

Bericht über die 39. Hauptversammlung in Zürich

Objekttyp: **AssociationNews**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **45 (1965)**

Heft 1

PDF erstellt am: **19.04.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Bericht über die 39. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Zürich

Samstag, den 10. Oktober 1964

A. Rapport du Comité pour 1963

Au cours de l'année 1963, 16 membres personnels et 2 membres impersonnels sont entrés dans la Société. Voici leurs noms:

a) Membres personnels:

Prof. M. Montenegro de Andrade, Porto/Portugal

F. Bianconi, Minusio, Tessin

Mme E. v. Dechend, Riehen, Bâle

N. S. Djin, Zurich

D. Ferrini, Lugano

M. Fumasoli, Zurich

G. Gnehm, Zurich

B. Grauert, Berne

E. Groß, Berne

M. Koenig, Zurich

Mme Dr I. M. de Saenz, Montevideo/Uruguay

H. Schneider, Zurich

C. Siegenthaler, Zurich

A. Steck, Wabern, Berne

Prof. Teixeira, Lisbonne/Portugal

H.-R. Wenk, Bâle

b) Membres impersonnels:

Laboratoire de Géologie historique, Marseille/France

Firma von Roll, Zurich

Nous avons perdu par suite de retraits ou de radiations 2 membres. L'effectif de la Société au 31 décembre 1963 était de 336 (320 en 1962). Le Comité exprime sa gratitude envers les membres donateurs pour leur aide généreuse.

L'assemblée plénière de notre Société a eu lieu le 31 août 1963 à Sion. A la suite de cette session, M. le professeur P. Bearth a conduit, dans la région de Zermatt, une excursion de deux jours. Pour plus de détails consulter le tome 44/1 (1963) de notre Bulletin.

Le président: *M. Vuagnat*

Jahresrechnung 1963

Auszug aus der Rechnungsablage (Kassier: Prof. A. Niggli, Zürich)

2

(Bemerkung: Druckkosten und Autorenbeiträge für Heft 2/43 SMPM sowie die Verlagsabrechnung mit Erlös aus Verlagsverkauf und Spesen erscheinen erst in der Jahresrechnung von 1964)

Betriebsrechnung

Einnahmen	Fr.	Ausgaben	Fr.
1. Mitgliederbeiträge	8 887.34	7. Kosten der SMPM und Separata	
2. Subvention S.N.G.	5 000.—	1/43	23 555.55
3. Zinsen und Rückerstattung Verrechnungssteuer	998.20	2/43 (Teil)	<u>2 515.—</u>
4. Autorenbeiträge an Druck und Separata 1/43 *)	2 209.45		26 070.55
5. Verkauf alter Hefte	35.—	8. Spesen: Verwaltung	1 199.65
6. Passivsaldo (Rückschlag per 31. 12. 63)	<u>10 935.36</u>	Banken	65.75
	<u>28 065.35</u>	Redaktion	<u>729.40</u>
			<u>1 994.80</u>
			<u>28 065.35</u>

*) davon Fr. 1 300.— Beitrag der Joachim de Giacomi-Stiftung der S.N.G.

Bericht über die 39. Hauptversammlung in Zürich

Jahresrechnung 1963

Auszug aus der Rechnungsablage (Kassier: Prof. A. Niggli, Zürich)

Bilanz auf 31. Dezember 1963

	Aktiven Fr.	Passiven Fr.
1. Kasse.	881.60	
2. Postcheckkonto	473.07	
3. Bankguthaben		
Schweiz. Nationalbank (Depotkt.)	484.90	
Schweiz. Bankverein (Kontokorr.)	42.—	
Einlageh. Nr. 2825 Schw. Bankver.	<u>4 747.75</u>	5 274.65
4. Wertschriften	25 000.—	
5. Debitoren	2 661.30	
6. Kreditoren		—.—
7. Kapital am 1. 1. 63.	45 225.98	
8. Betriebsverlust	<u>10 935.36</u>	
Kapital am 31. 12. 63 *)		<u>34 920.62</u>
	<u>34 920.62</u>	<u>34 920.62</u>

Wertschriftenverzeichnis

3%	Eidg. Anleihe 1952 . . .	2 000.—
3½%	Kt. Basel-Stadt 1943 Aug.	2 000.—
3½%	Kt. Genf 1943	5 000.—
3%	Kt. Tessin 1953	2 000.—
3½%	Basler Kantonalbank . . .	3 000.—
3½%	Zürcher Kantonalbank . . .	1 000.—
4%	Zürcher Kantonalbank . . .	<u>10 000.—</u>
		<u>25 000.—</u>

Bericht über die 39. Hauptversammlung in Zürich

*) davon Fonds Dr. J. Th. Erb 15 000.—
Unantastbares Kapital 4 000.—

Bericht des Redaktors

Im Jahre 1963 erschien Band 43 der SMPM, wobei Heft 1 als Festschrift für Herrn Prof. R. L. Parker anlässlich seines 70. Geburtstages am 1. Mai 1963 herausgegeben wurde. An diesem Festband haben erfreulicherweise auch zahlreiche ausländische Autoren mitgearbeitet.

Der Band 43 umfasst 804 Seiten, 220 Textfiguren und 27 Tafelbeilagen.

In 44 Abhandlungen, von denen 36 in deutscher, 7 in englischer und 1 in französischer Sprache abgefasst sind, werden die verschiedensten Gebiete der Mineralogie und Petrographie behandelt.

Zwei Abhandlungen erschienen gleichzeitig als „Kleinere Mitteilungen“ der „Beiträge zur Geologie der Schweiz“; zwei Arbeiten sind Dissertationen (1 Bern und 1 Zürich).

Die Gesamtkosten von Band 43 belaufen sich auf Fr. 47 529.—. An Autorbeiträgen, Zuwendungen und für Separata sind Fr. 10 743.— eingegangen; die Geotechnische Kommission leistete für die „Kleineren Mitteilungen“ in verdankenswerter Weise einen Beitrag von Fr. 551.—, so dass die Gesellschaft für diesen Band mit Fr. 36 234.— belastet wird.

Den Herren von der Redaktionskommission sei der beste Dank für ihre wertvolle Mitarbeit ausgesprochen.

Es sei noch bemerkt, dass die Johnson Reprint Corporation in New York nach Abschluss eines Vertrags mit unserer Gesellschaft den Nachdruck der zum grössten Teil vergriffenen Bände 1—34 der SMPM erstellt.

Der Redaktor: *A. Spicher*

B. Sitzungsprotokoll**1. Geschäftliche Sitzung**

Samstag, 10. Oktober 1964, 8—9 Uhr, Universität Zürich.

Anwesend: 19 Personen.

1. Der Präsident verliest den Jahresbericht.
2. Der Redaktor verliest den Bericht über die Zeitschrift.
- 3./4. Der Sekretär erläutert in Vertretung des Kassiers die Jahresrechnung 1963 und das Budget für 1964/65. Die Abrechnung ist von den Rechnungsrevisoren einwandfrei befunden worden. Dem Kassier wird unter Verdankung der sehr gewissenhaften Arbeit Décharge erteilt.
5. Es wird auf Antrag des Vorstandes beschlossen, in Art. 13 der Statuten die Bestimmung zu streichen, wonach unpersönliche Mitglieder denselben Beitrag wie persönliche Mitglieder leisten. Für unpersönliche Mitglieder wird der Beitrag ab 1965 auf Fr. 40.— erhöht. Für die persönlichen Mitglieder wird der Beitrag auf der bisherigen Höhe belassen.
6. Für die Amtsperiode 1965—1967 wird der Vorstand neu gewählt. Er setzt sich zusammen aus

Prof. Dr. E. Niggli, Bern, Präsident,

Prof. Dr. R. Woodtli, Lausanne, Vizepräsident,

Prof. Dr. M. Weibel, Zürich, Sekretär,
Dr. A. Spicher, Basel, Redaktor,
Prof. Dr. A. Niggli, Zürich, Kassier,
Prof. Dr. E. Dal Vesco, Zürich, Beisitzer,
Prof. Dr. E. Nickel, Fribourg, Beisitzer,
Dr. R. Chessex, Chargé de cours, Genf, Beisitzer,
PD. Dr. E. Eberhard, Zürich, Beisitzer.

7. Zu Rechnungsrevisoren für 1965 werden Frl. Dr. E. Jäger, Bern, und PD. Dr. H. U. Bambauer, Zürich, ernannt.

8. Als Delegierter in der Mitgliederversammlung der SNG wird Prof. Dr. R. Woodtli gewählt, als Delegierter im Senat der SNG Prof. Dr. E. Niggli und als dessen Vertreter Dr. A. Spicher.

9./10. Verschiedene Anregungen betr. IMA-Kommissionen, International Union of Crystallography, Mineralogical Abstracts, Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen und Stiftung Pfannkuchen (USA) werden vom Vorstand zur Prüfung entgegengenommen. Für die Jahresversammlung 1965 in Genf wird ein spezielles Vortragsthema über Ophiolithe empfohlen.

Der Sekretär: *M. Weibel*

2. Wissenschaftliche Sitzung

Samstag, 10. Oktober 1964, 9—12 und 14—18 Uhr, Universität Zürich.

Vorsitz: Proff. M. Vuagnat, C. Burri, E. Niggli.

Anwesend: 72 Personen.

1. **C. Burri, R. L. Parker** und **E. Wenk** (Zürich und Basel): *Demonstration von neuen optischen Plagioklas-Stereogrammen.* — Kein Manuskript eingegangen.
2. **W. Nowacki** (Bern): *Kristallstrukturbestimmungen an Sulfiden.* — Kein Manuskript eingegangen.
3. **S. Ghose** (Zürich): *Mg-Fe-Verteilung in einem intermediären Hypersthen.* — Kein Manuskript eingegangen.
4. **W. M. Meier** und **H. Villiger** (Zürich): *Die Kristallstruktur von Mesolith.* — Kein Manuskript eingegangen.
5. **T. R. Schneider** (Stäfa): *Zwei eigenartige Sulfatvorkommen.* — Siehe Seite 153 dieses Heftes.
6. **F. Hofmann** (Neuhausen): *Untersuchungen über den Goldgehalt der Oberen Marinen Molasse und des Stubensandsteins in der Gegend von Schaffhausen.* — Siehe Seite 131 dieses Heftes.
7. **L. Rybach** und **H. U. Nissen** (Zürich): *Aktivierungsanalytische Bestimmung von Spurenelementen in griechischen und türkischen Marmoren.* — Erscheint in Proc. Int. Symp. Salzburg 1964, International Atomic Energy Agency, Vienna.
8. **K. Bächtiger** (Zürich): *Brookit aus einer alpinen Zerrklüft der oligozänen Dachschieferserie bei Mastrils (Kt. Graubünden).* — Siehe Seite 139 dieses Heftes.

9. **M. A. Koenig** (Zürich): *Synorogen-alpiner Magmatismus im oberen Veltlin.**Summary*

In a region in the upper Valtellina valley (Province Sondrio, Italy), which belongs to the austro-alpine nappes were distinguished two different tectonic units. These tectonic units consisting mainly of various metamorphic rocks differ — among other arguments — by their content of intrusives. In the so-called Grosina-Kristallin diabases were found. In the unit of the Campo-Kristallin appears a large number of mostly basic intrusive rocks. Connected with this pluton are numerous pegmatite dikes. The age of these rocks is supposed to be synorogenic-alpine according to xenolithes of probably mesozoic age as well as by comparison with similar phenomenas in the other parts of the austro-alpine nappes.

Einleitung

In der Zeit von 1961 bis 1963 wurde die allgemeine geologische und petrographische Untersuchung eines Gebietes im oberen Veltlin durchgeführt¹⁾. Das Kernstück dieser Arbeit war die geologische Detailkartierung der betreffenden Gegend. Das Gebiet liegt im Veltlin, ungefähr in der Mitte zwischen dem italienisch/schweizerischen Grenzstädtchen Tirano und dem Kurort Bormio. Der grösste Teil des Areals befindet sich im Bereich einer zusammenhängenden Hochgebirgslandschaft, die sich zwischen dem Valle di Poschiavo und der Adda erstreckt und mit SPITZ (1919) Grosina-Alpen genannt wird.

Tektonischer Überblick

Grosstektonisch sind wir hier im Kristallin der ostalpinen Decken nördlich der Tonale-Linie. Die lokale Tektonik konnte recht eindeutig klargelegt werden (Fig. 1). Die Gesteinskomplexe des Gebietes lassen sich zwei übereinanderliegenden tektonischen Einheiten zuordnen, die als Campo-Kristallin und Grosina-Kristallin bezeichnet werden. Diese beiden Einheiten lassen sich auf Grund verschiedener Kriterien zwanglos von einander trennen:

Der Metamorphosegrad der kristallinen Schiefer beider Komplexe ist verschieden.

Es ist eine deutliche Überschiebungsfläche mit mächtigen Mylonitbildungen vorhanden, die ausserdem stellenweise Karbonatgesteine führt.

Ein weiteres Charakteristikum ist die verschiedene Ausbildung der Eruptivgesteine in beiden Einheiten.

Die Diabase des Grosina-Kristallins

In der oberen der beiden tektonischen Einheiten, dem Grosina-Kristallin, fallen neben mehr oder weniger spärlichen Quarzporphyriten, Quarzporphyren, Apliten und Quarzgängen insbesondere basische Gänge und kleine Stöcke auf, die als Diabase und Diabasporphyrite bezeichnet wurden. Diese durchschlagen sämtliche metamorphen Gesteine des Grosina-Kristallins und ebenso die meist kataklastischen bis mylonitischen Granite. Ein Teil der Gänge ist ebenso von kataklastischen und mylonitischen Vorgängen betroffen worden, ein Teil ist völlig unbeanspruch.

Die eigentlichen Diabase bestehen aus einem sperrigen Gefüge von Plagioklas-

¹⁾ M. A. KOENIG: Geologisch-petrographische Untersuchungen im oberen Veltlin. Diss. Uni. Zürich, 1964.

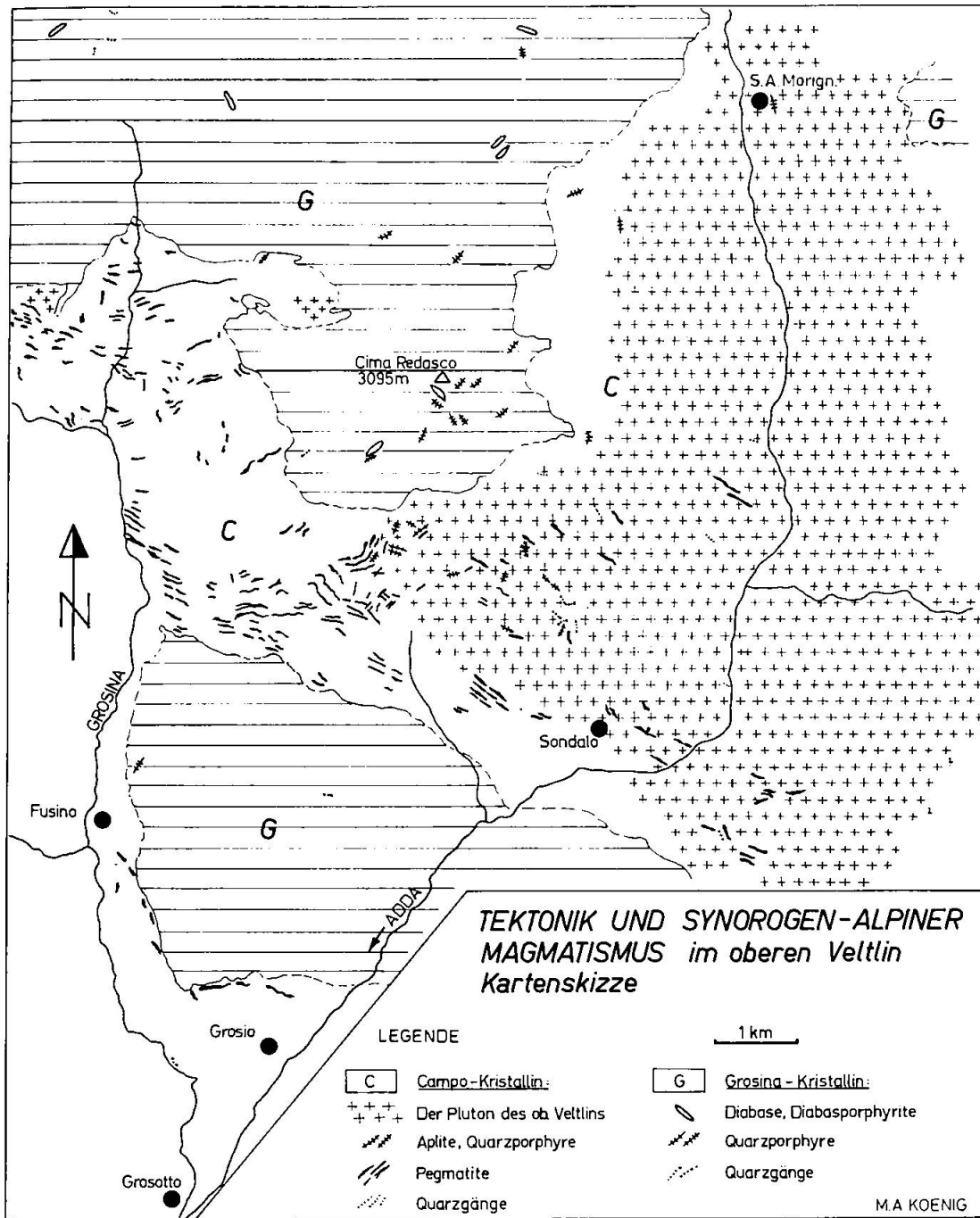


Fig. 1

leisten ($An = 55\%$), zwischen welche hauptsächlich Orthaugit, Klinaugit (Auslöschungsschiefe $n_{\gamma}/c = 45-50^\circ$) und uralitische Hornblende ($n_{\gamma}/c = 18^\circ$) eingesprengt sind. Bereits makroskopisch fallen häufig schön ausgebildete Durchkreuzungszwillinge auf, die BURRI (1963) als Baveno-Zwillinge (Banater Typus) erkennen konnte. Als Diabasporphyrite wurden die Gesteine bezeichnet, in denen die Plagioklas-Einsprenglinge Tafeln von meist über 1 cm Durchmesser erreichen.

Vergleiche auf Grund einer chemischen Analyse eines dieser Gesteine, die

unter der Leitung von Herrn Prof. Weibel ausgeführt worden war (Tabelle 1), ergaben, dass ähnliche Magmen unter den jungen Gängen des Ortlergebietes, der Bergamasker Alpen sowie weiter östlich im Brennergebiet vertreten sind.

Tabelle 1. *Chemische Analyse eines Diabaspophyrites aus dem oberen Veltlin. Diabaspophyrit-Gang, Alpe Zandila (Koord. PS 0100 3895)*

SiO ₂	54,4 Gew. %		
Al ₂ O ₃	16,4	Niggli-Werte:	
Fe ₂ O ₃	1,0	si	147
FeO	5,9	al	26
MnO	0,13	fm	40
MgO	6,3	c	22
CaO	7,5	alk	12
Na ₂ O	3,4	k	0,24
K ₂ O	1,6	mg	0,62
H ₂ O	1,9		
TiO ₂	1,05	Magmentyp: lamprodioritisch	
P ₂ O ₅	0,23		
	99,81		

Der Pluton des oberen Veltlins

Innerhalb des Campo-Kristallins ist im Tal der Adda zwischen Sondalo im S und San Antonio Morignone in grossartiger Weise ein Eruptivgesteinskomplex aufgeschlossen. Die in diesem Abschnitt fast genau N-S verlaufende Adda hat sich 1500 m tief in den Stock eingeschnitten. Zahlreiche schluchtartige Seitentäler gestatten Einblicke in den vertikalen Aufbau des Plutons. Als Begrenzung der Eruptivmassen ist auf weite Strecken hin der ursprüngliche, das heisst der magmatische Kontakt mit dem Nebengestein vorhanden. Der Stock ist über eine Fläche von ca. 30 km² aufgeschlossen. Seine Länge an der Oberfläche beträgt in N-S-Richtung ca. 10 km. Die E-W-Ausdehnung schwankt zwischen 3 und 8 km. Die Adda durchzieht die gesamte Länge der Intrusion und stellt eine Symmetrieachse für den inneren und äusseren Aufbau derselben dar. Fig. 2 zeigt den Aufbau des Plutons.

Die Mannigfaltigkeit der Gesteinsassoziationen der Intrusion ist schon frühzeitig erkannt worden und hat immer wieder Anlass zu petrographischen Arbeiten gegeben. Diesen Arbeiten haftete jedoch der Mangel an, dass die Gesteine losgelöst aus dem Komplex für sich betrachtet wurden. Die Bestrebungen bei den vorliegenden Untersuchungen gingen deshalb dahin, nicht nur das einzelne Gestein für sich allein, sondern seine Stellung im Verband zu betrachten. Nach Fig. 2 ist der schematische Aufbau der Intrusion folgender:

Der Stock gliedert sich in verschiedene Zonen: Um einen Kern aus *Noriten* und *Hyperiten* sowie *Olivingabbros* lagern sich *Gabbros*, die die Hauptmasse des Anstehenden bilden. Diese werden wiederum umgeben von *Dioriten* und *Quarzdioriten*, die insbesondere im nördlichen Abschnitt und als kontaktnahe Glieder auftreten. In symmetrischer Anordnung finden sich in randnahen Gebieten *Granodiorite* und *Granite* in kleineren Partien.

Eine grobe Gliederung des Komplexes in Gabbros, Diorite/Quarzdiorite, Granodiorite/Granite lässt sich mit grosser Näherung bereits mittels makroskopischer Gesteinsmerkmale vornehmen. Eine detaillierte Abgrenzung, insbesondere von Gabbro gegenüber Diorit stiess dagegen häufig auf Schwierigkeiten. Zwischen den Endgliedern Norit und Granit treten in mannigfacher Weise fast alle Über-

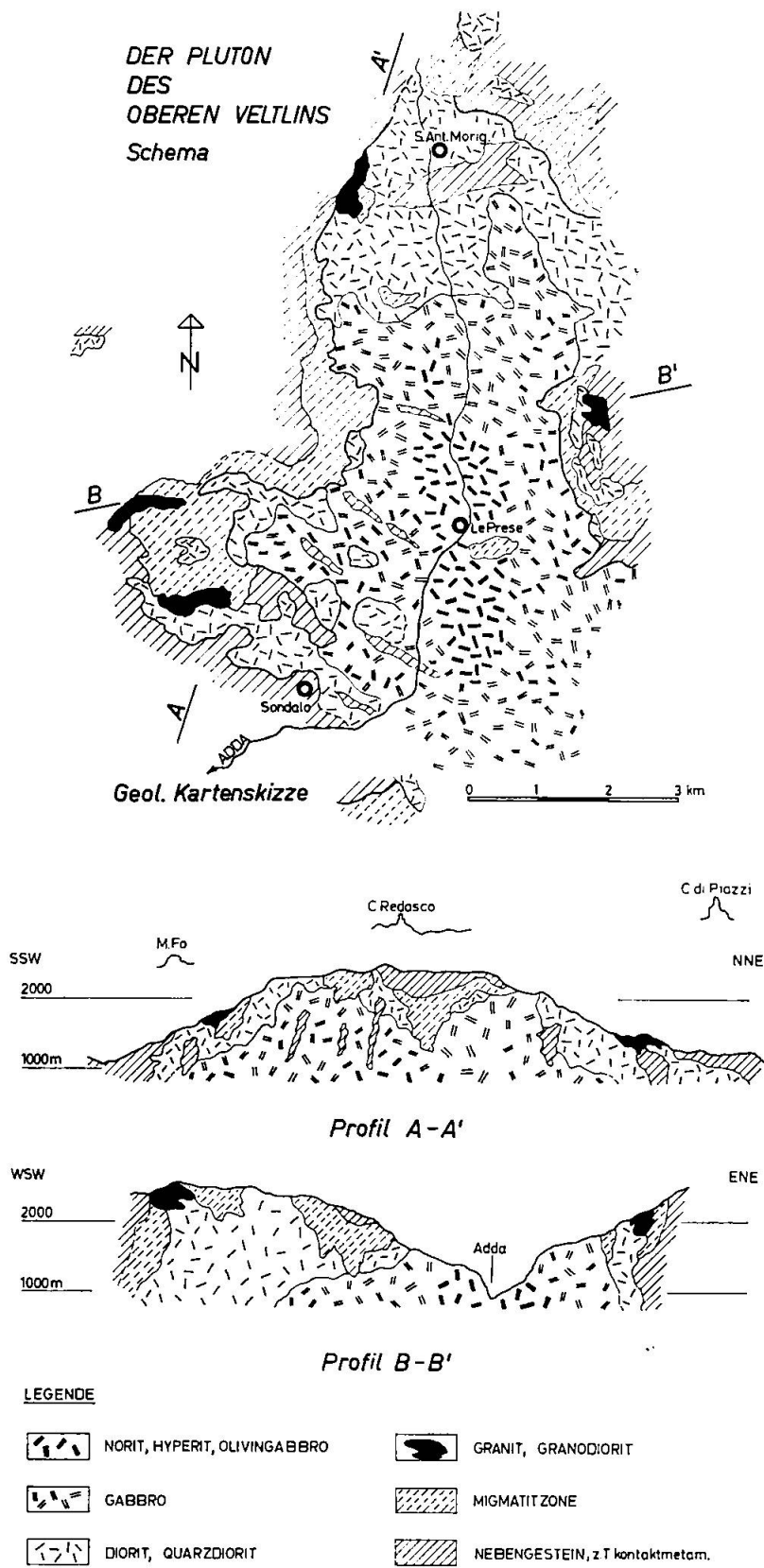


Fig. 2

gangsglieder auf. Es wurde festgestellt, dass der Intrusion noch Überschiebungsvorgänge gefolgt sind.

Gabbros. Nach der Art der vorherrschenden dunklen Gemengteile wurden 6 verschiedene Gabbro-Typen unterschieden:

- Norit
- Olivin-Gabbro
- Gabbro s. str.
- Olivin-Hornblende-Gabbro
- Hornblende-Gabbro
- Uralit-Gabbro

Unter den Gabbrogesteinen am häufigsten und gleichzeitig das vorherrschende Gestein des Plutons ist ein „Gabbro s. str.“. Unter dessen dunklen Gemengteilen ist besonders charakteristisch eine makroskopisch metallisch glänzende schwarze Hornblende. Neben Klinopyroxen ist stets etwas Orthopyroxen vorhanden, ebenso stark schwankende kleine Mengen von Olivin sowie wenig Biotit. Gesteinspartien mit uralitischer Hornblende weisen meist Mylonitisierungserscheinungen auf.

Diorite. Unter den Dioriten, die sich ebenso wie die Granodiorite um die Gabbros gruppieren, wurden drei Typen unterschieden:

- Hornblende-Diorit („Diorit s. str.“)
- Biotit-Hornblende-Diorit
- Uralit-Diorit

Quarzdiorite, meist sind es Hornblende-Quarz-Diorite, haben im Pluton nicht nur eine weite Verbreitung, sie übertreffen auch mengenmässig die Diorite.

Granodiorite und Granite stecken zum Teil von der Hauptmasse der Intrusion getrennt im katametamorphen Nebengestein. Sie führen häufig Granat.

Am Rande der Intrusion finden sich zahlreiche endogene und exogene *Kontaktprodukte*. Von grosser Bedeutung ist ein grosser Einschluss von vererzten Karbonatgesteinen in der Gegend von Stabiello/Sondalo. Migmatite sind sehr schön ausgebildet. Es konnten solche mit granitischem und solche mit dioritischem Orthoanteil unterschieden werden.

Die Ganggefolgschaft des Plutons des oberen Veltlins ist beachtlich gross. Es kommen vor:

- Olivinführende Serpentinfels-Gänge
- Aplite und Quarzporphyre
- Pegmatite
- Quarzgänge

Ferner sind Vererzungserscheinungen sehr verbreitet. Besondere Erwähnung verdienen hierbei die Pegmatite. Bemerkenswert sind die grosse Häufigkeit ihres Auftretens (Fig. 1) sowie ihre Grössenordnung. Neben Linsen von wenigen Zentimetern Mächtigkeit treten stockartige Massen auf, die sich oft mehrere hundert Meter ausdehnen. Die Pegmatite sind meist als Granitpegmatite ausgebildet. Charakteristische Mineralien sind: häufig blau gefärbter Mikroklin, saurer Plagioklas, Quarz, Muskowit. Als Akzessorien sind Biotit, Turmalin sowie manganhaltiger Granat verbreitet.

Chemismus der Intrusion. Von den Eruptivgesteinen des Plutons des oberen Veltlins liegen mehrere Analysen vor. Anhand der Niggliwerte derselben lässt sich die bereits makroskopisch konstatierbare Differentiation der Magmen im Sinne einer ausgeprägt pazifischen Assoziation mit deutlich vorhandener Differenz (alk) erkennen. Chemisch zeigt die Serie nahe Verwandtschaft mit den tonalitischen Serien der Bergeller und der Adamello-Intrusion.

Analoge magmatische Erscheinungen in der ostalpinen Umgebung

Eine ganze Reihe synorogen bis späतालpinen magmatischer Erscheinungen zieht sich von Traversella/Biella im Piemont über die Bergeller Intrusion, den Tonalit von Sondrio, den Granit von Novate-San Fedelino weiter nach Osten. Intrusionen wie der Pluton des oberen Veltlins sind im Bereich der ostalpinen Decken keine Einzelfälle. Von verschiedenen Stellen liegen Beschreibungen analoger Vorkommen vor. In bezug auf Grösse und Mannigfaltigkeit nimmt das Vorkommen im oberen Veltlin jedoch eine Sonderstellung ein.

Hierher dürften die Vorkommen in der Gegend des Passo di Mortirolo in der Nähe der Tonalelinie sowie zahlreiche kleinere Intrusionen des Ortlergebietes und entlang der Judikarienlinie gehören. ANDREATTA (1953) führt aus der Ortlergruppe zahlreiche kleinere Eruptivgesteinsmassen und magmatische Gänge auf, die er als syntektonisch in bezug auf die alpidische Orogenese betrachtet. Diese Magmatite sind teilweise völlig undeformiert, teilweise sind sie mylonitisiert und zeigen schwache Rekristallisation. Die Mannigfaltigkeit der Gesteine dieser Gruppe ist gross. Es sind hauptsächlich Diorite, Porphyrite, daneben Quarzporphyre, Quarzdiorite und Diabase. Sie treten teilweise im Mesozoikum des Ortlers auf.

Eine ganz ähnliche Assoziation verschiedenartiger Eruptiva wie im oberen Veltlin befindet sich am Corno di Campo. Bis in Details stimmen Art des Auftretens, Nebengestein und Ganggefölgenschaft mit dem Vorkommen des oberen Veltlins überein. Nach eigenen Beobachtungen bilden eine Reihe von basischen, biotit- und hornblendeföhrenden Gesteinen, wie Gabbros, Diorite und Granodiorite kleine Stöcke und zahlreiche gangartige Partien im katametamorphen Nebengestein. Dieses zeichnet sich insbesondere durch das Föhren von Sillimanit und Granat aus. Besonders überraschend ist die Ähnlichkeit der reichlich auftretenden Pegmatite mit denen, die als typisch für das obere Veltlin erachtet worden sind. Nimmt man zu den Ähnlichkeiten die Tatsache hinzu, dass sich die Vorkommen basischer Eruptiva und der Pegmatite vom Eruptivzentrum im oberen Veltlin bereits innerhalb des untersuchten Gebietes über das obere Val Grosina zum Corno di Campo verfolgen lassen und dass die Unterbrechung einer direkten Verbindung nur auf Grund tektonischer Überlagerung durch das Grosina-Kristallin erfolgt, so kann als sicher gelten, dass die Eruptiva des Corno di Campo analog jenen des oberen Veltlins sind.

Die Ausdehnung der Pegmatite nach Osten ist noch weit grösser. Die breite Zone der Gänge setzt sich in den Südteil der Ortlergruppe hinein fort und von dort weiter bis in die Gegend von Meran.

Als für das Grosina-Kristallin charakteristisch wurde das Auftreten von diabasischen Gesteinen aufgeföhrt. HAMMER (1912) beschreibt Ganggesteine der Elferspitzgruppe und des Rassassergrates. Es sind dies Diabase und Granitporphyre. In dem wahrscheinlich jüngerem der beiden Gesteine, dem Granitporphyr, fand HAMMER Schollen eines „hochgradig kataklastischen Marmors mit lagenweise eingestreuten Quarzen“. Diese Xenolithe betrachtet er als ähnlich mesozoischen Gesteinen der Lischannagruppe. Er stellte auch fest, dass nach der Intrusion der Gänge noch Überschiebungsvorgänge stattgefunden hatten. Hierher gehören auch die zahlreichen diabasischen Gesteine der Silvretta, die durch BEARTH (1932) eine ausführliche Beschreibung erfahren haben. Diese als Diabase und Diabasporyhyrite bezeichneten Gesteine durchschlagen sämtliche anderen, die Silvretta aufbauenden Gesteine. Lediglich auf Grund verbreiteter Mylonitisierung glaubte BEARTH ein spätherzynisches Alter postulieren zu können. Da nun aber selbst bei eindeutig spät- bis postalpinen Intrusionen Kataklaste und Mylonitisierung keine Seltenheit sind (WEBER, 1957, u. a.), ist dieses Argument nicht sehr schwerwiegend.

WENK (1934) föhrt weitere Diabase aus dem oberen Gneiszug im Val Gletschera und Val d'Uina auf. Ein Hinweis auf einen Diabasporyhyritgang findet sich bei

POZZI und GIORCELLI (1960). Dieser steht am Südfuss der Cima di Doscope in der Gegend von Bormio an und setzt in Chloritgneis auf, der als paläozoisch angesehen wird.

Aus dem Ortlergebiet wurden kleinere Intrusionen von STACHE (1876) geschildert, die er Ortlerite und Suldenite nennt. Er vermutete bereits, dass die Eruptivgesteine des oberen Veltlins „eine Abzweigung der Adamello-Intrusion“, darstellen. SALOMON (1897) beschrieb vorwiegend granitische und dioritische Intrusivmassen aus dem oberen Val Camonica, in denen gelegentlich Quetschzonen auftraten.

Auch südlich der Tonalelinie finden sich analoge Gänge. RIVA (1896) nennt unter anderem einige Fundorte von Diabasgängen aus der Gegend von Edolo. Während Salomon für diese Gänge tertiäres Alter in Betracht zog, bezweifelten dies CORNELIUS und FURLANI-CORNELIUS (1930) wegen des Abschneidens derselben an der Tonalelinie. Nachdem jedoch der grösste Teil der aufgeführten magmatischen Erscheinungen noch von tektonischen Vorgängen betroffen worden ist, kann dieses Kriterium nur von Bedeutung sein, wenn gleichzeitig eine frühzeitige Anlage der Tonalelinie festgestellt werden kann. Neuerdings neigt man jedoch allgemein zu gegenteiliger Auffassung.

Bei der vorangegangenen Übersicht über die Intrusiva von wahrscheinlich alpinem Alter wurden die Vorkommen absichtlich nicht nach tektonischen Stockwerken innerhalb des ostalpinen Deckensystems aufgegliedert. Es scheint sich bei diesen magmatischen Erscheinungen hauptsächlich um ein Charakteristikum der ostalpinen Decken ganz allgemein zu handeln.

Literatur

- ANDREATTA, C. (1953): Tschermak min. petr. Mitt. 3.
 BEARTH, P. (1932): Schweiz. Min. Petr. Mitt. 12.
 BURRI, C. (1963): Schweiz. Min. Petr. Mitt. 43.
 CORNELIUS, P. und FURLANI-CORNELIUS, M. (1930): Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 102.
 HAMMER, W. (1912): Verh. Geol. Reichsanst. Wien.
 POZZI, R. und GIORCELLI, A. (1960): Ist. Geol. ecc. dell'Università Milano, Ser. G. No. 131.
 SPITZ, A. (1919): Verh. Geol. Reichsanst. Wien.
 STACHE, G. (1876): Verh. Geol. Reichsanst. Wien.
 WEBER, J. (1957): Schweiz. Min. Petr. Mitt. 37.
 WENK, E. (1934): Eclogae geol. Helv. 27/1.

10. Th. Hügi, J.-P. Saheurs und E. Spycher (Bern): *Berylliumgehalte in granitischen Gesteinen der Schweizeralpen*¹⁾.

Über die Verbreitung der Berylliumminerale in den Schweizeralpen wurde in einer früheren Arbeit berichtet (HÜGI, 1956). Inzwischen sind in der Schweiz neue Funde von Berylliumminerale bekannt geworden. Beryll und Bazzit (= Sc-Beryll) zeigen die grösste Verbreitung (über 40 Fundstellen im Aarmassiv, Gotthardmassiv, Bergellermassiv, im Penninikum und in der Wurzelzone). Die gegen 20 Milaritfunde verteilen sich auf das Aar- und Gotthardmassiv. Vereinzelt treten auf: Phenakit, Chrysoberyll, Gadolinit, Bavenit und Bertrandit. Die Beryllprospektion hat im Ausland neue Fundstellen von Be-Mineralien geliefert. So wurde Milarit unter anderem auf der Halbinsel Kola gefunden (SOSEDKO, 1960), sowie im Bayrischen Wald (TENNYSON, 1960).

¹⁾ Die Untersuchungen sind durch den Schweizerischen Nationalfonds in verdankenswerter Weise unterstützt worden.

Um über die Verbreitung des Berylliums in der Schweiz weitere Daten zu erhalten, wurden eine grössere Zahl von granitischen Gesteinen spektrographisch analysiert. Dabei handelt es sich um frisches Gesteinsmaterial, das im Verlaufe radiometrischer Messungen in Kraftwerkstollen entnommen worden ist. Für die Untersuchung stand ein grosser Hilger-Quarz-Glas-Spektrograph zur Verfügung (intermittierender Gleichstrombogen, 12 A, anodisch). Als Analysenlinie wurde die Be-Linie 2348.61 Å verwendet und als innerer Standard diente Nickel (2347.52 Å). Die Matrix bildete ein Granit bekannter Zusammensetzung. Der relative Fehler beträgt bei Gehalten von 5 ppm Be und weniger bis $\pm 25\%$, bei höheren Gehalten (bis 20 ppm Be) $\pm 6\%$. Für den Standard G-1 fanden wir Werte zwischen 3—3,5 ppm Be (Werte nach Bull. Nr. 113, U.S. Geol. Survey = 3,3 ppm Be).

Es sind eine Reihe von Gesteinen aus dem Aarmassiv untersucht worden. Die *Tabelle 1* orientiert über den gefundenen Variationsbereich der Be-Gehalte verschiedener Gesteinsarten.

Tabelle 1. *Berylliumgehalte verschiedener Aarmassivgesteine*

	1) ppm Be	2)	3)
Zentraler Aaregranit: KW—Göschenen	1,5— 8,5	29	3,(1)
KWO—Grimsel	2,5— 6,5	9	
Grimselgranit	1,5— 5,5	4	
Mittagfluhgranit	4,5— 9	4	
Innertkirchnergranit (inkl. Gasterngranit)	1 — 2,5	8	2,(4)
Tödigranit	2,5— 3,5	2	
Biotitaplite (ZAGr)	1 — 6	10	
Muskovit-Turmalin-Aplite, Pegmatite (Sch.)	1 — 11,5	12	
Muskovit aus Muskovit-Turmalin-Pegmatit	8		4,(9)
Nebengestein Milaritstufe von Gwüest (Göschenental)	13,5		

1) Minima und Maxima der gefundenen Werte.

2) Zahl der untersuchten Proben.

3) Be-Mittelwerte (bei mehr als zehn Proben).

Die Biotitaplite, die zur Ganggefolgschaft des Zentralen Aaregranites (= ZAGr der Tab. 1) gehören, enthalten nur halb soviel Be wie die Muskovit-Turmalin-Aplite und Pegmatite, die in der Schieferhülle (= Sch. der Tab. 1) des Zentralen Aaregranites auftreten. Der sich in mineralogischer und geologischer Hinsicht vom Zentralen Aaregranit unterscheidende Innertkirchnergranit ist Be-ärmer.

Tabelle 2 gibt für einen Aplit und zwei Granite die Be-Gehalte der einzelnen Mineralien²⁾.

Die Analyse des Gesamtgesteins ergibt für den Kessiturm-Aplit 6,0 ppm Be. Nach STALDER (1964) besteht der Aplit von Kessiturm aus 42 Vol.% Quarz, 30% K-Feldspat, 26% Albit und 2% Biotit + Granat. Die Anteile an Be betragen für die genannten Mineralien in ppm = $0,84 + 0,75 + 4,30 + 0,13 = 6,02$. Dieser aus den Be-Analysen der Mineralfraktionen sich ergebende Wert stimmt mit dem am Gesamtgestein von 6 ppm Be gut überein. Interessant ist die Anreicherung des Be im Albit. Solange in einem Gestein nicht Be-Mineralien auftreten, dann

²⁾ Die Mineralfraktionen stellten uns in verdankenswerter Weise Frl. Prof. Dr. E. Jäger und H. Wüthrich vom Alterslabor des Min.-petr. Institutes der Universität Bern zur Verfügung.

Tabelle 2. *Gesteine aus dem Aarmassiv:*
Be-Gehalte in ppm für Gesamtgestein und für Einzelminerale

Gesamtgestein	1.	2.	3.
	6,0	6,0	4,0
Quarz	2,0	*	2,5
K-Feldspat	2,5	3,0	2,5
Albit	16,5	11,5	8,0
Biotit	5,5	6,0	4,0
Granat	7,5	*	*

1. Aplite, Kessiturm. 3. Zentraler Aaregranit, Gurtellen.
2. Mittagfluhgranit, Tschingelbrücke. * Mineral, bzw. Mineralfraktion fehlend.

ist das wenige Be gewissen Mineralien isomorph beigemischt. Dies trifft in besonderem Masse für den Plagioklas zu; nach BEUS, SOBOLEV u. DIKOV (1963) enthält der Plagioklas von Graniten im Durchschnitt 18 ppm Be, der Mikroklin dagegen bloss 1 ppm. Die Albite der untersuchten Gesteine (Tab. 2) enthalten zwischen 8—16,5 ppm Be.

Aplite und Pegmatite aus Kraftwerkstollen des Bergellermassivs geben Werte bis zu 15 ppm Be. Eine grössere Zahl von Muskowit- und Muskowit-Biotitgneisen aus Stollen der Kraftwerke Ritom (Unterallpreuss-Stollen) und Blenio zeigen Be-Gehalte bis 6 ppm.

Aus den bisherigen Untersuchungen geht hervor, dass gewisse Granite Be-Werte aufweisen, die etwa den Durchschnittswerten gleichkommen; letztere betragen nämlich 2 ppm Be für Ca-reiche, 3 ppm Be für Ca-arme Granite (siehe zum Beispiel TUREKIAN u. WEDEPOHL, 1961). Aplite, Pegmatite und zum Teil muskowitführende Gneise zeigen Be-Werte, die über dem Durchschnitt granitischer Gesteine liegen. Beryllium erscheint in postmagmatischen Bildungen angereichert (siehe zum Beispiel auch BEUS, SOBOLEV u. DIKOV, 1963). In den Alpen tritt Milarit als Kluftmineral auf. Es wurde festgestellt, dass das Nebengestein zu solchen Zerrklüften erhöhte Be-Gehalte aufweist.

Literatur

- BEUS, A. A., SOBOLEV, B. P. and DIKOV, YU. P. (1963): Geochemistry of beryllium in high temperature postmagmatic mineralization. *Geochemistry, a translation of Geokhimiya* No. 3, p. 316—323.
HÜGL, TH. (1956): Verbreitung des Berylliums und der Berylliumminerale in den Schweizeralpen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 36, 497—510.
SOSSEDO, T. A. (1960): On finding milarite on Kola. *Doklady Akad. Nauk.*, 131, No. 3, 643—646.
STALDER, H. A. (1964): Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet (Mittleres Aarmassiv). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 44, 187—398.
TENNYSON, CHR. (1960): Berylliumminerale und ihre pegmatitische Paragenese in den Graniten von Tittling (Bayerischer Wald). *N. Jb. Miner. Abh.* 94, 1153—1265.
TUREKIAN, K. K. and WEDEPOHL, K. H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. America Bull.* 72, 175—192.

Abteilung für Geochemie des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Bern.

11. **M. Grünenfelder und M. Grögler** (Zürich und Bern): *U/Pb-Zerfallsalter von Zirkonen aus Gesteinen der Alpen*. — Kein Manuskript eingegangen.
12. **R. Chessex, M. Delaloye, D. Krummenacher et M. Vuagnat** (Genève): *Sur l'âge des roches granitiques de la région Palamos-Palafrugell (Costa-Brava, Espagne)*.

Le massif granitique de la Costa Brava (Catalogne espagnole) est considéré comme appartenant au cycle hercynien. Comme tous les granites classiques, il est accompagné d'un cortège de roches satellites tant en filons qu'en enclaves; le fait qu'il est entaillé par la côte permet d'observer de magnifiques affleurements.

Le granite de la Costa Brava et les roches qui lui sont associées ont déjà été l'objet d'études de plusieurs pétrographes; citons en particulier M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1934a, b), J. MARCET RIBA (1947) et A. SAN MIGUEL ARRIBAS (1953, 1961). Tandis que certains le considèrent comme étant d'origine magmatique, d'autres y voient un exemple frappant de granite métasomatique. Il nous a paru intéressant d'apporter une contribution à l'étude de ce massif en nous aidant des méthodes récentes de la géochronométrie et de la géochimie. Nous présentons ci-dessous, à titre préliminaire, les premières datations, effectuées sur des échantillons provenant de la partie nord du batholite, par la méthode du plomb total et par celle du potassium/argon.

Les localités dans lesquelles les échantillons ont été récoltés sont toutes situées sur la côte. Le lamprophyre (CB 4) provient d'un filon coupant le granite au fond de l'anse d'Aigua Blava (district de Bagur); plusieurs échantillons ont été récoltés dans les environs immédiats du petit village de Calella de Palafrugell, les uns au Nord (Punta en Blanc: CB 2, CB 8, CB 5), un autre au Sud (hôtel St. Roc: CB 6). Les échantillons CB 14 et CB 16 proviennent de la grande carrière ouverte dans le promontoire du phare de Palamos; enfin, l'enclave mélanocrate CB 13 a été prise au bord de la mer sous l'hôtel Park San Jorge, peu au sud de la localité de Playa de Aro.

L'examen de la première partie du tableau ci-dessous (résultats obtenus par la méthode du plomb total) démontre une assez bonne concordance d'âge pour les trois échantillons granitiques des environs de Calella de Palafrugell, soit environ 400 m. a., âge plomb total que nous avons trouvé pour d'autres granites du cycle hercynien, en particulier deux granites des Pyrénées. Le granite du phare de Palamos paraît plus jeune (328 m. a.).

Nous avons aussi tenté de déterminer l'âge des filons et des enclaves contenus dans le massif. Fréquemment, la quantité de zircon s'est révélée insuffisante pour une détermination. Dans les cas où la chose a été possible, nous avons eu des surprises. Ainsi, les enclaves mélanocrates ont fourni, contrairement à ce à quoi on pouvait s'attendre, des âges inférieurs à celui de la roche encaissante; cela est particulièrement frappant pour l'enclave dioritique de la Punta en Blanc qui a environ 70 m. a. de moins que le granite dans lequel elle se trouve.

Les environs de Palamos sont connus pour leurs aplites grenatifères formant des veines curieusement rubanées (A. SAN MIGUEL ARRIBAS et M. FONTALTA, 1962). Un échantillon de ces aplites provenant de la carrière du phare a, d'une part, donné un âge passablement plus ancien que le granite et, d'autre part, des teneurs en U et en Th extrêmement élevées en ce qui concerne les zircons.

Les âges potassium/argon des granites sont remarquablement concordants, très proches de 270 m. a., et nettement plus jeunes que les âges plomb total. Cette différence peut avoir des causes diverses: il est possible (mais à notre avis peu probable) que les zircons contiennent des quantités anormalement élevées

Tableau. *Déterminations d'âges „plomb total“ sur des zircons du massif de la Costa Brava (Espagne)*

	Type de roche	Provenance	U _{ppm}	Th _{ppm}	Th/U	α /mg·h	Pb _{ppm}	Age
75 CB 2	granite	Punta en Blanc	1360	664	0,49	555	91	402
161 CB 8	granite	.						
	aplitique	Punta en Blanc	804	391	0,49	328	46	387
94 CB 5	enclave dioritique	Punta en Blanc	2441	3491	1,43	1197	166	30
95 CB 6	granite	Hôtel St. Roc	1361	564	0,41	547	92	420
187 CB 14	granite	Phare Palamos	2076	926	0,45	840	113	328
191 CB 16	aplite							
	grenatifière	Phare Palamos	6534	8831	1,35	3159	386	411
188 CB 13	enclave méla-	H. Park						
	nocr. d. granite	San Jorge	2022	1618	0,80	880	122	310

Déterminations d'âges K/A dans le massif de la Costa Brava

			Minéral	%K	$A^{40}/K^{40} \times 10^{-2}$	%A atm.	Age
KA 47 CB 2	granite	Punta en Blanc	biotite	6,775	1,704	7	271 ± 5
KA 46 CB 5	enclave dioritique	Punta en Blanc	biotite	5,855	1,728	5	275 ± 5
KA 48 CB 6	granite	Hôtel St. Roc	biotite	6,160	1,685	7	268 ± 5
KA 85 CB 4	lamprophyre	Aig. Blava	amphibole	0,342	1,137	42	185 ± 9

de plomb non radiogénique; l'âge des granites est celui indiqué par la méthode du plomb total et les biotites ont perdu une partie de leur argon radiogénique lors d'un réchauffement ultérieur qui serait peut-être intervenu vers la fin de l'orogénèse hercynienne; l'âge des biotites est celui du granite, l'âge plus élevé des zircons s'expliquant alors par le fait qu'il s'agit, en partie tout au moins, de minéraux détritiques ayant partiellement résisté à la palingénèse granitique.

Dans l'état actuel des recherches, il serait prématuré de choisir entre ces trois hypothèses; il faut attendre, d'une part, d'avoir des résultats plus nombreux, d'autre part, de pouvoir appliquer d'autres méthodes géochronométriques, en particulier les méthodes du plomb isotopique.

L'âge de 185 m. a., obtenu pour un des nombreux filons de lamprophyre, coupant le granite de la Costa Brava, semble indiquer que ces roches ne proviennent pas d'une manifestation plus ou moins contemporaine de la mise en place de la roche encaissante, mais d'une activité magmatique beaucoup plus jeune (Trias supérieur). Peut-être pourrait-on établir un certain parallélisme entre ces lamprophyres et les roches volcaniques basiques, qui accompagnent d'autres massifs granitiques hercyniens d'Europe occidentale et dont certaines sont d'âge triasique, comme, par exemple, les mélaphyres du Pelvoux.

Bibliographie

- MARCET RIBA, J. (1947): Rocas eruptivas de Las Gabarras y de la zona adyacente de la Costa Brava Catalana. Trabajos Museo Ciencias Nat. Barcelona. Nueva ser. geol. vol. I, n. 1, 1—73.
- SAN MIGUEL ARRIBAS, A. (1953): Observations pétrologiques sur les roches lamprophyriques de la Costa Brava Catalana (Bagur). XIX^e Congr. intern. géol. Alger, 1952; fasc. 6, 77—99.

- (1961): Sobre la génesis de los porfidos graníticos: una nueva interpretacion petrogenética. — Rend. Soc. Min. Ital. 17, 477—498.
- SAN MIGUEL ARRIBAS, A. and FONT-ALTABA, M. (1962): Mineralogy of pegmatites from Palamos, Spain and their petrogenetic significance (Abstract). Can. Miner. 7, 343.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1934a): La zona metamorfica de contacto del Cap Gros (Palamos). Publ. Junt. Cienc. Nat. Barcelona. 3^a epoc., 6, 23, 381—410, n. 7, 1—17.
- (1934b): Las rocas eruptivas de la Costa Brava entre Canyet y Llafranc. Mem. Acac. Cienc. y Art. Barcelona. 3^a epoc., 23, 381—410.

Ce travail a bénéficié de l'aide du Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique.

13. **R. Chessex et M. Delaloye** (Genève): *Géochimie du zircon (rapport zirconium-hafnium, yttrium)*. — Voir p. 295 de ce fascicule.
14. **J. Bertrand, R. Chessex, M. Delaloye, R. Laurent et M. Vuagnat** (Genève): *Nouvelles déterminations d'âge „Pb total“ sur des zircons alpins*. Voir p. 317 de ce fascicule.
15. **J. Martini et M. Vuagnat** (Genève): *Présence du faciès à zéolites dans la formation des „grès“ de Taveyannaz (Alpes franco-suissees)*. — Voir p. 281 de ce fascicule.
16. **E. Cogulu et M. Vuagnat** (Genève): *Sur l'existence de rodingites dans les serpentinites des environs de Mihaliççik (Vilayet d'Eskişehir, Turquie)*.

Un massif de roches ultrabasiques et basiques affleure sur de vastes étendues à environ 90 km au NE d'Eskişehir, dans la région de Mihaliççik. Les roches représentées vont des dunites aux gabbros en passant par des wehrlites, des harzburgites et des pyroxénites; un rubanage magmatique (layering des auteurs de langue anglaise) est assez net, sa direction est NW-SE. Les bords du massif sont fortement serpentinisés. Ces roches forment en quelque sorte le socle d'une série métamorphique assez particulière comprenant à côté de schistes verts, des quartzites à piémontite et à stilpnomélane, des schistes à glaucophane, des schistes graphiteux, des tufs volcaniques, des diabases et des laves en coussins plus ou moins transformés. Cette série métamorphique est considérée par les auteurs comme étant d'âge paléozoïque sans toutefois que la chose soit certaine.

Nous désirons présenter dans cette note des résultats préliminaires qui s'intègrent dans l'étude de la région de Mihaliççik entreprise par l'un d'entre nous (E. C.). On observe en effet fréquemment, dans les parties fortement serpentinisées et tectonisées du massif ultrabasique, des „inclusions“ blanches de formes variables, parfois très irrégulières, et dont la taille va de quelques dm à quelques m. Il est parfois assez net que ces inclusions représentent les restes de dikes ayant été fortement boudinés. Bien qu'assez variables dans le détail, ces „inclusions“ paraissent provenir de la transformation de deux sortes de roches: des diabases et des gabbros. Nous allons brièvement décrire un exemple représentatif de chacune de ces deux catégories.

Inclusions d'origine diabasique. L'exemple choisi est celui d'une masse ver-

- (1961): Sobre la génesis de los porfidos graniticos: una nueva interpretacion petrogenética. — Rend. Soc. Min. Ital. 17, 477—498.
- SAN MIGUEL ARIBAS, A. and FONT-ALTABA, M. (1962): Mineralogy of pegmatites from Palamos, Spain and their petrogenetic significance (Abstract). Can. Miner. 7, 343.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1934a): La zona metamorfica de contacto del Cap Gros (Palamos). Publ. Junt. Cienc. Nat. Barcelona. 3^a epoc., 6, 23, 381—410, n. 7, 1—17.
- (1934b): Las rocas eruptivas de la Costa Brava entre Canyet y Llafranc. Mem. Acac. Cienc. y Art. Barcelona. 3^a epoc., 23, 381—410.

Ce travail a bénéficié de l'aide du Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique.

13. **R. Chessex et M. Delaloye** (Genève): *Géochimie du zircon (rapport zirconium-hafnium, yttrium)*. — Voir p. 295 de ce fascicule.
14. **J. Bertrand, R. Chessex, M. Delaloye, R. Laurent et M. Vuagnat** (Genève): *Nouvelles déterminations d'âge „Pb total“ sur des zircons alpins*. Voir p. 317 de ce fascicule.

Corrigenda

Concerne le travail **R. CHESSEX, M. DELALOYE, D. KRUMMENACHER** et **M. VUAGNAT**: *Sur l'âge des roches granitiques de la région Palamos-Palafrugell (Costa Brava)*, Vol. 45/1 (1965), pp. 15—17.

Dans le tableau p. 16, col. «Age», 4^{me} ligne lisez 330 et non 30.

dâtre au centre qui devient plus blanche vers les bords. Le contact avec la roche encaissante serpentineuse s'effectue par l'intermédiaire d'une marge gris-vert.

Le microscope révèle que la partie centrale (n. 11B) possède une structure ophitique provenant de l'association de plagioclases et d'augite. Les plagioclases sont bruns et troubles en lumière naturelle, entre nicols croisés on s'aperçoit que leurs macles ont disparus et qu'ils ont une structure en mosaïque; leur détermination est malaisée, toutefois l'analyse par diffraction des rayons X montre qu'il s'agit d'albite. L'augite est incolore ou très légèrement colorée et pléochroïque avec un bon clivage (110) et de nombreuses macles parallèles à (100); elle présente des extinctions roulantes. Elle n'est pas entièrement intacte, de la pumpellyite fibreuse, très pléochroïque (vert pomme/vert jaune) s'est développée à ses dépens. Le sphène, en grains fusiformes, est assez abondant comme minéral accessoire.

L'étude microscopique du bord (n. 9B) montre que d'une part la structure primitive était différente de celle du centre et que, d'autre part, la transformation est plus avancée. On constate en effet l'existence d'une structure porphyrique: des phénocristaux d'augite et de plagioclase étant pris dans une pâte microlitique intersertale. Tandis que l'augite, en cristaux idiomorphes, a été conservée, il n'en est pas de même du plagioclase qui a été remplacé par une substance brunâtre, à haut relief, isotrope entre nicols croisés. Après avoir broyé la roche, nous avons concentré cette substance au moyen d'un séparateur magnétique afin de l'étudier par diffraction X dans une caméra de Guinier. Elle s'est révélée être un hydrogrenat, très probablement de la variété hibschite.

Les microlites feldspathiques de la pâte ont été entièrement pseudomorphisés en hibschite.

On note aussi que des fissures soit parallèles, soit perpendiculaires au bord de l'inclusion sont remplies de prismes enchevêtrés de vésuvianite incolore polarisant bas, à laquelle s'associe de la hibschite.

L'étude de cette inclusion nous montre qu'il devait s'agir primitivement d'une diabase formant un dike dans la roche ultrabasique (bords à structure plus fine que le centre). La transformation a été incomplète, elle a atteint surtout les parties marginales. Sur le plan minéralogique, elle s'est traduite essentiellement par le développement de l'hydrogrossulaire hibschite tandis que du point de vue chimique elle représente un appauvrissement extrême en alcalis, plus modéré en silice et en magnésie et, surtout, un très fort enrichissement en chaux, ainsi qu'on peut le voir en examinant les deux analyses ci-dessous:

	11 B	9 B
SiO ₂	46,58	37,80
Al ₂ O ₃	15,80	11,85
Fe ₂ O ₃	2,70	9,65
FeO	6,62	0,81
MgO	7,11	5,26
MnO	0,17	0,17
CaO	12,32	30,80
Na ₂ O	3,49	0,14
K ₂ O	1,95	0,04
TiO ₂	0,87	0,83
P ₂ O ₅	0,07	0,06
H ₂ O ⁺	2,15	2,11
Somme	99,83	99,52
Analyste: P. MERMIER P. MERMIER		

11 B: partie centrale; 9 B: partie bordière.

Dans beaucoup d'inclusions la transformation a atteint la partie centrale; toute la masse prend alors une couleur blanc grisâtre. Sous le microscope, on s'aperçoit que les plagioclases sont complètement transformés en hibschite, l'augite étant plus ou moins fortement chloritisée. De la vésuvianite se trouve tant dans le centre que dans les bords.

Inclusions d'origine gabbroïque. Il s'agit là de lentilles ou de masses de formes fantaisistes dont la taille varie de quelques dm à 10 m et plus. Elles se distinguent des inclusions d'origine diabasique par leur structure grenue facilement visible à l'œil nu; des cristaux de pyroxène vert très clair sont pris dans une pâte de teinte gris blanc, porcelanée, provenant de l'altération des plagioclases. Les contacts avec la serpentinite encaissante sont généralement nets et faillés.

Nous décrirons ci-dessous, à titre d'exemple, une inclusion ayant la forme d'un bloc de 30 cm de large sur 80 cm de long entouré d'une zone marginale vert foncé de 2 cm d'épaisseur.

L'examen microscopique, aidé d'analyses par diffraction des rayons X, permet de se rendre compte que la partie centrale (n. 749C) est formée de plagioclases entièrement remplacés par un mélange de chlorite et de hibschite; ce dernier minéral est jaune brunâtre et sa maille élémentaire possède une constante réticulaire a_0 de 11,986 Å. Les pyroxènes ont, eux aussi, été complètement transformés et sont maintenant représentés par un agrégat de chlorite. On note des plages irrégulières de calcite.

La zone marginale (n. 749B) vert foncé est caractérisée par le fait que les plagioclases ont subi un sort analogue à celui des pyroxènes, ils ont été entièrement transformés en chlorite; l'hydrogrossulaire a disparu.

Il faut relever qu'il existe des inclusions où les pyroxènes n'ont pas été entièrement transformés en chlorite; le diallage est généralement plus résistant que l'hypersthène.

Par leur mode de gisement et par leur composition minéralogique, les roches que nous venons de décrire s'apparentent étroitement aux rodingites décrites par différents auteurs dans plusieurs massifs de serpentinite du globe. Rappelons que le terme de rodingite a été employé pour la première fois par MARSHALL (1911) dans sa description du massif ultrabasique des Dun Mountains dans le district de la rivière Roding (Nlle Zélande). L'un de nous a décrit des roches semblables à Cuba (DUCLOZ et VUAGNAT, 1962) et dans les Alpes (VUAGNAT et PUSZTASZERI, 1964).

Il est intéressant de noter que l'on trouve dans la région étudiée d'autres types de roches en inclusions dans la serpentinite. A l'œil nu ces inclusions se distinguent généralement des rodingites par leur teinte plus foncée. Sous le microscope, on constate qu'il devait s'agir, primitivement, des mêmes diabases et des mêmes gabbros qui ont cependant subi une évolution métamorphique différente, plus classique caractérisée par la formation de zoïsite, de prehnite, d'albite, de chlorite, d'ouralite et de pumpellyite. On peut appliquer à ces roches les termes de méta-diabases et de méta-gabbros, les structures primaires étant encore bien conservées, comme c'est du reste le cas dans les rodingites.

Il serait prématuré dans une note qui a le caractère d'une prise de date de vouloir expliquer la genèse de ces roches curieuses que sont les rodingites et qui ont déjà donné lieu à des controverses. Nous désirons simplement relever les points suivants:

1. Les inclusions rodingitiques de la région de Mihaliççik se trouvent dans les parties du massif ultrabasique qui ont été fortement tectonisées et sont serpentinisées.

2. En ce qui concerne les rodingites d'origine diabasiques, il est presque certain qu'il s'agissait primitivement de dikes (présence de „chilled edges“) qui ont été fortement boudinés et tronçonnés lors des déformations tectoniques.

3. En ce qui concerne les rodingites d'origine gabbroïques, la forme primitive du gisement est plus problématique. On n'observe pas de „chilled edges“, peut-être s'agissait-il de „schlieren“ basiques intercalés dans la masse ultrabasique, nous avons en effet relevé l'existence d'un rubanage magmatique. La présence de contacts généralement faillés laisserait supposer que ces inclusions ont peut-être passablement cheminé au sein de la serpentinite lors de la tectonisation.

4. Les parties franchement rodingitiques, très riches en hibschite, des inclusions ont été le siège d'une métasomatose calcique importante. Le calcium était-il déjà présent dans le dike ou dans le schlieren gabbroïque et a-t-il simplement été redistribué à l'intérieur de la roche basique ou est-il venu d'ailleurs, comme le pensent plusieurs auteurs. Dans cette dernière éventualité, on peut penser soit à des solutions hydrothermales venant des profondeurs, soit à une sorte d'exsudation calcique de la roche ultrabasique encaissante, peut-être au moment de la serpentinitisation des pyroxènes. Pour répondre à cette question fondamentale, il faudra disposer de données quantitatives plus nombreuses que celles que nous possédons: analyses chimiques d'une part, volumes mis en jeu d'autre part.

Bibliographie

- DUCLOZ, C. et VUAGNAT, M. (1962): A propos de l'âge des serpentinites de Cuba. Arch. Sc., Genève, 15, 309—332.
 MARSHALL, P. (1911), dans BELL, J. M. et al.: Geology of the Dun Mountains Subdivision. N. Z. Geol. Sur. Bull., 12, 1—71.
 VUAGNAT, M. et PUSZTASZERI, L. (1964): Ophisphériles et rodingites dans diverses serpentinites des Alpes. Bull. Soc. suisse Min. Pétr. 44, 10—12.

Nous désirons remercier le Fonds National de la recherche scientifique pour son aide financière en ce qui concerne les deux analyses de rodingites.

17. **J. von Raumer** (Fribourg): *Zum Aufbau des Lentia-Gebirges auf Vulcano*. — Kein Manuskript eingegangen.

C. Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in den Hegau

vom 12. bis 13. Oktober 1964

Von *F. Hofmann* (Neuhausen am Rheinfall)

Teilnehmer:

<i>H. Eugster</i> , Trogen	<i>A. Schreiner</i> , Freiburg i. Br.
<i>A. Frei</i> , Frick	<i>P. Staehelin</i> , Basel
<i>H. Früh</i> , Schaffhausen	<i>E. Thommen</i> , Münchenstein
<i>F. Hofmann</i> , Neuhausen a. Rhf.	<i>M. Vuagnat</i> , Genève
<i>H. Hübscher</i> , Schaffhausen	<i>E. Wenk</i> , Basel
<i>J. Keller</i> , Freiburg i. Br.	<i>H.-R. Wenk</i> , Basel
<i>H. Loubat</i> , Genève	<i>E. Widmer</i> , Aarau
<i>Frau L. Pfenniger</i> , Luzern	<i>P. Zimmermann</i> , Tägerwilen

GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Fig. 1 gibt einen Überblick über das Vulkangebiet des Hegaus. Abgesehen von den vorzugsweise im nördlichen Kanton Schaffhausen (Bargen) vorkommenden Tuffitlagen innerhalb des Helvétien (Obere Meeresmolasse) liegen die vulkanischen Erscheinungen des Hegaus innerhalb der Oberen Süsswasser-

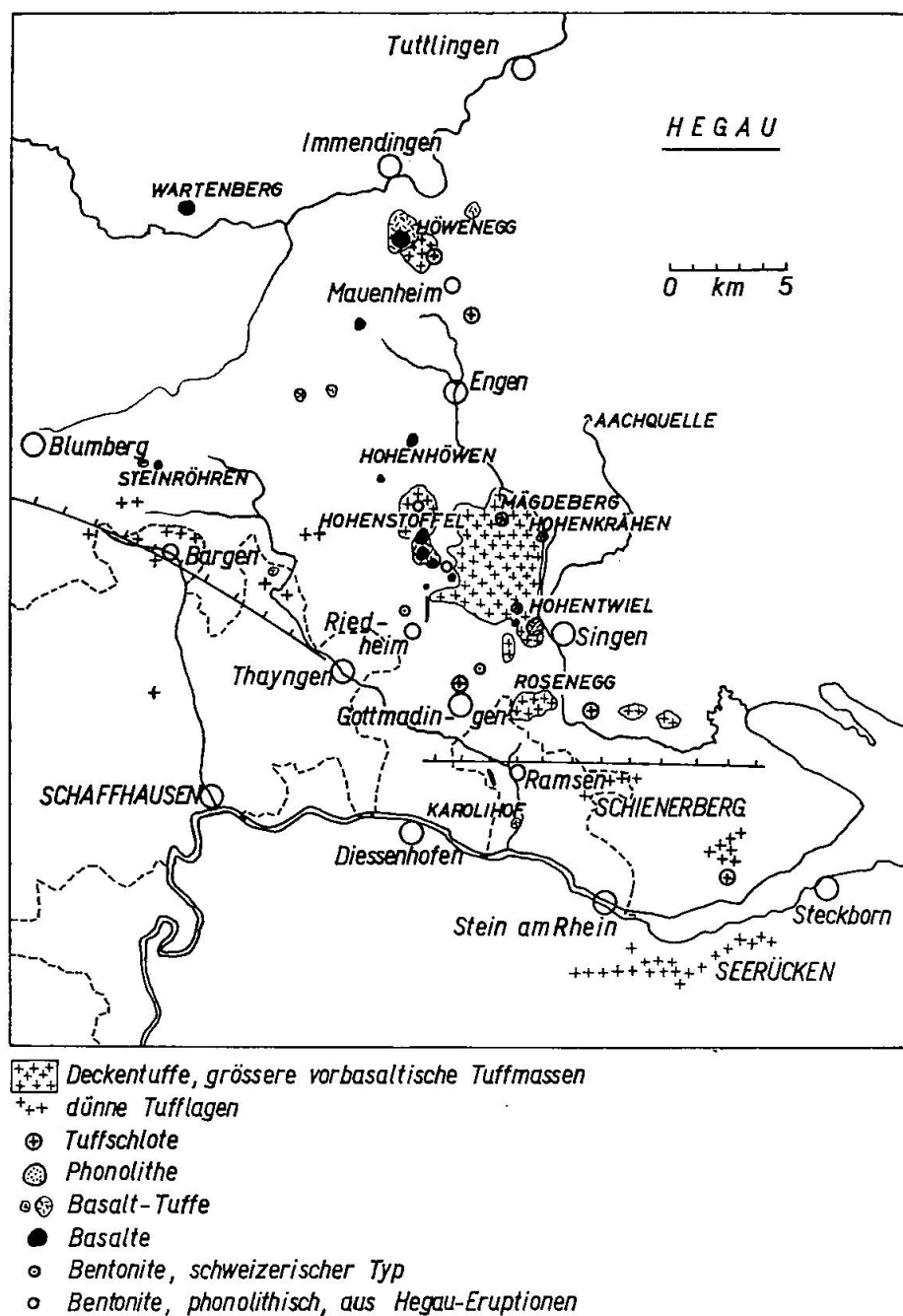


Fig. 1. Übersichtsskizze des Hegauvulkanismus.

molasse (Mio-Pliozän). Die Verhältnisse vor dem Beginn der pliozänen Durchtalung, zu Ende der Molassezeit, sind in Fig. 2 dargestellt. Die heutigen, prominenten Vulkankuppen des Hegaugebietes sind durch die Erosion herauspräparierte Härtinge, keine vulkanischen Bergformen.

An der Oberen Süsswassermolasse des Hegaus sind drei verschiedene Schüttungssysteme beteiligt (Fig. 2): von Süden die Hörnlichschüttung mit alpinem Material, von Norden die Juranagelfluhschüttung mit jurassischem Material aus der ehemaligen, vorwiegend mesozoischen Schwarzwaldbedeckung, und dazwischen die beckenaxiale Glimmersandschüttung (F. HOFMANN, 1960a). Diese Glimmersandschüttung mit Transportrichtung von Ost nach West war ein bedeutendes Stromsystem, das während der ganzen Dauer der Oberen Süsswassermolasse feine, glimmrige, relativ karbonatarmer Sande aus einem Einzugsgebiet in den Ostalpen längs des nördlichen Molassetroges nach Westen verfrachtete und sich über den heutigen Kettenjura hin in Richtung auf das Mittelmeer entwässerte.

Die eigentliche Vulkantätigkeit begann im Hegau erst mit der oberen Hälfte der Oberen Süsswassermolasse, und zwar mit mächtigen Deckentuff-eruptionen, vor allem in der Gegend von Singen. Diese Eruptionsphase der Deckentuffe ist altersmässig (Wende Tortonien-Sarmatien) identisch mit einer verstärkten Geröllschüttung aus dem Hörnliedelta, repräsentiert durch die Konglomeratstufe der Oberen Süsswassermolasse. Nur zu dieser Zeit wurden Nagelfluhbänke auf dem thurgauischen Seerücken und bis hinüber zum Schienerberg abgelagert. In die gleiche Periode fallen die Eruptionen aus dem Tuffschlot von Wangen (südlicher Schienerberg, Ziegelhoftobel) und die Ab-

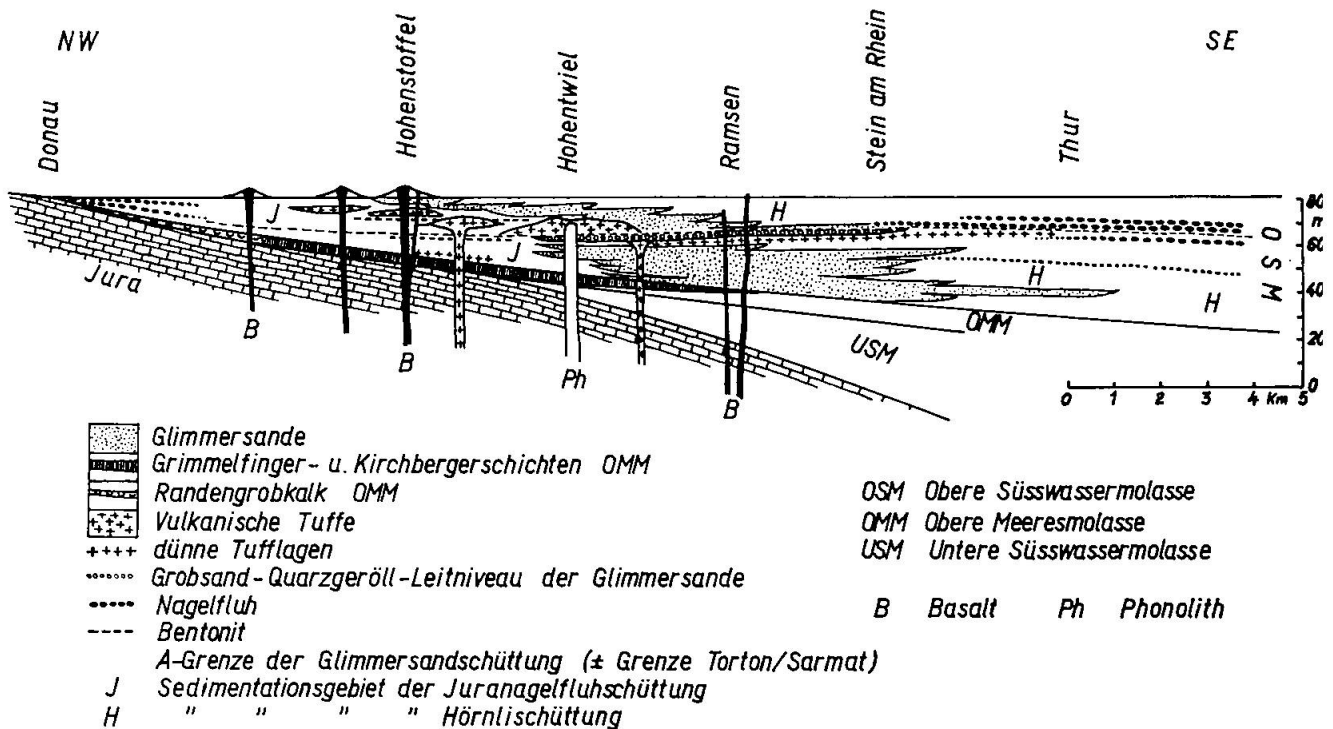


Fig. 2. Geologisches Querprofil durch das Hegaugebiet zu Ende der Molassezeit.

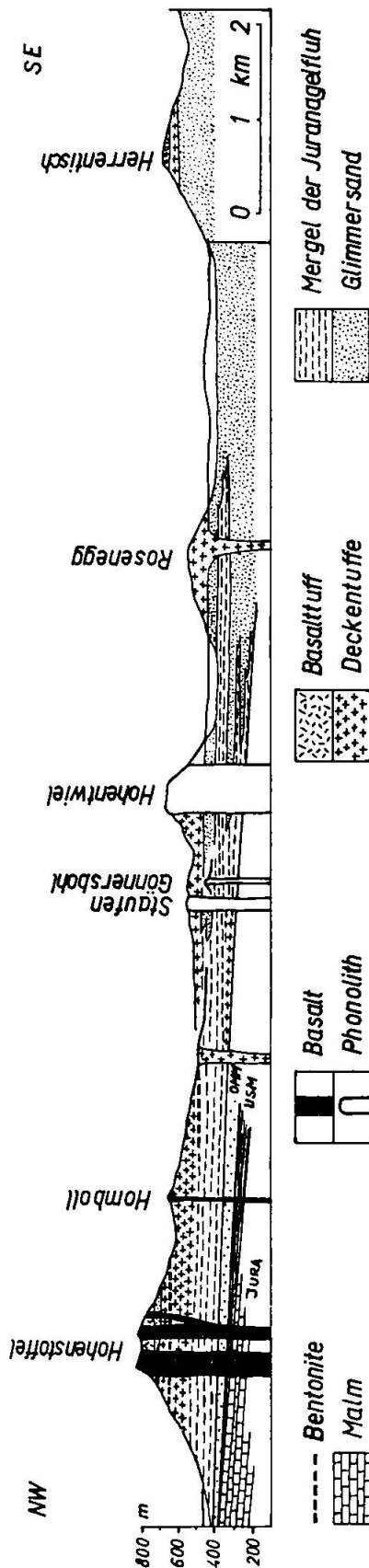


Fig. 3. Querschnitt durch das zentrale Hegaugebiet. OMM = Obere Meeresmolasse, USM = Untere Süsswassermolasse.

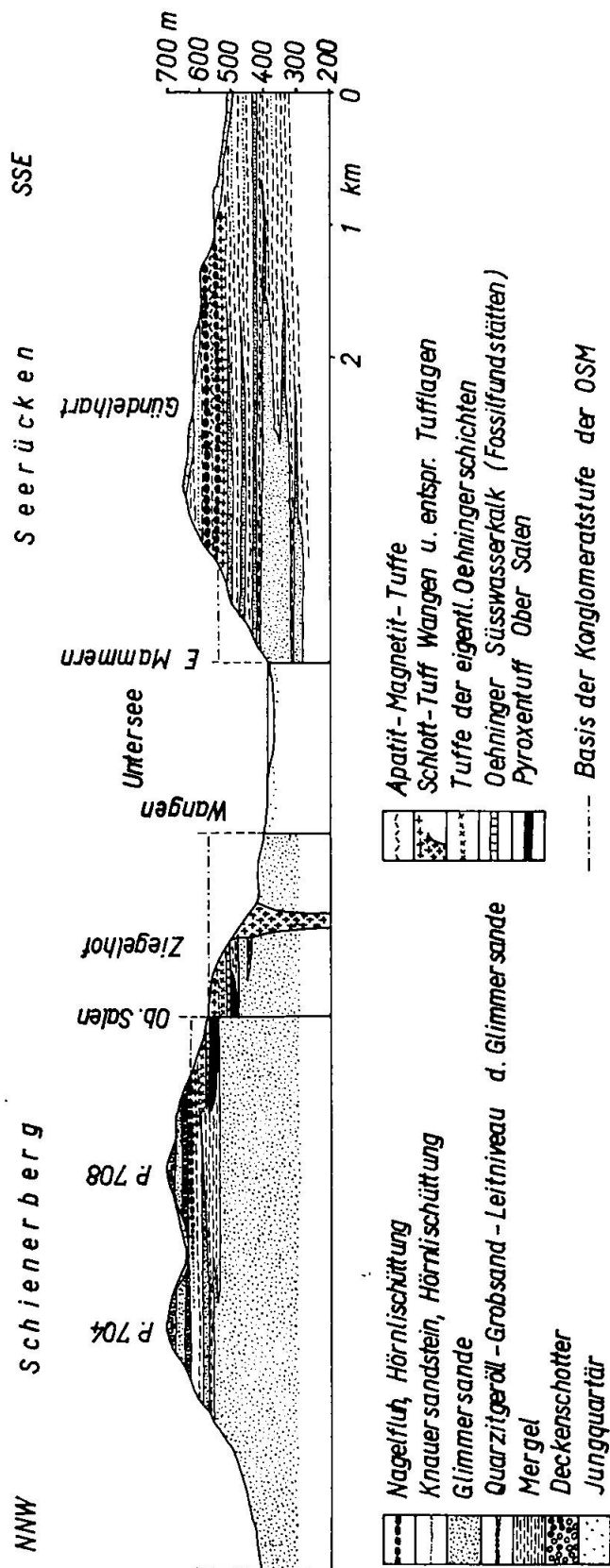


Fig. 4. Querschnitt durch das Unterseegebiet (Obere Süsswassermolasse, OSM).

lagerung von nur wenig jüngeren Tuffen aus nicht aufgeschlossenen andern Schloten des Unterseegebietes (F. HOFMANN, 1959).

Die Oehninger Fossilfundstätte am südlichen Schienerberg liegt in Seekreideablagerungen des Maarsees einer ersten Eruption eines Wangener Schlotens unmittelbar vor Beginn der Konglomeratstufe (eigentliche Oehningerschichten).

Den starken Geröllschüben im Hörnlschuttfächer zur Zeit der Konglomeratstufe entspricht eine kurzfristige Kornvergrößerung innerhalb des Stromsystems der Glimmersande (Grobsande und Quarzfeinkiese am Schienerberg).

Nach der Deckentuffphase intrudierten die Phonolithe. Die damalige Landoberfläche lag bei etwa 650 m nach heutigen Höhenverhältnissen. Nach den Phonolithintrusionen folgten weitere Tuff-Förderungen aus Schloten, die sich gegen Ende der Molassezeit offenbar immer weiter nach Norden verlagerten.

Erst nach dem Ende der Molassesedimentation durchbrachen die basaltischen Tufferuptionen die gesamte Schichtserie, unmittelbar gefolgt von den ihnen entsprechenden, eigentlichen Basaltintrusionen (Melilithite). Diese basaltische Phase hat pontisches Alter. Die Basalttuffe liegen unmittelbar über den pontischen Höweneggsschichten, die eine reiche Säugerfauna (insbesondere *Hipparion gracile*, E. JÖRG u. Mitarb., 1955; H. TOBIEN, 1959) geliefert haben und ähnlich rein lokalen Charakter besitzen wie die Oehninger Fossilfundstätten: es muss sich auch im Falle der Höwenegg um einen Maarsee mit rein lakustren Sedimenten gehandelt haben, entstanden über den dortigen Hornblende-Pyroxen-Tuffschloten, die wenig vorher tätig waren.

Die Landoberfläche zu Ende der Molassezeit (Basaltphase) lag nach heutigen Höhenverhältnissen bei etwa 850 m (Fig. 2). Weder für die Basalte noch für die Phonolithe bestehen Anzeichen dafür, dass diese Laven über den jeweiligen Kraterrand ausgeflossen wären. Teilweise erreichten die Intrusionen die Oberfläche nicht.

Nach dem Ende der Molassezeit wurde die heutige Morphologie durch tektonische Bewegungen im Pliozän (Randen- und Schienerbergverwerfung) und durch pliozäne und pleistozäne Erosion geformt (Fig. 3). Gegenüber dem Randen-Reiat-Gebiet ist der Hegau als Senkungsgebiet bis zu 200 m tiefer versetzt (Fig. 1). Es bestehen Anhaltspunkte dafür, dass diese Tieferlegung des Hegaus schon im Oligozän begann und in verschiedenen Etappen verlief. Sämtliche vulkanischen Ausbruchstellen liegen im abgesenkten Gebiet.

PETROGRAPHISCH-CHRONOLOGISCHE ÜBERSICHT

Während bis vor kurzem die Vulkantätigkeit des Hegaus als relativ kurzfristiges Phänomen betrachtet wurde (H. RECK, 1923; L. ERB, 1931), steht heute fest, dass sie mindestens 8 Millionen Jahre dauerte, von den herkunftsmässig noch nicht genau lokalisierbaren älteren vulkanischen Ablagerungen abgesehen. Die neuere chronologische Interpretation auf Grund geologischer und petrographischer Untersuchungen (F. HOFMANN, 1955, 1956c, 1960a; W. v. ENGELHARDT u. W. WEISKIRCHNER, 1961; A. SCHREINER, 1961) wurde durch absolute Altersbestimmungen nach der K/Ar-Methode an Biotiten und

Sanidinen bestätigt (GENTNER und LIPPOLT, Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg, vgl. W. v. ENGELHARDT u. W. WEISKIRCHNER, 1961).

Nach geologischen, vulkanologischen und petrographischen Untersuchungen können im Hegau und seiner Nachbarschaft in gedrängter Form dargestellt folgende Eruptionsphasen nachgewiesen werden (neuere petrographische Daten nach W. v. ENGELHARDT u. W. WEISKIRCHNER, 1961):

1. *Helvétien-Tuffite*: In roten Helicitenmergeln des Helvétien finden sich in der Gegend von Barga im nördlichen Kanton Schaffhausen an der Basis der Oberen Süsswassermolasse Tuffite mit Sanidin, Melanit, Apatit, Magnetit und Titanit (F. HOFMANN, 1958a), deren genaue Herkunft noch offen ist. Es ist nicht ausgeschlossen, dass dafür auch andere Liefergebiete als der Hegau (Kaiserstuhl, Vorberge oder unbekannte Eruptionsgebiete) in Frage kommen.

2. *Bentonite des schweizerischen Typs*: Saure Bentonite und Glastuffe, die den schweizerischen Vorkommen (F. HOFMANN, 1956a) völlig entsprechen, finden sich im Hegau an der Ostseite des Heilsberges (nördlich Gottmadingen) und nordwestlich Riedheim. Es kann sich nur um Verwehungen von vulkanischem Staub aus den gleichen Eruptionen wie bei den schweizerischen Vorkommen gehandelt haben. Sie sind gleich alt wie jene in Bayern, aber etwas abweichend beschaffen. Die Bentonite im Hegau und in der Schweiz enthalten Quarz, Sanidin, Oligoklas, Apatit, Zirkon, Rutil, Erze und Biotit als vulkanische Mineralien. Ihr Chemismus ist etwa engadinergranitisch. Sie sind nur wenig älter als die unmittelbar nachfolgenden Deckentuffruptionen, das heisst sie liegen an der Basis der Konglomeratstufe der Oberen Süsswassermolasse.

3. *Deckentuffe*: Die Deckentuffe wurden vor allem aus Schloten der weiteren Umgebung von Singen gefördert und erreichten Mächtigkeiten von ursprünglich wohl über 100 m. Sie repräsentieren die Haupttuffvorkommen im Hegau. Das absolute Alter wurde mit ± 14 Millionen Jahren bestimmt. Sie enthalten mehr oder weniger deutlich Sanidin, vor allem aber Biotit, Hornblende, Augit, Apatit und Magnetit. Gelegentlich kommen Nephelin, Analcim und Leucit vor. In wechselnden Mengen findet man Auswürflinge des Grund- und Deckgebirges. Die Grundmasse kann Calcit, Montmorillonit, Opal und glasartiges Material enthalten. Der Chemismus ist issitisch-hornblenditisch. Der in der Deckentuffzeit tätige Schlot von Wangen-Ziegelhofstobel am südlichen Schienerberg hat ähnlichen Charakter. Die wenig jüngeren Tufflagen im Unterseegebiet sind zum Teil reine Magnetit-Apatit-Tuffite mit wenig oder keiner Hornblende und stimmen damit weitgehend mit etwas jüngeren Tufflagen der vorphonolithischen Deckentuffphase am Hohenstoffel im Hegau überein.

4. *Obere Bentonite*: Auf der Nord- und Südseite des Hohenstoffel finden sich in 640 m Höhe dünne Bentonitlagen (aufgefunden von H. A. HAUS), die nicht mit jenen des schweizerischen Typs übereinstimmen, sondern sich weitgehend mit den Hegau-Phonolithen identifizieren (grosse Sanidine, Apatit, viel Titanit, Aegirinaugit). Sie haben brekziösen Charakter und weisen verschiedene Umwandlungsstadien bis zum kaum zersetzten Phonolith auf. Sie wurden nicht als fein verblasene Asche, sondern in Form grösserer Fragmente ausgeworfen. Es muss sich um eine den Phonolithintrusionen vorausgehende gasreiche Eruption gehandelt haben.

5. *Phonolithe*: Die Phonolithe kommen ausschliesslich im östlichen Hegau vor (Fig. 1, Hohentwiel, Gönnersbohl, Staufen, Hohenkrähen, Mägdeberg) und haben ein absolutes Alter von 9 bis 9,5 Millionen Jahren. Das porphyrische Gestein enthält Sanidin, leistenförmig bis tafelig ausgebildet und oft wasserklar. Daneben findet man Nosean, meist kaolinisiert, Hauyn, meist nur vereinzelt und stark zersetzt, sehr selten Leucit. Als dunkler Gemengteil tritt Aegirinaugit auf. Die Grundmasse besteht aus den gleichen Mineralien, zum Teil mit Nephelin. Untergeordnet finden sich Magnetit, Apatit und Titanit (am Gönnersbohl gelegentlich grössere Kristalle). Als Kluftminerale treten Analcim und vor allem Natrolith auf. Interessant ist der sehr deutliche Gehalt an seltenen Erden, an Uran, Niob und Tantal. Der Chemismus ist foyaitisch-monzonit-foyaitisch.

6. *Jüngere, deckentuffartige Aschenlagen*: Am Hohenstoffel treten höhere Aschenlagen (über 650 m) auf, die oft viel Titanit, Sanidin, Magnetit, Apatit und teilweise Hornblende und auch Melanit enthalten. Sie müssen teilweise jünger sein als die Phonolithe und leiten über zu den Hornblende-Pyroxen-Tuffen, wie sie im Gebiet von Mauenheim-Höwenegg unmittelbar unter den pontischen Fossilschichten vorkommen. Biotit tritt mehr und mehr zurück, und die jüngsten Tufflagen führen keinen Sanidin mehr, die Hornblende nimmt ab und wird mehr und mehr durch Augite ersetzt.

7. *Melilithit-Tuffe (basaltische Tuffe)*: Diese Tuffe, am Ende der Molassezeit gefördert, finden sich an den basaltischen Eruptionsstellen von Karolihof wenig südlich des Rheins (westlich Stein am Rhein) bis zum Wartenberg nördlich der Donau. Teilweise enthalten sie nontronitische und saponitische Tonminerale in bedeutender Menge, oft vorherrschend. Sie haben den Charakter von Lapilli-Konglomeraten (Lapilli-, Brocken- und Kugeltuffe). An Mineralkörnern führen sie — entsprechend den nachfolgenden Basalten — basaltischen Augit, Olivin, Melilith und auch Nephelin, meist wenig Magnetit. Der Calcitgehalt der Tuffe ist teilweise sehr hoch. In Klüften kommen Natrolith, Phillipsit und Magnesit vor.

8. *Melilithite (Hegaubasalte)*: Die Basalte des Hegaus, die den Basalttuff-eruptionen unmittelbar nachfolgten, sind Melilithite, mit basaltischem Augit und Melilith als Hauptminerale, nebst Olivin und etwas Nephelin. Magnetit ist häufig, Perowskit und Apatit treten seltener auf. Das Magma war issitisch-jacupirangitisch. Sämtliche Vorkommen haben gleichartigen Charakter. Basalttuffe und Basalte sind wenig jünger als die pontischen, fossilführenden Höweneggsschichten. Das absolute Alter der Basalte wurde mit 6 Millionen Jahren datiert.

EXKURSION

Montag, den 12. Oktober 1964

Bei regnerischem Wetter begann die Exkursion in Schaffhausen und führte zunächst auf den thurgauischen Seerücken. Die dort besuchten Aufschlüsse vermittelten einen Einblick in die südlichsten Randerscheinungen des Hegauvulkanismus und deren Vorkommen innerhalb der Oberen Süsswassermolasse (Fig. 4). Sie gaben auch Gelegenheit, Einblick in die Hörnlischüttung zu neh-

men, die Glimmersande des beckenaxialen Stromsystems kennen zu lernen und später im Hegau Vergleiche mit der Juranagelfluhschüttung zu ziehen. Von Stein am Rhein aus fahren wir am Nachmittag in den südlichen Hegau hinein.

1. *Wilen-Herdern* (Konglomeratstufe der Hörnlichüttung mit Tuffvorkommen, Koord. 711 230/275 160/580).

Unter einer mächtigen Bank von Hörnlinagelfluh mit Knauersandsteinlagen (meist 50 bis 60% Kalk- und Dolomitmörner, epidotreich) tritt eine dunkelbraune, etwa 50 cm starke Tufflage (F. HOFMANN, 1959) auf, die je einige Prozente Magnetit und Apatit führt (Korngrösse vorwiegend unter 0,5 mm), nebst Biotit bis 10 mm Durchmesser. Diese Tufflage liegt in einer Mergelzwichenschicht wenig über der hier nicht aufgeschlossenen Basislage der Konglomeratstufe.

2. *Burstel südlich Mammern* (Tufflagen innerhalb der Konglomeratstufe der Oberen Süsswassermolasse).

Im südlichen Teil des Burstel (Koord. 711 350/276 760/560) wurde eine etwa 70 cm mächtige Tufflage besucht, die teilweise grobkörnige Ausbildung hat. In einer Grundmasse aus montmorillonitischem Ton finden sich kleine Auswürflinge sedimentärer Gesteine, worunter vorwiegend schwarze Kalke noch unbekannter stratigraphischer Herkunft. An vulkanischen Mineralien treten auf: Biotit, Apatit, Magnetit, zurücktretend Hornblende. Das Vorkommen liegt ebenfalls innerhalb der Konglomeratstufe der Oberen Süsswassermolasse und ist der jüngste Tuffhorizont im Unterseegebiet (an dieser Stelle erstmals publiziert). Wenig nördlich am Burstel (Koord. 711 330/276 900/555) und stratigraphisch wenige Meter tiefer konnte eine rote Tufflage gezeigt werden, die auf dem Seerücken weit verbreitet ist und mit dem Niveau von Wilen (1) übereinstimmt. Sie enthält die gleichen Mineralien.

3. *Hörhausen (südwestlich Steckborn)* (Tufflage im Bachtobel Koord. 714 700/277 110/550).

Als Liegendes der Basisnagelfluh der Konglomeratstufe ist die älteste Tufflage am Seerücken (F. HOFMANN, 1959) aufgeschlossen, die hier etwa 50 cm mächtig ist, weiter westlich aber bis zu 4 m erreicht. Das Material ist sandig und besteht überwiegend aus vulkanisch ausgeblasenem Glimmersand der Molasse. Daneben treten Biotit, Apatit, Hornblende und Magnetit auf, die in der Basiszone etwas angereichert sind. Gelegentlich (vor allem in den westlicheren Vorkommen) findet man Lapilli und kleine Trümmer von Grundgebirgsmaterial. Diese Tufflage ist identisch mit dem Schlottuff im Ziegelhoftobel (nördlich Wangen) auf der Südseite des Schienerberges.

4. *Seehof* (Sandgrube an der Strasse Mammern-Glarisegg, Koord. 713 070/282 600/405, unter P. 413).

In der Grube Seehof ist der Glimmersand des beckenaxialen Stromsystems der Oberen Süsswassermolasse erschlossen, überlagert von Knauersandstein der Hörnlichüttung. Der Glimmersand enthält etwa 10% Dolomit und etwa 2% Kalk, die Schwermineralfraktion ist granatreich, mit Staurolith und wenig Epidot. Der hellgraue, glimmerreiche Sand wird gelegentlich als Bi-

tumenzuschlag abgebaut und enthält häufig Unio-Schalen als Faziesfossil. Einzelne Schwemmhorizonte („Krokodilschichten“) sind stärker kalkig zementiert und führen Mergelgallen und ab und zu Wirbeltierknochen nebst schlecht erhaltenen Pflanzenresten.

Nach dem Mittagessen in Stein am Rhein besuchten wir den wenig bekannten Aufschluss

5. *Karolihof* (basaltischer Brockentuff, südlich Ramsen, Kt. Schaffhausen, Koord. 703 170/282 600/405, unter P. 413).

Der typische Lapillituff von Karolihof (F. HOFMANN, 1956 b) besteht zu einem erheblichen Teil aus dem Tonmineral Saponit (F. HOFMANN u. E. JÄGER, 1959) als Umwandlungsprodukt. Daneben kommen als vulkanische Mineralien fast nur basaltischer Augit neben wenig Magnetit und etwas Apatit vor. Ausser dem vorherrschenden basaltischen Augit (bis 2 mm Korngrösse) führt das Gestein einen chromhaltigen Diopsid. Ein kleiner Anteil an durchschlagenem Molassematerial (Glimmersand, Mergelschollen) ist immer vorhanden. Interessant sind gelegentlich enthaltene, nicht näher bestimmbare Knochenfragmente. Der Basalttuff von Karolihof hat wie alle Tuffe des Melilithit-Vulkanismus im Hegau pontisches Alter und wurde durch Erosion aus der Molasse freigelegt. Das anstehende Material muss einer Schlotfüllung entsprechen und steht in Zusammenhang mit dem wenig weiter nördlich gelegenen Basaltgang von Ramsen.

6. *Jungkernbühl* (Schlottuff P. 434 nördlich Worblingen, Koord. 706 190/287 850/434).

Nach dem Grenzübertritt in Ramsen und einigen, durch Bauarbeiten verursachten Irrfahrten erreichten wir den am Nordrand von Worblingen gelegenen Jungkernbühl, eine wenige Meter hohe Kuppe in der Schotterebene. Der Jungkernbühl ist ein Deckentuffschlot. Das kaum verfestigte Material ist schlecht sortiert und enthält zahlreiche Auswürflinge des Grund- und Deckgebirges, nebst viel Molassesand und gelegentlich Geröllen der Kirchbergerschichten der Oberen Marinen Molasse. An vulkanischem Material findet man Lapilli, grosse Hornblende, Magnetit bis 1 cm Korngrösse (was wir mit dem Magneten leicht feststellen konnten), sodann grosse, idiomorphe, dicktafelige Biotite. Ab und zu findet man Bruchstücke vulkanischen Gesteins, bestehend aus Hornblende, Magnetit und grossen Apatiten. Ferner kommen vor: Diopsid, Aegirinaugit, Bronzit, Pigeonit und seltenere Akzessorien. Es ist wahrscheinlich, dass dieser und weiter östlich am Hartberg gelegene Tuffschlote die Aschenlagen an der Basis der Konglomeratstufe auf dem Herrenfisch (südlich Wiesholz) und vielleicht auch auf dem westlichen Seerücken (F. HOFMANN, 1956 b, 1959) geliefert haben, die mit dem Material des Jungkernbühls völlig übereinstimmen. Der Biotit des Jungkernbühls ergab ein absolutes Alters von 14,2 Millionen Jahren.

7. *Rosenegg* (Steinbruch im Deckentuff am Nordsporn, Koord. 703 530/288 480/460).

Der westlich Rielasingen gelegene Hügel der Rosenegg (Fig. 3) besteht praktisch nur aus Deckentuffen, die im besuchten Steinbruch sehr schön auf-

geschlossen sind. Das blaugraue, stark zementierte Gestein hat betonartigen Charakter und ist sehr massig ausgebildet. Man erkennt darin makroskopisch Hornblenden und Biotite nebst Einschlüssen von Auswürflingen des Grund- und Deckgebirges. Die Grundmasse enthält viel Opal nebst Kalzit und montmorillonitischen Tonmineralien. Lapilli sind selten. In der Grundmasse finden sich Diopsid, Apatit, Magnetit und seltene Akzessorien. Auf der Südseite der Rosenegg wurden früher Pseudomorphosen von Calcit nach Thenardit, Glauberit und anderen Salzmineralien gefunden, ferner schöne Opale. Ebenso ist jene Stelle für Knollen Ni-haltigen Bronzits bekannt.

8. *Hohentwiel* (Steilwand oberhalb des Restaurants am Nordosthang, Koord. 703 450/291 530/560).

Der Phonolith des Hohentwiels ist schwärzlich- bis bräunlichgrau, ziemlich dicht und führt zahlreiche Einsprenglinge leistenförmiger, wasserklarer Sanidine nebst solchen aus stark zersetztem Nosean. Weiter findet man darin aegirinhaltigen Augit, Hauyn, Magnetit, selten Leucit. Die Grundmasse enthält die gleichen Mineralien. Ab und zu kommen Einschlüsse von Glas und von Fremdgesteinen (Granodiorite) vor. Das absolute Alter wurde mit 9,5 Millionen Jahren bestimmt. Wir fanden an der besuchten Stelle, vor allem im Schutt, zahlreiche schöne Stücke mit den bekannten gelben Natrolithgängen in teilweise stark zersetztem Phonolith.

9. *Gönnersbohl* (Phonolithkuppe P. 508 östlich Hilzingen, Koord. 701 990/291 675/508).

Der Gönnersbohl ist ein kleiner, durch die Erosion aus der Molasse freigelegter Phonolithpfropfen (Fig. 3). Das hellgrüngraue Gestein ist stark porphyrisch, trachytartig, mit grossen Einsprenglingen von Sanidin. Nicht allzu häufig findet man auch grössere, rotbraune Titanite. Absolutes Alter: 9,2 Millionen Jahre.

10. *Riedheim, Basaltgang* (Steinbruch am Südfuss des Hohenstoffels, Koord. 698 620/291 620/530).

Ein mehrere hundert Meter weit verfolgbarer, Nord-Süd verlaufender, kaum mehr als 10 bis 20 m breiter, senkrecht stehender Basaltgang ist im Steinbruch nordöstlich Riedheim aufgeschlossen und zeigt sehr schön den Kontakt mit den leicht gefrittetten Molassemergeln (Juranagelfluhschüttung), die auch von Apophysen durchsetzt sind. Der Kern des Vorkommens besteht aus dichtem, typischem Melilithit, die Randpartien sind zum Teil blasig mit viel Calcit als Spaltenfüllungen.

11. *Riedheim, Bentonitvorkommen* (Grube und Acker unterhalb des Wasserreservoirs nordwestlich Riedheim, Koord. 698 100/291 550/500).

Der von H. A. HAUS aufgefundene, wenig mächtige und schlecht erschlossene Bentonit ist graublau und stimmt völlig mit den schweizerischen Vorkommen überein, ebenso mit dem benachbarten, im gleichen Niveau liegenden Bentonit an der Ostseite des Heilsberges nördlich Gottmadingen (F. HOFMANN, 1956a; F. HOFMANN u. R. HANTKE, 1964). Im Acker findet man Bruchstücke von feinblasigem Glastuff, der nicht umgewandeltem Material entspricht und auch am Heilsberg und in Bischofszell auftritt. Der Bentonit

selbst ist nicht durch Verwitterung, sondern primär-hydrothermal in Montmorillonit umgewandelt. In der Schichtfolge des Hegaus stellen diese, aus den in der Gegend von St. Gallen anzunehmenden Eruptionen eingewehten Bentonitlagen eine ausgezeichnete Korrelationszeitmarke dar.

Von Riedheim fuhren wir über Thayngen nach Schaffhausen zurück, wo wir uns im „Thiergarten“ zum gemeinsamen Nachtessen trafen. Die auswärtigen Teilnehmer übernachteten im Hotel Oberberg in Neuhausen am Rheinfluss.

Dienstag, den 13. Oktober 1964

Der zweite Tag gab uns Gelegenheit, die Basis der Molasse kennen zu lernen, einen Einblick in die Tektonik und Morphologie des Gebietes zu nehmen und vor allem den Nordhegau kennen zu lernen. Wir fuhren zunächst hinauf auf die Hochfläche des Reiat, dann längs der Randenverwerfung nach Hofen und von dort über die Grenze in den Hegau.

12. Lohn (Reiat, Kt. Schaffhausen. Grube in Boluston des Siderolithikums westlich des Dorfes, Koord. 692 090/290 230/625).

Die besuchte Bolusgrube von Lohn gibt einen schönen Einblick in die siderolithischen Rückstandssedimente des Reiat. Die Kaolinittone der Bolusformation ($\pm$ Eozän, eventuell auch Kreide) entstanden als terrestrische Auslaugungssedimente unter tropisch-humidem Klima (F. HOFMANN, 1958 b). Illitische Tone wurden dabei durch SiO_2 -Abfuhr in die tonerdereichen Kaolinite übergeführt. Um die auf dem Reiat oft ziemlich bedeutenden Bolustonvorkommen der jurassischen Karstoberfläche zu erklären, genügen die aus einer Entkalkung der höchsten Juraschichten zur Verfügung stehenden Tonrückstände nicht. Ausserdem ist der oberste Malm meist noch sehr vollständig erhalten geblieben. Es ist deshalb wahrscheinlicher, dass auch fluvioterrestrische Ton- und Mergelablagerungen der Kreidezeit dazu vorhanden waren. Eisenreicherer Ausgangsmaterial führte zur Bildung von Bohnerz, wie wir es auch in der Grube von Lohn beobachten konnten. Der Bodenhorizont über dem Tonvorkommen enthält zahlreiche Quarzitgerölle als Verwitterungsrückstand der einstmals überlagernden Oberen Meeresmolasse (Austernnagelfluhen), welcher Schichtkomplex nördlich von Lohn stellenweise noch erhalten ist. Die Bolustone von Lohn gaben seinerzeit Anlass zur Entwicklung der heute noch blühenden keramischen Industrie. Das meiste Rohmaterial für hochwertigere Produkte wird heute jedoch importiert.

13. Mergelgrube Almenbühl, Bibertal (an der Strasse Thayngen-Bibern, Koord. 693 500/290 750/460).

In der Mergelgrube der Zementfabrik Thayngen im Bibertal ist die Randenverwerfung mit einer Sprunghöhe von gegen 200 m in eindrucklicher Weise aufgeschlossen. Stark verrutschte Molassemergel lagern an die steilstehende Malmflanke der Verwerfung. Die Molasse selbst umfasst anscheinend sowohl rasch nach Norden auskeilende Untere Süsswassermolasse wie auch Obere Meeres- und Obere Süsswassermolasse. Die Molassebasis des abgesenkten Teils liegt wenige Meter unter dem Strassenniveau des Bibertals. Eine 1963 beim

Bau einer Aufbereitungsanlage zugängliche Baugrube zeigte eine karstartige Malmoberfläche mit Bolustaschen, mit scharfer Grenze überlagert von einer postsiderolithisch-prämolassischen Krustenkalkformation, die auch von anderen Stellen der Gegend von Schaffhausen bekannt geworden ist (F. Hofmann, 1960b). Anstehendes Material (pisolithische Krustenkalke, stellenweise mit Silexlagen) konnte anlässlich der Exkursion noch sehr schön beobachtet werden. Besonderes Aufsehen erregte ein bei den Aushubarbeiten aufgefundener ophiolithischer Findling von rund 20 Kubikmetern Grösse, mit schöner Pillowlava-Struktur.

14. Zentralschulhaus Bibertal (Strassenkreuz mit Aufschluss in Juranagelfluh, Koord. 692 380/292 925/480).

Der Aufschluss an der Strasse nach Altdorf gab uns Gelegenheit, die Juranagelfluh der Oberen Süsswassermolasse kennen zu lernen. Die begleitenden Sandsteine sind Kalkarenite mit rund 90% Kalksteinkörnern.

15. Aachquelle (6,5 km östlich Engen, Koord. 706 240/300 575/475).

Über Welschingen und Engen fuhren wir bei wieder einsetzendem Regen zur Aachquelle. In dieser grössten Quelle Deutschlands tritt das unterhalb Immendingen aus der Donau versickernde Wasser als Karstquelle wieder zutage und leitet das Donauwasser in den Bodensee und damit ins Rheinsystem. Das Donauwasser versickert in den wohlgeschichteten Kalken (Malm β), tritt durch die darüberliegenden, an sich undurchlässigen γ -Mergel hindurch und kommt aus dem Massenkalk, also aus einer wesentlich höheren Schicht, wieder zum Vorschein. Dieser interessante Weg lässt sich nur mit tektonischen Spalten erklären.

16. Schlottuff Mauener Mühle (südöstlich Höwenegg, nördlich Mauenheim an der Strasse nach Immendingen).

An der Westseite der Strasse bei der Mauener Mühle ist ein Hornblende-Schlottuff aufgeschlossen, der einen besonders hohen Anteil an Fremdgesteinen, besonders an Auswürflingen des Deckgebirges aus fast allen mesozoischen Schichten enthält. Grundgebirge ist selten. Besonders auffällig sind grosse Malmkalkblöcke. Dieser Tuff ist wenig älter als die pontischen Höwenegg-schichten. Hornblende ist das vorherrschende Mineral. Daneben findet man basaltischen Augit und etwas Diopsid. Biotit ist selten, und auch Magnetit ist nicht sehr häufig. Die Grundmasse ist montmorillonitisch-calcitisch.

17. Höwenegg-Vulkan (2,8 km südlich Immendingen).

An der Höwenegg ist ein typischer Basaltvulkan des Hegaus durch den Steinbruchbetrieb prächtig erschlossen. Von Norden her wanderten wir im Strasseneinschnitt durch den Tuffmantel. Der typische Basalt-Tuff ist kreuzgeschichtet, führt stellenweise Malmkalkauswürflinge und ist vor allem auf der Ostseite des Steinbruchs oft fast völlig in nontronitischen Montmorillonit umgewandelt. Lapilli- und Kugeltuffausbildung ist häufig. Oft findet man darin grössere, strahlige Calcitausscheidungen. Melilithit-Apophysen sind nicht selten. Der zentrale Basaltpfropfen (Melilithit-Schlotfüllung) ist schon sehr tief abgebaut. Das Material wird für Hartschotterzwecke mit einer Seil-

bahn nach Immendingen transportiert. — In der Fossilgrabungsstelle südöstlich des Steinbruchs (E. JÖRG u. Mitarb., 1955; H. TOBIEN, 1959) liegen in lakustren Mergeln rostfarbene Tufflagen, in denen die gleichen Mineralien vorkommen wie im Tuff der Mauener Mühle: die Augite, insbesondere der Diopsid herrschen aber vor. Diese Tufflagen leiten damit zu den Melilith-Basalttuffen über. Bemerkenswert sind in diesen sonst feinkörnigen Tufflagen gelegentlich auftretende rundliche Blöcke von Melilithit, offenbar Bomben intrudierenden Basalts, der von den vorgängigen gasreichen Eruptionen mitgerissen wurde.

18. *Strasseneinschnitt Talmannsberg* (2 km südöstlich Immendingen).

Der neue Strasseneinschnitt zur Kaserne nördlich der Höwenegg hat im Malmkalk einige interessante basaltische Apophysen freigelegt (A. SCHREINER, 1959), die wir vor dem Mittagessen in Immendingen noch besichtigten. Sie füllen zum Teil diskordante Spalten aus, teilweise sind sie auch in tonige Karsttaschen eingedrungen, ohne den Ton wesentlich in Mitleidenschaft zu ziehen. Die Kontaktwirkungen sind allgemein recht bescheiden. Das basaltische Material ist, abgesehen von den enthaltenen Pyroxenen, fast völlig in montmorillonitischen Ton (vermutlich Nontronit/Saponit) umgewandelt.

Nach dem Mittagshalt in Immendingen fuhren wir durch das Donautal ins Aitrachtal, durch das die Donau vom Schwarzwald her floss, bevor sie durch die Wutach-Quererosion ihr einstiges Einzugsgebiet verlor. Über Zollhaus wandten wir uns nach Süden, um noch einen Abstecher zu den Steinröhren zu machen.

19. *Steinröhren* (P. 844 zwischen Randen und Kommingen, Koord. 686 820/298 050/844).

Der isolierte, säulige Basaltpfropfen in der einsamen Waldwiese auf dem Kommingen Randen ist beim ersten Besuch immer eine eindrucksvolle Überraschung, mit der wir denn auch unsere Exkursion abschlossen. Das feinkörnige Gestein ist ein typischer Melilithit mit Olivineinsprenglingen. Etwas weiter westlich findet sich eine parallele basaltische Tuffröhre.

Bei stark einsetzendem Regen, vermischt mit Schneefall, kehrten wir über Barmen-Merishausen nach Schaffhausen zurück, wo wir den Zug 16.43 h nach Zürich erreichten. Trotz regnerischer Tendenz war uns das Wetter während der Exkursion noch ziemlich gnädig gesinnt, so dass wir das ganze Programm unbehelligt durchführen konnten.

LITERATUR

- ERB, L. (1931): *Erläuterungen zu Blatt Hilzingen (Nr. 146) der Geologischen Spezialkarte von Baden*. Bad. Geol. Landesanst., Freiburg i. Br.
- V. ENGELHARDT, W. und WEISKIRCHNER, W. (1961): *Einführung zu den Exkursionen der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft zu den Vulkanschloten der Schwäbischen Alb und in den Hegau*, 11.—17. September 1961. Tübingen.
- JÖRG, E., REST, H. und TOBIEN, H. (1955): *Die Ausgrabungen an der jungtertiären Fossilfundstätte Höwenegg/Hegau 1950—1954*. Beitr. naturk. Forsch. Südwestdeutschl., 14, 1.

- HOFMANN, F. (1955): *Neue geologische Untersuchungen in der Molasse der Nordostschweiz*. Eclogae geol. Helv., 48, 1.
- (1956a): *Sedimentpetrographische und tonmineralogische Untersuchungen an Bentoniten der Schweiz und Südwestdeutschlands*. Eclogae geol. Helv., 49, 1.
- (1956b): *Die vulkanischen Erscheinungen auf schweizerischem Gebiet in der Gegend von Ramsen, Kt. Schaffhausen*. Eclogae geol. Helv., 49, 1.
- (1956c): *Die Obere Süsswassermolasse in der Ostschweiz und im Hegau*. Bull. Verein. Schweizer. Petrol. Geol.-Ing., 23, 64.
- (1958a): *Vulkanische Tuffhorizonte in der Oberen Süsswassermolasse des Randen und Reiat, Kanton Schaffhausen*. Eclogae geol. Helv., 51, 2.
- (1958b): *Zusammenhänge zwischen Entstehungsbedingungen und Beschaffenheit toniger Sedimente mit gleichartigem Ausgangsmaterial an einem Beispiel aus dem Tertiär des Kantons Schaffhausen*. Eclogae geol. Helv., 51, 3.
- (1959): *Vulkanische Tuffhorizonte der Schienerbergeruptionen auf dem thurgauischen Seerücken*. Eclogae geol. Helv., 52, 2.
- (1960a): *Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der Oberen Süsswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz*. Eclogae geol. Helv., 53, 1.
- (1960b): *Sedimente einer ariden Klimaperiode zwischen Siderolithikum und Molasse bei Lohn, Kt. Schaffhausen, und am Rheinfall*. Eclogae geol. Helv., 53, 1.
- HOFMANN, F. und HANTKE, R. (1964): *Erläuterungen zu Blatt 1032 Diessenhofen des Geologischen Atlas der Schweiz*. Schweiz. Geol. Komm.
- HOFMANN, F. und JÄGER, E. (1959): *Saponit als Umwandlungsprodukt im basaltischen vulkanischen Tuff von Karolihof (Kanton Schaffhausen)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 39, 1/2.
- RECK, H. (1923): *Die Hegauvulkane*. Berlin.
- SCHALCH, F. (1908): *Erläuterungen zu Blatt Blumberg (Nr. 133) der Geologischen Spezialkarte des Grossherzogtums Baden*. Bad. Geol. Landesanst.
- (1916): *Erläuterungen zu Blatt Wiechs-Schaffhausen (Nr. 145) der Geologischen Spezialkarte des Grossherzogtums Baden*. Bad. Geol. Landesanst.
- SCHREINER, A. (1959): *Basaltgänge im verkarsteten Oberen Weissen Jura bei Immen dingen/Donau*. Mitt. Bad. Landesver. Naturk. u. Natursch., N. F., 7, 5.
- (1961): *Graupensandrinne, Juranagelfluh und Deckentuff im Hegau*. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 51.
- TOBIEN, H. (1959): *Hipparion-Funde aus dem Jungtertiär des Höwenegg (Hegau)*. Aus der Heimat, 67, 4.

GEOLOGISCHE KARTEN

- ERB, L. (1931): *Blatt 146: Hilzingen*. Geol. Spez.-K. Baden, 1 : 25 000. Bad. Geol. L.-Anst. u. Schweiz. Geol. Komm.
- HÜBSCHER, J. (1957): *Blatt 1032: Diessenhofen*. Geol. Atlas Schweiz, 1 : 25 000. Schweiz. Geol. Komm.
- SCHALCH, F. (1908): *Blatt 133: Blumberg*. Geol. Spez.-K. Grossherzogtum Baden, 1 : 25 000. Bad. Geol. L.-A.
- (1916): *Blatt 145: Wiechs-Schaffhausen*. Geol. Spez.-K. Grossherzogtum Baden, 1 : 25 000. Bad. Geol. L.-A. u. Schweiz. Geol. Komm.