upper Permian) of the Southern Alps*

Carlo Brusca, Gabor Dessau, M. Leroy Jensen, and Giuliano Perna

1. Introduction

During the past several years we have been engaged in the study of the argentiferous galena deposits of the Bellerophon formation. Our main results are included in this paper, while a more detailed paper is in preparation.

There are two main hypotheses on the origin of these deposits: a magmatic-hydrothermal genesis, with metasomatic replacement of a sedimentary matrix (Pošepný, 1880; Andreatta, 1949; di Colbertaldo-Nardin, 1964; Morteani, 1965); and a sedimentary genesis, probably exhalative-sedimentary (Canaval, 1912; Trener, 1914; Tornquist, 1931; Münch, 1958; Maucher, 1959). For the discussion of the literature we refer to a paper by Dessau and Perna (1968).

2. The geological background

In the Bolzano area the "Bozen porphyric platform", a complex series of acid extrusive rocks of Permian age**, rests on the crystalline basement and reaches a thickness of over 2000 metres. At increasing distances from the centre the thickness decreases, as it is evident from the isopach map (Baccos, Brondi, Perna, 1971; from this paper Fig. 1 is reproduced).

The sedimentary series, which lies upon the "Bozen porphyric platform", begins with the "Grödener sandstone" (Middle Permian), which has a greater area and its maximum thickness in the Judicarian Alps to the SW, and in Carnia to the east. Another area where it attains a great thickness is at the centre of the Porphyric platform, where it is depressed because of volcano-tectonic collapse (Baccos, Brondi, Perna, 1971; Fig. 1).

* Research carried out with the financial assistance of the Italian Council of Scientific Research and of the Autonomous Region Trentino-Alto Adige, and of the Laboratory of Isotopic Geology, University of Utah, Salt Lake City, Utah.

** In the following, for the sake of brevity, often called "Porphyric platform", "porphyric rocks" or "Porphyries".

The continental and deltaic surroundings, in which the Grödener sandstone was deposited, change to a partly lagoonal and partly shallow marine environment with the Bellerophon formation (Isopach and ore deposit map, Fig. 2). It reaches its greatest thickness in Carnia, where it is possible to distinguish (Selli, 1963) three complexes: the lower one composed of gypsum, argillite, marl, marly breccia, cellular dolomite; the middle one mainly of cellular marly breccia with dolomitic cement and of cellular dolomite with intercalated marly beds; and the upper one of dark grey, slightly bituminous, well stratified limestone. The thickness decreases westward, where it changes to the so-called "Badiota facies" (Accordi, 1958, 1959), composed in its lower part of marl and gypsiferous sandstone, whereas its upper part is of neritic facies, with beds of bituminous limestone, marl, and dark grey limestone.

Towards its western end, where its thickness is decreasing gradually to nil, the Bellerophon formation is of "Fiemmazza facies": above the cellular dolomite and the gypsiferous sandstone of the lower complex, there are thick layers of calcareous dolomite with beds of oölitic texture, deposited in a lagoonal-evaporitic environment, as confirmed by small lenses of gypsum and tiny idiomorphous quartz crystals.

This description, drawn mainly from the geological literature, is very much generalized. There are obviously varieties and exceptions, as can be expected in the case of continental, lagoonal and shallow sea sediments, transgressive over a continent of strong relief. In Chapter 4 we shall describe in detail a local series of reduced thickness, belonging to the "Fiemmazza facies".

3. The ore deposits

Within the boundaries of Italy, rare and insignificant mineral occurrences are known also in places where the Bellerophon formation has considerable thickness. But the two areas of main interest, as the seat of important mining in the past and of recent exploratory activity, are those north-east of Trento (Monte Calisio and Lavis) and of the upper Val di Non, near Provè and Marcena, where the Bellerophon formation, in "Fiemmazza facies", has a thickness of not more than 50 metres (Fig. 2). In Slovenia, mineralization is evident within the Bellerophon formation, and from the limited bibliography we had at our disposal, we estimate that the paleogeographic situation may be similar to that prevailing in the Trento area.

The Italian deposits have been exploited for argentiferous galena, which is accompanied by chalcopyrite, pyrite and marcasite, probably As-rich fahlerz, all very scarce. The sphalerite is always anhedral and sometimes shows concretionary textures. It is characterized by a very low iron content, as revealed by the light-coloured internal reflexes and by the spectrographic analyses. A sulphosalt is found in trace amounts, most probably a lead sulphoantimonite, as confirmed by the optical characteristics and by the trace elements detected when analyzing the galena. Only at Transacqua is a sulphosalt important, which has been

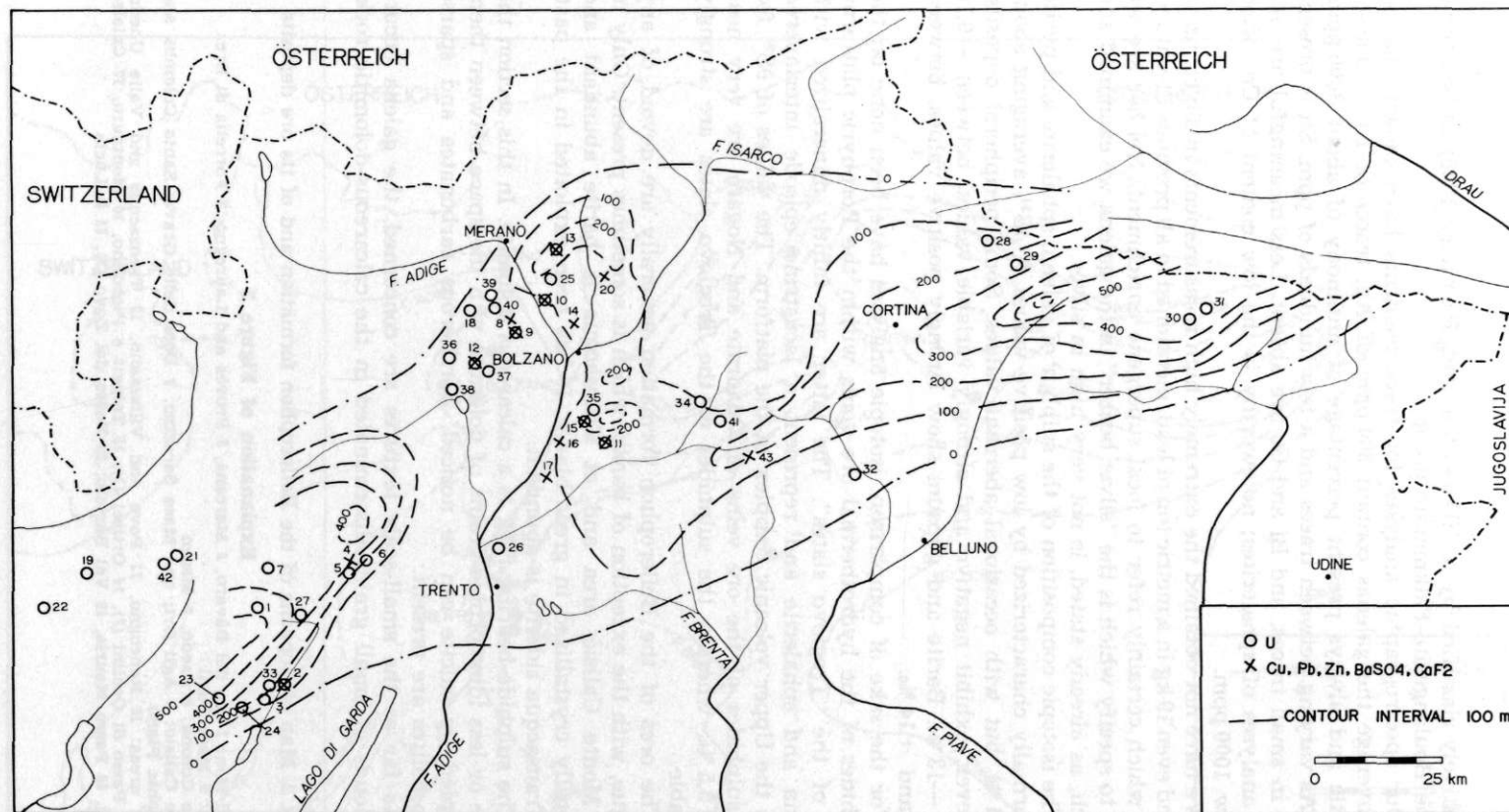


Fig. 1. Isopachs of the "Grödener sandstone" and of its mineral deposits

tentatively classified by us (Dessau and Perna, 1968) as belonging to the Boulangerite-Falkmanite group.

Our spectrographic analyses for trace elements have shown that on the average the galenas contain 800 ppm of Ag, traces of Ni, a characteristic and always present percentage of antimony of about 3000 ppm, and As varying between traces and a few hundreds of ppm. Sn is present only in small traces, and Bi and Co are absent. Less meaningful are our few analyses of sphalerites; noteworthy is the low content of Cd, often below 1000 ppm.

We have not obtained the extremely high measurements in silver, up to 10 and even 19 kg in a metric ton of lead, mentioned in all previous literature, and which certainly refer to local supergene enrichment. Neither are we able to specify which is the "silver bearer" in the galena we examined and which, as already stated, is not very high in silver.

The isotopic composition of the sulphur of galena, sphalerite and pyrite is normally characterized by low positive values of δS^{34} , averaging about +2.5 ‰, but with occasional aberrant values. Some peripheral deposits, however, exhibit negative and strongly variable values, between -0.10 and -13 ‰. Barite and gypsum show strongly positive values, between +9 and +14 ‰.

For the sake of comparison, isotopic analyses have been done on the sulphides of the hydrothermal ore veins within the Porphyric platform, and of the "Tregiovo slates". The latter are faintly mineralized with galena and sphalerite and represent a lacustrine episode interlayered with the Upper volcanic complex of the platform. The values of δS^{34} for the sulphides of the ore veins of Quadrate and Nogarè are very near to +5.5 ‰, whereas the sulphides of the Tregiovo slates are strongly variable.

The ores of the Bellerophon formation generally are devoid of any gangue, with the exception of barite, which is sometimes present. Only in the Monte Calisio area and at Transacqua is barite abundant and generally crystallized in great blades. It has been exploited in the past. At Transacqua siderite is abundant.

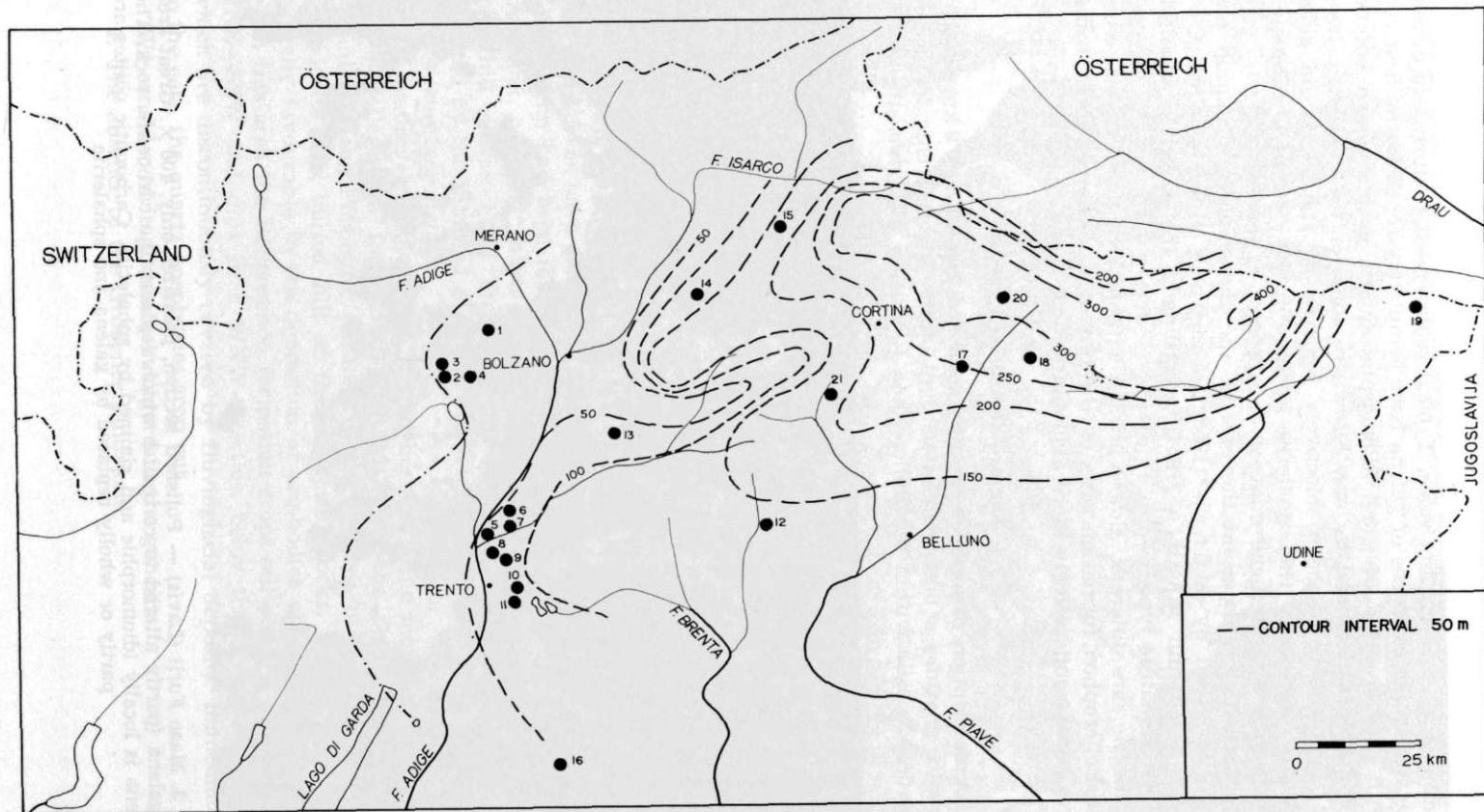
The sulphide-bearing rock is a calcareous dolomite. In this section the more or less idiomorphic grains of dolomite with the space between them occupied by calcite can be noticed. Ferriferous carbonates and sparse large oölites are present.

As far as the small-scale textures are concerned, the galena occurs in clouds of small grains disseminated in the calcareous-dolomitic rock,

Fig. 2. Map of isopachs of the Bellerophon formation and of its ore deposits

Explanation of Figure 2

Val di Non: 1 Rio del Bàvaro, 2 Marcena, 3 Provès and Lauregno, 4 Forcella di Brez
Lavis: 5 Maso Furlì
Monte Corona: 6 Faedo, 7 Masèn
Monte Calisio: 8 Agli Orti and Maso Saracino, 9 Doss delle Grave, Santa Colomba and
Monte Piano
Other areas: 10 Roncogno, 11 Povo and Villazzano, 12 Transacqua and Valle Uneda,
13 Passo di Occlini (?), 14 Ortisei (?), 15 Telve e Piccolino, 16 Montàuro, 17 Calalzo
(?), 18 Passo Mauria, 19 Val Bàrtolo, 20 Passo del Zovo (?), 21 S. Lucia



and in tiny cross-cutting veins. Typical replacement textures are evident. Relatively big expanses of galena have completely replaced the host rock, with the exception of small idiomorphic quartz grains, which are now completely surrounded by ore. Elsewhere some of the concentric layers of the oölites have been selectively replaced by sphalerite and galena (Fig. 3). Sometimes the sphalerite appears to be definitely subsequent to the galena. Supergene minerals are present in traces.

Microscopic studies on the ores of the Bellerophon formation have been published by Münch (1958), Maucher (1959) and di Colbertaldo and Nardin (1964); according to the latter the sphalerite is of marmitic type.

In the rare outcrops, almost always without economic interest, where the Bellerophon formation rests on the phyllites of the basement, copper ores seem comparatively more abundant.

4. The ore deposit of Lavís

A description of an area recently explored, near Lavís 9 km south of Trento, provides a better understanding of the characteristic features of the ore deposits within the Bellerophon formation. At Lavís, the Società

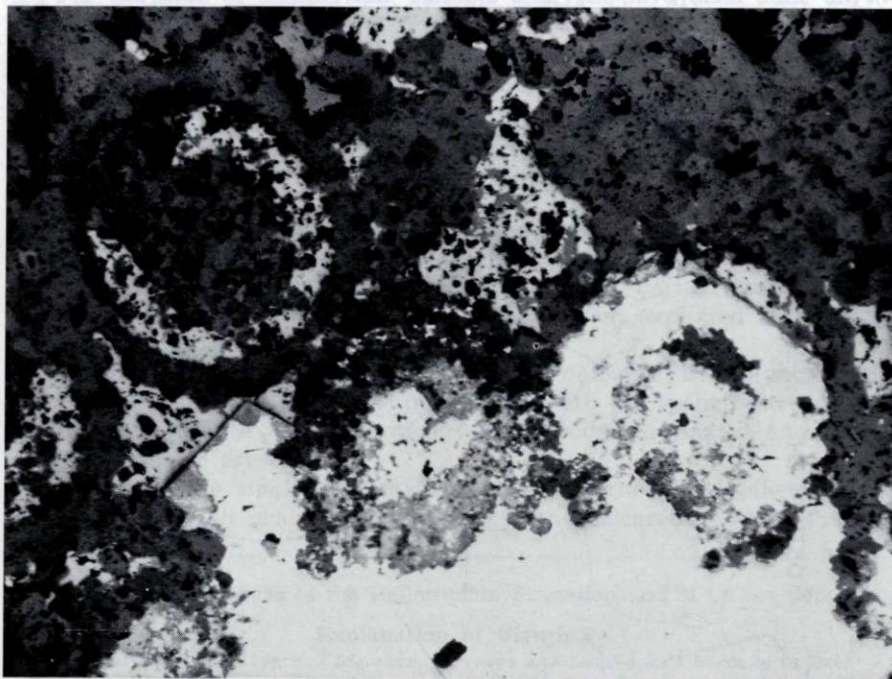


Fig. 3. Maso Furli (Lavís) — Polished section, polarizer only, 100 $\times$. Great area of galena (partly altered to cerussite) which replaces the carbonatic rock. The galena is locally idiomorphic and rimmed by sphalerite. Carbonatic oölites are partly or wholly replaced by galena and sphalerite



Fig. 4. Monte Rosà — Conglomerate of porphyric gravel cemented by iron-bearing dolomite, and transgressive on the Bellerophon formation

Mineraria e Metallurgica di Pertusola has carried out, during the years 1967 and 1968, a detailed geological survey, followed by a drilling program (14 holes with continuous coring and 27 with recovery of the cuttings), and finally by an ore-dressing test on 200 tons of material. Unfortunately the low reserves have prevented further developments.

Attention had been drawn to this area by an outcrop of Bellerophon formation, carrying galena and sphalerite, on the eastern flank of the small hill of Maso Furli. This area corresponds to a paleogeographic high, disclosed by the thinning of all Permo-Triassic sediments from the transgression surface upwards.

The leading hypothesis has indeed been that the metallic ions found in the Bellerophon formation originated from the degradation of the volcanics of the Porphyric platform; thus the area of Lawis, placed on the border of a buried hill of these volcanic rocks, should have been specially favourable to the deposition of ore-bodies of economic interest.

In this area the Bellerophon formation crops out along a belt striking NNE—SSW and dips in a WNW-direction below the Werfenian strata, which are discontinuously covered by fluvioglacial deposits. Immediately to the east, the quartz porphyries crop out.

We consider of importance in regard to the genesis:

1. The absence of the Grödener sandstone.

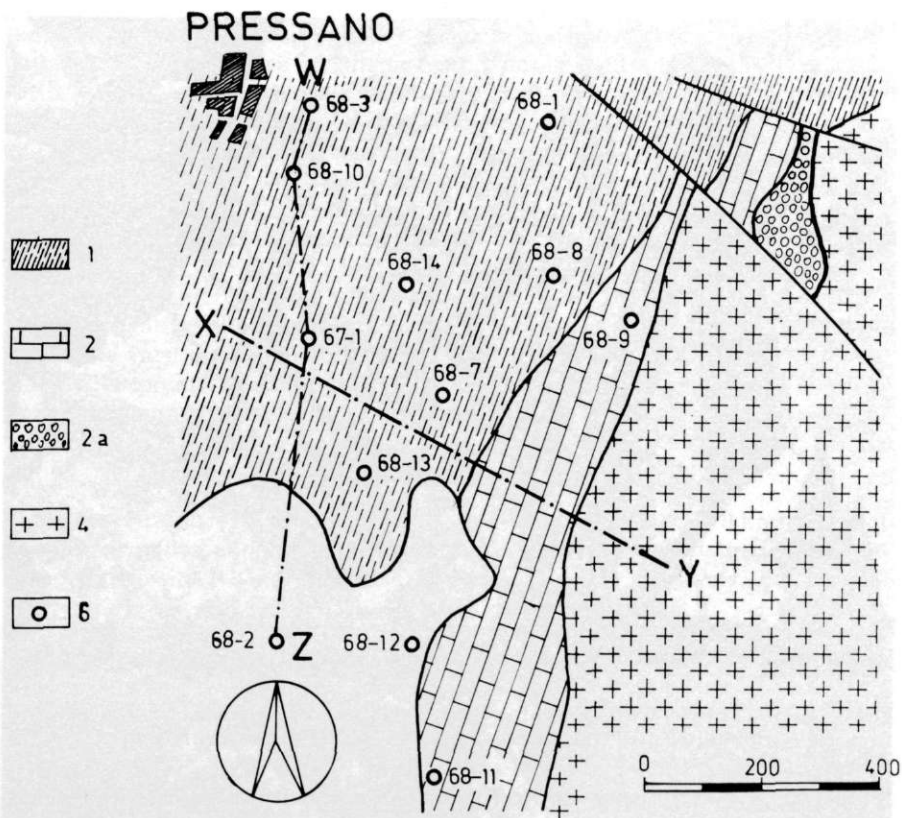


Fig. 5. Geological sketch map of the Lavís area

Explanation of Figures 5, 5a, and 5b

- 1 Werfenian
- 2 Bellerophon formation
- 2a Conglomerate of porphyry pebbles with fossiliferous dolomitic-ferruginous cement
- 3 "Grödener sandstone"
- 4 Quartz porphyries
- 5 Ore body
- 6 Cored bore holes

2. The local appearance of a conglomerate just below the Bellerophon formation, which in its proximity contains barite. The conglomerate is composed of coarse (1 ÷ 50 cm) rounded porphyry gravel, cemented by an iron-bearing dolomite (Fig. 4) containing fragments of lamellibranchs*.

3. The transgression of the Werfenian, immediately to the north, directly over the Porphyries (Figs. 5, 5a and 5b).

4. The presence, in the Maso Furli hill, of tabular blocks of porphyry buried in the Bellerophon formation (Fig. 6).

* Further to the north-east, on the western slope of Monte Rosà, there is another outcrop of porphyric conglomerate, which however must be of Werfenian age, on account of the presence in the cement of *Holopella gracilior*.

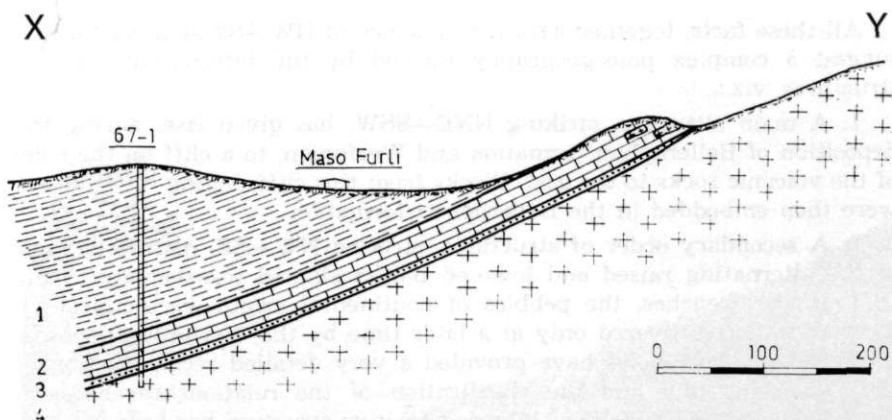


Fig. 5a. Geological section NW—SE of the Lavis area

Please see the explanation on the opposite page

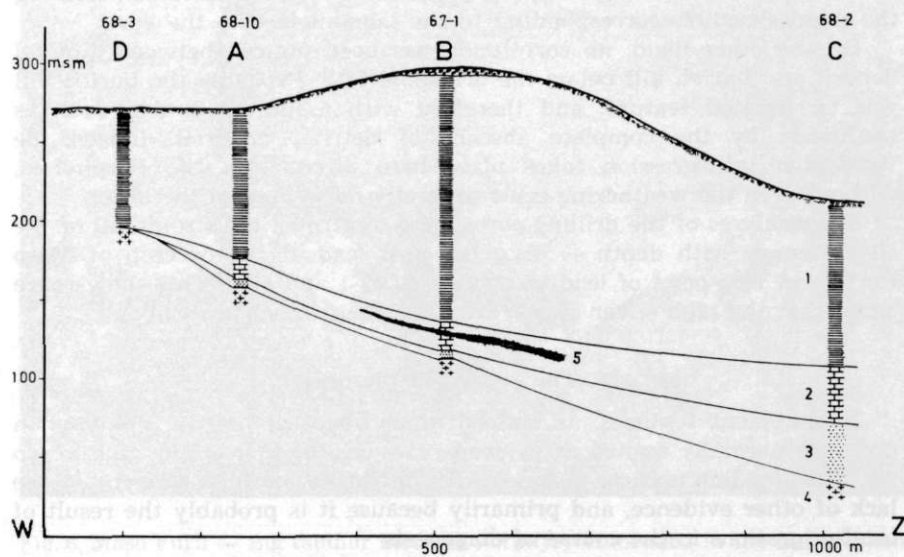


Fig. 5b. Geological section N—S of the Lavis area

Please see the explanation on the opposite page

All these facts, together with the presence of NW—SE striking faults*, suggest a complex paleogeography formed by the interference of two structures, viz.:

1. A main structure, striking NNE—SSW, has given rise, during the deposition of Bellerophon formation and Werfenian, to a cliff on the edge of the volcanic rocks to the east. Blocks from this cliff, falling into the sea, were then embedded in the Bellerophon formation.

2. A secondary order of structures, striking NW—SE, manifests itself in the alternating raised and lowered blocks aligned transversely to the cliff. In the trenches, the pebbles of continental origin were collecting. The uplifts were covered only at a later time by the Werfenian deposits.

The many bore-holes have provided a very detailed reconstruction of the paleogeography and the clarification of the relationships between the latter and the ore bodies. A buried positive structure has been located, striking NW—SE and therefore parallel to the secondary structures which the mapping had identified. With respect to this buried structure it is possible to distinguish three different facies in the Bellerophon formation (Figs. 7b and 8):

- A barren carbonatic-arenaceous facies, thickness 0—15 metres.
- A mainly carbonatic facies, ore-bearing, thickness 17—35 metres.
- A mainly clayey-marly facies, with only traces of ore, thickness above 35 metres.

The mineral deposit, composed of galena, sphalerite, pyrite, chalcopryrite and barite, either disseminated or in thin veinlets, is arranged on both flanks of the secondary positive structure striking NW—SE (Figs. 5b and 7); the mineral occurrence grows richer in ESE direction, nearing the main structure corresponding to the land-surface to the east.

On the other hand, no correlation has been noticed between mineral deposit and buried hill below the drill-hole 68-3. Probably the buried hill was an isolated feature, and therefore with a limited land-surface, as confirmed by the complete absence of detrital material. Indeed the Werfenian transgression takes place here directly on the Porphyries, without even the weathering crust generally noticeable on the latter.

The analyses of the drilling cores have confirmed the strong fall of the silver assays with depth — 7 kg per t of lead at the outcrop of Maso Furli, and 1 kg per t of lead in drill-holes 67-1 and 68-7. This shows once again that the high silver assays are due to supergene enrichment.

5. The genesis of the ores

Replacement textures, as noticed in polished sections of Bellerophon ores, are normally quoted as evidence of hydrothermal origin. But we do not consider this texture to be a sufficient proof, both on account of the lack of other evidence, and primarily because it is probably the result of local migrations in the course of diagenesis.

* We recall that also the Montagiù ore vein, cutting through the porphyries near Faedo, follows nearly the same strike (Dessau and Duchi, 1970).



Fig. 6. Maso Furli — Big tabular block of Porphyry embedded in the Bellerophon formation

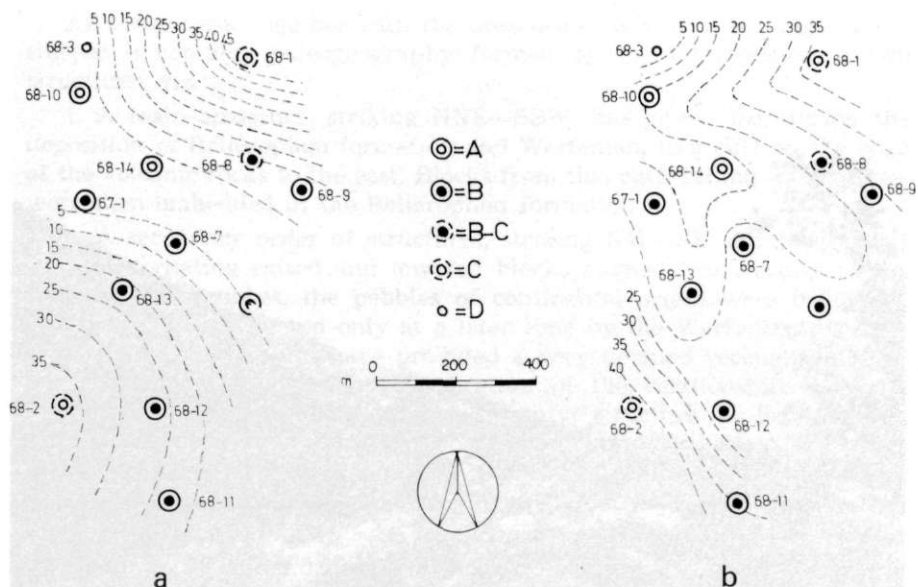


Fig. 7. Isopach maps of "Grödener sandstone" (a) and Bellerophon formation (b) in the Lavís area

Facies of Bellerophon formation as encountered by the bore-holes:

- A Carbonatic-sandy facies, barren
- B—C Mainly carbonatic facies, ore-bearing
- C Transitional facies, ore-bearing
- C Mainly marly-clayey facies, practically barren
- D Bellerophon formation missing

On the other hand, the regional spread and the stratigraphic persistence of the ore-bearing horizon are considered by us to be a control of a sedimentary deposition. In addition, the lagoonal, moderately euxinic environment, with precipitation of the first terms of the evaporitic series (dolomite, gypsum, anhydrite), seems favourable for the deposition of galena.

What has to be explained, are the sources both of the metallic ions and of the sulphur of the sulphides.

As far as the first are concerned, one can assume either a leaching of the rocks of the Porphyric platform and of their mineral deposits, or a supply by thermo-mineral springs issuing at the bottom of the sea.

In favour of the first hypothesis stands the fact, that there were porphyric land-surfaces (Monte Rosà near Lavís and Monte Luco in the upper Val di Non) during the deposition of the Bellerophon formation, and near to the areas containing metal minerals. Moreover the trace-element content and the δS^{34} composition of the sulphides of the Bellerophon formation show analogies with the corresponding values for the sulphides of the hydrothermal veins in the Porphyries. We, however, do not attribute too much probative value to this control,

because of the possibility of changes during solution transport and re-deposition.

In regard to the second hypothesis, there is an equal lack of direct evidence. But an exhalative-sedimentary origin, already suggested by several authors beginning with Trener (1914) and Canaval (1916), would be in agreement with the general characteristics of these deposits and especially with the isotopic composition of the sulphides. At any rate, such an important volcanic activity, as the Permian one in our area, may well have had a long hydrothermal "tail"; it may also be remembered, that in the neighbouring district of Predazzo there has been a resumption of volcanic activity during Triassic times.

For the greater part of the deposits of the Bellerophon formation examined, the δS^{34} of the ores is about +2.5 ‰, with small fluctuations of this average. This is strong evidence in favour of a direct magmatic origin, at least for the sulphur.

One has, however, still to explain the values of δS^{34} of the ores of the upper Val di Non and of S. Lucia, values which are almost entirely negative, and varying over a wide range. These two features are strongly suggestive of a microbiological origin, through reduction of sulphates by sulphate reducing bacteria. The environment where the last mentioned deposits were formed, some distance from the likely center of activity of the submarine sulphurous springs, was probably out of their reach, and more favourable to the thriving of the sulphate-reducing micro-organisms, on account of lower temperatures and diluted solutions.

Amongst the various hypotheses, while acknowledging the difficulty of a proper choice, we are in favour, as far as the metallic ions are concerned, of an origin by meteoric leaching of the volcanic rocks of the Bozen Porphyric platform. Even disregarding the circumstance, that no feeder channels of the supposed submarine thermo-mineral springs have been found, we consider circumstantial evidence that metallic sulphides appear, even if exceptionally, in the Werfenian where, as for instance to the north of Lavis, it is transgressive over the Porphyries and in the same facies as the ore-bearing horizons of the Bellerophon formation.

As far as the source of the sulphur of the ores is concerned, according to the present state of knowledge about sulphur isotopes, whereas in Val di Non and at S. Lucia it derived from biochemical processes, in the other areas it is of inorganic origin, and most probably supplied to the sedimentary basins by sulphurous springs. It may be noted, that such springs are known in the district even to-day.

6. Acknowledgments

We have made use of unpublished data from the archives of the Bureau of Mines of Trento, and we thankfully acknowledge the permission granted by the Società Mineraria e Metallurgica di Pertusola to disclose information about their exploration work at Lavis.

Explanation of Fig. 8

- A Carbonatic-sandy facies, found near to the Permian
Quartz porphyry highs
- B Mainly carbonatic facies, bordering facies "A"
- C Mainly marly-clayey facies, found in depressed or rapidly subsident areas
- A-1 Werfenian
- A-2 Bellerophon formation: Sandy limestone with detrital elements (quartz and glauconite) and gypsum veins. Sparse nodules of barite
- A-3 Red dolomite with glauconite grains. Sparse gypsum nodules
- A-4 Cellular grey marly dolomite
- A-5 Light grey dolomite containing thin detrital beds with clastic smoky quartz; upwards the rock gradually changes to red sandy marl
- A-6 "Grödener sandstone": Red sandy marl alternating with thin sandy layers, green at the bottom
- A-7 White sandstone with clastic smoky quartz. This complex grows micaceous and more grey downwards
- A-8 Quartz porphyries
- B-1 Werfenian
- B-2 Bellerophon formation: Grey dolomitic limestone with many thin black marly partings
- B-3 Grey dolomite with very abundant grains and veinlets of galena, sphalerite, pyrite and chalcopyrite
- B-4 Light grey cellular dolomite, with thin beds of microbreccia, containing small vegetable fragments. These beds bear galena in scattered spots
- B-5 Arkose with light-coloured fragments of Porphyries. Downwards the arkose gradually changes to a conglomerate of limestone pebbles
- B-6 Sandy altered porphyry
- B-7 Quartz porphyries
- C-1 Werfenian
- C-2 Bellerophon formation: Alternations of intraformational glauconitic breccia and of marl and marly dolomite
- C-3 Alternations of grey and pink marly, clayey and dolomitic beds, with nodules, veins and thin strata of gypsum
- C-4 Grey, oölitic, quartz- und fossil-bearing dolomite
- C-5 Dolomitic breccia and grey clayey and marly beds alternating with a grey arenaceous oölitic dolomite with rare spots of galena
- C-6 "Grödener sandstone": Fine-grained micaceous sandstone alternating with grey dolomitic beds; appearance of gypsum nodules and of thin fragmental layers. At the bottom grey marls
- C-7 Sandstone composed of porphyritic material, with gypsum nodules
- C-8 Sandy altered Porphyry
- C-9 Quartz porphyries

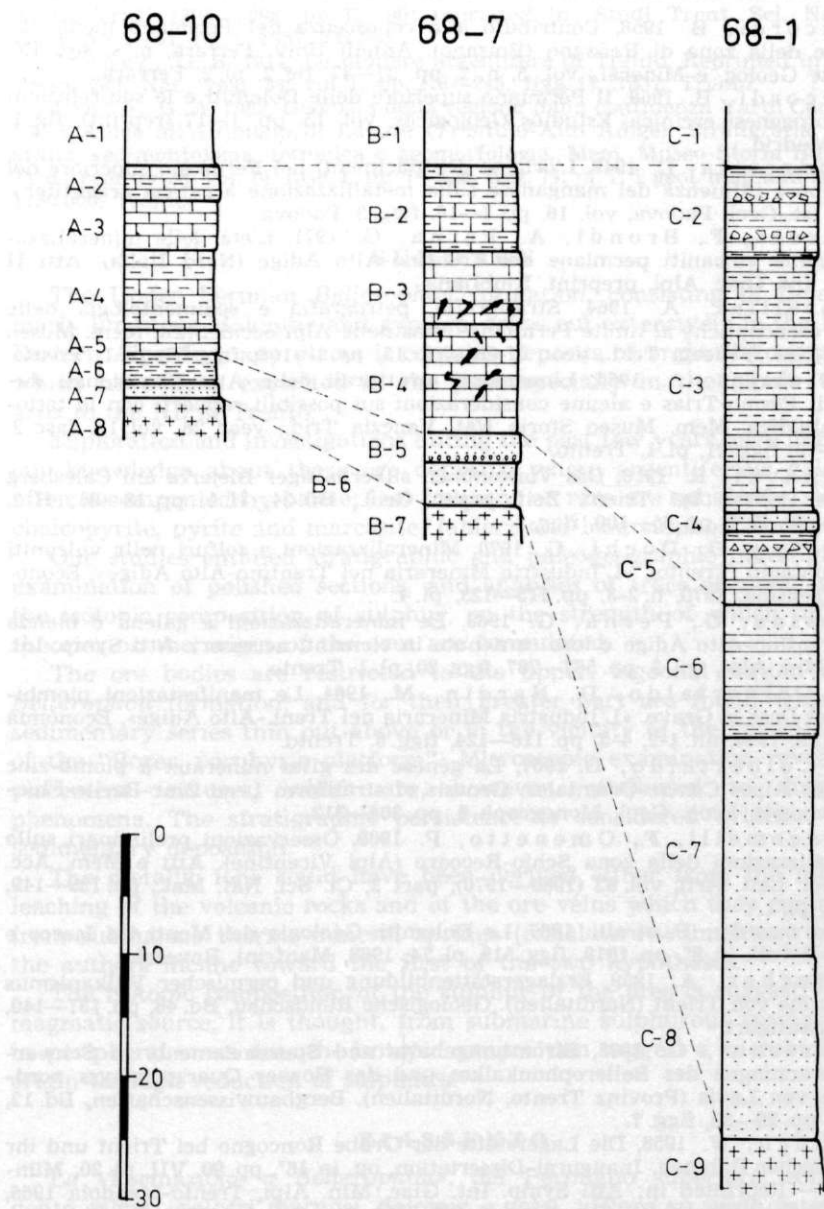


Fig. 8. Stratigraphic columns of the facies of the Bellerophon formation in the Lavis area

Main references

- Accordi, B. 1958, Contributo alla conoscenza del Permiano medio-superiore della zona di Redagno (Bolzano). *Annali Univ. Ferrara*, n. s. sez. IX, Scienze Geol. e Mineral., vol. 3, n. 2, pp. 37—47, fig. 2, pl. 2, Ferrara.
- Accordi, B. 1959, Il Permiano superiore delle Dolomiti e le sue relazioni con l'orogenesi ercinica. *Estudios Geológicos*, vol. 15, pp. 1—17 (reprint), fig. 1, pl. 1, Madrid.
- Andreatta, C. 1949, L'origine dei giacimenti nel Permiano superiore del Trentino e influenza del manganese sulla metallizzazione a galena argentifera. *Mem. Ist. Geol. Padova*, vol. 16, pp. 1—16, figg. 2. Padova.
- Baccos, F., Brondi, A., Perna, G. 1971, L'età delle mineralizzazioni nelle vulcaniti permiane del Trentino-Alto Adige (Nord Italia). *Atti II Symp. Int. Giac. Alpi*, preprint. Ljubljana.
- Bosellini, A. 1964, Stratigrafia, petrografia e sedimentologia delle facies carbonatiche al limite Permiano-Trias nelle Alpi occidentali. *Mem. Museo Storia Nat. Venezia Trid.*, year 27-28, vol. 15, pp. 1—106, figg. 57, pl. 1, Trento.
- Bosellini, A. 1965, Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias e alcune considerazioni sui possibili rapporti con la tettonica alpidica. *Mem. Museo Storia Nat. Venezia Trid.*, year 28, vol. 15, fasc. 3, pp. 1—72, figg. 21, pl. 1, Trento.
- Canaval, R. 1916, Das Vorkommen silberhaltiger Bleierze am Calesberg (Monte Calisio) bei Trient. *Zeit. prakt. Geol.*, Bd. 24, H. 1, pp. 18—25; H. 2, pp. 29—38, H. 3, pp. 85—100, figg. 3.
- Dessau, G., Duchi, G. 1970, Mineralizzazioni a solfuri nelle vulcaniti del Montagiù (Trento). «L'Industria Mineraria nel Trentino-Alto Adige», *Economia Trentina*, 1970, n. 2-3, pp. 115—123, pl. 4.
- Dessau, G., Perna, G. 1968, Le mineralizzazioni a galena e blenda del Trentino-Alto Adige e loro contenuto in elementi accessori. *Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi*, vol. 3, pp. 587—787, figg. 20, pl. 1, Trento.
- Di Colbertaldo, D., Nardin, M. 1964, Le manifestazioni piombifere del Doss le Grave. «L'Industria Mineraria nel Trent.-Alto Adige», *Economia Trentina*, 1964, nn. 1-2, 4-5, pp. 116—124, figg. 8, Trento.
- Di Colbertaldo, D. 1967, La g n se des g tes minéraux   plomb-zinc dans les Alpes Centre-Orientales. Genesis of stratiform Lead-Zinc-Barite-Fluorite deposits, *Econ. Geol. Monograph* 3, pp. 308—312.
- Giacomelli, F., Omenetto, P. 1969, Osservazioni preliminari sulle mineralizzazioni della zona Schio-Recoaro (Alpi Vicentine). *Atti e Mem. Acc. Pat. Sci. Lett. Arti*, vol. 82 (1969—1970), part 2, Cl. Sci. Nat. Mat., pp. 129—149, figg. 3, pl. 1.
- Leonardi, P. et alii. 1967, Le Dolomiti. *Geologia dei Monti tra Isarco e Piave*. 3 voll. in 8°, pp. 1019, figg. 519, pl. 74, 1968, Manfrini, Rovereto.
- Maucher, A. 1959, Erzlag rst ttenbildung und permischer Vulkanismus im Raume von Trient (Norditalien). *Geologische Rundschau*, Bd. 48, pp. 131—140, fig. 1, Stuttgart.
- Morteani, G. 1965, Strontiumgehalte und Spurenelemente in Schwer-spatvererzungen des Bellerophonkalkes und des Bozner Quarzporphyrs nord-östlich von L vis (Provinz Trento, Norditalien). *Bergbauwissenschaften*, Bd. 12, n. 1-2, pp. 20—23, figg. 7.
- M nch, W. 1958, Die Lagerstätte der Grube Roncogno bei Trient und ihr geologischer Rahmen. Inaugural-Dissertation, op. in 16°, pp. 90, VII, pl. 20, München. — Reprinted in: *Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi, Trento-Mendola 1966*, supplement to *Economia Trentina*, pp. 355—411, figg. 32, pl. 1, 1968, Trento.
- Po epn y, F. 1880, Ueber den alten Bergbau von Trient. *Arch. prakt. Geol.*, Bd. 1, pp. 519—528, pl. 1.
- Selli, R. 1963, Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie Occidentali. *Giorn. Geol.*, vol. 30, pp. 1—121, pl. 7.
- Tornquist, A. 1931, Die Vererzungsphasen der jungen ostalpinen Erzlag rst tten. *Sitz.-Ber. Ak. Wiss., Math.-naturw. Kl.*, Bd. 140, pp. 219—229. Wien.

Trener, G. B. 1899, Le antiche miniere di Trento. XX Annuario Soc. Alpin. Trid., 1896—1898, pp. 27—90; reprinted in: Studi Trent. Sci. Nat., 34, vol. 1, pp. 1—57, fig. 1, 1957, Trento.

Trener, G. B. 1914, Le miniere argentifere di Trento. Reprinted in: Studi Trent. Sci. Nat., year 34, vol. 1, pp. 218—245, figg. 17, 1957, Trento.

Venzo, G. A. 1962, Geologia della regione dalla confluenza Val di Cembra—Val d'Adige all'Altipiano di Lavazè (Trentino-Alto Adige). Stratigrafia, petrografia, sedimentologia, tettonica e geomorfologia. Mem. Museo Storia Nat. Ven. Trid., year 25-26, vol. 14, fasc. 1, pp. 7—228, figg. 74, pl. 1, 1 geol. map and sections 1:50.000, Trento.

SUMMARY

The Upper Permian *Bellerophon* formation, consisting of limestone, marly limestone, dolomite and gypsum, crops out extensively in the Italian Eastern Alps. In many places it contains deposits of argentiferous galena, which have been exploited in the past, specially in the Monte Calisio area to the NE of Trento.

Exploration and investigations during the past few years have improved our knowledge about these ore deposits, where argentiferous galena is often accompanied by barite; less frequent or rare are sphalerite, siderite, chalcopyrite, pyrite and marcasite, fahlerz and lead sulphoantimonites.

Our studies entailed stratigraphic and paleogeographic investigations, examination of polished sections, and analyses of trace elements and of the isotopic composition of sulphur, on the strength of which different theories on the origin of the ores are formulated.

The ore bodies are restricted to the upper, lagoonal section of the *Bellerophon* formation, and for their greater part are found where the sedimentary series thin out above or in the vicinity of the volcanic rocks of the "Bozen porphyric platform". Microscopic examination reveals replacement textures, which are, however, attributed to diagenetic phenomena. The stratigraphic persistence is considered evidence for a sedimentary deposition.

The metallic ions could have been derived either from the meteoric leaching of the volcanic rocks and of the ore veins which they contain, or from submarine thermo-mineral springs (exhalative-sedimentary origin); the authors incline toward the first of the two hypotheses.

The isotopic composition of the sulphur of the ores is suggestive of a magmatic source, it is thought, from submarine sulphurous springs; only in peripheral areas does the isotopic composition suggest a microbiological origin through reduction of sulphates.

RIASSUNTO

La «Formazione a *Bellerophon*», del Permiano superiore, comprendente calcari, calcari marnosi, dolomie e gessi, affiora su vasta estensione nelle Alpi Orientali italiane. In molte località essa risulta mineralizzata a galena argentifera, ed ha dato luogo in passato ad un'intensa attività estrattiva, in particolare nella zona del Monte Calisio a NE di Trento.

Le ricerche minerarie e gli studi degli ultimi anni hanno permesso di perfezionare le conoscenze sulla mineralizzazione, che è a galena argenti-

fera prevalente, cui si accompagna spesso la barite; più rare e sporadiche sono blenda, siderite, calcopirite, pirite e marcasite, tetraedrite e solfo-antimoniti di piombo.

Vengono esposti i risultati degli studi stratigrafici, paleogeografici, minerografici e delle analisi degli elementi traccia dei solfuri ed isotopiche dello zolfo, che hanno portato a formulare differenti ipotesi sulla genesi delle mineralizzazioni.

Queste ultime sono confinate al livello superiore, lagunare, della Formazione a *Bellerophon*, e sono in gran prevalenza concentrate dove la serie si assottiglia, al di sopra o in vicinanza delle vulcaniti della «Piattaforma porfirica atesina». Per quanto studi minerografici rivelino strutture metasomatiche — attribuibili però a fenomeni diagenetici — la costanza stratigrafica viene considerata prova di deposizione sedimentaria.

Gli ioni metallici potrebbero provenire o da dilavamento meteorico delle vulcaniti e dei filoni che queste contenevano, oppure da sorgenti termo-minerali sottomarine (origine esalativo-sedimentaria); ma gli autori propendono per la prima ipotesi.

La composizione isotopica dello zolfo dei solfuri è generalmente a favore di una provenienza magmatica dello zolfo, da sorgenti solfidriche sottomarine; solo in zone periferiche la composizione isotopica suggerisce che lo zolfo dei solfuri abbia origine dalla riduzione microbiologica di solfati.

DISCUSSION

Di Colbertaldo: Se bene ho capito, dal punto di vista genetico, voi siete più propensi a ritenere una origine di questi giacimenti, situati nel Permiano superiore, da lisciviazione della piattaforma porfirica e dei filoni eventualmente presenti nella piattaforma porfirica. Però desidero far osservare che il calcare a *Bellerophon* non è mineralizzato soltanto in Trentino, dovè ha forse la maggiore estensione, ma anche nella Val Bortolo presso Tarvisio. Nella Val Bortolo la manifestazione è a piombo, zinco e rame; in vicinanza si trovano anche masse di calcite bianca, spatica, molto fetida, molto odorante di acido solfidrico. In questa zona non esiste alcuna manifestazione eruttiva a cui legare una mineralizzazione. Ora, come nelle Alpi noi abbiamo molti livelli mineralizzati che vanno dal Trentino al confine col Austria, Jugoslavia, e nell'interno di questi due Stati, vien di pensare che per uno stesso livello mineralizzato noi dovremo invocare uno stesso tipo di genesi. Ecco perchè io mi trovo imbarazzato nell'accettare una origine per lisciviazione di mineralizzazioni preesistenti nella piattaforma porfirica Trentina, quando invece nel Tarvisiano mancano questi elementi a cui riferire un analogo tipo di mineralizzazione.

Dessau: I well understand what Professor di Colbertaldo wants to tell us. It is also shown on Fig. 2 of our paper that in Val Bortolo, in the vicinity of the boundaries with Austria and Yugoslavia, there is another small ore deposit within the *Bellerophon* formation; I believe I

also mentioned it during my talk. This small deposit is very far away from the Bozen porphyric platform or, more generally, it is far away from outcrops of eruptive rocks. As it is difficult to admit a different origin for this deposit with respect to the other ones of the main area, this would be evidence in favour of the sedimentary origin of all the deposits. My answer to Professor di Colbertaldo is that we really have not been able to make up finally our minds between the two possible origins. We have stressed in our paper that we are still doubtful about this subject, although we give a slight preference to the hypothesis of the origin of the metallic ions from the weathering of the porphyric platform.

Maucher: Wenn ich Sie richtig verstanden habe, dann sind Sie der Ansicht, daß die Erze im Wesentlichen sedimentiert wurden, und daß der Erzbestand aus der Verwitterung der Quarzporphyre kommt. Für diese Hypothese spricht jawohl auch die Zusammensetzung der Schwefelisotope, die auf der einen Seite in der Nähe von Quarzporphyren mehr den Charakter von vulkanischem Schwefel, oder magmatischem Schwefel hat, und je weiter wir uns davon entfernen, um so mehr veränderten S^{34} Gehalt zeigt. Wenn ich Herrn Professor di Colbertaldo richtig verstanden habe, so sagte er, die Erze könnten nicht von den Quarzporphyren stammen, da in diesem Gebiet bei Tarvis die Quarzporphyre fehlen. Nun, ich glaube, man kann folgendes sagen. Das Milieu des Bellerophonkalkes mit seiner salinaren Fazies ist ein Milieu, in dem Metallgehalte, wenn sie ins Meer gelangen, sedimentiert werden. Ob diese Metallgehalte aus der Verwitterung von Quarzporphyren stammen oder aus der Abtragung der Erzgänge im Quarzporphyr, oder ob die Verwitterungslösungen aus den karbonischen Erzgängen stammen, wie Sie ja gerade in den Karnischen Alpen gezeigt haben, ist dafür vollkommen gleichgültig. Ich glaube, wir sollten uns zunächst einmal einfach darüber unterhalten, daß das Sedimentationsmilieu, die Fazies des Bellerophons eine salinare Fazies ist, die gerade für solche Ausscheidungen von Metallen günstig ist. Und zwar eine besondere karbonatische Fazies, in der hauptsächlich das Blei fällt, sehr wenig das Kupfer und sehr wenig das Zink. Erst in dem Augenblick, so war wenigstens unsere Beobachtung, wenn die Kalke etwas mergeliger werden, wenn sie etwas toniger werden, wenn also das Sedimentationsmilieu sich ändert, dann fällt auch mehr Kupfer. Es liegt also nicht nur am Angebot der Metallionen, sondern es liegt an der Fazies, in der sie ausgeschieden werden. Dafür spricht auch Ihre Zinkblende, die kaum Cadmium enthält, während ja Zinkblenden in den Porphyrgängen noch hohe Cadmiumgehalte haben. Die entscheidende Frage ist doch einfach die nach dem Milieu. Der Nachweis, wo die Metallionen hergekommen sind, ob nun aus einer Verwitterung des Grödener Sandsteines, aus einer Verwitterung des Porphyrs, oder aus der des karnischen Gebietes, das, glaube ich, ist sehr schwer zu entscheiden. Das könnte man vielleicht mit Spurenelementen machen, aber auch da ist wieder die Schwierigkeit, daß auch die Spurenelemente nicht nach dem Angebot fallen, sondern nach dem Milieu. Wir müssen uns immer darüber klar sein, daß die Fällungsbedingungen das

Wesentliche sind und nicht das Lösungsangebot allein. Es kann natürlich nur das fallen, was in der Lösung ist, aber es muß nicht fallen, was in der Lösung ist. Insofern ist, glaube ich, die Frage, ob der Porphyry in der Nähe ist oder nicht in der Nähe ist, für die Erz-Ausscheidung als solche gar nicht so wesentlich.

Dessau: Wenn ich in Kürze darf, möchte ich sagen, daß wir einfach mit dem, was Professor Maucher gesagt hat, völlig einverstanden sind. Ich erinnere mich an alte Arbeiten über Oberschlesien, wo es bewiesen ist, wie sehr eine Salzzirkulation für den Transport und die Fällung besonders von Bleiglanz wichtig ist. Über den Ursprung der Metallionen sind wir eigentlich zu keinem sicheren Schluß gekommen. Wir haben aber in Betracht gezogen, daß die Zuhörer im allgemeinen doch am Ende wissen wollen »Was denkt Ihr eigentlich darüber?«. Auch für uns sind die Fällungsbedingungen viel wichtiger als die Herkunft. Was die Herkunft betrifft, ist es auch bemerkenswert, daß dort, wo die Porphyre fehlen und die Bellerophon-Formation auf Altkrystallin zu liegen kommt, die Erze kupferreicher und weniger bleihaltig sind, also von dem anstehenden Gestein beeinflußt worden sind.

Mittempergher: I quite agree with the explanation of Professor Maucher, that the Bellerophon beds may be very favourable host rocks; but we have also a lot of geochemical evidence about the background of lead in the quartz porphyry and also in the Carboniferous beds. The Carboniferous beds in the eastern part are very rich in lead and zinc, especially lead. There is a lot of small mineralization, but also the background is very high. At the other hand, in the Trento and the Bozen areas, we have the quartz porphyry with very high background of lead, and in the same area we have the lead mineralization not only in quartz porphyry, in the propylitic mineralizations of the Val Sarentino. Terzano, but also in the Tregiovo beds and in the upper part of the Gröden sandstone. Here there are many places where we have syngenetic lead minerals. For this reason I believe that the Permian volcanics and the Carboniferous shales may be regarded partially as sources for the lead and zinc contained in the Bellerophon mineralizations.

Emberger: Une question sur les isotopes de soufre. Dans votre texte vous avez mentionné comme valeurs du rapport isotopique du soufre pour la galène des groupes de chiffres, des valeurs positives faibles et quelques valeurs négatives fortes. Je voudrais savoir si ces valeurs ont été mesurées sur des échantillons présentant des conditions de gisement ou un aspect morphologique identique ou différent?

Dessau: Le collaborateur Professeur Perna confirme que les faciès des échantillons sont exactement les mêmes; mais les échantillons avec les valeurs aberrantes viennent d'une région bien définie.

Emberger: Je vous pose cette question parce que j'ai eu l'occasion de faire des études de ce genre sur des gisements marocains qui appartiennent

en fait à la zone alpine et dans lesquelles j'ai constaté que les variations importantes du rapport isotopique peuvent être enregistrées là, où il y avait des minéralisations voisines (à des distances de l'ordre du décimètre ou de la dizaine de mètres), mais présentant des caractéristiques différentes (morphologie, roche encaissante, association minérale...). Les analyses ont parfois donné des résultats très différents. Ainsi, de la galène dispersée en nuage dans le ciment d'un grès montre un δS^{34} négatif très faible tandis que de la galène en remplissage de fissure dans ce même grès montre au contraire une valeur négative très élevée. Cette différence de valeur traduit très probablement des différences dans le mode de formation de ces deux types de galène.

Trentino-Alto Adige (Northern Italy)

Francesco Sclafani, Aldo Strati, and Giulio Petrucci

Introduction

The Permian volcanites which overlie the porphyric platform of the "Adige Valley", almost 400 km wide, are cut by several hydrothermal veins. These mineralizations are almost all of a magmatic and type-1 origin, but some of them are of a type-2 origin. Only for some of these deposits the age has been determined. From a petrologic point of view, the age is still lacking.

The better knowledge finally acquired on the stratigraphy of the central part of the volcanic platform, where the most important mineral concentrations occur, allowed to obtain new data on the spatial and chronological relationship between volcanites and the included mineral deposits.

Stratigraphy

The Permian volcanites of Trentino-Alto Adige overlie directly the metamorphic basement. Only locally a thin conglomeratic layer, made up mostly of metamorphic debris, separates the above mentioned formations. In the northern part the volcanites come in contact with the Ivizus Paleozoic granite. In the southern part on the contrary a similar direct contact with the contemporaneous Cima d'Asta granite is lacking.

The volcanites may be subdivided in three main groups: a lower group (about 1000 m thick), very heterogeneous and mostly constituted by latite-andesitic and latite lavas and ruffs, by rhyolitic ignimbrites and lavas and by conglomerates, volcanic sandstones and siltstones (Q₁ in Fig. 1); a middle group, with an average thickness ranging from 500 to 800 m, of very large and homogeneous layers of rhyolitic ignimbrites and of local and irregular intercalations of volcanic sandstones and siltstones (Q₂-Q₃ in Fig. 1); an upper group, more than 1000 m thick, made of very

* The series of Permian volcanites of this region is widely illustrated in the legend of Fig. 1, to which M. Nardin contributed.

** It exists also, as it will appear later, a secondary mineral deposit in the "Scisti di Tregiova" (Tregiova Shales).

*** See in bibliography the most important works.

The Age of Mineral Deposits in the Permian Volcanites of Trentino-Alto Adige (Northern Italy)

Francesco Bakos, Aldo Brondi, and Giuliano Perna

Introduction

The Permian volcanites which constitute the porphyric platform of the Adige Valley*, about 4000 km² wide, are cut by several hydrothermal veins**. These mineralizations are known from a minerogenetic and typologic standpoint through numerous and important studies carried out by several authors***. Only for some of these deposits the age has been ascertained. Chronologic attribution for many others is still lacking.

The better knowledge finally acquired on the stratigraphy of the central part of the volcanic platform, where the most important mineral concentrations occur, allowed to obtain new data on the spatial and chronological relationship between volcanites and the included mineral deposits.

Stratigraphy

The Permian volcanites of Trentino-Alto Adige overlie directly the metamorphic basement. Only locally a thin conglomeratic layer, made up mostly of metamorphic debris, separates the above mentioned formations. In the northern part the volcanites come in contact with the Ivigna Paleozoic granite. In the southern part on the contrary a similar direct contact with the contemporaneous Cima d'Asta granite is lacking.

The volcanites may be subdivided in three main groups: a lower group (about 1000 m thick), very heterogeneous and mostly constituted by latite-andesitic and latitic lavas and tuffs, by rhyodacitic ignimbrites and lavas and by conglomerates, volcanic sandstones and siltstones (TQ in Fig. 1); a middle group, with an average thickness ranging from 500 to 900 m of very large and homogeneous layers of rhyodacitic ignimbrites and of local and irregular intercalations of volcanic sandstones and siltstones (Q₄—Q₁ in Fig. 1); an upper group, more than 1000 m thick, made of very

* The series of Permian volcanites of this region is widely illustrated in the legend of Fig. 1, to which M. Nardin contributed.

** It exists also, as it will appear later, a sedimentary mineral deposit in the "Scisti di Tregiovo" (Tregiovo Shales).

*** See in bibliography the most important works.

Explanation of Figure 1

- 8-9 Fifth group of mineral deposits (type 2)
 7 Ladinian dikes
 Bell. Bellerophon Formation
 AvG Val Gardena sandstones with local conglomeratic levels containing porphyry debris at their base
 R₁ Rhyolitic ignimbrites brick-red in colour and with local vitrophyres at their base (V)
 T₂ Rhyolitic tuffaceous ignimbrites greenish-grey in colour, sometimes very compact in the basal or central portion and with sporadic ignimbritic debris of the R₂ facies. Local intensive reworking traces at the top of the levels, sometimes with sandy or clayey beds
 M Tregiovo shales, formation made of shales, partially calcareous, with frequent lacustrine carbonaceous facies mostly at the base of T₂. They occur sometimes at the top of T₃ and T₄ or constitute local interbedding among the basal layers of some rhyolitic layers.
 6 Fourth group of mineral deposits (type 1)
 R₂ Rhyolitic ignimbrites violet-red in colour with euhedral phenocrysts. They are mostly whitened because of hydrothermal-pneumatolitic autometamorphism. Sub-volcanic facies are frequent. Vitrophyric facies at their base (V)
 T₃ Tuffaceous rhyolitic ignimbrites. Mostly ignimbritic at their base with fragmental or spheroidic bodies of the same nature as the matrix. They are tuffaceous in the middle parts, and sandy-conglomeratic with intensive reworking and with lacustrine beds in the upper parts
 R₃D Rhyolitic domes with great pink feldspars with resorption borders. They are genetically correlated with the rhyolitic complex R₃
 R₃L Rhyolitic lavas R₃
 R₃ Rhyolitic ignimbrites violet-pink in colour, highly whitened because of hydrothermal-pneumatolitic autometamorphism. Vitrophyric facies at their base (V)
 T₄ Volcanic breccias, and conglomerates, sandstones and siltstones derived from erosion and reworking of underlying Q₃, Q₂, and chiefly Q₁ ignimbrites. At the basal part of the complex tuffaceous-conglomeratic levels frequently occur
 5 Erosion
 4 Third group of mineral deposits (type 1)
 3 Volcano-tectonic rocks
 Q₁ Quartzlatitic and rhyodacitic ignimbrites dark-grey in colour with violet or reddish shading
 T₅ Conglomeratic tuffs with both lava and tuff inclusions derived from the basal complex TQ. This level represents a contemporaneous phase of the basal volcanic system with the effusions of the Q₃-Q₁ complex
 Q₂ Quartzlatitic ignimbrites violet-red and brick-red in colour with a high content of biotite
 T₆ Rhyodacitic conglomeratic tuffs with local conglomeratic ignimbritic facies; the conglomeratic elements, often presenting remarkable sizes, are frequently of the same nature as the matrix. Phyllitic clastics are rare
 Q₃D Rhyodacitic domes with great pink feldspars, contained or genetically correlated to rhyodacitic complex Q₃
 Q₃ Rhyodacitic ignimbrites green or greyish green in colour; they are locally red because of superficial weathering or whitened because of hydrothermal-pneumatolitic weathering
 T₇ Quartzlatitic conglomeratic and sandy tuffs red in colour and partially reworked; they are genetically correlated with the ignimbritic complex Q₄
 Q₄ Rhyodacitic and quartzlatitic ignimbrites dark red in colour with a high content of biotite
 2 First and second group of mineral deposits (type 1)
 TQ Trachandesites and quartzlatites of the basal volcanic complex
 CB Phyllitic transgressive conglomerate sometimes at the base of the volcanic platform and locally (Mt. Rasciesa) interbedded between two quartzlatite ignimbritic layers
 G Hercynian granites
 1 First group of mineral deposits
 BC Metamorphic basement
 1 Vignola, Valar veins
 2 Nogarè veins
 3 Volcano-tectonic faults
 4 Terlaro veins
 5 Erosion surface
 6 Montagiù veins
 7 Ladinian porphyritic dikes
 8 S. Elena veins
 9 Campegno, Vallarsa, Pozzi and Prestavel veins

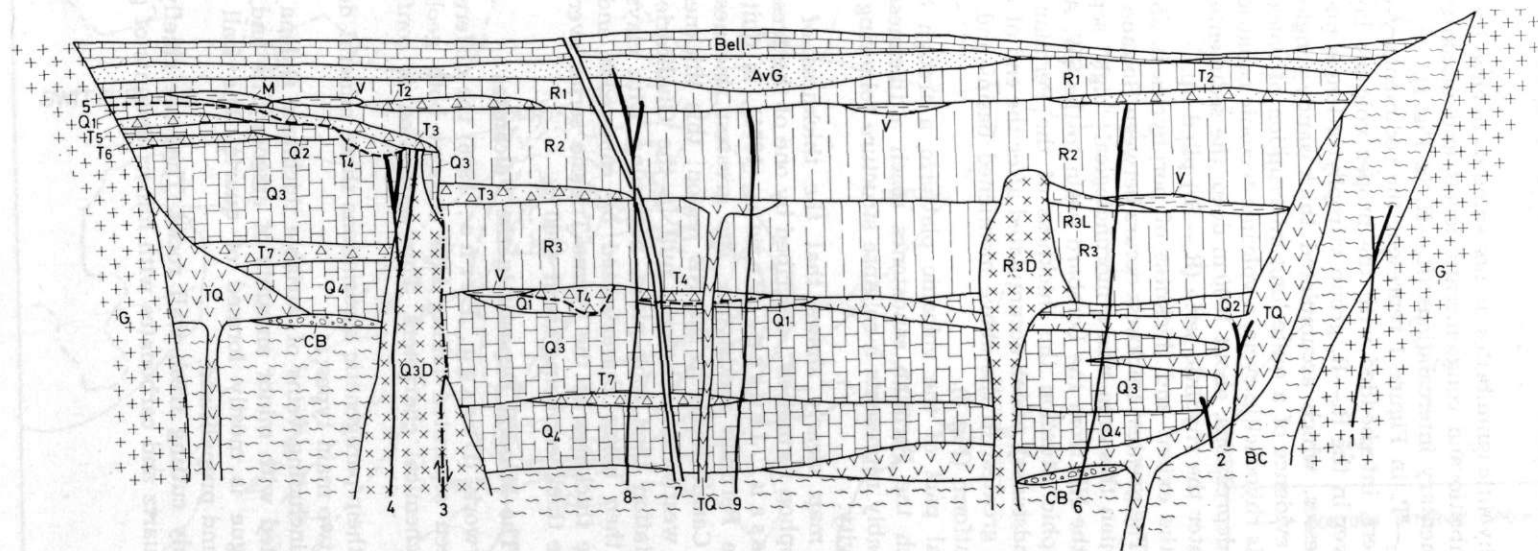


Fig. 1. Stratigraphic schema of the Permian volcanites and correlated mineral deposits in the Alto Adige region

wide layers of rhyolitic ignimbrites, minor amounts of rhyolitic lavas, thick tuffaceous-ignimbritic and conglomeratic levels and discontinuous, mostly lacustrine, sedimentary intercalations (R_3 — R_1 in Fig. 1).

The levels T_7 — T_2 in Figure 1 represent the sedimentary-volcanic and sedimentary layers, interbedded with the proper volcanic layers. At the basis of each layer in the R_3 — R_1 group vitrophyric lenses may occur (V).

Erosion processes, which accumulated thick sandy-conglomeratic deposits (T_4), give evidence of a quite long interruption of volcanic activity. At the end of this rhyodacitic cycle, a volcanic-tectonic collapse took place; in the resulting depressions, about 1000 m deep, the sedimentary Tregiovo formation and later the rhyolitic serie (R_3 — R_1) piled up.

In Figure 2 the extent and thickness of porphyries in the examined area are shown. The greatest thickness occurs between Bolzano and Trento. During the Permian this area was a morphological "high" separating the Carnic basin to the NE from the Lombard basin to the SW. According to this paleogeographic situation the thickness of the Permian sandstones (Val Gardena sandstones), which accumulated after the end of the volcanic activity, became greatest in the above mentioned basins and smallest on the porphyry platform (Fig. 3).

In the central part of the volcanic platform a trough occurs near Bolzano in which the Permian sandstones reach a thickness of 200 m. The trough probably represents a collapse structure following the end of the volcanic activity.

The isopach map clearly shows that the thickness of the Upper Permian "Bellerophon formation", described by one of the present authors (Brusca, Dessau, Jensen, Perna, 1971), is quite different from that of the Permian sandstones. The greatest thickness still corresponds to the Carnic basin in the NE region; this thickness progressively decreases westward to become null in the Giudicarie area. The Triassic sedimentation then took place, beginning with clays, silts and sandstones and then being characterized by calcareous and dolomitic precipitation. The thickness of the Permo-Triassic series averages about 1500 m, the whole thickness being about 4000 m.

The Mineral Deposits in the Volcanites

In a previous work (Dessau, Perna, 1966) the different mineral deposits have been separated taking into account both geologic-stratigraphic and geochemical characters. This separation is confirmed and further proved.

According to their paragenetic associations these mineral deposits can be subdivided in two main types:

1. Stockwork including veins of variable thickness. Galena and sphalerite are associated with minor amounts of arsenopyrite and other sulphides. The gangue is mostly formed of quartz. The wall rocks are highly fractured and propylitized.
2. Veins sharply cutting fresh wall rocks. They are chiefly made of fluorite, barite, quartz and carbonates with minor amounts of galena and sphalerite.

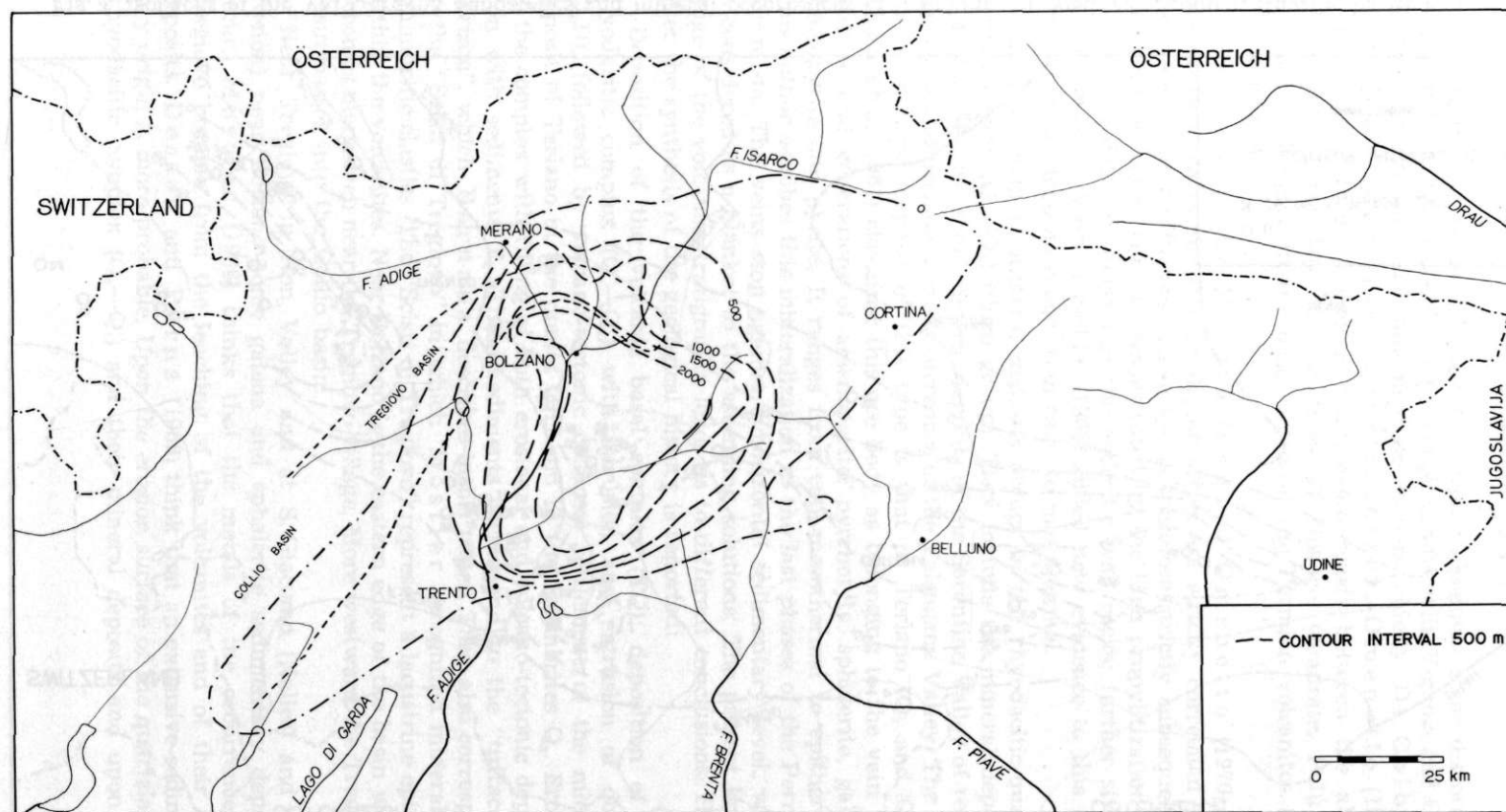


Fig. 2. Isopachs of the volcanic platform

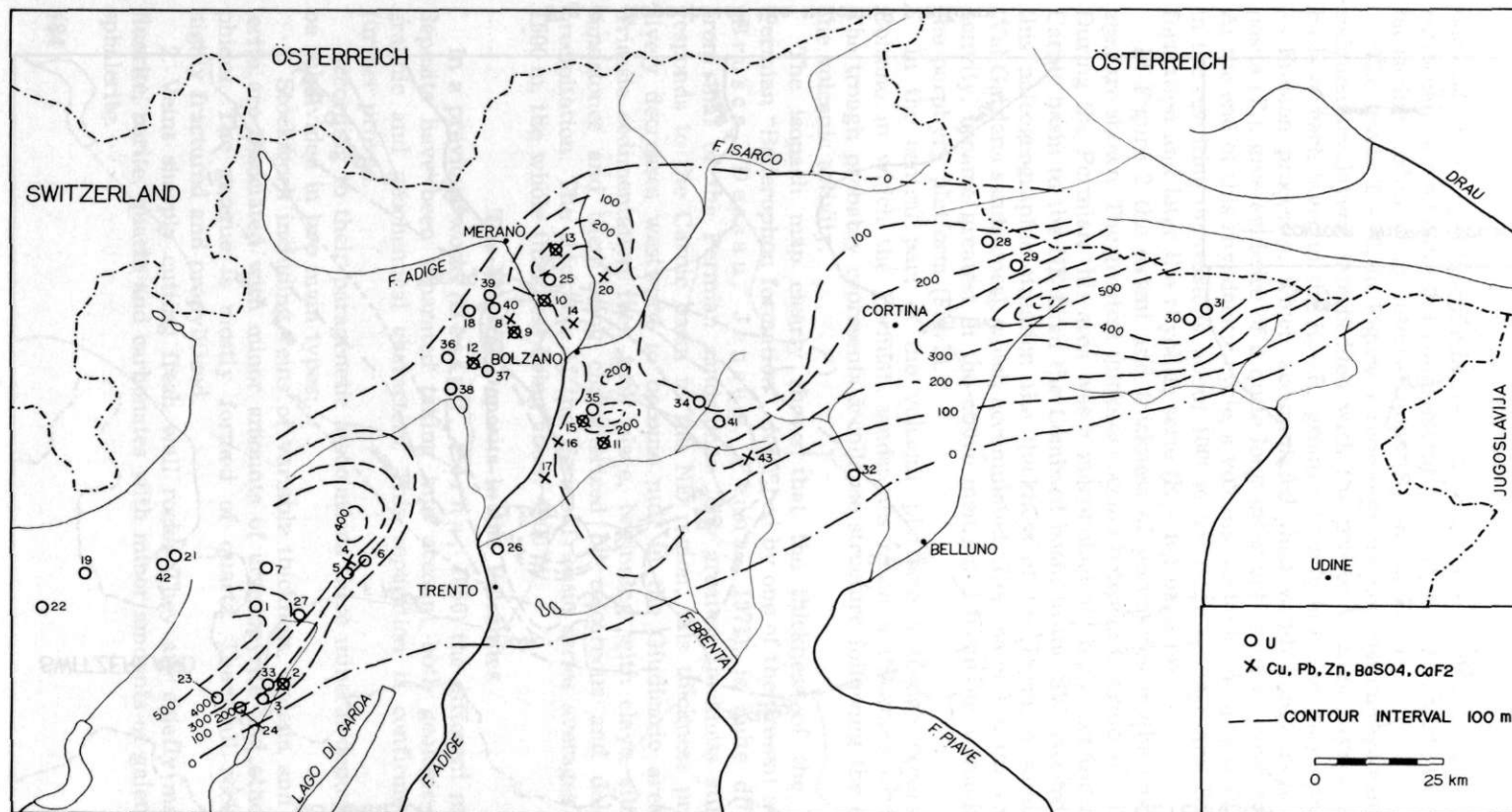


Fig. 3. Isopachs of the Val Gardena Sandstones and mineral occurrences of uranium (○); lead, zinc, copper, fluorite, barite (×)

Among the ore bodies of the metamorphic basement some discordant veins occur, for instance Valar, La Pamera, Cinquevalli, Vignola and Cima d'Orno (first group). According to some authors, chiefly Di Colbertaldo (1965b), Barillari, Jobstraibizer, Omenetto (1966), Omenetto (1970), a genetic relationship exists between the above mentioned mineral deposits and those of Nogarè, Quadrate, Palù del Fersina which occur in the basal levels of the Permian volcanites (TQ) (second group).

As demonstrated by Murara (1966) and Omenetto (1970), the mineral deposits of the basal volcanic series are strictly correlated with the same volcanic effusions. Their age is therefore strictly subsequent to the eruptive phase. This is demonstrated by the high propylitization and by the K-feldspar deuteresis of the andesitic wall rocks; further studies by D'Amico, Venturelli (1968) added new evidence to this fact. These mineral deposits range from cata- to mesothermal.

Another group of mineral deposits occurs in the rhyodacitic-quartzlatitic complex (Q_4-Q_1) (third group). They include the mineral deposits of Terlano, Nalles, some mineral deposits of the Sarentino Valley of recent discovery and perhaps some occurrences of the Valsugana Valley. The best known mineral deposit of this type is that of Terlano (Q_3 and Q_3D). Barnaba (1961) classified this ore body as belonging to the vein type with several generations of arsenopyrite, pyrrhotite, sphalerite, galena, chalcopyrite and pyrite. It ranges from cata-mesothermal to epithermal. This author ascribes this mineralization to the last phases of the Permian volcanism. The veins stop against a horizontal sedimentary level, which is considered as a blanket to the ascending solutions. The present knowledge of the volcanic stratigraphy leads us to different conclusions. Hereafter the synthesis of the geological history is reported:

Deposition of the volcanic basal complex (TQ); deposition of the rhyodacitic complex (Q_4-Q_1) with intrusion and extrusion of domes (Q_3D), followed by volcano-tectonic collapse; settlement of the mineral deposit of Terlano in the domes Q_3D and in the ignimbrites Q_3 . Erosion of the complex with filling of both erosional and volcano-tectonic depression with sediments T_1 . These sediments correspond to the "tuffaceous horizon", which Barnaba describes in his paper. They also correspond to the "Scisti di Tregiovo" in which Mostler recognized mineralized ignimbritic clastics. The "Scisti di Tregiovo" represent a lacustrine episode within the volcanites. Near Bolzano is the eastern edge of the basin which becomes more deep near the Tregiovo village. More westward the Tregiovo basin passes into the Collio basin.

Near Tregiovo in Non Valley and at S. Giacomo (Nalles) and Nop (Renon) near Bolzano some galena and sphalerite sedimentary deposits occur. Mostler (1966) thinks that the metals of the occurrences of Tregiovo became from the leaching of the volcanites and of their vein deposits. Dessau and Perna (1966) think that an extrusive-sedimentary origin is more probable. Upon the erosion surface of the quartzlatite-rhyodacitic complex (Q_4-Q_1) and their mineral deposits and upon the

products of this erosion (T_4), the rhyolitic volcanites are superimposed (R_3 , R_1). These volcanites widespread from Merano to Trento. The Terzano and co-genetic mineral occurrences belong to an intravolcanic phase. They are therefore of Hercynian age.

The middle rhyolitic horizon (R_2) is cut by a vein of the first type (fourth group). This is the Montagiù old mine, which differs in many aspects, chiefly with regard to its paragenesis, from the more numerous veins of the central part of the volcanic platform. This epithermal deposit contains galena and quite frequent antimonial and arsenical tethrahedrites with abundant chalcopyrite (Dessau-Duchi, 1970). Maucher (1955) found the Permian Val Gardena sandstones filling an erosional hole of the vein, whose age is therefore Hercynian.

Fluorite, barite, calcite and quartz veins, with minor amounts of galena and sphalerite, cut the R_3 and R_2 levels (Fig. 1) of the rhyolitic complex (fifth group). They belong to the mineral deposits of the 2nd type. All previous authors regard these mineral deposits as of Tertiary age or, at least, of post-Triassic age (Giussani-Leonardelli, 1966a and b; Fuganti-Morteani-Vuillermine, 1966; Vuillermine 1965 and 1966). Only Dessau-Perna (1966) refer these depositions to an Upper Permian or Lower Triassic age.

In some cases these bodies cut some mafic porphyritic Ladinian dikes*.

More detailed structural studies lead to the conclusion that these fluoritic veins are strongly correlated to the recent Ladinian phase (Young Ladinian phase).

The evidences are the following:

a) The mineral deposits range from meso- to epithermal. Postulating a Tertiary age the superimposed pile of sediments (about 4 km) would have caused a higher and almost constant thermality among the different veins. As a matter of fact the Vallarsa and Prestavel veins are mesothermal, whereas the S. Elena vein, which is only 5 km far from Vallarsa Nord, is epithermal.

b) A vertical zoning exists with increasing barite amounts in the upper part. This zoning is very clearly repeated also in the horizontal plane going far away from the center of the mineralized zone. From Figure 4, in fact, in the marginal portion of the platform calcite and barite veins are distributed, which result separated from the fluoritic ones by a ring of fluorite and barite veins. The composition of the galena (Dessau-Perna, 1966) also reveals a slight variation in the oligo-elements content as one passes from one vein to another one.

c) Some veins, for instance the Moena, and specially S. Elena (as result of recent drilling), penetrate into the Permian sandstones (Val Gardena sandstones). They are therefore younger than Upper Permian.

* It was already known that the veins of Campegno mine (Bolzano) was included in a fracture together (in "composite association") with a porphyritic vein (Dessau-Perna, 1966).

d) Some veins, for example Prestavel, Pozzi, S. Elena, cut the Ladinian porphyrites*; others (Campegno and Moena) are associated with them; the fluoritic veins are therefore of Ladinian age or slightly more recent.

e) For the mineralized fractures some authors postulated a Tertiary age. Recent structural studies in this zone and in the near dolomitic mountains enabled to differentiate some complicated fields of forces, aged between the Werfenian-Anisian and Ladinian-Carnic. These fields don't occur in the Jurassic-Cretaceous sediments nearby**. In such fractures the veins of Prestavel, Pozzi and S. Elena are contained.

f) In his paper Martini (1964) reports a series of analysis of the fluorine content of the volcanites of Castelrotto. This author states that in the volcanites the fluorine content is about 345 ppm. Such a low content should be explained as an effect of the leaching of fluorine, which could have formed the fluorite veins. The high fluorine content of the stream water (Dall' Aglio, Mittempergher, Tedesco, 1966) indicates a strong present leaching of fluorine in the volcanic platform. The analysis were however performed only on a very limited portion of the volcanic series. According to the author himself the remobilized fluorine would have given an amount of fluorite 1000 times greater than that occurring in all known veins.

Emiliani-Gandolfi (1964) showed that in the granite of Predazzo, fluorite is the most abundant accessory mineral. It seems perhaps better to correlate the fluorite occurrence to the Monzoni intrusive body rather than with the Permian volcanites.

The following volcanic activity of Veneto region ranging from Eocene to Lower Oligocene, is quite displaced southwards and didn't give place to known mineral deposits (Morandi-Perna, 1970). The same is verified in the case of the Tertiary granites of Adamello and Vedrette di Ries, where no mineralization correlated with these intrusions occurs nearby.

g) The gravimetric survey reveals some positive anomalies exactly in the central part of the platform near Bolzano where fluoritic mineralizations occur. More southward and eastward a series of negative anomalies is known (Morelli-Dal Cin-Semenza, 1968). We think that these anomalies have to be correlated with a local deep magmatic body. The Triassic magmatic phenomena would represent a more eastward reactivation of the Hercynian magmatism.

The different above mentioned arguments fit well with the correlation of the fluorite deposits with the Triassic granitic center of Predazzo-

* Some samples from porphyritic veins intersected by fluorine mineralizations (Prestavel and Pozzi veins) have been analyzed after the presentation of this paper to the Symposium. The chemical analyses have shown that the porphyrites composition is rather close to that of alkali-rocks. This suggests the possibility of their correlation with the Ladinian volcanic activity since volcanites from South Tirol (ignimbrites s.l.) are calc-alkali rocks.

** Clear traces of tectonic activities related with Montenegriano-Ladinian phases.

Monzoni. Such conclusion wouldn't cut out the possibility of a different origin; such as that, not too probable in our opinion, of a lateral secretion of the fluorine from the volcanites or a descent* of mineralized water from overlaying sediments.

Conclusion

As shown in the most recent studies, the mineral deposits of the Southern Alps can't be correlated with a single metallogenic Tertiary period (Alpidic age); types, genesis, geologic features, ages, paragenesis and thermality are on the contrary very different.

With this contribution, in which data are too much summarized, an attempt has been made to improve the classification of the volcanic mineral

* From synsedimentary reactivated faults.

Explanation of Figure 4

Type 1

(Pb, Zn, Fe, Cu disseminated veins in propylitized wall rocks)

- a **First group** (mineral deposits in the metamorphic basement: they are not shown in the present map)
- b **Second group** (mineral deposits in the basal volcanic series): A1 Palù del Fersina; A2 S. Orsola; A3 Nogarè, Quadrate; A4 Viarago; A5 Vallalta (mercury mine, may be remobilized or more recent); A6 Malga Baessa; A7 Monte Zaccon (in this group or in the fourth one); A8 Lavarost (A1, A2, A3, A4 are Pb, Zn, Cu mineral deposits with subordinated gangue. A6, A7, A8 are mainly fluorite, barite, quartz veins in propylitized wall rocks)
- c **Third group** (mineral deposits in the rhyodacitic-quartzlatitic series): B1 Tires; B2 Terlano; B3 Nalles; B4 Rio Danza; B5 Palù di Tremole; B6 Val Rabiola; B7 Collalbo; B8 Paneveggio; B9 Darzo; B10 Rio Grisiano; B11 Val Sarentina; B12 Rio di Nova; B13 Lago di Cece; B14 Ponticino; B15 Castel Vanga; B16 Rio del Passo; B17 Nop; B18 Passo di Valles; B19 Forte Buso; B20 Lago di Bocche
- d **Fourth group** (mineral deposit in the rhyolitic series): C1 Montagiù (occurs also U)

Type 2

(F, Ba veins in sharp contact with fresh wall rocks)

- e, f, g **Fifth group** (mineral deposits in the rhyolitic series): D1 Castelvecchio; D2 Campegno; D3 Maso Gummer; D4 Case a Prato; D5 Grotta; D6 Vallarsa Nord, Wolf; D7 Vallarsa Sud; D8 Aldino; D9 Masi Bianchi; D10 Moena; D11 Prestavel; D12 Pozzi; D13 Casa Bolenga; D14 Stue; D15 Cadino; D16 Laste; D17 Fontane Fredde; D18 La Cugola. (e prevailing barite; f fluorite and barite; g prevailing fluorite)
- e', f', g' Mineralized belts of this group; e' prevailing barite (and sometimes calcite); f' fluorite and barite; g' prevailing fluorite
- h **Uranium occurrences** (epigenic hydrothermal-fumarolic deposits in the rhyolitic series): E1 Novazza; E2 Nalles; E3 Avelengo; E4 Maso Tinner; E5 S. Osvaldo; E6 Maso Ghelf; E7 Valle di S. Martino; E8 Montagiù; E9 Forcella di Bombasel

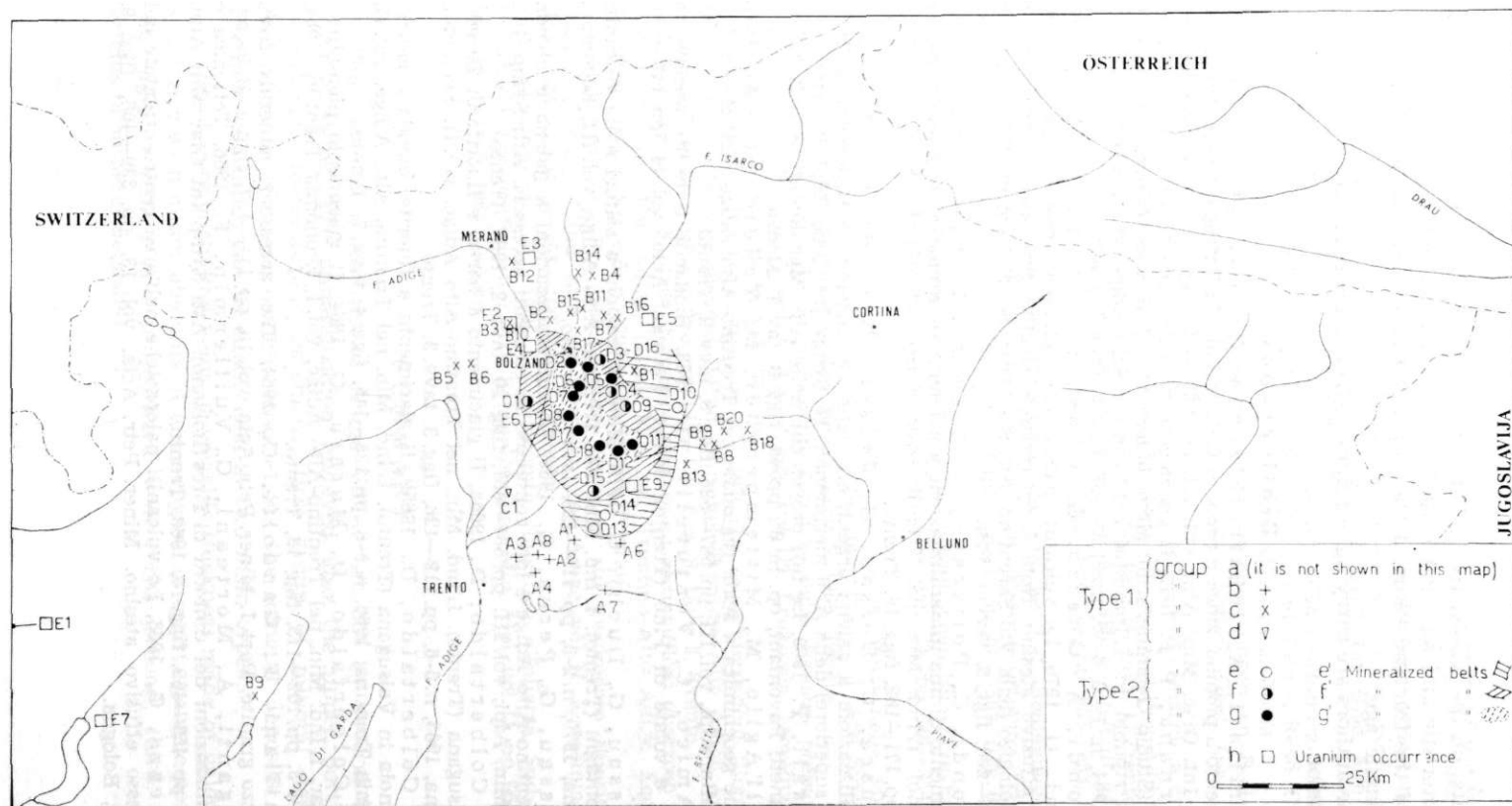


Fig. 4. Distribution of hydrothermal occurrences in the Permian volcanites of Trentino-Alto Adige

deposits: on the whole, five groups of mineral deposits occur with distinct characteristic and age. Particularly interesting is the chronologic attribution of the fluoritic veins of the upper volcanic complex, which resulted of Triassic age.

The authors are carrying out more exhaustive studies to get a definitive conclusion.

Bibliography

Barillari, A., Jobstraibizer, P. G., Omenetto, P. 1966, Il giacimento a piombo, zinco e rame di Cinque Valli in Valsugana (Trentino). Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi, vol. III, pp. 769—792, figg. 4, tavv. 4, 1968, Trento.

Barnaba, P. F. 1961, Il giacimento piombo-zincifero di Terlano in Alto Adige (Studio Geominerario). Mem. Museo Stor. Nat. Ven. Trident., anno 23-24, vol. 13, ripubbl. in: L'Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, vol. I, Economia Trentina, 1964, n. 1—2, 4—5, pp. 133—158, figg. 8, tavv. 5 Trento.

Brondi, A., Ghezzi, G., Guasparri, G., Ricci, C. A., Sabatini, G. 1970, Le vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del complesso effusivo atesino. Nota I. Successione stratigrafica, assetto strutturale e vulcanologico nella Val Sarentina. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, vol. 77, pp. 157—200, figg. 6, tavv. 1, Pisa.

Brondi, C., Polizzano, C., Anselmi, B., Benvegnù, F. 1970, Rivenimento di una mineralizzazione a galena nelle arenarie permiane di Nalles (Bolzano). L'Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, vol. III, Economia Trentina, 1970, pp. 171—182, figg. 19, Trento.

Brusca, C., Dessau, G., Jensen, M. L., Perna, G. 1971, Le mineralizzazioni a galena argentifera nella «Formazione a Bellerophon» (Permiano superiore) delle Alpi meridionali. II. Symp. Int. Giac. Alpi, in print.

Casati, P. 1969, Le fasi orogeniche nelle Alpi Meridionali. Arti Grafiche Artigianelli Pavoniani, op. in 8°, pp. 49, figg. 8, tav. 1, Monza.

Dall'Aglio, M., Mittempergher, M., Tedesco, C. 1966, Prospezione geochemica a scala regionale nel Trentino-Alto Adige. Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi, vol. III, pp. 567—586, figg. 8, tavv. 2, Trento.

D'Amico, C., Venturelli, G. 1968, Riodaciti e rioliti atesine in cupole e colate di Pinè (Trento). Miner. Petrogr. Acta, vol. 14, pp. 143—170, Trento.

Dessau, G., Duchi, G. 1970, Mineralizzazioni a solfuri nelle vulcaniti del Montagiù (Trento). L'Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, vol. III, Economia Trentina, 1970, n. 2-3, pp. 115—123, tavv. 4, Trento.

Dessau, G., Perna, G. 1966, Le mineralizzazioni a galena e blenda del Trentino-Alto Adige e loro contenuto in elementi accessori. Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi, vol. III, pp. 587—687, figg. 20, tavv. 2, 1968, Trento.

Di Colbertaldo, D. 1965a, Il giacimento a barite e fluorite di Zaccon in Valsugana (Trento). L'Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, vol. II, Economia Trentina, 1965, n. 5-6, pp. 119—126, figg. 3, tavv. 3, Trento.

Di Colbertaldo, D. 1965b, Il giacimento a fluorite, blenda e galena di Vignola in Valsugana (Trento). L'Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, vol. II, Economia Trentina, 1965, n. 5-6, pp. 135—145, figg. 4, tavv. 7, Trento.

Di Colbertaldo, D., Murara, G. 1964, Il giacimento piombifero di Valar. L'Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, vol. I, Economia Trentina, 1964, n. 1-2, 4-5, pp. 102—115, figg. 13, Trento.

Emiliani, F., Gandolfi, G. 1964, The accessory minerals from Predazzo granite, Part I. Miner. Petr. Acta, vol. 10, pp. 111—127, figg. 2, Bologna.

Fuganti, A., Morteani, G., Vuillermine, F. 1966, Tettonica e mineralizzazioni dei dintorni di Tires (Bolzano). Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi, vol. II, pp. 459—469, figg. 14, 1968, Trento.

Ghezzi, C. 1968, Le vulcaniti paleozoiche nell'area centro-orientale del complesso effusivo atesino. Miner. Petr. Acta, vol. 13, pp. 339—408, figg. 9, tavv. 6, Bologna.

Giussani, A., Leonardelli, A. 1966a, Le mineralizzazioni a fluorite della zona tra Cavalese e il Passo di Lavazè (Trento). Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi, vol. II, pp. 423—432, figg. 2, tavv. 7, 1968, Trento.

Giussani, A., Leonardelli, A. 1966b, Le direttrici tettoniche e le connesse manifestazioni a quarzo, fluorite, baritina e solfuri nei «porfidi quarziferi» della media Val d'Ega, in Alto Adige. Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi, vol. II, pp. 447—457, figg. 2, tavv. 2, 1968, Trento.

Martini, M. 1964, Contributo alla conoscenza della geochimica del fluoro: dosaggio nelle ignimbriti del Trentino-Alto Adige. Accad. Lincei, Rend. Cl. Sci. Fis., Mat., Nat., Ser. VIII, vol. 36, fasc. 3, pp. 400—417, figg. 3, Roma.

Maucher, A., 1955, Erzmikroskopische Untersuchungen an Blei-Zink-Lagerstätten im Raume von Trento (Norditalien). Mitteil. Geol. Ges. Wien, Bd. 48, pp. 133—153, figg. 1, tavv. 4, Wien.

Morandi, N., Perna, G. 1970, Il marmo grigio perla (marmo a brucite) nelle province di Trento, Vicenza e Verona. L'Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, vol. III, Economia Trentina, 1970, n. 2-3, pp. 33—65, figg. 34, tavv. 4, Trento.

Morelli, G., Dal Cin, R., Semenza, E. 1968, Contributi geofisici con appendici geologiche. Leonardelli P. in: Le Dolomiti, pp. 535—552, figg. 5, tavv. 5, R. Manfrini, Rovereto.

Morteani, G. 1966, Die Propylitisierung und die P.-T.-Bedingungen der Vererzung der »Grünen Porphyrite« der Valle del Fersina (Provinz Trient — Norditalien). Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi, vol. II, pp. 495—503, figg. 6, 1968, Trento.

Mostler, H. 1966, Zur Genese der schichtgebundenen Blei-Zink-Erze im südalpinen Perm. Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi, vol. II, pp. 349—354, 1968, Trento.

Murara, G. 1966, Le mineralizzazioni a solfuri misti nelle vulcaniti atesine, formazione andesitica, dell'alta Val Fersina (Trentino). Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi, vol. II, pp. 471—494, figg. 9, tavv. 3, 1968, Trento.

Omenetto, P. 1970, Il giacimento ferrifero della Pampera presso Roncegno. L'Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, vol. III, Economia Trentina, 1970, n. 2-3, pp. 67—98, figg. 10, tavv. 5, Trento.

Omenetto, P., Detomaso, G. 1970, Le mineralizzazioni filoniane a solfuri misti nella zona di Pinè. L'Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, vol. III, Economia Trentina, 1970, n. 2-3, pp. 143—170, figg. 8, tavv. 3, Trento.

Vuillermmin, F., 1964, Nota preliminare su alcuni filoni quarzoso fluoritici in Trentino-Alto Adige. L'Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, Economia Trentina, 1964, n. 1-2, 4-5, pp. 305—321, figg. 8, Trento.

Vuillermmin, F., 1965, Analisi tettonica sul giacimento fluoritico di Vignola (Trento). L'Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, vol. II, Economia Trentina, 1965, n. 5-6, pp. 155—160, figg. 7, Trento.

Vuillermmin, F., 1966, Il giacimento fluoritico «Vallarsa Sud» nella Vallarsa di Laives (Bolzano). Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi, vol. II, pp. 505—525, figg. 13, tavv. 3, 1968, Trento.

SUMMARY

The Permian volcanites of Adige Valley are cut by several hydrothermal veins. The mineralization involved also the upper portion of underlying metamorphic basement (first group of mineral deposits). According to their paragenetic associations the mineral deposits of the Permian volcanites can be subdivided in two main types:

1. Stockwork including veins of variable thickness made of galena and sphalerite with minor amounts of arsenopyrite in quartz gangue permeating highly fractured and propylitized wall rocks (second, third, fourth groups of mineral deposits).

2. Veins made of fluorite, barite, quartz, carbonates and small amounts of galena and sphalerite cutting regularly fresh rocks with sharp contacts (fifth group of mineral deposits).

The above mentioned mineral deposits are different even from the geological point of view. They can namely be related to different stages of volcanic activity. The Trentino-Alto Adige volcanites can be subdivided into a middle-lower complex and into an upper one. The former are represented by latitandesitic and rhyodacitic lavas and ignimbrites in the lower part, and by rhyodacitic ignimbrites in the upper part. The latter ones are mainly represented by rhyolitic ignimbrites.

At the end of the first volcanic stage a strong volcano-tectonic activity took place, followed by thick conglomeratic-arenaceous deposition. Such sedimentation, separating the middle-lower volcanites from the upper ones, represents a quite long erosion phase coinciding with volcanic inactivity.

The mineral deposits of the first type, characterized by sulphide abundance, cut the middle-lower volcanites. They are in turn cut by the above mentioned erosion surface which separates the groups of volcanites. The vein mineralizations characterized by fluorite abundance cut, on the contrary, the whole volcanic series. Therefore the first type of mineral deposits is of the same Permian age as the earlier volcanic activity; the second one is clearly more recent and of Ladinian age.

DISCUSSION

Maucher: Ich habe das erste Diapositiv nicht ganz verstanden, dürfte ich es noch einmal sehen, mit dem Profil durch die Porphyrgänge. In dem Schemaprofil sind die »ladinischen« Gänge eingezeichnet von der tiefsten Stelle des Profils (Phyllite) bis durch den Bellerophon-Kalk. Ist eine Stelle im Gelände bekannt, wo die »ladinischen« Gänge den Bellerophon-Kalk durchschneiden?

Bakos: I filoni mineralizzati a fluorite sono conosciuti sino alle «Arenarie di Val Gardena». Ciò si osserva, per esempio, a S. Elena (Nova Ponente) ed in agro di Moena (Val di Fassa). I filoni porfiritici ladinici sono noti nelle vulcaniti e soprattutto nella serie triassica. Recentemente sono stati individuati alcuni filoni porfiritici nella «Formazione a Bellerophon» della bassa Val di Fiemme (Monte Cuccal).

Some Examples of Lead-Zinc-Barite Depositions in Karstic Environments

Giorgio Padalino, Salvatore Pretti, Sandro Tocco, and Maurizio Violo

Foreword

Many occurrences of lead-zinc-barite deposits in karstic environments have been described by several authors, all over the world, during the last years; e. g. Leleu, 1966b; Bernard and Leleu, 1967; Cross and Lagny, 1969; Lagny, 1969. Many other authors are listed in the above mentioned papers; they point out the advancements in this subject.

Before starting to describe these occurrences we should like to point out that, in our opinion, all the karst deposits are formed by similar genetic processes, although they display different characteristics in their texture, shape, mineral composition etc.

Italy (Sardinia)

The karstic ore deposits in South-Western Sardinia — described by several authors in these last years (Benz, 1964; Tamburrini and Violo, 1965; Tamburrini, 1966; Tamburrini and Zufardi, 1967) — can be subdivided in three main types:

1. Thinly laminated beds, generally subhorizontal or slightly inclined along the crevice walls (Fig. 1), thus unconformably lying on the (Paleozoic) host rocks.

This occurrence shows many varieties in the association both of ore and of gangue minerals. The ore minerals, which may occur, are: pyrite (framboids), galena, sphalerite, barite; the gangue minerals are: carbonates (calcite, dolomite, siderite), quartz, iron hydrated oxides, clays.

The types of deposits made by different associations of these minerals are mainly two:

— The first one shows mainly thin alternances of barite and dark quartz beds, with minor galena and framboidal pyrite; sometimes carbonates and minor limonite and clay, cemented by quartz, are present.

Not uncommonly, these deposits are covered by conglomerates and sandstones, whose cement, generally clayey and/or siliceous, is sometimes



Fig. 1. S. Giovanni mine. "Ricchi Ag" stope. Sardinia (Italy). It is visible from right to left:

- crevice wall made up by Cambrian carbonatic rock (dark grey)
- a large band of spathic calcite (whitish)
- thin beds of sulphides-clay-carbonates rhythmic depositions.

A gentle inclination of the beds is visible in this part of the karstic crevice.

partially made by barite (Brusca, Pretti and Tamburrini, 1967).

— The second one is characterized by the presence of sphalerite: the karst filling beds are thin, rather dark to black, made by sphalerite, galena, framboidal and euhedral pyrite, cemented by dolomite (Fig. 2).

The most common type of karstic deposits is the first one, which is characterized by barite, carbonates, iron hydrated oxides, that is an association related to oxidizing environments (Leleu, 1966a); the occurrence of galena in these deposits may be due to different processes: either syngenetic galena related to horizons deposited in favourable Eh—pH conditions (Garrels, 1954), or (minor) galena formed when dispersed lead into the oxidized filling sediments was placed under reducing conditions and sulphurated during the normal evolution of the karsts.

Only seldom the occurrence of other sulphides (second type) testifies the achievement of strong reducing conditions, which are typical of a late senility stage (Bernard and Leleu, 1967).

Notwithstanding these characters, normally the described karsts are completely fossilized, thus they can be called holokarsts (Cvijić, 1925; Llopis-Llado, 1953).

Moreover the changing composition of the karst fillings testifies variable chemical-physical conditions, related to paleogeographical variation during the deposition of residual materials.

These types of karstic deposition are well developed mainly in the Cambrian carbonatic formation, especially where it is completely flattened by the post-Hercynian erosion.

2. Galena-barite-calcite cockades and stalactites. This kind of structures, particularly well developed in the San Giovanni mine (Cambrian limestones, Iglesias — SW Sardinia), (Brusca and Dessau, 1968), is related to meteoric water percolating into karstic cavities and leaving there the carried ions, which form the above mentioned minerals. This type of karstic deposition is quite similar, almost regarding to the macroscopic appearance of the ore, to that of Sidi Bou Aouane, which will be described later.

The cockades may have a Cambrian limestone fragment, as nucleus, surrounded by white calcite, silver-rich galena and quartz bands (Fig. 3); in other cases they are without any nucleus and included in large masses of spathic calcite (Fig. 4).

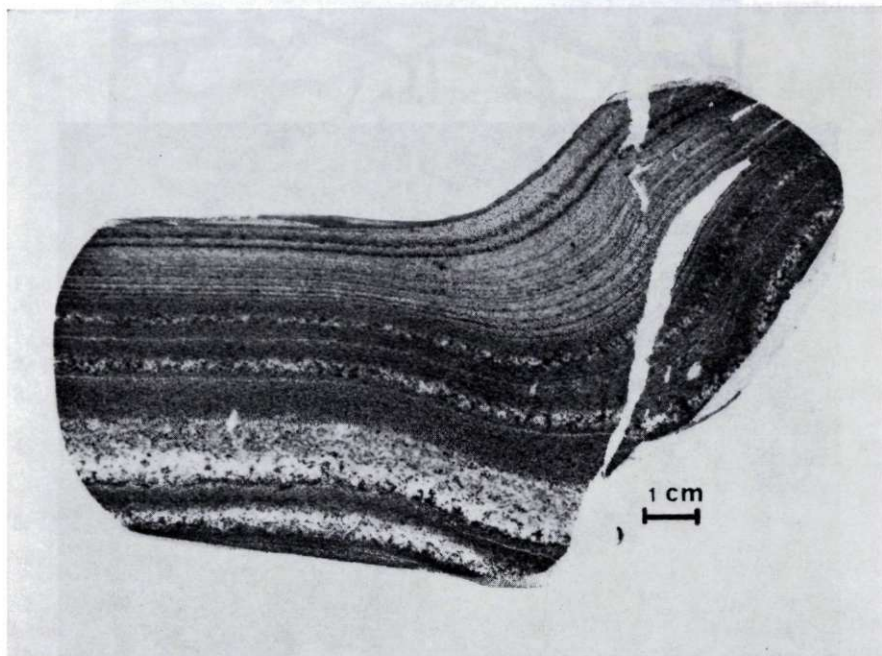


Fig. 2. Gutturu Pala mine. Sardinia (Italy). Thin beds of galena, sphalerite and pyrite (very often with framboidal structure) cemented by dolomite and calcite. The clearer beds are richer of carbonates than the others. Small quartz veins (white) cut the bedding. Polished hand-specimen. Natural light.



Fig. 3. S. Giovanni Mine. "Ricchi Ag" stope. Sardinia (Italy). Fragment of Cambrian carbonatic rock surrounded by prevalent calcite (white) and quartz-galena (grey to black).

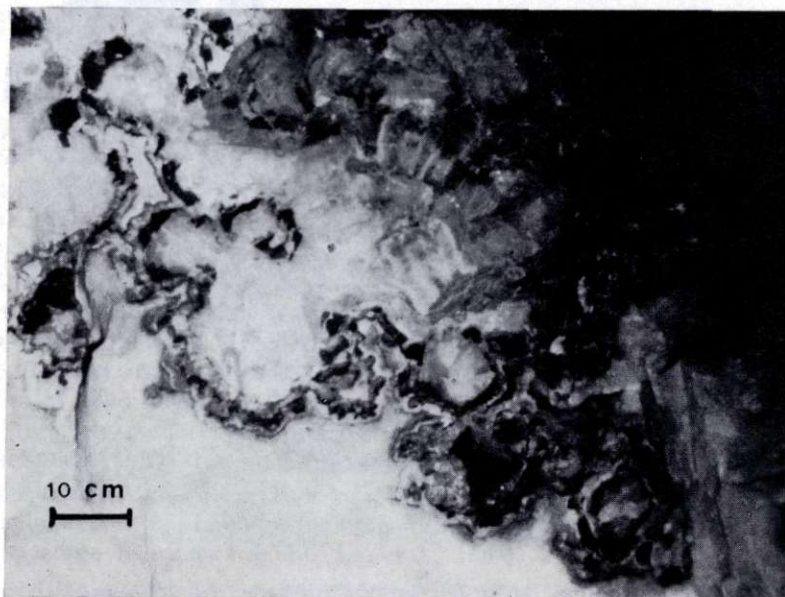


Fig. 4. S. Giovanni mine. "Ricchi Ag" stope. Sardinia (Italy). Cockades of galena (black), quartz and calcite included in spathic calcite (white).

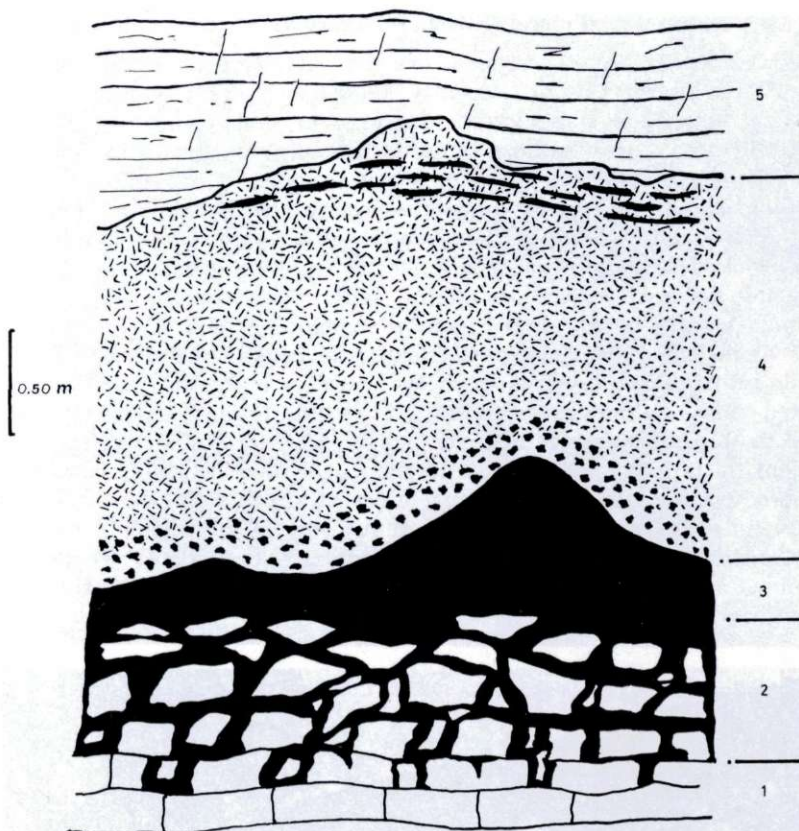


Fig. 5. Orcel Bialy mine. Bytom district. Poland, Sketch showing a typical mineralization in this mine. It is possible to observe from bottom to top:

1. Barren "Gogolin" limestone.
2. Fragments of "Gogolin" limestone included in "vitriol clay" passing to
3. A large band of "vitriol clay" which is a residual deposit due to karstic solution.
4. Bedded mineralization, where marcasite is prevalent in lower part and sphalerite content is gradually increasing upwards; small lenses of galena appear in the top part.
5. Ore-bearing dolomite.

3. Collapse breccias, characterized by limestone and dolomite boulders (coming from the Middle Cambrian "Metallifero" member) cemented with barite, calcite and "terra rossa" with a strongly anomalous geochemical lead-zinc content (Marcello, 1969). This type of karst, which is probably younger than the others, is rarely related to economic ore deposits, excepted some clastic barite deposits.

Poland (Silesia — Cracow)

The well known Silesia-Cracow ore deposits have been the topic of many genetic interpretations. Recently Bogacz, Dzułyński, Harańczyk described some karstic features in the ore-bearing Triassic rock of this area; these authors imputed the sulphide deposition and the karst itself to hydrothermal-type ascendant streams.

One of us had the possibility of studying the Bytom and Chanow mining districts, for some months, and the *per descensum* karstic deposition looked to play a main role in the sulphide genesis; in fact the ore-bearing horizon, which lies on the generally unmineralized Gogolin limestone, is made by an almost general sequence, which is, from bottom to top: vitriol clay, sphalerite-pyrite-marcasite beds (Fig. 5), which evolve upwards into collapse breccias made by boulders of ore-bearing dolomite cemented with colophorm sphalerite or brunkite and galena veinlets (Fig. 6). In this case, again, the karst evolved till reaching strong reducing conditions in its lower parts, while in the upper ones, where the reducing conditions were not so strong, large masses of "terra rossa" with veinlets of rejuvenated galena are present, actually, in the ore-bearing horizon. This "terra rossa" and perhaps the galena are the recent weathering phenomena and they are mainly developed where the mineralizations are shallower (e. g., Matylda mine), nearer the surface.



Fig. 6. Trzebieńka mine. Chanow district. Poland. Collapse breccia made up by ore-bearing dolomite fragments, cemented with calcite (white) and galena. Sphalerite is rather uncommon in this type of deposit.

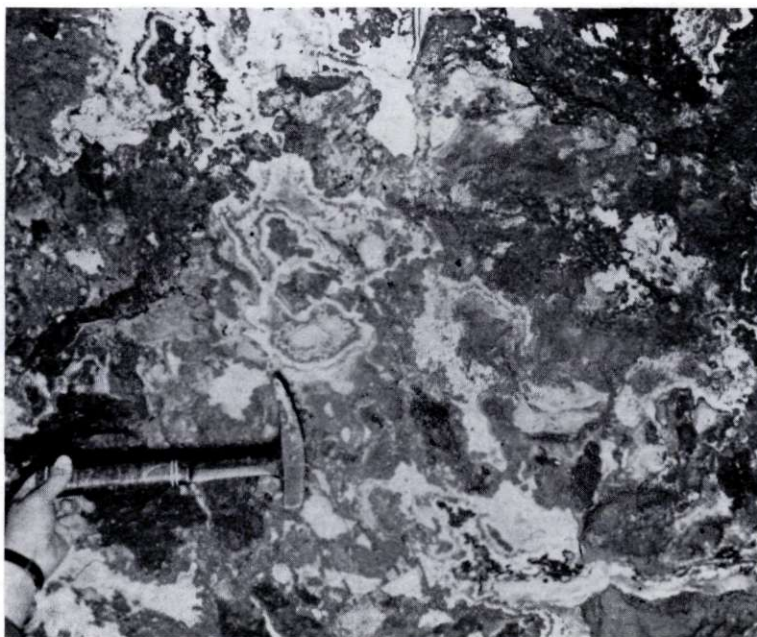


Fig. 7. Sidi Bou Aouane mine. Tunisia. Cockades of galena, sphalerite and calcite. Galena may be present both in the core of the cockades and in the small veinlets and starlets in the cement. Sphalerite is present mainly in concentric bands with collophorm structure.

Tunisia

The important lead district of Djebel Hallouf-Sidi Bou Aouane, which is about 130 km NW of Tunis, holds, at least in some places, ore bodies of karstic origin.

The ore bearing horizons, which occur mostly in massive Upper Cretaceous limestones at Djebel Hallouf and in Eocene marls at Sidi Bou Aouane, exhibit clear karstic features in some places.

These karstic features may be grouped in two main types:

1. Cockades (Fig. 7) and stalactites (Fig. 8) made up by galena-sphalerite-jordanite and calcite.

These structures are rather similar to those observed in S. Giovanni mine (Fig. 4).

2. Thin marly-sandy beds, impregnated by galena (Fig. 9): these beds, sub-horizontal or slightly inclined along the crevice walls, look like the described features in S. Giovanni mine from Sardinia (Fig. 1).

Phenomena of this type, that is crevices filled by red clays, calcareous boulders and galena veinlets, have been observed also in other Tunisian mining districts (Djebel Hamra — Violo, 1965; Niccolini, 1970).

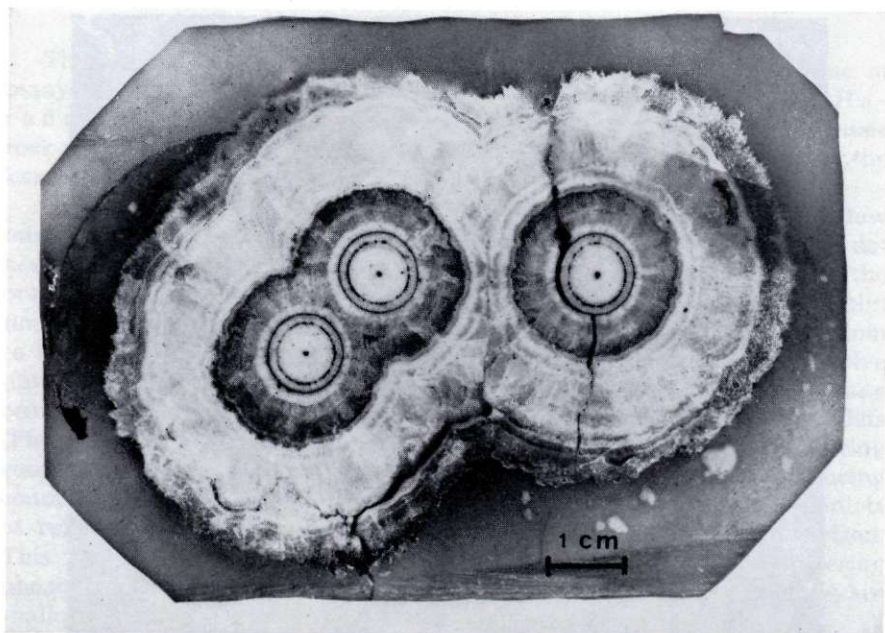


Fig. 8. Sidi Bou Aouane mine, Tunisia. Stalactites of galena (black) and calcite (white) collected in the same mine of the preceeding photograph.



Fig. 9. Sidi Bou Aouane mine, Tunisia. Thin marly beds impregnated by prevalent galena. They show characters similar to those observed in S. Giovanni mine (see Fig. 1).

England (Derbyshire)

An example of karstic deposition of lead-barite beds in Carboniferous limestone has been described recently by Ford and King (1965) in the Golconda mine, Derbyshire.

This occurrence, whose outcrops were visited by one of us, is very alike the first type of Sardinian ore bearing karsts, being made of thin galena-barite-dolomite beds which lie subhorizontally or slightly inclined near the walls of the karst cavity. The occurrence of collapse breccias confirms, once more, the supergenic, karstic nature of the cavities and their filling.

Conclusions

The few given examples show, even if roughly, the variety and spread of karstic mineral depositions; sometimes, e. g. in Sardinia and Silesia-Cracow, these karstic depositions may give rise, as regards both grades and tonnages, to exploitable ore accumulations.

The different structures, visible in the different ore districts, are controlled by several factors and namely: mineralogical compositions of the rocks subjected to karstic phenomena, mineralogical composition of the karst filling sediments, morphological evolution and chemical-physical environment during karst processes. These parameters should be carefully investigated when studying and researching ore depositions in karstic environments.

References

- Benz, J. P. 1964, Le gisement plombo-zincifère d'Arenas (Sardaigne). Thèse Doct. Ing. 126 p. Nancy.
- Bernard, A., Leleu, M. 1967, A propos de la concentration résiduelle de la blende et de la galène. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 265, p. 729—732, Paris.
- Bogacz, K., Dżułyński, S., Harańczyk, C. 1970, Ore-filled hydrothermal karst features in the Triassic rocks of the Cracow-Silesian region. Acta Geologica Polonica, Vol. XX, n° 2, p. 247—267. Warsaw.
- Brusca, C., Pretti, S., Tamburrini, D. 1967, Le mineralizzazioni baritose delle coperture di M.te Sa Bagattu (Iglesiente-Sardegna). Rend. Ass. Min. Sarda, n° 7, p. 89—106.
- Brusca, C., Dessau, G. 1968, I giacimenti piombo-zinciferi di S. Giovanni (Iglesias) nel quadro della geologia del Cambrico sardo. Industria Mineraria — anno XIX.
- Cross, P., Lagny, Ph. 1969, Paléokarsts dans le Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques occidentales. Importance stratigraphique et paléogéographique. Sc. de la Terre, t. XIV, n° 2, p. 139—195. Nancy.
- Cvijić, J. 1925, Types morphologiques des terrains calcaires. Le Holokarst. Comptes rendus des S. de l'Ac. de Sciences. Tour. 180, p. 592—594, CLXXX.
- Ford, T. D., King, R. J. 1965, Layered epigenetic galena-barite deposits in the Golconda Mine, Brassington, Derbyshire, England. Econ. Geol., vol. 60 n° 8.
- Garrels, R. M. 1954, Mineral species as functions of pH and oxidation-reduction potentials, with special reference to the zone of oxidation and secondary enrichment of sulphide ore deposits. Geochim. Cosmochimica Acta, 5, n° 4, pp. 153—168.

Lagny, Ph. 1969, Minéralisation plombo-zincifère triassique dans un paléokarst (gisement de Sala Fossa, province de Belluno, Italie). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 268, p. 1178—1181. Paris.

Leleu, M. G. 1966a, Le karst et ses incidences métallogéniques, Sc. de la Terre, t. XI, n° 4, p. 385—413, Nancy.

Leleu, M. G. 1966b, Les gisements plombo-zincifères du Laurium (Grèce). Sc. de la Terre, t. XI, n° 3, pp. 293—343, Nancy.

Llopis-Llado, N. 1953, Karst holofossile et mérofossile. I^o Congrès International de Spéléologie. Tome II, p. 11—50, Paris.

Marcello, A. 1969, Déposition supergénique de galène: les exemples de la Sardaigne. Meeting on Remobilization of Ores and Minerals. A. M. S., pp. 293—303. Cagliari.

Nicolini, P. 1970, Gîtologie des concentrations minérales stratiformes. pp. 479. Gauthier — Villars, Paris.

Tamburrini, D., Violo, M. 1965, Un esempio di deposizione supergenica di galena. Rend. Ass. Min. Sarda, n° 5, pp. 24—36.

Tamburrini, D. 1966, Un esempio di deposizione supergenica di baritina. Period. di Mineral. n° 2, pp. 403—418.

Tamburrini, D., Zuffardi, P. 1967, Ulteriori sviluppi delle conoscenze e delle ipotesi sulla metallogenesi sarda. Giornata di studi geominerari. p. 19. Agordo.

Violo, M. 1965, I giacimenti piombo-zinciferi di Ain Nouba e Dyebel Hamra (Tunisia). Notizie geo-giacimentologiche. Res. Ass. Min. Sarda, n° 8, parte I, pp. 41—91.

SUMMARY

In this paper, which is a preliminary report, we shall attempt to illustrate some examples of sulphide and barite depositions in karstic environments, whose description was made either by us or by other authors, from different ore districts.

We describe briefly the shapes, the structures and the mineralogical associations of karstic ore deposits, trying to point out similarities and differences among some mining districts.

DISCUSSION

Emberger: D'une façon générale, avez-vous des informations sur les teneurs en oligoéléments des galènes encaissées dans des karsts? D'une façon plus particulière, quelles sont les teneurs en argent?

Violo: C'est une question à laquelle je ne peux pas répondre. En effet il y a une très riche bibliographie sur les minéralisations de la zone de Cracovie. En ce qui concerne les minéralisations en Sardaigne, nous avons des analyses de la galène de la mine de San Giovanni. Elle contient 2 ou 3 kg à 6 kg d'argent par tonne de Pb, avec une moyenne de 2,5 kg/t d'argent. Certaines galènes des cavités karstiques dans le calcaire cambrien peuvent contenir jusqu'à 10 kg d'argent par tonne de plomb.

Lagny: Etes-vous certain que la terra rossa à veinules de galène que vous avez observé dans la brèche d'effondrement soit contemporaine du remplissage sulfuré de la base du gisement? Il ne me semble pas que Bogacz, Dzułyński et Harańczyk en fassent état dans leur note. Si mes souvenirs sont bons, le remplissage de la brèche d'effondrement est essentiellement constitué de sulfures à texture colloforme.

Violo: Je crois que le remplissage de terra rossa avec des veinules de galène est plus récent que la formation massive des sulfures. En effet, la terra rossa est plus répandue dans la partie du Bytom où les affleurements du Trias métallisés sont plus voisins à la surface, par exemple, dans la mine de Matylda. On pourrait dire que peut être une élaboration des eaux superficielles plus récente que la formation des sulfures massifs. Mais à l'échelle du gîte il me semble qu'il existe une variation dans la composition minéralogique des couches minéralisées (par exemple dans le gîte de Trzebionka où Smolarska* a décrit deux couches minéralisées), c'est à dire (a part la blende qui est répandue dans tous les gîtes), pyrite-marcasite dans la partie inférieure et galène dans la partie supérieure de l'horizon minéralisé.

Amstutz: Regarding the breccia picture you showed I should like to point to the fact that breccias are also abundant in normal sedimentary rocks and do not have to be connected with karst surfaces. In the Mississippi Valley-Bleiberg-Silesia deposits many breccia zones exist, either as seismic breccias or differential compression breccias. Since galena is always diagenetically late, it migrates, before consolidation, into spaces available to this "rest fluid" of sedimentary crystallization.

Violo: I am according to Prof. Amstutz that many types of breccia cannot be connected with karstic phenomena; in fact just in the Silesia ore deposits other types of breccia (as they have been described by Gruszczuk** and his coworkers) have been caused by different phenomena. But the supergene origin by weathering activity of the showed breccias is testified, I suppose, by several factors; these are visible in many mining districts as in Sardinia and Tunisia.

* Smolarska I. — "Characteristic of the zinc and lead ore deposit of the Trzebionka mine". Polska Akademia Nauk — Warszawa 1968.

** Gruszczuk N.: The genesis of the silesian — Cracow deposits of Lead-zinc ores. Econ. Geol. Monograph 3. 1967.

Observational Criteria for the Classification of Mississippi Valley-Bleiberg-Silesia Type of Deposits

(An attempt at a brief summary)

G. C. Amstutz

First, I would like to congratulate the organizing committee for promoting the discussion on mineral deposits in the Alps.

One of the groups of deposits are the Pb-Zn-fluorite deposits of the Mesozoic carbonate province. I thought, it might be of interest to point again to their great similarity with the Mississippi Valley deposits. Also, I feel an answer to the paper by Brown in the June 1970 issue of MINERALIUM DEPOSITA is needed. Yet, many papers so far presented at this meeting and many papers which appeared elsewhere (both, in the Journ. of Econ. Geol., and in MIN. DEP.), were actually direct answers to many negative points of Brown's paper.

At first, it may perhaps seem redundant to write another summary on the Mississippi Valley-Bleiberg-Silesia- or M. B. S. type of ores. Yet, a close look at the New York Symposium (Brown, ed. 1967), and especially at the recent attempt of a summary by J. S. Brown (1970) shows that many misunderstandings are hard to die, and a separation between facts and interpretation appears to be most problematic. Indeed, it would be easy to get discouraged in view of the fact that observations of very simple sedimentary features are ignored and suggested interpretations are said to be based on no observations even though they are printed or pictured on the same pages. As pointed out elsewhere, it is disappointing indeed to see how the genetic interpretation of ore deposits in some instances still rests on pre-Darwinian patterns of thought. These are of course entirely subconscious. The best way to get out of them is probably a continued discussion of observations which illustrate the logic of geological relations, and not to ignore them. Because of this situation and for the reasons just given, a new attempt is made to summarize the essential characteristics of the so-called M. B. S.-type of mineral deposits.

The term Mississippi Valley-Bleiberg-Silesia (M. B. S.) is preferred to the restrictive term Mississippi Valley for various reasons. First, the environment in which stratabound Pb-Zn-barite-fluorite-(Cu-Co-Ni)-deposits of sedimentary diagenetic traits are forming, are not restricted to continental platforms. Second, they are not restricted to one geological

period or to one continent. Third, in certain environments, they grade into Kupferschiefer or red bed, or massive sulfide deposits. Fourth, they range all the way from absent to positive volcanic-exhalative affiliation. They are observed in undisturbed as well as in metamorphosed and folded terrains.

Naturally the type name could include many more locality names in many continents, but this would not be convenient. The three names proposed here represent perhaps a "happy medium". Also, it is probably not very useful to apply only geotectonic differences for subdivisions in a classification of ore deposits.

Brown suggested, at the beginning of his paper, a wide and unclassified variety of criteria for classifying a deposit as of the Mississippi Valley type. At the end of his paper, he turns around and suggests to apply Pb-isotope ratios only. He wants to exclude all deposits which do not have J-type lead.

With regard to the unclassified collection of criteria, I should like to suggest a simple, but systematic set of criteria. These criteria ought to be equally useful for exploration as for theoretical work on the genesis. I have described many of them previously and will therefore only repeat the most essential traits.

Despite the diversities between the Pb-Zn-deposits of the Alps and the Mississippi Valley deposit just mentioned, there are many common traits. These may be summarized as follows:

a) **Regional scale:** An essential characteristic of most M. B. S. deposits is their "omnipresence" in carbonate provinces, both on continental platforms and along geosynclinal belts. As again shown by some authors of the New York Symposium on these deposits, the carbonate province extending from Alaska through Canada and the Middle West down to Texas and Mexico, contains hundreds of economic and non-economic deposits of this type. On the North American continent, this Paleozoic sedimentary province extends also to the West, for example the North of Washington State (Metalline District) and to the East (Appalachian equivalents, such as the Tennessee deposits in the same Paleozoic sediments).

Identical descriptions from literally all sedimentary carbonate provinces can be given with comparable, though not always equal quantities of the same stratabound base metal sulfide deposits. Consequently, this coincidence in space and time with a "host-rock" may be called large scale congruence. In the French terminology, these sedimentation environments are the regional or continental metallotect for the M. B. S. type of deposits. One of the best known areas is the Pb-Zn-Belt of the Alps.

b) On the **local** i. e. mine and outcrop **scale**, the M. B. S. type deposits coincide with such paleogeographic features as coast lines, bottom highs ("haut fonds"), both with or without a clearly developed reef facies, or with other zones (displayed by rhythmic sedimentation).

Many of these congruencies have been listed and pictured in the summary of Nicolini (1970). These again may be called metallotects of a second type. Most papers on such deposits which pay more than a

passing attention to the wall rock, described such metallotects in many details and show an almost perfect degree of congruency between ore features and the named sedimentary structures. Again, the book by Nicolini is specifically strong in regard to features on this scale. With regard to the Triassic of the Alps Maucher & Schneider (1967) have presented many important observations.

c) On the **handspecimen scale** a large number of typical sedimentary features have become known in M. B. S. ores during the past ten to fifteen years. Again, only some typical ones can be named, which are common to all or most of the deposits of the M. B. S. type.

The simplest ones are bedding features, such as simple layering, cross-bedding, ripple marks, associated stylolites, stratigraphic pinch-outs, swells, slumpages, intraformational breccias, load casts, etc. (compare the frontispiece of Larsen & Chilingar, 1967, and several other figures, e.g. figures 4, 6 and 7 in Amstutz et al., 1964, and figure 7 in Amstutz and Bubenicek, 1967).

More rarely, but statistically significant (because of a congruence of frequency of occurrences with and without ore), are such special features as sedimentary dykes with or without associated mud volcanoes, mud cracks, karst horizons, submarine erosion channels etc. (compare Park & Amstutz, 1968; Amstutz & Park, 1967; Maucher & Schneider, 1967; Park, 1969; Zimmermann, 1969a & b; Zimmermann & Amstutz, 1971). A very neat fossil mud volcano in Cambrian beds with sulfides in the Mississippi Valley province was described by this author for example in 1967 (figures 17 and 18).

Again, the congruencies on this level are astonishing and a most attractive field of research, which was neglected until about 12 years ago.

d) The **microscopic scale** has played a special role in the recent re-interpretations, especially within the Mississippi Valley itself (compare the papers by Amstutz et al., 1964, and Amstutz & Bubenicek, 1967, Park, 1969). On this scale the diagenetic crystallization and recrystallization sequences showed with perplexing clarity that even on this small scale and even down to very delicate details, perfect congruencies exist between the normal common mineralogy and the same sediments containing ore minerals. In this connection, the reference to the papers quoted should suffice (compare also Park and Amstutz, 1968; and Amstutz and Park, 1967 and 1970/71).

After this very brief summary of criteria which may be of use in the classification of M. B. S.-deposits, I should like to underline some prerequisites for a good hypothesis in ore genesis:

First, interpretations should not be made on evidence from one scale only; second, none of the congruencies are a priori more important than others; third, chemical or compositional evidence also works with congruencies (histograms, phase diagrams, etc.); fourth, the compositional (chemical, physicochemical) and the geometric (textural) evidence should be used "at par", i.e. none should be overrated; and finally, an interpretation or theory should be considered to be a working hypothesis, because our interpretations are all subjective, i.e. full of cultural, which

means historical and geographical relativity; and we need the next younger generation or colleagues with a different cultural background to tear us loose from our own idiosyncracies, our own subconscious ties to stiff dogmas. These bonds have a different character and lie in different fields in each generation.

Now with regard to the suggestion of Brown at the end of his paper, to classify the Mississippi Valley type of deposits only according to Pb-isotopes: It appears somewhat peculiar, in principle, to use a property of unknown nature as a criterion for classification. Why not use the known properties? Also, one should not be satisfied with the result of the "J-type pattern", i. e. with words such as "undatable, futuristically anomalous lead" (Brown, 1970, p. 117). We want to know the reason for the anomalous nature. This reason must lie in so far unknown factors of isotopic fractionation. Here is an interesting open field for investigation. On the ground of a perfect match of the textural evidence on all four scales, we suspect that the fractionation factors are of diagenetic age. Whether the originally available lead was also different or not, in the three different areas, is equally unknown. Therefore, we are presently investigating the isotopic ratios of lead with different diagenetic histories and from different facies paleogeographic environments. Combined with fluid inclusion data, we may perhaps obtain an answer and eliminate the enigma of the J-type lead.

At many places of Brown's paper, one finds statements which, to an economic geologist trained before about 1960, sound like reasonable objections, but to a sedimentologist are not acceptable. This only illustrates the enormous gap in the traditional education of the so-called "economic geologists". (After presenting the first paper on sedimentary features in sulfide deposits at the Annual Meeting of the SEPM in Dallas in 1958, one of the leading sedimentologists came to me and said: "Finally an economic geologist is getting interested in sedimentary textures. Please, let us have your paper for publication"). But this gap still has to be closed in some universities, despite the fact that by far the largest proportion of today's base metal deposits occurs in sediments.

Some of these statements in Brown's paper are:

1. On replacement (p. 115—116): "... many European geologists simply cannot accept in the light of their conviction that no positive evidence has yet been developed to prove that the geopetal features on which so much stress is laid could not be merely pseudomorphs from later replacement, or results of solution and settlement in lithified rocks long after diagenesis". In view of such statements, it is hard to refrain from saying: "please look closer". An old Missouri slogan says: "I'll believe it when I see it", and if you look close enough, what do you see? You see details which in part have been published — but obviously not often enough: one sees first of all no textural evidence for postdiagenetic replacement. And if there is a replacement, it has been shown on the grounds of ample sedimentological evidence that it is of diagenetic age. Also, this replacement affects only specific crystal phases and not complete nodules. But

the positive evidence for a diagenetic age is abundant. In figures 4, 6, 7 and Plate II, and again in figure 9 in Amstutz et al. (1964) and figures 3, 4, 5, 7, 17, 18 and Plate II, and other figures from the Mississippi Valley or similar sedimentary provinces in Amstutz and Bubenicek (1967), the textures display an obvious diagenetic crystallization sequence. This is seen on the basis of many converging patterns, such as the decreasing idiomorphism of later ("overgrown") phase, the fracturing of earlier phases (pyrite-marcasite); the filling of the breaks by later phases (e. g. chalcopyrite or galena or late carbonates); the load cast formation by the agglomerations of early phases (marcasite-pyrite nodules), which are obviously denser than their surrounding matrix rich in clay minerals and carbonate ooze.

If this evidence is not positive enough, one wonders how J. S. Brown would like to define the term positive. It is certainly very negative for any epigenetic mimetic replacement theory. In addition, other logic approaches (observations and analogies, compare Amstutz, 1967/69) make an epigenetic interpretation most improbable if not impossible.

The results of the fluid inclusion work are used as a strong hold of the epigeneticist. There is hardly any justification to this, because of the following reasons: The temperatures known to exist during diagenetic stages certainly approximate those found by the inclusion work. The difference between the average of these temperatures is not essential enough to cast any serious doubt on a diagenetic age of the sulfide crystallization, inasmuch as the understanding of the process of inclusion formation is still somewhat incomplete. The methods of fluid inclusion work and the detailed observations have reached a remarkably high level; but it is naive to believe that sophistications of interpretations always stay in pace with that of the observations. To mention only some questionable steps in the interpretations given in some papers; it is highly improbable that the volume of fluid and gas is representative, if the concentrations differ so strongly from those known from pore solutions during the early and medium periods of diageneses. Consequently, the heating temperatures may require certain corrections. It is hoped that the weight of all the other criteria speaking for a diagenetic age of sulfide crystallization will prompt more work on the unknown factors involved in the inclusions of trapped fluids. A detail to be investigated more closely is the surface chemical effects of the trapping of fluids. Obviously the concentrations present near the surface of a crystal and in slowly shut off cavities may be different from those in pores. Also the time of formation of the cavities (e. g. during the diagenetic crystallization or the recrystallization process) is important. Consequently, the textural position (paragenetic generation) of the sample is important and any fluid inclusion data without accompanying petrographic information are not of much use.

Before closing, I should like to make a remark on the use of the terms syngenetic and epigenetic. Rather than to ban these terms, they ought to be used more carefully in the literature. Both terms are quite useful, if the reference in space and time is given. This means, these terms have to

be given in relation to something else. Also, we have to realize that petroleum geologists and sedimentologists use the term in a different way; for them, diagenesis is already epigenetic.

I simply propose and repeat here that the use of the two terms is perfectly in order, if and when the space and time relation is given. Let me illustrate this briefly with two examples:

— The sulfidization of fossil plants is certainly epigenetic with regard to the tree growth; it may also be epigenetic with regard to the transportation and the beginning of the decay. However, it may be syngenetic in regard to the burial and diagenetic fossilization.

— The same is true with regard to the sulfidization of mafic minerals in crystal sands around fumarolic activity.

The determination of "syn" versus "epi" is normally one of congruence versus non-congruence, as pointed out many times elsewhere.

In conclusion, and also in answer to the lengthy discussion by Brown, I would like to suggest the following:

Regional, paleogeographic, and local concordances or congruencies between the ore and the country rock are not "minor facets of the evidence", as Brown states. They are rather the main criteria in exploration and even those which have made the new lead belt in Missouri many times more important than before 1958. These regional and textural criteria also served as the best exploration guides in the Alps, as we have seen in many interesting papers in this Symposium.

Bibliography

Amstutz, G. C., Ramdohr, P., El Baz, F., and Park, W. C. 1964, Diagenetic behaviour of sulphides. In: Amstutz, G. C., ed.: *Sedimentology and ore genesis. Development in sedimentology* 2. 184 p. Elsevier, Amsterdam.

Amstutz, G. C., and Bubenicek, L. 1967, Diagenesis in sedimentary mineral deposits. In: *Developments in sedimentology* 8: Diagenesis in sediments, p. 417—475. Elsevier, Amsterdam-London-New York.

Amstutz, G. C. 1967/1969, The logic of some relations in ore genesis. In: *Sedimentary Ores. Proc. 15th Inter-University Congress*, p. 13—26, Leicester, Dept. of Geology.

Amstutz, G. C., and Park, W. C. 1967, Stylolites of diagenetic age and their role in the interpretation of the Southern Illinois fluorspar deposits. *Mineral. Deposita* 2, p. 44—53. Berlin.

Amstutz, G. C., and Park, W. C. 1970/71, The Paragenetic Position of Sulfides in the Diagenetic Crystallization Sequence. In: *Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue* 3, p. 280—282 (1971). *Proc. IMA-IAGOD Meetings 1970, IAGOD Vol.*

Brown, J. S., ed. 1967, *Genesis of Stratiform Lead-Zinc-Barite-Fluorite Deposits. Econ. Geol. Pub. Co., Monograph* 3.

Brown, J. S. 1970, Mississippi Valley Type Lead-Zinc Ores. *Mineral. Deposita* 5, p. 103—119. Berlin.

Larsen, G., and Chilingar, G. V., ed. 1967, *Diagenesis in Sediments. Developments in Sedimentology* 8. Elsevier, Amsterdam.

Maucher, A., and Schneider, H. J. 1967, The Alpine Lead-Zinc Ores. In: *Symposium: Genesis of Stratiform Lead-Zinc-Barite-Fluorite Deposits. Econ. Geol. Pub. Co., Monograph* 3, p. 71—89.

Nicolini, P. 1970, *Géologie des concentrations minérales stratiformes*. 792 p. Gauthier-Villars, Paris.

Park, W. C. 1969, The genesis of the Southern Illinois fluorspar deposits. Ph. D. thesis, 226 + 153 p. Heidelberg.

Park, W. C., and Amstutz, G. C. 1968, Primary 'Cut-and-Fill' Channels and Gravitational Diagenetic Features. Their Role in the Interpretation of Southern Illinois Fluorspar Deposits. Mineral. Deposita 3, p. 66—80. Berlin.

Zimmermann, R. A. 1969a, Sediment-Ore-Structure Relations in Barite and Associated Ores and Sediments in the Upper Mississippi Valley Zinc-Lead District Near Shullsburg, Wisconsin. Min. Deposita 4, p. 248—259. Berlin.

Zimmermann, R. A. 1969b, Stratabound Barite Deposits in Nevada. Min. Deposita 4, p. 401—409. Berlin.

Zimmermann, R. A., and Amstutz, G. C. 1971, Intergrowth and crystallization features in the Cambrian mud volcanoes of Decaturville, Missouri, U.S.A. In: "Ores in Sediments". SGA Symposium at the VIIIth International Sedimentological Congress 1971. IUGS, Series A, no. 3 (in print).

SUMMARY

An attempt is made to give a systematic list of genetic criteria for a classification of Pb-Zn-Cu-(Ni-Co)-Ba-Deposits of the Mississippi Valley-Bleiberg-Silesia type of deposits.

Four classes of criteria are given starting with the regional scale and proceeding to the outcrop, handspecimen and microscopic scale.

DISCUSSION

Petrasccheck: I don't feel perfectly happy if the alpine lead-zinc deposits, alpine in the geographical sense, are parallelized with the epicontinental type of the Mississippi-Valley-Upper Silesia-Cévennes in Southern France. I think there is a fundamental difference. The alpine Pb and Zn deposits are Triassic and occur in a geosyncline. Maybe a miogeosyncline, but anyhow it is not epicontinental. We have a clear submarine volcanism, we have thick series, and so without any other conclusions I think it would be better to distinguish this paleogeographic environment.

Amstutz: Thank you for this interesting question. Professor Petrascheck has mentioned three terms. One, epicontinental versus geosynclinal, two, the facies and three, the volcanism. I agree with the regard to the first point, the geotectonical difference. About the third one, we are not sure yet. In the Mississippi Valley, as a matter of fact, in the center of the Mississippi Valley mineralization, there is in the same age, in the Cambrian, a volcanic explosion crater and volcanic tuffs. This fact has been kept secret for about ten years by the St. Joseph Lead Company, but we now know that volcanism occurred. So this is not a real difference. Now with the regard to the second item, the facies, I don't think that we find big enough differences to use it as a differentiation.

Uytenbogaardt: It does not completely belong to the lecture but can Prof. Amstutz tell us in a few minutes something about the lead and zinc of the MBS type of deposits?

Amstutz: The first part of the answer is something which I always emphasized in Missouri to my students: that I believe that this is not the first question to ask. It is much more important to look first at the deposit and to develop the geometric and geochemical criteria for a mode

of deposition. This will help us then to answer the second question: Where did the metals come from? Now, in regard to Missouri, or rather all the Mississippi Valley type deposits, we don't find any channel-ways. So this already points to other possibilities and it is also very likely impossible to have it form in a way in which Brown suggested in his book on ore genesis. The question, where did the lead come from, has to be answered in the next few years. I don't believe it is such a terribly important question because if you make a geochemical balance over these huge provinces including, of course, the sandstones and the shales in them, the total Pb and Zn which you get is not higher than the average Pb and Zn which is reported as an average for sediments. Why is this so? The concentration of these elements follows similar lines as the concentration of Ca, Si and some other elements. The average sediment composition is much more differentiated, than that of the igneous rocks. If you take the average igneous rock, you always have SiO_2 between 35 and 70 %, or even narrower. But if you take the sediments, the concentration of the SiO_2 in the average limestone is very low, and in the average sandstones it is very high, and this we can say for practically all elements.

So I am not astonished that we also get very pure PbS beds, in the Lead Belt for example, or here in the Alps, or very pure ZnS beds. So I am not astonished at that, and I think we can derive in most places these metals as a product of erosion which travelled in suspension to the oceans. The next step we don't know yet, but there are five laboratories at least working on a solution for it. What we would like to know during the next 5 or 10 years are the factors which lead to a concentration of the dissolved or adsorbed metals in preferred areas. And as soon as we know them, we may also be able to say more about the origin of the elements. I think they can be of an exhalative or a purely erosional origin. To me this question is not so important as to some other colleagues.

Maucher: Zu Ihrer letzten Frage nach der Herkunft der Erze möchte ich mich auf den Standpunkt von Herrn Amstutz stellen. Es ist gar nicht so wesentlich, wo das Material herkommt, und ich glaube, daß man diese Frage gar nicht eindeutig beantworten kann. Es wird Lagerstätten geben im karbonatischen Milieu, bei denen die Metalle aus reinen Verwitterungslösungen kommen, und es wird Lagerstätten geben, bei denen sie aus salinaren Lösungen kommen, und es wird Lagerstätten geben, bei denen sie aus vulkanischen Lösungen kommen. Hier wird wahrscheinlich der wesentliche Unterschied zwischen den epikontinentalen und den geosynklinalen Lagerstätten liegen. Man muß also erwarten, daß die ganzen Untersuchungen über die Herkunft der Metalle sehr verschiedene Ergebnisse geben werden. Es wäre völlig falsch, sich darüber zu streiten. Das Wesentliche ist die Frage, was ich schon mehrfach gesagt habe, des Milieus, in dem die abgelagerten Erze angereichert werden. Dies ist die erste und wichtigste Frage. Die Frage, wo die Lösungen her sind, ist in Wirklichkeit die sekundäre Frage.

Wenn wir uns über eine Erzlagerstätte unterhalten und über ihre Genese, dann wollen wir ja wissen, durch welche Vorgänge die erhöhte

Stoffkonzentration an dieser Stelle entstanden ist. Der Vorgang der Konzentration ist das Wesentliche, nicht der Vorgang der Zufuhr, denn die Zufuhr allein bedeutet noch keine erhöhte Konzentration. Wenn ich von einer Lagerstätte als »syngenetisch« spreche, darf ich das nur tun, wenn der Konzentrationsvorgang syngenetisch, das heißt gleichzeitig und auf dieselbe genetische Art und Weise abgelaufen ist wie die Bildung des umgebenden Gesteins. Epigenetisch darf ich nur etwas nennen, dessen Konzentration nachträglich, nach der Entstehung des Umgebungsgesteins erfolgt ist. In der Diskussion werden »syngenetisch« und »epigenetisch« meistens auf ganz verschiedene Dinge bezogen und gar nicht mehr auf den Vorgang der Stoffanreicherung in der Lagerstätte. Daher kommen die großen Mißverständnisse. Wenn wir immer nur vom Konzentrationsvorgang sprechen würden, dann wäre der Fall der Syngeneise oder Epigeneise in seiner Definition sehr klar.

The Problem of the Ore-Mobilization and -Transport in the Lead-Zinc-Ore Deposits of the Ost-Alpine Middle Triassic Beds

Hans-Jochen Schneider

SUMMARY

After twenty years of discussion on the genesis of the so-called Alpine lead-zinc-ores now the major part of our colleagues agree upon the syngenetic (partly syn-sedimentary) origin of the ore matter. However, in the most deposits there are dominating replacement structures (chiefly the mineable ore bodies!) and unconformable ore veins, which we now must interpret as products of remobilization processes. The different stages of transformation and recrystallization are fixed in many figures, from the scale of thin sections up to outcrops.

Graingrowth and replacement fabrics of ores as well as of carbonate host rocks show nearly the same stages, thus proving their interdependency with the diagenetic development. Whereas ore fabrics reveal an evident tendency to a more rapid graingrowth than the carbonate rock. Interpretations of this well known behavior are presented by activity of formation water and specific physico-chemical conditions during the diagenesis.

The most important groups of factors controlling the diagenetic transformation processes and remobilization of ore matter are:

1. Solubility equilibria of primary sulfides.
2. Facies of sedimentary host rock and its paleogeographic patterns.
3. Composition and physico-chemical conditions of pore solutions and their alteration (e. g. salinity, concentration, temperature, pressure).
4. Permeability of host rock, changing with diagenetic stages.
5. Succession and intensity of all processes depending on the geological history (e. g. geosyncline — orogenesis).
6. Spatial trend (direction) of the acting fluids (solution — transport — precipitation).

DISCUSSION

Amstutz: I simply would like to underline for my part, as an outsider, the importance of this very early work and it is certainly nice to look back now and see how important these observations have been. I would again

like to say how happy I was to visit Munich in 1958 and to see my observations in the Mississippi Valley confirmed. After 1958 I had an opportunity for frequent exchange. Now back to the subject: I am not sure whether I would agree with your term "early diagenetic". I suggest in turn to use the terminology of D a p p l e s and of some other sandstone and carbonate specialists who do not consider anything early any more when cementation has started. There are normally three phases of diagenetic differentiation. What you consider here an early diagenetic remobilization in their terms would be called middle or late diagenetic re-working, because as soon as the cementation has started or is finished, this is already middle to late diagenetic. I am very concerned about this point because I think it is possible to date the sulfide crystallization during diagenesis. Many features, many texture patterns of PbS are only existing the way as we see them because PbS is distinctly late diagenetic. Sphalerite is normally middle diagenetic and pyrite is the so-called "Durchläufer". Much of it is early, but some of it is occasionally also late. And to finish my point, here I think many geometric patterns we see in regard to the galena are due to its ability to migrate during the early and the middle diagenetic periods. And to migrate sometimes with the mud. So I think it is extremely important in the sedimentary sequence to find a rock which has not been recrystallized so many times, in order to date and to observe the patterns there and to date also the sulfides. And then to go beyond and to look at the more recrystallized patterns. That is also the suggestion I make with regard to the metamorphic deposits. I myself don't dare to look at the metamorphic deposits without knowing the normal metamorphic sequence.

Schneider: The problem of calling this early diagenetic or middle diagenetic processes, that's a problem very often discussed amongst all sedimentologists especially those dealing with carbonate rocks. I showed you a slide of the so-called Wetterstein limestone with a special texture. We have small parts of two to three cms in diameter (they are stained by alizarine-S red as calcite) and outside you have a white or grey rim. They are formed by an early diagenetic dolomite. And this also has been accepted by Mr. Falk and Mr. Friedman, just in Heidelberg we had a discussion about it. I know or we all know in Germany that a great part of sedimentologists, especially American colleagues, don't believe in this. But now they are changing their minds. You see, this rim of dolomite is formed during the resedimentation of the breccia. And this was proved for the early diagenesis. Because, this is only possible, this dolomite forming, at that period by short uplift at the supertidal level. And this is observed also today, recently. In the reefs of the Caribbean Sea and in the Persian Gulf have been observed these recent early diagenetic formings of dolomite. And also Müller observed this and has published it, from the Teneriffa, I suppose. And if you have in the same part of where you have some brecciated parts of galena or sphalerite, then you must agree with the early diagenetic process.

Amstutz: I won't disagree with this, but what we actually have here is a misunderstanding. I entirely agree with you that you have two

periods of diagenesis, one first formed the zinc layers which then were brecciated, and then followed the second period of diagenesis, this is, you have at the early stage of diagenesis the change around the rim. You have two periods of diagenesis, and one may speak of a rejuvenation of diagenetic crystallization.

Schroll: Die Lagerstätten der ostalpinen Mitteltrias haben ihre thermische Geschichte. Darüber, ob die syngenetische Ausscheidung bei hoher Temperatur erfolgt ist, kann man streiten. Aber die Annahme des zweiten thermischen Ereignisses, das Sie in die Kreide oder in den Jura verlegen, möchte ich durch folgenden Gesichtspunkt unterstützen: Wir können die Existenz des blauen Anhydrites, der eine Spätbildung ist und nach den Isotopenuntersuchungen Meerwassersulfat enthält, nur so erklären, daß es primären salinaren Gyps gegeben hat. Die unregelmäßigen Verdrängungsmassen blauen Anhydrites müssen zu einem späteren Zeitpunkt unabhängig von der Vererzung gebildet worden sein.

Es wird noch folgende Frage gestellt: Sie haben mikroskopische Einschlüsse von Erzmineralen erwähnt, die Sie in Bleiglanz und Zinkblende gefunden haben. Es hätte mich interessiert, ob Sie auch Thalliummineralien gefunden haben und welche?

Klemm: Tl-Gehalte ließen sich in der Schalenblende lediglich auf diskreten Schalenpartien qualitativ mit der Ionenmikrosonde nachweisen. Ob das Tl an submikroskopische Kristallite im Porenvolumen an das ZnS gebunden vorliegt, ließ sich nicht ermitteln.

Maucher: Vor nunmehr 20 Jahren hat Herr Schneider seine Arbeiten über die Blei-Zink-Lagerstätten in Karbonatgesteinen der alpinen Trias begonnen. Es soll hier betont werden, daß er der erste war, der die syndimentären Strukturen erkannt hat. Es ist sein Verdienst, die wertvolle Diskussion über die Blei-Zink-Lagerstätten in Karbonatgesteinen (z. T. gemeinsam mit Taupitz) ausgelöst zu haben. Seine Ergebnisse wurden von mir in einer gemeinsamen Arbeit bereits 1956 beim Internationalen geologischen Kongress in Mexiko vorgetragen. Ich möchte hier auf die Priorität von H. J. Schneider und auf seine Verdienste heute, nach 20 Jahren, betont hinweisen.

Neue Aspekte zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten am Beispiel einiger Paragenesen vom Ostrand der Alpen

Werner Tufar

Zusammenfassung

Bisher wurden die Eisenspat-Lagerstätten am Ostrand der Alpen als typisch »jung«, d. h. alpidisch und als tektonisch nicht beansprucht angesehen. Die Neuuntersuchung gewisser Siderit-Lagerstätten zeigte, daß diese Auffassung nicht weiter aufrechterhalten werden kann. Diese Siderit-Lagerstätten lassen ein präalpidisches Alter sowie starke tektonische Beanspruchung und Durchbewegung erkennen. Sie liegen heute in umgeprägter, metamorpher Form vor. Zum gleichen Ergebnis führte die Untersuchung einer in diesem Gebiet neu aufgefundenen Vererzung mit sideritischem Karbonat, welche als charakteristische Gemengeteile Granat, Graphit und Molybdänglanz enthält.

Jene Paragenesen mit Siderit lassen ersehen, daß Siderit in genetisch unterschiedlichen Bildungen auftritt und ergeben ferner, daß Siderit und somit Spatlagerstätten in den Ostalpen auch in voralpidischer Zeit gebildet wurden.

Durch die Untersuchung dieser Eisenspat-Lagerstätten wird die Problematik der bisherigen Auffassung der ostalpinen Spatlagerstätten und damit der Metallogenese der Ostalpen veranschaulicht.

Experimentelle Untersuchungen widerlegen ebenfalls, daß die in den verschiedenen Stockwerken auftretenden ostalpinen Spatlagerstätten einer gemeinsamen Bildung angehören.

Die ostalpinen Spatlagerstätten stellen keine zusammengehörige einheitliche Gruppe dar. Sie wurden, wie überhaupt die Lagerstätten der Ostalpen, sowohl in alpidischer wie in präalpidischer Zeit gebildet.

Die Spatlagerstätten der Ostalpen nehmen seit langem bei der Behandlung des Problems der ostalpinen Metallogenese eine besondere Stellung ein. Der Mineralinhalt, die Entstehung und das Alter der Siderit- und Magnesitlagerstätten der Ostalpen wurde in einer großen Anzahl von Veröffentlichungen untersucht.

Von den älteren Arbeiten sei besonders auf die Beiträge von K. A. Redlich (1903, 1907, 1909, 1914, 1931, 1934) und K. A. Redlich und O. Großpietsch (1913) zu diesem Thema verwiesen.

Das Fundament vieler Untersuchungen über die Vererzung der Ostalpen bilden die vergleichenden Lagerstättenstudien an Magnesiten und Sideriten der Alpen von W. Petrascheck (1932).

Darin folgert W. Petrascheck (1932), daß die Magnesite und Siderite der Ostalpen eine einheitliche und genetisch zusammengehörige Gruppe darstellen, gleichgültig ob sie in Gestalt von metasomatischen oder gangförmigen Lagerstätten auftreten. Darüber hinaus wären die Magnesite und Siderite in den Alpen zonar angeordnet, wobei diese zonare Anordnung durch die Tiefenlage und nicht durch des stratigraphische Niveau bedingt werde. Selbst innerhalb des alpidischen Zyklus stuft er die Lagerstätten jung ein, da sie posttektonisch wären und nur Spuren germanotyper Tektonik erkennen ließen. Eine Rekristallisation oder eine Metamorphose von Lagerstätten schließt W. Petrascheck (1932) aus, da nach seinen Untersuchungen die Lagerstätten noch ihr Primärgefüge zeigen. Nur gelegentlich soll eine lokale Mylonitisierung auftreten.

E. Clar (1947, 1953) bestätigt in seinen zusammenfassenden Untersuchungen über die ostalpine Vererzung die Auffassung von W. Petrascheck (1926, 1932, 1947). Als Begründung für eine einheitliche alpidische Vererzung der Ostalpen führt E. Clar (1953) die räumliche Zonengliederung und das alpidische Alter an, d. h., die Lagerstätten wären jünger als die Haupttektonik der Ostalpen.

Kürzlich wurde von E. Clar (1965) eingehend das Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen behandelt und bei dieser Gelegenheit unterstrichen, daß dieses Bewegungsbild die Zonenanordnung der alpidischen Metallogenese bestätige. Er verweist dabei auch auf die Eisenspat-Lagerstätten des Alpen-Ostrandes. Nach seinen Untersuchungen läge der Herd für den azendent-epigenetischen Anteil der spätorogenen und in bezug auf die tektonischen Strukturen post- bis parakinematischen Vererzung im Mobilisationsbereich der metamorphen Tiefenachse des Gebirges. Die Mobilisation selbst hätte sich in der Oberkreide und im Alttertiär vollzogen. Das heutige Nebeneinander der metallogenetischen Zonen sei auf den Vorgang des Zergleitens in jüngerer Phase aus einer ursprünglich vertikalen Folge während der Lage über dem Herdgebiet abzuleiten. Der bestechendste Hinweis auf diesen Vorgang wäre nach E. Clar (1965) die schon von W. Petrascheck stark hervorgehobene Verdopplung der Sideritzonen: In Nordkärnten und im Wechselabschnitt stehe der reichen Sideritzone der nach Norden abgeglittenen Grauwackenzone parallel dazu eine südlichere Sideritzone im tektonisch tieferliegenden und zurückgebliebenen Kristallin (mit relativ autochthoner Sedimentdecke) gegenüber. Wenn man die beiden gedanklich übereinander anordne, entspräche dies im Mittelabschnitt auch einer Abfolge ihrer Bildungstemperatur.

Für die zu seiner westkarpathisch-alpinen Erzprovinz zählenden Lagerstätten der Ostalpen unterstreicht W. E. Petrascheck (1955, 1963), einmal den großzügigen Zonarbau mit symmetrisch abnehmender Bildungstemperatur. Dieser wäre von einem Tiefenherdbereich unter den Zentralalpen ausgegangen. Das junge Bildungsalter der Lagerstätten, vorwiegend tertiär, teilweise auch noch oberkretazisch, wäre gesichert.

Vor kurzem ging W. Petrascheck (1966) von diesem Schema etwas ab. Er nimmt zwar weiterhin nur ein alpidisches Alter für die ost-alpine Vererzung an, verteilt diese aber zeitlich auf die gesamte Dauer der Evolution der Ostalpen vom alpidischen Geosynklinalstadium bis in das spätorogene tonalitische Intrusionsstadium. Was den bisher unterstrichenen Zonarbau anbelange, so hätten die mehrphasigen Deckenschübe und die auf den periadriatischen Tonalitplutonismus zurückgehende spät-orogene Gold- und Sideritvererzung im zentralen Alpenkern das scheinbare Bild einer einheitlichen symmetrisch-zonaren Vererzung geschaffen.

In zahlreichen Arbeiten behandelt O. M. Friedrich (1942—1969) die Vererzung der Ostalpen und dabei besonders deren Siderit- und Magnesitlagerstätten. Auch er stuft die Lagerstätten der Ostalpen, von wenigen Ausnahmen abgesehen, als »jung«, d. h. alpidisch, ein. Die Lagerstätten des Alpen-Ostrandes werden von O. M. Friedrich (1968) in einer kürzlich erschienenen zusammenfassenden Arbeit als einheitlich alpidisch eingestuft. Die zahlreichen altersmäßig und genetisch so unterschiedlichen Lagerstätten dieses Gebietes wurden allerdings nicht näher untersucht. In einer früheren Zusammenfassung hatte O. M. Friedrich (1962) als Beweis für ein alpidisches Alter angeführt, daß in Lagerstätten dieses Gebietes »...kein Siderit bekannt ist, der durchbewegt und nachher rekristallisierte...«.

Wieweit die hier abrißhaft skizzierte bisherige Auffassung eines jungen, d. h. alpidischen Alters der Vererzung der Ostalpen und somit deren Spätlagerstätten, zutreffend ist, läßt sich am Beispiel einiger Siderit-Lagerstätten des Alpen-Ostrandes überprüfen.

Vorkommen von Eisenspat treten an mehreren Stellen im unterostalpinen Semmering-Mesozoikum auf. Ihr Alter steht somit als alpidisch fest.

In der Grobgnéisserie des unterostalpinen Altkristallins, einer voralpidischen Kristallinserie mit alpidischer Diaphthorese, liegt die Eisenspat-Lagerstätte von Pitten. Die Neuuntersuchung dieser Siderit-Lagergänge durch W. Tufar (1970a, 1972) ergab ein präalpidisches Alter der Vererzung. Diese wurde stark tektonisch beansprucht und durchbewegt und liegt heute in umgeprägter, metamorpher Form vor. Durchbewegter und nachher rekristallisierter Siderit läßt sich — entgegen der Schlußfolgerung von O. M. Friedrich (1962) — in dieser und in anderen Siderit-Lagerstätten dieses Gebietes nachweisen. Eine Metamorphose des Vorkommens fand bereits in voralpidischer Zeit statt und führte zu der für Pitten typischen Magnetit sprossung in den Siderit-Lagergängen. Diese zeichnen sich durch einen mannigfaltigen Mineralinhalt aus, was sowohl Gangarten wie Erze anbelangt.

Im Altbestand dieser Lagerstätte läßt sich mit sideritischem Karbonat auch Hochtemperatur-Kupferkies nachweisen. Daraus ergeben sich Bildungstemperaturen, wie sie von alpidischen Paragenesen in diesem Gebiet nicht erreicht wurden (vergl. W. Tufar (1963, 1968a, 1969). Diese Temperaturen waren außerdem um einiges höher als jene, welche die bisherige Auffassung für die gegenüber den Sideriten als höher temperiert angesehenen Magnesite annimmt.

Charakteristisch sind für diese Vererzung außerdem Magnetkies, Wismutglanz und Spuren von gediegenem Gold. Dies ist von Bedeutung, da H. Meixner (1953a) in einer zusammenfassenden Arbeit anführt, daß ein bemerkenswertes Ergebnis das Fehlen von Bi-Mineralen im Eisenspatlagerstättenzug vom Semmering über den steirischen Erzberg bis zur Teltschen bei Aussee sei. Wie die Untersuchungen von W. Tufar (1972) zeigten, tritt in der Eisenspat-Lagerstätte von Pitten neben Wismutglanz noch Emplektit auf. Außerdem finden sich nach W. Tufar (1965) gediegenes Wismut, Wismutglanz, Emplektit und (?) Aikinit-Patrit im Siderit der Knappenkeusche bei Steinhaus am Semmering.

Die ebenfalls im unterostalpinen Altkristallin gelegene Lagerstätte vom Buchwald ober Waldbach stellt nach W. Tufar (1968c) wieder eine präalpidische Bildung dar. Diese zeichnet sich durch die Paragenese Siderit-Granat aus und enthält ebenfalls Hochtemperatur-Kupferkies. Granat verdrängt in dieser Vererzung Siderit und sprießt sogar im Rekristallinat von Siderit. Die Kristallisation von Granat geht auf eine voralpidische Regionalmetamorphose zurück. Da dieses Mineral in alpidischer Zeit nicht in diesem Gebiet gebildet wurde, ermöglicht Granat durch sein Auftreten somit eine altersmäßige Einstufung dieser Siderit-Vererzung.

Eine von W. Tufar (1970b) neu aufgefundene benachbarte Vererzung im Kristallin NW von Voralpe in der Oststeiermark ist wieder durch die Paragenese sideritisches Karbonat-Granat gekennzeichnet, wobei auch hier das sideritische Karbonat von Granat verdrängt wird. Es liegt eine syngenetische, präalpidische Vererzung vor, in der als weitere charakteristische Erze Graphit und Molybdänglanz auftreten.

Die Paragenese Siderit-Granat stellt einen eigenen Typ ostalpinen Spatlagerstätten dar. Hier kommen noch Graphit und Molybdänglanz dazu.

Graphit und Molybdänglanz treten als charakteristische Gemengteile zusammen auch in sulfidischen Vererzungen dieses Gebietes auf. Beide Erze geben Hinweise auf euxinische Verhältnisse im ursprünglichen Sediment vor der präalpidischen Regionalmetamorphose. Sie lassen ferner erkennen, daß die Mitwirkung syngenetischer und sedimentärer sowie biogener Prozesse bei der ostalpinen Metallogenese, einschließlich der Bildung von Spatlagerstätten, doch nicht ganz von der Hand zu weisen ist.

Die kurze Besprechung dieser drei Eisenspat-Lagerstätten ergab die Tatsache, daß Siderit in den Ostalpen schon in voralpidischer Zeit gebildet wurde und läßt außerdem ersehen, daß dieser in genetisch unterschiedlichen Bildungen auftritt.

Die alpidische Orogenese und die damit verbundene Metamorphose, welche im Altkristallin zu einer Diaphthoresis (Chloritisierung) führte, fand die Lagerstätten schon fertig gebildet vor und führte in diesen zu einer Chloritisierung.

Diese Eisenspat-Lagerstätten eignen sich durch ihre tektonische Stellung vorzüglich dazu, die auf W. Petrascheck (1926, 1932) zurückgehende Ansicht einer zonaren Anordnung und genetischen Verknüpfung der Siderit- und Magnesit-Lagerstätten näher zu untersuchen. Eine »Bluts-

verwandschaft« der ostalpinen Siderit- und Magnesit-Lagerstätten glaubt auch H. Meixner (1953b) bewiesen zu haben.

Geht man von einer Zusammengehörigkeit zwischen den als höher temperiert (tektonisch tiefer) aufgefaßten Magnesit-Vorkommen und den dagegen als tiefer temperiert (tektonisch höher) betrachteten Siderit-Lagerstätten aus, so zeigen diese in den beiden oberostalpinen Grauwacken-Decken tatsächlich eine Niveaubeständigkeit bzw. Schichtgebundenheit. Die Magnesit-Lagerstätten finden sich im Karbon der Unteren Grauwacken-Decke (Veitscher Decke), während die Siderite im kalkigen Altpaläozoikum der Oberen Grauwacken-Decke (Norische Decke) auftreten. Diese Niveaubeständigkeit läßt auch an die Möglichkeit von »schichtgebundenen« präalpidischen Mineralisationen denken.

In den tektonisch höheren, ebenfalls oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen, somit oberhalb der Siderite der Oberen Grauwacken-Decke, wird die Trias sowohl von Siderit wie von Magnesit vererzt.

Unterhalb der Magnesite der Unteren Grauwacken-Decke, tektonisch tiefer und unter dem Oberostalpin, finden sich ebenfalls Siderit- und Magnesit-Lagerstätten. Sie treten sowohl im Mittelostalpin wie im Unterostalpin auf, außerdem sind Karbonspäte aus Lagerstätten im Pennin bekannt.

Wie diesem mehrmaligen Wechsel bzw. Nebeneinander und Übereinander von Magnesit- und Siderit-Lagerstätten zu entnehmen ist, kann eine einheitliche Spatvererzung bzw. Spatmineralisation in den Ostalpen ausgeschlossen werden.

In diesem Zusammenhang muß aber unterstrichen werden, daß F. Angel und F. Trojer (1953, 1955) nach ihren Untersuchungen für einen Teil der Spatmagnesite der Ostalpen eine variszische Metasomatose von Kalksteinen des Silurs bis Karbon folgern.

O. M. Friedrich (1968) versucht durch Neueinführung seiner »Lagerstätten des Geosynklinallagerstadiums« des alpidischen Zyklus eine voralpidische Anlage von u. a. Spatlagerstätten auszuschließen. Er führt die »Geosynklinallagerstätten« auf unbewiesene bis in das Sima reichende Risse zurück und läßt die Anlage dieser Lagerstättengruppe bereits im Perm beginnen.

Wie im östlichen Mittelmeergebiet zu ersehen ist (vergl. R. Brinkmann (1966) kam es aber bereits im Oberkarbon zur Anlage der alpidischen Geosynklinale. Ohne hier näher darauf einzugehen, ob die weltweit charakteristischen »Geosynklinallagerstätten« in den von O. M. Friedrich (1968) angeführten Vorkommen vorliegen, steht fest, daß jene Lagerstätten zu ihrer Entstehung eine Geosynklinale voraussetzen. Es erhebt sich daher die Frage, ob unbewiesene, hypothetische Risse bis in das Sima oder noch tiefer und »Geosynklinallagerstätten« in den Ostalpen sich zu einer Zeit bilden konnten, in der noch kein »Geosynklinallagerstadium« vorlag. Die Werfener Schichten schließen sich innig an die permischen Bildungen an. Von Absenkung geosynklimalen Ausmaßes und geosynklinaler Fazies kann bei ihnen noch nicht gesprochen werden; diese setzen erst im Anis, ganz ausgeprägt erst im Ladin ein.

Die bekannte Erscheinung, daß die als alpidisch postulierten Lagerstätten der Grauwackenzone auf diese beschränkt bleiben und nicht in die überlagernden Nördlichen Kalkalpen hineingehen, wird mit der abdichtenden Wirkung der Werfener Schichten als Stauhorizont (Permeabilitätsgrenze) erklärt. Nimmt man somit eine Bildung von »Geosynklinallagerstätten« im Sinne von O. M. Friedrich (1968) bereits im Perm an, so ergibt sich die Frage, mit welchem Recht man die erst in der skythischen Stufe der Trias entstandenen Werfener Schichten zur Beweisführung einer jungen Vererzung als abdichtenden Stauhorizont (Permeabilitätsgrenze) heranzog.

Untersuchungen von E. Schroll (1961), W. Siegl (1964, 1969) und anderen zeigen, daß auch die Magnesite der Nördlichen Kalkalpen noch umstritten sind. Nach O. M. Friedrich (1963) allerdings wären diese Magnesite eindeutige Glieder der alpidischen Vererzung der Ostalpen und stünden mit den Magnesiten sowie Eisenspäten in tieferen Stockwerken in Verbindung. Gegen eine mögliche salinare oder sedimentäre Deutung dieser Magnesite und als Beweis für seine Auffassung weist O. M. Friedrich (1963) auf recht beträchtliche Temperaturen bei dieser »Vererzung« hin. Diese folgert er aus Kupferkiesentmischung in Zinkblende und Kupferkiesentmischung in Bornit in der Lagerstätte Diegrub.

Diese Schlußfolgerungen sind aber nicht haltbar. Als geologisches Thermometer ist bekanntlich Kupferkiesentmischung in Zinkblende nicht zu verwenden. Wie aus Abb. 18 und Abb. 19 der Untersuchung von O. M. Friedrich (1963) zu ersehen ist, liegt keine Entmischung von Kupferkies in Bornit vor, sondern ein Zerfall von Bornit unter descendenten Einflüssen: Bornit zeigt in beiden Abbildungen deutlich die »Sprungkrankheit«, bzw. ein »Craquelée«, also das typische Merkmal des unter Verwitterungsbedingungen zerfallenden Bornits. Darüber hinaus ist zu erkennen, daß jener Bornit nach {100} von einer »Vorstufe«, diese von Idait und dieser wieder von feinspindeligen Kupferkies verdrängt wurde. In seiner Arbeit über Idait publizierte G. Frenzel (1959) zahlreiche vergleichbare Abbildungen mit den entsprechenden Beschreibungen. Eine ausführliche Darstellung dieser Umbildungsvorgänge durch descendenten Einfluß auf Bornit mit den entsprechenden Abbildungen wurde von W. Tufar (1967, 1968b) beim Nachweis einer »Vorstufe« von Idait bei dessen Bildung aus Bornit von der Kupferlagerstätte Trattenbach beschrieben.

Zum Thema der Magnesit-Lagerstätten sei am Rande bemerkt, daß Bornit und andere Kupfererze nicht nur auf hydrothermale Bildungen beschränkt sind, sondern auch als sekundäre Bildungen auftreten können.

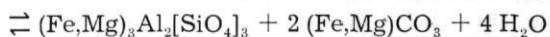
Aus neuerer Zeit liegen experimentelle Untersuchungen vor, die ebenfalls bei der Betrachtung der ostalpinen Siderit- und Magnesit-Lagerstätten zu berücksichtigen sind. Mehrere Untersuchungen wurden von W. Johannes (1966—1970) durchgeführt. Auf Grund seiner Ergebnisse glaubt W. Johannes (1970) die von W. Petrascheck (1926, 1932, 1947), H. Meixner (1953b) und anderen Forschern vertretenen genetischen Zusammenhänge der ostalpinen Siderit- und Magnesit-Lagerstätten bestätigen zu können.

Diese experimentellen Untersuchungen beweisen die Möglichkeit, daß bei der Metasomatose Siderit und Magnesit aus einer Lösung bei einem Temperaturgefälle gebildet werden können. Gerade aber dadurch widerlegen diese Untersuchungen, daß, wie o. a., die in den Ostalpen in den verschiedenen tektonischen Stockwerken vorkommenden Siderit- und Magnesit-Lagerstätten einer gemeinsamen Bildung angehören.

Erste Ergebnisse eigener Hydrothermalversuche lassen außerdem als eine weitere Bildungsmöglichkeit von Magnesit- sowie von Siderit-Lagerstätten auch an folgende Reaktion denken:



Fe- bzw. Mg-Chlorit



Granat

Siderit bzw.

Magnesit

Wie aus dieser Besprechung zu entnehmen ist, können die Ergebnisse der Neuuntersuchung von Eisenspat-Lagerstätten des Alpen-Ostrandes nicht mit der bisherigen Auffassung über die ostalpinen Spatlagerstätten und darüber hinaus mit der bisherigen Ansicht über die Metallogenese der Ostalpen, wie sie z. B. in den Arbeiten von E. Clar (1947, 1953, 1965), O. M. Friedrich (1962, 1968), H. Meixner (1953a, b), W. Petrascheck (1926, 1932, 1947), W. E. Petrascheck (1955, 1963, 1966) und anderen Forschern dargelegt wird, in Einklang gebracht werden.

In diesen Untersuchungen läßt man genetisch und altersmäßig unterschiedliche Bildungen außer acht. Anders ist nicht zu erklären, daß bisher als Beispiele für junge, alpidische Vererzungen angeführte Lagerstätten bei näherer Untersuchung (vergl. W. Tufar, 1968a, 1969, 1970a, 1972) präalpidische Bildungen ergaben, die heute in umgeprägter, metamorpher Form vorliegen.

Wie am Beispiel der ostalpinen Siderit- und Magnesit-Lagerstätten ersehen werden kann, ist von Bedeutung, ob die für Parallelisierungen verwendeten Karbonate in metasomatischen Stöcken vorliegen, oder ob die Karbonate in bunt zusammengesetzten Ganglagerstätten auftreten.

Die bisherige Auffassung einer alpidischen Metallogenese der Ostalpen wird zwar gerne als gesichert dargestellt, die Problematik dieser Ansicht ist aber, wie schon die Besprechung einiger Eisenspat-Lagerstätten vom Alpen-Ostrand zeigt, nicht zu übersehen.

Wenngleich zur Klärung der hier angeschnittenen Fragen noch eingehendere Untersuchungen nötig sind, kann dennoch gesagt werden, daß die ostalpinen Spatlagerstätten keine zusammengehörige Gruppe darstellen. Sie weisen, wie überhaupt die Lagerstätten der Ostalpen, unterschiedliche Entstehung auf und wurden sowohl in alpidischer wie in präalpidischer Zeit gebildet.

Herrn Prof. Dr. E. Hellner (Marburg/Lahn) danke ich für sein Interesse und die stete Förderung meiner Untersuchungen. Herrn Prof. Dr. F.

Angel (Graz) sei für manchen wichtigen Hinweis und für freundliche Diskussion gedankt. Herrn Prof. Dr. K. Gripp (Lübeck) danke ich für wertvolle Anregungen. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft gilt mein Dank für die Bereitstellung einer Sachbeihilfe.

Literatur

- Angel, F., und Trojer, F. 1953, Der Ablauf der Spatmagnetit-Metasomatose. *Radex-Rdsch.*, H. 7/8, 315—334.
- Angel, F., und Trojer, F. 1955, Zur Frage des Alters und der Genesis alpinen Spatmagnetite. *Radex-Rdsch.*, H. 2, 374—392.
- Brinkmann, R. 1966, *Abriß der Geologie*, Bd. 2: Historische Geologie, Stuttgart.
- Clar, E. 1947, Ostalpine Vererbung und Metamorphose. *Verh. Geol. Bundesanst. Wien*, Jg. 1945, H. 1-2, 29—37, Wien.
- Clar, E. 1953, Über die Herkunft der ostalpinen Vererbung. *Geol. Rdsch.*, Bd. 42, 107—127, Stuttgart.
- Clar, E. 1965, Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. *Verh. Geol. Bundesanst. Wien*, Sonderheft G, 11—35, Wien. — *Zeitschrift deutsch. geol. Ges.*, Jg. 1964, Bd. 116, 2. Teil, 267—291, Hannover.
- Frenzel, G. 1959, Idait und »blaubleibender Covellin«, *N. Jb. Miner. Abh.*, Bd. 93, H. 1, 87—132, Stuttgart.
- Friedrich, O. M. 1942, Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*, Bd. 90, H. 9, 131—136, Wien.
- Friedrich, O. M. 1948, Überschiebungsbahnen als Vererbungsflächen. *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*, Jg. 93, H. 1-3, 14—16, Wien.
- Friedrich, O. M. 1951, Zur Genese ostalpiner Spatmagnetit- und Talklagerstätten. *Radex-Rdsch.*, H. 7, 281—298.
- Friedrich, O. M. 1953, Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. *Radex-Rdsch.*, H. 7/8, 371—407.
- Friedrich, O. M. 1958, Zur Genese der ostalpinen Spatmagnetit-Lagerstätten. *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*, Jg. 103, H. 12, 244.
- Friedrich, O. M. 1959, Zur Genese der ostalpinen Spatmagnetit-Lagerstätten. *Radex-Rdsch.*, H. 1, 393—420.
- Friedrich, O. M. 1962, Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererbung. *Der Karinthiner*, Folge 45/46, 210—228.
- Friedrich, O. M. 1963, Zur Genese des Magnesites vom Kaswassergraben und über ein ähnliches Vorkommen (Diegrub) im Lammertal. *Radex-Rdsch.*, H. 2, 421—432.
- Friedrich, O. M. 1967, Die Genese des Magnesits — der heutige Stand der Erkenntnisse. *Erzmetall*, Bd. 20, H. 11, 538—540.
- Friedrich, O. M., und Mitarbeiter 1968, Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. *Radex-Rdsch.*, H. 2, 113—126.
- Friedrich, O. M. 1968, Die Vererbung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. *Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen*, Bd. 8, 1—136, Selbstverlag O. M. Friedrich, Leoben.
- Friedrich, O. M. 1969, Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten, IV. Teil. *Radex-Rdsch.*, H. 3, 550—562.
- Johannes, W. 1966, Experimentelle Magnetitbildung aus Dolomit + MgCl_2 . *Contr. Mineral. and Petrol.*, Bd. 13, 51—58.
- Johannes, W. 1968, Experimentelle Sideritbildung aus Calcit + FeCl_2 . *Contr. Mineral. and Petrol.*, Bd. 17, 155—164.
- Johannes, W. 1969a, Siderit-Magnetit-Mischkristallbildung im System Mg^{2+} — Fe^{2+} — CO_3^{2-} — Cl_2^{2-} — H_2O . *Contr. Mineral. and Petrol.*, Bd. 21, 311—318.
- Johannes, W. 1969b, An experimental investigation of the system MgO — SiO_2 — H_2O — CO_2 . *Amer. Journ. of Science*, Bd. 267, 1083—1104.

- Johannes, W. 1970, Zur Entstehung von Magnesitvorkommen. N. Jb. Miner. Abh., Bd. 113, H. 3, 274—325, Stuttgart.
- Meixner, H. 1953a, Mineralogisches zu Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rdsch., H. 7/8, 434—444.
- Meixner, H. 1953b, Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit- und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. Radex-Rdsch., H. 7/8, 445—458.
- Petrascheck, W. 1926, Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. C. R. 14. Congrès Géol. Int. Madrid, 1—13, Madrid.
- Petrascheck, W. 1932, Die Magnesite und Siderite der Alpen. Vergleichende Lagerstättenstudien. Sitzungsber. Akad. Wiss. in Wien, Mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, Bd. 141, H. 3/4, 195—242, Wien.
- Petrascheck, W. 1947, Die alpine Metallogenese. Jb. Geol. Bundesanstalt Wien, Jg. 1945, Bd. 90, 129—149, Wien.
- Petrascheck, W. E. 1955, Großtektonik und Erzverteilung im mediterranen Kettensystem. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, Bd. 164, H. 3, 109—130, Wien.
- Petrascheck, W. E. 1963, Die alpin-mediterrane Metallogenese. Geol. Rdsch., Bd. 53, 376—389, Stuttgart.
- Petrascheck, W. E. 1966, Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, Bd. 175, H. 1-3, 57—74, Wien.
- Redlich, K. A. 1903, Über das Alter und die Entstehung einiger Erz- und Magnesitlagerstätten der steirischen Alpen. Jb. k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. 53, 285—294, Wien.
- Redlich, K. A. 1907, Die Genese der Pinolithmagnesite, Siderite und Ankerite der Ostalpen. Tschermaks min. u. petr. Mitt., Bd. 26, 499—505, Wien.
- Redlich, K. A. 1909, Die Typen der Magnesitlagerstätten. Zeitschrift f. prakt. Geologie, Jg. 17, 300—310.
- Redlich, K. A. und Großpietsch, O. 1913, Die Genese der krystallinen Magnesite und Siderite. Zeitschrift f. prakt. Geologie, Jg. 21, 90—101.
- Redlich, K. A. 1914, Die Bildung des Magnesits und sein natürliches Vorkommen. Fortschr. Miner., Bd. 4, 9—42.
- Redlich, K. A. 1931, Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerz-lagerstätten. Wien, Berlin und Düsseldorf.
- Redlich, K. A. 1934, Die Typen der Magnesitlagerstätten, ihre Bildung, geologische Stellung und Untersuchung. Zeitschrift f. prakt. Geologie, Jg. 42.
- Schroll, E. 1961, Über das Vorkommen von Magnesit in alpinen Salzlagerstätten. Radex-Rdsch., H. 5, 704—707.
- Siegl, W. 1964, Die Magnesite der Werfener Schichten im Raume Leogang bis Hochfilzen sowie Ellmau in Tirol. Radex-Rdsch., H. 3, 178—191.
- Siegl, W. 1969, Entwurf zu einer salinar-sedimentären Entstehung der Magnesite vom Typ Entachen (Salzburg). Mineral. Deposita, Bd. 4, 225—233, Berlin.
- Tufar, W. 1963, Die Erzlagerstätten des Wechselgebietes. Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, H. 1, 1—60, Graz.
- Tufar, W. 1965, Neue Wismutmineralfunde und ein neuer Goldfund aus der Steiermark. Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, H. 2, 67—72, Graz.
- Tufar, W. 1967, Der Bornit von Trattenbach (Niederösterreich). N. Jb. Miner. Abh., Bd. 106, H. 3, 334—351, Stuttgart.
- Tufar, W. 1968a, Der Alpen-Ostrand und seine Erzparagenesen. Freiburger Forschungshefte, C 230 Mineralogie-Lagerstättenlehre: Probleme der Paragenese von Mineralen. Elementen und Isotopen, Teil I, Breithaupt-Kolloquium 1966 in Freiberg, 275—294, Leipzig.
- Tufar, W. 1968b, Die Kupferlagerstätte von Trattenbach (Niederösterreich). Tschermaks min. u. petr. Mitt., Bd. 12, H. 2/3, 140—181, Wien.
- Tufar, W. 1968c, Die Eisenerzlagerstätte vom Buchwald ober Waldbach (Oststeiermark). Tschermaks min. u. petr. Mitt., Bd. 12, H. 4, 350—391, Wien.
- Tufar, W. 1969, Das Problem der ostalpinen Metallogenese, beleuchtet am Beispiel einiger Erzparagenesen vom Alpenostrand. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, Bd. 177, H. 1-3, 1—20, Wien.

Tufar, W. 1970a, Die Eisenspatlagerstätte von Pitten (Niederösterreich). Eine metamorphe Sideritlagerstätte aus den Ostalpen. Fortschr. Miner., Bd. 48, Beiheft 1, 95—96, Stuttgart.

Tufar, W. 1970b, Neue Vererzungen aus der Steiermark. Joanneum. Mineralog. Mitteilungsblatt, H. 1/2, 27—37 (201—211), Graz.

Tufar, W. 1972, Die Eisenlagerstätte von Pitten (Niederösterreich) — Ein Beitrag zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten. Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, H. 1, 1—54 (101—154), Graz.

New Views on the Problem of the Siderite-Magnesite Deposits of the Eastern Alps Shown by the Example of some Parageneses from the Eastern Border of the Alps

Werner Tufar

S U M M A R Y

The siderite-magnesite deposits have been a special problem of the metallogenesis of the Eastern Alps for quite a long time. The mineral content, the genesis, and the age of these deposits have been examined in a large number of publications.

Without regard for their occurrence in different tectonic positions and host rocks, the siderite-magnesite deposits from crystalline series up to those of the Mesozoic of the Northern Calcareous Alps are still considered to be associated. They are classified as typical members of the Alpine metallogenesis. Likewise the types of emplacement (metasomatic stocks or vein deposits) are not considered in these conclusions.

Moreover the association of the magnesite and siderite occurrences is emphasized. The magnesite deposits are interpreted to be formed under higher temperature conditions (tectonically deeper) than the siderite deposits.

Reinvestigation of some siderite deposits from the Eastern border of the Alps, which are regarded as typically "young", i. e. Alpine age, and without any marked evidence of tectonism, demonstrates that this opinion can no longer be accepted. These siderite deposits show in contrast marked effects of tectonism and are metamorphosed. An investigation of a newly discovered deposit of sideritic carbonate in this area leads to the same result.

The mineral parageneses of these siderite deposits indicate formation at high temperature; hence association with metallogenesis of Alpine age is excluded. From this it follows, firstly, that siderite in the Eastern Alps was also formed in pre-Alpine time, and secondly, that siderite-magnesite mineralisation not only of Alpine age took place in the Eastern Alps.

The temperatures of formation inferred in this study for siderite deposits are somewhat higher than those assumed in the past for the formation of magnesite deposits.

These siderite deposits were metamorphosed by regional metamorphism during Alpine orogenesis.

A characteristic mineral of some of these deposits is garnet, which replaces the siderite. Garnet was not formed in this crystalline complex in Alpine time, but during pre-Alpine regional metamorphism. Hence it shows that these siderite deposits must also be pre-Alpine.

The distinctive siderite-garnet paragenesis of these deposits reflects a unique type of siderite deposit in the Eastern Alps.

A newly found deposit of pre-Alpine age, distinguished by paragenesis of sideritic carbonate with garnet, also contains graphite and molybdenite as characteristic components. Their presence indicates euxinic conditions for the original sediment.

Graphite and molybdenite also occur together in other ore deposits in this region, and suggest that the interplay of syngenetic and sedimentary as well as biogenic processes in the metallogenesis of the Eastern Alps cannot be dismissed, even for the formation of siderite-magnesite deposits.

If one investigates the zoning of the magnesite-siderite deposits closely, it can be seen that, having regard for the tectonic position, the siderites of the "Obere Grauwacken-Decke" do, indeed, overlie the magnesites of the "Untere Grauwacken-Decke". Magnesite and siderite are encountered again above the "Obere Grauwacken-Decke" in the Northern Calcareous Alps. Likewise, they occur beneath the magnesites of the "Untere Grauwacken-Decke". Thus it follows, that no zoning which can be related to a single magnesite-siderite mineralization, can be recognized in the Eastern Alps.

To prove the association of the controversial magnesites of the Northern Calcareous Alps with the magnesites in the deeper levels one requires as evidence rather high temperatures of formation. These were assumed to emanate from exsolutions of chalcopyrite in sphalerite, and from exsolutions of chalcopyrite in bornite from the Diegrub deposit. This evidence is not conclusive since exsolutions of chalcopyrite in sphalerite cannot be considered as a geothermometer, and the described exsolutions of chalcopyrite in bornite arise from transformation and replacement of bornite under conditions of weathering.

Experimental studies have demonstrated the possibility of metasomatic formation of siderite and magnesite from solutions in a temperature gradient. On the other hand they discount the possibility that the siderite-magnesite deposits of the Eastern Alps, which occur in different levels, have a common origin.

The siderite-magnesite deposits of the Eastern Alps do not represent a single associated unit. They have different origins, as also do the ore deposits of the Eastern Alps, and were formed both in Alpine and pre-Alpine times.

DISCUSSION

Petrascheck: Ich möchte hier doch einige Worte zur Ehrenrettung der Unitaristen sagen. Der erste und älteste Unitarist, mein Vater, hat schon vor 50 Jahren gesagt, daß es neben der von ihm angenommenen tertiären alpidischen Vererzung varistische und altalpine Lagerstätten gibt. Es

haben dann später in sehr ernstlichem Bemühen die unitaristischen und keineswegs immer doktrinär als Lehrer auftretenden Lagerstättenforscher ihre Meinungen vielfach geändert und es haben in ähnlicher Weise, belehrt durch viele Beobachtungen und Anregungen von außen, Friedrich und ich sich dazu bekannt, daß ein Großteil der alpidischen Vererzung während des gesamten Prozesses, während der gesamten Evolution des alpidischen Orogens vom Geosynklinalstadium über die mittelmikretische bis in die tertiäre Phase entstanden ist. Also ein einheitlicher Akt im Sinne des klassischen französischen Dramas wird auch von den Unitaristen in keiner Weise mehr angenommen. Ich habe die immer sehr sorgfältigen mikroskopischen Beobachtungen und Feststellungen von Herrn Tufar geschätzt und bewundert. Und ich glaube, daß mit seinen Beobachtungen weitere Schritte zur Herauslösung älterer Bestandteile der alpinen Lagerstätten gefunden werden. Ich halte es aber bedenklich, von Lagerstätten, denen kaum der Name Lagerstätte zugesprochen werden kann, die zum Teil als Rucksackvorkommen zu bezeichnen sind, von alten verfallenen Stollen, deren Untersuchung zweifellos wertvoll ist, also aus solchen Vorkommen heraus rings um den Hohen Wechsel, weitreichende extrapolierende Schlüsse zu ziehen, die von Tirol bis in die Slowakei reichen.

Tufar: Die unitarische Auffassung wurde bereits in einer Arbeit von B. Granigg in den Grundzügen aufgestellt, die im Jahre 1912 unter dem Titel »Über die Erzführung der Ostalpen« in den Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Band 5, Seite 345 bis 367, erschienen ist.

Wie die Literatur des letzten Jahrzehntes zeigt (vergl. z. B. E. Clar, 1965, O. M. Friedrich, 1962, 1968, W. E. Petrascheck, 1963, 1966) sind noch immer zu viele ostalpine Lagerstätten, auch gerade Kleinstvorkommen, ungeprüft als jung, d. h. dem alpidischen Zyklus zugehörig, eingestuft worden. Neben Vererzungen vom Alpen-Ostrand (Niederösterreich, Burgenland, Oststeiermark) konnte von mir bereits im ganzen Bereich des Altkristallins und des Paläozoikums der Ostalpen für zahlreiche Vorkommen der Nachweis erbracht werden, daß es sich um präalpidische Erzmineralisationen handelt, wie z. B. Moosburg/Kärnten, Meiselding/Kärnten, Ramingstein/Salzburg. Dies deckt sich auch mit den Blei-Blei-Modellaltern der Bleiglanze, die für Moosburg, Meiselding und andere Vorkommen bekannt sind.

Dabei handelt es sich — wie überhaupt für die Ostalpen charakteristisch — sowohl um Kleinstvorkommen, die man als »Rucksack-Lagerstätten« bezeichnen könnte, wie auch um Vorkommen, die zwar heute nicht ökonomisch zu verwerten sind, aber in der Vergangenheit eine bedeutende Bergbautätigkeit aufgewiesen haben.

Es erscheint mir daher notwendig zu fordern, daß man nur solche Erzmineralisationen dem alpidischen Zyklus zuordnet, für deren alpidisches Alter ein stichhaltiger Beweis erbracht wird.

Maucher: Ich möchte hier einen Kompromißvorschlag machen. Es wird, glaube ich, immer wieder vergessen, daß vor etwa 15 bis 20 Jahren der Terminus nicht »unitaristisch-alpidische« Metallogenese war, sondern uni-

taristische alpidisch-tertiäre Metallogenese. Das Wort »tertiär« ist im Rückzugsgefecht ganz langsam, aber sicher verschwunden.

Wenn Sie darüber sprechen, Herr Tufar, rennen Sie offenen Türen ein. Ich halte Ihre Argumentierung, Ihre Befunde für durchaus richtig und wertvoll und habe also nichts dagegen. Aber ich darf Sie noch auf etwas anderes aufmerksam machen. Wenn ich mich recht erinnere, gibt es eine alte Arbeit, ich glaube von Turn, der Sideritgerölle in den Werfener Schichten gefunden hat. Das heißt also, man hat auch früher schon sehr schöne Befunde dafür gehabt, daß es ganz sicher Sideritlagerstätten gibt, die mindestens älter sein müssen als Werfen.

Tufar: Obwohl man in den letzten zehn Jahren davon abgerückt ist, Verzorgungsvorgänge in den Ostalpen ausschließlich in das Tertiär zu stellen, haben dennoch E. Clar 1965, O. M. Friedrich, 1962, 1968, W. E. Petrascheck, 1963, 1966 und andere Forscher noch immer wesentliche Teile der ostalpinen Vererzung in den Zeitraum Kreide bis Tertiär verlegt.

Abgesehen davon ging es hier gar nicht darum, ostalpine Vorkommen innerhalb des alpidischen Zyklus umzugruppieren, sondern darum, daß bisher als Beweis für die Auffassung einer alpidischen Vererzung der Ostalpen angeführte Vorkommen eine präalpidische Anlage nachweisen lassen.

Die Frage lautet also, für welche bisher als alpidisch eingestuften Vorkommen sich wirklich eine alpidische Bildung nachweisen läßt.

Wie die Diskussion über die »Brunnsink-Breccie« zeigt, sind Berichte über Geröllfunde von Karbonspäten kritisch zu beurteilen und verlangen eine sorgfältige Untersuchung. Beispielsweise sind nach G. Riehl-Herwirsch angebliche Siderite aus Gosau-Geröllen tatsächlich eisenhaltiger Dolomit.

Riehl-Herwirsch: Ich habe zwei Punkte anzuführen:

1. Während der alpidischen Orogenese traten im Wechsel mehrere Phasen auf, welche die Lagerstätten dieses Gebietes dann ebenfalls mitgemacht haben müssen. Kann die Bildung der Lagerstätten nicht während einer der alpidischen Phasen erfolgt sein?

2. Was die Diskussionsbemerkungen von Herrn Prof. Maucher über Sideritgerölle anbelangt, kann ich zur Antwort von Kollegen Tufar nur unterstreichen: Die »Sideritgerölle« der Gosau erwiesen sich nach den chemischen Analysen als Eisendolomit. Ein Block, der etwa zur Hälfte metasomatisch vererzt, in Eisendolomit umgewandelt ist, ließ auf Grund von Mikrofossilien als Alter Nor nachweisen. Diese Bestimmung wurde von H. Mostler in Innsbruck durchgeführt. Es liegt somit ein norischer Kalk vor, der dort metasomatisch in Eisendolomit umgewandelt wurde.

Tufar: Wie die Untersuchungen, z. B. in Pitten oder im Buchwald zeigen, sind in diesen alten, d. h. präalpidischen Lagerstätten oft mehrere Umbildungsphasen festzustellen, die man zeitlich in präalpidische und alpidische Phasen auftrennen kann.

Jaffé: Noch eine kleine Frage zu diesem anisotropen Magnetit von Pitten: Warum zeigt dort der Magnetit diese auffallende Anisotropie?

Tufar: Diese Erscheinung könnte auf Spurengehalte zurückzuführen sein, vielleicht auch auf den Einbau von Mangan. Diese Frage müßte durch eine Spezialuntersuchung geklärt werden.

Di Colbertaldo: Per quanto riguarda la magnetite anisotropa debbo dire che è stata pure da me osservata è descritta per il giacimento di Cogne in Val Aosta è che tanto più essa è anisotropa tanto più è magnetica.

Maucher: Wahrscheinlich geringer Gehalt an Titan. Wenn Magnetit etwas Titan haben, dann werden sie anisotrop. Ich habe aber auch eine Frage. Sind keine Titanminerale vorhanden?

Tufar: Titanminerale treten nur in Spuren auf. Ich nehme daher an, daß nicht Titan die Anisotropie des Magnetits von Pitten bewirkt; vielmehr könnte diese auf den Mangangehalt zurückzuführen sein. Magnetit bildete sich in Pitten aus sideritischem Karbonat, das durch höhere Mangangehalte ausgezeichnet ist. Außerdem weist der Magnetit von Pitten eine sehr schöne Spaltbarkeit auf. Die Spaltbarkeit von Magnetit führt man in anderen Lagerstätten auf den Mangangehalt zurück.

Klemm: Ich möchte die Frage zu dem Hochtemperatur-Kupferkies stellen.

Tufar: Die typischen oleanderblatt- bis lanzettförmigen Umwandlungslamellen lassen erkennen, daß ursprünglich ein Hochtemperatur-Kupferkies vorlag.

In den Untersuchungen von J. E. Hiller und K. Probsthain (Thermische und röntgenographische Untersuchungen am Kupferkies. — Zeitschrift f. Kristall., Bd. 108, 108—129, 1956) wird als Umwandlungstemperatur von tetragonalem Kupferkies in eine Hochtemperatur-Mischkristallphase 550° C angegeben. Der Umwandlungspunkt tetragonalen Kupferkies—kubischer Hochtemperatur-Kupferkies betrug in den Experimenten von R. A. Yund und G. Kullerud (The System Cu-Fe-S.—Carnegie Inst. Wash., Year Book 60, 180—181, 1961; Thermal Stability of Assemblages in the Cu-Fe-S System.—Journal of Petrology, Bd. 7, Nr. 3, 454—488, Oktober 1966) für synthetischen Kupferkies 547° C $\pm$ 5° C, während sich synthetischer tetragonaler Kupferkies im Gleichgewicht mit Cubanit bei annähernd 480° C in die kubische Modifikation umwandelte.

Klemm: Es gibt aber auch Oleanderblattstrukturen in Kupferkiesen, die diese Temperaturen bei weitem nicht erreicht haben, so daß Sie diese Temperaturangaben nur mit großen Einschränkungen machen dürfen.

Tufar: Da Kupferkies in der Natur nicht ganz stöchiometrisch zusammengesetzt ist, eine Beobachtung, welche auch die Untersuchung von E.-D. Franz (Stöchiometrischer Kupferkies, stabilisiert durch Substitution von Schwefel durch Selen. — N. Jb. Miner. Mh., Jg. 1971, H. 1, 11—18, Stuttgart, Januar 1971) bestätigte, liegt bei natürlichen Hochtemperatur-Kupferkiesen ein Umwandlungsintervall vor, dessen untere Grenze aber noch als hochtemperiert zu bezeichnen ist. Die von E.-D. Franz ermittelte Werte 530° C bis 480° C für die Tief-Hochtemperaturinversion beziehen sich auf stöchiometrischen Kupferkies, stabilisiert durch Ersatz von Schwefel durch Selen.

Klemm: Den gibt es aber selten in der Natur — wenn überhaupt — so nur sehr selten. Die Erzmikroskopiker sind im allgemeinen nicht ohne Grund sehr vorsichtig mit geothermometrischen Äußerungen im Zusammenhang mit Oleanderstrukturen.

Tufar: Stöchiometrischer Kupferkies ist bisher aus natürlichen Vorkommen nicht bekannt geworden.

Bei tieferen Temperaturen, z. B. bei 300° C gebildete Kupferkiese weisen nicht mehr diese charakteristischen oleanderblatt- bis lanzettförmigen Umwandlungslamellen auf.

Klemm: Das habe ich auch nicht gesagt, sondern lediglich, daß ich mich weigern würde, aufgrund von Oleanderstrukturen irgendwelche Temperaturangaben zu machen.

Tufar: Sofern man am Kupferkies die charakteristischen oleanderblatt- bis lanzettförmigen Umwandlungslamellen von Hochtemperatur-Kupferkies nachweisen kann, ergeben sich für diesen Kupferkies hochtemperierte Bildungsbedingungen.

Klemm: Granat im Siderit darf keineswegs als variskisches Indiz gedeutet werden, obwohl in Ihrem Falle die Deutung vermutlich richtig ist.

Tufar: Durch Vergleich von alpidischen und voralpidischen Paragenesen ist am Alpen-Ostrand bekanntlich zu ersehen, daß die alpidische Metamorphose in diesem Gebiet nicht die zur Bildung von Granat notwendigen Bedingungen erreichte.

Was die Paragenesen aus Vorkommen vom Alpen-Ostrand anbelangt, so treten hier mehrere Mineralien auf, die hochtemperierte Mineralvergesellschaftungen anzeigen, wie z. B. Granat (»Mischalmandin«). Darüber hinaus kann im Altkristallin um Vorau Staurolith beobachtet werden.

Eigene experimentelle Untersuchungen werden unter anderem über die Stabilität der hier besprochenen oststeirischen Siderit-Granat-Vererzungen durchgeführt. Diese Hydrothermalversuche zeigen ebenfalls, daß jene Vererzungen Bildungstemperaturen aufweisen, die als hochtemperiert zu bezeichnen sind und von alpidischen Paragenesen in diesem Gebiet nicht erreicht wurden.

Klemm: Ich wollte nur davor warnen, daß man den Granat gewissermaßen als Indiz für bestimmte geologische Bildungszeiten nimmt, wie ich es aus Ihren Ausführungen entnommen habe.

Tufar: Beim Granat vom Buchwald handelt es sich nicht um Spessartin, sondern um einen komplexen »Mischalmandin«.

Die zeitliche Einstufung und das Verhältnis zur alpidischen Orogenese bzw. Metamorphose ergibt sich durch das auflagernde Semmering-Mesozoikum, das die relativ autochthone Sedimentdecke des darunter liegenden Altkristallins darstellt.

Durch die alpidische Metamorphose kommt es, wie der einschlägigen Literatur zu entnehmen ist, als Charakteristikum in der Semmering-Trias zur Neubildung von Phengit, im darunterliegenden Altkristallin zur Diaphthorese, die sich in einer Chloritisierung des voralpidischen Granats und Biotits äußert.

Strutture sedimentarie nel giacimento piombo-zincifero dell'Argentiera, Auronzo, provincia di Belluno

Giambattista Feruglio

INTRODUZIONE

Il giacimento dell'Argentiera è ubicato sulle falde occidentali del M. Rusiana, ad una quota di 1050 m circa, vicino Auronzo. Esso rientra fra i cosiddetti giacimenti «tipo Bleiberg» e fa parte del «distretto piombo-zincifero di Auronzo». Esso è stato oggetto di varie indagini da parte di T. Taramelli (1883), A. Tornquist (1932), G. Ogniben (1951), D. di Colbertaldo (1952, 1957, 1966, 1967), Gb. Feruglio (1969a, b, c). Da questi studi si ricava un quadro generale che può così venir brevemente riassunto: in questa zona affiorano terreni del Trias medio, e principalmente la massicia Dolomia del Serla (considerata il «metallifero»), di età anisica, solcata da varie faglie e diaclasi. La forma del corpo minerario è simile a quella di un fuso suborizzontale, diretto NE—SW, lungo circa 300 m, largo 60 m e alto 40 m; poichè verso il basso si rastrema, la sua sezione verticale e normale all'allungamento mostra una forma a fungo. Esso si trova in corrispondenza di un sistema di faglie a direzione NE—SW ed è costituito da un insieme di blocchi, «bocce», frammenti eterodimensionali, di natura prevalentemente carbonatica e più o meno mineralizzati. Secondo G. Ogniben si tratta di una potente frana di blocchi e materiale più minutamente brecciato proveniente da un sovrastante orizzonte mineralizzato, mentre secondo T. Taramelli, A. Tornquist, D. di Colbertaldo, Gb. Feruglio si tratta di un giacimento in posto, legato ai terreni anisici, fortemente disturbato.

Il «minerale» consta di solfuri (blenda, galena, pirite, marcasite) più o meno alterati (abbonda la smithsonite) accompagnati da dolomite, barite, quarzo e adularia.

Secondo D. di Colbertaldo (1967) si avrebbe per i giacimenti del distretto di Auronzo una mineralizzazione sinsedimentaria (I^a fase) rappresentata da una impregnazione di blenda finissima, microcristallina, incolore, trasparente o nera per bitume, mentre la maggior parte del «minerale» sarebbe epigenetico (II^a fase).

Scopo del presente studio è la illustrazione* ed interpretazione di

* Le fotografie si riferiscono a superfici perpendicolari alla stratificazione. L'alto-basso dei campioni è stato dedotto dall'esame delle strutture presenti.

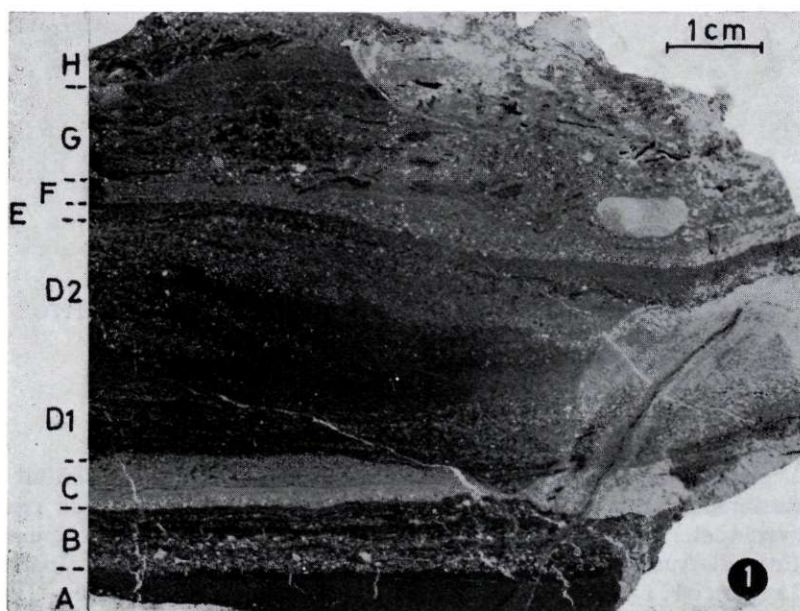


Fig. 1, 2, 3. Si tratta di sezioni ricavate da campioni analoghi. Le parti più chiare (tranne D1 e D2 a destra ed il settore in alto a destra in Fig. 2) indicano frazioni più ricche in componenti litici (generalmente dolomia, calcare, marna) e quelle più scure in solfuri (prevalgono blenda e galena). In dettaglio:

A, struttura gradata ad elementi psammitici alla base e pelitici a tetto.

B, alternanza di lamine chiare e scure (la grossa plaga bianca in Fig. 3 è una incavatura riempita da pasta abrasiva durante la lucidatura).

C, si distinguono due episodi: uno gradato a letto ed uno laminato superiore; presenti rari granuletti di blenda.

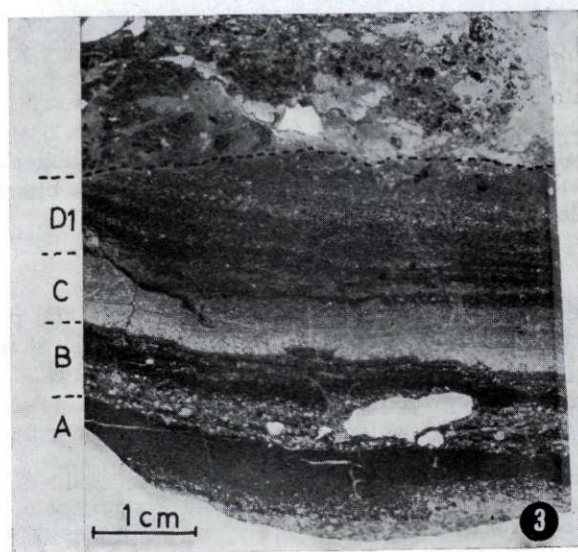
D, struttura laminata di tipo orizzontale alla base (D1), la quale in D2 risulta progressivamente più irregolare fino a divenire disomogenea (strutture del tipo a «fiamme» da load casting).

E, F, struttura gradata con ondulazioni imputabili in parte ad impronte di carico.

G, struttura eterogenea, con diffusi granuli di galena e blenda.

H, straterello mal classato, con clasti eterodimensionali sia litici che di solfuri.

Sopra la linea tratteggiata in Fig. 2 e 3 (indicante una superficie di erosione) si ha una brecciola composta da elementi litici (in genere di dolomia) e solfuri (monocristalli od aggregati vari).



strutture, da me ritenute di tipo schiettamente sedimentario, osservate in alcuni campioni mineralizzati raccolti nello scavo a giorno del giacimento dell'Argentiera. Va sottolineato trattarsi di motivi non comuni per questo giacimento e che, data la notevole caoticità del materiale, non è possibile fare una precisa correlazione di ordine stratigrafico fra i campioni studiati; nondimeno ritengo non siano privi di interesse, almeno sotto il profilo genetico.

Questo lavoro rientra nell'ambito dell'attività del contratto di ricerca stipulato fra il CNR e la Cattedra di Giacimenti Minerari dell'Università degli Studi di Milano. Mi è gradito ringraziare vivamente il Prof. A. Brambati dell'Istituto di Geologia dell'Università di Trieste per le proficue discussioni sulle strutture sedimentarie studiate, ed il Prof. D. di Colbertaldo dell'Università degli Studi di Milano per gli utili consigli elargitimi e la lettura critica del testo.

LE STRUTTURE SEDIMENTARIE OSSERVATE

Stratificazione

E' la struttura primaria di gran lunga più comune ed evidente. I singoli strati hanno spessore che varia da alcuni millimetri a pochi centimetri* e struttura interna omogenea, gradata, laminata. La stratificazione è comunemente del tipo piano-parallela, sottile, continua, ritmica, indisturbata, ben definita. Essa è manifesta soprattutto per cambiamenti nella composizione mineralogica, struttura interna, granulometria, forma e rapporti quantitativi fra i vari componenti. I piani di stratificazione possono essere a contatto piano, ondulato od anche irregolare.

Le superfici di stratificazione rappresentano generalmente un periodo di *non deposizione* di materiale, talora di erosione o cambiamenti nel tipo ed intensità degli apporti. Responsabile della formazione della maggior parte dei microstrati, siano essi riccamente mineralizzati o non, è una deposizione meccanica; rari i casi di deposizione chimica; mancano le biostrutture.

Il contenuto in solfuri dei vari straterelli di uno stesso campione può variare sensibilmente (ad es. fra B e C in Fig. 1, 2, 3 e fra B e C in Fig. 7, 8). Nessun microstrato è privo del tutto o costituito esclusivamente di minerali metallici. Il solfuro più abbondante è nel complesso la blenda, mentre la galena è quello più irregolarmente distribuito.

Gradazione

E' presente in vari microstrati o lamine, sia ricchi che poveri di «minerale» (rispettivamente A e C in Fig. 1, 2, 3). Trattasi di norma di una gradazione a polarità normale, del tipo «sporco», semplice sfumata. I granuli litici constano prevalentemente di dolosiltite e dololutite, mentre quelli metallici di blenda, galena, pirite, marcasite ed aggregati vari di

* Essi rientrano fra gli strati sottili (3—10 cm) e sottilissimi (< 3 cm) di F. Ricci Lucchi (1970). Nella presente nota è stato usato per semplicità il termine microstrato o straterello.

questi solfuri; sono presenti anche grani «misti» (dolomia + solfuri). Le unità gradate mostrano un contatto netto con lo strato sottostante. Sono state osservate anche ricorrenze di cicli gradati entro uno stesso microstrato.

Alcune variazioni granulometriche dei grani di solfuri sono:

galena: 0,15 mm a letto e 0,04 mm a tetto

blenda: 0,08 mm a letto e 0,01 mm a tetto

pirite: 0,40 mm a letto e 0,01 mm a tetto

pirite: 0,50 mm a letto e 0,03 mm a tetto

Straterelli gradati di blenda sono stati segnalati da D. di Colbertaldo (1968) per i vicini giacimenti di Grigna e Val Marzon.

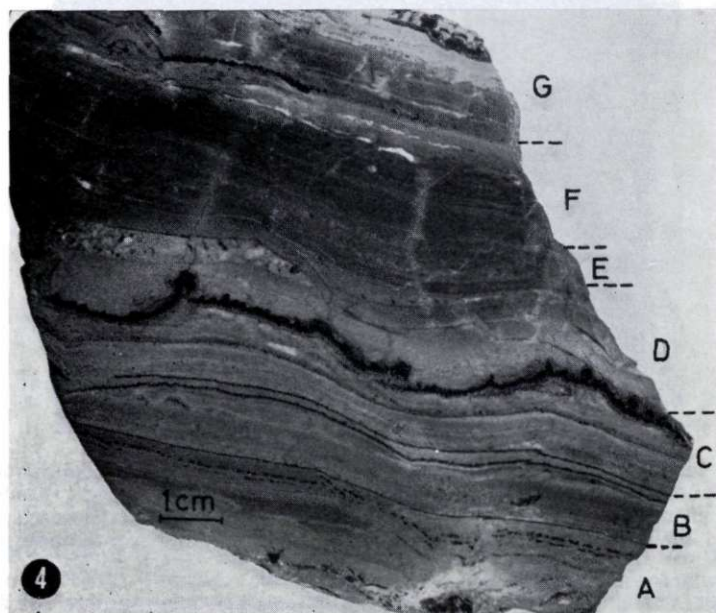


Fig. 4. In questo campione è particolarmente evidente la struttura mm-ritmica. Le lamine sono costituite da una dolosiltite o dolopelite a vario contenuto in solfuri (prevale la blenda). I sottili orizzonti neri sono di galena. In D, a sinistra, è presente una microbreccia ad elementi in gran parte «estranei» al campione, come clasti di blenda bruna, dolomia bianca, blenda + galena.

Laminazione

E' la struttura interna più comune nei microstrati (Fig. 2, 3, 4, 5, 8, 9). Si tratta di norma di una laminazione parallela, raramente ondulata, mai obliqua. Predominano le lamine, qualsiasi sia il loro contenuto qualitativo e quantitativo in minerali metallici, a granulometria psammitica e siltitica. Esse hanno uno spessore medio di circa 1 mm (max. 5 mm)* e si eviden-

* Rientrano nelle categorie delle lamine sottili (1—10 mm) e sottilissime (<1 mm) di F. Ricci Lucchi (1970).

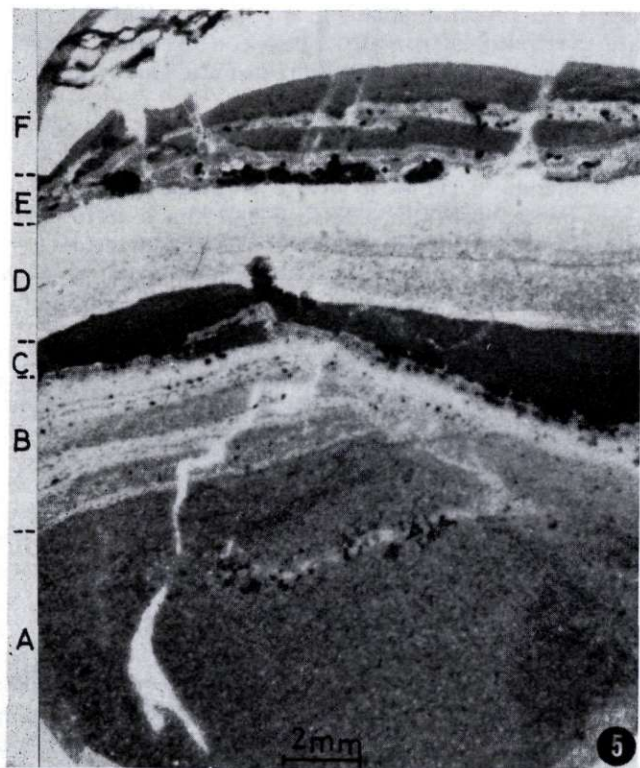


Fig. 5. I vari microstrati appaiono tanto più chiari quanto più abbondante si fa la blenda. C è una dolosiltite con diffusa pigmentazione bituminosa e contiene granuletti di blenda e pirite. Il bianco candido in A e B corrisponde a dolomite spatica. In E è manifesta la fagliatura penecontemporanea.

ziano per variazioni nella qualità e quantità dei componenti principali, granulometria e struttura interna (omogenea o gradata). Le lamine sono in gran prevalenza del tipo tabulare, continue e distinte, e non presentano verticalmente o lateralmente sensibili variazioni mineralogiche.

Slumping

Ho interpretato quali strutture di scivolamento gravitativo di masse semisolide alcuni motivi (Fig. 6) con deformazioni, fratture e microfaglie di unità laminate mm-ritmiche più o meno ricche in solfuri. Ben raramente in queste strutture i microstrati mantengono la loro unità. Non si esclude che, data la spinta tettonizzazione subita dal giacimento (G b. Feruglio, 1969c), tale struttura sia stata modificata da movimenti tettonici nettamente posteriori al consolidamento. Strutture tipo slumping sono state osservate a Raibl da D. di Colbertaldo (1968) e a Bleiberg da H. Schneider (1964) e O. Schulz (1967).

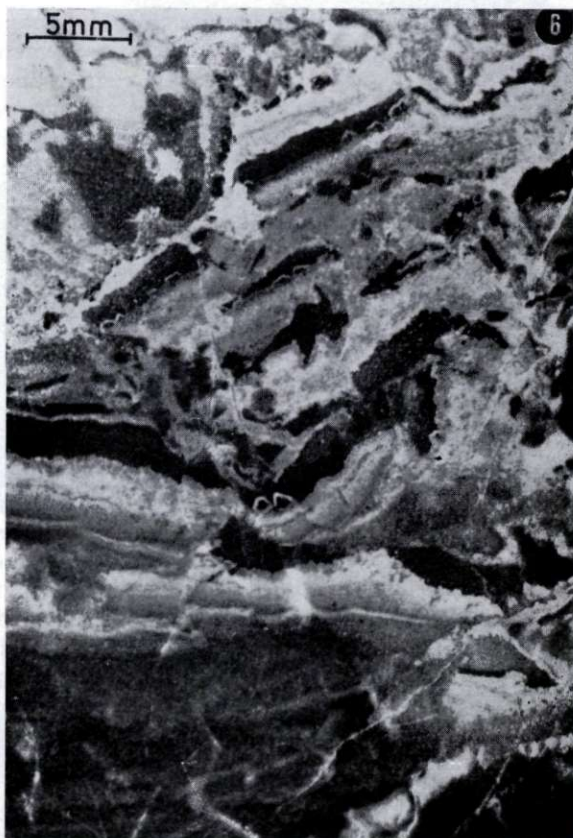


Fig. 6. Frammenti di una mm-ritmite costituita da una dolosiltite o dolopelite più (parti chiare) o meno (parti scure) ricche in blenda microgranulare. La caoticità della disposizione delle lamine è stata interpretata fondamentalmente come una struttura tipo slumping.

Strutture di carico

Sono presenti, seppur di tipo diverso e variamente manifeste, in quasi tutti i campioni esaminati. Ho distinto tre tipi principali:

a) *sprofondamento di singoli granuli*. Si tratta di spostamenti verticali (affondamenti) di clasti eterodimensionali litici (dolomia, calcare, marna), di solfuri (specie blenda e galena) e «misti» (materiale litico + solfuri) su materiale meno denso, fine, ancora idroplastico. La misura di cui il granulo affonda e le deformazioni che esso produce sono varie. Un esempio è rappresentato dal granulo indicato con Z in Fig. 8, costituito da una dolosiltite contenente rari granuletti di blenda e pirite che costipa e deforma le lamine sottostanti, parimenti con blenda e pirite,

b) *affossamenti differenziali di materiale più grossolano entro un substrato più fine.* Sono state osservate «passate» di elementi litici e di solfuri in monocristalli od aggregati, a granulometria psammitica, più o meno «affondate» su un fondo pelitico della stessa composizione. Gli affondamenti sono compensati nel sedimento sottostante o da migrazioni laterali o da migrazioni verso l'alto, talora con formazione di «lingue» o lobi (D2 in Fig. 1),

c) *strutture di esagerazione di precedenti superfici erosive.* Alcune superfici di erosione (Fig. 1, 2, 7) sono state in parte deformate dal peso del sovrastante sedimento, con esagerazione delle depressioni iniziali. Questo motivo si fa più evidente quando il riempimento è costituito in prevalenza da granuli di pirite o galena.

Superfici di erosione

Sono diffuse, specie in alcuni campioni (Fig. 2, 3, 7, 9). Possono essere nette od appena riconoscibili. Alcune sono piane, altre più o meno irregolari, con «tasche» che penetrano nel microstrato sottostante «troncando» strutture laminate (Fig. 9). In Fig. 3 si osserva una superficie di erosione piana che «interrompe» le lamine sottostanti lievemente arcuate. Sono stati osservati anche frammenti di «minerale» rimaneggiato (Fig. 10).

L'erosione si è manifestata più volte anche nell'ambito di uno stesso campione, entro intervalli relativamente brevi. Le superfici di erosione rappresentano talora un cambio netto nelle condizioni di deposizione del materiale, con passaggio ad esempio da una deposizione meccanica di granuletti prevalentemente di blenda e dolomia ad una deposizione chimica di blenda colloidale e galena cristallina.

Fagliatura penecontemporanea

I campioni esaminati non di rado sono solcati da faglie di modestissimo rigetto (qualche millimetro), dirette o inverse (Fig. 2, diverse microfaglie di tipo inverso interessanti i microstrati A, B, C e talora D1 e D2; Fig. 5, microstrato E, con microfaglie di tipo diretto). Nei punti dove il rigetto è più marcato i minerali, sia litici che metallici, denotano effetti di de-

Fig. 7, 8. Si tratta dello stesso campione sezionato in punti diversi. In particolare:

A1, dolomia grigia contenente rari granuletti di blenda e pirite.

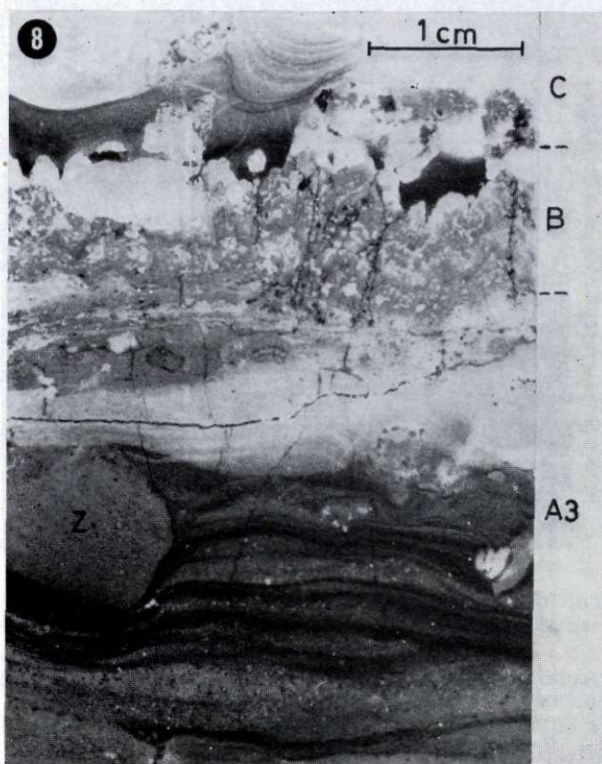
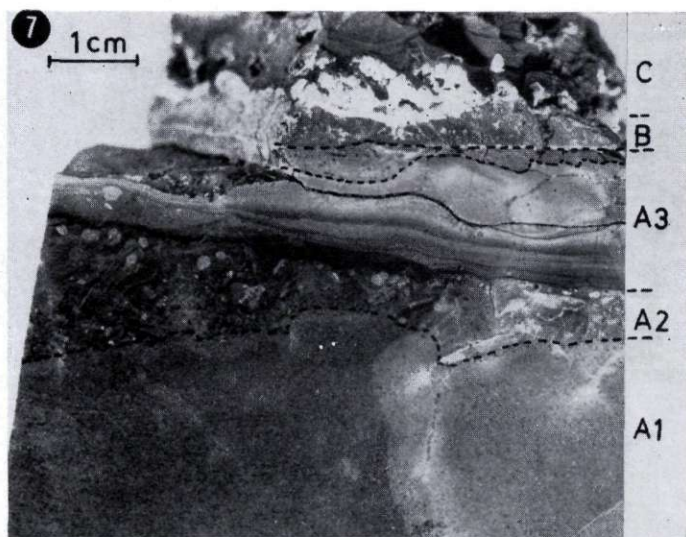
A2, minuta brecciola composta da frammenti di dolomia biancastra, calcare marnoso, parti di A1, granuli tondeggianti (1—3 mm) di blenda (colore chiaro a sinistra in Fig. 7).

A3, alternanza di lamine millimetriche costituite da dolomite con associata, specie nelle lamine più scure, blenda, pirite, marcasite.

B, blenda in tessitura colloforme (con le convessità rivolte costantemente verso C) con subordinata pirite, marcasite, galena, quarzo, barite, adularia e dolomite. Il contatto con A3 è pressochè rettilineo, mentre verso C si hanno numerose «protusioni». Le sottili venette nere trasversali in Fig. 8 sono di pirite.

C, laminite marnosa a lamine variamente ondulate.

In Fig. 7 le linee tratteggiate tra A1 e A2 e nella parte alta di A3 indicano la traccia di superfici di erosione.



formazione e fratturazione. Le faglie possono essere limitate ad uno o pochi straterelli, qualsiasi sia il contenuto in minerali metallici. I processi di fagliatura penecontemporanea si sono manifestati più volte ed hanno interessato microstrati già fortemente compattizzati e differenti per tessitura, composizione, struttura, etc.

Stiloliti

Sono strutture sedimentarie secondarie abbastanza frequenti (Fig. 11), sia parallele che più o meno trasversali alla stratificazione. Il rilievo delle cosiddette «colonne stilolitiche» è di solito inferiore ai 2 mm. Esse consistono principalmente di prodotti argillosi, granuletti di quarzo, blenda, pirite, marcasite e rarissima galena.

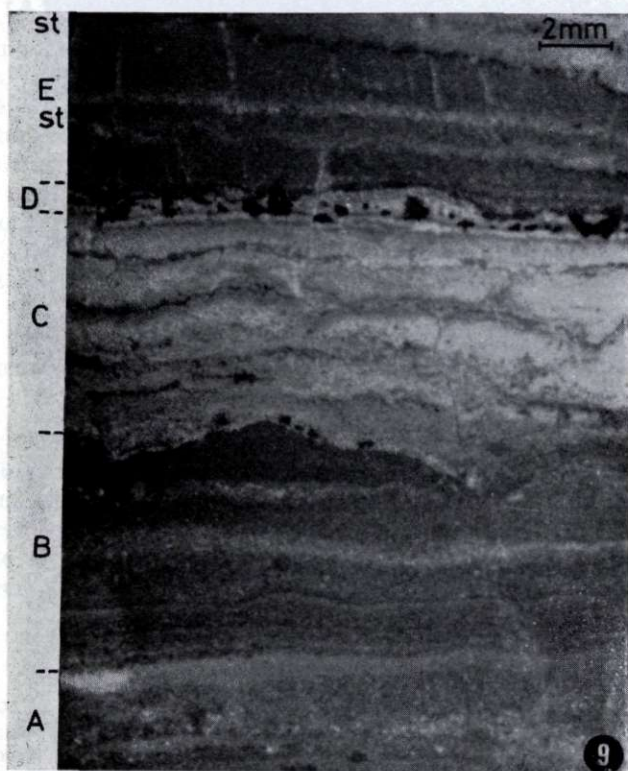


Fig. 9. Microstrati con struttura interna a laminazione mm-ritmica. In A, B, E prevalgono i costituenti litici (per lo più dolomite). Nelle lamine più chiare (specie in C) è diffusa la blenda.

D, blenda colloforme con dolomite, pirite, marcasite, adularia e diffusi cristallini di galena (nero in figura).

st, strutture stilolitiche.

Il contatto fra B e C è una superficie di erosione.

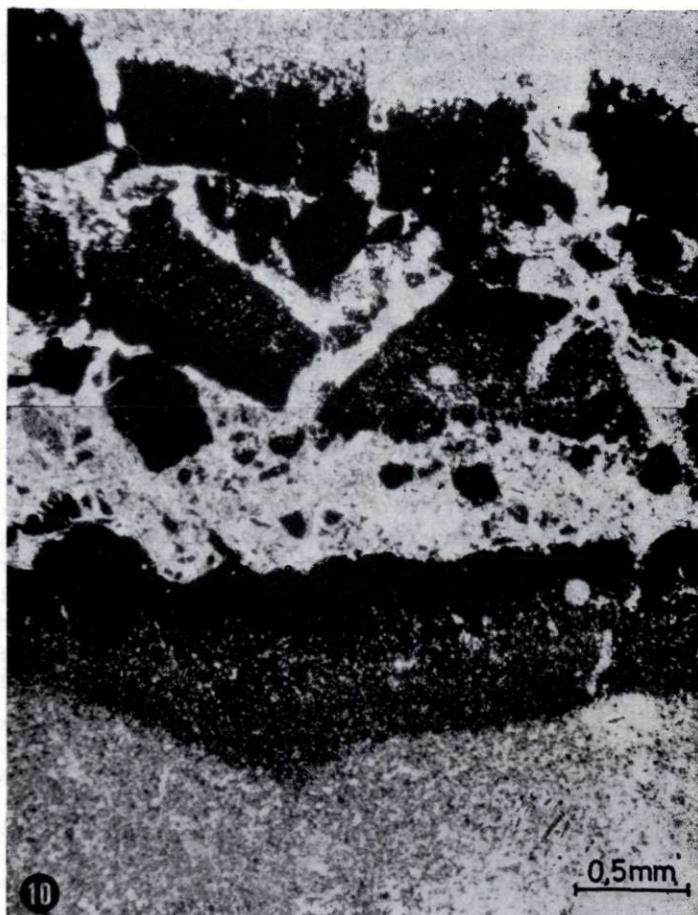


Fig. 10. Frammenti eterodimensionali di blenda (in nero) disposti senza alcun ordine entro una matrice dolomitica (in chiaro). Esiste una stretta analogia mineralogica e tessiturale fra i clasti di blenda ed il microstrato, pure di blenda, indisturbato a letto. Ciò dimostra che i primi provengono dal rimaneggiamento dello strato sottostante (brecciola blendosa intra-formazionale).

Sez. sottile, N//

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I campioni studiati mostrano distinte e tipiche strutture sedimentarie, le quali indicano chiaramente un'origine sinsedimentaria per i minerali metallici inclusi.

La Dolomia del Serla viene considerata un tipico biostroma; essa presenta nell'insieme caratteristiche di bio e litofacies sostanzialmente costanti sia orizzontalmente che verticalmente. Questa unità è però «rotta»

qua e là, specie nella parte alta, da lenti più o meno calcaree e marnose (presenti anche nel giacimento dell'Argentiera). A queste locali variazioni appaiono associate le strutture e mineralizzazione esaminate.

Queste strutture si sono presumibilmente formate in un mare poco profondo (ambiente epi-neritico), con acque da calme ad agitate, in condizioni debolmente ossidanti ma localmente anche riducenti (livelli più o meno bituminosi), i cui fondali erano sottoposti a lievi movimenti (tettonica sinsedimentaria). Doveva trattarsi di un ambiente piuttosto instabile anche entro brevi intervalli di tempo e spazio, e dotato, almeno in certi momenti, di alta energia.

Si tratta di depositi che rientrano fra quelli definiti da H. J. Schneider (1964) come «special facies», caratterizzati appunto da particolari strutture di accumulo (con ritmiti, strutture geopetali, di risedimentazione, di corrente, etc.).

Va sottolineata la composizione quasi costantemente carbonatica della frazione litica. In tutti i campioni esaminati sono presenti, seppur in quantità ed in associazioni molto varie, dei solfuri. Nell'ambiente sopra tracciato, probabilmente in zona di back-reef, avveniva, contemporaneamente alla deposizione del materiale litico, quella dei vari minerali metallici e di ganga, per via meccanica o chimica, in monocristalli od aggregati policristallini. La deposizione dei vari minerali avveniva in condizioni particolari, dipendenti dalle caratteristiche paleogeografiche della regione, in cui erano possibili, entro uno spazio relativamente modesto, anche notevoli variazioni di pH ed Eh.



Fig. 11. Nella parte mediana si osserva una stilolite. La roccia è un calcare debolmente marnoso. Si noti, in particolare l'addensarsi entro la stilolite di granuletti di blenda (punti chiari) mentre nella roccia questo solfuro è scarso. Nei vari campioni studiati la blenda è uno dei più diffusi costituenti del residuo insolubile delle stiloliti.

Sez. lucida, N//

Le modificazioni diagenetiche sono di vario ordine, e fin dalle prime fasi è iniziata tutta una serie di trasformazioni fisiche e chimiche che hanno «mascherato» in parte le caratteristiche primarie del sedimento.

Per quanto riguarda la provenienza dei componenti metallici, probabilmente essi sono stati introdotti nei bacini precedentemente descritti da apporti idrotermali legati al vulcanismo triassico (di cui esistono tracce evidenti nella zona) ed uscenti sul fondo del mare attraverso fratture.

Bibliografia

Amstutz, G. C. and Bubenicek, L. 1967, Diagenesis in sedimentary mineral deposits. *Diagenesis in sediments*, Ed. G. Larsen and G. V. Chilingar, p. 417—475. Elsevier, Amsterdam-London-New York.

Colbertaldo, D. di 1952, I giacimenti piombo-zinciferi di Grigna e Pian da Barco nelle Alpi Orientali. Raibl, Soc. Min. del Predil, XIX Sess. Congr. Geol. Inter., Algeri.

Colbertaldo, D. di 1957, Corso di Giacimenti Minerari. Vol. I. Cedam, Padova.

Colbertaldo, D. di 1966, Una nuova interpretazione del giacimento dell'Argentiera. Symp. Intern. Giac. Min. Alpi, Vol. I, p. 77—81, Trento.

Colbertaldo, D. di 1967, I giacimenti piombo-zinciferi dello Anisico delle Alpi Bellunesi e la loro genesi alla luce delle più recenti interpretazioni. *Giornata St. Geom.*, Agordo.

Colbertaldo, D. di 1968, Aspetti sedimentari in giacimenti epigenetici e loro interpretazione (Cambrico sardo e Trias alpino). *Geol. Tecn.*, n° 2.

Feruglio, G. b. 1969a, Blenda stalattitica nel giacimento dell'Argentiera (Auronzo). Museo Friul. di St. Nat., Pubbl. n° 13, Udine.

Feruglio, G. b. 1969b, Sulla presenza di galena dendritica nel giacimento dell'Argentiera (Auronzo). Museo Friul. di St. Nat., Pubbl. n° 14, Udine.

Feruglio, G. b. 1969c, Osservazioni sulle «bocce tettoniche» del giacimento dell'Argentiera (Auronzo). Museo Friul. di St. Nat., Pubbl. n° 15, Udine.

Ogniben, G., I giacimenti piombo-zinciferi dell'Aiarnola e di M. Russiana nella regione di Auronzo. *Mem. Ist. Geol. e Min. di Padova*, Vol. XVII. Padova.

Ricci Lucchi, F. 1970, *Sedimentografia*. Ed. Zanichelli, Padova.

Schneider, H. J. 1964, Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the Ladinian geosyncline of the Eastern Alps. *Sedimentology and ore genesis* (Ed. G. C. Amstutz), p. 29—45. Elsevier Publ. Co., Amsterdam.

Schulz, O. 1964, Mechanische Erzanlagerungsgefüge in den Pb-Zn Lagerstätten Mežica—Mieß (Jugoslawien) und Cave del Predil—Raibl (Italien): Berg- und Hütten. Monatshefte, Sonderdruck aus Heft 12.

Schulz, O. 1967, Die synsedimentäre Mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). *Tsch. min. und petr. Mitt.*, Sonderdruck aus Band XII, Heft 2-3. Wien.

Taramelli, T. 1883, Note illustrative della Carta geologica della Provincia di Belluno. Tip. Fratelli Fusi, Pavia.

Tornquist, A. 1932, Einige Erzlagerstätten vom Typus Raibl—Bleiberg in Dolomiten. *Sitz. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl.*, 141. Wien.

Zuffardi, P. 1965, Strutture sedimentarie in talune mineralizzazioni paleozoiche sarde a solfuri. *Res. Ass. Min. Sarda*, LXX, n° 5.

Small Scale Sedimentary Features in the Argentiera Ore Deposit, Auronzo District, Province of Belluno

Giambattista Feruglio

SUMMARY

Sedimentary features observed in some not oriented ore samples from the Argentiera Pb-Zn ore deposit are described. This ore deposit, of the so called "Bleiberg type", lies in a massive reef complex of Anisian age. The ore body, approximately "mushroom-shaped", lies in a strongly tectonized area, and consists of a chaotic mass of fragments of marl, limestone, dolomite and ore (sphalerite, galena, pyrite, marcasite and their weathering products). These features appear to be of distinct genetic value and support a sedimentary origin.

The main sedimentary features observed are:

a) **Bedding.** It is the most manifest primary structure (usually of the parallel type). The bed thickness varies from some millimetres to a few centimetres. It is revealed by changes of lithic composition, amount of sulphides, colour, internal structure, size and form of particles. Bedding surfaces are smooth, wavy or irregular. The internal structure may be structureless, graded or parallelly laminated. Most of beds are formed by mechanical deposition and some by chemical deposition (of sulphides and lithic material). No bed is completely barren. The sulphide distribution is not homogeneous.

b) **Graded bedding.** Polar depositions of sulphide and dolomite grains are present.

c) **Parallel lamination** is mm-rhythmic and well preserved. The internal structure of laminae is structureless or graded. Dolomite-sphalerite mm-rhythmites are spread.

d) **Slumping** is uncommon and characterized by contorted, overfolded, disrupted thin beds (mineralized or not).

e) **Load cast** consists of: 1) mineralized mm-rhythmic laminae depressed by loading of overlying lithic or ore fragments; 2) inequal sinking of coarser material (commonly psammitic) into finer, still hydroplastic aggregate (usually pelitic); 3) load-deformed channels.

f) **Cut and fill.** The erosion surfaces may be smooth, irregular, with "pockets" or V-shaped channels, on millimetre scale, which penetrate into the underlying bed. Resedimented ore fragments were observed. Sometimes the erosion surfaces represent a clear change in the deposition conditions (for instance from a mechanical deposition of fine-grained pyrite and dolomite to chemical deposition of sphalerite and galena).

g) **Penecontemporaneous faulting.** It consists of small normal or reverse faults cutting one or only a few beds, mineralized or not. Faulting

took place at different times. Along fault planes fractured and deformed ore was observed.

h) **Stylolites.** Stylolitic columns are usually lower than 3 mm. The insoluble residual products consist of clay minerals, quartz, sphalerite, pyrite, marcasite and very rare galena.

All these features point out a syn-sedimentary mineralization in the Argentiera ore deposit. The environment leading to sulphide deposition is bound to "special facies" of the Anisian reef complex. They suggest also frequent and short intervals of eventful changes of the sedimentary conditions ("quiet water" stages, turbidity currents, soft-sediment deformations, penecontemporaneous phases of resedimentation, etc.).

DISCUSSION

Bakos: Nel 1966-1967 ebbi l'occasione d'effettuare uno studio geologico nel settore minerario del Monte Rusiana (Miniera dell'Argentiera) onde poter precisare la posizione stratigrafica di certi orizzonti dell'Anisico medio-superiore e del Ladinico inferiore e medio. Conosco pertanto sufficientemente, da un punto di vista geologico, la zona in argomento.

Le chiedo: queste strutture sedimentarie del giacimento piombo-zincifero dell'Argentiera sono state da Lei osservate dove esiste una importante lacuna stratigrafica oppure lontano da questa?

Feruglio: No. Dall'esame di pochi campioni e senza uno studio geologico dettagliato della zona non ritengo di aver elementi validi per convalidare od escludere questa importante discordanza stratigrafica di cui Lei parla.

Bakos: Lei sa benissimo che nella regione del Monte Rusiana esiste una lacuna anisico-ladinica corrispondente a quella riscontrata da Salafossa a Sappada. Desidero sapere in altri termini se la mineralizzazione a solfuri, localizzata a mio avviso spesso lungo questa superficie, manifesta dette strutture laddove si osservano tasche, imbuto e fratture più o meno riempite da brecce, conglomerati e suoli fossili?

Queste strutture si riscontrano dunque al di fuori o nel karst?

Feruglio: Tutti i campioni che ho esaminato provengono dal giacimento vero e proprio. Il giacimento è coltivato a giorno, e durante numerose visite protrattesi per vari anni ho avuto occasione di raccogliere questo materiale in diversi livelli. Questi campioni fanno parte dei clasti di tipo variabilissimo che si trovano nel corpo minerario dell'Argentiera. Queste sono strutture non comuni, bensì rare per questo giacimento.

Bakos: E' ciò che propriamente volevo sapere! Se ho ben compreso la mineralizzazione da Lei studiata proviene dalle brecce che, immerse in un materiale marnoso e marnoso-dolomitico, costituiscono le masse subsferiche che ricolmano il «karst», della dolomia anisica.

Feruglio: Sì. Tutti i campioni provengono dall'interno del giacimento.

Bakos: Concludendo: durante la fase d'emersione la dolomia anisica ha subito intensi processi di «weathering» che sono stati pro parte fossilizzati dalla trasgressione ladinica.

Il contatto sarebbe marcato da evidenti, diverse forme carsiche e la mineralizzazione piombo-zincifera si ubicherebbe lungo questa superficie.

Ha anche Lei osservato a Sud dell'Ansiei chiari fenomeni di emersione? Ha rilevato anche Lei, un pò ovunque sui versanti sudoccidentali del Monte Rusiana processi di dolomitizzazione, silicizzazione e presenza di paleosuoli?

Feruglio: Non ho finora osservato strutture del tipo a cui Lei si riferisce. E' questo in un problema che mi sono posto anch'io e che sarà oggetto di indagini in un prossimo futuro.

Situazione, problemi e prospettive dell'industria mineraria nella regione autonoma Friuli-Venezia Giulia

Sergio Brunetta e Alberto Pastorini

Premessa

Questo 2° Simposio Internazionale sui depositi minerari delle Alpi che si tiene nella Repubblica Socialista di Slovenia, offre, ad avviso dell'Amministrazione regionale del Friuli-Venezia Giulia, un'occasione preziosa sia per sentire dalla viva voce dei qualificati studiosi che danno vita al Convegno, i risultati dei loro studi più recenti in merito alle possibilità e potenzialità minerarie della catena alpina, che tanta parte copre di entrambi i territori regionali, sia per aprire un dialogo in materia con la Repubblica Socialista di Slovenia, confrontando le situazioni, i problemi e le prospettive dei rispettivi settori minerari.

I problemi infatti che caratterizzano il settore minerario nelle due Regioni non dovrebbero presentare sensibili differenze: accanto alla miniera piombo-zincifera di Mežica abbiamo infatti il giacimento analogo di Cave del Predil; ottime acque minerali, idonei materiali di cava come marmo, carbonato di calcio ecc. sono presenti in entrambi i territori.

Il rilancio delle attività legate all'estrazione, alla lavorazione ed alla commercializzazione delle sostanze minerali è evidentemente un'esigenza comune ed uno scambio di esperienze e conoscenze può essere uno strumento prezioso sia per la valorizzazione delle rispettive risorse sia per la copertura di quel margine di complementarietà che necessariamente esiste fra le singole produzioni.

E' con questi intenti che l'Amministrazione regionale del Friuli-Venezia Giulia partecipa al presente Convegno con una comunicazione che vuole essere una informazione sulla situazione, sui problemi e sulle prospettive dell'industria mineraria regionale, auspicando la nascita di un dialogo proficuo in materia con la Repubblica Socialista Slovena.

Situazione e problemi alla costituzione della Regione

Al momento della costituzione della Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia (legge costituzionale 31 gennaio 1963 n. 1) la situazione dell'industria mineraria nel territorio regionale si presentava sotto un profilo tutt'altro che promettente, notevoli essendo i problemi e poco chiare le

prospettive (con la espressione «industria mineraria» ci si intende riferire a tutte le attività concretantisi nella ricerca e coltivazione di tutte le sostanze minerali nonchè nella lavorazione e commercializzazione delle medesime).

Infatti, erano cessate certe attività di notevole importanza (miniera, essenzialmente cuprifera, di Monte Avanza nella fascia nord-occidentale della Regione, che sospese i lavori alla fine della seconda guerra mondiale, dopo aver occupato negli ultimi tempi fino a 300 operai; giacimenti carboniferi specie nella Val Degano decaduti definitivamente alla fine del secondo conflitto per il noto declino del valore economico di tali combustibili sotto la spinta del crescente interesse per altre fonti di energia).

Altre risultavano inattive o quasi (miniera di fluorite di Val d'Aupa che, iniziata una promettente attività nel 1954 con l'occupazione di oltre 30 dipendenti è stata da pochi anni trascurata dal concessionario per motivi specialmente finanziari e organizzativi; concessioni di ottime acque minerali ad uso terapeutico ultimamente trascurate per impossibilità di concretare gli strumenti necessari per valorizzarle con soddisfacenti risultati economici).

Altre ancora (quelle relative ai materiali di cava) o erano ancora nella fase iniziale e necessitavano di maggiori investimenti per crearsi un mercato (marmi e pietre ornamentali della Carnia e del Friuli, gesso) o erano caratterizzate da una produzione stazionaria contro le reali possibilità di sviluppo (sabbia ed arenarie silicee) o avevano visto diminuire sensibilmente la propria produzione dopo aver conosciuto tempi felici (industria dei laterizi connessa con lo sfruttamento delle argille).

Si aggiunga la situazione critica delle Miniere piombo-zincifere di Raibl, dovuta a vari fattori:

Per di più l'attività di ricerca nel territorio regionale era praticamente inesistente in tutti i campi e da anni non veniva rilasciato un permesso di ricerca.

La situazione che si presentava nel campo dell'industria mineraria era quindi tale da imporre all'Amministrazione regionale un impegno non indifferente per tentarne il rilancio.

Un primo, necessariamente incompleto esame di tale situazione, nonchè dei problemi della medesima, consentiva all'Amministrazione regionale di soffermare la propria attenzione su alcune considerazioni di particolare importanza sulle quali impostare una traccia provvisoria di interventi diretti a creare le condizioni per un rilancio dell'industria mineraria regionale, colmandone le lacune conoscitive e permettendo conseguentemente la formulazione di una organica e definitiva politica mineraria.

Tali considerazioni discesero dalla rilevazione delle seguenti esigenze prioritarie:

1. Ripresa delle ricerche «in grande» nell'area adiacente alla Miniera piombo-zincifera di Raibl, ultimamente piuttosto trascurate, e ricerca sistematica degli orizzonti indiziati per le manifestazioni piombo-zincifere, cuprifere e mercurifere in tutto il territorio regionale.

2. Censimento e studio approfondito delle acque minerali e termali presenti nella Regione nonchè dei minerali non metalliferi (marna di

cemento, fluorite e barite) e dei prodotti di cava (marmo, marmorino, dolomia, sabbie silicee, argilla, gesso); contemporanee indagini giacimentologiche, mineralogiche, tecnologiche ed economico-commerciali dirette ad evidenziare e colmare le carenze tecnico-organizzative delle attività connesse con lo sfruttamento e la lavorazione di tali sostanze.

3. Esame approfondito sulla giustificazione economica di eventuali insediamenti industriali per la lavorazione e la trasformazione di sostanze minerali.

4. Accertamento dell'esistenza o meno di possibilità petrolifere nel territorio regionale mediante completa prospezione delle aree strutturalmente promettenti.

Azione dell'Amministrazione regionale e situazione attuale

Alla luce di tali considerazioni in ordine alle prioritarie esigenze conoscitive e riorganizzative dell'industria mineraria regionale nella prospettiva di un'azione diretta al decollo di certi sottosettori della medesima e al rilancio e consolidamento di altri, l'Amministrazione regionale ha concretato il suo intervento in materia, sia sul piano amministrativo che su quello legislativo, mediante delle iniziative che hanno modificato la situazione dell'attività mineraria nel territorio regionale nel modo e nella misura che sotto si riassumono per settori.

a) *Minerali metalliferi*. E' stato fatto il possibile per definire nei tempi più brevi la convenzione con l'AMMI per la gestione delle Miniere di Raibl: il contratto, stipulato all'inizio del 1968, ha reso possibile da un lato la ripresa sistematica delle ricerche *piombo-zincifere* nell'area adiacente alla Miniera (la Società sta investigando un'area di circa 6000 ettari coperti da permesso di ricerca al di fuori dei limiti della concessione nell'ambito della quale ha peraltro ripreso le ricerche; in un permesso sono stati raggiunti dei risultati discreti sicchè è stato trasformato in concessione), dall'altro ha aperto la prospettiva dell'insediamento di uno stabilimento industriale per la trasformazione del rame nel territorio regionale, per la cui realizzazione l'AMMI si è appunto impegnata nella convenzione.

A proposito della Miniera di Raibl aggiungeremo ancora alcune considerazioni informative. Le incertezze sul reperimento di minatori (vi sono occupate circa una ottantina di maestranze slovene che svolgono un ottimo lavoro ma che si dubita siano suscettibili di aumento data la pratica eliminazione della disoccupazione nella vicina Repubblica) e sul ritrovamento di colonne ricche, rendono piuttosto difficili le previsioni sul futuro della miniera. Si nota pertanto, negli ultimi 10 anni, una continua discesa della curva dell'impiego di maestranze (da 574 nel 1961 a 510 nel 1970).

Infine, l'aumento sensibilissimo dei costi di produzione accanto ad una stazionarietà della produzione (sulle 50.000 tonn/anno di concentrati blenda e galena) e del prezzo di mercato del prodotto, nonchè gli insoddi — sfacenti tenori delle scorte ricostituite, sono altrettanti elementi suscettibili forse di rendere economicamente improduttiva la miniera.

Sarà pertanto necessario un poderoso sforzo sia nelle ricerche che nella riorganizzazione; sarà parimenti opportuno studiare le eventuali possibilità di rilanciare la produzione dei giacimenti piombo-zinciferi delle Alpi Orientali, esaminando la convenienza o meno di sostenere la medesima con un comune stabilimento di trasformazione.

E' stata inoltre promossa la costituzione della «Società Mineraria Alpi Orientali S. p. A.», con il duplice intento di poter contare su una Società che fosse in grado di recepire ogni possibilità di sfruttamento delle risorse minerarie «in loco» e di favorire la concentrazione degli sforzi, in materia, del capitale pubblico e privato (il capitale sociale è infatti stato sottoscritto per il 40 % dall'AMMI, per un ulteriore 40 dalla Montepioni e Montevicchio, per il 20 % dalla Friulia — finanziaria regionale). Tale Società, costituita alla fine del 1968, sta già compiendo ricerche minerarie su oltre 3000 ettari coperti da permesso di ricerca.

Interesse per le ricerche *mercurifere* ha altresì dimostrato una importante Società Mineraria alla quale è stato recentemente accordato permesso di ricerca su un'area di circa 2000 ettari.

Sul piano legislativo la Regione, con Legge regionale n. 28 del 24 ottobre 1966, ha impegnato 650 milioni in 5 anni per finanziare «in toto» provvedimenti per favorire la ricerca e la valorizzazione delle sostanze minerali e di altre risorse naturali nel territorio regionale. Tale legge ha reso possibile la stipulazione (inizio 1968) di una convenzione con il Consiglio Nazionale delle Ricerche per un piano sistematico quinquennale di ricerche minerarie, nell'ambito della quale sono state svolte le prime campagne geochimiche e geologico-petrografiche — ad opera di ricercatori e studiosi del C. N. R., del C. N. E. N., dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Trieste e di altre Università Italiane — indirizzate soprattutto a indagare le manifestazioni di *Pb, Zn, Cu, Ge, Hg*.

L'elaborazione statistica dei primi risultati ha già consentito di impostare scientificamente le successive ricerche di dettaglio, geofisiche e tradizionali, sulle aree presentanti anomalie apprezzabili e indicazioni promettenti; per lo svolgimento di tale campagna si conta precipuamente sul contributo tecnico-scientifico ed organizzativo della Cattedra di Giacimenti Minerari dell'Università di Milano e dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Trieste.

E' evidente lo stimolo che i risultati definitivi potranno dare agli investimenti diretti ad approfondire le precise indicazioni che emergeranno, al fine di tradurre in termini economici le risultanze delle indagini tecnico-scientifiche.

b) *Fonti di energia*. Sono stati accordati alla SNIA Viscosa, e successivamente la titolarità è stata estesa anche alla GULF ITALIA, tre permessi esclusivi di ricerca per *idrocarburi* liquidi e gassosi su un'area di oltre 160.000 ettari: i risultati di tale ricerca, unitamente a quelli delle ricerche dell'ENI nella fascia costiera al medesimo riservata con legge, daranno una risposta definitiva al quesito più volte ventilato se esistano o meno nel territorio regionale adunamenti di idrocarburi suscettibili di sfruttamento economico.

In caso di risposta positiva, il vantaggio sia economico che occupazionale, per la Regione, è di immediata valutazione.

c) *Minerali non metalliferi*. Questo gruppo merceologico sembra rivestire un certo interesse per la Regione solo limitatamente alla *marna da cemento*, alla *fluorite* e, forse, alla *barite*.

Purtroppo l'unica miniera di *fluorite* esistente nel territorio regionale (Val d'Aupa) è inattiva già da diversi anni a causa di varie vicende, soprattutto organizzative, del concessionario.

Pertanto la purezza del minerale, la mancata esecuzione, fino a questo momento, di ricerche sistematiche nonché la mancata adozione di nuove tecnologie per la separazione del minerale (per l'innanzi separato meccanicamente sul posto), sono altrettanti elementi che giustificano un impegno per la riapertura della miniera.

E' attualmente in corso la pratica per il trasferimento della concessione ad un importante gruppo, seriamente intenzionato a riattivarla.

Per quanto riguarda la *marna da cemento*, i quasi tremila ettari di permessi di ricerca accordati hanno portato a risultati quanto mai proficui in quanto le disponibilità di calcare ed argilla, se non sempre di marna da cemento, che sono state scoperte in località particolarmente favorevoli per quanto riguarda la posizione geografica, hanno fatto sì che due operatori economici preventivassero l'insediamento di due cementifici, uno dei quali è ultimamente entrato in produzione e che occuperanno alcune centinaia di unità lavorative.

d) *Materiali di cava*. In considerazione delle lacune conoscitive e delle carenze tecnico-organizzative che caratterizzavano le attività connesse con l'estrazione e la lavorazione dei materiali di questo settore merceologico al momento della costituzione della Regione, l'Amministrazione regionale ha ritenuto necessario, come prima cosa, affidare ad Istituti specializzati (SORIS, ENAPI) incarichi per l'effettuazione di studi sulla situazione e sulle prospettive di rilancio di certe attività (marmo, laterizi, ceramiche). Tali studi hanno permesso di mettere a fuoco i punti di forza e quelli critici nella dinamica dei singoli sottosettori e conseguentemente di postulare agli Uffici regionali delle ipotesi operative di intervento pubblico a sostegno dei medesimi.

Nel sottosettore del *marmo* e delle pietre ornamentali è stato dato inoltre incarico all'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Trieste di affiancare l'opera dei cavatori provvedendo contemporaneamente alla determinazione delle caratteristiche chimico-fisiche dei marmi, di modo che, al momento attuale, è disponibile la carta d'identità praticamente di tutta la vasta gamma di marmi regionali (grazie alle pubblicazioni: «I marmi del Friuli», «I marmi del Carso», «La pietra piasentina») alla cui conoscenza e propaganda è stato dato un ulteriore contributo mediante concorso nelle spese per esposizioni e mostre talvolta organizzate direttamente dall'Amministrazione regionale.

Per quanto riguarda poi le industrie legate alla lavorazione del *marmo* e delle *argille*, gli studi predisposti ad opera di Istituti di rilevazione hanno

consentito, sulla base di una esatta conoscenza economica, organizzativa e commerciale dei settori, di postulare la necessità, per un più vivo inserimento dei prodotti relativi nel mercato nazionale ed estero, di una indispensabile ristrutturazione suscettibile di favorire l'integrazione verticale delle lavorazioni e di aumentare gli standards produttivi in modo da allinearli alle moderne esigenze economiche e di mercato.

Analoghi sembrano anche i problemi che caratterizzano le attività, ancora disorganizzate e di molto al di sotto delle possibilità che il mercato e la bontà dei materiali offrono, legate all'escavazione e lavorazione del gesso, del carbonato di calcio, delle sabbie silicee.

Ci sono pure delle notizie sulla presenza di una dolomia ad alto contenuto in magnesio.

Studi giacimentologici e tecnico-organizzativi su tali materiali, o sono già in corso (sabbie silicee, gesso) o stanno per essere affidati.

e) *Acque minerali e termali*. Ricercatori privati stanno investigando oltre 7000 ettari; la ricerca ha avuto esito positivo per tre ricercatori, ai quali sono state conferite altrettante concessioni per lo sfruttamento di *acque minerali*.

L'importanza di tali iniziative, sollecitate e favorite dall'Amministrazione regionale, è di immediata valutazione sia sul piano economico — se si pensa che la Regione Friuli-Venezia Giulia, nonostante si sapesse da tempo dell'esistenza di ottime acque minerali, è sempre stata totalmente tributaria di altre regioni per quanto riguarda il consumo di tale prodotta sul piano sociale, dato che sarà in tal modo assicurata una occupazione di unità lavorative veramente notevole per un'area montana e da sempre soggetta all'emigrazione come quella in cui sorgeranno gli stabilimenti.

Al centro di vivo interesse sono pure le acque *solfato-alcantino-terrose* e *solfo-ferruginose*, piuttosto trascurate per il passato. Sono infatti in atto ricerche specifiche dirette a studiare le caratteristiche terapeutiche nonché le possibilità economiche delle sorgenti esistenti per una loro utilizzazione sul piano turistico-terapeutico.

Anche qui è evidente l'impulso all'economia di zone montane depresse che potrà venire dai risultati positivi di tali ricerche.

Per il momento va segnalato il discreto impulso che hanno dato all'economia della vallata del But gli investimenti diretti a ristrutturare e valorizzare il complesso terapeutico delle Terme di Arta.

Per quanto riguarda le *acque termali* è da ricordare come, non lontano da Trieste, sorga uno stabilimento termale attualmente abbandonato ma utilizzato fino a non molto tempo fa sin dall'epoca romana, come ne testimonia il nome: «Terme Romane».

Il grande interesse turistico-sanitario che potrebbe revestire una ripresa della loro attività ha suggerito all'Amministrazione regionale l'opportunità di procedere a uno studio geologico-geofisico completo della zona per accertare, sulla base della potenzialità delle sorgenti e della costanza della



Fig. 1. Depositi minerari della regione Friuli-Venezia Giulia

1 Miniera di rame, 2 Miniera di carbone, 3 Miniera di fluorite, 4 Acque minerali, 5 Acque termali, 6 Cava di marmo, 7 Cava di gesso, 8 Cava di sabbie silicee, 9 Cava di argilla, 10 Cava di carbonato di calcio, 11 Miniera di zinco e piombo

temperatura, le possibilità di un loro ripristino preferibilmente al di fuori della zona industriale di Monfalcone in mezzo alla quale attualmente sorgono.

I risultati di tale studio sono ora all'esame dei competenti Uffici.

Bilancio dell'azione svolta dall'Amministrazione regionale

L'analisi sopra illustrata della situazione dell'industria mineraria regionale risultante alla data attuale alla luce dei risultati dell'azione svolta dalla Regione, permette di soffermarsi su due considerazioni fondamentali:

1. L'attività di ricerca finanziata direttamente dalla Regione o incoraggiata e favorita dalla medesima presso gli operatori privati è stata intensissima, al punto che sono state investigate o sono in fase di investigazione aree che coprono praticamente tutto il territorio regionale interessante dal punto di vista minerario, con il risultato che nel giro di pochi anni sarà possibile disporre di un soddisfacente inventario delle risorse del sottosuolo regionale. Tale possibilità rappresenterà un incentivo per un maggior approfondimento della validità economica dello sfruttamento di certe sostanze e fornirà la necessaria conoscenza di base.

2. L'interesse fin qui dimostrato dalla Regione e dagli operatori privati per il settore minerario ha determinato il sorgere di iniziative di notevole importanza che in breve tempo saranno concretate nel territorio regionale: ci si riferisce al progettato sfruttamento di acque minerali da tavola (previsto un investimento totale di un miliardo e mezzo e l'occupazione di oltre 200 unità lavorative) e di marna da cemento (previsto un investimento totale dell'ordine dei 10 miliardi e l'occupazione di alcune centinaia di unità lavorative). Si è potuto notare altresì un incremento della produzione nel settore del gesso (da 8800 tonn. nel 1964 a 60.000 tonn. nel 1968) e in quello lapideo.

(Ci si limita a ricordare le sole attività già esistenti o progettate e di sicura e immediata attuazione senza soffermarsi su quelle che non potranno non coronare gli sforzi in un futuro molto prossimo, vale a dire le attività legate a eventuali esiti positivi delle ricerche in atto.)

Politica mineraria regionale: situazione e ipotesi per l'azione futura

Accanto alla L. R. n. 28/1966 prima ricordata, recante provvidenze per la ricerca e la valorizzazione delle sostanze minerarie nel territorio regionale, si è ultimamente provveduto (L. R. n. 38/1971) a porre in essere un ulteriore provvedimento che rispondesse ad alcune esigenze che non avevano potuto essere soddisfatte dal precedente provvedimento.

Mentre infatti la L. R. n. 28/1966 si preoccupava di fornire all'Amministrazione regionale i mezzi necessari per finanziare in proprio ricerche minerarie nell'intento di ovviare alla scarsa conoscenza del settore ed al poco interesse per il medesimo dimostrato dall'operatore privato, il provvedimento ultimamente approvato ha inteso mobilitare la maggior quantità possibile di risorse finanziarie e di capacità imprenditoriali di ricercatori privati nel campo della ricerca e della lavorazione delle sostanze minerali.

Si è così deliberato di venire incontro alle spese relative in considerazione dell'entità e dell'aleatorietà delle medesime, gli investimenti relativi potendo essere ammortizzati solo in caso di esito positivo delle ricerche. Si è altresì tenuto conto della tormentata morfologia delle zone montane, la quale rende quanto mai gravosa la costruzione di piazzali, strade, allacciamenti idrici ed elettrici, alloggiamenti, servizi, ecc., indispensabili alla ricerca, prevedendo adeguati contributi percentuali sulla spesa relativa.

E' stata contestualmente data attuazione ad un'esigenza, che si era avuto più volte occasione di rilevare, in ordine alla necessità di poter

disporre di un organo consultivo in materia mineraria, che possa dare il proprio qualificato parere ogni qualvolta la legge lo richieda, esprimere voti sulle misure ritenute necessarie per il superamento di particolari problemi che si pongano in certi settori dell'attività mineraria, seguire con cognizione di causa la proficua attuazione dei provvedimenti varati dalla Regione in materia mineraria.

E' stato pertanto costituito un Comitato regionale delle Miniere che si confida possa essere un prezioso strumento per l'esplicazione di una compiuta e tecnicamente valida autonomia regionale in materia mineraria.

Fra le altre esigenze ricorderemo ancora la necessità di favorire al massimo la lavorazione «in loco» delle sostanze minerali mediante un incentivo all'associazionismo degli operatori che sfruttano certi materiali al disotto delle possibilità offerte dal mercato e dalla bontà dei materiali stessi, vuoi per non sufficientemente affinato spirito imprenditoriale dovuto alla tradizione troppo recente di certe attività, vuoi per non sufficienti disponibilità finanziarie.

E' necessario inoltre che tutti i dati emergenti dalle ricerche pubbliche e private in atto nel territorio regionale, vengano coordinati, elaborati e recepiti in una carta geomineraria della Regione nonché in monografie ed inventari che costituiscono uno strumento utilissimo per indirizzare i lavori futuri (non solo strettamente minerari) fornendo un'informazione immediata sull'ubicazione, estensione e potenzialità delle formazioni interessanti, nonché sulle caratteristiche chimico-fisico-petrografiche delle medesime.

E' al proposito da tener presente la disponibilità che la Regione avrà fra pochi anni della carta al 10.000.

Un'ultima considerazione sul regime giuridico delle miniere e delle cave e sull'incidenza delle attività minerarie ed estrattive sull'assetto territoriale e sull'equilibrio ecologico-paesaggistico-ambientale.

Mentre per le miniere si richiede il necessario permesso dell'autorità regionale per le ricerche e le concessioni di coltivazione, i materiali di cava sono lasciati in disponibilità del proprietario del fondo; da qui difficoltà di ordine economico e programmatico per i coltivatori, derivanti dal fatto che il proprietario del suolo o chi per lui può talvolta avvelenare il mercato immettendovi prodotti scadenti a basso prezzo, oppure può artatamente elevare il costo dei terreni qualora siano appetiti per rifornirsi di particolari materiali.

Si ritiene che tali inconvenienti possano essere ovviati modificando il regime giuridico delle cave in maniera da assimilarle alle miniere; in tal modo sarebbe altresì possibile subordinare ogni permesso a una forma di autorizzazione che tenesse conto delle implicazioni ecologiche-ambientali di ogni modificazione paesaggistica legata allo sfruttamento minerario.

Lungo queste linee si è mossa e si sta muovendo l'azione dell'Amministrazione regionale del Friuli-Venezia Giulia nel settore minerario. Si confida che dal presente Simposio possano venire delle indicazioni utili per confermare la validità della stessa o per fornire eventuali suggerimenti.

Situation, Problems and Prospects of Mining Industry in the Region Friuli-Venetia Julia (Italy)

Sergio Brunetta, and Alberto Pastorini

SUMMARY

In a brief introduction we express our best wishes for an opening of a dialogue on mining subject between the two bordering regions. We come, thereafter, to explain the 'Situation and Problems at the Time of Region's Establishment (1963) in the Mining Field'. We deal with mining activities which were at that time active, inactive or ceased. We mention those activities which are characterized by an unsatisfactory production as to the actual possibilities offered by the quality of materials and by the market conditions. Through a careful examination of the situation the regional management could take into consideration some priority requirements in order to carry out an appropriate action. We explain, then, the action carried out by the regional management and the present situation. We subdivide the treatment of the matter into the following groups pertaining to the technology of marketable goods: metal minerals, energy sources, non-metal minerals, quarry materials, mineral and thermal waters. Now we try to strike the balance of the action carried out by the regional management. We mention the positive achievements and the future results of the present researches. In the last chapter 'Mining Policy of the Region: Situation and Hypotheses for the Future Action', you are informed about the regional legislation on mining matters and about the constitution of a consultation committee whose main purpose is to achieve a technically well-grounded autonomy of the Region in the mining field. At last, but not least, other prospects are mentioned (i. e. geo-mining map of the Region, adaption of the productive requirements to those of the landscape.

DISCUSSION

Jaffé: Il nuovo provvedimento della regione comprende anche delle misure fiscali?

Pastorini: No. La regione non può stabilire agevolazioni fiscali, che sono di competenza del governo centrale.

Jaffé: Si ricorda sempre la situazione dell'Irlanda che con un nuovo sistema discale più favorevole per l'industria mineraria è passata da un paese essenzialmente agricolo a un paese industriale con miniere importanti nel giro di dieci anni.

Caratteri lito-mineralogici e genetici dei giacimenti di talco della Val Germanasca nelle Alpi Occidentali (Italia)

Stefano Zucchetti

Introduzione

Oggetto della presente nota sono i giacimenti di talco della Val Germanasca, nelle Alpi Occidentali, in provincia di Torino (fig. 1), i più importanti d'Italia per produzione e qualità del materiale: da essi si estrae un talco in massima parte bianco e di elevato pregio, che rappresenta, se raffrontato alla produzione annua nazionale, la quasi totalità del minerale pregiato e circa la metà dei materiali talcosi di ogni tipo.

Ampia è la letteratura passata e recente, intesa soprattutto ad illustrare i lineamenti geologici e strutturali della zona oppure i caratteri mineralogici, geo-litologici e tecnici di questi adunamenti: nella bibliografia al termine della nota sono riportate le più significative pubblicazioni in proposito.

In questi ultimi anni ho svolto una serie di ricerche giacimentologiche, specialmente nelle tre miniere principali (quelle di Fontane, Crosetto e Maniglia), dove ho avuto cura, fra l'altro, di effettuare sistematiche osservazioni in pressochè tutti i cantieri di coltivazione e di raccogliere parecchie centinaia di campioni significativi per le indagini di laboratorio.

Ho così acquisito, insieme ad una chiara visione dei caratteri geologici locali, precise indicazioni sulla natura delle rocce in cui ricorrono i corpi mineralizzati utili e sulle loro reciproche relazioni, sulla esatta costituzione sia del talco (inteso in senso minerario) nelle varie zone dei diversi giacimenti, sia dei numerosi tipi mineralogici e litologici ad esso associati, la cui presenza e conoscenza si è rivelata di notevole interesse per far luce sul dibattuto problema del processo genetico dei giacimenti stessi.

Già una prima serie di osservazioni effettuate in miniera, di risultati ottenuti in laboratorio e di considerazioni conseguenti sull'argomento sono stati da me esposti in una nota preliminare (Zucchetti, 1969). Successive indagini, specie in laboratorio, anche su nuovi materiali, mi hanno consentito di confermare quanto stabilito in precedenza, di rendere più sicure le considerazioni aventi soltanto carattere provvisorio, di eliminare alcuni dubbi e di conseguire in definitiva una compiuta conoscenza giacimentologica di questi importanti e significativi adunamenti. Qui appunto voglio esporre in sintesi i principali risultati di questi miei studi.

Desidero, anche in questa sede, esprimere un vivissimo ringraziamento alla Presidenza, ai Dirigenti ed ai Tecnici della Società Talco e Grafite Val Chisone, per la cordiale ospitalità sempre riservatami e per l'appoggio sostanziale, le notizie ed i dati utili forniti.

Generalità sui giacimenti e sull'ambiente geologico

I giacimenti in oggetto sono costituiti, nel loro insieme ed a grande scala, da un ben definito orizzonte a talco, interstratificato nei terreni cristallini delle assise superiori del «massiccio Dora-Maira», in prossimità (a poche centinaia di metri) della sovrastante formazione dei calcesciti con rocce ofiolitiche («Mesozoico a facies piemontese»).

L'orizzonte a talco noto ed in parte coltivato si sviluppa su una superficie di oltre 2 km², con morfologia stratiforme anche se irregolare, giacitura variabile, da pianeggiante fino talora a raddrizzata, per locali pieghe (mediamente la direzione è NNW, l'immersione ad WSW, la pendenza sui 20°—25°) e con potenze utili solitamente comprese fra 1 e 3 m, talvolta anche superiori ai 10 metri.

Le diverse formazioni del «massiccio Dora-Maira» vengono oggi — alla luce dei più recenti studi e delle più moderne interpretazioni (vedasi ad esempio (Vialon, 1966) — schematicamente raggruppate nei seguenti «complessi», in base a criteri di analogia di facies, di paragenesi, di grado di metamorfismo subito dai vari tipi litologici:

— «complesso» degli «gneiss ghiandolari», con significato di «zoccolo» pre-carbonifero, a prevalenti gneiss di vario tipo (occhiadini omogenei, dioritici, amigdalari, granitoidi), migmatiti eterogenee, micascisti e gneiss minuti, ecc.;

— «complesso» grafítico detto «di Pinerolo», riferito al Carbonifero, a prevalenti gneiss minuti e micascisti con pigmento grafítico, passanti a scisti grafítici veri e propri; a quarziti, conglomerati, ecc.;

— «complesso» detto «di Dronero», riferito al Permo-Carbonifero, a prevalenti gneiss e micascisti di vario tipo, sovente lucenti, passanti inferiormente a facies con pigmento carbonioso; a porfiroidi arcosici e granofirici, ecc.;

— «complesso» detto «di Sampeyre», riferito al Permo-Trias, a prevalenti quarziti micacee, talora conglomeratiche, a micascisti quarzitici.

Localmente, nell'alta Val Germanasca, le formazioni superiori del massiccio Dora-Maira — riferibili a tipi del complesso «di Dronero» — sono costituite da alternanze di micascisti di vario tipo (granatiferi, cloritici, a cloritoide, epidoto, albite), intercalati a gneiss minuti, a gneiss porfiroidi («arcosici», tipo Luserna), a scisti cloritici, anfibolici, prasinitici, a calcari marmorei e calcefiri a tremolite, epidoto, ecc.

Le rocce incassanti del talco

Le rocce incassanti del talco sono di vario tipo, talvolta anche con notevoli differenze fra rocce di letto e di tetto in uno stesso cantiere.

Trattasi più frequentemente ed in generale di micascisti di varia composizione, di mica-cloritescisti, di cloritescisti, di scisti prasinitici o di

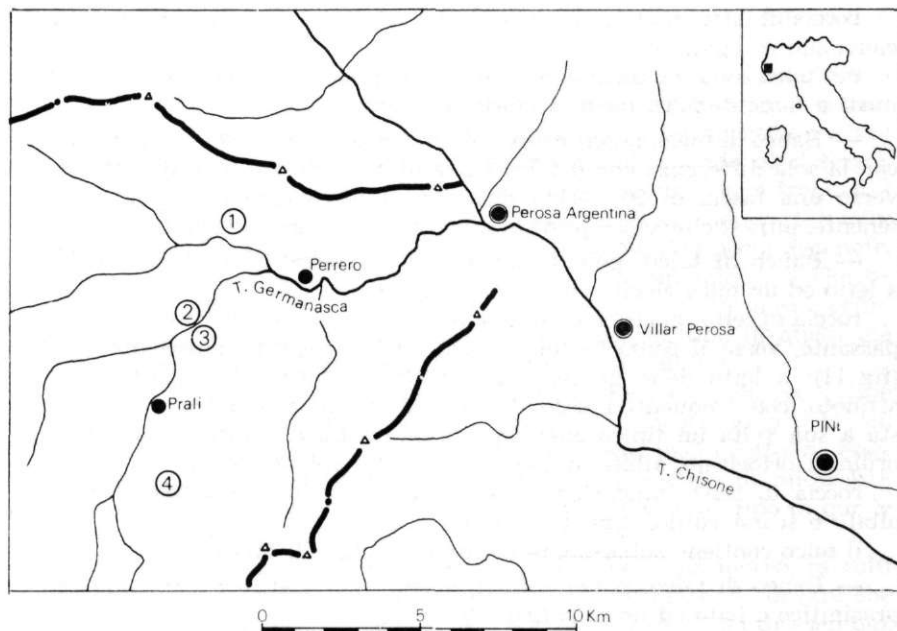


Fig. 1. Cartina dei principali giacimenti di talco della Val Germanasca
1 Maniglia, 2 Fontane, 3 Crosetto, 4 Envie

rocce consimili, talvolta di gneiss porfiroidi, di scisti ad albite e più miche, di calcefiri, fra loro variamente associati.

In parecchi cantieri, sovente a causa della potenza notevole del banco di talco, mi è stato possibile osservare e campionare la sola roccia di letto oppure quella di tetto: i tipi litologici sono sempre quelli sopra citati.

Fra i moltissimi casi rilevati in miniera, ne riporto alcuni particolarmente significativi.

— Banco di talco, potente m 1,20—1,30, interstratificato fra micascisti (fig. 2);

roccia di letto: micascisto a più miche (muscovite, fengite, sericite), contenente scarse albite e calcite; passante, verso il contatto col talco, a mica-cloritecisto (muscovitico), con subordinata albite e frequente rutilo;

roccia di tetto: micascisto riccamente granatifero (fig. 10), con frequenti clorite, albite, cloritoide, titanite; passante, verso il contatto col talco, ad un termine con abbondanti clorite e rutilo;

nel talco, misto a scarse clorite e zoisite, sono inclusi «rognoni» carbonatici a tessitura spatita, costituiti da prevalente magnesite, mista a talco, clorite e pigmento grafítico.

— Banco di talco, potente intorno ai 9—10 m, compreso fra mica-cloritecisti (fig. 3);

roccia di letto: un termine ad abbondanti clorite e rutilo, con scarse albite e titanite (a letto del quale è uno gneiss porfiroide ad albite e microclino);

roccia di tetto: un termine ad abbondanti clorite e talco, con subordinati cloritoide ed epidoto;

nel talco sono inclusi individui di pirite, noduli di quarzo e di carbonati misti e fasce di talco misto a clorite e titanite.

— Banco di talco, potente circa 50 cm: caso quasi analogo al precedente, con la sola differenza che il talco passa al mica-cloritescisto di tetto attraverso una fascia di 20—30 cm di scisto cloritico (privo di quarzo), contenente, oltre a clinocloro prevalente, anche frequenti talco e rutilo.

— Banco di talco, potente circa 1 m, interstratificato fra uno gneiss a letto ed un mica-cloritescisto a tetto (fig. 4);

roccia di letto: gneiss a quarzo, albite, muscovite (di spessore sui 30 cm), passante, verso il contatto col talco, a scisto a quarzo, muscovite e talco (fig. 11); a letto dello gneiss è una fascia di 50 cm di un'anfibolite ad attinoto, con frequenti muscovite, biotite ed epidoto, a letto della quale sta a sua volta un tipico gneiss porfiroide a quarzo-microclino, con subordinati ortoclasio, albite, muscovite, sericite, epidoto, ecc.;

roccia di tetto: mica-cloritescisto, con subordinati cloritoide, granato, albite e scarsi rutilo, ilmenite, zoisite;

il talco contiene subordinata clorite ed inclusi di quarzo.

— Banco di talco, potente circa 50 cm, interstratificato fra uno scisto prasinitico a letto ed un calcefiro a tetto;

roccia di letto: scisto prasinitico, di tipo ovariditico (fig. 12), molto ricco in titanite (fig. 13), con accessori rutilo, muscovite, epidoto;

roccia di tetto: calcefiro ad abbondante tremolite, con subordinate albite, muscovite, titanite, clorite;

nel talco sono incluse frequente tremolite ed accessorie clorite, albite, calcite, titanite.

— Banco di talco, potente poco meno di 50 cm: caso quasi analogo al precedente, con la differenza che la roccia di tetto è un calcefiro a molto abbondante epidoto (quasi un epidotte) (fig. 14), con accessori quarzo, tremolite-attinoto, pennina, albite, titanite, pirite.

Nella miniera di Maniglia ho rilevato un caso che mi pare particolarmente interessante e ne riferisco brevemente. Tre modesti strati di talco, spessi ciascuno 20—30 cm e concordanti con le formazioni incassanti, giacciono alla distanza di alcuni metri l'uno dall'altro.

Il primo strato (andando dal letto verso il tetto della serie), costituito da talco misto a subordinate clorite e magnesite, è compreso fra mica-cloritescisti ricchi in rutilo e con accessori epidoti e cloritoide (fig. 15); il secondo strato, a talco con frequenti, minuti individui di pirite e scarsa zoisite, è compreso fra uno scisto ovariditico molto ricco in clorite e con subordinati muscovite e rutilo (a letto) (figg. 16, 17) ed un micascisto con accessorie albite, clorite, calcite (a tetto); il terzo strato, costituito da talco e clinocloro fra loro intimamente associati, con molto subordinati rutilo e zoisite, poggia su di uno scisto ad albite, miche biotite e muscovite, clorite, con accessori attinoto, rutilo e titanite ed ha al tetto una fascia di magnesite mista a talco e clorite, cui seguono un sottile strato di scisto cloritico (a solo clinocloro e privo di quarzo), ricchissimo in rutilo e con

accessorio talco, e quindi un micascisto ricco in clorite, con subordinati granato, rutilo, epidoto.

Le rocce che ricorrono fra i tre straterelli di talco, raccolte all'incirca nelle zone mediane, sono rispettivamente un cloritescisto, con accessori albite, rutilo e titanite (fra il primo ed il secondo) ed un micascisto a più miche, con accessori albite, clorite ed epidoto (fra il secondo ed il terzo).

E' ancora da sottolineare un motivo ricorrente con una certa frequenza nella miniera di Fontana, rilevato in parecchi cantieri dei vari livelli: subito a letto del talco ricorre uno strato, dello spessore da pochi decimetri ad 1 m, di un micascisto di varia composizione (a più miche, a clorite, eventualmente con granato e cloritoide, a talco, ecc.) o di un mica-cloritescisto, a letto del quale sta a sua volta uno gneiss del tipo di quelli già segnalati in precedenza (porfiroide a microclino o ad albite).

Nei giacimenti in oggetto, infine, si è rilevato che rocce calcaree, a tipo di calcefiri e marmi bianchi veri e propri (fig. 5), ricorrono per lo più non già quali rocce incassanti a contatto del talco, ma a letto di esso, a distanza solitamente di molti metri, con l'interposizione di micascisti, mica-cloritescisti, scisti prasinitici, gneiss e di altre rocce del tipo di quelle segnalate in precedenza.

Analisi condotte su alcuni campioni di queste rocce marmoree, raccolti in varie zone sia in miniera che all'esterno, hanno permesso di rilevare che trattasi in genere di termini debolmente magnesiaci. A titolo di esempio, si riportano i valori relativi al calcio ed al magnesio di sette campioni, caratterizzati da un molto esiguo contenuto di minerali accessori (quali anfiboli, cloriti, muscovite, granati, ecc.)

CaO % = 51,81; 50,48; 52,66; 53,73; 54,08; 49,56; 50,93;

MgO % = 0,97; 1,80; 1,54; 2,21; 1,60; 2,02; 1,95.

I corpi mineralizzati a talco

Il corpo mineralizzato a talco è in genere costituito, nei giacimenti in oggetto, da un solo banco, di potenza molto variabile, interstratificato e concordante con le rocce incassanti; ma in alcuni casi, come già indicato in precedenza, ricorrono due od anche più banchi fra loro ben distinti, a distanze anche di alcuni metri l'uno dall'altro, separati da interstrati di rocce rappresentate in genere da cloritescisti, scisti anfibolici o prasinitici, micascisti a clorite-epidoto od a più miche, mica-cloritescisti.

Nel talco sono inclusi svariati minerali accessori, talvolta in individui isolati od in aggregati di individui ben visibili ad occhio, sovente invece ad esso intimamente frammisti e riscontrabili soltanto al microscopio.

Nelle fronti mineralizzate esaminate in miniera, nei campioni raccolti e soprattutto nelle molte sezioni sottili di «talco» studiate, ho potuto osservare i seguenti minerali: con una certa frequenza, cloriti (clinocloro-proclorite, pennina) (fig. 18), carbonati (in prevalenza magnesite e dolomite, molto meno spesso calcite e siderite), zoisite (fig. 19), clinozoisite ed epidoto ferriero, rutilo (fig. 20) e titanite (fig. 21), anfibolo del tipo tremolite-attinoto (figg. 22, 23), quarzo, pirite: molto meno frequenti, o

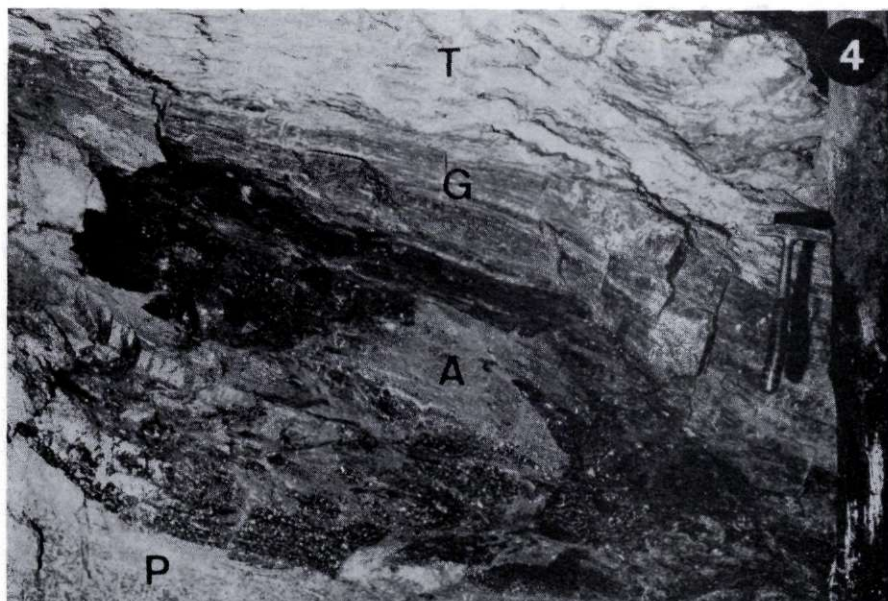
Figg. 2—5. Fotografie eseguite in miniera



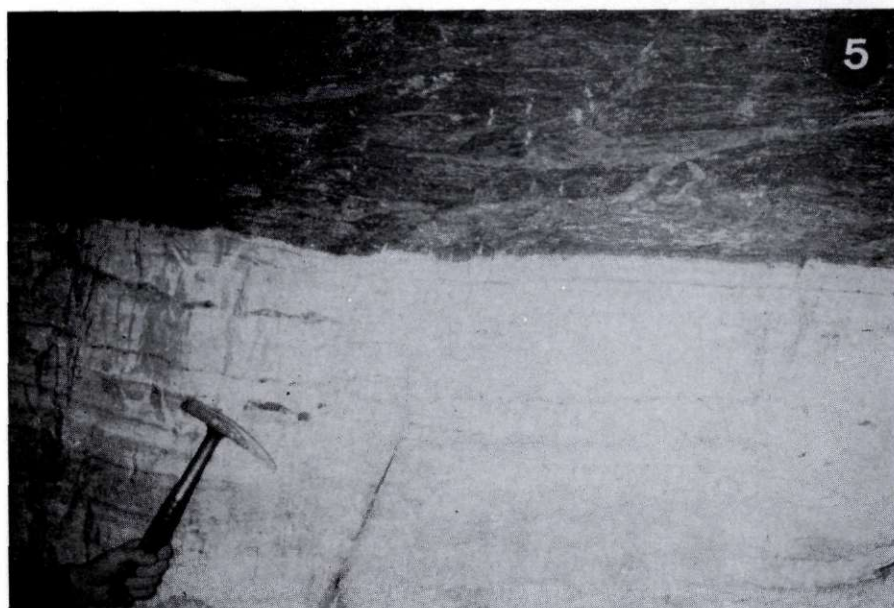
2. Talco con a tetto un micascisto granatifero



3. Talco con incluse lenti di clorite mista a talco; a tetto un mica-cloritescisto talcoso



4. Talco (T) interstratificato fra uno gneiss a quarzo, albite, muscovite (G) a letto ed un mica-cloritescisto a tetto; A anfibolite ad attinotto; P gneiss «porfiroide» a microclino



5. Calcefiro a granato-epidoto (chiaro) sotto a micascisto granatifero alternato a mica-cloritescisto; il talco è parecchi metri a tetto del contatto



6. Rognoni carbonatici (grigi) a magnesite con subordinati dolomite e talco, nel talco



7. Lente di scisto ovarditico (scuro) nel talco frammisto a clorite e passante a mica-cloritescisto; in basso, talco bianco



8. Fascia di scisto ad albite, talco, clorite, muscovite, con accessori vari, nel talco



9. Mica-cloritescisto ad epidoti cloritoide, granato (scuro) nel talco

Figg. 10—17. Microfotografie di sezioni sottili di rocce incassanti del talco

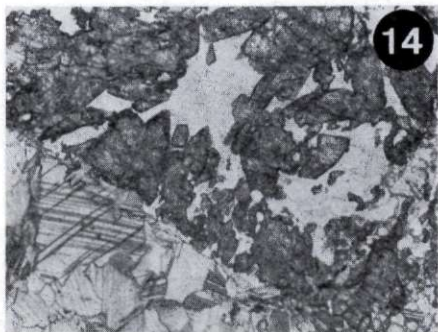
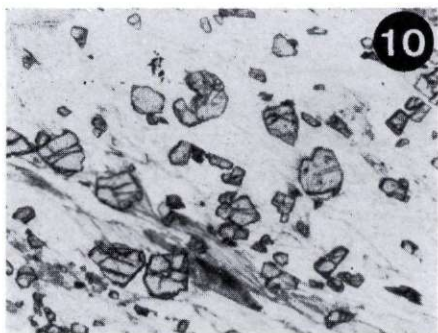
- 11 e 16. Nicols incrociati; le altre: solo polarizzatore
- 15 e 17. Ingr. 65 ×; le altre: ingr. 26 ×
10. Micascisto riccamente granatifero, a tetto del talco (v. fig. 2)
11. Scisto a quarzo (q), muscovite (m), talco (t), a contatto di letto del talco (v. fig. 4)
12. Scisto prasinitico ricco in titanite, a letto del talco: albite ocellare e calcite in clorite
13. Idem: titanite disseminata in clorite
14. Calcefiro (epidotite) a tetto del talco: epidoto (grigio scuro), quarzo e calcite
15. Mica-cloritescisto a epidoto-cloritoide a tetto del talco: cloritoide (grigio scuro) e rutilo (cristallini neri) inclusi in muscovite mista a clorite
16. Scisto ovariditico a letto del talco: albite pecilitica (fondo grigio) zeppa di lamelle di muscovite
17. Idem: individui di rutilo (neri) isorientati in muscovite

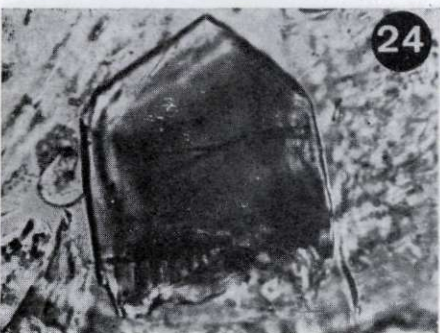
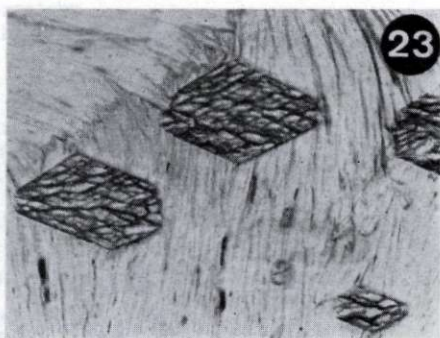
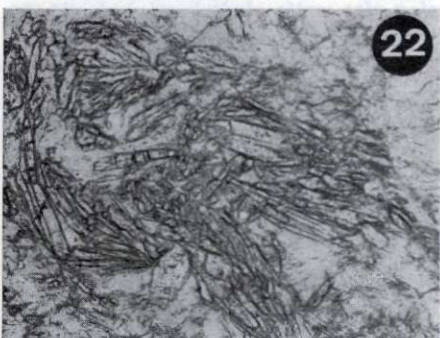
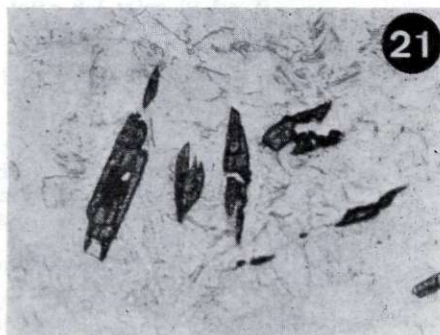
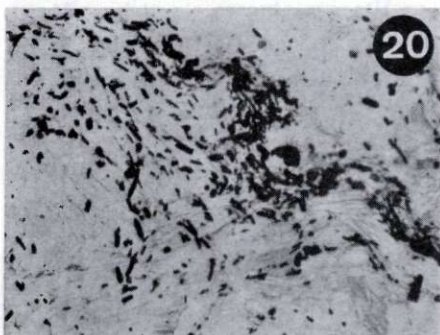
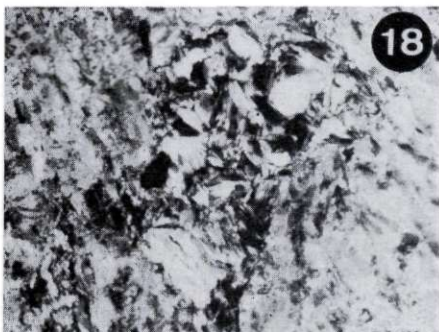
Figg. 18—25. Microfotografie di sezioni sottili di talco con minerali inclusi

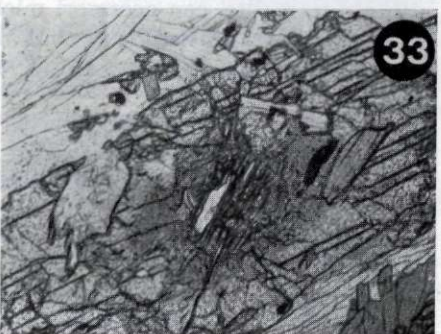
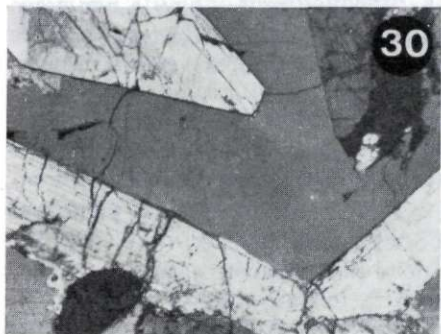
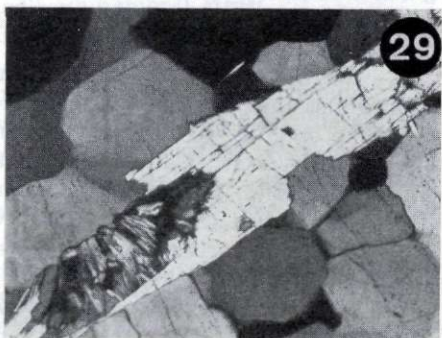
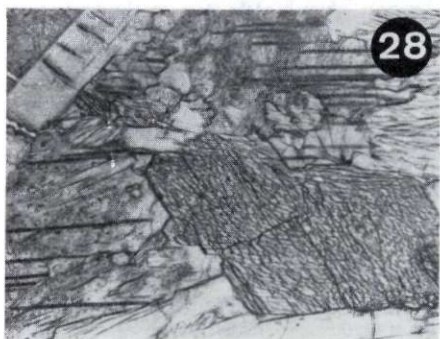
18. Nicols incrociati; le altre: solo polarizzatore
- 18 e 20. ingr. 26 ×; 24: ingr. 410 ×; le altre: ingr. 65 ×
18. Lamelle di clorite (parte centrale) in talco
19. Minuti individui di zoisite in talco
20. Mucchio di cristallini di rutilo (neri) in talco misto a clorite
21. Titanite in talco; nell'individuo a sinistra è incluso del rutilo (nero)
22. Gruppo di individui prismatici di tremolite in talco
23. Tremolite idiomorfa e rutilo (minuti cristallini neri) in talco
24. Tormalina in talco
25. Ilmenite (nera) associata a tremolite in talco

Figg. 26—33. Microfotografie di sezioni sottili di inclusi nel talco

- 29, 30 e 31. Nicols incrociati; le altre: solo polarizzatore
- 27, 29 e 33. ingr. 65 ×; le altre: ingr. 26 ×
26. «Rognone» carbonatico: magnesite contenente lamelle di talco a struttura feltrata
27. Idem: magnesite contenente rutilo (nero), anche geminato
28. Idem: magnesite contenente tremolite
29. «Rognone» quarzoso: quarzo a struttura pavimentosa contenente anfibolo in parte cloritizzato
30. Calcefiro incluso nel talco: clinozoisite in cristalli idiomorfi associata a quarzo
31. Scisto ad albite, talco, clorite muscovite, incluso nel talco: albite (bianca) contenente tremolite e titanite; talco in aggregato lamellare
32. Mica-cloritescisto ad epidoti, cloritoide, granato, incluso nel talco: individui di cloritoide isorientati in muscovite
33. Idem: clinozoisite con nucleo allanitico (più scuro); l'individuo nero è rutilo, la lamella alla sua destra cloritoide







addirittura rare, albite, apatite, tormalina (fig. 24), grafite, pirrotina, calcopirite, ilmenite (fig. 25).

Nei corpi mineralizzati a talco ricorrono inoltre, irregolarmente distribuiti, inclusi di vario volume (fino ad alcuni metri cubi) e di varia forma (ellissoidica o lenticolare, a superficie lisce — i cosiddetti «rognoni» — oppure irregolare, od anche a fasce o a tipo di interstrati, talora ripetuti, ecc.), costituiti da aggregati di due o più minerali di varia natura od anche da tipi litologici ben definiti e classificabili (figg. 3, 6, 7, 8, 9).

Ho compiuto indagini sistematiche su questi inclusi, stante l'indubbio, importante loro significato sotto il profilo genetico, studiando molte decine di esemplari dei più svariati tipi, raccolti nei diversi giacimenti: di alcuni già si è fatto cenno nelle pagine precedenti.

Qui riassumo i caratteri di composizione di quelli che ricorrono con maggior frequenza:

- magnesite, particolarmente pura o intimamente frammista a molto subordinati talco, clorite (fig. 26), talora con rutilo incluso (fig. 27); analisi chimiche eseguite su due diversi campioni hanno fornito rispettivamente i seguenti risultati: $\text{CaO} = 0,84$ e $0,97\%$; $\text{MgO} = 41,08$ e $40,63\%$;

- magnesite, intimamente frammista a subordinati dolomite e talco (fig. 6); un'analisi chimica ha dato: $\text{CaO} = 9,04\%$; $\text{MgO} = 34,43\%$;

- dolomite particolarmente pura; un'analisi chimica ha fornito i seguenti valori: $\text{CaO} = 29,12\%$; $\text{MgO} = 20,72\%$;

- dolomite, associata a magnesite mista a tremolite, quarzo e talco (fig. 28);

- dolomite e magnesite, intimamente frammiste fra loro e con talco e clorite, con molto subordinati rutilo e zoisite; analisi eseguite su due diversi campioni hanno fornito rispettivamente i seguenti valori: $\text{CaO} = 19,54$ e $18,37\%$; $\text{MgO} = 20,24$ e $23,53\%$;

- quarzo microgranulare, con subordinati talco (contenente abbondante rutilo e raro zircone) e dolomite, od anche con anfibolo e clorite (fig. 29);

- calcefiro a tremolite e quarzo, con subordinati talco e pirite, od anche a clinozoisite e quarzo, con subordinate muscovite, albite (fig. 30);

- roccia debolmente scistosa, od anche non scistosa, a clorite e talco, fra loro intimamente associati, con tessitura feltrata (fig. 3);

- anfibolite massiccia o con scistosità poco evidente, a prevalente attinoto-tremolite, con accessori miche e titanite;

- scisto prasinitico, spesso di tipo ovarditico, ad abbondante clorite, con accessori vari (titanite, rutilo, muscovite, clinozoisite, zoisite, quarzo) (fig. 7);

- scisto ad albite, talco, clorite, muscovite, con abbondanti titanite e rutilo, ed accessori tremolite, zoisite, calcite (figg. 8, 31);

- scisto ad albite, clorite, muscovite, fengite, biotite, con accessorie calcite, zoisite, pirite, titanite, rutilo;

- cloritescisto, con frequente rutilo ed accessorie calcite, clinozoisite, muscovite, pirite;

- mica-cloritescisto, ad epidoto, anche allanitico, cloritoide, granato, con accessorio rutilo e rara pirite (figg. 9, 32, 33);

— micascisti di vario tipo: a clorite, con accessori epidoto, rutilo, pirrotina e rara pirite; ad abbondante zoisite, con tremolite, clorite ed accessorie calcite, titanite; a granato ed epidoto, con accessori clorite, albite, titanite, minerali opachi (ilmenite, pirrotina, pirite).

Considerazioni genetiche e conclusive

Le osservazioni effettuate sui giacimenti di talco della Val Germanasca ed i risultati degli studi compiuti in laboratorio — specie per quanto concerne la natura delle rocce in cui sono incassati i corpi mineralizzati a talco e la costituzione lito-mineralogica di questi ultimi — consentono di trarre alcune conclusioni interessanti sotto il profilo giacimentologico, utili in particolare per chiarire la genesi degli adunamenti stessi.

I più significativi dati di fatto e di osservazione rilevati si possono così riassumere:

— i corpi mineralizzati a talco ricorrono talvolta in corrispondenza di rocce carbonatiche (calcefiri, spesso ricchi di anfiboli, epidoti, quarzo), ma più sovente sono incassati in rocce a tipo di micascisti di varia composizione (a più o meno frequenti albite, cloritoide, granato, epidoto, titanite, anche a più miche), di mica-cloritescisti, di cloritescisti veri e propri, di scisti prasinitici, ecc.;

— queste rocce sono già di per sé più o meno ricche in silicati femici, ma la quantità di tali costituenti (specie di cloriti ed anche di talco) cresce percentualmente in prossimità del banco di talco vero e proprio, verso cui sfumano gradualmente, attraverso termini a tipo di scisti ovarditici, di cloritescisti via via più ricchi in clorite e talvolta contenenti talco, di scisti a sola clorite (privi di quarzo), di scisti a clorite mista a talco;

— rocce consimili, talora ricche in talco, ricorrono incluse nei corpi mineralizzati, in forma di lenti, di fasce interstratificate;

— il «talco» stesso contiene sovente, intimamente frammisti, silicati femici (cloriti di varia natura, anfiboli del tipo tremolite-attinoto, epidoto ferriero) ed altri minerali accessori (ad esempio rutilo, titanite, zoisite, ecc.) uguali a quelli presenti nelle rocce predette;

— i «rogioni» carbonatici, così frequenti nel talco, sono in prevalenza costituiti da magnesite e da dolomite, talora abbastanza pure, ma ben sovente intimamente frammiste fra loro e con talco e quindi da considerarsi con esso sinetiche.

Tutto ciò testimonia quindi a favore di strette relazioni di parentela genetica fra talco e rocce a silicati femici.

Sono infatti, quelli illustrati, tipi lito-mineralogici propri di un contesto metamorfico di basso grado a «greenschist facies» (Turner, and Verhoogen, 1960; Winkler, 1965), dove, com'è noto, le associazioni fra talco, silicati femici e carbonati magnesiaci («scisti magnesiaci») sono caratteristiche in generale ed anche, più in particolare, per ognuna delle subfacies in cui viene abitualmente suddivisa la facies stessa: così, nella letteratura, vengono indicate tipiche associazioni a talco-tremolite con clorite e quarzo, a talco-serpentino-tremolite, a talco-magnesite con dolomite nella subfacies a «quarzo-albite-muscovite-clorite»; a talco-attinoto-

clorite con quarzo in quella a «quarzo-albite-epidoto-biotite»; infine a talco-tremolite-clorite in quella a «quarzo-albite-epidoto-almandino».

E' noto che il talco è specie mineralogica poligenica, frequente in ambienti metamorfici di epizona; ed altrettanto vari sono i tipi ed i contesti geo-litologici dei giacimenti noti e coltivati in molte parti del mondo: da quelli ospitati in rocce calcareo-dolomitiche, a quelli interstratificati in rocce metamorfiche sedimentogene non calcaree, come quarziti, paragneiss, filladi, scisti di vario tipo, a quelli di aureola metamorfica (piro-metasomatici), a quelli infine associati a rocce a silicati femici, sia basiche che ultrabasiche. Proprio in questi ultimi tipi ricorrono i più svariati esempi di trasformazione di silicati femici (serpentino, olivine, pirosseni, anfiboli, cloriti) in talco ed in carbonati, fra i quali abbondano la magnesite e la dolomite: una paragenesi, cioè, che caratterizza anche i giacimenti qui illustrati.

Infine, a questo riguardo, è da considerare l'ipotesi che i corpi mineralizzati a talco possano derivare da trasformazione di materiali vulcanitici che, episodicamente, venivano ad intercalarsi ai depositi sedimentari; sono infatti particolarmente significativi reperti quali: la presenza di rocce a tipo di scisti prasinitici, ovaritici, sia come rocce incassanti che come inclusi nei corpi mineralizzati; la frequenza di minerali, quale ad esempio il rutile, come accessori del talco; il passaggio dal banco di talco vero e proprio alla roccia di letto (mica-cloritescisto) attraverso a fasce in cui si alternano sottili straterelli, spessi pochi centimetri, di mica-cloritescisto e di talco. D'altronde, la presenza di colate basiche sub-acquee (pillow lavas) nel massiccio cristallino Dora-Maira, in particolare nella vicina Val Pellice, già è stata segnalata anni addietro (Vialon, 1960).

Bibliografia

Burfoot, J. D., Jr. 1930, The origin of the talc and soapstone deposits of Virginia. *Econ. Geol.*, v. 25, p. 805—826.

Chidester, A. H., Engel, A. E. J., and Wright, L. A. 1964, Talc resources of the United States. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1167, 61 p.

Ficai, C. 1942, Ricerche sui talchi italiani. *L'Ind. Min. d'It. e d'Oltrem.*, v. 16, p. 251—262.

Franchi, S., e Novarese, V. 1895, Appunti geologici e petrografici sui dintorni di Pinerolo. *Boll. R. Com. Geol. d'It.*, v. 6, p. 385—432.

Gecchele, G., e Pelizza, S. 1966, Il giacimento di talco «Fontane» in Val Germanasca (Alpi Cozie). *Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi, Trento*, v. 1-2, p. 545—556. Trento.

Gillson, J. L. 1927, Origin of the Vermont talc deposits, with a discussion on the formation of talc in general. *Econ. Geol.*, v. 22, p. 246—287.

Grill, E. 1922, Il talco della Roussa (Valle del Chisone). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem.*, v. 35, p. 3—17.

Grill, E. 1924, Ancora sulla magnesite cristallina della Valle della Germanasca. *Rend. Acc. Naz. Lincei*, v. 33, p. 3—15.

Grill, E. 1925, Contributo alla conoscenza litologica della Valle della Germanasca. *Mem. R. Acc. Naz. Lincei*, v. 1, p. 498—532.

Grill, E. 1929, Rocce e minerali dei giacimenti di talco del Pinerolese. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem.*, v. 39, p. 3—37.

Grill, E., Pagliani, G., e Sacchi, L. 1955, La genesi del talco della Valle della Germanasca (Alpi Cozie). *Rend. Ist. Lomb. Sci. Lett.*, v. 88, p. 442—490.

Harker, A. 1964, *Metamorphism*. 362 p. Methuen.

Michard, A. 1966, *Études géologiques dans les zones internes des Alpes Cottiennes méridionales*. Thèse, Paris.

Michard, A., et Vialon, P. 1961, Gneiss, marbres, prasinites en coussins et polymétamorphisme dans la partie sud-occidentale du massif Dora-Maira (Alpes Cottiennes piémontaises). *Bull. Soc. Géol. Franc.*, v. 3, p. 345—354.

Novarese, V. 1895, Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occidentali. *Boll. R. Com. Geol. d'It.*, v. 6, p. 164—181.

Novarese, V. 1895, Sul rilevamento geologico eseguito nel 1894 in valle della Germanasca (Alpi Cozie). *Boll. R. Com. Geol. d'It.*, v. 6, p. 253—282.

Pagliani, G. 1939, Su alcune rocce e minerali della miniera di talco delle Fontane (Valle della Germanasca). *Atti Soc. It. Sci. Nat.*, v. 78, p. 25—39.

Peretti, L. 1966, Geologia e genesi dei giacimenti di talco nel Pinerolese. *Boll. Ass. Min. Subalp.*, v. 3, p. 283—306.

Ridoni, E. 1931, L'Industria della grafite e del talco in Piemonte. *L'Ind. Min. d'It. e d'Oltrem.*, v. 5.

Ridoni, E. 1938, Il talco e la grafite delle Alpi Cozie. *L'Ind. Min. d'It. e d'Oltrem.*, v. 12.

Squarzina, F. 1951, Il talco: *L'Ind. Min.*, v. 2, p. 221—227.

Squarzina, F. 1960, Notizie sull'industria mineraria del Piemonte. *L'Ind. Min.*, v. 11, p. 87—109.

Turner, F. J., and Verhoogen, J. 1960, *Igneous and metamorphic petrology*. 694 p. MacGraw-Hill.

Vialon, P. 1960, Sur la présence de coulées basiques sous-aquatiques dans le massif cristallin de la Dora-Maira (Alpes piémontaises cottiennes). *Compt. Rend. Acad. Sci.*, v. 251, p. 3010—3012.

Vialon, P. 1962, Tectonique et métamorphismes dans le Massif de Dora-Maira (Alpes Cottiennes). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, v. 4, p. 127—128.

Vialon, P. 1962, Orthogneiss et gneiss ocellés du massif Dora-Maira (Alpes Cottiennes piémontaises). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, v. 6, p. 178—179.

Vialon, P. 1966, *Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira (Alpes Cottiennes internes, Italie)*. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Mém. 4, 293 p. Grenoble.

Winkler, H. G. F. 1965, *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 220 p. Springer.

Zucchetti, S. 1969, Osservazioni sui giacimenti di talco della Val Germanasca (Torino). Nota preliminare. *Boll. Ass. Min. Subalp.*, v. 6, p. 240—248.

Lithologic, Mineralogic, and Genetic Characteristics of the Val Germanasca Talc Deposits in the Eastern Alps (Italy)

Stefano Zucchetti

SUMMARY

The results of research work carried out by the author on the talc deposits of the Germanasca Valley (Turin, Italy) are reported.

For output and quality these deposits are the most important in Italy.

All the stopes of the Fontane, Crosetto and Maniglia deposits have been examined and sampled.

The relations between the wall rocks and the useful bodies are described. Furthermore the exact composition of the talc (as mining material) in the different deposits and of the numerous mineralogical and lithological associated types is reported.

Finally the genesis of these deposits is discussed.

Hyalophan aus Zagrlski Potok bei Busovača (Zentralbosnien)

Ljudevit Barić

Etwa 50 km in der Nordwestrichtung von Sarajevo befindet sich der Ort Busovača. In der Südwestrichtung von diesem Ort kommen fast in unmittelbarer Nähe des Ortes paläozoische Schiefer (Sericitphyllite, Chlorschiefer und Amphibolschiefer) vor. In diesen Gesteinen sind oft die mit Quarz teilweise oder vollständig ausgefüllten Klüfte anzutreffen. In der Entfernung von etwa 5 km südwestlich von Busovača befindet sich im Tal des Baches Zagrlski potok oder Zagraski potok eine die paläozoischen Schiefer quer durchschneidende Kluftader, in welcher neben Quarz auch Hyalophan enthalten ist.

In zahlreichen schönen Stufen des Hyalophans und des Quarzes sind die einfachen Kristalle des Hyalophans ziemlich selten; wesentlich öfters sind die Manebacher und Bavenoer Zwillinge. Sehr schöne Kristalle sind gewöhnlich farblos und wasserklar; seltener sind sie schwach gelblich gefärbt. Ihre Größe kann 10 cm bis 15 cm erreichen. 5 cm bis 7 cm große Hyalophankristalle stellen in diesem Fundort keine Seltenheit dar.

Die goniometrische Ausmessung an 25 kleinen Kristallen ergab die Anwesenheit von 12 Formen, welche an einzelnen Kristallen in folgenden Kombinationen (Tabelle 1) vertreten sind. Wenn auch die Form $n\{021\}$ erwähnt wird, deren Flächen als Zwillingsnähte und ihre Normalen als Zwillingsachsen der Bavenoer Zwillinge auftreten, dann kann gesagt werden, daß das Formensystem des hiesigen Hyalophans insgesamt 13 Formen umfaßt.

Neben den Zwillingen sollen auch komplizierte Zwillingsverwachsungen erwähnt werden, in welchen zwei Paare der Manebacher Zwillinge noch nach dem Bavenoer Gesetz kombiniert sind. In diesen Vierlingen decken sich die $[100]$ -Achsen aller zusammengewachsener Individuen. Senkrecht auf diese gemeinsame Richtung sind die Zwillingsachsen $\perp(001)$ für das Manebacher und $\perp(021)$ für das Bavenoer Gesetz gerichtet. Die Normalen auf (001) und (021) schließen den Winkel von fast genau 45° ein; im Fall unseres Hyalophans $44^\circ 50'$. Nach dem bekannten Satz der Symmetriellehre muß also die gemeinsame Richtung $[100]$ in solchen Vierlingen fast genau die Rolle der Tetragyre haben.

Gay & Roy (1968, p. 916) haben an zwei verschiedenen Exemplaren des hiesigen Hyalophans röntgenographisch die Konstanten der Elementarzelle bestimmt. Aus ihren Bestimmungen lassen sich die in ersten zwei

Zeilen der folgenden tabellarischen Übersicht angegebenen Kristallelemente berechnen:

$$\begin{array}{ll} a:b:c = 0,6564:1:0,5534 & \beta = 115^{\circ} 41' \text{ für das Exemplar B. M. 1954,} \\ & \text{359 und} \\ a:b:c = 0,6562:1:0,5522 & \beta = 115^{\circ} 41' \text{ für das Exemplar 195867} \\ a:b:c = 0,6557:1:0,5516 & \beta = 115^{\circ} 40' \end{array}$$

Die in der dritten Reihe angegebenen, von mir bestimmten Kristallelemente, stimmen damit gut überein.

Optische und chemische Untersuchungen

Bestimmung der Lage der Indikatrixelemente zu den geometrischen Elementen des Hyalophans wurde theodolitmikroskopisch untersucht. Besonders geeignet erwiesen sich dafür die Präparate nach (010) und $\bar{1}01$. Aus theodolitmikroskopischen Untersuchungen ließ sich der Schluß ziehen, daß mit der Normale auf (010), bzw. mit der [010]-Achse die Hauptschwingungsrichtung Z zusammenfällt; sie ist zugleich die stumpfe Bisektrix des Hyalophans aus Zagrlski potok.

In der Ebene des zweiten Pinakoids (010) liegen die Hauptschwingungsrichtungen X und Z. Die Ebene der optischen Achsen ist senkrecht zu (010). Die spitze Bisektrix X weicht nicht beträchtlich von der Normale auf $\bar{1}01$ ab.

Die Größe des optischen Achsenwinkels wurde um die spitze und stumpfe Bisektrix gemessen. Die Dünnschliffe der erwähnten Orientierungen waren etwa 0,5 mm dick gemacht, um dadurch die Genauigkeit der Messungen zu steigern. Unter diesen Umständen konnte nämlich die Lage der Hauptschwingungsrichtung Y durch direkte Beobachtung der beiden optischen Achsen in der konoskopischen Interferenzfigur sehr genau bestimmt werden. Für die Bestimmung bediente ich mich des Stativs CM und des Universaldrehtischchens UT5 der Firma E. Leitz (Wetzlar). In so dicken (oder auch dickeren) Dünnschliffen nach (010) kann die gekreuzte und in Dünnschliffen nach $\bar{1}01$ die horizontale Dispersion klar festgestellt werden. Für die Untersuchungen wurden etwa 100 Dünnschliffe hergestellt. Aus den Beobachtungstereogrammen ließ sich der Schluß ziehen, daß bei der richtigen kristallographischen Aufstellung der Kristalle die Hauptschwingungsrichtung X von der Achse [001] nach rückwärts geneigt ist, sie liegt — anders gesagt — im spitzen Winkel β . Die Neigung ist für Rot kleiner als für Blau.

In den erwähnten dicken Schliffen wurde auch die Größe des optischen Achsenwinkels sehr genau mit klar sichtbarer Dispersion $r < v$ bestimmt. Dabei wurden große Schwankungen von $-70\frac{1}{3}^{\circ}$ bis -81° wahrgenommen. In anderen optischen Eigenschaften wurden ebenfalls Schwankungen festgestellt. An zwei Exemplaren, welche im weiteren Text als erstes und zweites Exemplar angegeben werden, ergab die Bestimmung der Hauptbrechungsindices, bzw. der ihnen entsprechenden Doppelbrechungen die Größen, welche hier übersichtlich in tabellarischer Form (Tabelle 2) gegeben werden. Es sei bemerkt, daß die Bestimmungen nach der Methode

der Totalreflexion an fein polierten Schnitten nach (010) mit Kleinschem Totalreflektometer innerhalb der Genauigkeitsgrenzen $\pm 0,0002$ ausgeführt wurden. Maximale Doppelbrechung und beide partiellen Doppelbrechungen wurden — der Kontrolle halber — auch nach der Kompensatormethode an dickeren Dünnschliffen, deren Dicke 0,1—0,4 mm betrug, bestimmt. Die Dicke wurde empfindlich mit Hilfe des Schraubenmikrometerokulars ermittelt, indem die Dünnschliffe am Mikroskopisch auf die hohe Kante gestellt wurden. Die empfindliche Bestimmung der Gangunterschiede erfolgte mittels des Drehkompensators nach Berek. Unter diesen Maßregeln wurde in der Bestimmung der Doppelbrechung so hohe Genauigkeit erzielt, daß der Unterschied in mehreren, an ein und demselben Präparat erhaltenen Resultaten, meistens nur einige Einheiten in der fünften und nur ausnahmsweise höchstens eine Einheit in der vierten Dezimalstelle erreichte.

Vor kurzem wurden von Roy (1965, p. 510) für die maximale Doppelbrechung um 25 % höhere Werte angegeben. R o y s Angaben sind aber sicherlich weniger genau. Er hat nämlich diese Doppelbrechung aus den Hauptbrechungsindices, die mit verhältnismäßig niedriger Genauigkeit $\pm 0,002$ nach der Einbettungsmethode bestimmt wurden, berechnet.

Die Schwankungen in optischen Eigenschaften sind auf die Unterschiede in chemischer Zusammensetzung zurückzuführen (Tabelle 3).

Tabelle 1

Kombinationen

Kristall No	001	010	100	310	110	130	203	506	101	201	111	221
1	+	+	.	.	+	+	.	.	+	+	+	.
2	+	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.
3	+	+	+	.	+	+	.	.	+	+	.	.
4	+	+	+	.	+	+	.	.	+	+	+	.
5	+	+	+	.	+	+	.	.	+	+	+	.
6	+	+	+	.	+	+	.	.	+	+	+	.
7	+	+	.	.	+	+	.	.	+	.	+	.
8	+	+	.	.	+	+	.	.	+	.	+	+
9	+	+	+	.	+	+	.	.	+	+	+	.
10	.	+	.	.	+	+	.	.	+	+	+	.
11	+	+	+	.	+	+	.	.	+	+	+	.
12	+	+	.	.	+	.	.	.	+	.	+	.
13	+	+	.	.	+	+	+	.	+	+	+	.
14	+	+	.	+	+	.	+	.	+	.	.	.
15	+	.	.	.	+	.	+	.	+	.	+	.
16	+	+	+	.	+	.	+	.	+	+	+	.
17	+	+	.	.	+	+	+	.	+	+	+	.
18	+	+	+	.	+	+	+	.	+	.	+	.
19	+	+	+	.	+	+	+	.	+	+	+	.
20	+	+	+	.	+	+	+	.	+	+	+	.
21	+	+	.	.	+	+	+	.	+	+	+	.
22	+	+	+	.	+	+	+	.	+	+	+	.
23	+	.	.	.	+	.	+	+	+	+	+	.
24	+	+	+	.	+	.	+	.	+	+	+	.
25	+	.	+	.	+	+	+	.	+	+	+	.

Beobachtete Formen sind in dieser Tabelle mit + bezeichnet.

Tabelle 2

Hauptbrechungsindices

Hyalophan, Zagrlski potok, erstes Exemplar					
λ (m μ)	690,75	623,44	589,3 $\pm$ 0,3	546,07	435,83
Index					
Nx	1,5433	1,5450	1,5463	1,5486	1,5567
Ny	1,5459	1,5476	1,5489	1,5512	1,5594
Nz	1,5472	1,5489	1,5503	1,5527	1,5609
Doppelbrechung					
Nz — Nx	0,0039	0,0039	0,0040	0,0041	0,0042
Nz — Ny	0,0013	0,0013	0,0014	0,0015	0,0015
Ny — Nx	0,0026	0,0026	0,0026	0,0026	0,0027
Optischer Achsenwinkel 2 V	—73° 17'		—73° 51'	—74° 26'	—75° 59'
Hyalophan, Zagrlski potok, zweites Exemplar					
λ (m μ)	690,75	623,44	589,3 $\pm$ 0,3	546,07	435,83
Index					
Nx	1,5392	1,5408	1,5421	1,5443	1,5522
Ny	1,5417	1,5433	1,5447	1,5469	1,5549
Nz	1,5430	1,5447	1,5462	1,5484	1,5564
Doppelbrechung					
Nz — Nx	0,0038	0,0039	0,0041	0,0041	0,0042
Nz — Ny	0,0013	0,0014	0,0015	0,0015	0,0015
Ny — Nx	0,0025	0,0025	0,0026	0,0026	0,0027
Optischer Achsenwinkel 2 V	—71° 50'		—72° 27'	—72° 59'	—74° 36'

Tabelle 3 Chemische Zusammensetzung des Hyalophans aus Zagrlski potok

	Erstes Exempl.	Zweites Exempl.
SiO ₂	49,39	51,04
Al ₂ O ₃	23,43	22,80
Fe ₂ O ₃	0,17	0,19
BaO	18,31	17,02
CaO	0,30	0,21
K ₂ O	6,28	7,38
Na ₂ O	1,63	1,42
H ₂ O ⁺	0,17	0,11
H ₂ O [—]	0,08	0,05
	99,76	100,22

Der Gehalt der Spurenelemente wurde in einer, aus vollkommen durchsichtigem und farblosem Material hergestellten Probe mit folgendem Ergebnis bestimmt:

Rb	250 g/t
Sr	200
Pb	70
Ga	20
Tl	10
V	10
Ge	7
Mo	5
B	5
Cu	2
Zn	0,1

Für diese Bestimmung bin ich den Kollegen M. Brandenstein und E. Schroll in Wien äußerst dankbar.

Die auf mein Ersuchen vom Kollegen G. H. Čedžemov (Universität in Lvov, Ukraine, SSSR) nach der Kaliumargonmethode ausgeführte Bestimmung des absoluten Alters der Hyalophankristalle aus Zagrlski potok ergab $59,5 \pm 6,4$ Millionen Jahre.

Eine ausführliche Abhandlung ist vor kurzem in kroatischer Sprache in »Glasnik Zemaljskog muzeja«, neue Serie, Bd. 8, S. 5—34 (1971) in Sarajevo erschienen. Anfangs des kommenden Jahres wird diese Abhandlung zur Gänze in deutscher Sprache in den »Wissenschaftlichen Mitteilungen des Landesmuseums Bosniens und der Herzegovina, Bd. 2, Heft C — Naturwissenschaft« erscheinen.

Literatur

Gay, P. and Roy, N. N., 1968: The mineralogy of the potassium-barium feldspar series. III: Subsolidus relationships. — Min. Mag. 36, No. 283, 914—932.

Roy, N. N., 1965: The mineralogy of the potassium-barium feldspar series. I. The determination of the optical properties of natural members. — Min. Mag. 35, No. 271, 508—518.

Hyalophan from Zagrlski Potok near Busovača (Central Bosnia)

Ljudevit Barić

SUMMARY

Near Busovača (Bosnia) in quartz veins cutting Paleozoic schists well developed hyalophane crystals have been found. A detailed crystallographical, optical and chemical examination is given in the paper. The absolute age determination by the K-Ar method revealed the age of $59,5 \pm 6,4$ million years.

Phénomènes métallogéniques dans la province de Baia Mare

Mircea Socolescu

Résumé

Les nouvelles recherches effectuées dans la province métallogénique de Baia Mare prouvent que la minéralisation provient de structures apicales des granitoïdes de la partie supérieure de la couche granitique. La mobilisation du lithomagma est due probablement à la localisation des bassins de pyromagma à la base de la couche granitique en liaison avec l'orogénèse alpine.

Sous cette province, il semble que trois bassins se soient localisés, desquels les pyromagmas hybridisés ont fait éruption dans une certaine succession. L'andésite chloritisée représente le collecteur correspondant pour la formation des gisements hydrothermaux. La chloritisation et la propylitisation peuvent être de deux types, soit en résultat d'autométamorphisme, soit de métamorphisme dû à une première étape de fluides hydrothermaux.

Les andésites quartzifères, quelquefois basaltoïdes, non altérées, trouvées par nous, ont coupé et disloqué la minéralisation, prouvant ainsi que leur mise en place fut de courte durée, de l'ordre de centaines de milliers d'années, tandis que le processus de la formation des gisements s'étendait sur quelques millions d'années.

Le fluide hydrothermal a un caractère alcalin, potassique, et comprend probablement une phase initiale de la métasomatose avec du magnésium et du fer, une phase de métasomatose du soufre et les phases avec minéraux complexes, suivies de celles du minerai cuprifère.

En ce qui concerne le contrôle structural, on distingue des fractures de cisaillement en angle, interprétées en liaison avec l'affaissement des apex des granitoïdes. La minéralisation, différente sur les tronçons à orientation différente, prouve la variation au temps de la composition du fluide métallogène. On constate une minéralisation de chalcoppyrite de position plus centrale et une autre complexe plus périphérique.

Introduction

La province métallogénique de Baia Mare se trouve dans la partie interne de l'orogène alpin, au secteur nord des Carpathes Orientales. Elle a une longueur de 60 km en direction ONO—ESE, et sa largeur ne dépasse

pas, en général, 15 km (fig. 1). Elle est caractérisée par des gisements hydrothermaux de sulfures de métaux complexes et auri-argentifères en relation avec les éruptions volcaniques néogènes. Les gisements de cette province métallogénique sont exploités depuis plus de mille ans. Une partie de ces gisements a été l'objet d'études spéciales. Les données obtenues par les travaux d'exploration et d'exploitation, effectués tout dernièrement, permettent, sur la base des connaissances actuelles de métallogenèse, pétrographie, métamorphisme et géodynamique, de déduire certains aspects nouveaux concernant la corrélation des gisements avec la géologie de surface, des zones plus profondes de l'écorce terrestre et des zones sous la croûte continentale. Ces nouvelles données peuvent élucider, dans une certaine mesure, les conditions de la mise en place de la minéralisation ainsi que de sa distribution. Elles contribueront aussi, sans doute, à la systématisation des travaux géologiques à l'avenir.

Dans les travaux géologiques du début du siècle (M. Pálffy etc.), est mentionnée la liaison entre la mise en place de la minéralisation et les appareils volcaniques, observation qui, outre son rôle important dans le développement des prospections minières, imprime dans la conception géologique l'étroite corrélation entre les éruptions et la métallogenèse hydrothermale.

Après 1949, les recherches effectuées par les équipes du Comité Géologique ont permis de séparer et de classer les éruptions de cette région, et les premières cartes géologiques à grande échelle ont été établies (Dumitrescu R., Bleahu M., 1955, Dumitrescu R., 1954, Rădulescu D., 1955, 1952-1953, Manilici V., Lupei N., 1954, Cioflică, G., 1956, Giușcă D., 1960). En liaison avec la prospection et l'exploration systématique des gisements de cette région, on a étudié en détail les données géologiques et on a essayé de faire la corrélation et l'interprétation des structures profondes.

Sur la base des données existantes, on peut déduire certaines observations en liaison avec la métallogenèse et sa corrélation avec l'éruptif, la tectonique et la structure sous la croûte continentale.

Les principaux problèmes géologiques des gisements de Baia Mare, dont la solution intéresse la systématisation et l'économie des travaux géologiques, ainsi que la connaissance du potentiel métallifère, sont:

1. La source de la minéralisation et sa mobilisation.
2. Les voies de transport et le déplacement de la minéralisation.
3. Les conditions physico-chimiques du dépôt de la minéralisation et de sa distribution dans le sous-sol.
4. Les structures favorables à la formation des gisements et les phénomènes qui ont produit ces structures.
5. Le collecteur pétrographique, son action dans la formation des concentrations de minerai et son métamorphisme.
6. La distribution des gisements par rapport à la géologie de la région.

Par les travaux de recherche, ces problèmes peuvent être résolus, mais seulement dans une certaine mesure. Pour élucider le reste, il est nécessaire de chercher des hypothèses qui puissent s'accorder avec ces gisements dans le plus grand nombre d'éléments. Nous pouvons faire des

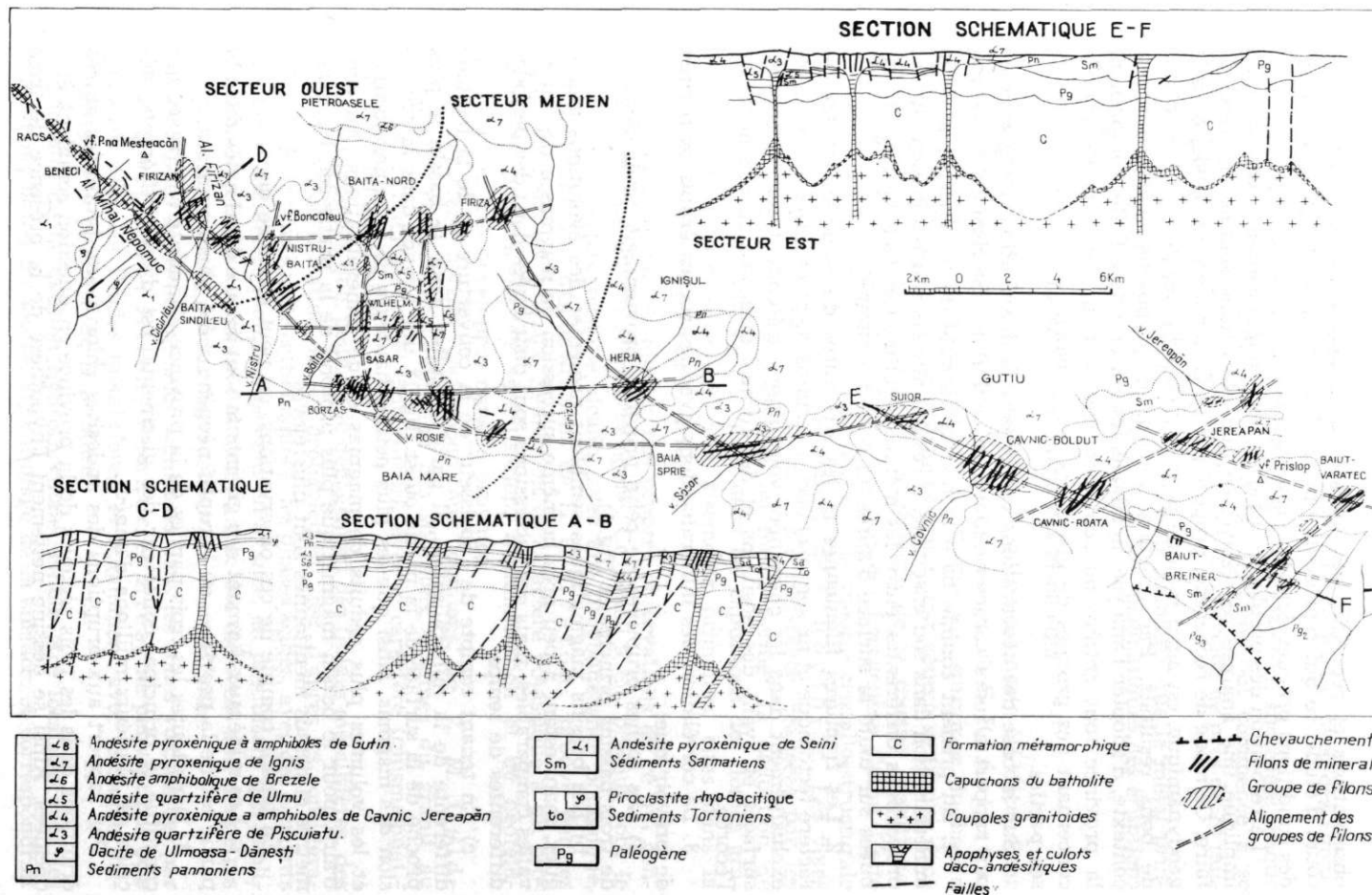


Fig. 1. Carte géologique schématique de la province métallogénique Baia Mare

observations et recueillir des données seulement dans les gisements en cours d'étude, ce qui représente un état final, résultat des phénomènes et des conditions prévues dans les problèmes cités.

La résolution des problèmes à partir des données connues vers l'inconnu implique une analyse régressive, ce que nous nous sommes proposé de faire. Ce mode de recherche, proposé par L. G l a n g e a u d (1968) pour la géodynamique, est aussi indiqué pour la recherche des gisements et donne de bons résultats. Par ailleurs, nous nous proposons, dans ce même contexte, d'adopter l'analyse métallogénique à grande échelle, comprenant la province tout entière ou seulement ses secteurs, et à petite échelle concernant des groupes de gisements, un gisement ou seulement une de ses parties.

Sur la base des observations concernant la distribution des gisements par rapport à leurs caractéristiques, on déduit les conclusions suivantes:

1. En prenant comme base la non-uniformité de la répartition de la minéralisation dans son ensemble, il résulte que ses sources présentent des proportions différentes entre les métaux débités. Ces sources sont distribuées sur toute la surface d'après un certain système.

2. Les fractures filoniennes et les structures du minerai ont un caractère tectonique et ne sont pas liées à certains corps éruptifs ou localisées exclusivement dans les cheminées volcaniques, s'étendant sur de grandes surfaces et ayant des positions et des formes dues aux mouvements de l'écorce.

3. La corrélation des minéralisations avec les roches éruptives permet de prévoir que:

- a) Les roches éruptives de cette province proviennent, probablement, de trois bassins principaux (fig. 1).

- b) Les bassins magmatiques semblent présenter des évolutions analogues, manifestant à peu près la même succession de magmas à des intervalles comparables, mais ces successions sont distribuées dans des périodes différentes de temps.

- c) En tenant compte de l'épaisseur de la couverture et de la hauteur différente de la minéralisation, il paraît résulter, pour le bassin le plus proche de la surface de la partie ouest (fig. 1), une avance dans la succession des magmas, ainsi que les plus petites hauteurs de la minéralisation et les volumes plus réduits de magmas et de minéralisations. Au contraire, pour le bassin magmatique plus profond de la partie est, les paramètres ci-dessus mentionnés sont plus élevés.

En tenant compte de ces observations, on peut conclure que:

1. Les minéraux formant des gisements sont mieux développés dans la partie est de la province, où l'éruptif néogène a été plus important.

2. Dans toutes les trois parties de la province, l'andésite chloritisée qui constitue le principal collecteur des gisements, est d'âges différents, décalés de plusieurs millions d'années.

Par rapport aux éruptions des andésites chloritisées, toutes les autres éruptions dans les trois secteurs de la province en question semblent être décalées. Ainsi se dessine nettement l'hypothèse de la présence de trois

bassins magmatiques de pyromagma, hybridisé en partie, avec des évolutions semblables.

3. Les éruptions néogènes partant des bassins, se sont succédées jusque dans le Pléistocène, tandis que les minéralisations ont commencé à se former depuis le Sarmatien, c.-à-d. pendant une période de près de 10 millions d'années.

Ainsi, on pourrait déduire aussi, de cette manière, que le métal principal des gisements ne provient pas des bassins magmatiques des éruptions néogènes.

La source du métal des gisements

La genèse des métaux des gisements de cette province a été décrite par nous dans un ouvrage antérieur (M. Socolescu et S. Rădulescu, 1971). Outre le fait que les métaux n'ont pas été entraînés du bassin magmatique des andésites, on a démontré que leur source se trouve dans les dômes granitoïdes de la partie supérieure de la couche granitique, mobilisée comme batholite carpathique pendant l'orogénèse alpine. Cette conception correspond, en grande partie, à la théorie cristallogénétique de J. C. Sullivan et aux observations de P. Routhier. Les voies d'accès s'inscrivent dans les zones de faible résistance, réalisées par les orogénèses alpines. La distribution du métal permet la déduction de certaines préconcentrations du métal dans les capuchons des dômes granitoïdes (fig. 1), correspondant aux gisements primaires, cités dans la théorie de H. Schneiderhöhn.

Nous pouvons encore ajouter nos propres observations en ce qui concerne la qualité du fluide minéralogène. Ce fluide a eu, presque tout le temps, un caractère basique alcalin, avec une prépondérance potassique, correspondant aux démonstrations de L. C. Graton, prouvée par les inclusions dans les cristaux. Seulement ce caractère potassique a pu produire les phénomènes de séricitisation, d'adularisation et de néofeldspathisation, très développés dans la province.

Ce caractère alcalin correspond aux opinions de V. M. Goldschmidt concernant l'expulsion des solutions alcalines du granit au cours de la cristallisation et, par ailleurs, avec le caractère transmagnétique des métaux alcalins.

Nous rappelons que, pendant le dégagement des fluides métallifères, des phénomènes de filtration ont eu probablement lieu, d'après les considérations de Korjinski. De cette manière, les phases acides, avec des éléments aux petits diamètres ioniques, passent en avance, en produisant des kaolinisations, tandis que la phase des alcalis, avec des éléments aux diamètres ioniques plus grands, produit la régénération des andésites.

Les fluides de caractère acide, constatés dans les zones volcaniques par Day, Shepherd, Allen, Fenner et Zies, ne peuvent pas être comparés avec les fluides métallifères, et notamment avec le fluide métalogène de la province de Baia Mare.

L'acidité de la solution hydrothermale semble être localisée dans les zones d'oxydation du soufre, au voisinage de la surface, et correspondrait

à la formation du quartz, de l'opale, du jaspe (réduits des silicates alcalins), et même à la genèse du gypse.

En général, le niveau d'érosion de la province de Baia Mare est très éloigné des zones des sources, ce qui fait que des observations directes ne peuvent être faites sur ces sources.

Le fluide métallogène paraît, le plus probablement, s'être formé de la manière décrite par Turner et Verhooogen, par l'entraînement des métaux, à la suite de sa séparation du fluide magmatique (pegmatitique), mais gardant, en même temps, un contenu alcalin à haute température.

Le remplacement de la silice par du bioxyde de carbone et des halogènes par —HO reste un procès, encore non entièrement élucidé pour cette région.

Les conditions de la formation des gisements

Nous avons mentionné dans plusieurs de nos travaux antérieurs (1965, 1969, 1971) le contrôle physico-chimique, lithologique et structural dans le processus de formation des gisements.

Ces contrôles se superposent; donc il faut les étudier dans leur ensemble dans le phénomène de la formation des concentrations de minerai. Dans la figure 2, on présente une coupe schématique du gisement de Baia Sprie, et l'on constate, pour le filon principal, un développement spécial entre l'horizon de 350 m et celui de 80 m, se trouvant dans la zone d'évasement d'une cheminée volcanique d'andésite à pyroxène et amphibole fortement chloritisée. La minéralisation dominante est complexe, avec de la galène et de la blende, accompagnée par beaucoup de pyrite. Sous l'horizon de 200 m se trouve une série de ramifications vers le bas, minéralisées avec de la chalcoppyrite et pyrite, tandis que le filon principal s'enrichit de chalcoppyrite dans certaines zones et, spécialement, sur son lit.

Sous l'horizon de 80 m, une partie du filon et ses ramifications passent rapidement à des zones effilées et à des imprégnations de pyrite, avec très peu de chalcoppyrite.

Les forages effectués ont rencontré quelques fines veinules avec de la blende, de la galène et de la pyrite, tant dans les marnes du toit que dans l'andésite.

Au-dessus de l'horizon de 350 m, le filon principal se ramifie vers le haut; le minerai est plus riche en gangue de quartz, la teneur en or et argent est plus grande, tandis que celle en pyrite décroît; la galène et la blende tendent à former des petits amas ou des nids.

Un cas à part est constitué par le Filon Neuf de Baia Sprie, situé au voisinage de la cheminée volcanique, dans une intercalation de l'andésite à pyroxène chloritisée, limitée entre l'horizon de 80 m et 250 m (fig. 2). Le minerai est formé par la galène, la blende et parfois un peu de chalcoppyrite. On constate que le Filon Neuf située exclusivement entre l'horizon de 80 m et celui de 250 m, s'effile vers le haut et le bas jusqu'à sa disparition complète. Lors d'une recherche systématique, on a constaté la cause de cette limitation, qui est due au fait qu'entre ces horizons se trouve une couche d'andésite à pyroxène et amphybole chloritisée, intercalée entre les sédiments.

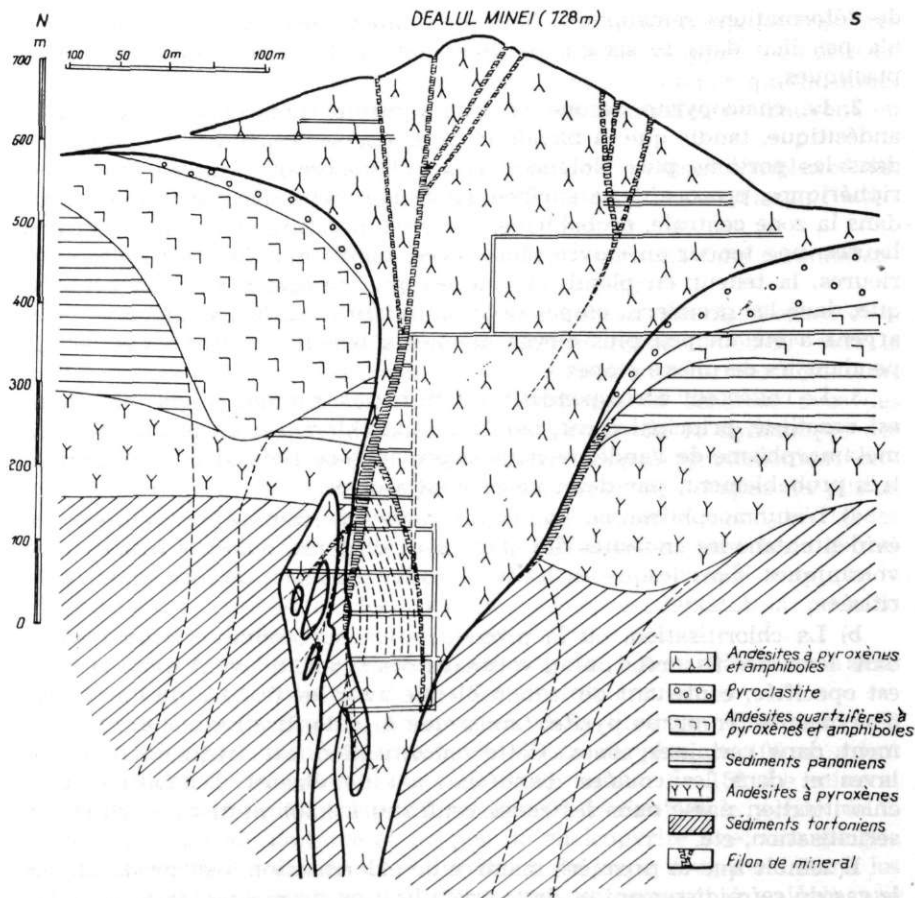


Fig. 2. Coupe géologique transversale par le gisement de Baia Sprie

En analysant ces données, on peut déduire que:

1. La majorité du métal s'est localisée sur une zone centrale, en liaison avec les conditions physico-chimiques et, spécialement, avec les conditions lithologiques du collecteur. Si l'on tient compte du phénomène de «mineral stopping» (A. Locke) assez évident dans les gisements de la région, il résulte que le gisement s'est formé successivement en partant de haut en bas. Le remplissage s'est probablement accentué dans les secteurs ayant un meilleur collecteur, et ce fait est pleinement prouvé sur le Filon Neuf. Outre la minéralisation déposée autour des cavités, une partie importante a un caractère de substitution métasomatique. On constate le fait que cette substitution est plus riche au voisinage des filons, probablement dans les zones de sollicitation mécanique et de déformation des roches, qui produisent aussi le phénomène des «failles vivantes», dénommé ainsi par A. Raguin. On peut imaginer que la métasomatose a lieu dans les zones

de déformations rémanentes, liées au comportement élastique, et qu'elle n'a pas lieu dans le secteur profond, où prédominent les déformations plastiques.

2. La chalcoppyrite occupe la zone centrale comprenant la cheminée andésitique, tandis que la blende et la galène se trouvent à l'extérieur et dans les portions plus éloignées. L'or est concentré dans les zones périphériques, proches de la surface. Le fluide métallifère semble avoir eu, dans la zone centrale, probablement une température et une pression plus hautes, une teneur en cuivre plus élevée, tandis que dans les zones extérieures, la teneur en plomb et zinc est plus importante. Il est probable que, dans les premières étapes de la minéralisation, la teneur en or et en argent a été un peu plus élevée et que la teneur en cuivre s'est accrue pendant les dernières étapes.

3. Le collecteur correspondant aux minerais complexes hydrothermaux est constitué, principalement, par l'andésite chloritisée ou propylitisée. Ce métamorphisme de l'andésite dans la province de Baia Mare s'est produit, très probablement, par deux voies, c'est-à-dire:

a) L'automorphisme ou l'autohydratation pendant la cristallisation est évidente dans les andésites des cheminées, cratères, dykes et masses sous-volcaniques, dans lesquelles toute la roche est assez uniformément chloritisée.

b) La chloritisation, ou la propylitisation successive, est plus intense dans les zones fissurées ou au voisinage des filons. Souvent toute la roche est opacifiée, contenant de la hornblende avec les franges de microlithes d'oxydes de fer ou de pyrite, tandis que la chloritisation apparaît seulement dans certaines zones. Cette chloritisation est fréquente dans les laves et dans les coulées d'andésites ou de dacites. D'habitude, cette chloritisation passe dans les zones centrales à kaolinisation, silicification, séricitisation, etc.

Il semble que la première manière de chloritisation s'est produite dans le cas du refroidissement et de la cristallisation du magma dans un milieu riche en vapeurs d'eau et de composés du soufre, identique à ce que Sederholm nomme «une altération deutérique». Elle appartiendrait aux corps de roches éruptives qui n'ont pas pu se dégazéifier avant la cristallisation. Le second cas peut être attribué aux roches éruptives qui se sont dégazéifiées ou ont été privées d'un milieu riche en vapeurs d'eau et de composés du soufre, mais qui ont été toutefois soumises au métasomatisme du soufre, apporté par des solutions hydrothermales alcalines à températures moyennes, ainsi que le démontre Goldschmidt. Il résulte que la chloritisation, au moins dans le second cas, est en liaison avec le commencement de l'hydrothermalisme alcalin. La cristallisation de la pyrite représente la première étape de la formation des minerais. Dans le procès de chloritisation intervient probablement encore un métasomatisme ferromagnésien encore insuffisamment connu. Les chlorites ferromagnésiennes accompagnent presque toujours les minéralisations de chalcoppyrite (ainsi que le démontre aussi Lindgreen), mais nous considérons qu'elles se sont formées en même temps que les minerais, et qu'elles ne représentent pas un résultat du métamorphisme.

4. Dans les travaux précédents, nous avons démontré que les fractures filoniennes de la province de Baia Mare ont été développées et mises en évidence par le minerai localisé sur elles. Il est à souligner que la minéralisation se localise moins sur les failles, par lesquelles se trouvent en contact des roches différentes.

En général, le caractère des cassures et de crevasses complexes des filons frouvent la condition de mouvement pendant le remplissage (failles vivantes).

Une analyse plus complexe met en évidence certains faits caractéristiques dont on peut encore citer quelques-uns, à savoir:

a) Dans la zone d'Ilba Cicirlău, les filons Firizan, Aluniș, Venera et le filon Cicirlău (Ioan) ont des pendages compris entre 40° et 70° vers le nord et l'ouest, et l'orientation nord-est — sud-ouest avec des déviations brusques vers le sud. Ces filons sont distribués en échelons avec des retardements dans la partie sud-ouest. De l'étude de la dynamique des mouvements, il résulte que les fractures enveloppent partiellement certains centres de submersion, qui peuvent correspondre à l'apex du pluton granitoïde de profondeur. Sur ces fractures on rencontre des dykes et des cheminées d'andésite non chloritisée, qui diffusent ou absorbent la minéralisation. Ce fait prouve qu'elles ont suivi la même voie d'accès que la minéralisation, c'est-à-dire des zones de petite résistance à la pression des fluides ascendants.

b) Beaucoup de filons sont distribués sur des lignes brisées, et à leur examen attentif, on distingue deux situations différentes.

Le filon Iosif de Capnic, notamment, dans l'horizon Ferdinand, est formé de plusieurs tronçons alternatifs, longs de plus de 100 m, ayant respectivement l'orientation d'environ 0° ou autour de 15° . Le minerai trouvé dans les tronçons orientés à environ 0° contient de la pyrite, de la galène, de la blende noirâtre et un peu de chalcoppyrite avec une gangue de quartz, souvent rubanée avec des zones de jaspe rougeâtre. Dans les tronçons orientés à environ 15° , on trouve un minerai à galène, une blende plus jaunâtre et presque dépourvue de chalcoppyrite. La gangue est formée par de grandes plages de rhodochrosite, coupées par de grosses veines de quartz presque transparent et de petits cristaux formant des géodes. Des observations nous déduisons que les tronçons orientés à environ 15° représentent des segments de failles plus anciennes distribués en relais, probablement en liaison avec une torsion, tandis que les tronçons orientés à environ 0° sont des ruptures de liaisons entre les premiers segments. La minéralisation avec la gangue de rhodochrosite, probablement de température plus basse, est plus ancienne, tandis que celle avec de la chalcoppyrite et jaspe, de température plus élevée, est plus récente, prouvant aussi de cette manière la variation du contenu des fluides métallogènes.

Le groupe des filons Iosif, Domnișoara, Artur et Nepomuc de l'exploitation Le 11 juin — Nistru constitue un système qui comprend des filons avec orientation à environ 0° , entrecoupés par des filons à orientation d'environ 45° . On a examiné l'hypothèse si certains filons se sont formés par cisaillement, tandis que d'autres, avec une orientation différente, sont

des fractures d'extension. Il paraît que les filons Nepomuc et Domnișoara ont un caractère de cisaillement, car ils contiennent des fractures de soutènement. Le filon Artur semble avoir un caractère de tension.

Bibliographie

Abdullaev, Kh. M. 1954, Genetic relation of mineralizations to granitoid intrusions. Gosgeoltekhizdat, Moscow.

Cioflică, Gr. 1956, Studiul geologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Băița (Baia Mare). An. Univ. C. I. Parhon. Ser. St. Nat. XI, București.

Dimitrescu, R. 1954, Cercetări geologice în regiunea Capnic-Jereapăn (Baia Mare). Comit. Geol. D. S. XXXVIII, București.

Dimitrescu, R. și Bleahu M. 1955, Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). Comit. Geol. D. S. XXXIX, București.

Emmons, W. H. 1937, Gold deposits of the world. McGraw Hill, New York.
Giușcă, D. 1958, Die Entwicklung des Vulkanismus in der Gegend von Baia Mare. Congr. Assoc. Carpatho-Balkan., Kiew.

Giușcă, D. 1960, Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. Acad. R. P. R. Stud. Cerc. Geol. V, 3, București.

Glangeaud, L. 1968, Les méthodes de la Géodynamique et leurs applications aux structures de la Méditerranée occidentale. Revue de Géographie physique et Géologie dynamique. Vol. X. Fasc. 2, Paris.

Graton, I. C. 1940, Nature of the ore-forming fluid. Economic Geology, Vol. XXXV (1940) Supp. No. 2.

Korjinski, D. S. 1950, Differential mobility of components of metasomatic zoning in metamorphism. 18th Internat. Geol. Congr. London.

Lindgreen, W. 1933, Mineral Deposits. McGraw Hill, New York.

Manilici, V. și Lupei, N. 1954, Studiul geologic al sectorului Baia Sprie-Capnic (Baia Mare). Comit. Geol. D. S. XXXVIII (1950-1951), București.

Rădulescu, D. 1955, Asupra rocilor trahitice din regiunea Baia Mare. Acad. R. P. R. Comunicarea III, 11-12, București.

Rădulescu, D. 1958, Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru (Baia Mare). An. Comit. Geol. XXXI (1952-1953), București.

Routhier, P. 1963, Les gisements métallifères. Masson et Cie, Paris.

Schneiderhöhn, H. 1955, Erzlagerstätten — Kurzvorlesungen. G. Fischer, Stuttgart

Socolescu, M. 1957, Observatii asupra metalogenezei și zonalității în provinciile metalogenetice ale Carpatilor Orientali și Baia Mare. Rev. Minelor VIII, Nr. 1 (1957), București.

Socolescu, M. et all. 1965, Les phénomènes hypogènes et l'activité magmatique dans les Carpathes Orientales. Congr. Assoc. Carpatho-Balkan, Sofia.

Socolescu, M. et all. 1965, Les caractéristiques structurales des gisements métallifères de la zone Carpathique. Congr. Carpatho-Balkan, Sofia.

Socolescu, M. et all. 1971, Considération sur la structure des complexes filoniens hydrothermaux de la région de Baia Mare. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, Tomus 15. Budapest.

Turner, F. J., Verhoogen, J. 1960, Igneous and Metamorphic Petrology. McGraw Hill, New York.

The Metallogenic Phenomena in the District of Baia Mare

Mircea Socolescu

SUMMARY

The data recently obtained by geological surveying and mining work of the complex hydrothermal sulphide ore deposits in the District of Baia Mare have given the possibility to elucidate several interesting problems concerning the genesis and distribution of mineralization.

The ore is localized in certain fractures caused by tectonic movements in connection with deep structural lines. These localizations are conditioned by the good collector characteristic of the host rocks and by the fracture movements during their filling ("failles vivantes" after Raguin). The fractures can be several kilometers long, but there are evidences of phenomena of filling only in the ore deposit zone. The filling is done as well by the metasomatic substitution as by the deposition in gaps caused by hydrothermal solutions (mineral stopping accordingly to A. Looke).

Many lode fractures are caused by downwarping of the earth crust phenomena which manifests itself by crooked and graduated fractures. In many places, and especially in crooked structures the ore is cut or absorbed by andesite-basaltic dykes and sills.

The analysis of the origin of the ore deposits has given the possibility of taking into consideration at least two Neogen magmatic basins having a similar evolution but not at the same time. In them differentiations and hybridizations took place, producing dacite and andesite eruptions in well known surface successions. The recurrences in the magmatic evolution are explained by the basins feeding with new hypomagma adductions. In connection with an eruptive phase very rich in volatile substances, auto-metasomatic phenomena (propylitization, chloritization etc.) took place which made them competent and changed them into good collectors.

The distribution of the ores in the deposits is explained by mobilization from melted lithomagma above the pyromagma basins in connection with anatexis phenomena (according to Sullivan's theory). In the wrapper zone of the granitic batholit cupolas have been formed (in the way shown by W. Emmons). By the differentiation of granitic lithomagma in the fluid phasis, during its cooling, the metalliferous solutions were released and accordingly depositions have been localized in various external zones of deposits, which can be considered as secondary (H. Schneiderhöhn) in regard to the first concentrations from the cupola hoods of the batholit (W. Emmons) or of a plutonic body (P. Routhier). By the contraction of the cupolas the crustal portion of their hood was subjected to downwarping and to fracturing.

The metalliferous solutions have alkaline qualities which manifest itself by adularization and sericitization. The formation of the ore took place from the end of the Sarmatian until the Pleistocene.

DISCUSSION

Zuffardi: Il me paraît que le cadre génétique que vous nous avez présenté est vraiment parfait et convaincant.

Evidemment Baia Mare est une des régions les plus favorables pour y voir une mise en place de type hydrothermale. L'unique question qui ne me paraît pas demeurer complètement claire est la véritable source des métaux.

Je m'explique: dans plusieurs districts miniers du monde où les minéralisations se présentent en filons peribatolithiques et leur mise en place paraît être faire par circulation de solutions minéralisées qui remontent de la profondeur, et bien, même dans ce cas là on a pu démontrer, par plusieurs évidences, que les métaux ne sont pas «juvéniles», c'est à dire de provenance magmatique, mais qu'ils sont simplement remobilisés.

Et donc, de ceci se pose une question: selon votre opinion, selon vos expériences, est-ce que les métaux de la région de Baia Mare sont-ils juvéniles ou bien sont-ils simplement remobilisés? En particulier, et en connection avec la question précédente: l'âge absolu du Pb des galènes est-il le même que pour les andésites auxquelles les filons minéralisés paraissent être reliés, ou bien l'âge absolu du Pb présente-il des anomalies des types B ou J? Merci!

Socolescu: Nous avons essayé de calculer les âges du Pb, mais nous avons obtenu des résultats contradictoires. Il n'était pas possible de déterminer l'âge du plomb à Baia Mare. Je suppose que la majorité des métaux ne peut pas provenir de l'intérieur, parce que les pyromagmas sont toujours très pauvres en métaux, tandis que les lithomagmas et la couverture du batholite mobilisés au-dessous, en contiennent. On pense qu'ici il s'agit de métaux primaires qui ont été capturés par l'extension du lithomagma ou de la granitisation. Ensuite les solutions métallifères les ont mobilisés et formés dans les bons collecteurs des gisements secondaires.

Duhovnik: I would like to ask you, why do you suppose that three different magmatic hearths gave origin to the three different andesite types?

Socolescu: Dans le secteur ouest, les premières éruptions commencent dans le Miocène, avant le Sarmatien, avec la rhyolite; suivent l'andésite quartzifère ou la dacite peu altérée, l'andésite à pyroxènes et amphiboles chloritisée et propylitisée au commencement du Sarmatien, l'andésite basaltique et, dans le Pliocène, les andésites basiques de températures plus basses. Cela a duré dix millions d'années. Dans le secteur central c'est une andésite quartzifère de la fin du Sarmatien qui est propylitisée et chloritisée, et dans le secteur est, c'est dans le Pliocène qu'on a de l'andésite chloritisée et propylitisée. Dans le secteur ouest, la minéralisation commence probablement au cours du Sarmatien, tandis que dans le secteur est elle commence dans le Pliocène. Il est intéressant que les filons métallifères liés d'habitude à l'andésite chloritisée et propylitisée sont parfois recoupés et absorbés par l'andésite basaltique qui est d'un âge un peu plus récent.

Le décalage dans le temps des éruptions de l'andésite chloritisée et propylitisée ne peut pas être expliqué que par des évolutions différentes correspondant à des bassins magmatiques différents.

Drovenik: Vous dites que la chloritisation et la propylitisation peuvent être de deux types, soit en résultat d'autométamorphisme soit de métamorphisme d'une première étape des fluides hydrothermaux. Si j'ai bien compris, il y a donc deux types de propylites: l'un autométamorphique et l'autre hydrothermal. Quelle est la différence entre ces deux types, macroscopique et microscopique?

Socolescu: Sous le microscope on n'observe pas seulement la chlorite, mais aussi d'autres minéraux de propylitisation. Dans l'autométamorphisme on trouve surtout en quantité l'épidote et des plagioclases saussuritisées, tandis que la propylitisation hydrothermale est accompagnée de beaucoup de soufre. Les amphiboles et la biotite sont surtout opacitisées, c'est-à-dire que se sont formés les minéraux de fer (la pyrite ou la magnétite).

Drovenik: Je pense que peut-être il sera mieux de retenir le nom propylite pour la forme d'autométamorphisme, comme H. Schneiderhöhn a proposé et l'école allemande a accepté, que la propylite proprement dite provient de l'autométamorphisme. L'autre altération est déjà hydrothermale, ce sont les phases de la séricitisation, silicification, pyritisation etc. A mon avis il y a peut-être une différence entre le processus d'autométamorphisme et le processus hydrothermal.

Socolescu: La propylitisation hydrothermale est développée surtout autour des filons et elle comprend aussi une chloritisation (verdissement; Grünsteintrachyt).

Drovenik: En ce cas, il vaut mieux la désigner comme altération hydrothermale.

Socolescu: Je crois que la propylitisation est le commencement du métamorphisme hydrothermal. La propylitisation, d'après moi, se manifeste par un métagénèse de Fe et Mg.

Karamata: Le terme «propylitisation» s'emploie si différemment aujourd'hui que, quant à moi, il serait nécessaire d'expliquer chaque fois ce qu'on y souscomprend; il serait bien, en tous cas, d'organiser dans le plus court délais une discussion destinée à redéfinir la notion du dit terme.

Mineral Composition and Origin of the Stratiform Polymetallic Ore Deposits in the Balkanides Compared with the Stratiform Lead-Zinc Deposits of the Alps

Jordana Minčeva-Stefanova

Abstract

Data are given on the geotectonic position, enclosing rocks, dolomitization, mineral composition and succession of mineral formation in the stratiform polymetallic deposits (of the "Sedmochislenitsi" type) in the Balkanides. Specific features indicative of their epigenetic origin are pointed out.

Introduction

Bed-like ore deposits in Bulgaria are found in the Balkanide region only in a small area of about 30×25 km. They differ to a certain extent from the known bed-like lead-zinc deposits elsewhere in the world and in the Eastern Alps in particular, owing mainly to the considerable content of copper, arsenic, silver, and partially of cobalt, nickel and bismuth. Consequently they are defined as polymetallic. One of their typical features is that they are formed by two kinds of sulphide mineralizations — a lead-zinc and a lead-copper one (with silver, arsenic and bismuth). While the former mineralization is encountered in calcareous rocks of Middle Triassic age only, the lead-copper one is found almost uniformly and has identical specific features both in the same calcareous rocks, as well as in calcareous sandstones and phyllitoid rocks of Lower Triassic, Lower Jurassic and Paleozoic age. That is why these deposits were described separately as the "Sedmochislenitsi" type of deposits as early as 1961. They form a part of the Eastern Mediterranean Ore Province of Petrascheck (1963).

Geotectonic position of the ore deposits

The western part of the Balkanide structural zone where the ore deposits under consideration are localized is formed by the Berkovitsa block-anticlinorium structure built up of a Paleozoic core and Mesozoic mantle. From north and south this structure is bound by large deep faults of an old age, known as the Stara Planina frontal strip and Sub-Balkan

fault respectively (E. Bončev, 1961). They are complex fault zones causing the formation of additional folded structures and horizontal dislocations (along the bed surfaces). The vertical displacement along the Stara planina frontal strip is about 4.000 m, and that along the Sub-Balkan fault over 1.500 m (E. Bončev, Tronkov).

The ore deposits under consideration are spatially distributed following these two structures (Fig. 1) forming distinct ore-bearing zones (Minčeva-Stefanova, 1962). The deposits in the region of the Stara planina frontal strip in particular are linked with a pair of conjugated fault systems (the Vratsa and the Sokolez zones), the middle part of the structure being raised horst-like. The ore deposits in the region of the Sub-Balkan fault are linked with a system of parallel fold upthrusts because of which several subzones are distinguished in the corresponding ore zone (the Izremez zone). There is a distinct direct proportional dependence between the degree of shifting along the faults and the intensity of mineralizations.

A typical feature of the geologic relations of the individual ore deposits is that they are localized in synclines in places where faults of the main system (in the direction of 120° — 90°) are cut by oblique or transverse faults of a lower order. In some places the ore deposits in the calcareous rocks are bound by Carboniferous aleurolithes forming a narrow band as a consequence of the fault displacements. The displaced part of the same calcareous rocks on the other side of this band does not contain any ore (Minčeva-Stefanova, 1961, 1965).

Enclosing rocks

The ore deposits are embedded mainly in Anisian calcareous sediments, partially in the calcareous interbeds of the Rötian rocks or in Lower Triassic or Lower Jurassic sandstones, but only in those with a calcareous cement (for example, in the Izremez zone). Along the boundaries of such sediments with Paleozoic phyllites as well as with Carboniferous calcareous aleurolithes some inconsiderable ore deposits are also localized in the latter two kinds of rocks.

Anisian sediments are chiefly limestones and to a certain extent dolomites which are relatively more frequently found in the Lower Anisian levels (Tronkov, 1960). In general, the calcareous beds alternate with fine clay-marly intercalations with a thickness usually of fractions of a millimeter.

The dolomite areas in the calcareous rocks increase in direct proportion to the intensity of the mineralization.

In some deposits like Rakov dol (Fig. 1) where the stratigraphic profile is built up of Paleozoic phyllites and of the sediments of Lower Triassic and Lower Jurassic age (with a normal sedimentation absence of Middle Triassic sediments), the ore mineralizations spread over the entire stratigraphic profile. They are concentrated along the interformational surfaces and begin from pronounced faults.

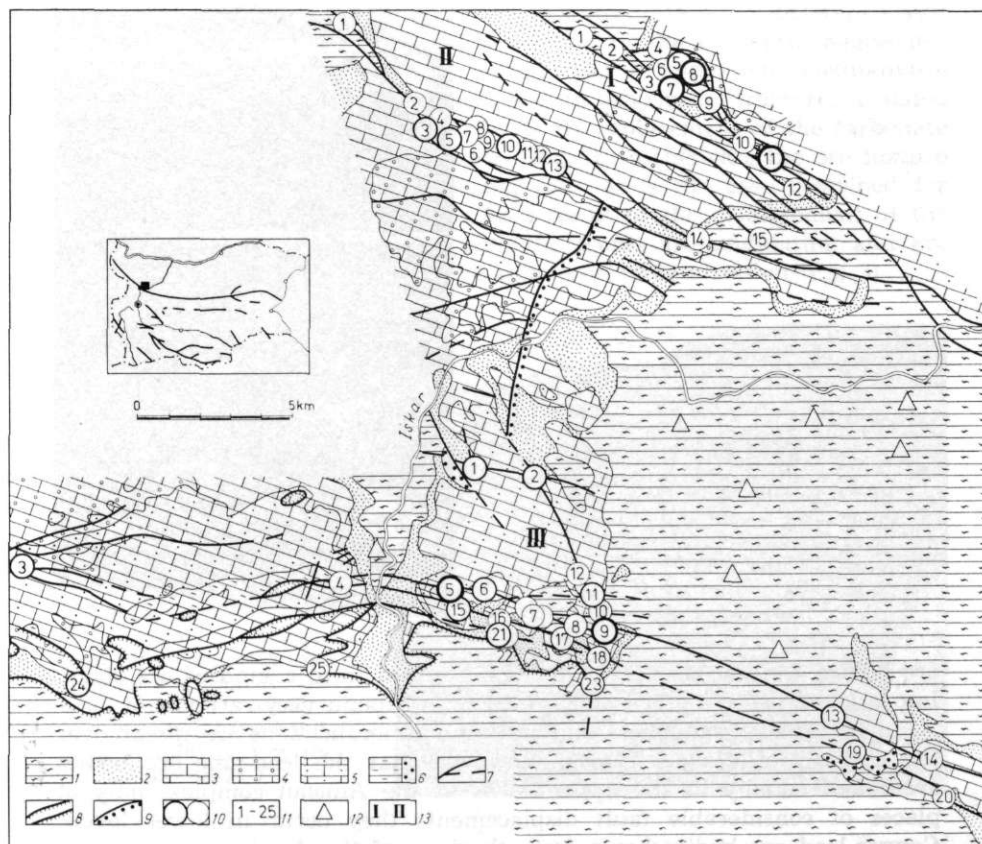


Fig. 1. Geologic map showing the region of ore deposits of the "Sedmochislenitsi" type according to Tronkov, D., Nikolaev, Gr., Stoinov, S., the author, et al.

Symbols: 1 Paleozoic rocks, 2 Lower Triassic sediments, 3 and 4 Middle and Upper Triassic sediments, 5 Jurassic sediments, 6 Cretaceous sediments and Quaternary overburden, 7 Main faults, 8 Line of thrusting, 9 Flexure, 10 Ore deposits, 11 Names of the ore deposits (I — 1 Pärvi rupi, 2 Vtori rupi, 3 Leštaco, 4 Siroko lice, 5 Studenite korita, 6 Strašnata voda, 7 Sedmochislenitsi — old mine, 8 Sedmochislenitsi — new mine, 9 Gladna, 10 Borov kamāk, 11 Plakalnitsa, 12 Kalaminata; II — 1 Dolna bjala rečka, 2 Debel rāt, 3 Māžo, 4 Anatema, 5 Ballčln preslap, 6 and 7 Ravnio kamāk, 8 Gārloto, 9 Gladna, 10 Borov kamāk, 11 Plakalnitsa, 12 Kalaminata; III — 1 dolna bjala rečka, 15 Meča bara; III — 1 Veneza, 2 Lakatnik, 3 Brese, 4 Sassele, 5 "Hristo Botev", 6 Koli-bišteto, 7 Košuški vrāh, 8 Bakāra, 9 Izremez — old mine, 10 Zapačiza, 11 Rakov dol, 12 Svārdelo, 13 Rogo, 14 Gradište, 15 Sabačevcevec, 16 Bresovo bārdo, 17 Metleva padina, 18 Trite kladenci, 19 Osenovlak, 20 Gabrovniza, 21 Stamenova korija, 22 Taninata, 23 Ravno ussoe, 24 "Otečestvo", 25 Perovo), 12 Barite deposits of Alpine age, 13 Ore-bearing zones: I — Vratsa-, II — Sokolez- and III — Izremez zone

Form of the ore bodies

The ore bodies are predominantly bed-like ore lenses up to or about 50 m long, and varying from 1 to 8 m in thickness. Bed-like ore bodies up to 360 m and rarely up to 500 m long and of varying thickness, 2 m average, are also found. In the places of intersection of larger faults the

Fig. 2. Banded texture (case 2) of galena-sphalerite mineralization, transitional to brecciated texture. Some of the bands formed by subparallel blind veinlets of galena metacrysts. Scale 10:1



ore bodies are placed one above the other and form a kind of ore shoot. Impersistent ore veins of small thickness are found very rarely.

In the Anisian sediments especially the mineralizations are spread over the entire profile. It is typical, however, that the lead-zinc ore bodies are found usually in the upper levels of the Anisian complex; only at places of considerable fault displacements they occur in lower levels. Copper-lead ore bodies begin from the base of the Anisian complex and spread vertically almost throughout it, the corresponding mineral occurrences being superimposed on the lead-zinc ones.

Ore textures

The following ore textures are frequent: massive, brecciated, partially cockade, banded, veinlet and impregnation textures (Minčeva-Stefanova, 1965).

The massive texture is typical of the fine-grained metasomatic mineralization represented most often by sphalerite and dolomite metacrysts as well as of nest-like assemblages of massive sulphide aggregates amid the carbonate and sandstone, partially phyllitoid rocks.

The brecciated texture is formed as a result of the cementation of mineralized or ore-free rock fragments with sulphide and carbonate minerals on one hand and, on the other, as a consequence of metasomatic replacement of re-sedimentary breccia in which the fragments and the cement are replaced in various degrees because of the differences in the contents of calcareous, dolomitic and marly constituents (Minčeva-Stefanova, 1965).

The banded textures are of several varieties, formed in different ways:

1. As a result of the rhythmical deposition of the colloform aggregates of sulphide minerals: sphalerite (Schalenblende type) and melnikovite-pyrite as well as marcasite and bravoites in subparallel fractures, situated close together in the carbonate rocks.
2. By replacement of the carbonate substance in beds of banded textures (Fig. 2). In this case the ore texture inherits the texture of the enclosing rock as is the case described for one of the brecciated textures.
3. As a result of the displacement of the front of metasomatism. In this case the bands are undulating and are frequently found amid the massive sphalerite mineralization (Fig. 3).

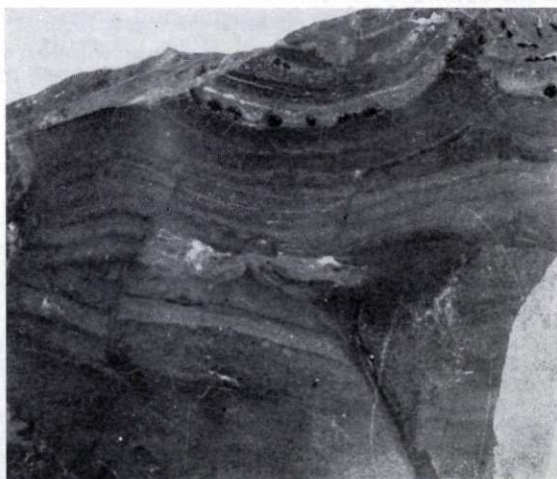


Fig. 3. Banded texture (case 3) in massive metasomatic sphalerite. Galena metacrysts developed in some of the bands or as veinlets cutting the bands. Scale 1:1

The veinlet texture is more frequently found in the primary (Fig. 4) and secondary dolomites and is typical of the mineralizations amid the sandstones and phyllites.

The impregnation texture is widespread among mineralizations in all kinds of enclosing rocks, except in phyllites.

Mineral composition, types of sulphide mineralizations and mineral parageneses

The minerals of the ore deposits in the Balkanides under consideration can be divided into the following groups:

1. Main minerals — sphalerite, galena, pyrite, chalcopryrite, dolomite, calcite;
2. Subordinate — tennantite, bornite, chalcocite, marcasite, quartz, barite;
3. Rare — arsenopyrite, wurtzite, carrollite, siegenite, bravoite (Fe,Co,NiS_2), cobalt pyrite, nickel pyrite, nickel cathierite, stromeyerite, pearceite, unknown silver-arsenic mineral, acanthite, silver α -amalgam, freieslebenite?, dyscrasite?, pyrargyrite, miargyrite, stephanite, polybasite,

tetrahedrite, wittichenite, cobalt smithsonite, ullmanite, cinnabar, celestite, gypsum, fluorite, dickite, kaolinite, and others.

Among the secondary minerals, the following are established: hydrozincite, smithsonite, cerussite, calcite, aragonite, azurite, malachite, cuprozincite, rosasite, aurichalcite, barite, gypsum, anglesite, unidentified copper sulphates, mimetesite, tyrolite, zinc olivenite, strashimirite, adamite, cuproadamites, conichalcite, native copper, chalcocite and others.

The iron content of sphalerite is low, about 1 per cent. This mineral in the form of fine-grained and colloform aggregates respectively, is analogous with the sphalerite from Bleiberg-Kreuth (Schroll, 1953) in its content of admixture elements. Arsenic, thallium, silver and antimony are established in galena, and arsenic, silver, thallium and selenium in pyrite. The presence of silver, mercury, germanium and bismuth is typical of the main and subordinate copper minerals. All these elements except for germanium so far have been found in their own minerals.

All above mentioned minerals always contain certain amounts of cobalt and nickel, the presence of which is due to the minerals of cobalt and nickel (from the bravoite and linneite groups) closely admixed in the ores.

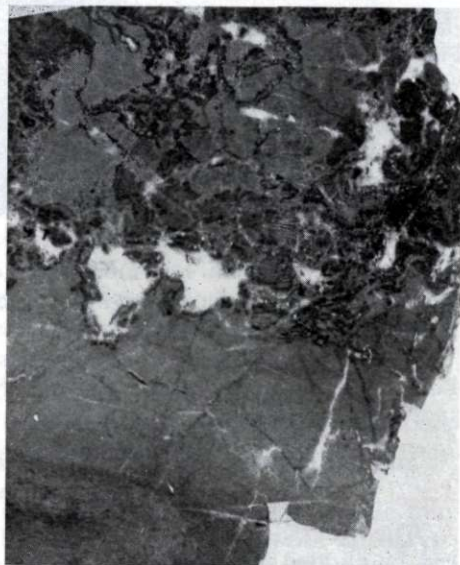


Fig. 4. Veinlet texture in part brecciated, of the sphalerite (schalenblende) in primary dolomite.
Scale 1:1

The detailed studies of the mineral composition and of the age and paragenetic relationships of the individual minerals show that the mineralizations under consideration are formed by two kinds of sulphide minerals — lead-zinc (galena-sphalerite) and lead-copper (galena-tennantite-chalcopyrite). They are considered as products of two large and complicated ore-forming stages, the lead-copper one being later (Minčeva-Stefanova, 1961, 1962). Each of them is characterized by several

mineral parageneses whose successive deposition within each stage reflects a definite geochemical evolution of the corresponding mineral-forming solutions.

The lead-zinc mineralization consists of the following mineral parageneses (according to the order of deposition):

1. Paragenesis of pre-ore dolomitization (found only occasionally), represented by dolomite, pyrite and calcite.

2. Pyrite paragenesis — with pyrite, marcasite, bravoites and dolomite.

3. Dolomite-sphalerite paragenesis — with dolomite, sphalerite, arsenopyrite, pyrite and galena. It determines to a great extent the zinc mineralization in the deposits. It has a massive texture and is deposited metasomatically amid the pure limestones. At first dolomite metacrysts are formed, followed by the fine-grained sphalerite replacing in varying degrees the remains of the calcareous rocks between dolomite rhombohedra (Fig. 5). Galena metacrysts surrounded by pyrite grow on these two minerals.



Fig. 5. Sphalerite-dolomite mineralization represented by dolomite rhombohedral crystals and fine-grained sphalerite metasomatically replacing the limestones. Along the borders of the two minerals there are pyrite-bravoite aggregates. Scale 63:1

4. Galena-sphalerite paragenesis with sphalerite (small-grained and Schalenblende type), galena, pyrite (metasomatic and melnikovite-pyrite type), marcasite, bravoite, wurtzite, arsenopyrite. The deposition of this paragenesis begins after intensive crushing and cracking of the enclosing sediments which determine also the high supersaturation of the solutions (Fig. 6).

5. Galena paragenesis consisting of galena, sphalerite, pyrite and dolomite. It is deposited in numerous veinlets cross-cutting and parallel to the beds (Fig. 2). There are clear indications that sphalerite, pyrite and dolomite are redeposited on account of the earlier parageneses.

6. Three carbonate, mainly dolomitic, parageneses with which the lead-zinc mineralization generally comes to an end. Barite, quartz, cleio-phane, galena, calcite, cobalt smithsonite, and sporadically fluorite participate in them together with the medium-grained dolomite. The minerals fill veinlets and numerous nests and can be considered as a manifestation of a post-ore dolomitization subsequent to the lead-zinc mineralization.

The mineralizations described are cross-cut (Fig. 7) or brecciated by the minerals of the next lead-copper mineralization. It is formed by the following mineral parageneses:

1. Bornite-chalcopryrite-galena in which considerable amounts of ten-nantite and subordinate amounts of carrollite, siegenite, pearceite, sphale-rite, arsenopyrite, pyrite, dolomite and quartz also occur. The most considerable deposition of lead-copper ores is connected with this para-genesis. Though rarely, barite is deposited at its beginning.

2. Two silver-bearing parageneses deposited in numerous veinlets consisting jointly of bornite, chalcopryrite, galena, stromeyerite, silver-antimony sulfosalts*, pearceite, acanthite, silver α -amalgam*, chalcocite, neodigenite, tetrahedrite, wittichenite*, cinnabar*, barite, celestite*, calcite and others.

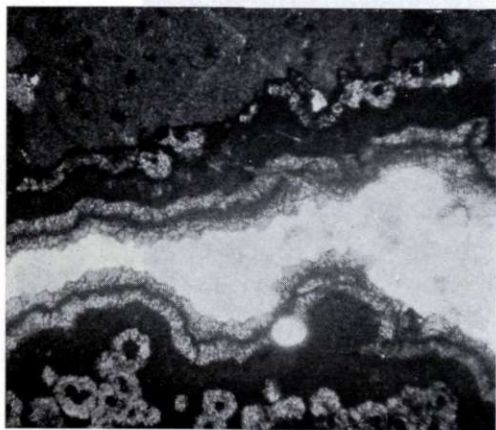


Fig. 6. Schalenblende deposited in crevices of primary dolomite. In the latter sphalerite impregnations. Scale 40:1

The amount of dolomite gradually decreases in the later parageneses. In the latest parageneses the relative amount of calcite increases.

The intergrowths of dolomite crystals with sulphide minerals as well as the specific features of ore textures clearly show that the sulphide deposition in the carbonate rocks is accompanied by a secondary dolomitization. As a result, the limestones in which the metasomatic processes have been most intensive, have changed into dolomites.

There is a distinct vertical zoning of both kinds of ore mineralizations. The following zones are developed from bottom to top in the lead-zinc mineralization: 1. pyrite-sphalerite; 2. sphalerite; 3. galena-sphalerite; and 4. predominantly galena zone.

* These minerals are described by V. Atanassov (1964, 1971).

The lead-copper mineralization shows the following zoning (from bottom to top) regardless of whether it is deposited in calcareous or sandstone rocks: 1. bornite zone; 2. chalcopyrite-tennantite zone; 3. chalcopyrite-galena with tennantite; and 4. galena zone with small amounts of chalcopyrite and tennantite.



Fig. 7. Quartz-tennantite-chalcopyrite veinlet cutting the sphalerite-dolomite mineralization. Scale 40:1

Isotopic composition of lead

The isotopic composition of lead from the ore mineralization in the Balkanides under consideration varies greatly (Minčeva-Stefanova, Amov, 1966, 1969). Some of the values obtained correspond to the isotopic composition of lead from the young (Tertiary) mineral deposits in Bulgaria while others, the larger part, are intermediate compared to the values of isotopic composition of lead from the Tertiary and from the Young Paleozoic ore deposits in Bulgaria.

Discussion of the genesis of ore deposits

The geotectonic position of the stratiform deposits under consideration showing a definite structure control of their localization as well as the presence of two kinds of ore mineralizations with definite age relationships, indicate the epigenetic origin of the ore deposits. The form of ore bodies has been controlled by the bedding of the enclosing rocks and by the differences of their chemical composition as well as by the presence of faults and fractures subparallel to the beds. Those ore textures which imitate a syn-sedimentary sulphide deposition are actually sedimentary textures of the enclosing rocks inherited during metasomatic replacement. The fact that the lead-copper mineralization is identical in degree and composition both in calcareous rocks and in sandstones shows the controlling role of the carbonate sediments in the deposition of metals, and of zinc in particular, from very low temperature solutions connected with a favourable change of pH of the solutions after their infiltration into the carbonate rocks.

There are no outcrops of young igneous rocks nor manifestations of Triassic volcanism in the region of ore deposits. However, there are quartz-diorite dikes to the east of this region in its immediate vicinity which (judging by the rock outcrops) cut through Neocomian sediments also.

All above considerations make it feasible to connect the genesis of the ore deposits with a young (Eocene?) hydrothermal activity which has also caused an extraction of mobilized metals from the Paleozoic basement (Minčeva-Stefanova, 1966).

Comparison with the stratiform lead-zinc deposits in the Alps

The features of the lead-zinc mineralization of the stratiform deposits in the Balkanides which have been pointed out are indicative of a definite resemblance to the lead-zinc mineralization representing the stratiform deposits in the Eastern Alps. The typical, although small, content of cobalt and nickel in the lead-zinc mineralization in the Balkanides is indicative of specific geochemical peculiarities of the corresponding metallogenic region while the practical absence of fluorite in them is a difference connected with the possibilities of enrichment of the ore-bearing solutions with fluorine before the mineral deposition because of which this difference cannot be of any particular genetic importance. On the basis of the ore textures and sequences of the mineral formation described by various authors for the stratiform lead-zinc deposits in the Alps (Schroll, 1953; Duhovnik, 1967 and others), regardless of the tendencies in the interpretation of the origin of the mineralizations, a general analogy can be found between these deposits and the lead-zinc mineralization in the Balkanide deposits. In both geotectonic regions the mineralizations considered have a poor metal and mineral composition.

The basic difference between these deposits is certainly the superimposed lead-copper mineralization in the Balkanide deposits which is now characterized by a varied metal and mineral composition. Its formation cannot be attributed to an ore-forming activity having taken place after a period which is very long in comparison with the period of formation of the lead-zinc mineralization. The place of deposition of the two kinds of sulphide mineralizations in calcareous rocks is one and the same everywhere because of which they should be considered as products of a single but complex ore-forming activity. The distinct connection of the later mineralization with rupture movements of a higher order is indicative of an inflow of solutions from deeper parts of a corresponding magma source or of the earth crust in general.

The very occurrence of this mineralization in the Balkanides might also be used as an indication that the rupture movements in this geostructural zone have been more prolonged in time and stronger as a factor.

The data on the occurrence of a "mixed" lead in the deposits under consideration both in the Alps (Schroll, 1965) and in the Balkanides (Minčeva-Stefanova, Amov, 1965, 1969) are indicative of an extraction of mobilized metals from older deposits and from older rocks in general. All specific features mentioned can be logically explained in

the light of the conceptions of formation of generated magma and generated ore-bearing solutions in the earth crust during the tectonic stresses (Kostov, 1968 and others, q. v.). Depending on the depth at which the solutions are formed, their composition will vary owing to the crystallochemical segregation of the elements in the earth crust (Kostov, 1968).

References

- Atanassov, V. A. 1971, Silver α -Amalgam from the Sedmočislenitsi ore deposit, District of Vratsa: *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, v. 32, No. 1, p. 105—113.
- Bončev, Ek. 1961, Notizen über die wichtigsten Bruchlinien in Bulgarien: *Tr. geol. Bulg., Ser. stratigr. et tect.*, v. II (Sofia), p. 5—29.
- Duhovnik, J. 1967, Facts for and against a syngenetic origin of the stratiform ore deposits of lead and zinc: *Econ. Geol., Monograph 3*, p. 108—122.
- Kostov, I. 1968, Paragenese und Klassifikation der Minerale: *Freib. Forschungsh.*, C 230, Mineralogie — Lagerstättenlehre, p. 81—96.
- Maucher, A. and Schneider, H.-J. 1967, The Alpine lead-zinc ores: *Econ. Geol., Monograph 3*, p. 71—86.
- Minčeva-Stefanova, J. 1961, Mineralogie und Entstehung der Blei-Zink-Kupfer-Lagerstätte Sedmočislenici im Westbalkan: *Tr. geol. Bulg., Ser. géoch. et git. métal. et non-métal.*, v. II (Sofia), p. 157—251.
- 1965, Über die Formen der Erzkörper und die Textur der Erze aus den Polymetallagerstätten vom Typ »Sedmočislenici« in Bulgarien: *Ber. Geol. Gesellsch. DDR*, Bd. 10, H. 3, p. 321—334.
- and Amov, B., 1965, Zu dem Alter und der Entstehung einiger Lagerstätten im Westbalkan nach den Angaben der Blei-Isotopenanalyse: *Carpatho-Balkan Geol. Assoc.*, VII Congress, Part III (Sofia), p. 203—208.
- 1967, The genesis of the stratiform lead-zinc ore deposits of the "Sedmočislenitsi" type in Bulgaria: *Econ. Geol., Monograph 3*, p. 147—155.
- and Amov, B., 1969, Genetische Deutung der Schwankungen in der Isotopenzusammensetzung des Bleis aus den Polymetallvererzungen Typ »Sedmočislenici«: *Bull. Geol. Inst., Sér. géoch., minér., pét.*, v. 18, p. 5—18.
- Petrascheck, W. E. 1963, Die alpin-mediterrane Metallogenese: *Geol. Rundschau*, Bd. 53, p. 376—389.
- Schroll, Er. 1953, Über Minerale und Spurenelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth, Kärnten in Österreich: *Mitteil. Österreich. Min. Gesellsch., Sonderh. No. 2*, 60 p.
- Schroll, Er. 1965, O vprašanju abnormalne izotopne sestave svinca v svinčevih in cinkovih rudiščih apneniških Alp: *Rudarsko-Metalurški Zbornik*, No. 2 (Ljubljana), p. 139—154.
- Stoinov, S., Atanassov, V., Lilov, Tz. 1964, Des minéraux argentifères du gîte «Sedmočislenici», Arrondissement de Vratza: *Récen. l'Honneur acad. J. Sm. Jovtchev* (Sofia), p. 643—667.
- Tronkov, D. 1960, Über die Stratigraphie der Trias im Iskar-Durchbruch: *Ann. Dir. génér. rech. géol., Sér. A*, v. X (Sofia), p. 131—153.
- Tronkov, D. 1965, Tektonischer Bau und Analyse der Strukturen des Vracaner Blocks im Westbalkan. Plastische Deformationen in der Nachbarschaft der Bruchflächen: *Tr. géol. Bulg., Sér. stratigr. et tect.*, v. VI (Sofia), p. 217—257.

SUMMARY

The stratiform polymetallic ore deposits in the Balkanides occur in the Western Balkan Mountains along two large and complex faults delineating the Berkovitz block-anticlinorium from north and south. The individual ore deposits are located in synclinal folds where the main faults are cut by transverse or oblique faults. The intensity of mineralization is controlled by the amount of fault movements.

The enclosing rocks are calcareous sediments of Anisian and partially of Rötian age. Although infrequently, country rocks are also calcareous sandstones of Lower Triassic and Lower Jurassic ages as well as Paleozoic phyllite and calcareous siltstone in some places.

The calcareous rocks in the regions of ore deposits are mainly dolomites. The participation of limestones increases rapidly with the distance from the mineralized areas. Sulphide formation is accompanied by dolomite resulted from secondary dolomitization. The intensity of this process depends on the degree of mineralization and the amount of primary dolomites in the calcareous complex.

The ore bodies are most frequently elongated lenses, lying one above the other at some places. Ore veins occur only occasionally.

The ore deposits are of two kinds — a lead-zinc one and a lead-copper one overlying the former.

The lead-zinc deposit is of metasomatic origin. The fissures and cavities have been filled later. The ore is represented by fine grained light-coloured sphalerite, schalenblende, pyrite, marcasite, galena, small amounts of arsenopyrite, bravoite $[(Fe, Co, Ni)S_2]$, and sporadic Ag-Sb-sulfosalts. The lead-copper deposit is represented by one main bornite-tennantite-chalcopyrite-galena paragenesis with pearceite. The latest deposits are veinlets of several sulphide parageneses of silver, bismuth and mercury minerals and others. Cobalt and nickel also occur in the form of bravoite (in the Pb-Zn deposit) and of minerals of the linneite group or as sulphoarsenides (in the Pb-Cu deposit).

Dolomite and, to a lesser extent, barite, quartz and calcite are typical gangue minerals. Celestite and gypsum occur sporadically. Barite forms considerable masses in some deposits, but only in the initial stages of the Pb-Cu mineralization.

According to its mineral composition and its complex manner and features of deposition, the lead-zinc mineralization of the stratiform polymetallic deposits in the Balkanides is analogous to that of the stratiform ore deposits in the Alps (despite the absence of celestite and fluorite). The main difference of the ore deposits under consideration is the presence of lead-copper ore in the Balkanides marked by a complicated geochemical evolution.

A significant genetic peculiarity of the ore deposits in the Balkanides is the occurrence of the lead-zinc minerals in calcareous rocks only, while the lead-copper ones are found in all kinds of country rocks.

DISCUSSION

Duhovnik: Haben Sie die Schwefelisotopenanalysen durchgeführt?

Minčeva: Leider noch nicht, wir werden es aber versuchen. Herr Rentzsch aus Freiberg hat sich auch mit diesen Problemen beschäftigt, und zwar am Beispiel unserer Lagerstätten. Er hat festgestellt, daß die Schwefelisotopenzusammensetzung variiert und daß das leichtere Schwefelisotop in größerer Menge vorkommt. Ich kann die Tatsache noch nicht interpretieren, er selbst hat aber einen Vergleich mit den Vererzungen vom Freiburger Typ gemacht.

Duhovnik: Ich möchte noch wissen, ob irgendein Unterschied im Schwefelisotopengehalt zwischen Kupferkies und Bleiglanz besteht.

Minčeva: Herr Rentzsch hat leider die Kupferminerale nicht untersucht, nur Pyrit, Galenit und Sphalerit. Wir hoffen, diese Analysen in einigen Jahren selbst ausführen zu können.

Maucher: Keine Frage, aber eine kleine Antwort. In Lagerstätten einheitlicher Entstehung, wo die einzelnen Mineralien sicher einem Bildungsgang entsprechen, ist die Schwefelisotopenzusammensetzung in Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und Pyrit, die gleichartig und gleichalterig entstanden sind, nicht dieselbe. Ein Unterschied dazwischen würde nichts genetisches besagen.

Duhovnik: Das weiß ich. Aber wie groß sind diese Unterschiede? Denn wir haben auch Schwefelisotope bei uns untersucht und haben gefunden, daß auch bei demselben Mineral in derselben Lagerstätte kleine Unterschiede in der Schwefelisotopenzusammensetzung vorkommen, die von der Tiefe der Mineralisation abhängig sind.

Les minéralisations alpines de la Turquie

Altan Gümüs

L'évolution tectonique de la Turquie s'est effectuée du nord et du nord-ouest vers le sud et le sud-est. Sa division a été essayée par divers auteurs dès 1896. Les unités tectoniques de cette évolution ont été subdivisées d'abord en dix groupes, puis en quatre ultérieurement. La carte tectonique a été effectuée, compte tenu de cette dernière division. Il faut cependant noter que les massifs cristallins affleurant largement dans chaque unité posent encore des problèmes d'âge.

A partir du nord, on distingue les unités suivantes (Fig. 1):

Les Pontides, qui occupent la partie nord de la Turquie, comportent la Thrace, la région de Marmara et la région de la Mer Noire. Dans cette unité, on a bien précisé la présence des phases tectoniques les plus anciennes, calédoniennes et varistiques, qui ont affecté plus particulièrement la partie ouest. Les mouvements alpins se présentent, en premier lieu, à l'est d'Istanbul, et ils progressent vers l'est.

Les Anatolides se trouvent au centre de la Turquie et se répartissent de la côte égéenne à la frontière soviétique. On soupçonne la présence de la phase varistique dans cette zone. On y trouve des massifs cristallins, plus particulièrement dans une petite partie de l'ouest. Ceux-ci ont été repris par les mouvements alpins. La partie centrale des Anatolides est caractérisée par une série ophiolitique du Crétacé supérieur.

Les Taurides couvrent la partie sud de l'Anatolie et comprennent le Taurus tout entier. Elles sont caractérisées par les sédiments épais et continus d'âge mésozoïque. Quelques massifs cristallins de cette unité ont été admis également comme varistiques ou plus anciens encore.

Les plis côtiers forment la quatrième unité tectonique de la Turquie. Celle-là occupe la région sud-est du pays, et elle pourrait constituer la partie nord du bloc Arabique. Cette unité s'est formée complètement par les mouvements alpins.

L'aspect structural de la Turquie a été formé, en majeure partie, par les mouvements alpins. Son évolution s'est faite dans l'ordre des unités tectoniques énumérées plus haut; toutefois dans aucune unité ne se présente un seul mouvement isolé.

L'activité magmatique du pays s'est déroulée du Paléozoïque au Quaternaire. Les massifs granitiques de la région de Marmara dans les Pontides sont de l'âge varistique. A partir du centre de cette unité

vers l'est affleurent les massifs granitiques alpins. La plupart des massifs granitiques des Anatolides sont alpins. Il y a quelques petits stocks granitiques varistiques peu importants dans la partie ouest. Dans la zone du Taurus, le magmatisme granitique commence à partir du centre et s'allonge vers l'est. A l'exception du massif de Bitlis, ils sont alpins, et très importants de point de vue économique.

La plus grande partie du magmatisme basique est aussi alpine. Une petite partie dans l'ouest (région de Bursa) semble être varistique.

Le volcanisme sous-marin profond date généralement du Mésozoïque, et il est représenté largement dans les Anatolides et Taurides. Les volcanites sous-marines peu profondes affleurent plutôt le long de la Mer Noire, dans sa partie côtière, et sont également d'âge mésozoïque. Enfin, le volcanisme subaérien est présent dans toute la Turquie à partir du Tertiaire.

Après avoir résumé l'évolution tectonique et magmatique de la Turquie, nous allons maintenant exposer les minéralisations alpines (Fig. 2).

L'intervalle de temps géologique entre le début du Mésozoïque et la fin du Tertiaire peut être considéré comme l'époque des phases orogéniques alpines. Dans cette grande évolution tectonique, nous avons essayé de grouper les minéralisations comme les gisements liés à la paléogéographie, à la sédimentation et à la lithologie du Crétacé, les gisements liés au magmatisme, au métamorphisme et au tectonisme alpins, et enfin, les gisements liés au volcanisme post-alpin (post-orogénique). Le principal est le deuxième groupe de minéralisations qui s'est affirmé lors du paroxysme. Si l'on considère les premiers comme alpins, et les derniers comme tardialpins, nous aurons tenu compte de tous les gisements alpins.

Nous avons parlé plus haut de l'évolution tectonique du pays qui s'est manifestée essentiellement par les mouvements alpins. Nous admettons la nécessité d'introduire et de placer la Turquie dans le domaine alpin. Les plus importants gisements de la Turquie se sont formés par les activités alpines, d'où la grande importance de la tectonique et du magmatisme alpins à l'égard de nos gisements métallifères.

I. Minéralisations liées à la paléogéographie, à la sédimentation et à la lithologie du Crétacé

Dans les Pontides, près de Zonguldak, les gisements de bauxites constituent un des niveaux transgressifs du Crétacé inférieur, déposé directement sur le flanc fortement disloqué du synclinal dinantien. Un autre groupe de minéralisation important du Crétacé s'est déroulé aussi uniquement dans les Pontides. Ce sont les minerais de manganèse associés aux marnes et calcaires rouges, ainsi qu'aux tufs volcaniques du Crétacé supérieur. Ils se sont déposés en forme de lentilles et consistent en pyrolusite en majorité. Les mêmes minéralisations s'étendent le long de la côte à partir d'Eregli et jusqu'à Artvin.

Les Anatolides n'ont pas une grande importance au point de vue de la minéralisation, sauf quelques petits gisements de manganèse et de cuivre, formés en relation avec le volcanisme ophiolitique du Crétacé inférieur

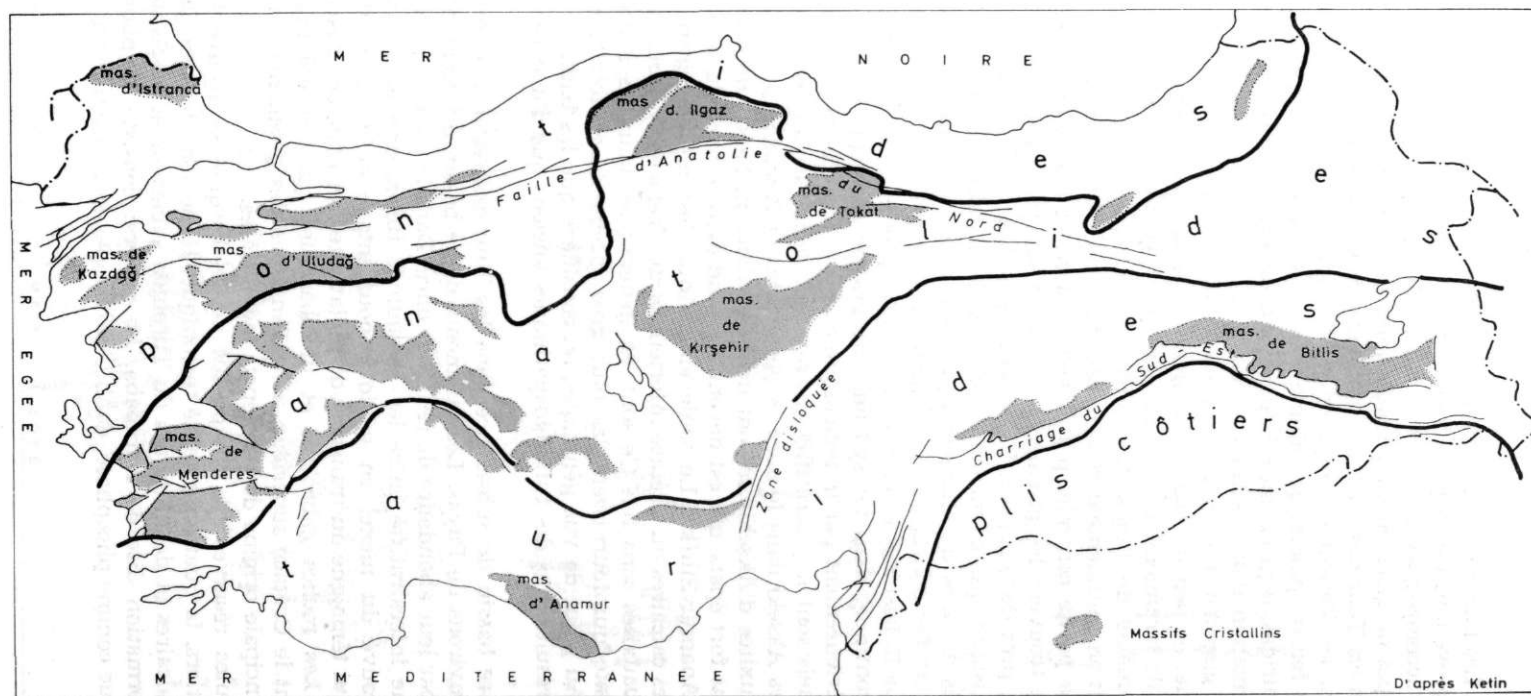


Fig. 1. Unités tectoniques de la Turquie

et moyen. Les minerais de manganèse de cette série sont fortement chargés de silice provenant du jaspé à Radiolaires. Le minéral principal est de la diallogite accompagnée de sidérite et d'ankérite.

Ces types de gisements manganésifères peuvent être découverts également dans les Taurides, mais ils sont sans importance économique. À côté de ceux-ci, les Taurides comprennent les plus grands gisements tels du cuivre, du fer, du plomb, de l'aluminium et des phosphates. Dans la partie est des Taurides, le gisement d'Ergani est caractérisé, d'après quelques-uns, par la formation d'un volcanisme ophiolitique du Crétacé supérieur. Cet important gisement de pyrite cuivreuse contient aussi de l'or d'importance économique, et peu de cobalt. La minéralisation s'est formée durant les mouvements laramiens, et s'est mise en place en forme d'amas, de stock-verks et même de filons. Ceci démontre une migration latérale de la minéralisation initialement disséminée dans les roches vertes.

Dans la partie centrale, plutôt vers l'ouest, et sur la côte méditerranéenne, se trouvent les gisements de plomb-barytine du type stratiforme à Kazalar, près de Gazipaşa. Ils se sont logés dans une formation dolomitique triassique qui a surmonté le massif cristallin d'Anamur-Alanya. À quelques dizaines de kilomètres plus à l'est de cette minéralisation, les gisements de fer oolitiques et sédimentaires proprement dits d'Örendüzü se placent à la base des calcaires du Crétacé inférieur, et s'étendent, d'une façon discontinue, dans un synclinal de grande ampleur. Ils ont été déplacés ultérieurement par la tectonique cassante postérieure. Les calcaires, dans lesquels sont interstratifiés ces niveaux de fer sans alumine, s'épaississent vers Akseki dans le nord et vers Payas et Kurudag plus vers l'est.

Les bauxites d'Akşehir se sont déposées dans un bassin de subsidence à sédiments fort épais, qui est devenu profond dans le nord du substratum d'Alanya-Anamur-Silifke. Le soulèvement qui s'est déroulé entre la déposition des calcaires du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur, a donné lieu aux bauxites sans fer. Ce sont, en général, les bauxites à boehmite et à gibbsite qui fournissent les plus gros gisements exploitables de la Turquie. Au point de vue génétique, on considère que les bauxites de ces lieux ont résulté plus des tufs feldspathiques anciens que d'une karstification.

Un autre bassin de subsidence dans les Taurides est mis en évidence dans les environs de Payas. Les gisements de ce bassin diffèrent de ceux d'Akseki par leur abondance de fer et de silice. Dans le minerai à structure pisolithique interstratifié entre les formations turonienne et sénonienne, on a retrouvé du nickel en quelque pourcentage et de la platine en trace, ce qui témoigne du transport d'une latérite ferrugineuse, c'est-à-dire alluviale. Les roches gabbroïdes et ultrabasiques qui ont été mises en place avant le Crétacé supérieur, affleurant près des gisements, semblent être la principale origine de ces dépôts métallifères.

Les seules réserves de phosphates de la Turquie se trouvent dans les plis côtiers, la quatrième unité tectonique. Ils se sont déposés dans les niveaux calcaires et dolomitiques du Turonien supérieur et du Santonien, dans la formation dite de Karababa. Le minerai consiste en phosphore anorganique comme phosphate, dahlite et collophane à structure oolithique

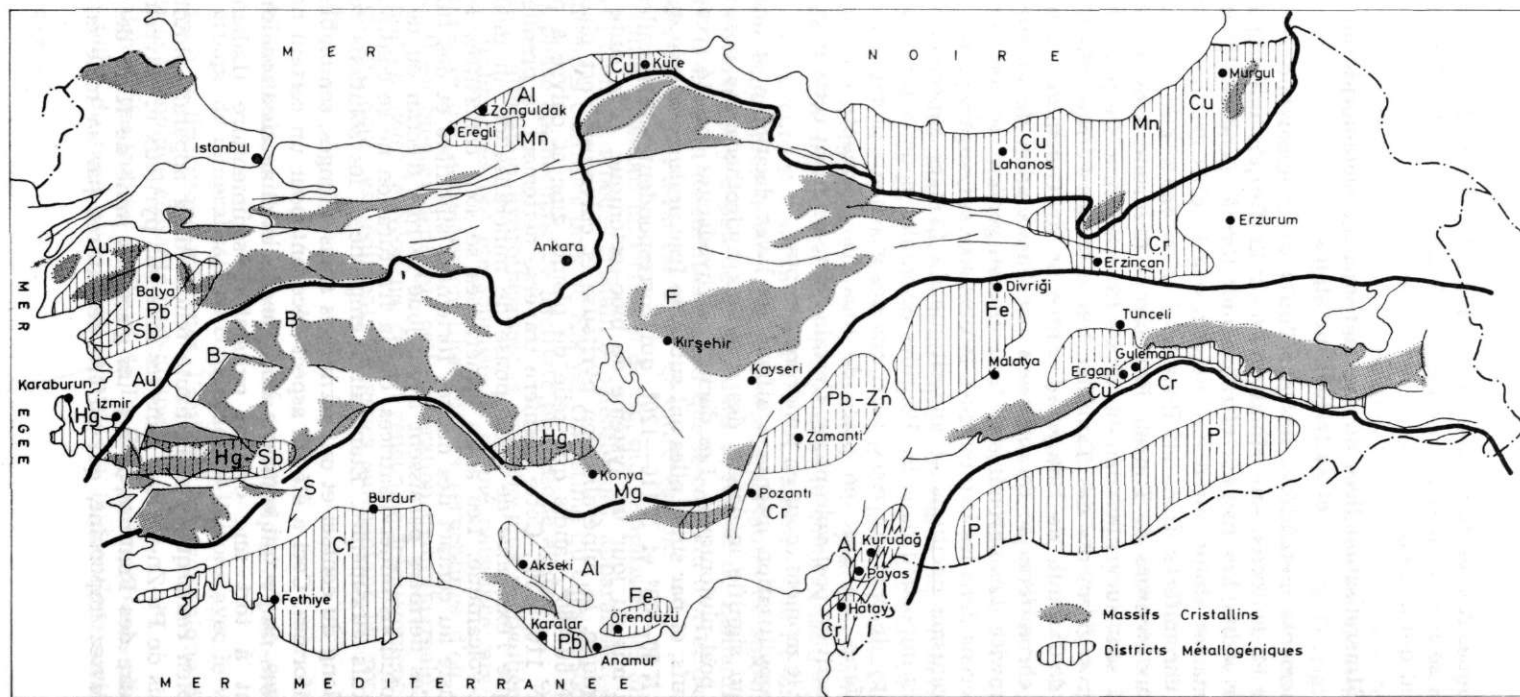


Fig. 2. Distribution des minéralisations alpines de la Turquie

et pisolithique. A côté de ceux-ci, il y a aussi des restes de poissons. Les phosphates se sont formés à un facies glauconieux dans l'avant-fossé du géosynclinal qui a donné naissance au Taurus.

II. Minéralisation liées au magmatisme, au métamorphisme et au tectonisme alpins

Les gisements métallifères nés par l'effet du magmatisme, du métamorphisme et du tectonisme alpins ont pour la Turquie une importance de premier ordre. Les massifs ultrabasiques formés pendant les mouvements primaires alpins ont donné naissance à la plus grande partie des gisements chromifères. Dans les Pontides il n'en existe pas. Les activités basiques aux environs de Tunceli, Erzincan et Erzurum, dans la zone des Anatolides, sont survenues dans la phase kimmérienne. De plus, on peut citer les gros gisements des Taurides, tels ceux de Fethiye, de Burdur, à l'ouest, de Pozanti, de Hatay, au centre, et de Guleman à l'est. Ces gisements chromifères se caractérisent par l'association de kammérérîte et d'ouwarowite. Les chromites se trouvent, en général, en forme d'amas et de schlierens dans les harzburgites le plus souvent serpentinisés.

Le volcanisme dacitique et andésitique du Crétacé supérieur a joué un rôle très important dans les Pontides orientales pour la formation des gisements pyriteux et cuivreux, ainsi que des gisements plombo-zincifères et argentifères. La mise en place de tous ces gisements est survenue pendant l'activité post-volcanique. Certains auteurs nient cette hypothèse, mais, pour le moment, nous en tiendrons compte.

Une propylitisation intense a affecté les laves dacitiques et andésitiques, ce qui signifie le départ des solutions hydrothermales post-volcaniques ou post-plutoniques. Les dacites et rhyodacites ont été recouverts par leurs tufs, et par suite, elles ont subi une fracturation poussée dans les directions N 50—60° et N 110—120°, qui correspondent aux cisaillements et qui ont mis au jour un système de bloc-tectonique. A la suite d'une telle tectonique, la minéralisation pyriteuse et cuivreuse s'est placée en direction N 50—60°, tandis que celle de plomb, zinc et cuivre a pris la direction N 110—120°. Cette dernière traverse nettement la première, ce qui explique l'existence de deux phases de minéralisation au moins au stade post-volcanique. Les amas minéralisés se sont concentrés le plus souvent juste au contact des dacites fortement silicifiées et des tufs dacitiques. Ces derniers paraissent avoir joué le rôle d'écran ou de piège pour les solutions minéralisatrices, car la fracturation ne se continue pas dans les tufs eux-mêmes. Etant ainsi empêchées, les solutions se sont étalées le long du contact et ont formé des amas allongés, semblables aux gîtes stratiformes. Ceci a été un aspect décevant pour un certain nombre de géologues, en ce qui concerne l'origine de la minéralisation, car eux proposaient à tort une origine exhalative sédimentaire (Lahanos et Murgul).

On a bien remarqué que la haute teneur d'Ag apparaît plutôt dans les minerais de Pb-Zn-Cu que dans les minerais pyriteux et cuivreux.

Au centre des Pontides, il y a un gisement mine de Küre de pyrite cuprifère assez important, qui diffère des autres par sa mise en place

et son contenu. Le gîte se loge dans les diabases jurassiques, et le minerai contient du Co qui fut découvert là pour la première fois en Turquie.

Les gisements formés par les intrusions acides des Taurides fournissent la matière première la plus accessible et importante à l'industrie lourde. A ce sujet, nous pouvons signaler le gisement de fer de Divrigi d'origine pyrométasomatique aux contacts des roches syénitiques. La région limitée par Divrigi, Malatya et Kayseri, toujours dans les Taurides, est un district métallogénique de fer. Il est très intéressant de préciser que la plupart des gisements de fer pyrométasomatiques se sont formés au contact des roches acides et des calcaires, mais en présence des roches ultrabasiques et basiques. De même, il existe aussi quelques petits gisements de Cu, Mo et de W du type pyrométasomatique en Anatolie Centrale. Il vaut la peine de citer aussi les gisements des fluorites vertes, violettes et blanches de Kirşehir, qui présentent la seule richesse en fluor de la Turquie.

En dehors des gros gisements de fer liés aux apophyses microsyénitiques, on a décelé quelques petits gisements de Ni et de Th, qui se sont formés par la même évolution magmatique.

Les minéralisations post-magmatiques d'origine hydrothermale sont représentées par les gisements de fer avec une teneur élevée de Mn. Elles ont remplacé les calcaires paléozoïques en général, et ont été souvent altérées en limonites. D'autres minéralisations post-magmatiques sont celles de Pb-Zn argentifère d'un remplacement métasomatique, celles de baryte, de mercure et d'antimoine. Parmi ces dernières, le Pb-Zn prend le deuxième rang après le fer. Des réserves importantes de smithsonite ont été découvertes il y a peu de temps dans la région de Zamanti, au S de Kayseri. Il convient de mentionner ici que le contenu d'or et d'argent des minéralisations de Pb-Zn est d'une quantité valable.

Les minéralisations importantes de Hg, qui remplissent les alignements fracturés dans les schistes cristallins paléozoïques, apparaissent aussi dans les Anatolides centrales près de Konya. On estime qu'elles se sont formées dans la phase épithermale de l'activité plutonique acide.

Enfin, l'altération hydrothermale, à laquelle plus particulièrement les roches ultrabasiques ont été soumises, a donné naissance aux gisements de magnésite qui entrelace en filonnets les serpentines d'où elle a été dérivée. Il est bien évident que cette altération hydrothermale a terminé son évolution avant le Néogène, car on rencontre fréquemment les galets de magnésite dans les sédiments néogènes surmontant les roches ultrabasiques.

III. Minéralisations liées au volcanisme tardi-alpin et post-orogénique

Ce groupe de minéralisations comprend les liaisons avec le volcanisme andésitique et liparitique miocènes, l'activité post-volcanique de celui-ci, et aussi la tectonique cassante post-alpine.

En dehors des indices de Cu et de Pb-Zn peu importants placés sur la grande faille du nord et le gisement d'As à la frontière soviétique, les

gisements importants de ce groupe sont situés dans la partie ouest de la Turquie, notamment dans les Pontides et Anatolides.

Les gisements d'or se sont mis en place, en forme filonienne, dans les fractures des dacites silicifiées, écrasées et altérées. De même, il existe des formations filoniennes de Hg dans des rhyodacites silicifiées, et de Sb et d'As dans des andésites altérées. On rencontre aussi les filons de Pb-Ba dans les laves andésitiques, dont les réserves paraissent être grandes. Il y a des lieux où la même minéralisation se situe dans les calcaires et dans les roches ultrabasiques en présence du volcanisme. De plus, on peut parler de l'existence des gisements économiques de Pb argentifère qui se sont amassés par métasomatose dans les calcaires paléozoïques et crétacés.

Le gisement de pyrite aurifère près d'Istanbul se trouve sur la ligne de chevauchement par lequel les grauwackes dévoniennes ont surmonté les andésites miocènes.

Nous acceptons une relation du volcanisme miocène qui s'est manifesté le long des failles post-alpines, avec les gisements riches de Sb et de Hg. Ils se sont mis en filons dans les schistes cristallins et les marbres.

Ce sont les gisements de borates et de soufre, que nous classons dans les gisements volcaniques proprement dits. L'aspect géologique typique des phases d'exhalation des volcans est représenté par les couches épaisses des borates intercalées dans les tufs volcaniques, les marnes et les calcaires. Le soufre, qui s'est formé en stockwerks et en filonnets dans les roches liparitiques, les argiles et les marnes, signifie la phase solfatare des volcans.

En conclusion, les minéralisations alpines qui se sont déroulées du Mésozoïque inférieur à la fin du Tertiaire, ont une grande importance économique pour la Turquie. Les gisements principaux sont ceux de chrome, de fer, d'aluminium, de pyrite cuprifère, de Pb-Zn argentifère, de mercure, d'antimoine, de borates et de phosphates.

Les Pontides sont caractérisées par des minéralisations de pyrites cuprifères et de Pb-Zn argentifères, un peu de Sb et assez de Fe.

Les borates, le mercure, l'antimoine et le fer, assez de Pb-Zn et peu de chromite sont essentiels plutôt dans les Anatolides que dans d'autres unités, tandis que les gros gisements de chrome et d'aluminium s'étendent dans les Taurides. Dans cette unité, un ou deux gisements de Cu et de Pb-Zn isolés sont d'intérêt économique.

Et enfin, les phosphates se montrent uniquement dans les plis côtiers, dépourvus d'autres minéralisations.

Les gisements alpins peuvent différer des gisements varistiques par les caractères suivants:

- L'abondance des gisements sédimentaires;
- L'abondance des gisements post-magmatiques hydrothermaux;
- L'effet intense du volcanisme soit sous-marin, soit subaérien;
- Dans la paragenèse de chromites, la présence de Ni, de kammérérite, d'ouwarowite et de chrome-hornblende, ainsi que le manque de glaucophane et d'épidote;
- La haute teneur de fer;

— La magnétite, l'hématite, la goëthite, la sidérite et la limonite dans les gisements de fer alpins, et la magnétite en grande majorité dans les gisements varistiques;

— Le contenu payant de l'argent dans les gisements plombo-zincifères. La paragenèse de ces gisements comporte les minéraux arsénieux et antimonieux de Pb;

— Les formations de bauxites à boehmite et à gibbsite dans les gisements alpins, tandis que dans les zones varistiques et plus anciennes, les bauxites sont à diaspore, ou bien transformées en émeri.

References

Beer, H. 1967, Güneydogu Türkiye Üst Kretase fosfat bölgesinin paleo-cografyasive fasiyezi. Bull. M. T. A. No 68, Ankara.

Blümel, G. F. 1965, Die Blei-Zinklagerstätte von Ortakonuş/Anamur (Türkei) und ihr geologischer Rahmen. Thèse. München.

Borchert, H. 1958, Die Chrom- und Kupfererzlagerrstätten des initialen ophiolitischen Magmatismus in der Türkei. Publ. M. T. A., No 102, Ankara.

Egeran, N. 1946, Relations entre les unités tectoniques et les gites métallifères de Turquie. Bull. M. T. A., No 1/35, Ankara.

Gümüş, A. 1963, Iron Ore Deposits of Turkey. Symp. on Iron Ore in Isphahan, Iran. Publ. CENTO.

Gümüş, A. 1964, Genesis of some cupreous pyrite deposits of Turkey. Symp. on Mining Geology and the Base Metals, in Ankara, Turkey. Publ. CENTO.

Gümüş, A. 1964, Important lead-zinc deposits of Turkey. Symp. on Mining Geology and the Base Metals, in Ankara, Turkey. Publ. CENTO.

Gümüş, A. 1967, Les gisements de Fer de Turquie. Publ. M. T. A., No 136. Ankara.

Imreh, L. 1965, Les minéralisations plombo-zincifères de la province métallifère de Zamanti. Bull. M. T. A., No 65. Ankara.

Ketin, İ. 1959, Orogenic evolution of Turkey. Bull. M. T. A., No 53, Ankara.

Ketin, İ. 1960, On the tectonic map of Turkey, 1/2.500.000 scale. Bull. M. T. A., No 54. Ankara.

Ketin, İ. 1961, Über die magmatischen Erscheinungen in der Türkei. Bull. Soc. Géol. de Turquie, Vol. VII, No 2. Ankara.

Ketin, İ. 1966, Tectonic units of Anatolia. Bull. M. T. A., No 66. Ankara.

Kovenko, V. 1946, Province métallogénique de plomb et de fer des Taurides. Bull. M. T. A., No 1/35. Ankara.

M. T. A. 1965, Mercury, Arsenic, Antimony and Gold deposits of Turkey. Publ. No 129. Ankara.

M. T. A. 1965, Manganese deposits of Turkey. Publ. No 120. Ankara.

M. T. A. 1965, Borate deposits of Turkey. Publ. No 125. Ankara.

M. T. A. 1966, Aluminium deposits of Turkey. Publ. No 130. Ankara.

M. T. A. 1966, Chromium deposits of Turkey, Publ. No 132. Ankara.

M. T. A. 1966, Copper, Lead and Zinc deposits of Turkey, Publ. No 133. Ankara.

Petrascheck, W. E. 1965, Die bauxitischen Eisenerze von Payas bei Iskenderun. Bull. M. T. A., No 65. Ankara.

Striebel, H. 1965, Die Bleierz-Baryt-Lagerstätten von Karalar/Gazipaşa (Türkei) und ihr geologischer Rahmen. Thèses. München.

Yildiz, M. 1967, Mercury. Bull. M. T. A., No 68. Ankara.

The Alpine Ore Deposits in Turkey

Altan Gümüş

SUMMARY

The interval of the Alpine orogenesis is generally accepted to have lasted from the beginning of the Mesozoic to the end of the Tertiary. An attempt is made in this paper to include the exogenetic mineral deposits of the Cretaceous, and the endogenetic deposits related to the Alpine magmatism and post-Alpine volcanism. For this interval it can be stated that the second group is related to the paroxysm of the Alpine orogenesis. If the exogenetic deposits can be termed initial Alpine and the deposits in the third group can be termed late Alpine, the whole range can be accepted as Alpine mineralization.

We believe that it is necessary to consider Turkey as a part of the Alpine ranges as it constitutes the eastern extension of these mountains. Accordingly the tectonic and the magmatism of the Alps bear a great significance in the formation of the ore deposits in Turkey. The thick sedimentary areas which have triggered the Alpine paroxysm are those that really yielded the sedimentary deposits. The Cretaceous paleogeography and lithology have played a vital role in the formation and the discovery of these ore deposits. The bauxites, the oolitic iron deposits and the phosphates of the Taurides can be mentioned among these deposits.

The manganese deposits in relation to the ophiolitic series of the Anatolides and the Taurides, which have developed in the Upper Cretaceous, draw attention by their excessive silica content. On the other hand, the manganese deposits which are embedded in the Marl-Limestone-Tuff series of the same age can be considered to be of a much greater economical value.

The endogenetic deposits constitute the second and the main group of the Alpine deposits. Among those, chromium deposits derived from initial magmatism cover extensive areas in the Anatolides and the Taurides. The lead, zinc, and copper deposits which have been formed in connection to the Eastern Pontides granodiorites, and the copper deposits in the Eastern Taurides have formed at a meso-hypothermal level. The hypogenetic normal zonality observed in the Eastern Pontides can be especially mentioned to disprove the "exhalative hypothesis" hitherto accepted.

The third main group belonging to the active Alpine phase are the iron deposits. They cover an extensive region formed in connection with granodiorites and syenites of the middle Anatolides. They are of pyrometamorphic origin. Again, the amply developed siderite and galena-sphalerite deposits of the middle Anatolides were formed as a result of the mesothermal replacement of the limestones. They indicate the hydrothermal satellites of the above mentioned plutonism.

The post-Alpine endogenetic deposits are more closely related to the Miocene andesitic and dacitic volcanic activity and to the late Alpine fracture tectonic. These consist of:

1. gold, mercury, antimony and arsenic deposits associated with volcanic rocks;
2. iron deposits lying just above the same rocks;
3. lead-barite and arsenic deposits occurring apart from volcanic rocks whose wall-rock is ultrabasic;
4. metasomatic lead-zinc and gold-bearing pyrite in limestone and other sediments along the contact with volcanic rocks;
5. copper and manganese veins occurring along the tectonic lines and far away from the volcanic rocks;
6. mercury and antimony deposits in the fracture planes whose wall rocks are crystalline schists and marble, lying relatively far from the volcanic rocks;
7. borate deposits of the fumarole phase and the sulphur deposits of the solfatara phase between marl and limestone beds invaded by volcanic tuff;
8. meerschaum deposits especially in the moffet phase, and alunites produced by hydrothermal alteration.

DISCUSSION

Valera: Quelle est votre opinion sur les gîtes de barytine (sans sulfures) de la région entre Iskenderun et Maras (Şekerobasi et Onsen, si je me rappelle bien les noms)?

Gümüş: C'est un petit indice, on n'a pas beaucoup de données à ce sujet. Il n'y a que de la baryte en mouches.

Valera: Non, je pense qu'à Şekerobasi il y a une grande exploitation. Au moins, il y a trois ans, il y avait une grande exploitation.

Gümüş: C'est un petit gisement; de 80 000 tonnes je l'ai marqué sur la carte métallogénique comme indice.

Maksimović: In Yugoslavia we have two mentioned types of magnesite deposits: one of hydrothermal origin with veins up to 12 m in thickness, and the secondary magnesites formed through the weathering of ultramafic rocks. The secondary magnesites form a net of thin veins below the weathering zone and often contain Ni-bearing sepiolite and kerolite. Besides the geological setting these two magnesite types differ in chemical composition, particularly in trace element abundances. According to our experiences in Yugoslavia, I agree with professor Gümüş that Turkish deposits of magnesites in peridotites are of hydrothermal origin.

Gümüş: Je crois qu'ils sont de même origine que ceux de Yougoslavie. Dans les régions d'Iskeshehir nous avons des magnésites en filons de 12 à 15 m d'épaisseur, et dans la région de Konya également de 30 m d'épaisseur. Il serait difficile de les expliquer par une altération exogène. Nous supposons plutôt leur genèse hydrothermale.

Natale: Je voudrais poser une question à propos des gîtes de magnésite de Turquie dont vous parlez dans cette communication. Depuis longtemps, nous connaissons en Italie un certain nombre de gîtes de magnésite avec

silice souvent opaline, du «type Kraubath», c'est-à-dire des minéralisations liées à l'altération de massif des péridotites-serpentines dont l'âge est Jurassique-Crétacé. Beaucoup de ces gîtes ont été exploités, soit dans les Alpes au Piémont, soit dans les Apennins en Toscane.

Des études très récentes ont montré que l'altération des ultrabasites, à laquelle est liée la formation de la magnésite est une altération supergénique, pédogénétique, dont l'âge semble en quelques cas très récent, probablement pléistocène. Or, j'aimerais savoir si vous pouvez exclure pour les magnésites du «type Kraubath» de Turquie un mécanisme génétique de ce même type?

Gümüi: Je crois qu'en Turquie la magnésite est plutôt un produit de l'altération hydrothermale qui s'est effectuée pendant l'activité alpine. Après la formation des magnésites nous avons une nouvelle formation des sépiolites. Dans la masse des sépiolites vous avez toujours un peu de magnésite qui provient du massif péridotitique dans lequel ils se sont formés.

La magnésite s'est transformée en sépiolite postérieurement.

Section B

Geochemical Characteristics of the Ore Deposits

Verteilungsmuster der Lanthaniden in Fluoriten der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg in Österreich

Peter Brütter, Karl-Heinz Jacob, P. Möller und U. Rösick

Zusammenfassung

Mit Hilfe der zerstörungsfreien Neutronenaktivierungsanalyse wurden in faziell unterschiedlichen Fluoritproben aus dem Wettersteinkalk der Pb/Zn-Lagerstätte Bleiberg 11 Elemente aus der Gruppe der Seltenen Erden quantitativ bestimmt.

Die aus den analytischen Ergebnissen aufgestellten Verteilungsmuster werden im Rahmen eines Modells interpretiert, das eine submarin-exhalativ-sedimentäre Genese des Fluorits beinhaltet.

Beim Vergleich der SE-Verteilungsmuster von marinen Sedimenten mit dem des Bleiberger Fluorits wird eine Typenanalogie mit angenäherter Kongruenz festgestellt, welche die modellmäßigen Vorstellungen unterstützt.

Die Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth zählt zu den wirtschaftlich wichtigsten und auch bekanntesten Vererzungen, die in den triassischen Sedimenten der Kalkalpen auftreten. Demzufolge sind bisher zahlreiche mineralogische, geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen durchgeführt worden, deren gemeinsames Ziel es war, Aussagen über die Genese dieser Lagerstätten zu treffen. Besonders hervorzuheben sind hierbei die Arbeiten, die aufgrund ihrer sedimentologischen und gefügekundlichen Ergebnisse eine bereits zwei Jahrzehnte andauernde Diskussion um diesen Lagerstättentyp anregen.

Obwohl bereits eine Vielzahl von geowissenschaftlichen Informationen als Ergebnis einer umfassenden Untersuchungsarbeit zur Verfügung steht, besteht unter den Beteiligten keinesfalls Einstimmigkeit in der Beweisführung der genetischen Deutung kalkalpinen Lagerstätten.

In Berlin haben sich das Institut für Lagerstättenforschung an der Technischen Universität und das Hahn-Meitner-Institut für Kernforschung, Sektor Kernchemie, zusammengefunden, um in größerem Umfang mittels spurenanalytischer Untersuchungen nach geochemischen Zusammenhängen bei der Entstehung fluoritführender Lagerstätten zu suchen. In diesem Zusammenhang interessierten uns die in kalkalpinen Pb/Zn-Lagerstätten als paragenetisches Begleitmineral auftretenden Flußspate.

Es hat bisher nicht an Versuchen gefehlt, Fluorite als Indikatormineral bei genetischen Fragestellungen zu verwenden. Von Huber-Schausberger und Schroll (1965, 1967) wurden bereits umfangreiche spurenanalytische Untersuchungen an Flußspaten verschiedener Herkunft — darunter auch Fluorit aus Bleiberg-Kreuth — durchgeführt. Dabei zeigte sich aber, daß besonders in den Fluoriten aus Kalken die Konzentration der Seltenen Erden auch nach chemischer Voranreicherung unterhalb der Nachweisempfindlichkeit der spektralanalytischen Methode lag (< 20 ppm).

Für unsere Untersuchungen wurden aus dem Grubenbereich ANTONI Fluoritproben ausgewählt, die sich faziell in zwei verschiedene Typen unterscheiden lassen:

A. grobspatige Fluorite, die mit derber Schalenblende verwachsen im März 1969 im Abbau »Hechl« unterhalb des Leopold-Erbstollen anstanden.

B. mm-große Fluoritkristalle aus Klüften des Wettersteinkalkes im sog. »Dreierlager«, 5. Lauf, März 1969.

Diese Proben wurden mit Hilfe der Neutronenaktivierungsanalyse auf ihren SE-Gehalt untersucht.

Die Neutronenaktivierungsanalyse in Verbindung mit Ge(Li)-Halbleiterdioden zur hochauflösenden Gammaskpektrometrie gestattet heute, die meisten SE-Elemente zerstörungsfrei, d. h. ohne Anwendung chemischer Anreicherungs- oder Trennverfahren, mit hoher Empfindlichkeit zu bestimmen. Die Nachweisempfindlichkeit hängt dabei in erster Linie von der Flußdichte der Neutronenquelle ab und war im vorliegenden Fall mit $5,1 \cdot 10^{11}$ n/cm² s (5 OW-Kanal des BER I) ausreichend groß, um im Bleiberg Fluorit 11 Elemente der SE-Gruppe quantitativ zu erfassen, wobei der Analysenfehler im allgemeinen bei $\pm 10\%$ lag. Auf die Bestimmung von Pr, Ho, Tm wurde verzichtet, weil die Entfaltung von Linieninterferenzen nicht einwandfrei war. 11 Elemente sind aber ausreichend, um Details im Verteilungsmuster der Seltenen Erden im Flußspat erkennen zu lassen.

Für die Wahl der Seltenen Erden als geochemischer Indikator sind prinzipiell die folgenden Gesichtspunkte von Bedeutung:

1. Wegen der Ähnlichkeit der Ionenradien der 3-wertigen Ionen dieser Gruppe mit dem des Kalziums wird ihr diadocher Einbau in das Flußspatgitter begünstigt.

2. Aufgrund der ähnlichen chemischen und kristallchemischen Eigenschaften tritt die Gruppe der Seltenen Erden im allgemeinen kohärent auf. Aus diesem Grund sind relative quantitative Aussagen aus dem Verteilungsmuster leichter möglich als bei anderen Spurenelementen.

In Fig. 1 sind die Verteilungsmuster der beiden phänomenologisch unterschiedenen Fluoritarten im einfach logarithmischen Maßstab dargestellt. Die SE-Gehalte im CaF₂ sind dabei auf die als primordial angesehene Häufigkeitsverteilung in Chondriten normiert und über den Ionenradius (nach Ahrens) aufgetragen, ohne daß damit schon Aussagen präjudiziert werden sollen. Die Art der Normierung ist auch bei Verteilungsmustern aus postmagmatischen Prozessen üblich und bietet den Vorteil, daß aus der Zick-Zackverteilung der Absolutwerte, wie sie der

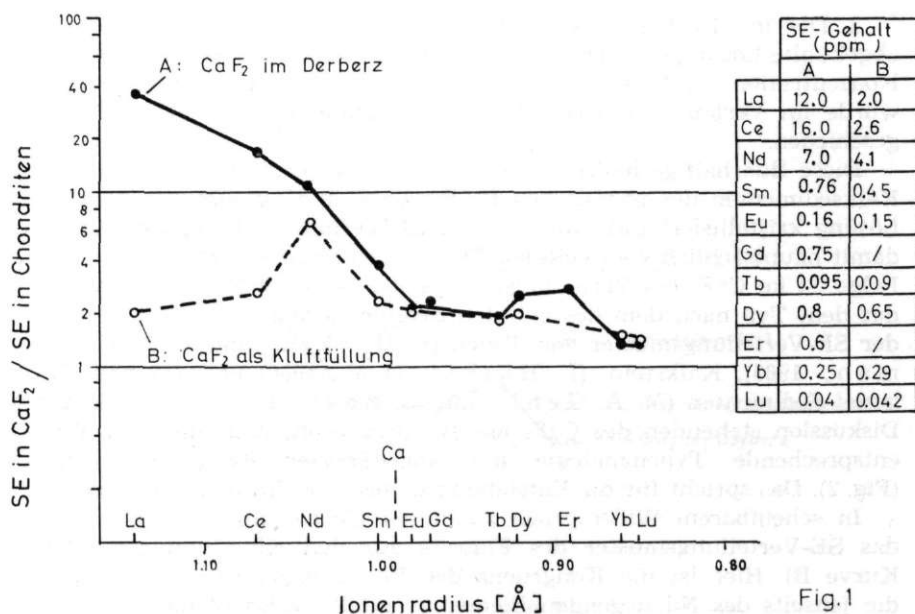


Fig.1

Oddo-Harkin'schen Regel entspricht, eine geglättete Kurve wird, die Abweichungen von der Kohärenz des Auftretens leichter erkennen läßt. Das Verteilungsmuster des Fluorits aus dem Derberz läßt deutlich eine Differenzierung zwischen den Cer- und Yttererden erkennen.

Will man aus dem Verteilungsmuster Rückschlüsse auf die Zusammensetzung der Lösung am Kristallisationsort ziehen, so setzt dies die Kenntnis voraus, ob und in welchem Ausmaß die SE gegenüber dem Ca bei der Mineralabscheidung fraktioniert wurden. Es ist also die Kenntnis des Mitfällungskoeffizienten notwendig, der aber nur aus einer vollständigen Stoffbilanz für den Kristallisationsprozeß zu erhalten ist.

Unsere dazu laufenden Untersuchungen an definierten Kristallisationsabfolgen von hydrothermal gebildetem Fluorit aus dem Wölsendorfer Revier weisen bisher darauf hin, daß die Mitfällungskoeffizienten für die Folge Nd bis Lu — mit Ausnahme von Eu — in erster Näherung gleich sind. Über La und Ce lassen sich noch keine Aussagen machen (P. Brätter et al. im Druck). Diese Gleichheit ist deswegen interessant, weil dadurch der Festkörper quasi eine Photographie der Lösungszusammensetzung der SE zum Zeitpunkt der Kristallisation darstellt. Eine Übertragung auf Bleiberg muß zunächst spekulativ bleiben, da die Möglichkeit der Überprüfbarkeit aussteht. Bei Annahme von zumindest der Ähnlichkeit der Mitfällungskoeffizienten läßt sich aber aus dem ermittelten Verteilungsmuster der SE im CaF_2 eine modellmäßige Vorstellung über die Entstehung der Lösungszusammensetzung am Mineralisationsort entwickeln, wenn folgende Annahmen einbezogen werden:

1. Die Lagerstätte entstand durch submarine hydrothermal-exhalative Stoffzufuhr.

2. Die in ein Flachmeer mündende Hydrotherme war eine relativ abgekühlte Lösung mit geringem Ca-Gehalt und damit verbunden geringer Konzentration an Seltenen Erden, d. h. ursprünglich vorhandenes Ca wurde im Verlauf der Temperaturniedrigung mit den SE vorher abgeschieden.

Diese fluorhaltige hydrothermale Restlösung reagiert mit den rezenten Kalksedimenten des triassischen Flachmeeres und aus der resultierenden Lösung kristallisiert CaF_2 aus. Das Ca/SE-Verhältnis dieser Lösung wird damit hauptsächlich vom gelösten Ca-haltigen Sediment bestimmt und als Folge ist im CaF_2 ein Verteilungsmuster der Seltenen Erden zu erwarten, das dem Typ nach dem des gelösten Sediments analog ist. Ein Vergleich der SE-Verteilungsmuster von Tonen (L. Haskin, and T. R. Wildeman, 1965), Kalkstein (L. Haskin et al., 1966) und rezenten Karbonat-Sedimenten (M. A. Gehl, and L. Haskin, 1962) mit dem zur Diskussion stehenden des CaF_2 aus Bleiberg zeigt, daß eine dem Modell entsprechende Typenanalogie mit angenäherter Kongruenz vorliegt (Fig. 2). Das spricht für die Entstehung dieses CaF_2 im marinen Milieu.

In scheinbarem Widerspruch zu diesen Überlegungen steht zunächst das SE-Verteilungsmuster des Fluorits aus den Kluftfüllungen (Fig. 1, Kurve B). Hier ist die Kongruenz der Verteilungsmuster nur noch für die jenseits des Nd liegenden Elemente erfüllt, während die Gehalte an La und Ce deutlich niedriger liegen. Diese Abweichungen sind wahrscheinlich dadurch bedingt, daß in diesem Fall vor oder während der Kristallisation eine teilweise und selektive Fixierung von La und Ce aus der Lösung in einem anderen Mineral — möglicherweise in einem La-Ce-Mineral — stattgefunden hat. Eine andere denkbare Interpretation wäre, daß eine Fraktionierung der Seltenen Erden in Lösung erfolgte, ohne daß dabei selektive SE-Mineralien beteiligt sind. Diese Erklärung muß aber ausscheiden, weil eine solche Fraktionierung eine Nd-Anomalie ausschließt.

Die erste Interpretation wird gestützt durch unsere experimentellen Untersuchungen der Kristallisationskinetik am Wölsendorfer Flußspat. Aus diesen geht hervor, daß solche selektive SE-Mineralien im Verlauf der Mineralabscheidung eine Rolle spielen können. Allerdings lag hier der umgekehrte Fall vor, nämlich, daß La und Ce (zusammen mit U) von einem gewissen Zeitpunkt an in die Lösung mobilisiert worden sind. Das zeigt aber auch, daß die übliche Trennung der Seltenen Erden in eine Cer- und Ytterterdengruppe beim Fluorit kritisch und nur vorsichtig angewandt werden sollte.

In Anbetracht der komplexen Vorgänge, die bei der submarin-hydrothermalen Lagerstättenbildung ablaufen, kann die vorliegende Interpretation der analytischen Ergebnisse nur ein Mosaikstein in deren Deutung sein. Die Annahme eines marin-sedimentären Vorganges wird aber durch die Sr-Analysen an paragenetischen Begleitmineralien derselben Lagerstätte von Cardich-Loarte und Schroll gestützt.

Wir hoffen, daß wir durch unsere laufenden experimentellen Untersuchungen in der angestrebten Richtung die modellmäßigen Betrachtungen auf eine sichere Basis stellen können.

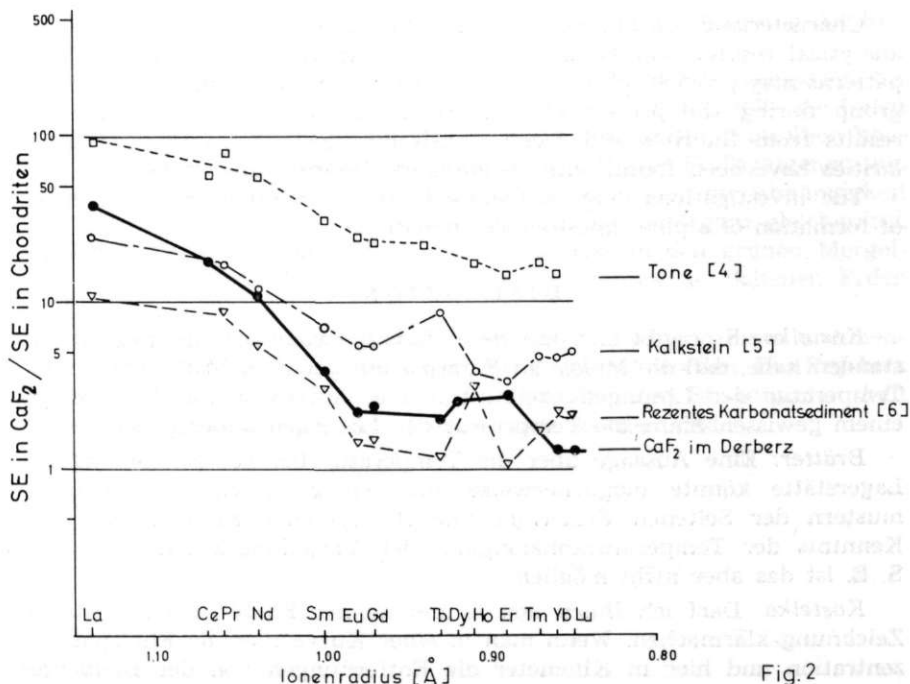


Fig. 2

Literaturverzeichnis

Brätter, P., Jacob, K. H., Möller, P. und Rösick, U., im Druck, Fraktionierung der Seltenen Erden bei der Kristallisation von natürlichem CaF_2 : Chemie Ingenieur Technik.

Gehl, M. A., and Haskin, L. 1962, The rare-earth distribution in sediments: J. Geophys. Res. 67, 2537—2541.

Haskin, L. and Wildeman, T. R. 1965, Rare-earth elements in ocean sediments: J. Geophys. Res. 70, 2905—2910.

Haskin, L., Wildeman, T. R., Frey, F. A., Collins, K. A., Keedy, C. R., and Haskin, M. A. 1966, Rare earth in Sediments: J. Geophys. Res. 71, 6091—6105.

Huber-Schausberger, I. 1965, Beitrag zur Geochemie der Flußspate: Diss. Universität Wien.

Huber-Schausberger, I. und Schroll, E. 1967, UV-Lumineszenz und Seltenerdgehalte: Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 31, 1333—1341.

Distribution Pattern of Lanthanides in Fluorites from the Pb-Zn Deposit Bleiberg in Austria

Peter Brätter, Karl-Heinz Jacob, P. Möller, and U. Rösick

SUMMARY

The abundance of 11 rare earth elements in CaF_2 specimens from the Wetterstein limestone of the Pb-Zn deposit Bleiberg has been determined by nondestructive neutron activation analysis and high resolution γ -ray spectrometry.



Characteristic lanthanide patterns are obtained by normalizing the analytical results against the corresponding chondritic abundances. This patterns may provide information on a fractionation within the rare-earth group during the process of formation, and are compared with new results from fluorites and rocks of different genetic history, and similarities have been found with sedimentary fluorites and rocks.

The investigations may contribute to the interpretation of the mode of formation of alpine limestone-ore deposits.

DISCUSSION

Kostelka: Es ergibt sich aus dem Vortrag, wenn ich ihn richtig verstanden habe, daß die Menge an Flußspat ein gewisses Maß auch für die Temperatur der Lösungen ergibt. Daß das Auftreten von Flußspat in einem gewissen Sinne die Temperatur der Lösungen widerspiegelt.

Brätter: Eine Aussage über die Temperatur bei der Entstehung der Lagerstätte könnte möglicherweise aus den gemessenen Verteilungsmustern der Seltenen Erden im Fluorit abgeleitet werden. Ohne die Kenntnis der Temperaturabhängigkeit der Verteilungskoeffizienten der S. E. ist das aber nicht möglich.

Kostelka: Darf ich Ihnen den Grund meiner Frage an einer kurzen Zeichnung klarmachen. Wenn man in einer Kurve hier die Flußspatkonzentration und hier in Kilometer die Entfernungen von der Bleiberger Lagerstätte auftragen würde, das würde ungefähr 10 km, und das wäre die Flußspatkonzentration in Prozent, dann würde die Kurve, ganz roh gesprochen, ungefähr folgendermassen aussehen. Wir haben in einem ganz engen Bereich, aus dem Ihre Probe A und B stammen, dieses Maximum an Flußspat, und es wäre jetzt sehr interessant festzustellen, wie sich der Gehalt an seltenen Erden im Ost-Westverlauf der Lagerstätte verändert oder nicht. Und das weitere, auf das ich nur hinweisen möchte, daß wir unsere maximale Erzanreicherungen in einem anderen Bereich haben, der westlich des Gebietes mit dem Maximum an Flußspat liegt. Es geht also das Hauptverbreitungsgebiet des Flußspates in keiner Weise parallel mit der Hauptkonzentration an Metallsulfiden.

Brätter: Aus den vorliegenden Untersuchungen, die nur einen Bereich der 10 km ausgedehnten Vererzungszone betreffen, kann noch keine Aussage gemacht werden, ob der Flußspat ein Indikator für die Erzanreicherung sein kann. Unsere Messungen enthalten keine qualitativen Angaben über das Flußspatvorkommen. Wir waren zunächst nur an der Bestimmung des Gehaltes der Seltenen Erden im Flußspat interessiert, um über deren Verteilungsmuster erste genetische Fragestellungen diskutieren zu können.

Schroll: Der zweite analysierte Flußspat gehört zweifellos einer jüngeren Generation an. Das spielt eine ganz große Rolle, denn wir finden bei anderen Gangartmineralen in Bleiberg Veränderungen in den Elementverhältnissen, z. B. im Calcit (Ca/Sr), Baryt (Ba/Sr) etc. Man müßte die Unterschiede in Flußspatgenerationen festzustellen versuchen; denn in der

jüngsten Generation wird zweifellos die stärkste Differenzierung der Seltenen Erden zu finden sein.

Ich möchte auch anregen, nachzusehen, ob nicht andere Gangarten, die koexistent vorkommen und als Seltenerdwirte verdächtig sind, wie Calcit oder Schwerspat, einen Einfluß auf die Seltenerdverteilung ausüben können. Bei diesen Untersuchungen sollte man auf jene Flußspatgeneration achten, die schichtig auftritt. In dieser Lagerstätte spielt die Abhängigkeit vom Nebengestein auch eine gewisse Rolle. Es ist nicht ganz gleichgültig, ob der Flußspat im reinen Wettersteinkalk oder in den grünen Mergel- einlagerungen vorkommt, die an sich wieder reicher an Seltenen Erden sind.

Der geochemische Beweis, daß es sich tatsächlich um einen sedimentären Flußspat handelt, ist bisher noch nicht geführt worden. Das Ergebnis deckt sich mit den Befunden, die von mir über den Strontiumhaushalt der Gangartminerale in Bleiberg vorgetragen worden sind.

Zur Geochemie des Strontiums in den Blei-Zink-Erzmineralisationen vom Typ Bleiberg-Kreuth und die Beziehung zu Erzgenese

Lucio A. Cardich-Loarte und Erich Schroll

1. Problemstellung

Im Rahmen einer geochemischen Studie, die sich mit der Herkunft des Stoffinhaltes der Blei-Zink-Erzlagerstätten der ostalpinen Trias beschäftigt, wurde die Verteilung des Strontiums in Gesteinen und Gangarten am Beispiele der Lagerstätte Bleiberg-Kreuth untersucht. Die Fragestellung geht dahin, ob man annehmen kann, daß bei einer Hypothese, die aus der Tiefe kommenden hydrothermalen Erzlösungen annimmt, neben Barium auch Strontium in vergleichbaren Mengen zugeführt worden sein könnte.

2. Strontium im Nebengestein

Von Schroll (1967, 1971) wurde die Strontiumverteilung in drei Karnprofilen bestimmt, die von Schulz (1970) im Detail aufgenommen und beschrieben worden waren: im Bereich des Großen Gschnierkopfes (Karwendelgebirge, Nordtirol), Rubland/Drauzug (Kärnten) und Raibl/Südalpen (Italien).

Cardich-Loarte (1970) hat zwei Profile des oberladinischen erzführenden Wettersteinkalkes in der Grube Rudolfschacht und Antonischacht/Kreuth sowie einige Gesteinsproben von Mežica/Jugoslawien untersucht.

Die Ergebnisse dieser Arbeiten sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Der Strontiumgehalt der Gesteine wird durch Gehalte an Fossilresten, Aragonit, Anhydrit und im Bereiche der Vererzung auch durch Baryt positiv, durch Flußspat, Dolomit, Calcitisierung und Dolomitisierung negativ bestimmt.

Trotz der starken Dolomitführung und strontiumarmer Tonschiefer und Sandsteineinlagerungen erscheint die karnische Stufe strontiumreicher als die ladinischen Wettersteinkalkprofile. Aus verschiedenen Gründen besteht kein Zweifel, daß man für die karnische Stufe eine erhöhte Salinität des Meerwassers annehmen darf.

Die Gehalte im Wettersteinkalk fallen dagegen deutlich ab, wenn auch in mergeligen Partien ähnliche Maximalwerte erreicht werden. Es fällt auch auf, daß Proben aus Mežica wesentlich tiefere Strontiumkonzentrationen als solche von Bleiberg-Kreuth aufweisen.

Tabelle 1. **Strontiumgehalte (ppm) in Sedimentgesteinen des Ladin und Karn der Ostalpen.** (Zahl der Proben in Klammern)

Formation	Gewichtete Strontiumgehalte von Profilen	Durchschnittswerte einiger Proben	Maximalgehalte
Karn			
Raibl (nur die ersten 500 m!) (39)	1340	—	3300
Karwendel (115)	345	—	1600
Rubland (56)	165	—	(3080, 780)
Oberes Ladin (»Erzkalk«)			
Lafatsch (3)	—	91	110
Mežica	—	—	—
Wettersteinkalk (4)	—	61 ± 23	—
Flächengestein (10)	—	117 ± 81	292
Bleiberg, Rudolfschacht (5. Lauf) (61)	144*	—	748
Kreuth, Antonischacht (125)	143*	—	(1475, 1641)

Anmerkung: Analysenmethode RF
Vgl. Schroll (1967, 1970)

* Unter Ausschluß von Anhydriteinlagerungen (einschließlich dieser, aber nicht mehr als 250 ppm Sr).

Tabelle 2. **Strontiumgehalte (ppm) in Gangarten** (Zahl der Proben in Klammern)

Gangartmineral	Primäre Vererzung	Oxydationszone
Calcite		
Skalenoederspat (Typ Wülfrath) (20)	125 ± 41	
Kanonenspat (Typ Freiberg) (22)	109 ± 45	
Hutcalcit (Typ Rüdersdorf) (6)		59 ± 20
Erzcalcite vom Mežica (4)	52 ± 10	
Erzcalcit von Lafatsch (2)	80 ± 130	
Fluorit (9)	84 ± 21	
Baryte (26)	1487 ± 494	
überdurchschnittlich (4)	2967 — 5520	
alle (30)	1711	
(4)		152
Anhydrite		
blau (8)	1367	
grau (2)	789, 1152	
alle (10)	1287 ± 289	
Gipse		
feinkristallin (3)	1600 — 2625 ($\bar{\phi}$ 2195)	
»Marienglas« (2)	500, 780	

Anmerkung: Analysenmethode RF, Calcite AA

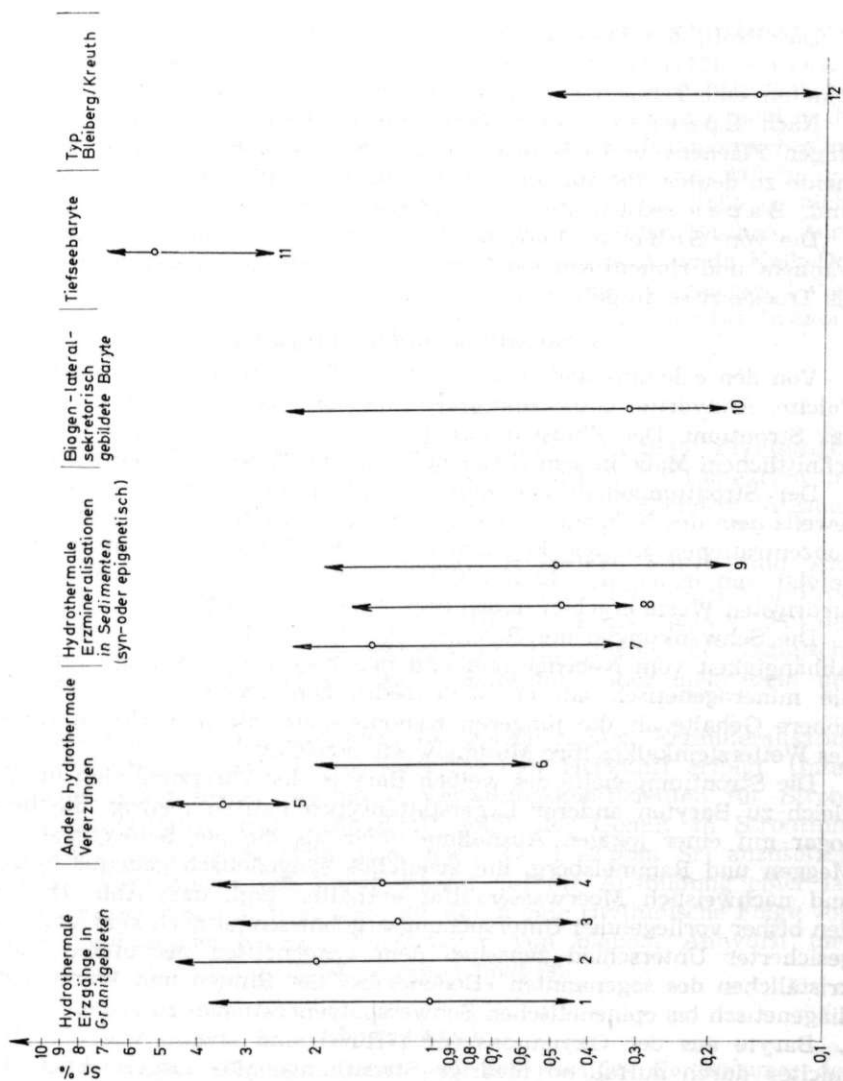


Abb. 1. Konzentrationsspannen um Mittelwerte von Strontium in Baryten verschiedener Genesis (u.a. nach Starke, 1962; Tufar, 1965; Arrhenius, 1963; Pilger/Weisse, 1964)

- | | |
|-------------------|----------------------|
| 1 Erzgebirge | 8 Grazer Paläozoikum |
| 2 Thüringer Wald | 9 Meggen und Ram- |
| 3 Harz | melsberg |
| 4 Schwarzwald | 10 Ruhrgebiet |
| 5 Brixlegg | 11 Tiefseebaryte |
| 6 Dreisler | 12 Bleiberg/Kreuth |
| 7 Semmering-Meso- | |
| zoikum | |

Das Profil des Erzkalkes von Rudolfschacht zeigt nach Cardich-Loarte (1971) mit Annäherung an die Oolithbank des ersten Carditaschiefers eine Tendenz zur Zunahme sowohl an Sr als auch an Mg.

Nach Eppensteiner (1965) und Bauer (1970) wären die »Milchigen Flächen« und »Schwarzen Brekzien« der Edlen Lager als Sedimente zu deuten, die für die Lagunenfazies des Wettersteinkalkes typisch sind. Bauer sieht in ihnen Wattenmeersedimente.

Die von Schulz (1967) beschriebenen steilwandigen Trichter, bzw. wannen- und rinnenförmigen Vertiefungen könnten nach Bauer (1970) als Trockenrisse aufgefaßt werden.

3. Strontium in den Gangarten

Von den calcium- und bariumhaltigen Gangartmineralen sind nur die Calcite, Anhydrite, Gipse und Baryte bemerkenswerte Wirtminerale für das Strontium. Der Flußpat nimmt dieses Element nur in unterdurchschnittlichem Maße in sein Gitter auf, wie aus Tabelle 2 zu ersehen ist.

Der Strontiumgehalt der Erzcalcite entspricht größenordnungsmäßig jeweils dem des Nebengesteines. Demgemäß erweisen sich die Strontiumkonzentrationen in den Erzcalciten von Bleiberg-Kreuth am höchsten, gefolgt von denen aus Lafatsch, während solche aus Mežica auch die niedrigsten Werte ergeben haben (vgl. Tabelle 1 und 2).

Die Schwankungen der Strontiumgehalte der Erzcalcite sind lokal in Abhängigkeit vom Nebengestein und minerogenetisch bedingt. So zeigen die minerogenetisch älteren sklenoedrischen Calcite im Durchschnitt höhere Gehalte als die jüngeren Kanonenspatite, die in erzfreien Kacken des Wettersteinkalkes ihre Minimalwerte erreichen.

Die Strontiumgehalte des weißen Barytes der Vererzung sind im Vergleich zu Baryten anderer Lagerstättentypen extrem niedrig. Sie liegen sogar mit einer lokalen Ausnahme tiefer als die der Schwerspatite von Meggen und Rammelsberg, die zweifellos syngenetisch gedeutet werden und nachweislich Meerwassersulfat enthalten (vgl. daz. Abb. 1). Nach den bisher vorliegenden Untersuchungsergebnissen ist noch kein statistisch gesicherter Unterschied zwischen dem syngenetisch gedeuteten Barytkriställchen des sogenannten »Bodenerzes« der Rinnen und Wannen und diagenetisch bis epigenetischen Schwerspatgenerationen zu ziehen.

Baryte aus der Oxydationszone (»Hut«) sind ebenso wie die »Hutcalcite« durch auffallend niedrige Strontiumgehalte ausgezeichnet (Vgl. Tabelle 2).

4. Strontiummineralisationen

In Bleiberg-Kreuth sind zwei Typen von Strontiummineralisationen nachgewiesen:

a) Eine Coelestinmineralisation in der Paragenese mit Calciumsulfaten, die meist an schiefernahe »Edle Flächen«, seltener an den Carditaschieferbereich selbst gebunden ist.

b) Eine Strontianitmineralisation im unmittelbaren Zusammenhang mit Schwerspat und Kalkspat führenden Erzmineralisationen.

Strontianit ist zwar schon von Schroll (1960) erstmalig beschrieben worden. Der Umfang der Mineralisation wurde jedoch erst bei der Stron-

tiumanalyse von Schwerspaten offenbar, deren scheinbarer Gehalt von maximal 4,4 ‰ durch Salzsäureextraktion reduzierbar ist.

Alle bekannten Strontiummineralisationen sind minerogenetisch späte Bildungen. Absätze syngenetischen Coelestins sind zwar bisher nicht nachgewiesen, es liegt aber die Annahme nahe, daß die Strontiumanreicherung schon sedimentär vorgegeben sein könnte. Die Vorstellung, daß in den Flächengesteinen Wattenmeersedimente enthalten wären, ließe es nicht unwahrscheinlich erscheinen, daß im Bereiche der »Edlen Flächen« auch lokal salinare Ausscheidungen, wie zum Beispiel gipsführende Kalk-Dolomit-Schlämme oder Kalk-Aragonit-Schlicke u. dgl. vorgelegen haben mögen. Eine frühdiagenetische Bildung von Coelestin wäre bei Instabilwerden von Aragonit nicht auszuschließen.

5. Schlußfolgerungen

Zur Annahme einer Strontiumzufuhr durch ascendente Erzlösungen liegt kein triftiger Grund vor. Der Strontiumhaushalt der Gangarten der Erzmineralisation dürfte zur Gänze oder in entscheidendem Ausmaß vom Sediment her bestimmt gewesen sein.

Aus Schwefelisotopenuntersuchungen an einigen Baryt- und Anhydritproben, die durch das dankenswerte Entgegenkommen von Prof. Wedepohl (Göttingen) ausgeführt worden sind, geht hervor, daß der Sulfatschwefel durchaus dem Meerwassersulfatschwefel der ladinisch-karnischen Stufe entsprechen könnte, keinesfalls aber mehr dem des Skyth.

Die Bildung der diagenetischen bis epigenetischen Erzmineralisationen ist zweifellos durch Porenwässer mariner Herkunft erfolgt. Unter Berücksichtigung bisher bekannter Verteilungskoeffizienten für Strontium (Lösung-Calcit, resp. Anhydrit)* sollte der Gehalt an Strontium in diesen Porenwässern nicht allzu hoch (ca. 1–2 ppm Sr) anzusetzen sein. Das Vorkommen von Baryt scheint auf die Ausbildung einer lagunären Fazies beschränkt zu sein, die durch eine rhythmische Folge von Mergel- und Dolomitbänken, Vorkommen von blauem Anhydrit und Coelestin und reichlich Flußspat ausgezeichnet ist.

Literatur

Bauer, F. K. 1970, Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. Jb. Geol. B. A., Bd. 113, 189–246. Wien.

Cardich-Loarte, L. A. 1971, Beitrag zur Geochemie des Strontiums in der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg/Kreuth. Unveröffentl. Diss. Univ. Wien, 1971, 1–238. Wien.

Eppensteiner, W. 1965, Die schwarzen Brekzien der Bleiberger Fazies. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudenten 14–15. Psd. Wien.

Schroll, E. 1960, Der Strontianit von Bleiberg. Carinthia II, Mitt. d. naturwiss. Vereines f. Kärnten, 70, 30–42, Klagenfurt.

Schroll, E. 1967, Über den Wert geochemischer Analysen zur stratigraphischen und lithologischen Untersuchungen von Sedimentgesteinen am

* Nach einem freundlicherweise von Doz. Usdowski (Göttingen) zur Einsicht überlassenen Manuskript.

Beispiel ausgewählter Profile der ostalpinen Trias. Geologický Sborník 18/2, 315—330. Bratislava.

Schroll, E. 1971, Beitrag zur Geochemie des Bariums in karbonatischen Gesteinen und klastischen Sedimenten der ostalpinen Trias. Tschermaks Min. Petr., Mitt., 15, 258—278. Wien.

Schulz, O. 1967, Die synsedimentäre Mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn Lagerstätte Bleiberg-Kreuth/Krtn. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 231—289. Wien.

Schulz, O. 1970, Vergleichende petrographische Untersuchungen an karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. Verh. Geol. Bundesanstalt, 165—229. Wien.

The Geochemistry of Strontium in the Lead-Zinc Ore Minerals of the Bleiberg-Kreuth Type and its Relation to the Ore Genesis

Lucio A. Cardich-Loarte, and Erich Schroll

SUMMARY

The sedimentary series and the strontium-containing gangue minerals, such as calcite, barite, fluorite, anhydrite and gypsum, are investigated. The evaluation of the data shows that there is no reason to suppose a supply of strontium by ore solutions. Perhaps the occurrence of anhydrite, and strontium minerals may be deviated from gypsum-containing carbonate mud. The evidence of the marine origin of strontium is supported by isotopic analyses of sulfate-sulfur.

DISCUSSION

Tufar: Ich möchte nicht direkt auf den Typ Bleiberg-Kreuth zu sprechen kommen, sondern auf die Pb-Zn-Barytlagerstätten des Grazer Paläozoikums und da fragen: Würden Sie mir zustimmen, daß die niedrigen Strontiumgehalte dieser Baryte einen Vergleich mit dem Typ Meggen zulassen, also für eine syngenetische, somit voralpidische Genese dieser Lagerstätten sprechen?

Schroll: Die Strontiumgehalte der Baryte aus beiden Lagerstätten-typen sind ausgesprochen niedrig und vergleichbar. Ich bin davon überzeugt: Wenn man die Sulfatschwefelisotopen analysiert, wird man eine Bestätigung für die marine Herkunft des Sulfatschwefels in den Lagerstätten des Grazer Paläozoikums finden.

Rainer: Man findet in Bleiberg Sr-Anreicherungen in Form von Coelestin vornehmlich in Bereichen tuffverdächtiger grüner Mergel. Kann daraus geschlossen werden, daß diese Sr-Anreicherung mit einer vulkanischen Tätigkeit im Zusammenhang stehen kann?

Schroll: Nein. Der Strontiumgehalt des Meerwassers wäre ausreichend. Die Coelestinanreicherung ist zwar hauptsächlich an das Dreierlager gebunden, d. h. ziemlich nahe dem ersten Raibler Schiefer. Wie das Profil zeigt, können wir daraus schließen, daß die Intensität salinarer Ausscheidungen bei der Sedimentation der »Edlen Flächen« mit Annäherung an das Karn zugenommen hat. Man wird allerdings sedimentpetrographisch die Reste von primären Gipsausscheidungen noch sicherstellen und auch die Isotopenzusammensetzung des Strontiums prüfen müssen.

Zur Geochemie der ostalpinen Siderite

P. Dolezel und E. Schroll

Es wurden über 150 Siderite, davon 98 aus dem Bereich der Ostalpen, auf ihre chemische Zusammensetzung und ihren Gehalt an Spurenelementen untersucht. Die Hauptelemente Eisen, Magnesium, Mangan, Calcium und Zink (bei einem Teil der Proben) wurden mit Hilfe der Atomabsorptionsspektrometrie (AAS) bestimmt, die Spurenelemente mit der Kohlenbogenmethode der optischen Spektroskopie (OS). Es wurde jedoch der Siderit nicht direkt verdampft; Carbonate brennen bei der Kohlenbogenmethode schlecht ab und Sideriteichproben sind nicht leicht synthetisch herzustellen. Die Siderite wurden vielmehr durch Erhitzen im Sauerstoffstrom bei 550° C in eine Fe_2O_3 -Matrix übergeführt. Spektralreines Fe_2O_3 diente zur Herstellung der entsprechenden Eichproben. Die Spektralaufnahmen wurden mit einem Jarel & Ash-3,4 m-Ebert-Gitterspektrographen (30.000 Linien/Zoll, 1. Ordnung) durchgeführt.

Die mit den beiden analytischen Methoden erreichten Nachweisgrenzen sind in Tabelle 1 angegeben.

In den Sideritproben wurden vor allem die Übergangselemente Sc bis Zn analysiert. Die vorgefundenen Maximalgehalte in ostalpinen Sideriten sind in Tabelle 2 mitgeteilt.

Während für die zweiwertigen Elemente Mg, Mn, Ni, Co, Zn und Ca wohl kein Zweifel besteht, daß sie als kristallchemisch gebundene Bestandteile im Siderit auftreten können, ist dies für die drei- und mehrwertigen Spurenelemente wegen des erforderlichen Valenzausgleiches nicht sichergestellt. Am ehesten wäre dies noch bei dreiwertigen Elementen, wie Sc^{+3} , Y^{+3} , V^{+3} und Cr^{+3} , vorstellbar. Ti^{+4} ist sicher an Fremdphasen, wie Rutil, gebunden. Bezüglich Sc^{+3} liegen verschiedene Hinweise vor, daß es tatsächlich das Fe^{+2} vertreten kann. Die Gehalte kommen an 100 ppm Sc (in einem Siderit aus der Slowakei 99 ppm!) heran. Das Scandium ist weder an Lösungsrückstände gebunden noch läßt es sich bevorzugt aus dem Siderit auslaugen. Wie schon Schroll (1955) gefunden hat, ist jedoch ein heterovalenter Ausgleich durch Ersatz des Kohlenstoffatoms durch Bor auszuschließen: $\text{Fe}^{+2}\text{C}^{+4}\text{O}_3 \rightarrow \text{Sc}^{+3}\text{B}^{+3}\text{O}_3$. Die Art des Valenzausgleiches, etwa durch ein einwertiges Kation, wäre noch zu klären. Beim Cr^{+3} sprechen die geringen Gehalte eher für die Bindung an Fremdphasen. Bernard (1961) gibt in Sideriten von Rudňany/Slowakei auf Grund spektralanalytischer Untersuchungen folgende »isominerale« (= kristall-

Tabelle 1

Nachweisgrenzen der angewandten analytischen Methoden (OS, AAS) in Sideriten:

S, V, Ti, Cr, Ni, Co, (OS)	0,3 ppm
Y (OS)	10
Zn (AAS)	30
Mg, Mn, Ca (AAS)	100

Tabelle 2

In ostalpinen Sideriten aufgefundene Maximalgehalte:

Mg	11,8	%
Sc	77	ppm
Ti	942	ppm
V	144	ppm
Cr	28	ppm
Mn	7,17	%
Ni	408	ppm
Co	67	ppm
Zn bis	1	%
Ca	5,16	%
Y	115	ppm

Tabelle 3

Mittelwerte der Gehalte von Spuren- und Nebenelementen in ostalpinen Sideriten

	Westl. Grau- wackenzone*	Östl. Grau- wackenzone* (einschl. Erzberg)	Erzberg	Südl. Gruppe Turrach- Hüttenberg	Alle Siderite
	(51)	(29)	(14)	(26)	(98)
Mg	4,3 %	2,1 %	1,6 %	2,0 %	2,7 %
Sc	3,0 ppm	7,7 ppm	0,9 ppm	3,4 ppm	5,2 ppm
Ti	68,6	99,0	198,0	139,0	99,8
V	13,2	13,8	9,2	12,2	13,3
Cr	2,7	2,9	5,3	4,7	3,4
Mn	1,5 %	2,1 %	2,2 %	3,0 %	2,2 %
Fe ₂ O ₃	47,4	51,9	—	49,4	50,0
Co	22,7 ppm	7,3 ppm	3,9 ppm	7,0 ppm	11,8 ppm
Ni	65,6	30,2	34,5	29,1	40,4
Zn	199,0	314,0	n. b.	214,0	256,0
Y	3,8	10,3	n. b.	1,0	6,1
Ca	0,5 %	0,9 %	1,1 %	1,1 %	0,8 %

* einschließlich des ostalpinen Altkristallins.

chemisch gebundene) Elemente an: »Ni, der überwiegende Teil des Ca, Mg, Mn, Zn«. Der mittlere Nickelgehalt läge etwa bei 0,005 %.

Zur statistischen Auswertung wurden die Sideritproben der Ostalpen in drei regionale Gruppen geteilt: Östliche Grauwackenzone mit anschließendem Altkristallin, westliche Grauwackenzone und die südliche Sideritzone Turrach—Hüttenberg. Die Mittelwerte und Variationsspannen der drei regionalen arithmetischen Gruppen und aller ostalpinen Siderite sind in Tabelle 3 zusammengestellt. Die Aufstellung der Summenhäufigkeitskurven für die Elemente Mg, Mn, Sc, Ti, V, Cr, Ni und Co aus dem ostalpinen Gesamtkollektiv und den drei Teilkollektiven zeigt jedoch, daß fast durchwegs keine einfache Normverteilungen vorliegen, sondern heterogene Kollektive (vgl. Abb. 1—8). Die drei regionale Gruppen zeigen markante Unterschiede.

Es wurde versucht, die heterogen zusammengesetzten Kollektive in Normverteilungen aufzulösen, die in Abb. 1—8 in Form von Häufigkeitskurven eingezeichnet sind. Bei jenen Elementen, die kristallchemisch gebunden sind, gelingt dies in mehr oder weniger einfacher Weise. Bei Elementen, die als Bestandteile von Fremdphasen anzusprechen sind, wie z. B. Ti, Cr, vielleicht auch V, liegen zu viele Häufigkeitsmaxima vor.

Am auffälligsten ist in der Gruppe »Östliche Grauwackenzone« die Zweiteilung in die westliche »Erzberggruppe« und in die östliche Neuberg-Grillenberg-Gruppe«. Die geochemische Charakteristik der »Neuberg-Grillenberg-Gruppe« wiederholt sich auch in der Gruppe »Westliche Grauwackenzone«. Die Spurengehalte in diesen Sideriten sind typisch für Siderite, die in geologischen Formationen mit Grüngesteinen vorkommen. Als charakteristische Elemente dieser Siderite sind zu bezeichnen: Mg, Mn, Sc, Ni und Co.

Man kann mit diesen Elementen folgende drei Typen von ostalpinen Sideritvorkommen aufstellen:

- | | |
|--------------------------------|--|
| 1. $Mg \geq Mn$, Sc, Ni/Co 3: | »Diabastyp« (Neuberg-Grillenberg, westliche Grauwackenzone). |
| 2. $Mn > Mg$, Ni/Co 10: | »Keratophyrtyp« (Erzberg). |
| 3. $Mn > Mg$ (Sc), Ni/Co 3—5: | »Typ Hüttenberg«. |

Siderite, die durch relativ hohe Ni, Co und auch Sc-Gehalte gekennzeichnet sind, werden auch von sulfidischen Erzen (vor allem mit Kupfer) und Gold reichlicher begleitet. Die Gegenüberstellung des »Diabastyp« und »Keratophyrtyp« ist auch slowakischen Sideriten aus den beiden Erzbezirken Rudňany (Kotterbach) und Rožňava (Rosenau) möglich. Toneisensteine und Siderit in vulkanischen Gesteinen (Trachyandesit von Gleichberg (Steiermark) zeichnen sich durch relativ hohe Gehalte an allen Ferriden (Sc—Ni) aus.

Nach dem gegenwärtigen Untersuchungsstand ist es wahrscheinlich, daß die Siderite vom »Diabastyp« ihren Stoffbestand, sowohl die Spurenelemente als auch Elemente der Erzparagenese (Cu, Au, etc.) und möglicherweise auch das Eisen selbst, aus basischem Gesteinsmaterial bezogen haben. Über sedimentäre Sideritausscheidungen liegt noch kein hinreichendes Datenmaterial vor.

Die Korrelationsdiagramme (Abb. 9 und 10) zeigen, daß das Sc/Co-Verhältnis, das in Magmatiten relativ ungestört ist, ausgenommen bei der Gruppe der extrem Sc-reichen Sideriten, weitgehend erhalten bleibt und daß Nickel gegenüber Kobalt eindeutig bevorzugt wird.

Eine Betrachtung von Abb. 11 beweist, daß nur das Mangan das Eisen ins Carbonat in äquivalenter Menge begleitet, während Nickel und Kobalt im Vergleich zum Eisen stark diskriminiert werden.

Text zu den Abbildungen 1—8

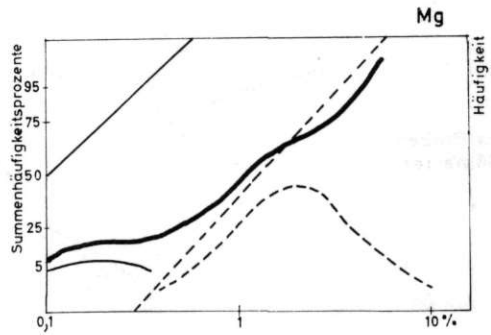
Lognormale Summenhäufigkeits- und Häufigkeitskurven für die Neben- und Spurenelemente Mg, Mn, Sc, Ni, Co, Ti, V und Cr in Sideriten, untergegliedert nach allen untersuchten Proben, bzw. nach den Proben aus der östlichen Grauwackenzone, der westlichen Grauwackenzone und der Zone Turrach-Hüttenberg.

Erläuterung

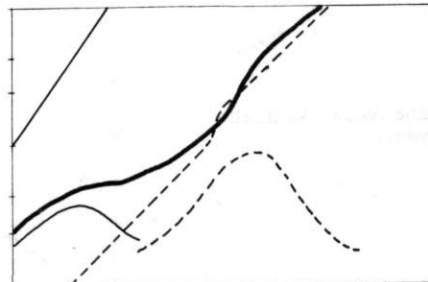
Die Summenhäufigkeitskurven der meist heterogenen Gesamtkollektive (stark ausgezogen) sind in homogenere Teilkollektive aufgelöst, die sowohl durch Summenhäufigkeitskurven als auch Häufigkeitskurven dargestellt worden sind.

HÄUFIGKEITSVERTEILUNG

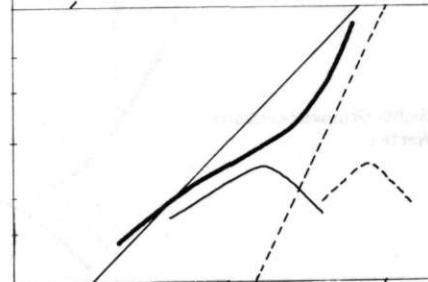
alle Proben
(98 Werte)



östliche Grauwackenzone
(45 Werte)



westliche Grauwackenzone
(29 Werte)



Zone Turrach-Hüttenberg
(24 Werte)

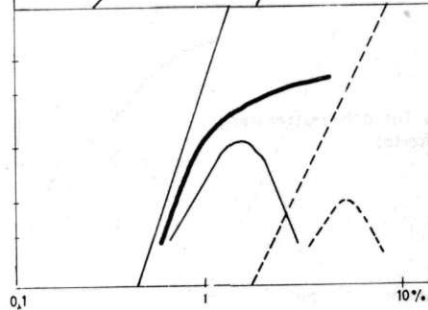
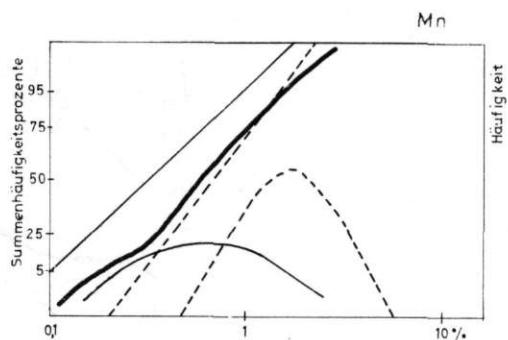
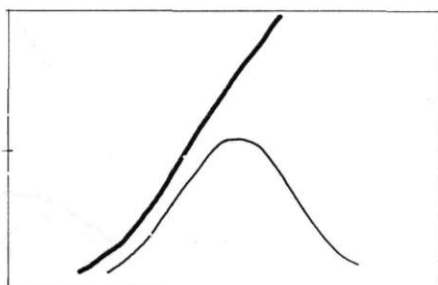


Abb. 1

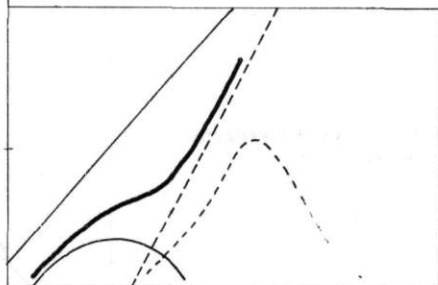
alle Proben
(98 Werte)



östliche Grauwackenzone
(45 Werte)



westliche Grauwackenzone
(29 Werte)



Zone Turrach-Hüttenberg
(24 Werte)

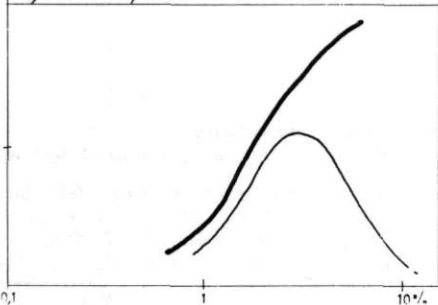
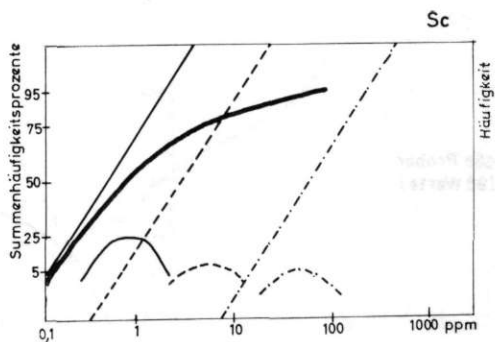
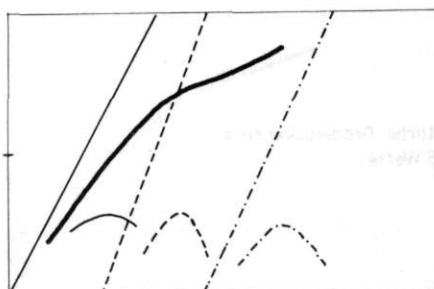


Abb. 2

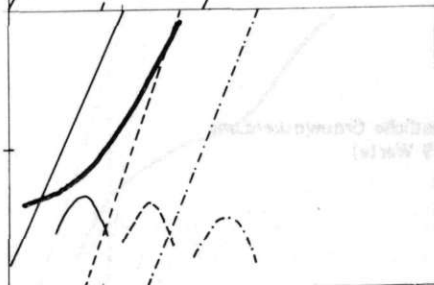
alle Proben
(98 Werte)



östliche Grauwackenzone
(45 Werte)



westliche Grauwackenzone
(29 Werte)



Zone Turrach-Hüttenberg
(24 Werte)

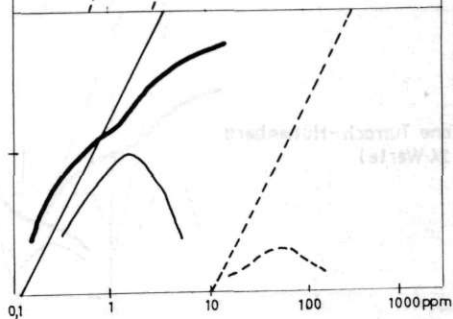
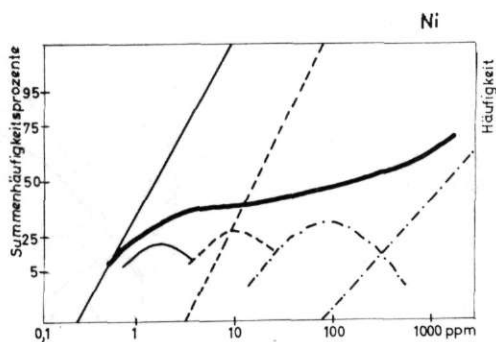
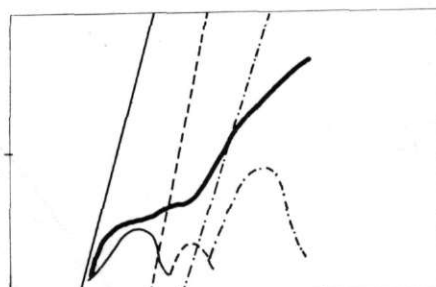


Abb. 3

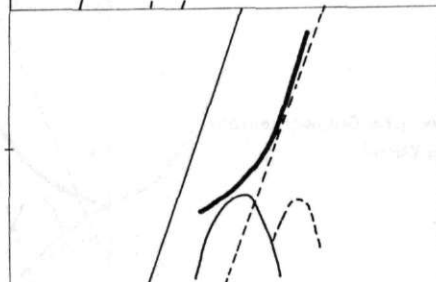
alle Proben
(98 Werte)



östliche Grauwackenzone
(45 Werte)



westliche Grauwackenzone
(29 Werte)



Zone Turrach-Hüttenberg
(24 Werte)

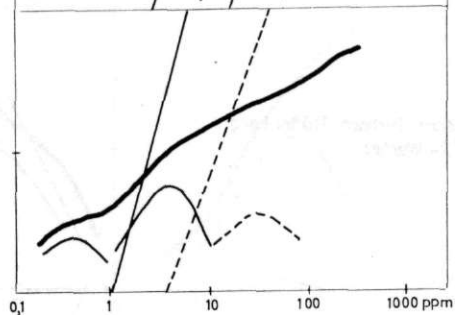
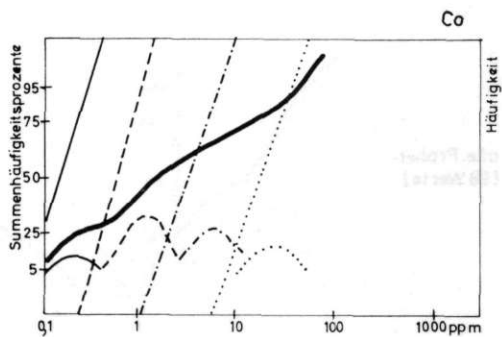
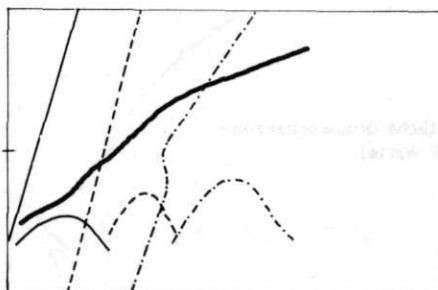


Abb. 4

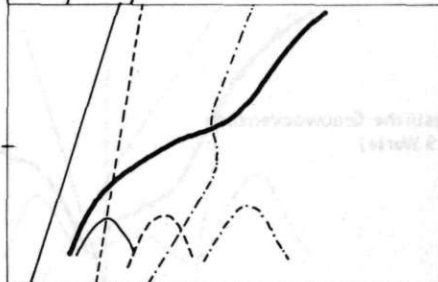
alle Proben
(98 Werte)



östliche Grauwackenzone
(45 Werte)



westliche Grauwackenzone
(29 Werte)



Zone Turrach-Hüttenberg
(24 Werte)

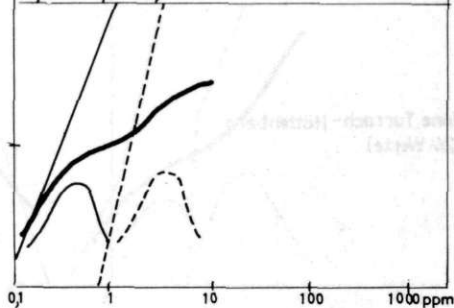
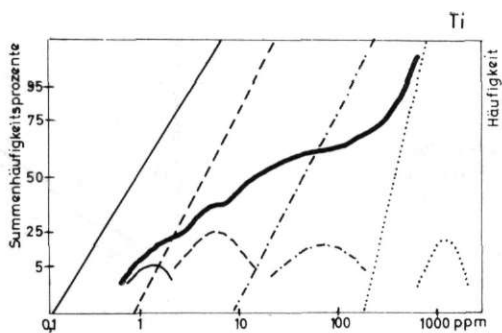
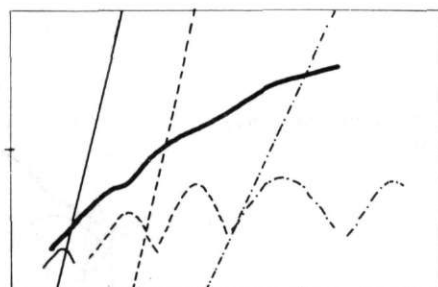


Abb. 5

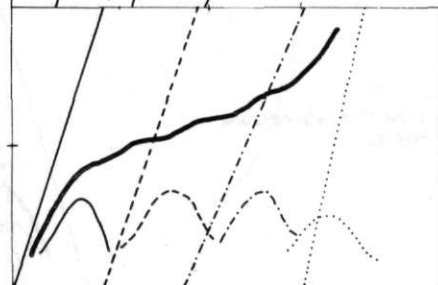
alle Proben
(98 Werte)



östliche Grauwackenzone
(45 Werte)



westliche Grauwackenzone
(29 Werte)



Zone Turrach-Hüttenberg
(24 Werte)

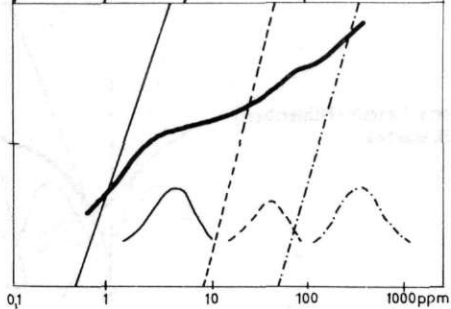
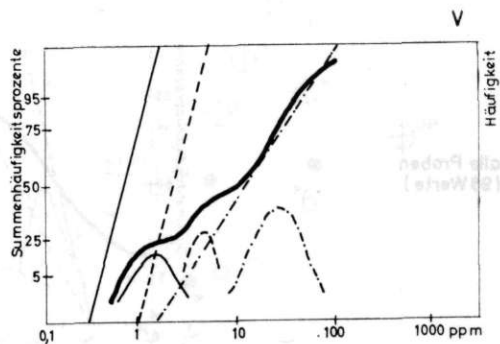
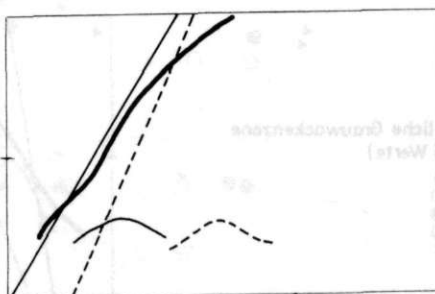


Abb. 6

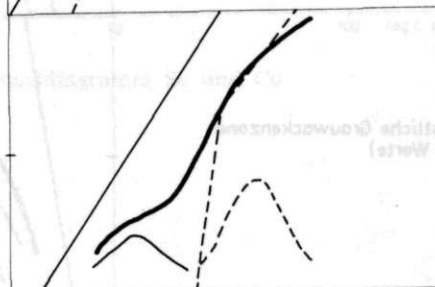
alle Proben
(98 Werte)



östliche Grauwackenzone
(45 Werte)



westliche Grauwackenzone
(29 Werte)



Zone Turrach-Hüttenberg
(24 Werte)

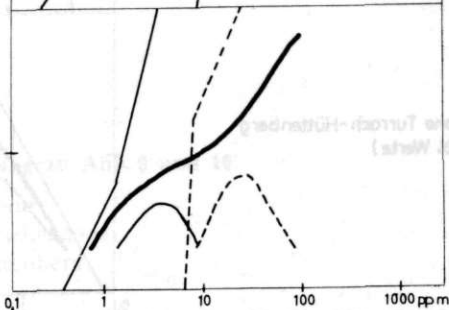


Abb. 7

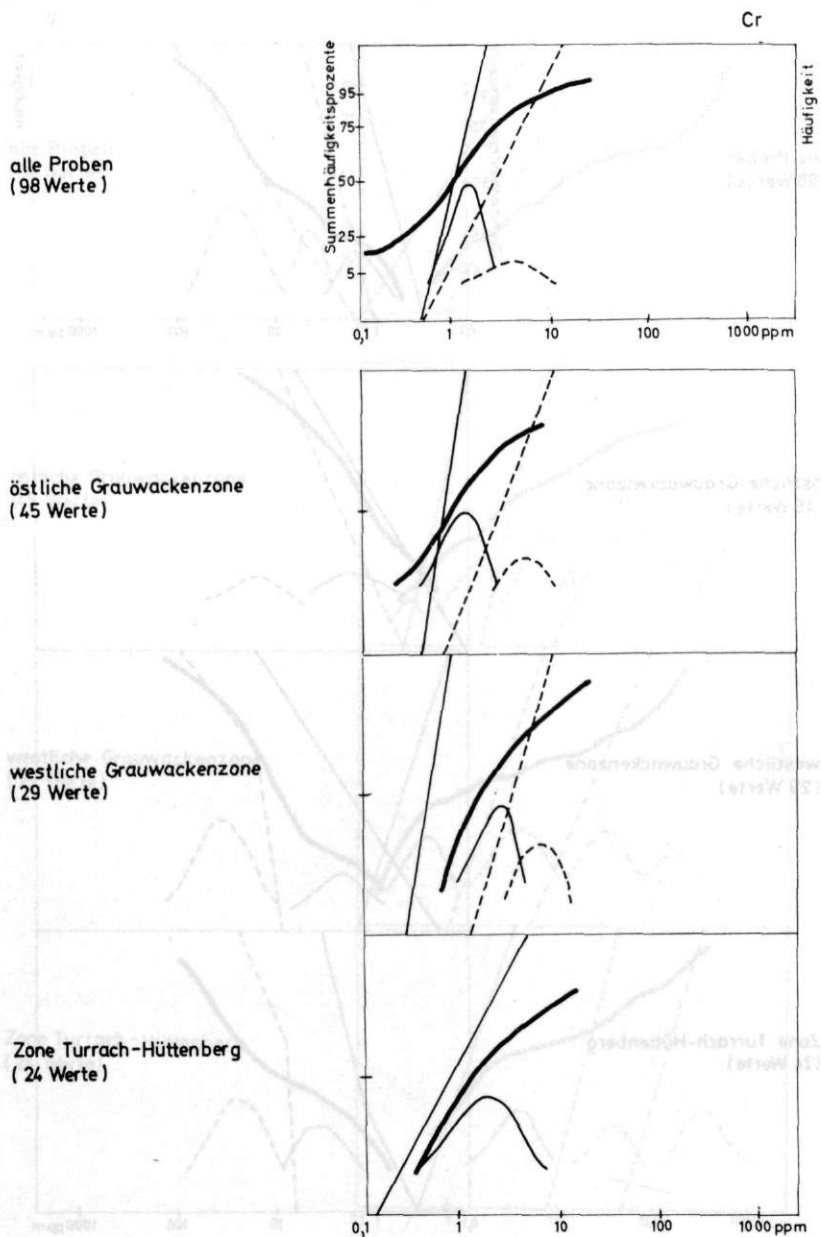


Abb. 8

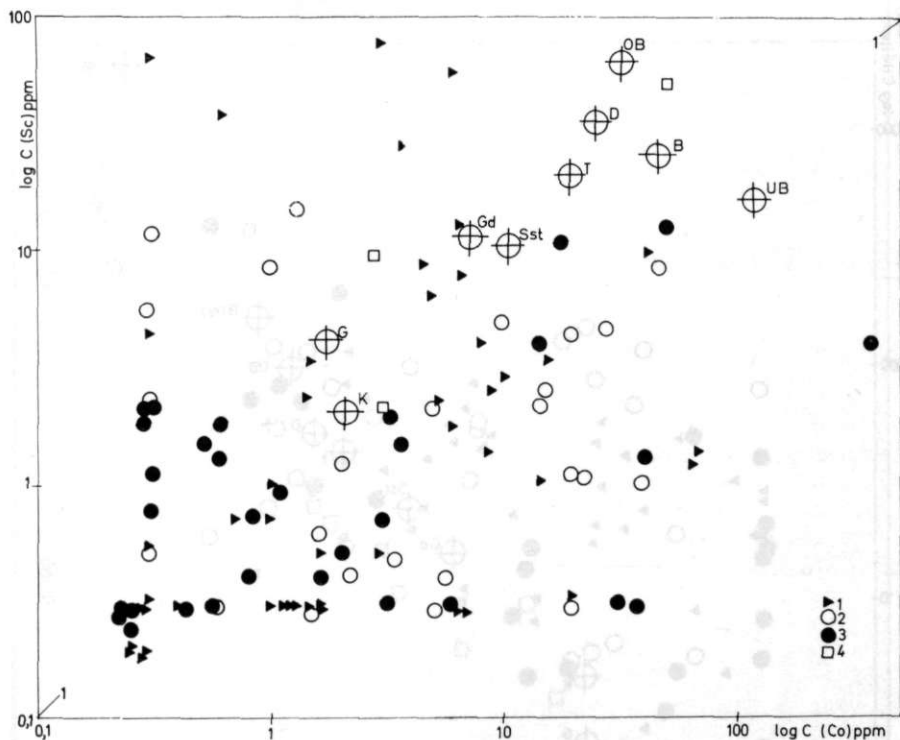


Abb. 9. Variationsdiagramm Sc und Co

Erläuterung zu Abb. 9 und 10

1. Siderite der östl. Grauwackenzone
2. Siderite der westlichen Grauwackenzone
3. Siderite der Zone Turrach-Hüttenberg
4. Andere Siderite der Ostalpen.

Ferner sind in den Variationsdiagrammen Mittelwerte für Granite (G), Granodiorite (Gd), Diorite (D), Basalte (B), ozeanische Basalte (OB), Ultrabasite (UB), Tongesteine (T), Sandsteine (Sst) und Karbonatgesteine (K) nach Angaben von Turekian/Wedepohl (1961), Vinogradov (1961) und Engel/Engel/Harvens (1965) eingetragen.

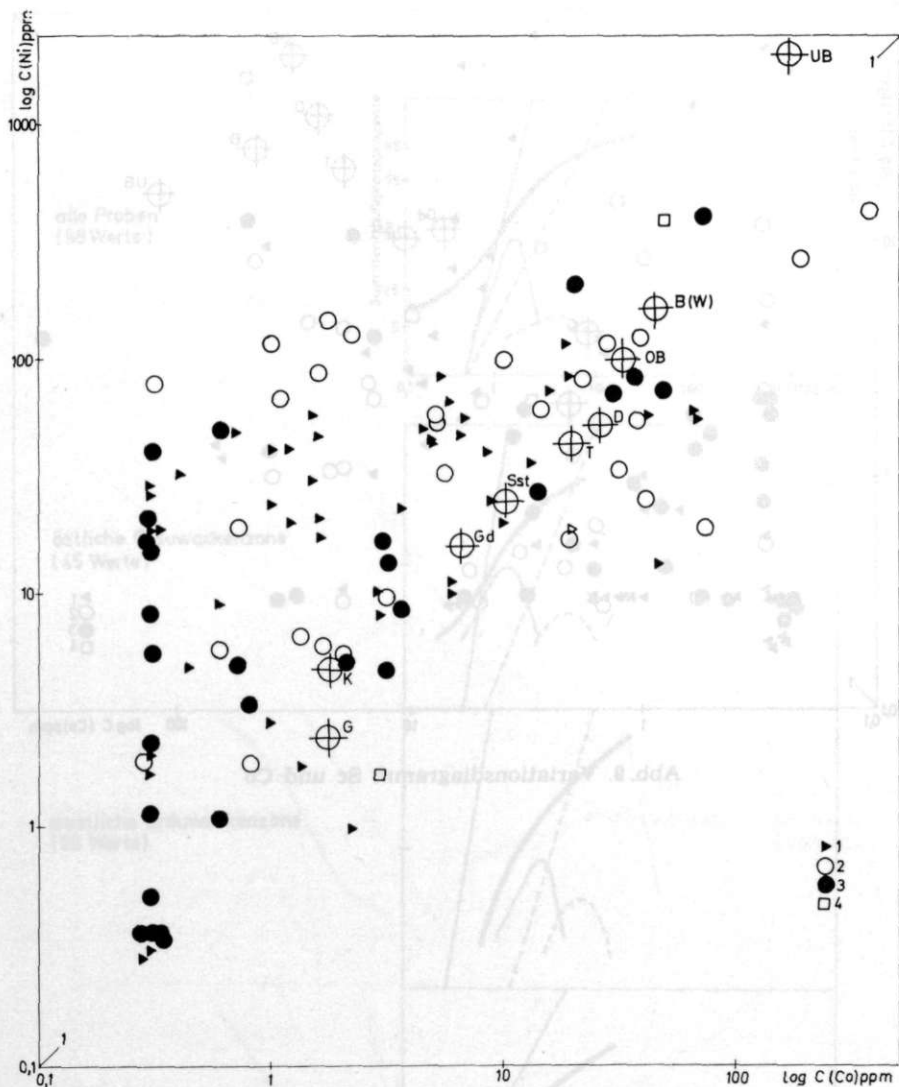
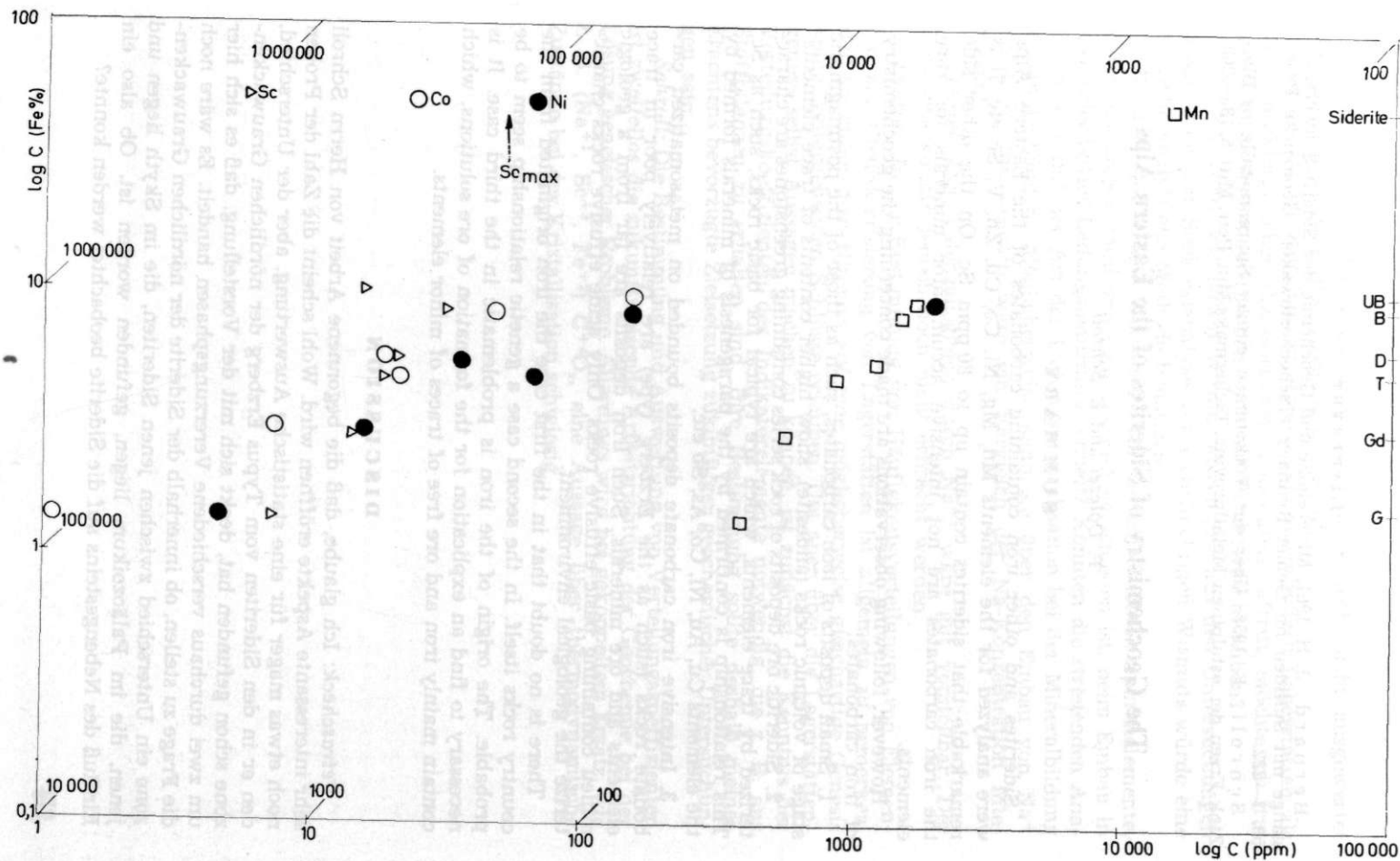


Abb. 10. Variationsdiagramm Ni und Co

Abb. 11. Sammelvariationsdiagramm von Fe zu Sc, Co, Ni und Mn. Eingetragen sind die erhaltenen Mittelwerte für Siderite einschließlich des Maximalwertes für Sc und die Mittelwerte für Ultrabasite (UB), Basalte (B), Diorite (D), Tonschiefer (T), Granodiorite (Gd) und Granite (G) nach Turekian / Wedepohl (1961).



Literatur

Bernard, J. H. 1961, Mineralogie und Geochemie der Siderit-Schwerspatgänge mit Sulfiden im Gebiet Rudňany (Tschechoslowakei). *Geologické Práce* 58, 1—222.

Schroll, E. 1955, Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der ostalpinen Metallprovinz, *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 5, 183—208.

The Geochemistry of Siderites of the Eastern Alps

P. Doležel and E. Schroll

SUMMARY

Siderites and other iron containing carbonates of the Eastern Alps were analyzed for the elements Mn, Mg, Ni, Co, Cu, Zn, V, Sc etc. It is remarkable that siderites contain up to 80 ppm Sc. On the other side the iron carbonates are not intensive accumulator minerals for rare elements.

However, following observations are made concerning the geochemistry of iron carbonates:

1. Small deposits of iron carbonates, such as those of the postmagmatic stage of volcanic rocks (andesite), show higher contents of trace elements.

2. Sideritic ore deposits of rock series containing greenstones are characterized by trace elements, which are typical for basic rocks, such as Sc. This relationship is confirmed by the paragenesis of minerals formed by the elements Cu, Au, Ni, Co, As, Sb etc.

3. Intensive iron carbonate deposits bounded on metasomatized carbonate rocks (such as the Erzberg type) are relatively poor in trace elements and ore minerals. Such iron deposits are far from a geologic milieu containing basic effusive rocks. Only acide effusive rocks characterize the geological environment.

There is no doubt that in the first case the iron originated from the country rocks itself. In the second case a genetic relationship seem to be probable. The origin of the iron is problematic in the third case. It is necessary to find an explication for the formation of ore solutions, which contain mainly iron and ore free of traces of minor elements.

DISCUSSION

Petrascheck: Ich glaube, daß die begonnene Arbeit von Herrn Schroll sehr interessante Aspekte eröffnen wird. Wohl scheint die Zahl der Proben noch etwas mager für eine statistische Auswertung, aber der Unterschied, den er in den Sideriten vom Typus Erzberg der nördlichen Grauwackenzone schon gefunden hat, deckt sich mit der Vorstellung, daß es sich hier um zwei durchaus verschiedene Vererzungsphasen handelt. Es wäre noch die Frage zu stellen, ob innerhalb der Siderite der nördlichen Grauwackenzone ein Unterschied zwischen jenen Sideriten, die im Skyth liegen und jenen, die im Paläozoikum liegen, gefunden worden ist. Ob also ein Einfluß des Nebengesteins auf die Siderite beobachtet werden konnte?

Schroll: Das Material ist in diesem Sinne noch nicht ausgewertet worden. Wir nehmen die Anregung gerne auf.

Tufar: Da Wismutglanz in einigen ostalpinen Siderit-Lagerstätten als ein charakteristischer akzessorischer Gemengteil auftritt, möchte ich fragen, ob Sie Ihre Sideritproben auch auf Bi untersucht haben?

Schroll: Nein, wir haben Wismut absichtlich aus den Untersuchungen ausgelassen. Die Spektralanalyse des leichtflüchtigen Wismuts würde eine spezielle analytische Methode benötigen.

Brätter: Auf welche Weise wird für die untersuchten Spurenelemente, deren Ladungszustand von dem des Fe^{+2} verschieden ist, beim Einbau in das Sideritgitter Ladungsneutralität erzielt? Könnten die streuenden Analysenwerte mit der Art der Ladungsneutralisation bei der Mineralbildung zusammenhängen? Möglicherweise kann sie über den Einbau von Na^+ erfolgen, und deshalb wäre ein Vergleich der Na-Konzentration interessant.

Schroll: Der Valenzausgleich durch Na^{+1} wäre gut vorstellbar. Der Nachweis konnte jedoch noch nicht erbracht werden.

Brätter: In der Bestimmung von Häufigkeitsverteilungen von Elementen zur Charakterisierung von Lagerstätten ist allgemein zu bemerken, daß sie außer dem Hinweis auf eine möglicherweise gleichartige Genesis keine weitergehenden Schlüsse erlauben. Um aber über die Lagerstätten-genese selbst Aussagen machen zu können, ist zunächst die Kenntnis der Verteilungskoeffizienten der Indikatorelemente notwendig, die z. B. aus Stoffbilanzen zu erhalten sind. Ihre Bestimmung sollte deshalb meines Erachtens bevorzugte Zielsetzung zukünftiger geochemischer Untersuchungen sein.

Schroll: Die Bestimmung und Auswertung von Verteilungskoeffizienten ist zweifellos die zukunftsweisende Arbeitsrichtung der Geochemie bei der Lösung genetischer Probleme. Allerdings wird bei gekoppeltem Ersatz, wie z. B. (Na^{+1} , Sc^{+3} , Fe^{+2}) C^{+4}O_3 , eine Aussage über thermodynamische Zustände bei der Kristallisation schwierig.

The genesis of the deposit is complicated, although the mineral content is very simple. For example, B. Grönlög and J. H. Kottschoner (1914) assume that the concentration is of epigenetic origin, connected with faults at the greater depth. According to A. Cresser (1931) the origin of the deposit in Melica is not enough explained, the appearance of the Mo shows that the deposit is connected with the Tertiary effusive volcanism. In his parallel studies of alpine deposits of lead and zinc, L. H. Jicha (1931) considers that the Melica ore deposit is of epithermal type, and that the mineralization has taken place in three phases, which may have been connected. J. Dubrovnik (1934), A. Zec (1935), S. Grafenauer (1932, 1933, 1939), B. Barce (1950), I. Struel (1963) and others have studied the Melica deposits too.

According to the literature, the following minerals occur at Melica: galena, sphalerite, greenockite, pyrite, arsenopyrite, marcasite, melleovite, chalcocite, wulfenite, stibnite, hydrozincite, bornite, gypsum, barite,

Thallium and Mercury in Minerals from the Mežica Ore Deposit

Slavoljub B. Terzić

This paper presents the results of a study on the contents of thallium and other microelements in galena, sphalerite and other minerals from the Mežica mine. The work is a part of a study on the contents of thallium in Pb-Zn paragenesis in Yugoslavia. As this was the first determination of thallium in sulphides by the method of atomic absorption spectrophotometry in Yugoslavia, a brief description of the method should be presented.

The Mežica deposit of lead and zinc is situated in the Karavanke area, in the eastern region of Alps. It shows a great similarity by its origin and mineral paragenesis with the alpine deposits Bleiberg and Raibl.

The mineralization in Mežica is found in the Middle Triassic limestones and dolomites intercalated by shale. The Paleozoic shale makes their base. The ore bodies are mainly bound to the Wetterstein limestone and breccia. The ore occurs in fissures and in unregular shaped tubes. There are very sharp limits between richer ore bodies and the barren wall rock.

The ore bodies consist mainly of galena. In their peripheral parts the quantity of sphalerite is rapidly increasing. Almost in all parts of the mine, the concentrations of galena are situated near the shale, but farther from this rock, the quantity of galena is decreasing faster then that of sphalerite.

The genesis of the deposit is complicated, although the mineral content is very simple. For example, B. Granigg and J. H. Kortischoner (1914) assume that the mineralization is of epigenetic origin, connected with rocks at the greater depth. According to A. Cissarz (1951) the origin of the deposit in Mežica is not enough explained; the appearance of the Mo shows that the deposit is connected with the Tertiary effusive volcanism. In his parallel studies of alpine deposits of lead and zinc, L. H. Jicha (1951) considers that the Mežica ore deposit is of epithermal type, and that the mineralization has taken place in three phases, which may have been continuous. J. Duhovnik (1954), A. Zorc (1955), S. Grafenauer (1962, 1965, 1969), B. Berce (1960), I. Štrucl (1965) and others have studied the Mežica deposits too.

According to the literature, the following minerals occur at Mežica: galena, sphalerite, greenockite, pyrite, arsenopyrite, marcasite, melnicovite, chalcocite, wulfenite, descloizite, hydrozincite, ilsemanite, gypsum, barite,

anglesite, smithsonite, cerussite, calcite, dolomite, calamine, fluorite, quartz, limonite, sulphur.

In galena, sphalerite, wulfenite, smithsonite and hydrozincite the following elements are found: Tl, Hg, As, Bi, Co, Cr, Cu, Mn, and Ni. As pointed out before, the contents of these elements were determined by the method of atomic absorption spectrophotometry from the solution, except mercury, as well as by the semiquantitative spectrochemical analysis. The specimens have been taken from the Barbara, Igrče and Srce levels of the Mežica mine.

Procedure

The specimens investigated belong partly to the collection of the Faculty of Mining and Geology, Beograd University, but the greater part was collected at Mežica in 1958. The minerals were classified according to the grain size of galena and the colour of sphalerite. To assure the maximum purity of the minerals, the X-ray control has also been applied. The chosen material has been pulverized and homogenized by a micromill during 10 to 15 minutes. Depending on the concentration of the elements (especially Tl) a quantity of 0.2—2.0 grams was taken for the analysis.

The minerals were dissolved with corresponding acids (HNO_3 , H_2SO_4 , HCl , and HClO_4 conc.) in a vacuum system. A part of the calibrated glassware with the substance to be dissolved was put into water at a constant temperature of 80°C to avoid the separation of sulphur in the shape of round and lenticular grains, which partly absorbed the thallium from the solution. The partial absorption of thallium from the solution has also been noted with samples dissolved in open glassware.

For the determination of thallium in dissolved samples by the atomic absorption spectrophotometry the Perkin-Elmer model 303 instrument was used with permanent control by standard solution. The concentrations of thallium and other elements were determined by standard curves. As source of light emission tubes with hollow cathodes (single-element and multi-element lamps) were used, the fibres emitting ions of the corresponding element, with an operating current of 20 mA. The tubes are filled with neon. The front part of the tube, permitting the light beam to pass, is made of quartz glass. The thallium content readings were made on the wave length of $2768\text{ \AA}$ with the slit opened towards the monochromator of $20\text{ \AA}$. To read the samples in water solution, a burner of stainless steel 10 cm long with three slots, and for samples extracted with organic reagents a burner of the same length with only one slot was used. The water solution was aspirated into a burner at the rate of 3 ml/minute. A mixture of acetylene and air having a constant pressure of 9 lb/inch² yielded the oxidation flame of $160\text{--}2300^\circ\text{C}$ for reading. The samples in the water solution, as well as those with the organic reagents, were read at the flame low temperatures. The standard conditions of sensitivity were 0.8 to 1 ppm for 1% of absorption. The average error is $\pm 10\%$. The influence of other elements on thallium also has been studied. The solutions of thallium were prepared with various proportions of following

elements: As, Cr, Cu, Fe, Mn, Pb, Sb, and Zn, as already W. A. Venendaal and H. L. Polak (1966) had practiced but without adding of the puffers. Then Tl concentrations were read. On this occasion any influence of given elements on the concentration of thallium in the solutions was not observed.

The primary standard solution (concentration $1000 \mu\text{g/ml}$ of Tl) was prepared by dissolving $0,1303 \text{ g}$ of TlNO_3 salt in 1 ml conc. nitric acid in Pyrex calibrated glassware and diluted up to 100 ml with deionized water. The acidity of the standard solution was adapted to that of the samples, which means that was brought to the same pH. The samples treated with organic reagents: APDC — amonium pyrrolidine dithiocarbamate (C. E. Mulford, 1966), MIBK — methyl isobutyl ketone, and NDDC — sodium diethyl dithiocarbamate — were formerly diluted and adjusted to pH 6,0 to 7,5 (E. Berman, 1967) and from 3 to 10 pH (C. E. Mulford, 1966). To obtain more accurate results, the J. E. Allan (1961) method was used, worked out by J. Story (1964), and later by E. Berman (1967) who adapted it for reading elements (Cd, Tl, and Hg) in biological materials.

Results

The contents of thallium and other elements in minerals are shown in Table 1.

The coarse and fine granular galena samples from the Barbara and Igrče levels were analysed. The contents of thallium in them are very low or none. It is observed that galena from Igrče, which contains thallium, shows higher concentrations of As and Hg than that from Barbara which does not contain it. The difference in contents of other elements, Bi, Cu, and Ni in galena in both levels (Table 1) has also been observed. It is



Fig. 1. The zones of sphalerite (light grey and grey) with galena (white), $60\times$, nicols //

interesting to see that galena, which contains thallium, has more Bi (approximately 8:1) in comparison with that from Barbara.

The sphalerite samples from the Srce level were selected after their colour, varying from dark brown to light green. The width of some zones of sphalerite is varying from 1 to 2 mm (Fig. 1). The content of thallium in them is increasing from light green up to dark brown zones and varies from 6,5 to 1057 ppm. The change of the thallium contents in some zones of sphalerite indicates the different physical-chemical conditions during their formation. There is a correlation between Tl and As. The last one increases from 4 to 1375 ppm from light to dark sphalerites. As for other elements, such tendency is shown also by Mn, whose contents vary from 24 to 144 ppm. From this it appears that the abundance of these elements is growing with the increasing Fe contents in sphalerites. This can be explained by the mode of formation of sphalerites at lower temperatures than those of the galena, as it can be clearly seen by the relation of galena and colloidal sphalerite under the microscope (Graffenauer et al. 1968).

Table 1. The contents of elements in minerals from Mežica

Sample	Tl	Hg	As	Bi	Co	Cr	Cu	Mn	Ni
Coarse granular galena (B)	—	0,18	16	4	—	6,0	6	4	—
Coarse granular galena (I)	2,5	0,25	188	32	—	—	14	—	2,5
Fine granular galena (B)	—	0,20	7	—	—	—	3	—	—
Fine granular galena (I)	3,0	0,29	290	30	—	—	5	—	2,5
Fine granular galena with little sphalerite (S)	3,5	0,90	240	36	6,0	—	8	3	2,5
Fine granular galena with little sphalerite and dolomite (S)	2,5	0,60	12	6	—	—	4	—	—
Dark brown sphalerite, colloidal, schalenblende (S)	1057,0	1,00	1375	—	2,5	1,6	10	144	4,6
Light brown sphalerite, colloidal, schalenblende (S)	555,0	0,17	200	—	—	—	6	95	—
Light yellow sphalerite, colloidal, schalenblende (S)	26,0	0,02	4	—	5,0	—	15	48	12,5
Pale to light green, colloidal, sphalerite (S)	6,5	0,20	—	—	4,0	—	3	24	6,0
Orange to reddish wulfenite, tabular platy crystals (I)	5,0	0,12	96	3	2,0	—	40	52	2,0
Yellowish to ash grey wulfenite, prismatic crystals (I)	12,0	0,23	120	4	3,0	—	60	96	4,0
Light yellow wulfenite, extremely thin crystals (I)	3,0	0,17	80	—	2,0	—	15	15	—
Greyish smithsonite (I), botryoidal masses	2,5	0,03	40	—	—	—	3	30	3,0
White hydrozincite (I), botryoidal coating	2,5	0,04	15	—	—	—	4	6	6,0

Remark: The values are given in ppm. (—) indicates a quantity below the limit of sensibility determined by atomic absorption spectrophotometry.

(B) = Barbara, (I) = Igrče, (S) = Srce.

By the method of atomic absorption the thallium contents were determined in sphalerite samples from 24 localities in Yugoslavia. It varies from 2,5 to 160 ppm (Table 2).

Table 2. The thallium content in sphalerite samples

Locality	Tl in ppm	Locality	Tl in ppm
Ajdučko Osoje	—	Lece	25
Ajvalija	80	Litica-Ljubija	3
Belo Brdo	—	Novo Brdo	—
Blagodat	—	Organdžali-Valandovo	27
Borov Dol-Inovo	—	Prečica-Avala	160
Crnac-Rogozna	2,5	Rujen-Osogovo	—
Crveni Breg-Avala	2,5	Sase	—
Janjevo	—	Srebrenica	—
Jezero-Rudnik	48	Stari Trg	12
Kižnica	—	Veliki Majdan	—
Krnja Jela-Šuplja Stijena	4	Veovača-Vareš	2,5
Kučajna	—	Zletovo	2,5

It was found by parallel analysis that the sphalerite from Mežica contains the biggest quantities of thallium, and that they vary in large limits. Very similar results were obtained by E. Schroll (1953, 1955), showing thallium and other elements in lead and zinc deposits of eastern Alps. He especially underlines the high variation in content of thallium in Bleiberg, from 3 to 3000 ppm, and he considers that its concentrations are chiefly connected with the low temperature sphalerites. R. E. Stoiber (1940) has found that the content of thallium in sphalerites is varying from 100 to 1000 ppm. The conclusion about the dependence of the element traces on the temperature of the formation of minerals was stated by I. Oftedal (1940), H. N. Warren and R. M. Thompson (1945). According to C. Harańczyk's (V. V. Ivanov, 1966) data, the sphalerites from Upper Silesia, deposited from slightly acid solutions, contain more Tl, As, and Ge, and less Cd and Ag, than sphalerites deposited from slightly alkaline solutions. Having in mind his diagram illustrating the dependence between the content of element traces in sphalerites and the conditions of their formation, we conclude that the sphalerites from Mežica were deposited from slightly acid solutions.

The higher content of thallium in sphalerites from Mežica can be explained by the origin of sphalerites of colloidal texture, formed at low temperatures. This is a very important fact for the concentration of thallium in sulphides.

It is already known that in sphalerites high contents of Pb, Cu, Ag, and Tl can be found. N. T. Voskresenskaja, I. S. Karpova (1958); E. A. Dunin-Barkovskaja (1961) assume that none of these elements is capable to substitute Zn in sphalerites. According to V. V. Ivanov (1966), thallium can enter into sphalerite either by isomorphism (the scheme $\text{Zn}^{2+} \text{A} + \text{Tl}^+$, where A can be Ag^+ or Cu^+) or by absorption.

Thallium occurs as a characteristic element in semimetallic deposits of the mesothermal and epithermal types, connected with alpine metallogenetic epoch. It is met here in paragenesis with Sb, Pb, Zn, and Fe.

Wulfenites occur in the oxidation zone. Well formed crystals are often found in the cavities of Wetterstein limestones. They occur on the galena corroded with cerussite.

Wulfenites were selected on the basis of colour and crystal shape. Three samples of coarse platy to slaty crystals were chosen. The contents of thallium in wulfenites are pretty low, from 5 to 12 ppm, and its highest content occurs in the ash grey variety. Also As, Cu, and Mn show a somewhat higher content in the ash grey wulfenite than in the other two samples. There is some correlation between Tl, Hg, Cu, and Mn, though the contents of these elements are rather low.

The analysed smithsonite occurs in the form of cavernous or botryoidal masses and rarely as incrustations on limestone or galena. Hydrozincite, usually associated with smithsonite, appears as white botryoidal coating. Both minerals show small quantities of thallium, about 2.5 ppm. These low quantities of thallium in minerals of the oxidation zone can be explained by the hypothesis that it was washed out by the water.

Conclusions

Thallium is present in galena in traces (2.5—3 ppm), or not at all. Galena with thallium contains more As (188—290 ppm) and Bi than that without it.

The contents of thallium in sphalerites from Mežica are increasing from the light green up to the dark brown varieties (6.5—1057 ppm). There exists some correlation between Tl and As. The latter ranges from 4 to 1375 ppm. According to the results of investigations of the sphalerites from twenty four localities in Yugoslavia, the thallium content is the highest in sphalerites from Mežica. The high content of thallium in sphalerites from Mežica can be explained by their origin at low temperature.

The contents of mercury in all investigated minerals vary from traces to about 1 ppm.

Acknowledgements

The author expresses his gratitude to Professors F. Laves, M. Grünenfelder and H. Rosemound, as well as to Mr. A. Ponetz, who enabled him to work in their laboratories in Zürich.

Bibliography

Allan, J. E. 1961, The use of organic solvents in atomic absorption. *Spectrochim. Acta* 17, 467—475.

Berce, B. 1960, Nekateri problemi nastanka rudišča v Mežici. *Geologija* 6, 235—250, Ljubljana.

Berman, E. 1967, Determination of Cadmium, Thallium and Mercury in Biological Materials by Atomic Absorption. *Atomic Absorption Newsletter* 6, 3, 57—60.

Cissarz, A. 1951, Položaj rudišta u geološkoj gradnji Jugoslavije. Geološki vesnik, knj. IX, 61—92, Beograd.

Duhovnik, J. 1954, O izvoru molibdena v svinčevem in cinkovem rudišču Mežica. Geologija 2, 113—115, Ljubljana.

Dunin-Barkovskaja, E. A. 1961, Tallij v rudah i mineralah Lačin-Hana (Zapadnij Tian-Šan, Ugamskij hrebet). Geohimija 8, 684—692. Moskva.

Grafenauer, S. 1962, Geneza vzhodnoalpskih svinčevih in cinkovih rudišč. Rud. met. zbornik 4, 313—322, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1965, Genetska razčlenitev svinčevih in cinkovih nahajališč v Sloveniji. Rud. met. zbornik 2, 165—172, Ljubljana.

Grafenauer, S., Ottemann, J., u. Strmole, D. 1968, Über Descloizit und Wulfenit von Mežica (Miess), Jugoslawien. N. Jb. Miner. Abb. 109, 1/2, 25—32, Stuttgart.

Grafenauer, S., Gorenc, B., Marinković, V., Strmole, D., and Maksimović, Z. 1969, Physical Properties and Chemical Composition of Sphalerites from Yugoslavia. Mineral. Deposita 4, 275—282, Berlin.

Granigg, B., Kortischoner, J. H. 1914, Die geologischen Verhältnisse des Bergbaubietes von Miess, Kärnten. Zeit. f. Prakt. Geologie, XXII, Jahrgang 4/5.

Ivanov, V. V. 1966, Geohimija rasejanih elementov v gidrotermalnih mestoroždenijah. »Nedra«, Moskva.

Jicha, H. L. 1951, Alpine lead-zinc ores of Europe. Econ. Geol. 46, 707—730.

Mulford, C. E. 1966, Solvent Extraction Techniques for Atomic Absorption Spectroscopy. Atomic Absorption Newsletter 5, 4, 88—90.

Oftedal, I. 1940, Untersuchungen über die Nebenbestandteile von Erzmineralien norwegischer zinkblendeführender Vorkommen. Skr. Norske Vid. Akad. 1. Mat.-naturv. Kl. 8, 103, Oslo.

Schroll, E. 1953, Über Minerale und Spurenelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth. Mitt. Österreich. Min. Ges., Sondernummer 2, Wien.

Schroll, E. 1955, Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der Ostalpinen Metallprovinz. Tscherma's min. und petrogr. Mitt., 5, H. 3, Wien.

Sprague, S., and Slawin, W. 1965, Performance of three-slot Boling burner. Atomic Absorption Newsletter 4, 293—298.

Stoiber, R. E. 1940, Minor elements in sphalerites. Econ. Geol., 35, 4, 501—512.

Story, J. 1964, The Solvent Extraction of Metal Chelates. 160—166. Pergamon Press, New York.

Štruel, I. 1965, Nekaj misli o nastanku karavanških svinčevo-cinkovih rudišč s posebnim ozirom na rudišče Mežica. Rud. met. zbornik 2, 155—164, Ljubljana.

Venendaal, W. A., and Polak, H. L. 1966, Determination of Thallium by Atomic Absorption Spectrophotometry. Z. Anal. Chem., Bd. 223, 228—234.

Voskresenskaja, N. T., Karpova, I. S. 1958, Tallij v rudnih mineralah Verhnej Kva'si. Geohimija 5, 435—440. Moskva.

Warren, H. N., Thompson, R. M. 1945, Sphalerites from Western Canada. Econ. Geol., 40, 5, 309—335.

Zorc, A. 1955, Rudarsko geološka karakteristika rudnika Mežica, Geologija 3. knjiga, 24—80. Ljubljana.

SUMMARY

The contents of thallium and mercury in galena, sphalerite, wulfenite, smithsonite and hydrozincite have been investigated and discussed. Beside Tl and Hg the contents of As, Sb, Cu, Ni, Co and Bi have been determined by atomic absorption spectrophotometry and semiquantitative spectrochemical analysis. The specimens have been taken from the sections Barbara, Igrče, and Srce of the Mežica mine.

The samples of galena were selected according to the grain size, and those of sphalerite after their colour. Only thallium traces are present in galena; in sphalerite its content varies from traces to 1057 ppm. According to the results of investigations of the sphalerite specimens from twenty-four other localities in Yugoslavia, thallium concentration is the highest in the Mežica sphalerite. It is known that in galena thallium content is generally increasing with As and Bi content. In galena from Mežica As and Bi are present only in very small quantities and accordingly the content of thallium is small or negligible.

The content of mercury was determined by a transistorized mercury detector. The contents of this element in same samples vary from traces to about 1000 ppb.

Higher concentrations of thallium in sphalerite from Mežica could be explained by occurrence of sphalerite with colloidal texture (Schalenblende) formed at low temperature, which is of the greatest importance for the concentration of thallium. It is possible that thallium is concentrated by isomorphism or by absorption.

DISCUSSION

Strucl: Die meisten geochemischen und auch mikroskopischen Studien über Mežica wurden bisher an nicht gerade systematisch gesammelten Handstücken gemacht. Das führt gewiß zu manchen Fehlschlüssen. Es ist nämlich viel wichtiger den Erztypus als die Lokalität (Revier, Horizont o. ä.) der Probe für die geochemische Analyse anzugeben. So bestehen auch in der Lagerstätte Mežica verschiedene Vererzungstypen, die sich nicht nur nach der Form und Lage (schichtgebunden, Kluftausfüllungen, Vererzungen entlang posttriassischer Störungen usw.), sondern auch nach der geochemischen Zusammensetzung wesentlich unterscheiden. Es seien nur einige Beispiele erwähnt.

Molybdän ist als Wulfenit fast ausschließlich an posttriassische Störungen (an das sogenannte Unionsystem) gebunden, und auch der durchschnittliche Molybdängehalt ist in den Vererzungen des Unionsystems etwa zehnmal höher als in den schichtgebundenen Vererzungen.

Fluor ist mikroskopisch nachweisbar nur in schichtgebundenen Vererzungen und meistens nur dort, wo syndimentäre und syndiagenetische Erze vorhanden sind.

Germanium findet man in der lagunären Dolomitserie des Grabenreviers, bis 300 g/t im Zinkblendekonzentrat. Die Zinkblende in anderen Vererzungen ist entweder germaniumarm oder es fehlt an diesem im ganzen.

Ähnliche Unterschiede finden wir auch in Bezug auf das **Eisen-** und **Cadmiumgehalt** der Zinkblende verschiedener Vererzungstypen.

Es scheint mir, daß auch die vorliegende höhere Thalliumgehalte an schichtgebundene Vererzungen gebunden sind.

Auf keinen Fall kann aber ein Durchschnittsgehalt von zufällig gesammelten Proben eine Lagerstätte repräsentieren.

Terzić: Die Idee war festzustellen, an welche Mineralien Tl und As gebunden sind. Das könnte ein Parameter für weitere Untersuchungen der syngenetischen und epigenetischen Vererzungen sein.

Stolfa: I suppose the sensitivity you report for Tl refers to aqueous solution. Did you find any sensitivity enhancement in the analysis of Tl in the organic phase?

Terzić: Yes, but hardly noticeable.

Stolfa: I think it is important to control the total solids concentration of solutions in order to keep as low as possible the background noise and light scattering errors especially in low level trace element analysis. In relation to this: how did you offset these inconveniences? After dissolving samples, to which volume did you bring your solutions?

Terzić: The readings were done with readout, that stifled background noise and enabled sensitivity enhancement (for thallium 0,02 µg/ml). Directly after dissolving the samples the reading was done in the volume of 25 ml.

Stolfa: I find it quite critical and troublesome working at 2—3 ppm Tl levels with a sensitivity of about 1 ppm per 1 % absorption. What about precision and accuracy?

Terzić: The content at 2—3 ppm of thallium is whole quantity in 25 ml volume.

Stolfa: Did you use the deuterium lamp background corrector in the As determination?

Terzić: Yes, I did.

Glaçon: Are you sure that in schalenblende, containing much thallium and arsenic, there are no microinclusions of other minerals?

Terzić: I examined the microinclusions in sphalerite with X-rays, but on the diagrams their lines were not detectable.

Glaçon: Did you use the electron microprobe?

Terzić: Yes, I used it for the examination of Tl contents in galena. The determination did not give reliable results, because the corresponding wave lengths (Tl_{Ma} 2 067; $Tl_{M\beta}$ 1 987 Å, and Pb_{Ma} 2 000; $Pb_{M\beta}$ 1 921 Å) are very close one another. As a consequence, the wave length of Tl is masked by the wave length of Pb.

Schroll: Die Parallelität von Thallium und Arsen in den Schalenblenden ist ein sehr interessantes Problem, man müßte dabei aber auch das Verhalten anderer Elemente, wie z. B. As, Pb, Sb, Ge, mitverfolgen. Ich habe schwankende Elementverhältnisse gefunden. Es könnte sich hier um das spurenweise Auftreten von Mineralgläsern handeln, die man erzmikroskopisch und sonst schwer diagnostizieren kann. Mikromineralie mit As und Tl, wie Hutchinsonit, sind gleichfalls nicht auszuschließen. In allen Schalenblenden dieser Lagerstätten findet man variable Gehalte. Auch wenn man den analytischen Fehler in Betracht zieht, so deutet doch vieles auf die Bindung an Fremdminerale. Ich glaube nicht, daß größere Mengen von Tl und As in das Gitter eingebaut werden.

Terzić: Ich teile Ihre Meinung, daß Tl und As wahrscheinlich nicht in das Gitter der Schalenblende eingebaut sind.

Il comportamento geochimico del piombo e dello zinco in due serie sedimentarie mesozoiche: Monte La Nave (Prealpi Centrali) e Orgosolo (Sardegna)

Roberto Valera

Riassunto

Sono stati determinati i contenuti in Pb-Zn dei termini costituenti due serie sedimentarie carbonatiche mesozoiche, sviluppatesi in analoghe condizioni paleogeografiche e paleoecologiche e aventi analoga evoluzione della litofacies, debuttanti con una serie trasgressiva estremamente ridotta. Delle due serie l'una (Monte La Nave) appartiene al Trias inf.; la seconda (Orgosolo) al Giura medio. In base ai risultati forniti dalle analisi, si rileva come esista una strettissima analogia nel comportamento di Pb e Zn nelle due serie. In particolare, si riscontra un contenuto in Zn relativamente elevato negli orizzonti basali, detritici; mentre i valori più forti per il Pb compaiono nei primi livelli da cui si avvia la serie carbonatica, dopo un primo picco legato ad alcuni strati basali a composizione detritica in cemento carbonatico.

In conclusione, è lecito attendersi lo stesso comportamento di Pb e Zn in serie sedimentarie differenti, ma aventi strette analogie nella loro evoluzione, dipendenti da analoga evoluzione paleogeografica e paleoecologica del continente e dei bacini di sedimentazione.

1. Premessa

In uno studio, presentato in occasione del I Symposium Internazionale sui Giacimenti Minerari delle Alpi (Valera, 1966), è stato precisato l'inquadramento stratigrafico, paleogeografico e paleoecologico degli orizzonti anisici del M.te La Nave (Varese, Italia sett.), in cui ricorre **galena**.

Proseguendo le ricerche (tuttora in corso) con lo scopo di verificare le caratteristiche della serie triassica nella regione circostante, sono state eseguite numerose analisi di laboratorio; in particolare, in tutti i campioni della serie del M.te La Nave sono stati determinati i contenuti in Pb e Zn. Le curve ricavate sono state raffrontate con analoghe curve ottenute dall'analisi di una serie mesozoica rilevata in Sardegna (Gardu, 1971; Gardu & Valera, 1971). Il confronto ha messo in luce nuovi motivi di interesse, che ci hanno indotto ad anticipare nella presente comunica-

zione le osservazioni relative a un particolare aspetto dei problemi incontrati negli studi in corso.

2. Metodo di lavoro

2.1. *Prelievo dei campioni.*

I campioni sono stati raccolti durante la descrizione delle serie. Il metodo seguito (prelevamento di un campione di dimensioni limitate, ma rappresentativo — per quanto possibile — della litofacies del livello di provenienza) non ha ubbidito a criteri di casualità; è da ritenersi comunque ugualmente valido, dato che l'oggetto (elementi in traccia) dell'analisi di laboratorio non aveva legami appariscenti con alcuna caratteristica macroscopica della litofacies, tali da influenzare il prelievo.

Alcuni termini delle serie compaiono con più campioni e pertanto, con più analisi: è il caso di orizzonti molto potenti. D'altra parte, i campioni risultano infittiti in corrispondenza di sequenze con frequenti variazioni di litofacies, mentre sono diradati nei termini potenti e monotoni.

2.2. *Analisi di laboratorio.*

Dopo attacco acido e soluzione (il quarzo detritico è stato eliminato) i campioni sono stati analizzati mediante spettrofotometro per assorbimento atomico. Il procedimento impiegato ha tenuto conto dei fenomeni di interferenza, dovuti particolarmente al calcio, per i quali sono state operate le opportune correzioni.

3. Le serie

3.1. *Serie del M.te La Nave* (Varese, Italia sett.)

Corrisponde alle serie II e III del lavoro citato (Valera, 1966). Il basamento è costituito da tufi, ignimbriti e lave del complesso eruttivo tipico del distretto luganese, riferibile al Permico.

La serie triassica debutta con arenarie grossolane; la facies francamente clastica evolve però rapidamente (meno di 1 m di potenza), passando a calcari più o meno dolomitici, più o meno detritici, con intercalazioni marnoso-arenacee. Questa prima parte, attribuibile al Werfen, è notevolmente ridotta rispetto alla normale successione: la potenza complessiva è di poco superiore ai 4 m.

Sopra gli strati werfeniani si sviluppano le assise dolomitiche anisico-ladiniche. Le rocce di questa serie testimoniano condizioni ambientali stabilizzate, con sedimentazione a carattere misto chimico-organogeno (frequenti ed abbondanti tracce e resti di alghe). In un orizzonte abbastanza potente, attribuibile all'Anisico inferiore-medio, si osserva **galena** in lamelle, mosche e nidi dispersi nella dolomia; ancora tracce di galena sono osservabili nella parte sommitale dell'Anisico.

Il passaggio al Ladinico, generalmente contrassegnato dal livello guida della «Grenzbitumenzona», o zona-limite bituminosa, nella serie del M.te La Nave è alquanto incerto, per l'assenza di tale livello. Sulla base di considerazioni di carattere litologico, possiamo probabilmente attribuire al Ladinico gli ultimi strati della serie in esame, costituiti da una dolomia in banconi, zonata, chiara.

L'andamento della curva litologica, schematizzato (cf tav. I) è molto semplice: dopo una serie brutalmente positiva (trasgressione werfeniana) si ha una lunga sequenza ad «I», assolutamente monotona.

Risulta di notevole interesse la riduzione di potenza del complesso werfeniano, che a pochi chilometri di distanza può superare il centinaio di metri.

3.2. Serie di Orgosolo (Nuoro, Sardegna).

Tra le serie studiate in questa regione (Gardu, 1971; Gardu & Valera, 1971) questa presenta le maggiori analogie con la serie del M.te La Nave. Essa è stata rilevata in località «Scala Catteddu», in uno dei pochi punti dove le aspre falesie del «Supramonte» consentono di accedere ad un profilo abbastanza completo, comprendente gli strati basali. Cronologicamente, il Mesozoico di questa regione abbraccia orizzonti che vanno dal Giurassico medio al Cretacico superiore. La serie in esame è limitata al Giurassico medio-superiore, non meglio dettagliabile.

Il basamento è costituito da un complesso scistoso-cristallino, paleozoico, recante chiare impronte del metamorfismo regionale e del termometamorfismo.

La serie debutta con arenarie da grossolane a fini, con livelli conglomeratici, seguite da livelli calcareo-dolomitici ricchi di frazione detritica, con lenticelle di carbone e frustoli carboniosi. Alla diminuzione ed alla scomparsa della componente clastica, fa' seguito una sequenza monotona di termini che oscillano tra la dolomia calcarea e il calcare dolomitico. Frequenti sono le tracce e i resti fossili, appartenenti ad organismi marini sia animali (Lamellibranchi) che vegetali (Alghe). Non sono stati osservati solfuri.

Anche in questa serie la curva litologica, schematizzata, parte da una sequenza brutalmente positiva (trasgressione), che si esaurisce in pochi metri, ed è sormontata da una lunga sequenza, abbastanza monotona, debolmente oscillante fra termini carbonatici più o meno magnesiaci, assimilabile ad una sequenza ad «I».

L'evoluzione della serie di Orgosolo, rispetto a quella del M.te La Nave, risente forse più spiccatamente dell'influenza di condizioni inizialmente al limite dell'ambiente subaereo, come testimonia la frequenza dei resti vegetali carbonizzati.

4. Il comportamento di Pb e Zn

4.1. Serie del M.te La Nave.

Il piombo presenta tre picchi piuttosto netti. Il primo (495 ppm, termine 5 della serie II — Valera, op. cit.) corrisponde ad un livello carbonatico ricco di frazione detritica, immediatamente sovrastante agli strati basali. Il secondo (856 ppm, termine 5 delle serie III — Valera, op. cit.) appartiene all'orizzonte descritto per il suo contenuto in **galena** e, nella serie, sta nella parte inferiore della sequenza ad «I», ad una certa distanza dal suo inizio. Il terzo picco, assai meno accentuato dei precedenti (181 ppm, camp. 7 μ , termine 7 della serie III — Valera, op. cit.) proviene da un livello — contenente tracce di **galena** — della parte alta dell'Anisico.

I valori forniti dall'analisi per gli altri livelli della serie si aggirano mediamente sulle 50 ppm (valori estremi 24—98 ppm); i picchi sopra descritti rappresentano quindi delle anomalie piuttosto forti.

Circa lo zinco, l'andamento del grafico in tav. I è caratterizzato da contenuti relativamente elevati nella serie basale. E' interessante notare come i valori più alti siano esclusivi dei livelli a componente clastica predominante o comunque macroscopicamente evidente:

- 2) Arenaria — 752 ppm
- 3) Arenaria — 754 ppm
- 5) Calcare dolomitico, arenaceo — 410 ppm
- 7) Marna sabbiosa — 651 ppm

(i numeri con parentesi si riferiscono ai termini della già citata serie II).

Un valore al di sopra della media appare anche a tetto dell'orizzonte portatore di **galena** (210 ppm, termine descritto come «dolomia leggermente arenacea»).

I contenuti della maggior parte dei termini della serie si aggirano mediamente sulle 70 ppm, con escursione massima compresa tra 15 e 160 ppm; anche in questo caso, quindi, i picchi descritti rappresentano consistenti anomalie.

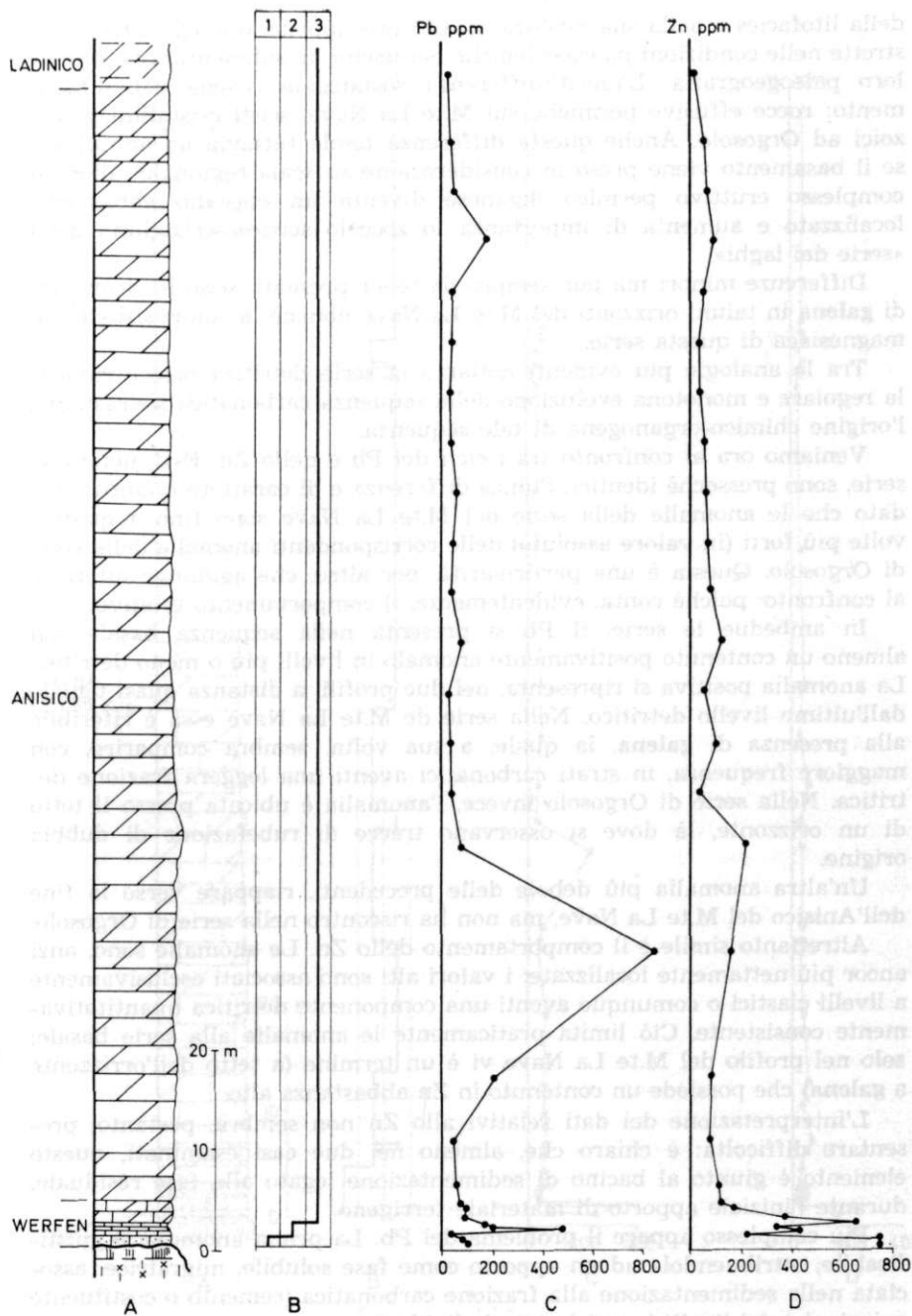
4.2. Serie di Orgosolo.

Per il piombo si notano contenuti relativamente elevati in due termini detritici della serie basale (rispettivamente, un conglomerato ed una arenaria grossolana, 250 e 328 ppm). Un altro picco (223 ppm) si riscontra nella parte superiore di un orizzonte, dove si osservano nella roccia tracce di rubefazione di dubbia origine. Valori debolmente oscillanti si registrano in corrispondenza di una breve sequenza, a sua volta oscillante fra termini calcareo-dolomitici e dolomitico-calcarei in uno spessore piuttosto limitato. Disponendo dei dati relativi ad un buon numero di campioni, appartenenti alla stessa formazione mesozoica ma provenienti da altre serie, è stato possibile calcolare i valori di **fondo** e di **soglia**, i quali hanno dato rispettivamente 51 e 163 ppm. I contenuti massimi descritti sono da considerarsi vere anomalie, che restano tali anche per una soglia calcolata aggiungendo al fondo il triplo della deviazione standard anziché il doppio (in questo caso la soglia risulta di 219 ppm).

Per lo zinco osserviamo che i valori massimi coincidono con i primi tre termini della serie detritica basale (165, 225 e 205 ppm; rispettivamente conglomerato a cemento calcareo-dolomitico, arenaceo; arenaria conglomeratica, a cemento calcareo-dolomitico e arenaria fine, a scarso cemento calcareo). Oscillazioni di lieve entità si osservano lungo tutta la serie, ma non possono essere prese in considerazione in quanto i valori sono troppo lontani dalle soglie; rispettivamente, 155 e 212 ppm, tali per cui solo uno dei picchi descritti costituisce una «anomalia probabile», le altre due potendo essere considerate, tutt'al più, «anomalie possibili».

5. Confronti: osservazioni e conclusioni

Conviene anzitutto porre a confronto i due profili. Si può constatare immediatamente come essi presentino forti analogie nelle caratteristiche



Tav. I — Legenda

A Colonna stratigrafica; B Curva litologica: 1 arenaria, 2 calcare, 3 dolomia; C Ciclo del Pb; D Ciclo dello Zn

della litofacies e della sua evoluzione. Ciò presuppone analogie altrettanto strette nelle condizioni paleoecologiche dei bacini di sedimentazione e nella loro paleogeografia. L'unica differenza sostanziale risiede nell'imbasamento: rocce effusive permiche sul M.te La Nave, scisti cristallini paleozoici ad Orgosolo. Anche questa differenza tende tuttavia ad annullarsi, se il basamento viene preso in considerazione su scala regionale: allora il complesso eruttivo permico luganese diventa un episodio abbastanza localizzato e aumenta di importanza lo zoccolo scistoso-cristallino della «serie dei laghi».

Differenze minori ma pur sempre da tener presenti, sono le ricorrenze di **galena** in taluni orizzonti del M.te La Nave nonché la composizione più magnesiacca di questa serie.

Tra le analogie più evidenti notiamo la serie detritica basale ridotta, la regolare e monotona evoluzione della sequenza carbonatica sovrastante, l'origine chimico-organogena di tale sequenza.

Veniamo ora al confronto tra i cicli del Pb e dello Zn. Essi, nelle due serie, sono pressochè identici: l'unica differenza è di carattere quantitativo, dato che le anomalie della serie del M.te La Nave sono fino a quattro volte più forti (in valore assoluto) delle corrispondenti anomalie della serie di Orgosolo. Questa è una particolarità, per altro, che aggiunge interesse al confronto: poichè conta, evidentemente, il comportamento relativo.

In ambedue le serie, il Pb si presenta nella sequenza basale con almeno un contenuto positivamente anomalo in livelli più o meno detritici. La anomalia positiva si ripresenta, nei due profili, a distanza quasi uguale dall'ultimo livello detritico. Nella serie de M.te La Nave essa è riferibile alla presenza di **galena**, la quale, a sua volta, sembra comparire, con maggiore frequenza, in strati carbonatici aventi una leggera frazione detritica. Nella serie di Orgosolo invece, l'anomalia è ubicata presso il tetto di un orizzonte, là dove si osservano tracce di rubefazione di dubbia origine.

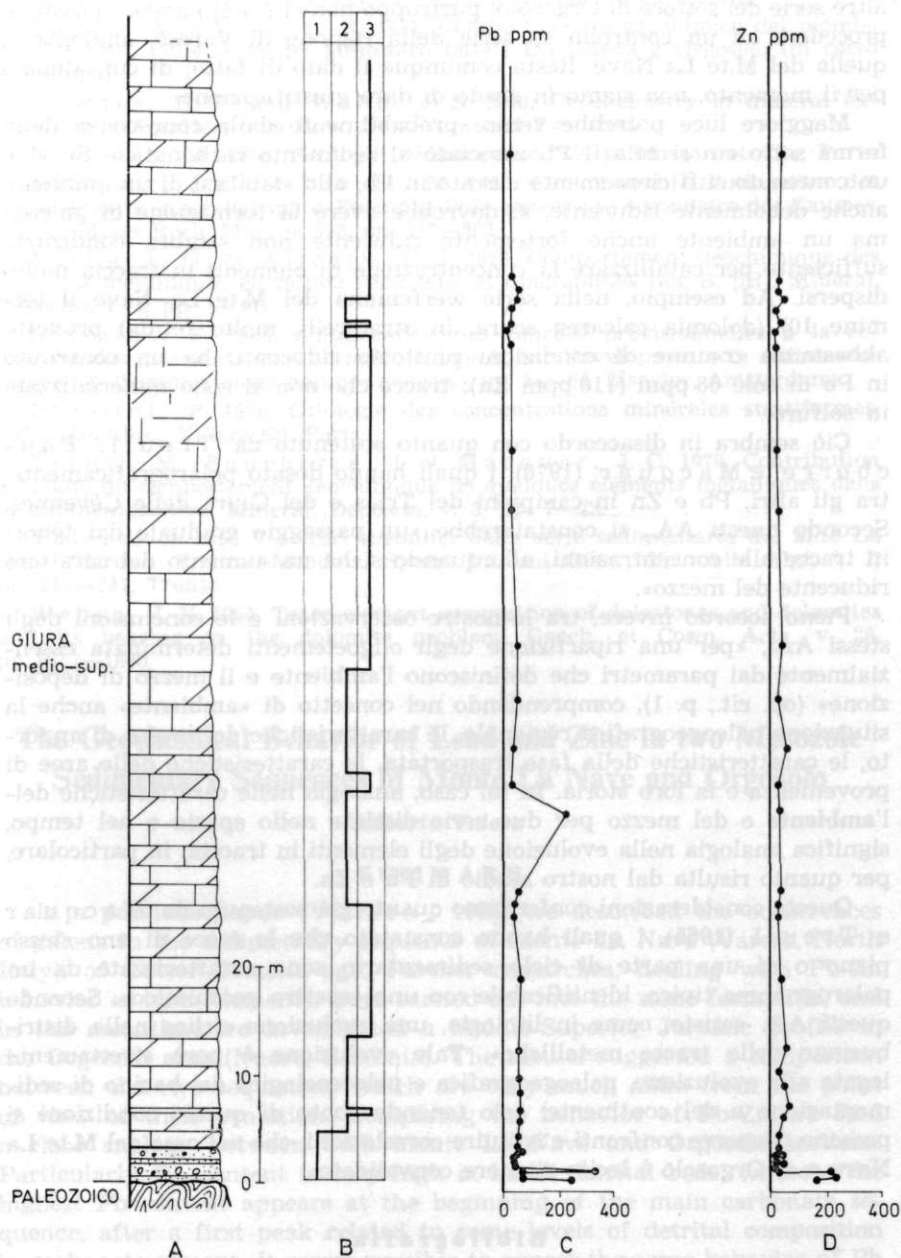
Un'altra anomalia più debole delle precedenti, riappare verso la fine dell'Anisico del M.te La Nave, ma non ha riscontro nella serie di Orgosolo.

Altrettanto simile è il comportamento dello Zn. Le anomalie sono, anzi ancor più nettamente localizzate: i valori alti sono associati esclusivamente a livelli clastici o comunque aventi una componente detritica quantitativamente consistente. Ciò limita praticamente le anomalie alla serie basale; solo nel profilo del M.te La Nave vi è un termine (a tetto dell'orizzonte a **galena**) che possiede un contenuto in Zn abbastanza alto.

L'interpretazione dei dati relativi allo Zn non sembra, pertanto, presentare difficoltà: è chiaro che, almeno nei due casi esaminati, questo elemento è giunto al bacino di sedimentazione legato alla fase residuale, durante l'iniziale apporto di materiale terrigeno.

Più complesso appare il problema del Pb. La prima anomalia è giustificabile, attribuendola ad un apporto come fase solubile, migratrice, associata nella sedimentazione alla frazione carbonatica (cemento o costituente principale) dei livelli in cui è stata individuata.

La seconda anomalia ha un carattere del tutto particolare: **la sua ben precisa posizione nella colonna stratigrafica**. A questo proposito, ricor-



Tav. II — Legenda

A Colonna stratigrafica; B Curva litologica: 1 conglomerato e arenaria, 2 calcare dolomitico, 3 dolomia calcarea; C Ciclo del Pb; D Ciclo dello Zn

diamo che essa appare regolarmente (nella stessa posizione) anche in altre serie del settore di Orgosolo; purtroppo non ci è stato ancora possibile procedere ad un controllo su serie della regione di Varese, analoghe a quella del M.te La Nave. Resta comunque il dato di fatto; di cui, almeno per il momento, non siamo in grado di dare giustificazione.

Maggiore luce potrebbe venire probabilmente dalla conoscenza della forma sotto cui si cela il Pb associato al sedimento carbonatico. Se vi è un contenuto sufficientemente elevato in Pb, allo stabilirsi di un ambiente anche debolmente riducente, si dovrebbe avere la formazione di galena; ma un ambiente anche fortemente riducente non sembra condizione sufficiente per catalizzare la concentrazione di elementi in traccia molto dispersi. Ad esempio, nella serie werfeniana del M.te La Nave il termine 10) (dolomia calcarea scura, in straterelli, molto fetida) prodotto abbastanza comune di condizioni piuttosto riducenti, ha un contenuto in Pb di sole 68 ppm (110 ppm Zn): tracce che non si sono materializzate in solfuro.

Ciò sembra in disaccordo con quanto sostenuto da Treuil, Faucherre e Macquar (1970), i quali hanno dosato polarograficamente, tra gli altri, Pb e Zn in campioni del Trias e del Giura delle Cévennes. Secondo questi AA., si constatarebbe «un passaggio graduale dai tenori in tracce alle concentrazioni, allorquando si ha un aumento del carattere riducente del mezzo».

Pieno accordo invece, tra le nostre osservazioni e le conclusioni degli stessi AA., «per una ripartizione degli oligoelementi determinata essenzialmente dai parametri che definiscono l'ambiente e il mezzo di deposizione» (op. cit., p. 1), comprendendo nel concetto di «ambiente» anche la situazione paleogeografica regionale, le caratteristiche del mezzo di apporto, le caratteristiche della fase trasportata, le caratteristiche delle aree di provenienza e la loro storia. In tal caso, analogia nelle caratteristiche dell'ambiente e del mezzo per due serie distinte nello spazio e nel tempo, significa analogia nella evoluzione degli elementi in traccia; in particolare, per quanto risulta dal nostro studio di Pb e Zn.

Queste considerazioni confermano quanto già sostenuto da Macquar e Treuil (1965), i quali hanno constatato che le rocce di uno stesso piano o di una parte di ciclo sedimentario sono caratterizzate da un polarogramma tipico, identificabile con uno «spettro geochimico». Secondo questi AA. «esiste, come in litologia, una evoluzione ciclica nella distribuzione delle tracce metalliche». Tale evoluzione è però strettamente legata alla evoluzione, paleogeografica e paleoecologica del bacino di sedimentazione e del continente: solo tenendo conto di queste condizioni si possono proporre confronti e istituire correlazioni, che nel caso del M.te La Nave e di Orgosolo è lecito ritenere convalidate.

Bibliografia

Crocket, J. H., and Winchester, J. W. 1966, Coprecipitation of zinc with calcium carbonate. *Geoch. et Cosm. Acta*, v. 30, pp. 1093—1109.

Erhart, M. 1956, La genèse des sols en tant que phénomène géologique. pp. 90, Masson et Cie, Paris.

Gardu, A. 1971, Prospezione geomineraria della zona compresa tra Oliena e Orgosolo (Sardegna). University of Cagliari, tesi di laurea inedita.

Gardu, A., e Valera, R. 1971, Comportamento geochimico del piombo e dello zinco nelle serie del Mesozoico basale tra Oliena e Orgosolo (in corso di stampa).

Hawkes, H. E., and Webb, J. S. 1962, *Geochemistry in mineral exploration*. 415 p. Harper & Row, New York and Evanston.

Lombard, A. 1956, *Géologie Sédimentaire*, 724 p. Masson et C^{ie}, Paris.

Macquar, J. C., et Treuil, M. 1965, Contribution à l'utilisation des oligoéléments en stratigraphie. Exemple de la couverture secondaire des Causses. *Chron. Mines Rech. Min.*, n. 348, pp. 357—362.

Michard, G., et Allègre, C. J. 1969, Comportement géochimique des éléments métalliques en milieu réducteur et diagrammes (log S, pH). *Mineral. Deposita*, v. 4, pp. 1—17.

Nicolini, P. 1964, L'applicazione des courbes prévisionnelles à la recherche des gisements stratiformes de plomb, in: *Developments in sedimentology*, v. 2, "Sedimentology and ore genesis", pp. 53—64. Elsevier, Amsterdam.

Nicolini, P. 1970, *Gitologie des concentrations minérales stratiformes*. 792 p. Gauthier-Villars Ed. Paris.

Treuil, M., Faucherre, J. et Macquar, J. C. 1970, Contribution à l'étude du comportement géochimique de quelques éléments métalliques dans la sédimentogenèse. *Mineral. Deposita*, v. 5, pp. 1—22.

Valera, R. 1966, I solfuri metallici nella serie sedimentaria del M.te La Nave (Varese). Trento—Mendola, *Symp. Int. sui Giac. Min. delle Alpi*, v. I, pp. 217—241. Trento.

Weber, J. N. 1964, Trace element composition of dolostones and dolomites and its bearing on the dolomite problem. *Geoch. et Cosm. Acta*, v. 28, pp. 1817—1868.

The Geochemical Behavior of Lead and Zinc in two Mesozoic Sedimentary Sequences of Monte La Nave and Orgosolo

Roberto Valera

SUMMARY

In a previous paper (Valera, 1966) we described the occurrences of galena in the sedimentary sequence of Monte La Nave (Varese, North Italy), of Lower Triassic age. Further researches, dealing with Pb-Zn behavior as trace elements, were carried out into the same formation, and in the meantime we investigated a Middle-Superior Jurassic profile in the Orgosolo area (Nuoro, Sardinia). The results suggested a comparison between the two sequences, which are very much alike from the point of view of their evolution. Comparing the behavior of Pb-Zn we find a close analogy between both Monte La Nave and Orgosolo sections. Particularly, Zn content is very high in basal, detrital beds; whereas the highest Pb content appears at the beginning of the main carbonate sequence, after a first peak related to some levels of detrital composition in carbonate cement. It seems possible to expect the same behavior of Pb and Zn in different sedimentary sequences, having very close analogy in their evolution, depending upon similar evolution of paleogeography and paleoecology on the continent and in the sedimentation basins.

DISCUSSION

Zuffardi: I'd like to put two questions. First: are there any volcanics in the two sedimentary sequences you described? Second: have you any idea of the geochemical contents of Pb and Zn of the basements in the two series?

Valera: First answer, if there are any volcanic rocks, they don't appear. Especially in the Orgosolo series, I don't know it.

In Monte la Nave this horizon is widespread for many kilometers, but they were not observed.

The second question. There are no evaluations of the values of the basement in Sardinia. In Monte la Nave area a volcanic sequence of Permian age lies between Mesozoic sediments and Paleozoic metamorphic rocks: it is the so called granofiro of the Lugano country. There are some mineralizations, related to the Permian volcanics, which have been mined some years ago. But they are very localized. There are no direct connections between these small vein ore deposits and the Anisian-Ladinian rocks.

Stolfa: Do you exclude a biological origin for the anomalies found?

Valera: Well, in a previous paper I mentioned I had the idea that this high Pb content could be related to some particular facies. Especially for the sulfide form it can be related to the facies of reducing environment. In Orgosolo it is not so clear. In the sequence of Monte la Nave the reducing characteristics are not so important. For instance, there, we have a typical horizon with reducing characteristics (fossilized?) with only 68 ppm of Pb.

Stolfa: I would like to know how high your backgrounds are, just to judge the anomalies.

Valera: 50 ppm of Pb and 70 ppm of Zn at Monte La Nave, and Orgosolo 51 ppm of Pb and around 80 ppm of Zn.

Stolfa: They seem to me a little high with regard to some data available from the literature, especially for lead.

Valera: In the recent literature (for instance, Weber, 1964, in "Geochimica et Cosmochimica Acta") many data appear which are in good agreement with my results.

Stolfa: Analyzing materials like yours I found some interferences problems particularly for lead. Do you think your data may have been influenced by these phenomena? Did you use the background corrector for your analyses?

Valera: One known interference is especially from Ca against Zn and Pb, and it is usually quite difficult to cut it away. In the practice, as you know, there are many useful devices, which lead to correct results.

The background corrector is not present in our AAS instrument.

Schroll: I consider that you have made very important observations. The facts are as following: a crystalline complex was eroded, followed by

sedimentation in a shallow sea with an enrichment of metals like Pb and Zn. The enrichment of the metals can be observed only in the lower parts of the carbonate rock series. I remind on another example not related to carbonate rocks. In Southern Germany (Oberpfalz) the crystalline complex of the Bohemian Mass was eroded. There were a sedimentation of sands with feldspars, mica and quartz. Groundwater mobilized lead from the feldspars and zinc from the micas. The formed kaolin shows a high lead content. Galena and cerussite were found in these sediments. The lead and zinc can be products of the weathering of crystalline complexes alone without relations to volcanic activities.

MINERALOGICAL INVESTIGATIONS

MINERALOGICAL INVESTIGATIONS

INTRODUCTION

The mineralogical investigations have been carried out in the framework of a geological and geochemical research, which is a part of a larger project, the geological and geochemical investigation of the Măraș Mountains. The paper was carried out in the framework of a larger project, the geological and geochemical investigation of the Măraș Mountains. The paper was carried out in the framework of a larger project, the geological and geochemical investigation of the Măraș Mountains. The paper was carried out in the framework of a larger project, the geological and geochemical investigation of the Măraș Mountains.

The Geological Environment, Petrography and Mineralogy

The Măraș Mountains is a volcanic area of high uniformity. Considering its geological setting and morphology an Eastern and a Western Măraș can be distinguished.

The Tertiary volcanic and sedimentary rocks of the Eastern Măraș are deposited on a Miocene basement of the Bărk Mountain type. Its volcanic evolution has taken place in two steps, in the Upper Eocene and the Lower Miocene respectively. The magmatic material came to the surface after traversing a Triassic carbonate and pelitoidic stock of about 300 m thickness, in the lower layers of which a rich contact metamorphic crystallization took place.

The Eocene volcanic rocks (300–500 m) appearing as lava shields, veins and pyroclastics consist of amphibole-biotite-andesite, Q-amphibole-biotite-andesite, biotite-schistosity-andesite. The well-known stratigraphic ore deposit (Rudă) is located in the upper level of this volcanic stock, while in the subvolcanic levels Cu-porphyric pyrometamorphic Pb-Zn-Cu ore occurrences are found.

The lava shields, veins and pyroclastics of the Miocene volcanism consist of pyroxene (hypersthene) andesite. In the Miocene volcanic stock only some scattered pyrite and insignificant pyrrhotite, sphalerite and galena can be found.

The Western Măraș main bulk consists of Miocene (Tortonian-Sarmatian) stratovolcanic rocks, with the Eocene sedimentary and volcanic

Origin of the Ore Veins in Mátra Mountain after Isotope Investigations

János Kiss, and István Cornides

Introduction

During the last twenty years the isotope determinations have come into use in a rather wide field of the geological and geochemical research. Beside the composition of lead, the isotopic composition of carbon and oxygen were most frequently determined and used in geological investigations. The authors' work to be reviewed in this paper was carried out in order to elucidate some problems concerning the formation of the ore veins in the Mátra mountain (Hungary) by investigating the oxygen and carbon isotopic composition of the vein carbonate minerals.

The Geological Environment. Petrography and Mineralogy

The Mátra mountain is a volcanic area of high uniformity. Considering its geological setting and morphology an Eastern and a Western Mátra may be distinguished.

The Tertiary volcanic and sedimentary rocks of the Eastern Mátra are situated on a Mesozoic basement of the Bükk Mountain type. Its volcanic evolution has taken place in two steps, in the Upper Eocene and the Lower Miocene respectively. The magmatic material came to the surface after traversing a Triassic carbonate and pelitoidic stock of about 3000 m thickness, in the lowest layers of which a rich contact metasomatic recrystallization took place.

The Eocene volcanic rocks (200—600 m) appearing as lava shields, veins and pyroclastics consist of amphibole-biotite-andesite, Q-amphibole-biotite-andesite, biotite-amphibole-andesite. The well known enargitic ore deposit (Recsk) is located in the upper level of this volcanic stock, while in the subvolcanic levels Cu-porphyric pyrometasomatic Pb-Zn-Cu ore occurrences are found.

The lava shields, veins and pyroclastics of the Miocene volcanism consist of pyroxene (hypersthene) andesite. In the Miocene volcanic stock only some scattered pyrite and, insignificantly, pyrrhotite, sphalerite and galena can be found.

The Western Mátra main bulk consists of Miocene (Tortonian-Sarmatian) stratovolcanic rocks, with the Eocene sedimentary and volcanic

formations missing. It is adjacent to the Mesozoic carbonate basement, or to the Paleozoic basement consisting of crystalline metamorphic rocks, through the Oligocene sediments.

This Miocene volcanic complex consists of two or three lava beds (augite-hypersthene-andesite, hypersthene-augite-andesite), augite-andesite veins and pyroclastics. In the lower lava bed, in the surroundings of Gyöngyösoroszi and Parádsasvár, a system of hydrothermal veins having significant extension had been formed, mainly in the crack systems NW—SE and NE—SW. The ore of these veins is polymetallic and of the Zn-Pb-Cu type, embedded in quartz-amethyst, barite and calcite matrix.

During the systematic isotopic investigations started two years ago, the carbon and oxygen isotope ratios in the carbonate rocks of the ore deposits in both the Western and Eastern Mátra were measured. In this paper the results obtained for the ore vein near to Parádsasvár (Western Mátra) are briefly summarized. This vein displays a typical periodic texture ("zebraic ore"), changed in some places into the cocade one. The most uniform sections consist of ore (ZnS , PbS , CuFeS_2 , FeS_2) and calcite zones in a periodical but asymmetric texture. Near to the hanging side rhombohedral calcite druses of about 20—40 cm in diameter were formed, onto which calcite crystals consisting of scalenohedrons and scalenohedral rhombohedrons were superimposed. Formation of ZnS , CuFeS_2 and FeS_2 (galena being mostly missing) has taken place even in this section of the vein.

Experimental Techniques of the Isotope Investigation

a) Collecting of Samples

The samples for isotope investigation were collected on three different cross sections of the vein, located as shown on the sketch in Fig. 1 from the pure calcite separating the layers of the deposited ore. Besides, samples were taken from a twinned calcite crystal from a calcite druse in which the succeeding steps of mineralization can be followed qualitatively on the basis of mineralogical evidences.

b) Sample Chemistry and Mass Spectrometric Isotope Analysis

Small quantities from all samples, weighing about 0.5 to 1 g were ground to fine powder, 30 mg of which was then used to yield carbon dioxide for oxygen and carbon isotopic ratio measurements, by reacting with the 100 % phosphoric acid. If control measurements seemed to be necessary, another quantity of 30 mg was consumed of the powder sample in question. The isotope analyses were carried out by a VARIAN MAT M 86 type mass spectrometer, having a double collector and a dual inlet system. Both the oxygen and carbon isotope ratios reported in this paper present δ -values relative to the PDB standard. In the course of this work the samples of "Stryngocephalenkalk from Rübeland" were used as working standards, having δ -values relative to PDB standard —6.8 and +2.0, for oxygen and carbon respectively. The precision of the data is better than ± 0.3 .

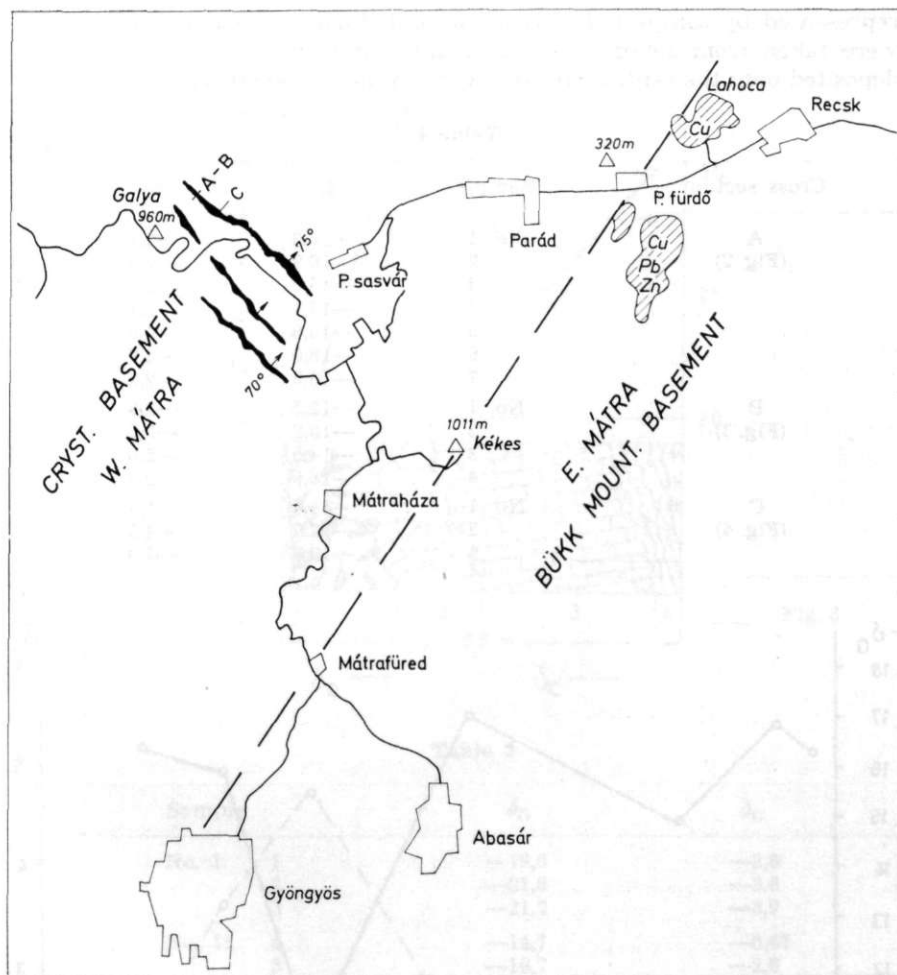


Fig. 1

Results of the Isotope Investigations

The results of the mass spectrometric isotope analyses are summarized in the tables 1 and 2. Table 1 contains the δ_O and δ_C values of the samples No 1 to 7 of the cross section A, the samples No 1 to 4 of the cross section B, and the samples No. 1 to 3 of the cross section C. The numbering of the samples follows in each case their order of succession from the lying towards the hanging side.

Table 2 presents the δ_O and δ_C data obtained for the samples taken from the twinned calcite crystal. Samples No. I (1, 2, 3) belong to the central part of the crystal, while samples No. II. (4, 5, 6) have been taken from a twin crystal grown onto it. The scalenohedral outer part is

represented by samples No. III. (7, 8) and, finally, the samples 9 and 10 were taken from zones consisting mainly of clay minerals, which were deposited onto the central and the twin crystal, respectively.

Table 1

Cross section	Sample	δ_0	δ_C
A (Fig. 2)	No. 1	-16,3	-2,1
	2	-16,9	-2,3
	3	-15,0	-2,9
	4	-17,1	-2,1
	5	-10,8	-4,8
	6	-16,0	-3,7
	7	-16,5	-2,2
B (Fig. 3)	No. 1	-12,5	-2,9
	2	-18,2	-2,7
	3	-14,5	-2,8
	4	-16,9	-2,8
C (Fig. 4)	No. 1	-14,8	-1,4
	2	-12,8	-4,5
	3	-18,3	-2,9

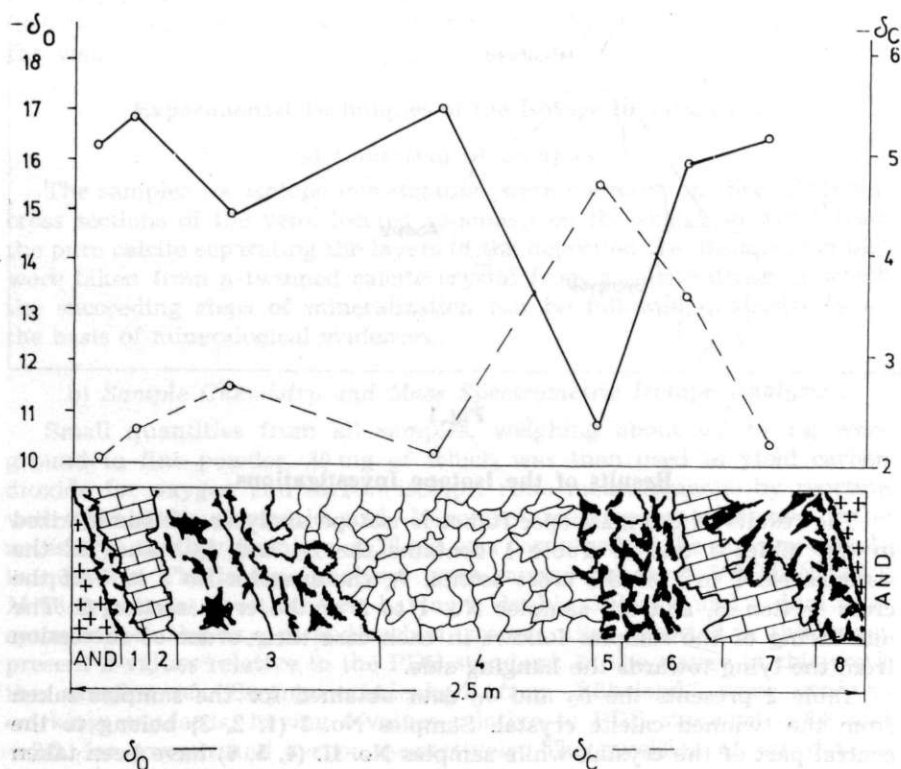


Fig. 2

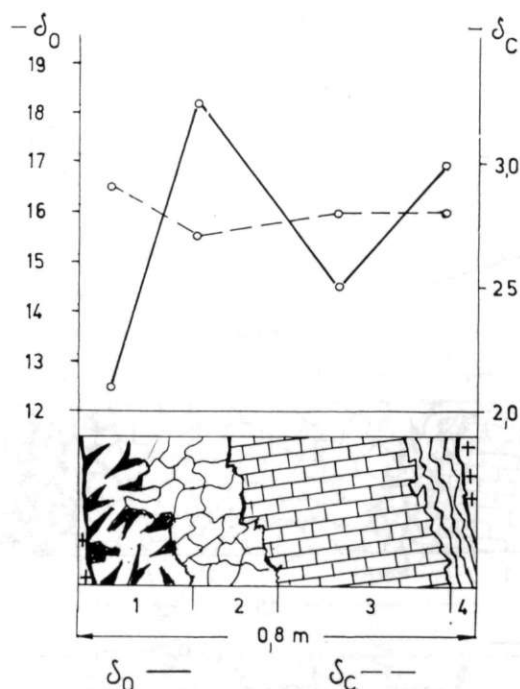


Fig. 3

Table 2

Sample	δ_0	δ_c
No. I. 1	-19,0	-2,8
2	-21,8	-3,8
3	-21,2	-3,9
No. II. 4	-14,7	-0,47
5	-16,7	-2,6
6	-16,7	-1,6
No. III. 7	-16,5	-2,5
8	-19,0	-4,3
No. 9	-21,1	-3,5
10	-14,3	-1,8

Discussion of the Results

Some preliminary measurements performed in the year 1965 indicated a distribution of the ^{16}O and ^{18}O isotopes along a cross section of the vein in question, characterized by two maxima of the ^{16}O concentration (Cornides, Kiss and Szeredai, 1966). The present more detailed and accurate isotopic investigation has reaffirmed this finding for three other cross sections of the same vein. As shown by the diagrams of Figures 2, 3, and 4 the values of δ_0 display two negative maxima along

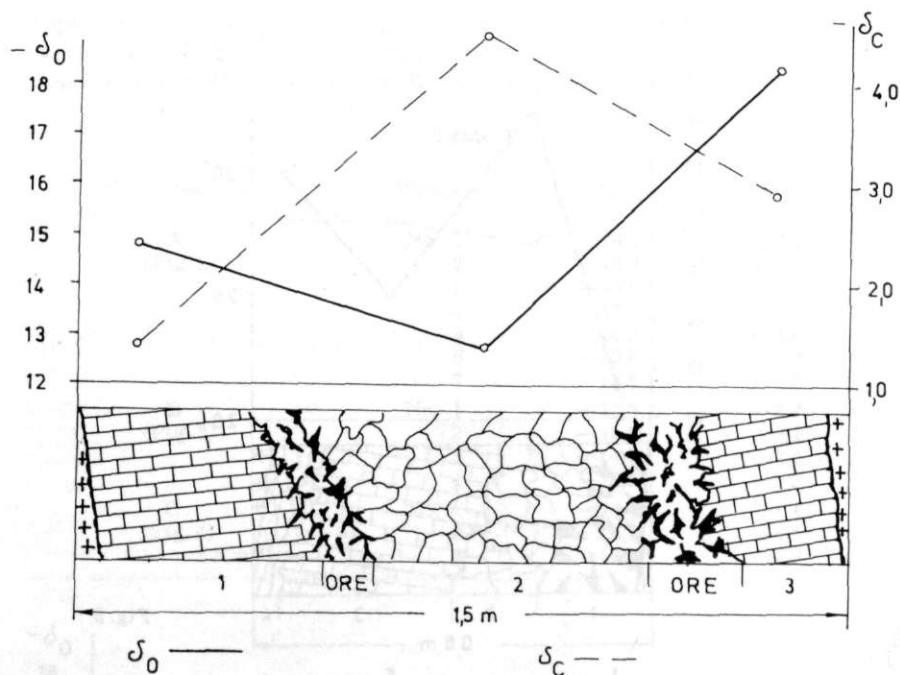


Fig. 4

each cross section investigated, corresponding to two maxima of the temperature of formation.

Considering both the results of the isotope investigation and all geological evidences, the most probable mechanism of the formation of this vein may be described as follows.

When the crevice first opened, the ascending hydrothermal solution was cooled down by the mother rocks and the formation of the minerals started at a moderate temperature. At the same time, however, the side walls were heated up, their cooling effect decreased and, therefore, the crystallization from the newly ascended solutions having followed the gradual dilatation of the hanging side took place at an increasing temperature. Later the cooling effect due to heat conduction etc. predominated again, causing the temperature to reach a maximum and then to decrease to a much lower value. The temperatures calculated from the isotopic data show a maximum as high as 280° C, and a minimum at about 140° C.

Accordingly, both the asymmetrical structure of the vein and the temperature variation found can be understood; the dilatational movement being evident by the general geological setting of this area as well. The second temperature maximum near to the hanging side can be explained by an abrupt increase of the dilatational velocity, a fact rendered probable also by the presence of the druses in this section. Due to the consequent reopening of the crevice a considerable quantity of high temperature

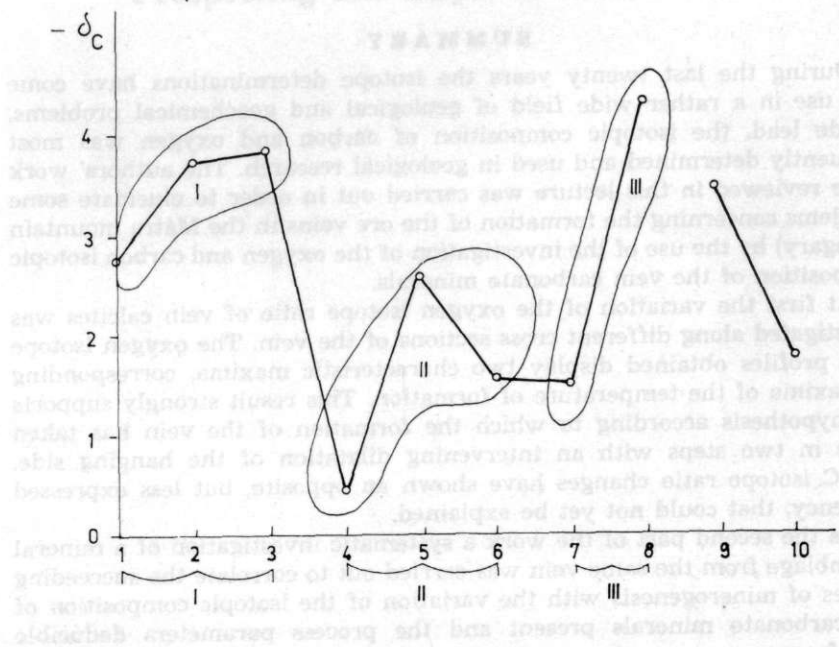
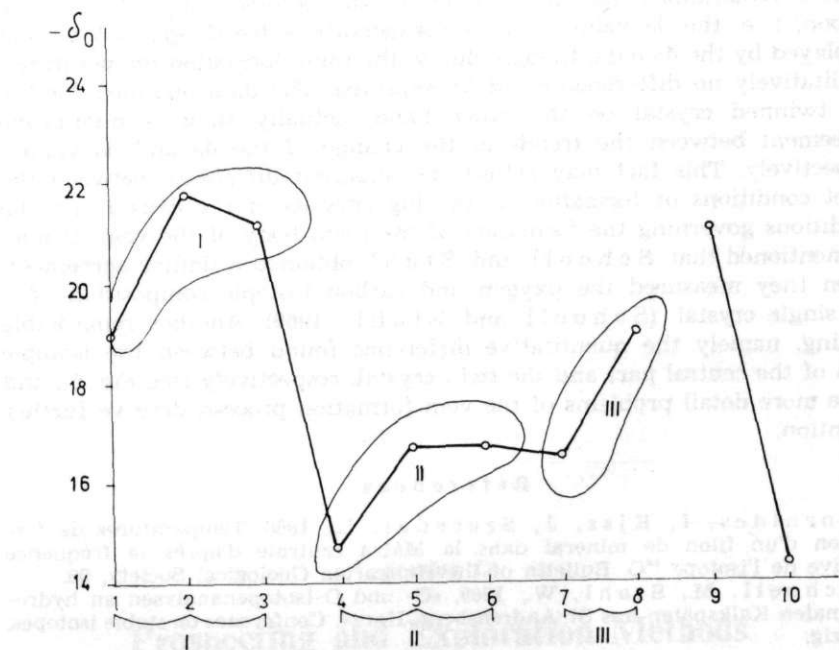


Fig. 5

hydrothermal solution rose up again and phenomena similar to those of the first period of the vein formation were repeated.

It is remarkable, that the variation of the isotopic composition of the carbon, i. e. the δ_C values, follow consistently a trend opposite to that displayed by the δ_O data, though, due to the same formation temperatures, qualitatively no difference could be expected. The data obtained for the big twinned crystal on the other hand, actually show a qualitative agreement between the trends of the change of the δ_C and δ_O values, respectively. This fact may reflect the apparent difference between the quiet conditions of formation of the big crystals of the druses and the conditions governing the formation of the main body of the vein. It may be mentioned that Schoell and Stahl obtained a similar agreement, when they measured the oxygen and carbon isotopic composition of a big single crystal (Schoell and Stahl, 1969). Another remarkable finding, namely the quantitative difference found between the isotopic data of the central part and the twin crystal, respectively (see Fig. 5), and some more detail problems of the vein formation process, deserve further attention.

References

Cornides, I., Kiss, J., Szeredai, L., 1966, Températures de formation d'un filon de minerais dans la Mátra centrale d'après la fréquence relative de l'isotope ^{18}O . Bulletin of the Hungarian Geological Society, 96.

Schoell, M., Stahl, W., 1969, »C- und O-Isotopenanalysen an hydrothermalen Kalkspäten aus St. Andreasberg, Harz«. Conference on stable isotopes, Leipzig.

SUMMARY

During the last twenty years the isotope determinations have come into use in a rather wide field of geological and geochemical problems. Beside lead, the isotopic composition of carbon and oxygen was most frequently determined and used in geological research. The authors' work to be reviewed in this lecture was carried out in order to elucidate some problems concerning the formation of the ore veins in the Mátra mountain (Hungary) by the use of the investigation of the oxygen and carbon isotopic composition of the vein carbonate minerals.

At first the variation of the oxygen isotope ratio of vein calcites was investigated along different cross sections of the vein. The oxygen isotope ratio profiles obtained display two characteristic maxima, corresponding to maxima of the temperature of formation. This result strongly supports the hypothesis according to which the formation of the vein has taken place in two steps with an intervening dilatation of the hanging side. The C isotope ratio changes have shown an opposite, but less expressed tendency, that could not yet be explained.

As the second part of the work a systematic investigation of a mineral assemblage from the same vein was carried out to correlate the succeeding phases of minerogenesis with the variation of the isotopic composition of the carbonate minerals present and the process parameters deducible therefrom.

...prospettando la valle...
...della Val d'Aupa e Val Pegarina

Prospettiva

Section C

Prospecting and Exploration Methods

Nei fianchi destro della Val d'Aupa, da tempo sono note manifestazioni a vena-galena-fluorite; la Val Pegarina dista pochi chilometri dal giacimento piombo-rinchiavo di Salisana e da tracce di mineralizzazione molto più vecchie.

Perché queste mineralizzazioni si manifestano per lo più nelle rocce calcareo-dolomitiche anisiche e bitiniche, la nostra maggior attenzione è stata dedicata a queste terre.

Il rilevamento geologico di carattere preliminare, è stato effettuato in scala 1:10.000.

Oltre alla raccolta di campioni per l'esame microscopico è stata eseguita una sistematica campionatura al fine di accertare con prelievamento ogni 100 m il numero di 84 campioni per la Val d'Aupa e di 107 per la Val Pegarina.

Val d'Aupa: croci geologiche e indizi di mineralizzazione

La Val d'Aupa, situata ad occidente di Pontebba, prende origine presso Sella di Corredentis (1065 m) e confluisce, dopo 16 km circa, nel Canal del Ferro poco a valle del paese di Meglio Lefosse.

Le indagini sono state condotte nel tratto iniziale (Sella di Corredentis-Dordallai) e spinte verso il fino al Rio Graven di Gauris.

Risultati preliminari di una ricerca geomineraria nelle Alpi Carniche (Val d'Aupa e Val Pesarina)

*Giovanni Battista Carulli, Giambattista Feruglio, Giorgio Longo Salvador
e Dario Stolfi*

Premessa

Nell'estate 1970 sono state condotte nelle Alpi Carniche delle ricerche geominerarie sotto la direzione del prof. Dino di Colbertaldo nell'ambito del contratto di ricerche stipulato fra il C. N. R. e la Cattedra di Giacimenti Minerari dell'Università degli Studi di Milano con la collaborazione dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Trieste diretto dal prof. Sergio Morgante.

Fra i terreni regionali maggiormente indiziati dal punto di vista giacimentologico, da indagarsi in fasi successive, hanno costituito oggetto delle prime ricerche il Ladinico-Raibliano del fianco sinistro dell'alta Val d'Aupa e l'Anisico-Ladinico del fianco sinistro della media e alta Val Pesarina.

Nel fianco destro della Val d'Aupa, da tempo sono note manifestazioni a blenda-galena-fluorite; la Val Pesarina dista pochi chilometri dal giacimento piombo-zincifero di Salafossa e da tracce di mineralizzazione ancor più vicine.

Poichè queste mineralizzazioni si manifestano per lo più nelle scogliere calcareo-dolomitiche anisiche e ladiniche, la nostra maggior attenzione è stata dedicata a questi terreni.

Il rilevamento geologico, di carattere preliminare, è stato effettuato in scala 1 : 10 000.

Oltre alla raccolta di campioni per l'esame microscopico è stata eseguita una sistematica campionatura a fini geochimici con prelevamento ogni 100 m in numero di 94 campioni per la Val d'Aupa e di 101 per la Val Pesarina.

Val d'Aupa: cenni geologici e indizi di mineralizzazione

La Val d'Aupa, situata ad occidente di Pontebba, prende origine presso Sella di Cereschiatis (1066 m) e confluisce, dopo 16 km circa, nel Canal del Ferro poco a valle del paese di Moggio Udinese.

Le indagini sono state condotte nel tratto iniziale (Sella di Cereschiatis-Dordolla) e spinte verso E fino al Rio Gravon di Gleriis.

Le basse pendici dell'alta Val d'Aupa, impostate su litotipi vari della «formazione di Buchenstein», tendono a lasciarsi modellare in morbidi dossi e sono ricoperte da una rigogliosa vegetazione. Al di sopra si innalzano, con ripide pareti, le massicce scogliere calcareo-dolomitiche della «formazione dello Schlern» e della «Dolomia principale», separate dall'assise raibliana prevalentemente calcarea.

La letteratura geologica sulla Val d'Aupa è alquanto scarsa. Brevi cenni si trovano in T. Taramelli (1868), M. Gortani-A. Desio (1927) e R. Selli (1963). Un dettagliato rilievo geominerario dell'area mineralizzata si deve a D. di Colbertaldo (1955), mentre è di Ph. Lagny (1965) una brevissima nota a carattere stratigrafico-giacimentologico.

Le unità geologiche affioranti nell'alta Val d'Aupa sono (Fig. 1):

Ladinico: Comprende le seguenti formazioni:

1. Formazione di Buchenstein, che costituisce il basamento dell'alta Val d'Aupa caratterizzata da alternanze di calcari, calcari più o meno marnosi e dolomitici, marne, a cui si associano calcari arenacei o selciferi, arenarie e «rocce verdi», tutti fittamente stratificati. Questa formazione affiora largamente lungo il fianco sinistro della valle mentre manca nel settore orientale dell'area considerata.

Interessanti affioramenti si osservano lungo le incisioni vallive dei rii Broili, Confine e Valeri, dove sono diffuse marne ricche in *Daonella taramellii*, frustoli vegetali e granuletti di pirite.

Lembi di «rocce verdi» («breccia d'esplosione acida a carattere porfirico», D. di Colbertaldo, 1955) sono stati osservati, allineati secondo una direzione NE-SO, lungo il Rio Broili, in prossimità di Case Gravons e di fronte a Galizzis, perfettamente intercalate agli altri termini della serie.

Nella zona di Sella di Cereschiatis, nella parte sommitale di questa formazione è presente un orizzonte, potente poche decine di metri, di calcari stratificati di colore nocciola o bruno, contenenti diffuse plaghe e vene di calcite bianca o grigia.

2. Formazione dello Schlern (= Dolomia metallifera): scogliera calcareo-dolomitica che affiora senza soluzione di continuità dai pressi di Dordolla fino all'origine del Rio Gravon di Gleriis, delineando nell'insieme una «fascia» disposta a semicerchio. Essa appare ben cristallizzata e debolmente stratificata nella parte basale, massiccia nella parte intermedia e sommitale; è potente da un centinaio a più centinaia di metri nella parte più settentrionale.

A NE di Cima Valeri è presente una potente breccia eterogenea ad elementi prevalentemente calcarei o dolomitici, di colore bruno, grigio o roseo, spigolosi, cementati da dolomite spatrica bianca.

Raibliano: Alternanza di strati calcareo-dolomitici, talora marnosi od arenacei, potenti in media 2-5 dm, prevalentemente grigi, giallastri o bruni, e strati marno-argillosi, più sottili, di colore cenere o verde.

Questa unità affiora largamente nei pressi di Dordolla, a NE del Monte Forchiadice, Cuel Brusat, Casera Valeri alta, arrivando fino all'origine

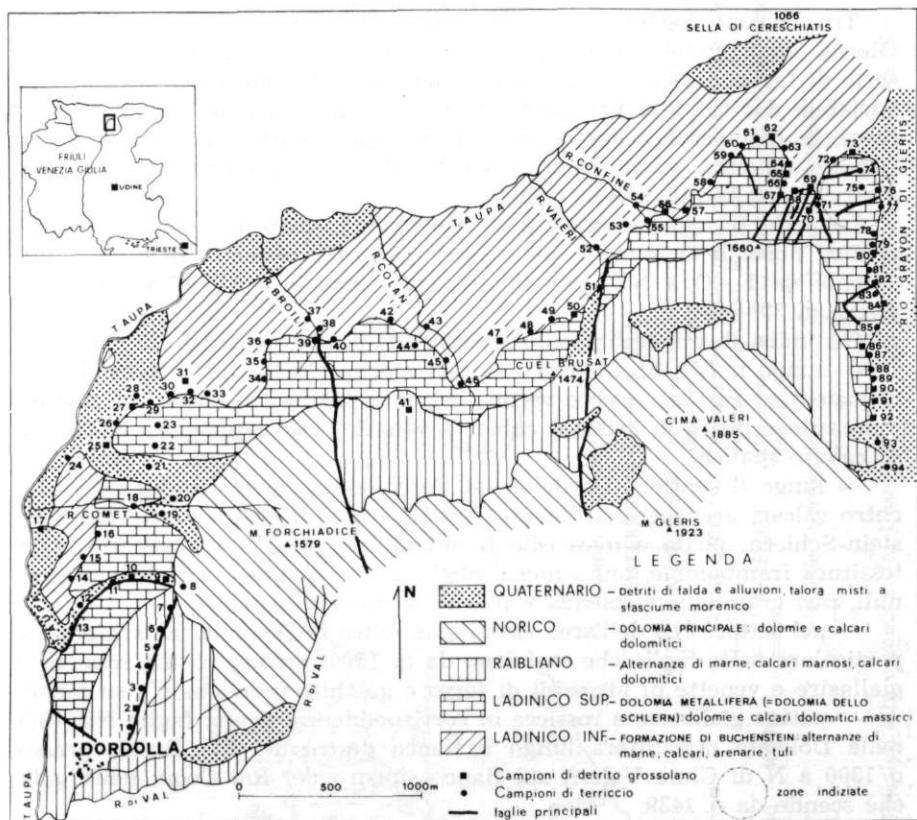


Fig. 1. Schema geologico preliminare del versante sinistro della Val d'Aupa con l'ubicazione dei campioni geochimici

del Rio Gravon di Gleris. Potente oltre 250 m, si presenta in genere più fittamente stratificata nella parte basale e sommitale, mentre nella parte intermedia compaiono, per una potenza di 20—30 m, 1—2 strati massicci.

Norico: Tipica facies della Dolomia principale, di colore grigio chiaro, non stratificata od in grossi banchi; costituisce la parte sommitale delle più alte cime della zona (M. Forchiadice, Cima Valeri, M. Gleris).

Quaternario: Sottili manti di detrito di falda (per lo più al piede delle scogliere), con di deiezione, detrito di falda misto a sfasciume morenico.

Dal punto di vista tettonico l'area considerata si trova poco a S della grande piega-faglia Alta Fella-Alta Sava. I terreni della formazione di Buchenstein, a comportamento nell'insieme plastico, appaiono variamente ripiegati e fratturati per cui si hanno continue variazioni di giacitura; più di frequente immergono verso S e SE. La campagna raibliana, e soprattutto quelle biohermali del Ladinico e Norico, a tipico comportamento rigido, sono interessate da un fitto sistema di diaclasi e faglie.

Tra le zone maggiormente disturbate (rivi Broili, Valeri, Gravon di Glieris, ecc.) molto evidente risulta quella a N di Cima Valeri, per una serie di faglie a direzione prevalente da NO—SE fino E—O, inclinazione variabile dai 65° alla verticalità, e rigetto vario. Queste suddividono la scogliera ladinica in numerosi blocchi o «cunei», variamente dislocati uno rispetto all'altro, ed in parte scivolati ed infossati entro la sottostante plastica formazione di Buchenstein.

La serie triassica esaminata si trova nell'insieme in posizione stratigrafica normale e, almeno nelle linee generali, presenta direzione prevalente da E—O a NE—SO, immersione verso S e SE ed inclinazione media di 35°—65°.

Gli indizi di mineralizzazione riscontrati possono così venire riassunti:

— lungo il Rio Broili, entro calcari marnosi della formazione di Buchenstein sovrastanti «rocce verdi», per una potenza di circa 1 m, diffusa marcasite e pirite in cristalli cubici o venette, associate talora a venette di calcite spatica.

— lungo il sentiero Dordolla—M. Forchiadice, in prossimità di q. 713, entro calcari arenacei sottilmente stratificati, a diretto contatto Buchenstein-Schlern, pirite e marcasite in cristallini, plaghette e venette, e in tessitura framboideale, più o meno goethitizzate, quarzo euedrale e in granuli, rari granuletti di blenda e plaghe di dolomite spatica.

— nel settore NE dell'area esaminata, entro la Dolomia metallifera (in particolare nelle faglie che scendono da q. 1500) diffuse patine rossicce e giallastre e venette di idrossidi di ferro e goethite pseudomorfa su pirite.

— patine giallastre e rossicce in corrispondenza di una faglia NE—SO nella Dolomia metallifera lungo il fianco destro del Rio Broili; presso q. 1300 a N di Cima Valeri; sul fianco sinistro del Rio Colan nella gola che scende da q. 1439.

Per inquadrare meglio la situazione geologica della valle sono state fatte delle escursioni anche sul fianco destro, al di fuori dei limiti della zona assegnata.

In queste occasioni sono stati riscontrati nella dolomia ladinica due affioramenti di galena: uno, in località Case Stallon del Nanghet sotto forma di minuta e rada impregnazione, l'altro, molto più importante, sulle pendici meridionali del M. Flop con diffusi cristalli cubici ed ottaedrici, associati a blenda talora alterata in idrozincite entro frattura in zona di breccia.

Val Pesarina: cenni geologici e indizi di mineralizzazione

La Val Pesarina ha origine nei pressi di Forcella Lavardet (m 1542), decorso W—E e termine, dopo circa 24 km, a quota 516 nella Val Degano presso Comeglians.

La sua morfologia, influenzata dalla diversa erodibilità dei terreni mostra pendii dolci e ricoperti da vegetazione in corrispondenza delle quote più basse (ove affiorano gessi, dolomie cariate, arenarie, ecc.), pareti ripide e nude alle quote più alte in corrispondenza degli affioramenti di scogliere dolomitiche.

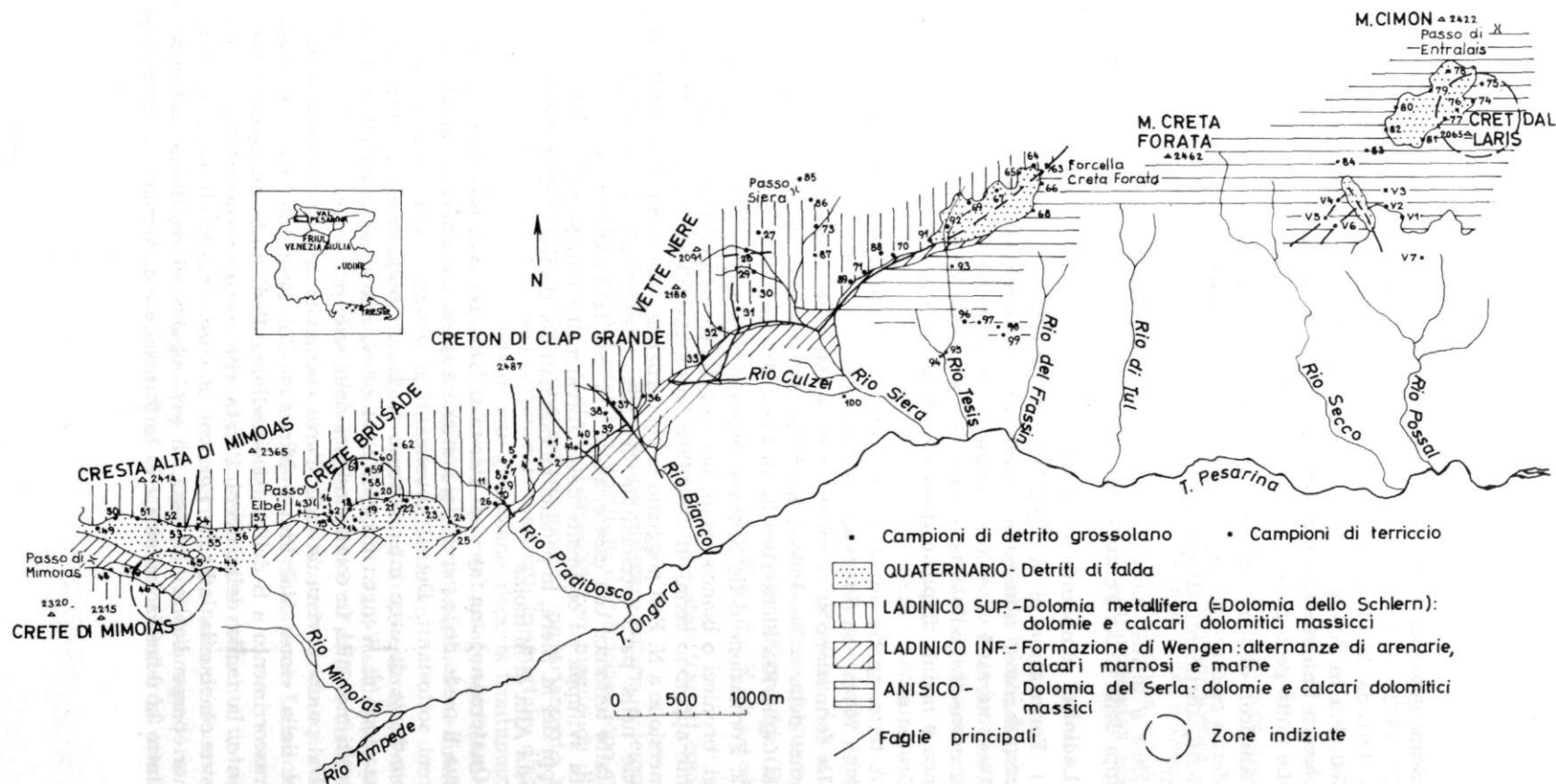


Fig. 2. Schema geologico preliminare del versante sinistro dell'alta e media Val Pesarina con l'ubicazione dei campioni geochemici

Studi geologici sulla valle sono dovuti a P. Vinassa de Regny (1911, 1912). Accenni alla zona, compresa in una trattazione regionale, sono fatti da M. Gortani (1925, 1933), R. Selli (1963) e B. W. Vink (1968). Più in dettaglio ne trattano C. Elmi e A. Monesi (1967) in un lavoro limitato alla porzione centrale della valle.

Le unità geologiche, oggetto del nostro studio, sono le seguenti (Fig. 2):

Anisico: «dolomia del Serla», di colore bruniccio, massiccia, talora a tendenza calcareo-dolomitica specie là dove compaiono accenni di stratificazione, altrimenti assente; potenza complessiva superiore al migliaio di metri.

Essa è diffusa prevalentemente a E del Passo Siera e costituisce i gruppi della Creta Forata e del M. Cimon.

Ladinico: comprende le seguenti formazioni:

1. Formazione di Wengen data da alternanze di arenarie, marne e calcari marnosi nettamente stratificati (10—30 cm), separati da livelli argillosi nerastri. Il colore dominante è il grigio giallognolo, con tipica alterazione in giallo-chiaro e patine carboniose; frequenti vene di calcite bianca e noduli di pirite (fino a 4—5 cm di lunghezza) di solito alterata in limonite.

A tetto, specie ad occidente, compaiono calcari neri reticolati, spessi da 30 a 70 cm, con estese patine rossastre.

La formazione si estende dal Passo Mimosias al Rio Siera sulle medie pendici della valle. Piccoli lembi si trovano, più ad oriente, «strizzati» nella faglia Rio Siera-Forcella di Creta Forata.

2. Formazione dello Schlern: dolomie e calcari dolomitici di scogliera, grigi, brunicci o bianco-rosati, per lo più ben cristallini e massicci. Localmente appaiono cenni di stratificazione a prevalente direzione E—W ed immersione a N. Essi poggiano in concordanza sulla formazione di Wengen specie nella parte occidentale dell'area, mentre ad oriente vengono a contatto tettonico con essa e, ancor più, con la dolomia anisica.

Si sviluppa ad occidente della Forcella di Creta Forata e costituisce i gruppi del M. Siera, le pendici meridionali del Creton di Clap Grande e la Cresta Alta di Mimosias.

Quaternario: una fascia di detrito di falda, più o meno continua, accompagna il piede delle pareti dolomitiche e spesso maschera il contatto con i terreni sottostanti. Detriti abbondanti si trovano, sulla dolomia, in corrispondenza di aree intensamente fagliate. Specialmente la degradabile formazione di Wengen è coperta da esteso sfaticcio superficiale. Rari i depositi morenici, in corrispondenza delle selle più basse.

Dal punto di vista tettonico l'area esaminata si trova immediatamente a N della «linea Val Piova—Mimosias—Col Pesarina» (Selli, 1963), sovrascorrimento a S dell'Anisico-Ladinico. Il disturbo maggiore è, verso oriente, la faglia della Creta Forata che mette a contatto la dolomia anisica con quella ladinica. Porzioni di questa faglia, dislocate da faglie minori perpendicolari ad essa, si prolungano ad occidente mettendo a contatto la dolomia ladinica con la formazione di Wengen a tipico com-

portamento plastico. Faglie minori, a prevalente direzione N—S interessano un po' ovunque le rigide scogliere dolomitiche.

Gli indizi di mineralizzazione più evidenti sono dati da:

— masserelle spugnose rossastre di limonite, goethite e tracce di idrozincite, sulle pareti sud-orientali della Crete Brusade, in dolomia ladinica.

— cristalli di quarzo idiomorfi in matrice dolomitica, poco più ad occidente.

— patine rossastre di prodotti di alterazione in corrispondenza delle aree fagliate e delle parti alte dei rii Pradibosco, Bianco, Siera e Tesis.

— tracce di pirite e marcasite e di goethite pseudomorfa su pirite, assieme a limonite, alla base della dolomia anisica, sulle pendici settentrionali del Cret dal Laris.

Indagini geochimiche

Circa 200 campioni del materiale raccolto sistematicamente durante la campagna di prospezione sono stati analizzati allo scopo di individuare nei terreni considerati la presenza di eventuali anomalie geochimiche come obiettivo di successive più dettagliate ricerche.

I dati geochimici qui riportati riguardano essenzialmente la ricerca dello zinco sul fianco sinistro delle due valli.

Le determinazioni dello zinco sono state eseguite mediante spettrofotometria di assorbimento atomico sulle soluzioni derivanti dall'attacco dei campioni con acido nitrico, essendo tale metodo risultato adeguato alle esigenze di una tale ricerca e già in uso presso altri laboratori (Dall'Aglio, Gragnani, Visibelli, 1968; Ward, Nakagawa, Harms, VanSickle, 1969).

Nella preparazione per l'analisi i campioni sono stati trattati come di seguito specificato.

Tutto il materiale raccolto è stato lasciato essiccare all'aria, a temperatura ambiente, in laboratorio. I campioni costituiti da terriccio, dopo eventuale frantumazione, sono stati passati al setaccio con maglie da 125 μ . Della frazione inferiore, previa omogeneizzazione ed inquartamento, sono stati prelevati circa 5 g successivamente macinati in mortaio d'agata. Anche dai campioni costituiti da detrito grossolano, dopo la frantumazione ed una prima macinazione del materiale, previa omogeneizzazione ed inquartamento, sono stati prelevati circa 5 g per la macinazione finale in mortaio d'agata fino a dimensioni inferiori a 150 mesh.

Su 0,5 g circa del materiale così macinato è stato quindi effettuato l'attacco dei campioni mediante 5 ml di HNO_3 dil. 1:1, riscaldando per 1 ora a 100° C su bagno a sabbia. Dopo l'aggiunta di 5 ml di H_2O distillata e raffreddamento l'eventuale residuo insolubile è stato separato e successivamente lavato con acqua distillata mediante centrifugazione. La soluzione è stata infine portata a 20 ml per l'analisi.

Le determinazioni dello zinco sono state eseguite mediante un apparecchio Perkin-Elmer Mod. 303, con bruciatore di tipo normale, fiamma ad aria-acetilene, lampada a catodo cavo del tipo Intensitron, usando la riga di risonanza a 2138 Å, nelle condizioni di lavoro consigliate dal manuale

d'uso della Perkin-Elmer. In queste condizioni la sensibilità è risultata di circa 0,04 mg/l di Zn per 1 % di assorbimento, la riproducibilità non peggiore del 7 %.

Sulla base di quanto suggerito da Hawkes e Webb (1962) e dall'analisi dei dati disponibili, come valori più significativi per il fondo e rispettivamente la soglia dello Zn, si sono presi i seguenti valori:

Val d'Aupa	fondo: 28,5 ppm
	soglia: 72,5 ppm
Val Pesarina	fondo: 31,5 ppm
	soglia: 58,5 ppm

I risultati analitici sono rappresentati graficamente in fig. 3a e 3b, dove si può osservare che i valori anomali più interessanti in genere non si presentano isolati ma accompagnati da anomalie minori contigue, individuando favorevolmente delle aree.

Da questa indagine preliminare risulta che sia la Val d'Aupa che la Val Pesarina presentano zone di interesse per un'ulteriore ricerca.

Sono in corso di completamento anche le analisi del Pb: i primi risultati dimostrano che per lo più i valori maggiori del Pb (in genere inferiori a quelli dello Zn) si presentano in corrispondenza delle anomalie per lo Zn, confermandole indirettamente.

Conclusioni

La sistematica ricerca di campagna sul fianco sinistro della Val d'Aupa e della Val Pesarina non ha consentito di rintracciare, almeno finora, alcuna manifestazione metallifera superficiale di vero interesse; ha però permesso l'individuazione di vari, anche se limitati, indizi di mineralizzazione mai segnalati in precedenza. Un importante ritrovamento a galena è stato fatto sul fianco destro della Val d'Aupa.

La ricerca geochimica condotta rappresenta la prima prospezione sistematica dello zinco, ad intervalli di 100 m, nelle scogliere dolomitiche delle due valli. Essa ha confermato le osservazioni sul terreno e ha individuato nuove zone indiziate. Queste, sulla base delle anomalie geochimiche sono le seguenti.

Val d'Aupa: a NE del gruppo di Cima Valeri (278 ppm Zn) in corrispondenza di una zona alquanto fagliata e caratterizzata da abbondante dolomite spatica.

Val Pesarina: pareti sud-orientali della Crete Brusade (5384 ppm Zn); pareti settentrionali delle Crete di Mimosias (148 ppm Zn); pareti nord-occidentali del Cret dal Laris (2104 ppm Zn).

Tutte le zone presentanti anomalie saranno oggetto di ulteriori indagini più dettagliate.

Bibliografia

Colbertaldo, D. di 1955, Le manifestazioni a fluorite, blenda e galena della Val d'Aupa nelle Alpi Carniche. Atti I^o Conv. Friul. Sc. Nat., p. 92-128, Udine.

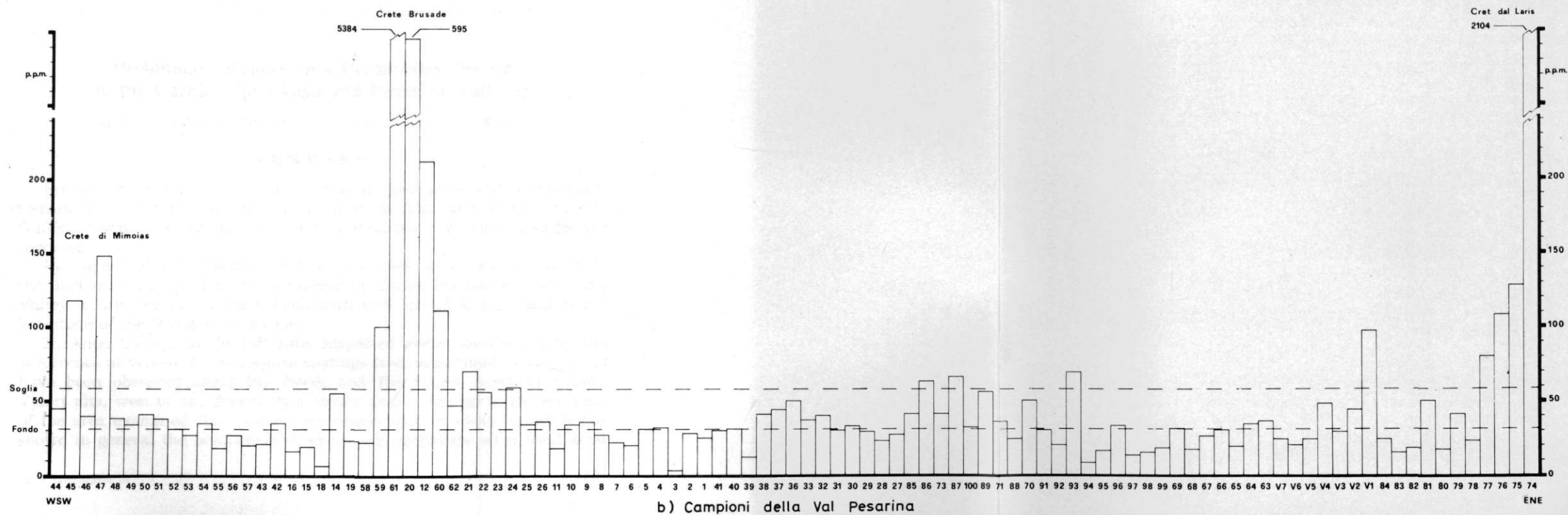
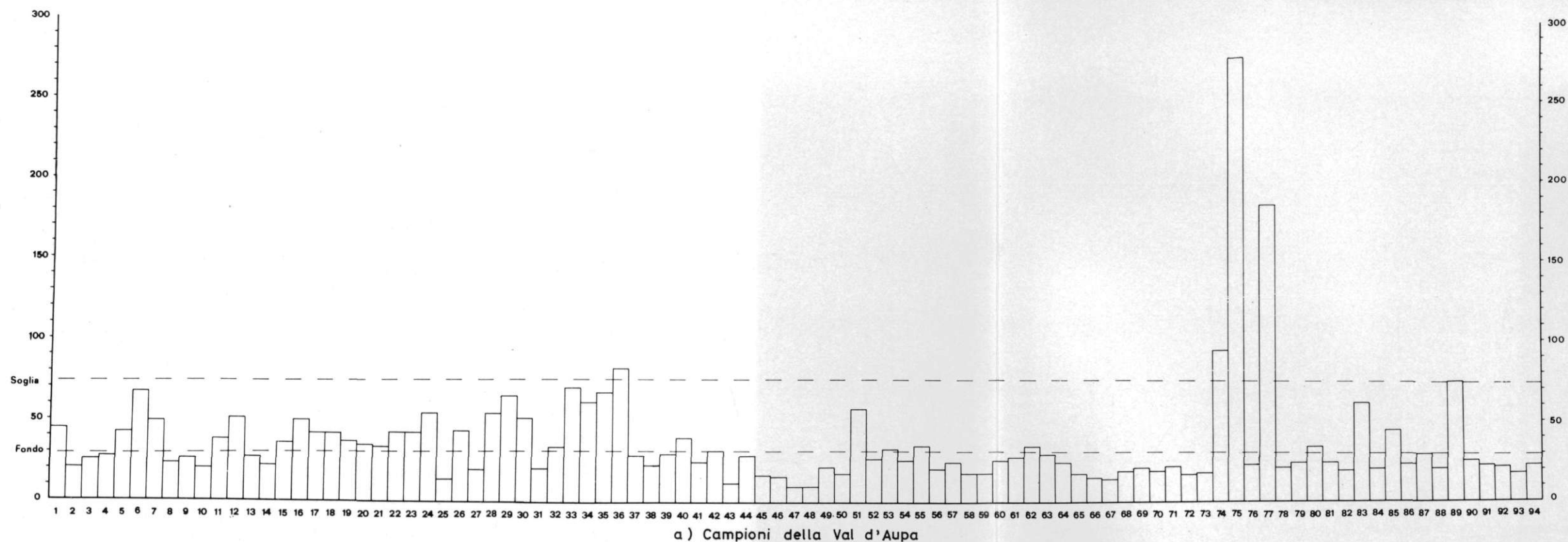


Fig. 3. Valori dello Zn in ppm dei campioni della Val d'Aupa e Val Pesarina

Dall'Aglio, M., Gragnani, L. e Visibelli, D. 1968, Determinazioni di piombo, rame e zinco nei campioni di alluvioni e di rocce. Confronto tra spettrografia ottica di emissione e spettrofotometria di assorbimento atomico. *Rend. Soc. It. Min. e Petr.*, v. 24, 2, p. 189—216.

Elmi, C. e Monesi, A. 1967, Ricerche geologiche nella tav. Prato Carnico. *Giorn. Geol.* (2), v. 34—1966.

Gortani, M. 1925, Ricerche geologiche nelle Alpi Carniche (estate 1925). *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 44, p. 213—222.

Gortani, M. e Desio, A. 1927, Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio 14, Pontebba. *Uff. Idrogr. Magistr. Acque, Venezia*.

Gortani, M., De Toni, A. e Zenari, S. 1933, Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio 13, Ampezzo. *Uff. Idrogr. Magistr. Acque, Venezia*.

Hawkes, H. E. and Webb, J. S. 1962, *Geochemistry in Mineral Exploration*. Harper & Row, New York and Evanston.

Lagny, Ph. 1965, La position stratigraphique des minéralisations à fluorine, blende, galène dans le Ladinien du haut Val d'Aupa (Alpes Carniques orientales. Italie). *C. R. Somm. S. G. F.*, v. 3.

Selli, R. 1963, Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. *Giorn. Geol.* (2), v. 30, 1962, p. 1—121.

Taramelli, T. 1968, Osservazioni stratigrafiche sulle valli dell'Aupa e del Fella. *Ann. sc. R. Ist. Tecn.* 2, p. 43—68. Udine.

Vinassa de Regny, P. 1911, Rilevamento nelle tavolette di Paluzza e Prato Carnico (Alpi Venete). *Boll. R. Com. Geol. It.*, v. 42, p. 213—232.

Vinassa de Regny, P. 1912, Studi nelle Alpi Venete, Foglio 13 (tav. Prato Carnico). *Boll. R. Com. Geol. It.*, v. 43, p. 85—87.

Vinassa de Regny, P. 1912, Rilevamento dell'Avanza e della Val Pesarina. *Boll. R. Com. Geol. It.*, v. 43, p. 364—370.

Vink, B. W. 1968, Gravity tectonics in eastern Cadore and western Carnia. *Geol. Ultraiect.*, n° 15.

Ward, F. N., Nakagawa, H. M., Harms, T. F. and Van Sickle, G. H. 1969, *Atomic-Absorption Methods of Analysis Useful in Geochemical Exploration*. *Geol. Survey Bull.* 1289, U. S. G. printing office, Washington.

Preliminary Report on a Prospecting for Zn in the Carnic Alps (Aupa and Pesarina Valleys)

G. B. Carulli, Gb. Feruglio, G. Longo Salvador, D. Stolfi

SUMMARY

Preliminary results of systematic mining, geological and geochemical researches undertaken in the Italian Eastern Alps and started on the Schlern dolomite along the left sides of Pesarina and Aupa Valleys are reported.

In Aupa Valley the Schlern dolomite overlies limestone and marl of the Buchenstein formation and is covered by Carnic limestone; in Pesarina Valley it is in contact at the bottom with well stratified marl and marly limestone of the Wengen formation.

In Aupa Valley, on the left side, suspected areas pointed out by the occurrence of yellowish and reddish coatings from weathered iron minerals have been observed along Rio Broili and Rio Colan, north of Casera Valeri alta, west of the Forchiadice Mount and in the north-eastern part of the area examined. The microscopic observation of these materials has shown in general the occurrence of pyrite and marcasite often weathered

to limonite and goethite, and besides these some sphalerite grains on the western side of the Forchiadice Mount.

New very interesting galena occurrences have been found on the right side of Aupa Valley.

In Pesarina Valley, on the Crete Brusade Mount, has been noted a suspected area showing reddish-brown coatings consisting mainly of limonite and goethite with some traces of hydrozincite. At Rio Pradibosco, Rio Bianco, Rio Tesis, Rio Siera and on the north-western side of Cret dal Laris Mount, some minor amounts of weathering products have also been identified.

Processes of secondary dolomitization in association with the above mentioned weathering products, occurring especially in faulted areas, have been noticed in either valley.

Sampling for geochemical prospecting purposes has been carried out mainly along the base of the Schlern dolomite, systematically about every 100 m. Some 200 samples were analyzed for Zn by atomic absorption spectrophotometry.

The results of the preliminary geochemical prospecting can be summarized as follows:

— in Aupa Valley the greatest geochemical anomaly for Zn (278 ppm) occurs on the north-eastern side of Cima Valeri.

— in Pesarina Valley the highest geochemical anomaly for Zn (5384 ppm) has been found on the Crete Brusade Mount. Other interesting anomalies are present along the Schlern dolomite on the northern side of the Crete di Mimoiias Mount and along the Anisian dolomite on the north-western slopes of the Cret dal Laris Mount.

All these areas, indicated as possibly mineralized, will be investigated further on.

DISCUSSION

Dessau: Ritengo che per i campioni della Val d'Aupa sarebbe stato interessante determinare anche il fluoro.

Stolfa: Certamente, ma dato il carattere preliminare di questo lavoro abbiamo ritenuto opportuno non farlo in questa fase della ricerca. Prevediamo tuttavia di farlo in futuro.

Perna: 1. I campioni sono stati prelevati nelle alluvioni o in roccia?

2. La campionatura è stata fatta in corrispondenza dei contatti stratigrafici?

3. Perché non si è estesa la ricerca anche nei sedimenti permiani che è ben noto, costituiscono uno dei possibili orizzonti mineralizzati?

Carulli: 1. Il prelevamento dei campioni è stato fatto in corrispondenza del materiale detritico, 20—30 cm circa al di sotto della superficie e consisteva, nella stragrande maggioranza, di detrito di falda avente granulometria attorno a qualche centimetro.

2. La campionatura, per la maggior parte, è stata fatta effettivamente in corrispondenza del contatto stratigrafico, tranne che nella parte più orientale della zona, nella dolomia anisica, dove la ripidissima morfologia ha impedito di applicare sempre questo criterio.

3. E' nostra intenzione, nelle fasi successive della ricerca, estendere lo studio e la campionatura anche alle basse pendici della valle, specie in corrispondenza della Formazione a Bellerophon.

Dessau: Il Permiano è molto diffuso nella zona?

Carulli: Sì, abbastanza. E' rappresentato dalle classiche arenarie di Val Gardena e dai vari litotipi (gessi, dolomie cariate, calcari neri) della Formazione a Bellerophon.

Valera: Nella preparazione dei campioni per l'analisi con l'A. A. S., mediante semplice attacco nitrico, non pensate di poter perdere una frazione di solfuri eventualmente legata a quarzo?

Stolfa: Premesso che il metodo è in uso presso i servizi geologici di diversi paesi e che è stato oggetto di una pubblicazione da parte del U. S. Geological Survey nel 1969, e del C. N. E. N. in Italia nel 1968 (che mi sembra lo usi tuttora), da esperienze nostre ed altrui si è visto che, per rocce essenzialmente carbonatiche, la differenza tra i valori ottenuti con questo tipo di attacco e quello «completo» è minima e trascurabile. Naturalmente la differenza può diventare più importante se si tratta di rocce non carbonatiche, ma ancora, in definitiva, nella gran parte dei casi il metodo è ritenuto valido a scopo di prospezione. Ovviamente il caso della prospezione è ben diverso da quello di uno studio sull'abbondanza e la distribuzione degli elementi cercati. Nel nostro caso si tratta di rocce carbonatiche per cui, a maggior ragione, abbiamo ritenuto di poter applicare il semplice attacco nitrico.

Valera: Ma se la mineralizzazione è legata ad una piccola venula o a clasti di quarzo, pur essendo la matrice tutta carbonatica, nell'analisi si perderebbe tutto il minerale legato al quarzo.

Stolfa: Come già precisato, di quarzo nel nostro caso ce n'era pochissimo o punto. Questo è risultato sia dall'osservazione microscopica preliminare dei campioni che dallo studio dell'eventuale residuo insolubile. Comunque gran parte di questo inconveniente si elimina o si riduce di molto con una opportuna macinazione. Si tratta eventualmente di aumentare i tempi di macinazione su base sperimentale.

Für die Erzbergforschung, insbesondere im Bereich der mesozänen Kalksteine, sind in letzter Zeit in Zusammenhang mit Prospektionsarbeiten die Erzbergprobleme studiert worden. Hier ist vor allem das Beispiel Riebing sehr aufschlussreich, weil es sich gezeigt hat, daß — abhängig von einer bis vor wenigen Jahren nicht bekannten Ruff-Entwicklung des oberen Löss — großräumige Vererzungen auftreten, die im Gegensatz zu den an die geschichtete Ruffwasserflut gebundenen klassischen Riebinger Erzkörpern modernen bergwirtschaftlichen Modellvorstellungen weitgehend entsprechen. Da der Erzinhalt des mineralisierten Riffes etwa dem von Riebing Erzkörpern des «alten Typus» entspricht, geht daraus die große Bedeutung dieser faunisten und paläogeographischen Arbeiten für die weitere Zukunft des Bergbaus hervor.

Die Konsequenz aus dieser Erkenntnis ist, daß wir gegenwärtig bündige Anstrengung in der Bildung unternehmen die Riffbereiche geochemisch zu untersuchen. Diese geochemische Charakterisierung kann möglich an

Prospektierungs- und Erschließungsmethoden im österreichischen Blei-Zink- und Antimonitbergbau

Ludwig Kostelka

Prospektierung bedeutet Minderung des Risikos des rasch ansteigenden Kapitalbedarfes im Zuge der Entstehung eines Bergbaues. Je weitgehender und einengender die Vorstudien sind, desto günstiger gestaltet sich die Gegenläufigkeit von Risiko und Aufwendungen, besonders in einem Land, dessen Territorium zu nahezu 75 % mit den geologisch kompliziert gebauten Ostalpen identisch ist.

In Österreich werden gegenwärtig Bemühungen unternommen, die auf eine gewisse Koordinierung der Prospektierung abzielen. Die bergbaugeologischen Möglichkeiten ergeben sich aus der Gegenüberstellung der einzelnen geologischen Zonen und sind in der sogenannten Grauwackenzone relativ optimal. Dabei wird nicht übersehen, daß die gewählte Zoneneinteilung zum Teil gewaltsam ist und daß man geteilter Meinung darüber sein kann, welcher Bergbau in seiner Bedeutung über den lokalen Bereich hinausgeht.

Die weiteren Bemühungen werden sich daher — neben den bekannten Ausnahmen (Pb/Zn in der Trias) — vor allem auf diese Zone und andere paläozoische Einheiten konzentrieren müssen.

1. Blei-Zinkerzprospektierung

Für die Blei-Zinkerzprospektion, insbesondere im Bereich der mesozoischen Kalkalpen, sind in letzter Zeit in Zusammenhang mit Prospektierungsarbeiten die Faziesprobleme studiert worden. Hier ist vor allem das Beispiel Bleiberg sehr aufschlußreich, weil es sich gezeigt hat, daß — abhängig von einer bis vor wenigen Jahren nicht bekannten Riff-Entwicklung des oberen Ladin — großräumige Vererzungen auftreten, die im Gegensatz zu den an die geschichtete Ruhigwasserfazies gebundenen klassischen Bleiberger Erzkörpern modernen bergwirtschaftlichen Modellvorstellungen weitgehend entgegenkommen. Da der Erzinhalt des mineralisierten Riffes etwa dem von hundert Erzkörpern des »alten Typus« entspricht, geht daraus die große Bedeutung dieser faziellen und paläogeografischen Arbeiten für die weitere Zukunft des Bergbaues hervor.

Die Konsequenz aus dieser Erkenntnis ist, daß wir gegenwärtig heftige Anstrengung in der Richtung unternehmen die Riffbereiche geochemisch zu kennzeichnen. Diese geochemische Charakterisierung, wenn möglich an

Hand weniger und leicht zu bestimmender Elemente, soll es ermöglichen, auch im Bohrschmandt die Riffazies von der normalen Bleiberger Ruhigwasserfazies zu unterscheiden.

Es ist daher beabsichtigt, in jenen Bereichen, von denen wir annehmen, daß dort jene Voraussetzungen bestanden haben, die für ein Riffwachstum notwendig sind, von Untertage aus Fächer von Bohrungen anzusetzen, um die Grenzen des vermuteten Riffgebietes zu erfassen. Da Riffe keine punktförmigen Erscheinungen sind, besteht die Hoffnung, daß wir durch die zum Teil vorliegenden, zum Teil zu erarbeitenden Kenntnisse in der Lage sein werden, die vorgegebenen Chancen wirtschaftlich zu erkunden.

Im Grundsatz handelt es sich dabei um die Erweiterung der seit Jahrzehnten geübten Suchmethode von Bleiberg, die sich bis jetzt auf bestimmte Schichtflächen im oberen Wettersteinkalk konzentriert hat und — mit entsprechend geänderten Methoden — nunmehr auf Riffstrukturen angewendet wird.

Da der Bereich, in dem wir weitere Riffstrukturen erwarten, zum großen Teil von Hauptdolomit bedeckt ist, wird es sich bei dieser Suchtätigkeit im wesentlichen um untertägige Gesteinsarbeiten handeln, da die Überlagerung von 400—600 m für Obertagbohrungen sehr ungünstige Voraussetzungen bietet (Abb. 1).

Eine andere Anwendung der geochemischen Prospektierung im Blei-Zinkerzbergbau von Bleiberg besteht in der detaillierten Untersuchung der neuen für die Erzführung besonders bevorzugten Schichtflächen des obersten Wettersteinkalkes.

Es hat sich nämlich herausgestellt, daß bei einer entsprechend gründlichen Untersuchung dieser charakteristischen Schichtflächen möglichst weitab einer Erzführung jene Flächen höhere Werte — insbesondere von Zink — aufweisen, an denen in diesem Gebiet besonders häufig wirtschaftlich interessante Metallericherungen gebunden sind. (Wie aus dem Referat von Prof. Dr. Schroll bei diesem Symposium zu entnehmen war, weist das Sediment gegen den ersten Carditaschiefer deutlich zunehmende Mg- und Sr-Werte auf).

Durch die an sich bekannte Beobachtung der Zn-Halte konnte erhärtet werden, daß im Rudolfschacht-Revier in Bleiberg die Schichtflächen in einer Entfernung von 40—50 m unter dem ersten Carditaschiefer besonders häufig Vererzungen aufweisen.

Im Gegensatz dazu sind es im westlicher gelegenen Revier Antonischacht vor allem die schiefernahen Schichtflächen, die 10—30 m unter dem Carditaschiefer liegen, an die bauwürdige Anreicherungen am häufigsten gebunden sind (Abb. 2).

Aber nicht nur im Bleiberger Revier, sondern auch im Gebiet von Rubland, konnten wir ähnliche Beobachtungen machen. Das gleiche gilt auch für die zum Teil gut ausgeprägten Schichtflächen im Bergbau Lafatsch in Nordtirol. Dieser derzeit stillliegende Bergbau führt gleichfalls im hangenden Wettersteinkalk zinkreiche Vererzungen, die zum Teil schichtgebunden sind. Auch dort war es möglich, in einem Querschlag, in dem selbst keine Vererzung aufgetreten ist, die erzhöfzigsten Schichtflächen durch genaue Probenahme des gesamten Systems auszuscheiden.

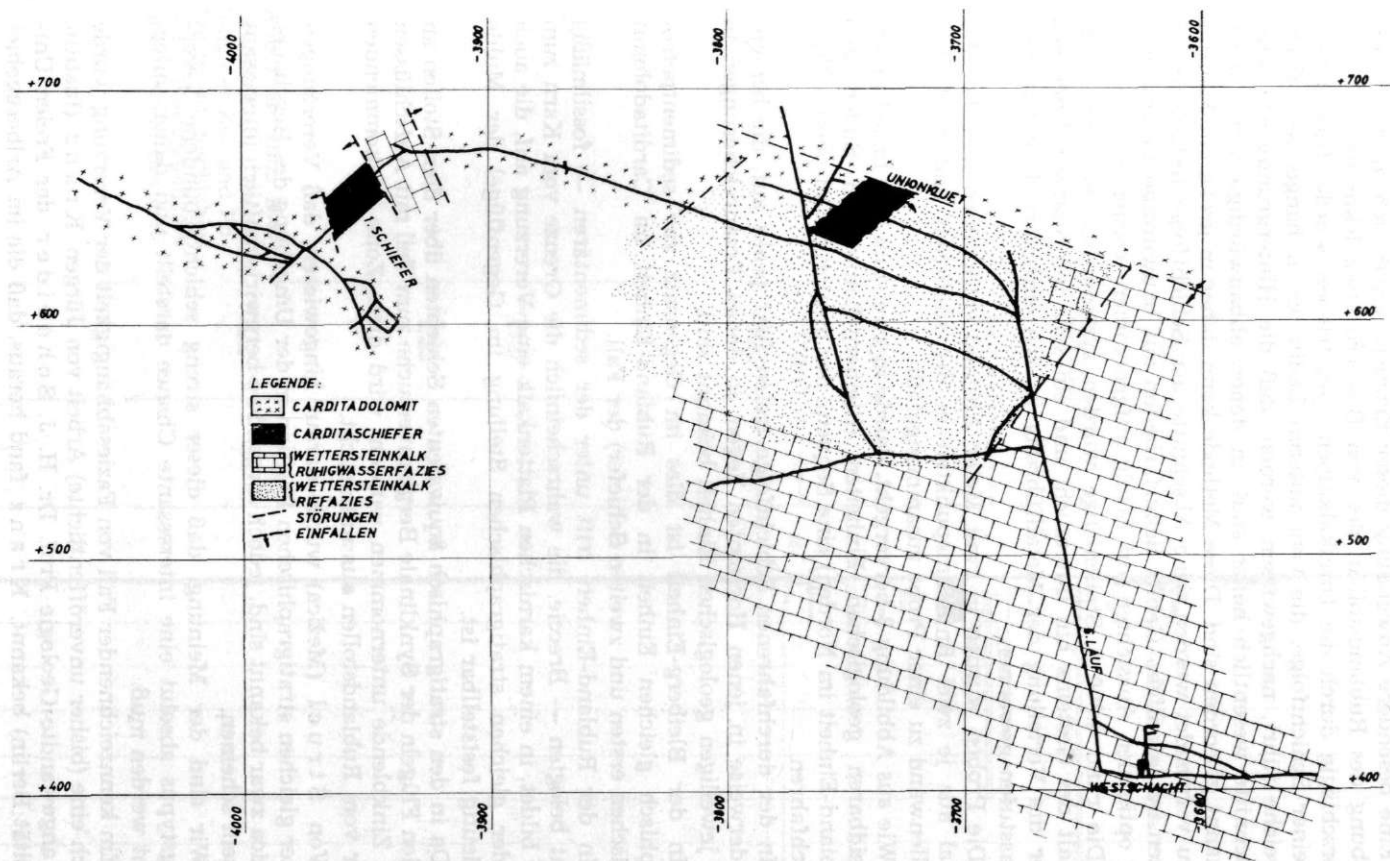


Abb. 1. Bergbau Bleiberg/Kreuth, Grube Max, 6. Westschachtlauf. Abgrenzung der Faziesbereiche

Eine besondere Anwendung dieser Erzsuche ergab sich durch die Be-
probung des Rublandstollen, der von Bleiberg etwa 5 km nach Norden
querschlägig durch die Draukalkalpen vorgetrieben wurde. Hier konnte
in einer Schichtfolge, die vom unteren Ladin bis in hangende norische
Bereiche führt, nachgewiesen werden, daß die Hintergrundwerte jener
Abschnitte wesentlich höher sind, in denen abbauwürdige Vererzungen
bekannt geworden sind. Diese Methode kann daher in größerem Maßstab
dazu verwendet werden, jene Abschnitte der Schichtfolge festzulegen, in
denen im jeweiligen Gebiet Schurfarbeiten auf bauwürdige Vererzungen
mit optimalen Aussichten auf Erfolg aufgenommen werden können.

Die rund 4 800 m Stollenlänge wurden systematisch auf den Zink-
gehalt des Gesteins hin untersucht und ein sehr informativer Überblick
über die Verteilung der Metallführung in den einzelnen durchfahrenen
Triasstufen gewonnen.

Die Proben wurden in zwei Meter Abstand entnommen und das Ma-
terial aus je zwei Entnahmepunkten in der südlichen und nördlichen
Stollenwand zu einer Probe zusammengefaßt.

Wie aus Abbildung 3 hervorgeht, wurde in zwei zum Teil faziell unter-
scheidbaren geologischen Einheiten (Bleiberg-Einheit im Süden und
Rubland-Einheit im Norden) eine Sequenz der mittleren und oberen Trias
durchfahren.

In der durchfahrenen Schichtfolge treten fünf peaks auf, die berech-
nenderweise in jenen Horizonten liegen, in denen Erzanreicherungen in
der jeweiligen geologischen Einheit bekannt sind.

In der Bleiberg-Einheit ist dies im Gegensatz zur sedimentpetro-
graphisch gleichen Einheit in der Rubland-Einheit im Carditadolomit
(zwischen ersten und zweiten Schiefer) der Fall.

In der Rubland-Einheit tritt unter der sedimentären — fossilmäßig
nicht belegten — Breccie, die wahrscheinlich die Grenze vom Karn zum
Nor bildet, in einem karnischen Plattenkalk eine Vererzung auf, die auch
in der gleichen stratigraphischen Stellung im Gegenflügel der Mulde
eindeutig feststellbar ist.

Da in den stratigraphisch äquivalenten Schichten über dem Stollen an
beiden Flügeln der Synklinale Bergbauversuche zum Teil mit Aufschlüssen
von Zinkblende unternommen wurden, wird diese Zone im kommenden
Jahr vom Rublandstollen aus untersucht.

Von Štručl (Mežica) wurde darauf hingewiesen, daß Vererzungen
in der gleichen stratigraphischen Position in der Umgebung des Bergbaues
Mežica zwar bekannt sind, jedoch nirgendwo bergwirtschaftlich interessant
zu sein scheinen.

Wir sind der Meinung, daß dieser streng schichtgebundene Verer-
zungstypus absolut eine interessante Chance darstellt und daher unter-
sucht werden muß.

Ein kennzeichnender Fall von Faziesabhängigkeit der Vererzung wurde
durch eine (bisher unveröffentlichte) Arbeit von Jürgen Kranz (Institut
für angewandte Geologie Prof. Dr. H. J. Schneider der Freien Uni-
versität Berlin) bekannt. Kranz fand heraus, daß die im Arlberggebiet

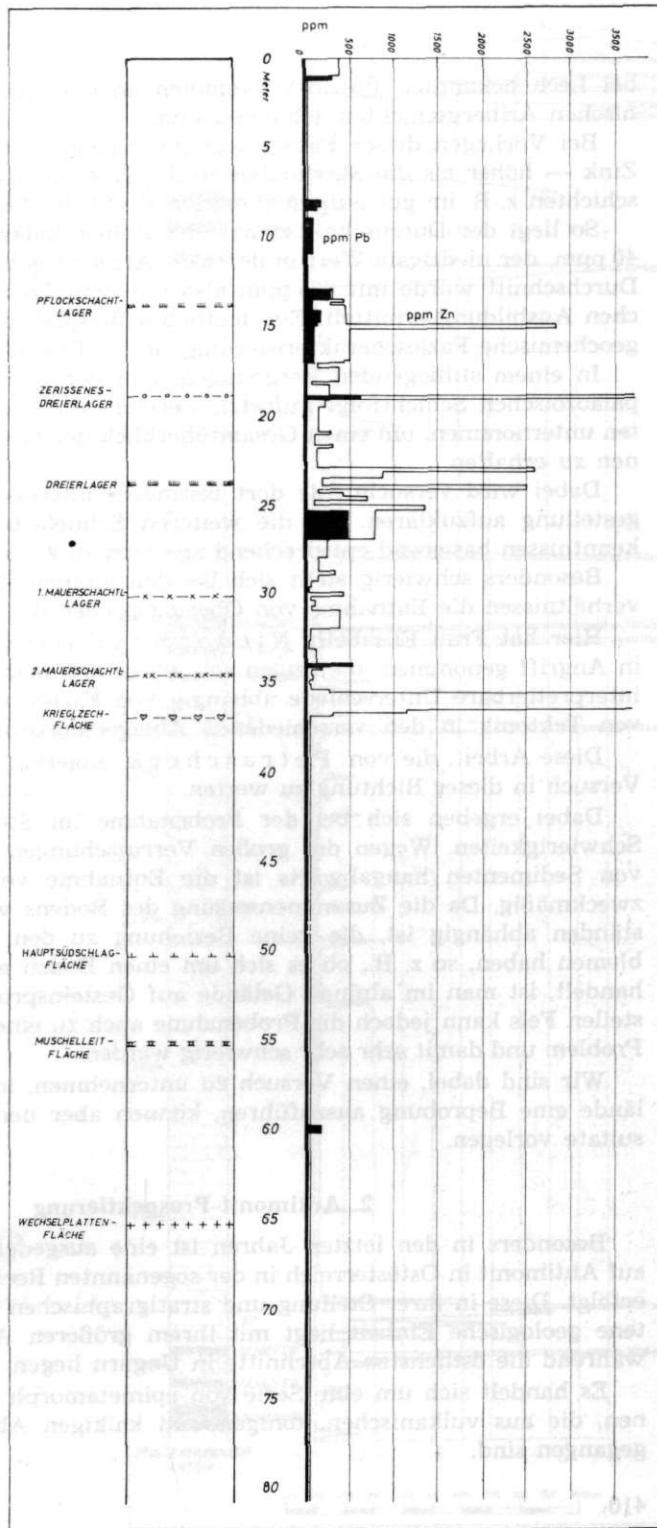


Abb. 2. Bergbau Bleiberg/Kreuth. Verteilung der Zn- und Pb-Werte im geschichteten Wettersteinkalk des Antoni-Revieres.

bei Lech bekannten Pb-Zn-Vorkommen an eine Algenrifffazies der ladinischen Arlbergsschichten gebunden sind.

Bei Vorliegen dieser Fazies liegt der background — im Hinblick auf Zink — höher als die Maximalwerte der Normalausbildung der Arlbergsschichten z. B. im gut aufgeschlossenen Profil des Flexenpasses.

So liegt der Durchschnittsgehalt der Arlbergkalke im Flexenprofil bei 40 ppm, der niedrigste Wert in den fünf Algenriffgebieten bei 69 ppm, der Durchschnitt wurde mit 685 ppm also mit dem 17-fachen Wert der üblichen Ausbildung ermittelt. Ein deutliches Beispiel, welche Bedeutung die geochemische Faziescharakterisierung für die Prospektierung hat.

In einem stillliegenden Bergbaug Gebiet in der Steiermark, das in einer paläozoischen Schichtfolge aufsetzt, werden derzeit eingehende Vorarbeiten unternommen, um einen Gesamtüberblick der bestehenden Informationen zu erhalten.

Dabei wird versucht, die dort besonders interessante genetische Fragestellung aufzuklären, um die weiteren Schurfarbeiten auf diesen Erkenntnissen basierend entsprechend ansetzen zu können.

Besonders schwierig stellt sich bei den alpinen Gelände- und Bodenverhältnissen die Entnahme von Obertagsproben dar.

Hier hat Frau Elisabeth Niedermayr eine grundsätzliche Arbeit in Angriff genommen, die zeigen soll, ob in den gesamten Draukalkalpen interpretierbare Unterschiede abhängig von Fazies, von Ost-Weststellung von Tektonik in den verschiedenen Ablagerungsstufen vorhanden sind.

Diese Arbeit, die von Petrascheck angeregt wurde, ist als erster Versuch in dieser Richtung zu werten.

Dabei ergeben sich bei der Probenahme im Steilgelände besondere Schwierigkeiten. Wegen der großen Verrutschungen und dem Transport von Sedimenten hangabwärts ist die Entnahme von Bodenproben unzweckmäßig. Da die Zusammensetzung des Bodens weitgehend von Umständen abhängig ist, die keine Beziehung zu den Prospektierungsproblemen haben, so z. B., ob es sich um einen Boden aus Moränenmaterial handelt, ist man im alpinen Gelände auf Gesteinsproben angewiesen. Im steilen Fels kann jedoch die Probenahme auch zu einem bergsteigerischen Problem und damit sehr sehr schwierig werden.

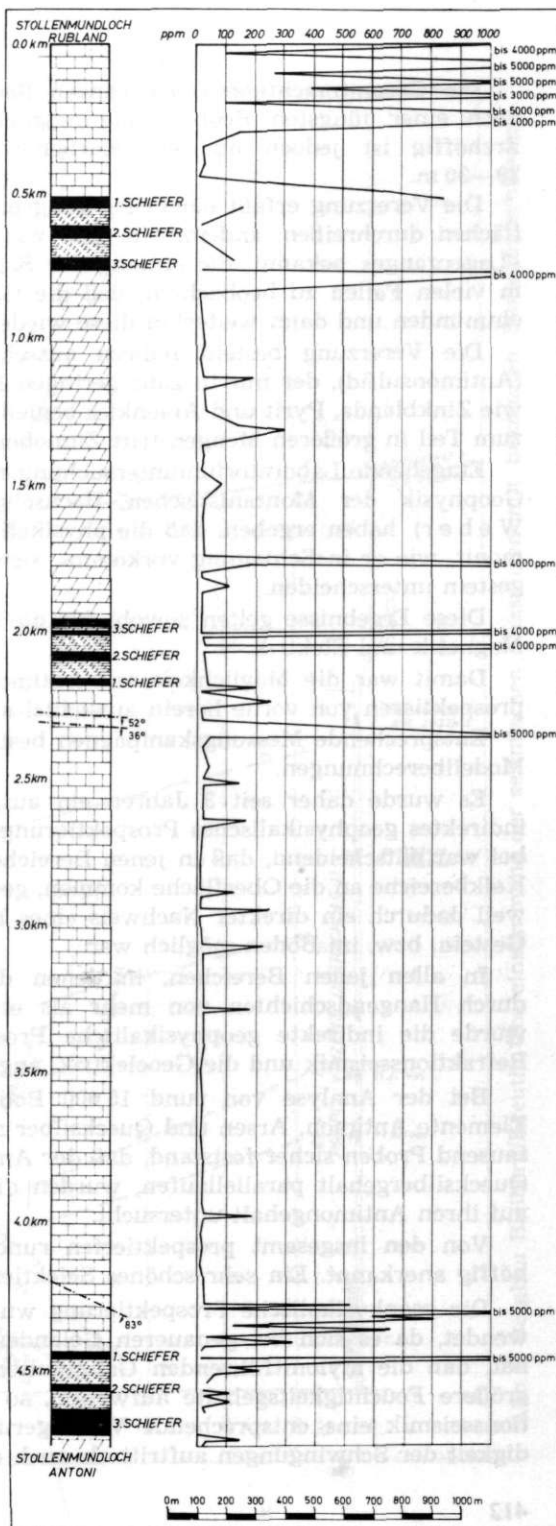
Wir sind dabei, einen Versuch zu unternehmen, in einem solchen Gelände eine Beprobung auszuführen, können aber derzeit noch keine Resultate vorlegen.

2. Antimonit-Prospektierung

Besonders in den letzten Jahren ist eine ausgedehnte Prospektierung auf Antimonit in Ostösterreich in der sogenannten Rechnitzer-Schieferinsel erfolgt. Diese in ihrer Stellung und stratigraphischen Zuordnung umstrittene geologische Einheit liegt mit ihrem größeren Anteil in Österreich, während die östlichsten Abschnitte in Ungarn liegen.

Es handelt sich um eine Serie von epimetamorph veränderten Gesteinen, die aus vulkanischen, tonigen und kalkigen Ablagerungen hervorgegangen sind.

Abb. 3. Bergbau Bleiberg/
 Kreuth. Geologische Über-
 sichtskarte des Durchschlag-
 stollen Rubland-Antoni mit
 Zn-Verteilung



Die Gesamtmächtigkeit der ganzen Serie beträgt mindestens 600 m, nach einer jüngsten Beobachtung möglicherweise sogar rund 2 000 m. Erzhöflich ist jedoch nur ein Karbonathorizont bzw. dessen oberste 20—30 m.

Die Vererzung erfaßt einerseits Gangspalten, die deutlich die Schichtflächen durchreißen, andererseits sind von diesen ausgehend sogenannte »Lagergänge« bekannt, die entlang der Schichtung liegen. Außerdem ist in vielen Fällen zu beobachten, daß die Gangspalten in die Schieferung einmünden und dann weiterhin diese wieder durchreißen.

Die Vererzung besteht nahezu ausschließlich aus Grauspiessglanz (Antimonsulfid), der nur in ganz geringen Mengen von anderen Sulfiden, wie Zinkblende, Pyrit und Arsenkies begleitet wird. Sehr selten dann aber zum Teil in größeren Mengen tritt Zinnober auf.

Eingehende Laboratoriumuntersuchungen vom Institut für angewandte Geophysik der Montanistischen Hochschule Leoben (Prof. Dr. Franz Weber) haben ergeben, daß die physikalischen Eigenschaften des Antimonit, wie er in Schläining vorkommt, sich in keiner Weise vom Nebengestein unterscheiden.

Diese Ergebnisse gelten sowohl für die Gravimetrie, als auch für die Magnetik und Elektrik.

Damit war die Möglichkeit auf Antimonit direkt geophysikalisch zu prospektieren von vorne herein aussichtslos.

Entsprechende Messungskampagnen bestätigten die Laborbefunde und Modellberechnungen.

Es wurde daher seit 3 Jahren ein ausgedehntes geochemisches und indirektes geophysikalisches Prospektierungsprogramm durchgeführt. Dabei war entscheidend, daß in jenen Bereichen, in denen die erzführenden Kalkbereiche an die Oberfläche kommen, geochemisch prospektiert wurde, weil dadurch ein direkter Nachweis eines höheren Antimonitgehaltes im Gestein, bzw. im Boden möglich war.

In allen jenen Bereichen, in denen der erzführende Kalkhorizont durch Hangendschichten von mehr als etwa 20—30 m überdeckt war, wurde die indirekte geophysikalische Prospektierung, insbesondere die Refraktionsseismik und die Geoelektrik, angewendet.

Bei der Analyse von rund 15 000 Bodenproben wurden zuerst die Elemente Antimon, Arsen und Quecksilber analysiert. Als es nach einigen tausend Proben sicher feststand, daß der Antimonitgehalt, der Arsen- und Quecksilbergehalt parallellaufen, wurden die weiteren Proben nur mehr auf ihren Antimongehalt untersucht.

Von den insgesamt prospektierten rund 12 km² wurden 0,2 km² als höflich anerkannt. Ein sehr schönes Selektierungsergebnis.

Die geophysikalische Prospektierung wurde in indirekter Form angewendet, da es sich bei genaueren Geländeuntersuchungen herausgestellt hat, daß die mylonitführenden Gangspalten und Lagergänge wesentlich größere Feuchtigkeitsgehalte aufweisen, so daß sowohl bei der Refraktionsseismik eine entsprechende Verringerung der Durchgangsgeschwindigkeit der Schwingungen auftritt als auch eine wesentliche Erniedrigung

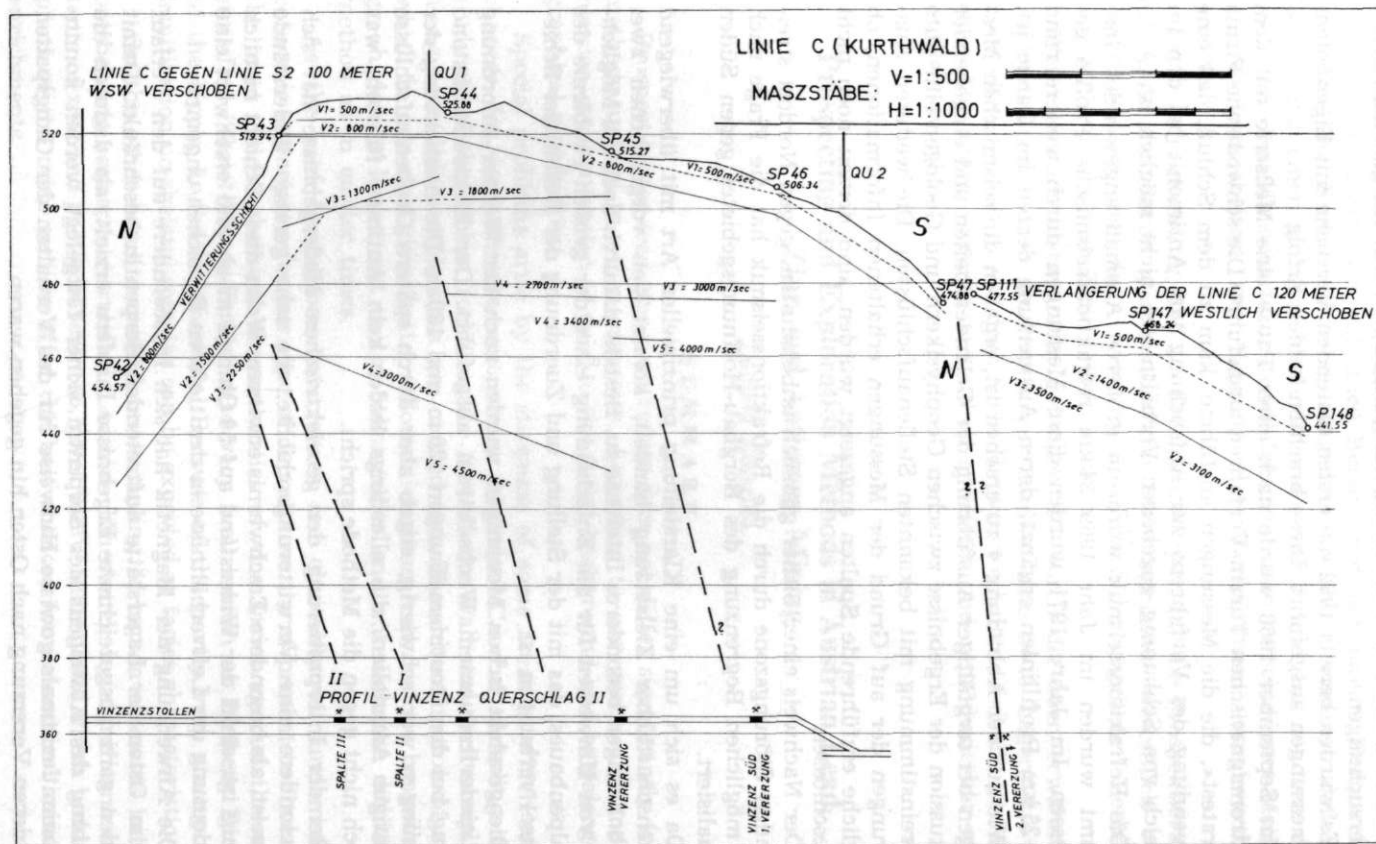


Abb. 4. Bergbau Bleiberg/Kreuth. Übereinstimmung der seismischen Messungen mit bekannten Stollenaufschlüssen

des Widerstandes, bzw. Erhöhung der Leitfähigkeit für die geoelektrischen Untersuchungen.

Es wurden bereits 1962 die ersten tastenden Versuche mit Eigenpotentialmessungen ausgeführt. Diese brachten keinen Erfolg.

Im September 1968 wurde nach einer Pause eine Meßserie mit dem elektromagnetischen Turam-Verfahren ausgeführt. Die schwedische Firma »Teratest«, die die Messungen ausführte, kam zu dem Schluß, daß eine Anwendung des Verfahrens zur Aufsuchung von Antimonit bei den im Bereich von Schlaining gegebenen Verhältnissen nicht möglich ist.

Die Refraktionsseismik wurde in größeren Ausmaß angewendet. Insgesamt wurden im Jahr 1969 34 km refraktionsseismische Profile geschossen. Im Jahre 1971 wurden diese Messungen durch weitere rund 20—25 km Profillinien ergänzt, deren Auswertung derzeit im Gange ist.

Wie aus der Abbildung 4 zu ersehen ist, ergaben die seismischen Messungen bei sorgfältiger Ausführung der Geländearbeiten und eingehender Diskussion der Ergebnisse zwischen Geophysikern und Geologen eine gute Übereinstimmung mit bekannten Stollenaufschlüssen. Die weiteren Ausfahrungen der auf Grund der Messungen erhaltenen Informationen, ob mögliche erzführende Spalten angezeigt wurden, sind derzeit noch nicht abgeschlossen.

Der Nachweis einer bisher gänzlich unbekannten, gegen Nordost streichenden Störungszone durch die Refraktionsseismik hat die Frage nach der möglichen Begrenzung des Bergbau-Hoffungsgebietes gegen Süden aktualisiert.

Da es sich um eine Klarstellung prinzipieller Art mit überwiegend wissenschaftlicher Zielsetzung handelt, kommt den vorgesehenen zwei Tiefbohrungen besonderes Interesse zu. Besteht dadurch doch die Möglichkeit von Hinweisen für die Entscheidung eines der großen Probleme des Ostalpenbaues, das mit der Stellung und Zuordnung der Rechnitzer Schieferinsel verbunden ist.

Die geoelektrischen Messungen wurden nach der Wenner-Anordnung mit niederfrequentem Wechselstrom ausgeführt. Der Elektrodenabstand betrug bei den Routinemessungen 120 m und 180 m. Die Auswertung der Messungen war schwierig, ergab aber durch spätere Grubenaufschlüsse bestätigte Anomalien, die allerdings leider kein Antimon führten, was jedoch nicht gegen die Methode spricht.

Bei der Interpretierung der geoelektrischen Meßergebnisse hat sich insbesondere eine Verwitterungsschichte, die sehr geringe Widerstände aufweist, als besondere Erschwernis erwiesen. Wenn diese Schicht nämlich lehmig ist, sinkt der Widerstand auf 50 Ohm je m ab und erschwert eine Ausdeutung der Leitverhältnisse in den tieferen Bereichen ungemein.

Die Anwendung der Magnetik hat sich insbesondere auf den Verlauf der im Osten der Lagerstätte auftretenden Serpentin beschränkt. Damit wurden ganz ausgezeichnete Ergebnisse insofern erzielt, als dadurch die Richtung des Absteigens des Serpentin sicher festgelegt werden konnte und somit erstmals gewisse Hinweise für das Verhalten der Gangspalten und deren Vererzung nach Osten hin gegeben waren.

Die Meß- und Prospektierungsergebnisse auf Antimonit in Schlaining, die im letzten Jahr auch auf einen Bereich nördlich davon (Bergbaubereich Maltern, Niederösterreich) ausgedehnt wurden, ergaben, daß die Anwendung einer einzigen Methode nicht zielführend ist, sondern daß nur in gleichen Hinsicht zu deutende Informationen verschiedener Methoden Gesteinsarbeiten zur Klärung der Verhältnisse verantwortbar machen.

Es ist ganz eindeutig, daß die Erfolgsaussichten für die Prospektierung auf Antimonit durch geophysikalische Meßprogramme wesentlich verbessert werden, auch dann, wenn sie auf Grund der gegebenen Verhältnisse nicht direkt zum Ziele führen können.

Wenn es auch bisher nicht gelungen ist, durch die oben erwähnten geophysikalischen und geochemischen Studien eine neue Lagerstätte zu erschließen, so haben wir doch viele Hinweise erhalten, daß die geologischen Aussichten dadurch wesentlich erweitert und reproduzierbar verdeutlicht wurden.

Prospecting and Exploration Methods in Austrian Lead, Zinc, and Antimony Mining

Ludwig Kostelka

SUMMARY

Prospecting for lead-zinc occurrences does not differ significantly from methods applied in other countries. According to our genetical comprehension great attention is paid to the facial background and to paleogeographical possibilities.

Special problems arise by the steepness of some areas in which some chances for lead-zinc-ore-occurrences do exist. Careful sampling and studying of the broken rocks on the foot of the wall and rock-sampling along accessible sample lines are carried out. The determination of zinc which in our case gives better information than lead is done by polarograph due to lower cost in the laboratories and not with the dithizon-method as in earlier times.

As the reef bound ore occurrences are obviously of fundamental economic importance for our type of deposits we try at present to find out the most simple chemical characteristics of this facies against the well stratified "Quiet-Water-Facies" also very well known as Bleiberg Facies of the Upper Ladinian limestone. Because of the partly very strong dolomitization no skeletal remains can be expected as facies characteristic.

On the other hand, a careful test-sampling of barren crosscuts in the ore-bearing sequence (stratified Ladinian limestone), by significant contents of zinc and partly of lead too, gives useful indications which bedding plans of the mine section offer the best chances for economical mineral enrichments.

Geophysical methods are not yet used for prospecting on lead-zinc, though informative tests with oscillations on very long frequencies have been carried out.

On the contrary, in antimonite prospecting we applied all geophysical methods which offered a chance for success.

DISCUSSION

Zuffardi: A short comment and a very banal question. I underwent a very disappointing experience in prospecting for lead and zinc by geochemical analysis: namely I found sometimes very strong anomalies on the top of small Pb-Zn occurrences, and, vice versa, small anomalies related to big ore bodies. Now I would like to know if, in your case, the beautiful Sb-anomalies you showed us were actually related to ore bodies or not. Thank you.

Kostelka: Well, so far we did not so much geochemical prospecting for Pb and Zn on the surface because of the difficulties in the very steep terrain of the Alps. To interpret the results we tried to start this prospecting now on the basis of facies, that means on this facies of the Wetterstein limestone where we see chances for greater ore bodies, and only on the basis of geochemical rock samples and not loose or soil material. You can't interpret these results if you are prospecting steep slopes. In the case of all Sb-anomalies we found by geochemical (and geophysical) prospecting methods we were not in position to find an economically important ore body. We could verify the informations we received, but the ore bearing in no case allowed further development works because of small extensions and poor percentage of the mineralized areas.

Štruel: Ich glaube, wir müssen sehr vorsichtig sein mit beiden Anomalien oberhalb des III. Schiefers im Rublandstollen. Auch wir haben in den östlichen Karawanken über dem III. Schiefer, also im Bereich zwischen dem III. Schiefer und dem Hauptdolomit, auf vielen Stellen, es sind mindestens 14 oder 15, kleine Vererzungen, die ökonomisch nicht interessant sind. Es sind ganz kleine Vererzungen, aber ich glaube trotzdem, daß diese Anomalien sehr interessant sind schon wegen der regionalen Verbreitung eines Erzhorizontes. Dann die zweite Frage. Können die Anomalien im paläozoischen Untergrund nicht vom paläozoischen Untergrund selbst herkommen? Das nicht, weil sie auch manchmal einen höherem Gehalt aufweisen, sondern weil wir im paläozoischen Untergrund z. B. auch Lagerstätten kleinen Umfanges vorfinden. Auch die Quarzgänge haben manchmal einen höheren Gehalt an Zinkblende und Bleiglanz. Deshalb möchte ich auch hier vorsichtig sein, über eine Zerstreung zu sprechen. Bei den geochemischen Untersuchungen in Mežica haben wir festgestellt, daß eigentlich die Zerstreung von Zink groß ist, dagegen die von Blei sehr gering. Die Wanderung von Blei geht auf einige Meter, vielleicht auf 10 bis 20 Metter und nicht mehr, die von Zink geht aber ziemlich weit.

Kostelka: Es hat sich, um zuerst auf die erste Frage zurückzukommen, hier bei diesen Anomalien, zweifelsohne nicht um unsere Absicht hier regional bereits bekannte Erzspuren im größeren Umfang zu bestätigen. Wir sind aber der Meinung, weil die Erzführung an den vier korrespon-

dierenden Bereichen ober und untertage der Synklinale auftritt, daß es sich doch um eine größere, schichtgebundene Vererzung handeln könnte, insbesondere weil am Tag Ausbiß des Nordflügels ein Bergbauversuch hochprozentige Zn-Erze erbrachte. Der weitere Betrieb wurde — wie wir annehmen — wegen des fast gänzlich fehlenden Bleiglanzes aufgegeben. Es scheint uns dies doch eine vertretbare Chance zu sein, daß hier die Möglichkeiten einer vielleicht nicht sehr reichen, aber ausgedehnten Vererzung vorliegen. Zur zweiten Frage: Wir haben im Karbon nur Zink untersucht. Es ist uns bekannt, daß das Blei insbesondere in diesem Milieu kaum wandert, so daß wir auf die Untersuchung des Bleis verzichtet haben. Wir wissen daß das Unterkarbon außerhalb der Störungsbereiche frei von Zink ist, so daß wir annehmen, daß das Zink aus der Trias ausgewandert ist und an den Störungen der Karbonschichten konzentriert wurde.





15. VI. 1973