JSSN 0518 - 8512

Nachr. naturwiss. Museum Aschaffenburg
Band: 93, Seite 1 - 37 - Dez. 1985

Die IVREA-ZONE
Einblick in die Erdkruste

G.E. SCHMITT

Inhalt:

1. Einleitung
2. Zusammenfassung
3. Die Geologie um die Ivrea-Zone
4. Altersstellung der Ivrea-Zone
5. Geophysikalische Untersuchungen
6. Die Schwere-Anomalie des Ivrea-Körpers
7. Die Geochemie der Ivrea-Gesteine
8. Die Oberkruste
9. Die Unterkruste
10. Pseudotachylite
11. Die Peridotite des Oberen Mantels
12. Nomenklatur
13. Diagramm: Zentral-Alpen
14. Literatur

DIE IVREA-ZONE

1. Einleitung:

Die vorliegende Arbeit entstand maßgeblich durch Anregung von Herrn Hans-Joachim MÜHLIG, Vorsitzender des Naturwissenschaftlichen Vereins Aschaffenburg. Der Verfasser selbst war Teilnehmer der Petrologisch-Geophysikalischen Exkursion der Johann-Wolfgang Goethe Universität, Frankfurt, die neben einer Alpentraverse ausführlich die Zone Ivrea - Verbano behandelte. Es wurden dabei Gesteinsbelegstücke gesammelt, die ein beispielhaftes Krustenprofil ergaben. Sie sind in einer eigens dafür geschaffenen Vitrine im Naturwissenschaftlichen Museum Aschaffenburg ausgestellt.

Als ergänzende Weiterführung dazu ist diese kurze Arbeit gedacht, bei der sich der Verfasser nicht nur auf die Literatur stützen konnte, sondern auch auf seine Exkursionsaufzeichnungen, die den Eindruck an Ort und Stelle wiedergeben.

In diesem Zusammenhang möchte der Verfasser den Exkursionsleitern

Prof. Dr. H. BERCKHEMER und Dr. O. SPIES

für die Durchsicht des Manuskripts danken.

2. Zusammenfassung:

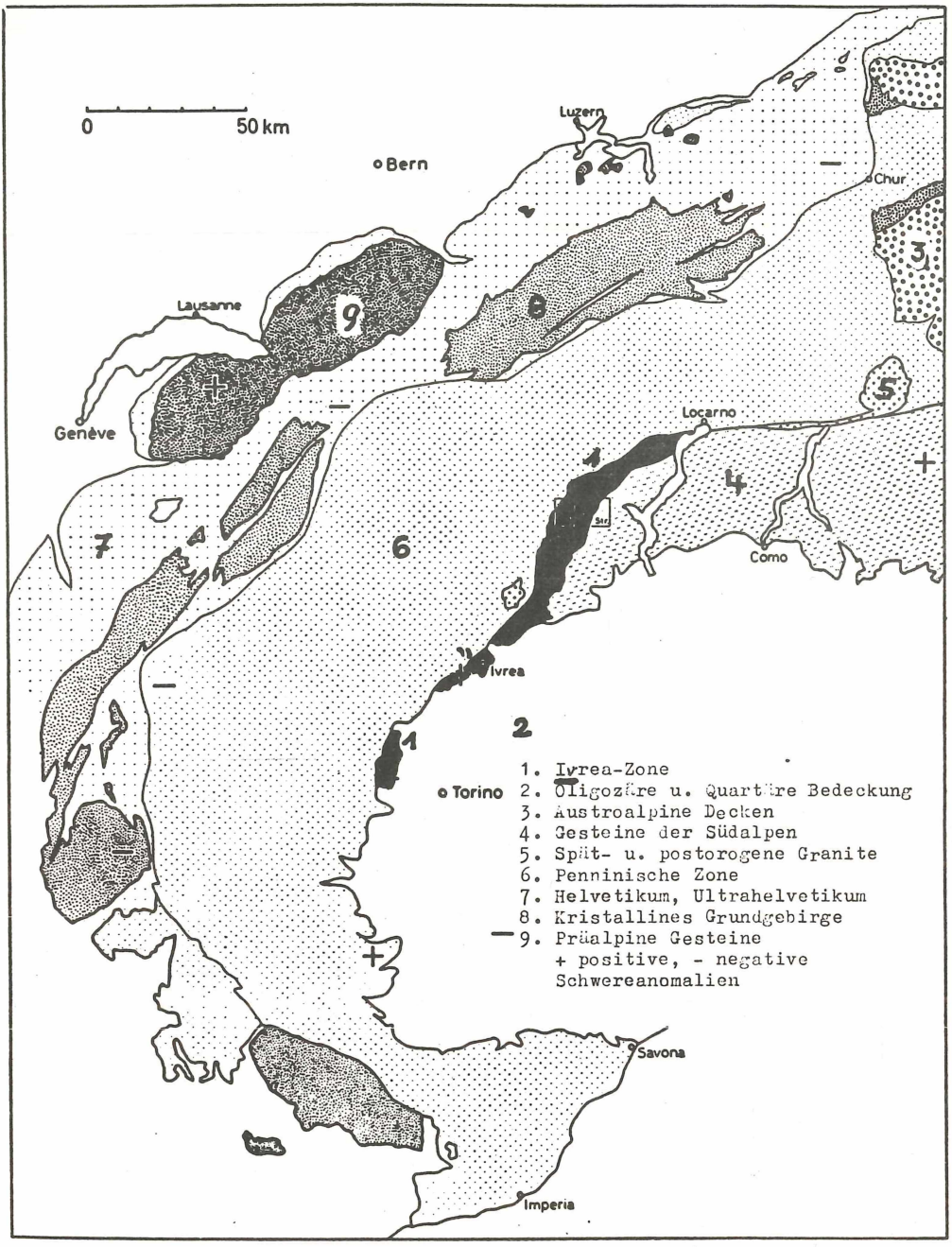
Der höhere Teil der Erdkruste ist den Geologen seit langer Zeit durch verschiedene Aufschlüsse gut bekannt. Ungeklärt blieben aber Fragen zur Unterkruste, da gesicherte und durchgehende Aufschlüsse nicht bekannt waren. Weder über die experimentelle Petrologie noch über einen stofflich-genetischen Zusammenhang mit dem oberen Erdmantel konnten definitive Aussagen gemacht werden.

Seismische Messungen ergaben lediglich, daß die Unterkruste aus einheitlichem Material aufgebaut sein müßte. Aufgrund der Wellengeschwindigkeiten sowie den Dichte-, Druck- und Temperaturverhältnissen, nahm man eine gabbroide Gesteinszusammensetzung an.

Die Zone Ivrea - Verbano ist der einzige bekannte Ort der Erde wo, durch besondere tektonische Ereignisse, ein Span der kontinentalen Erdkruste vom Erdmantel abgehoben und in einem durchgehenden Profil, die gesamte Unterkruste mit Relikten des oberen Mantels, an der Erdoberfläche aufgeschlossen ist.

3. Die Geologie um die Ivrea-Zone:

Schon Anfang dieses Jahrhunderts wurde die Ivrea-Zone von S. FRANCHI und V. NOVARESE unter dem Namen "Zona Dioritokinzigitica" beschrieben. Sie reicht vom Nordrand des Lago Maggiore nach Süden herunter, bis weit über Ivrea hinaus und ist damit ca. 160 ,m lang und durchschnittlich 10 km breit (Abb. 1 + 2). Ihre angenäherten Ko-


0
50 km
Bern
Luzern
Chur
Lausanne
Genève
Locarno
Como
Ivrea
Torino
Savona
Imperia
1
2
3
4
5
6
7
8
9
1. Ivrea-Zone
2. Oligozäre u. Quartäre Bedeckung
3. Austroalpine Decken
4. Gesteine der Südalpen
5. Spät- u. postorogene Granite
6. Penninische Zone
7. Helvetikum, Ultrahelvetikum
8. Kristallines Grundgebirge
9. Präalpine Gesteine
+ positive, - negative
Schwereanomalien

ordinaten sind 8° östlicher Länge und 46° nördlicher Breite (MEHNERT 1975). Interessant ist ihre geologische Lage. Sie liegt im inneren Bogen der Westalpen. Genau dort, wo die alpinen Decken ihre weiteste Überschiebung nach Nordwesten haben. Die Ivrea-Zone wird zudem vom Hauptalpenkörper durch die Insubrische Linie abgetrennt. Die Insubrische Linie, auch Periadriatische Naht genannt, ist das markanteste tektonische Lineament im gesamten Alpenbereich. Sie reicht im südlichen Drittel des Gebirges von Osten bis Westen und trennt zwei, voneinander völlig verschiedene, geologische Bereiche. Im Norden dieser scharfen Grenze: Deckentransporte über Zehner Kilometer, Faltenbau (Nördliche Kalkalpen), aufgeschuppte kristalline Basis (z.B. Aarmassiv, Gotthardmassiv), ausgedehnte Metamorphite überwiegend in der Amphibolitfazies. Von wenigen, teilweise noch ungeklärten Ausnahmen (z.B. Aarmassiv) abgesehen, soll alles allochton sein. Im Süden der Insubrischen Linie: nichtmetamorphe,weitgehend flach lagernde, tektonisch kaum gestörte Schichten (Südliche Kalkalpen) und die metamorphen, präalpinen Serien (Ost- und Südalpin) (Exkursionsaufzeichnungen, s.a. GWINNER 1971 und GANSSER 1968).

Vermutlich haben die gesamten Alpen nördlich der Insubrischen Linie das unterlagernde Kristallin überfahren. Dabei müssen größere Abschuppungen an der Basis vonstatten gegangen sein, die heute als Aar- oder Gotthardmassiv sichtbar sind.

Dafür spricht auch die Tatsache, daß der Schweizer Faltenjura über ungefaltetem,

jedoch geschertem, nach Süden fallendem Kristallin liegt. Der eigentliche Scherhorizont für den Schweizer Alpenkörper liegt in der mittleren triassischen Molasse, während die untere Molasse noch durch sedimentären Kontakt mit dem Kristallin verbunden ist.

Mittels des Metamorphosegrades der im Norden vorkommenden Metamorphite (allochton ?) nimmt man eine Entstehungstiefe von ca. 10 - 20 Kilometern an. Diese heute an der Erdoberfläche liegenden Serien, mußten also um diesen Betrag gehoben werden. Die ersten Bewegungen sollen dabei vor ca. 90 Millionen Jahren begonnen und vor ca. 10 Mio.a. annähernd zum Erliegen gekommen sein.

Der nichtmetamorphe südliche Alpenteil wurde dabei weit weniger gehoben als der Nördliche. Das soll aber nicht zur Ausbildung der Insubrischen Linie geführt haben; sie ist ein viel jüngeres Lineament. Sie dürfte in ihrer heutigen Form auf späte Bewegungen zurückgehen, die das spröde Gestein zerbrochen haben. Man nimmt dabei Blattverschiebungen in Ost-West-Richtung an. Ursprünglich beinhaltete diese Linie sicherlich größere vertikale Versetzungsbeträge (GANSSER 1968).

Der Westalpenbogen ist wahrscheinlich durch die verschiedenen Bewegungen der Po-Platte (nach Westen) und der Adriatischen Platte (nach Norden) entstanden (vergl. Abb. 1). Vermutlich setzt sich die Adriatische Platte unter den Westalpen fort (Exkursionsaufz.).

1968 wurde in Locarno ein Symposium (siehe Schweiz. Min. Petrol. Mitt.48) abgehalten, bei dem sich Geologen und Geophysiker einig darüber waren, daß die Ivrea-Zone als eine fundamentale Struktur der Alpen aufzufassen sei (MEHNERT 1975).

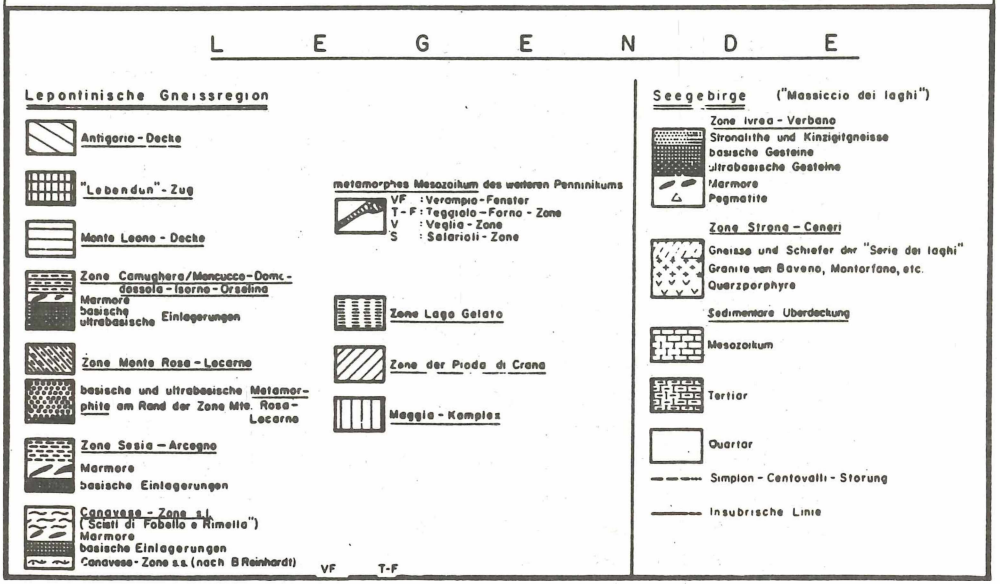
4. Altersstellung der Ivrea-Zone:

Die Gesteine südlich der Insubrischen Linie haben präalpines Alter. Auf Grund von Altersbestimmungen (Rb/Sr und Pb-Isotopen) nimmt man an, daß Teile dieser Gesteine bereits im Perm an, oder nahe der Oberfläche lagen. Zudem fand man permische Sedimente auf den Peridotiten der Ivrea-Zone. Der petrographische Charakter der Gneise an ihrer Südostflanke zeigt auffallende Ähnlichkeiten mit den wohlbekannten Gneisen der Alpen und Nachbarzonen (MEHNERT 1975) (weiteres bei AHRENDT 1972). Die Ivrea-Zone umfaßt ganz im Südosten Gesteine der Oberen Kruste (z.B. Bavenogranit) die aber nicht mehr zu der eigentlichen Zone gerechnet werden. Wenn wir uns nach Nordwesten bewegen, kommen wir in immer tiefere Stockwerke, bis wir schließlich, z.B. bei Finero in abgerissenen Teilen des oberen Mantels stehen. Unmittelbar danach folgt die Insubrische Linie (Abb. 2). Der Obere Mantel ist hier nicht direkt aufgeschlossen, sondern liegt 4 - 6 Kilometer tiefer. Gneise, die im Südosten hauptsächlich in Amphibolitfazies ausgebildet sind, gehen gegen Nordwesten übergangslos in eine Serie von Granuliten (Stronalithen) und Metabasiten (Phyriklasite) über (MEHNERT 1975).

Abb. 2

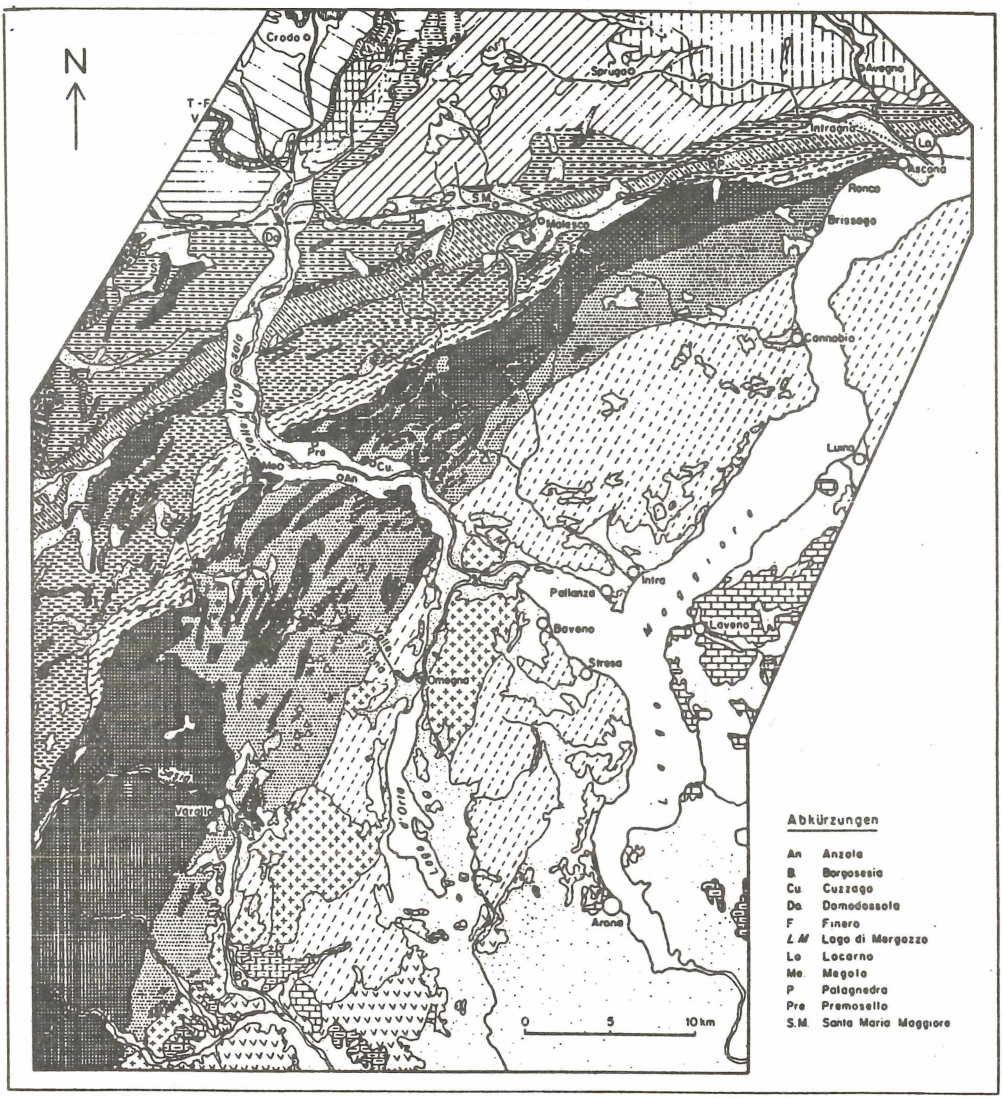
Geologische Übersichtsskizze der Gegend nordwestlich des Lago Maggiore

von Z. FEJÉR und R. SCHMID zusammengestellt
nach Vorlagen von F. HERMANN (1937), P. WALTER (1950), P. BEARTH (1956), P. KNUP (1958), J. PAPAGEORGAKIS (1961), P. VOGT (1962), H. WIELAND (1966), B. REINHARDT (1966), R. SCHMID (1967), G. LENSCH (1968) und M. BERTOLANI (1969)



R. Schmid 1967
Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola u. Val Grande.
(Prov. Novara, Italien) - SMPM 47 935-1117

Abb. 3


N
Crodo
T-F
V
Sprugo
Avegno
Intragna
Lo
Ascona
Ronco
Brissago
S.M.
Malesco
Do
Cannobio
Luino
Pre
Cu.
Me
An
Intra
Pallanza
Baveno
Stresa
Laveno
Omegna
Varallo
Arona
0
5
10 km
Abkürzungen
An Anzola
B. Borgosesia
Cu. Cuzzago
Do. Domodossola
F Finero
L.M. Lago di Mergozzo
Lo Locarno
Me. Megolo
P Palagnedra
Pre Premosello
S.M. Santa Maria Maggiore

Diese Gesteine haben ein Mischalter, das zwischen 310 und 184 Mio.a. liegt. Der höchste Wert wird von KÖPPEL (1974) mit 1900 Mio.a. angegeben. Nach den verschiedenen Altersbestimmungsmethoden hat man auch wesentlich jüngere Alter erhalten. Diese Diskrepanzen lassen eine komplexe Genese des Ivrea-Körpers vermuten.

S. GRAESER und J.C. HUNZIKER (1968) ermittelten nach der Pb-Isotopenmethode ein Alter der Stronalithe von 1000 Mio.a. Das Ädukt sollen Sedimente gewesen sein. Bei 310 Mio.a. ist die herzynische Metamorphose in den Stronalithen nachgewiesen, vor der allerdings noch die heute dazwischen liegenden Gabbros eingedrungen sein müssen. Granite und Granodiorite (z.B. Bavenogranit) durchdrangen den Komplex vor ca. 270 Mio.a. Die Biotite schlossen sich (für Rb/Sr) vor ca. 180 Mio.a., was eine Abkühlung unter 300° C anzeigt.

Das geologische Ereignis, nämlich das spahnförmige Aufschuppen der Kruste mit oberem Mantel, dürfte vor 180 bis 170 Mio.a. stattgefunden haben. Der "Gesteinsspahn" wurde dabei nahe der Erdoberfläche fast bis in die Senkrechte verstellt. Der genaue Bewegungsablauf ist aber bisher nicht eindeutig geklärt.

Wie der Ivrea-Körper selbst, so sind auch die daran angrenzenden Gesteine deutlich verstellt, so daß ihre Bankung (S-Flächen) annähernd saiger ist.

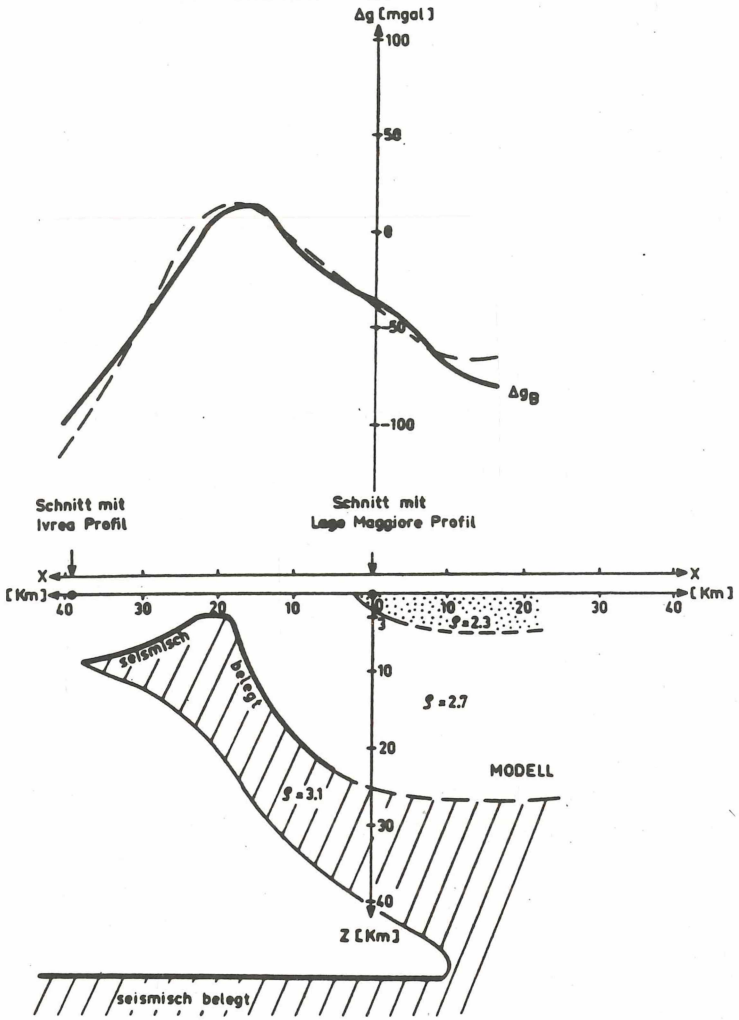
5. Geophysikalische Untersuchungen:

Durch das Feststellen einer positiven gravimetrischen Anomalie hat E. NIGGLI bereits 1946 auf die Besonderheit des Ivrea-Körpers hingewiesen. Zwar hatte man schon Anfang dieses Jahrhunderts erkannt, daß die hier vorkommenden Gesteine nicht in das Bild der Alpen passen, konnte aber keine Erklärung hierfür geben. NIGGLI stellte eine gegenüber dem regionalen Umfeld positive Schwereanomalie bis zu 150 mgal fest, was auf Material ungewöhnlich hoher Dichte schließen läßt, wie es sonst nur in größerer Tiefe zu finden ist (Abb. 3a). Die durchschnittliche Bouguerschwere in den Alpen beträgt - 130 mgal.

In den 60er Jahren wurden in internationaler Zusammenarbeit sprengseismische Untersuchungen in den Westalpen und der Ivrea-Zone durchgeführt, mit folgendem bemerkenswertem Befund:

Im Bereich der Zentralalpen ist die sialische Erdkruste durch Überschiebung, Stauchung und Faltung in der Tiefe etwa 15 - 20 Kilometer mächtiger als im nördlichen Alpenvorland. Der für die Grenze zwischen Erdkruste und -mantel charakteristische Anstieg der seismischen Wellengeschwindigkeit auf etwa 8 km/sek., die Mohorovicić Diskontinuität, oder kurz "Moho", liegt unter den Zentralalpen in etwa 50 km Tiefe. Überraschend war nur, daß im Ivrea-Gesteinskörper bereits nahe der Oberfläche Geschwindigkeiten von 7,2 - 7,4 km/sek. gemessen wurden, wie sie sonst erst an, bzw. nahe der Moho anzutreffen sind. Aus dem steilen Schichteinfallen nach SE zur

Abb. 3a: Schwereprofil durch die Ivrea-Zone: (Bougeranomalie in Milligal)



Strukturmodell längs des 200-km-Fächers.

~ = Beobachtete Schwerewerte
— = Berechnete Schwerewerte (+ 223 mgal)
ρ = Angenommene Dichtewerte

Abb. 3b: Profilschnitt durch den "Ivreaspahn" Aufgeschuppte Unterkruste mit Teilen des oberen Mantels

Po-Ebene und dem seismischen Befund wurde von BERCKHEMER u.a. (1968) und von P. GIESE (1968) der Schluß gezogen, daß der Ivrea-Körper einen Span der unteren Erdkruste einschließlich der Kruste-Mantel-Übergangszone darstellt, der durch tektonische Prozesse vom Erdmantel abgehoben und steil nach oben gebogen wurde (Abb. 3b). Wenn diese Interpretation zutrifft, so wären in der Ivrea-Zone in nahezu natürlicher Abfolge an der Erdoberfläche Schichten der unteren, kontinentalen Erdkruste aufgeschlossen, die normalerweise in Tiefen zwischen 15 und 40 km liegen, einschließlich der Moho und des obersten Erdmantels. Die geophysikalischen Materialparameter lassen grundsätzlich für die petrographische Natur der Moho zwei alternative Deutungsmöglichkeiten zu. Entweder es handelt sich um eine sogenannte Phasengrenze, wobei sich bei gleichem Gesamtchemismus an der Moho der Gabbro der Unterkruste zu Eklogit im oberen Mantel umwandelt. Oder, es handelt sich um eine echte Stoffgrenze mit einer Änderung des Chemismus von Gabbro oder Granatgranulite der unteren Kruste in olivinreichen Peridotit des oberen Erdmantels. Die Ivrea-Zone zeigt nun ganz klar, daß zumindest hier die Moho eine Stoffgrenze zum spinellführenden Peridotit darstellt. Wenn die seismischen Schallwellen-Geschwindigkeiten in den anstehenden Peridotitmassiven von Finero oder Balmuccia nicht ganz die klassischen Mantelgeschwindigkeiten von 8 km/sek. erreichen, so liegt das daran, daß das Material nicht der sonst üblichen Druckbelastung ausgesetzt ist.

Die Auswertung magnetischer Anomalien in der Ivrea-Zone weist ebenfalls auf steil nach SE eintauchende Schichten magnetisierter Amphibolite hin und stützt damit das seismisch angenommene Modell.

Der "Vogelkopf" des Ivrea-Körpers (Abb.3b) ruht auf sialischem Material des Alpenkörpers mit der erstaunlich niedrigen seismischen Schallwellen-Geschwindigkeit von nur 4 - 5 km/sek. Es wird als Erklärung für die minderen Geschwindigkeiten bereits partielle Aufschmelzung in Betracht gezogen, wie sie z.B. auch für die Granitbildung erforderlich ist (vergl. Abb. 7).

R. GIESE interpretiert diese Geschwindigkeitsverringerung so, indem er ca. 50 % des Gesamtvolumens dieser Zone im Schmelzzustand ansieht. Es ist hier bei der Ivrea-Zone sialisches (granitisches) Material bis zu einer Tiefe von 30 Kilometern anzunehmen, dort also, wo sich sonst schon der Übergang Kruste-Mantel befindet.

Die Ivrea-Situation dürfte sich demnach als instabil erweisen. Es liegt nämlich schweres Mantelmaterial (d=3,3) auf leichterem Krustenmaterial (d=2,7), was gezwungenermaßen zu Ausgleichsbewegungen führen wird. Es ist durchaus möglich, daß der 12 - 14 Kilometer mächtige Ivrea-Spahn stetig in die postulierte granitische Schmelze hinein sinkt, um somit einen isostatischen Gleichgewichtszustand wiederherzustellen (vgl. Foto 3b).

Die Südostflanke des Ivrea-Körpers geht mit großer Sicherheit erst unter der Po-Ebene in das Gebiet Kruste-Mantel über. Der Low velocity layer (Geschwindigkeits-

verringerung), der unter dem "Vogelkopf" deutlich nachgewiesen wurde, durchbricht offenbar diese Verbindung nicht; er endet gewissermaßen in einer Sackgasse (Abb. 3b) (GIESE + BERCKHEMER 1968).

Tabelle 1 (vergl. dazu Abb. 7)

	V_p: km/sek.	Dichte (d) kg/dm^3	
Kruste	(6,0	2,6 - 2,7	Granitische Gesteine (Gest. d. Grünschf. fazies)
	(6,2	2,7 - 2,8	
	(6,8	2,9	Metamorphite der Amphibolitfazies
	(7,0	3,0	Gabbros, Norite, Granulitfazies, SiO_2Abnahme
	8,0	3,2	Moho - Diskontinuität
O.-Mantel	8,0	3,4	Peridotite, Pyroxenite (Mantelgest.)

Sind Gesteine mit zunehmender Tiefe in festem Zustand, so ändert ihre Dichte näherungsweise linear mit der P-Wellengeschwindigkeit.+Bei dem Übergang vom festen in den flüssigen Zustand gilt dieser Zusammenhang nicht mehr (GIESE 1968).

+)(Vp = Geschwindigkeit der Kompressionswellen)

6. Die Schweranomalie des Ivrea-Körpers:

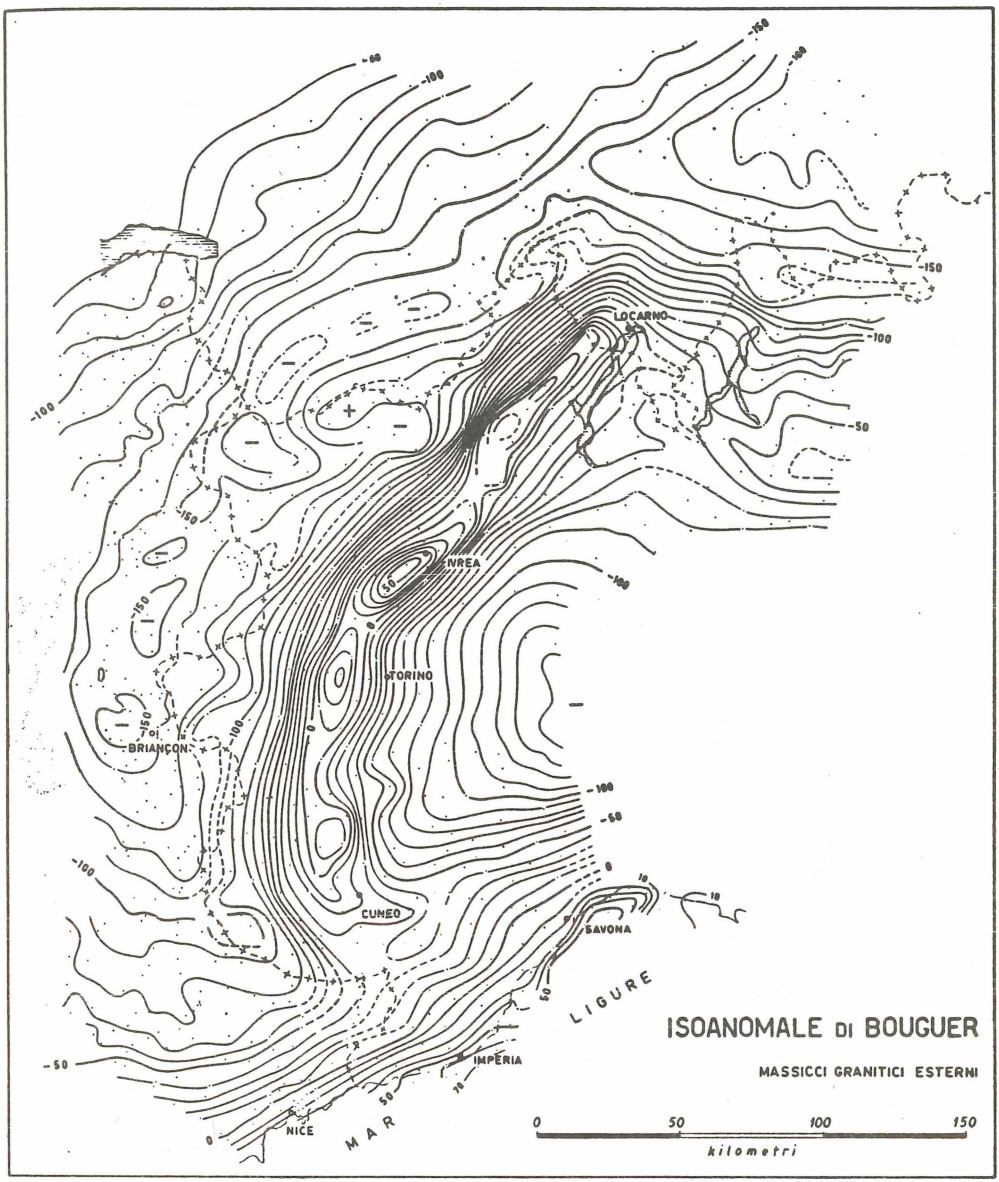
BERCKHEMER u.a. haben vor allem seismische Profile rechtwinklig zum Streichen der Zone gelegt und ausgewertet. Diese Aussagen lassen sich durch die Interpolation des Schwerefeldes prüfen und absichern (Abb. 3). KAMINSKI und MENZEL (1968) haben nun, wie schon vorher die Seismiker, Schwereprofile durch den Ivrea-Körper gelegt und Dichtewerte mit seismischen Geschwindigkeitswerten verglichen (Tab. 1). Es wurden dafür zweidimensionale Modelle verwendet. Da die Bouguer-Schwere nur gewisse Durchschnittsdichten des Untergrundes angeben kann, wurdendiese auf das seismische Modell bezogen. Das bedeutet zwar, daß über dem Punkt, wo der Erdmantel den geringsten Abstand zur Erdoberfläche hat, auch die höchste positive Anomalie gemessen wird, man aber dadurch nicht den detaillierten Unterbau erfaßt. Hierfür wird das seismische Modell verwendet. Vergleiche die Übereinstimmung von Abb. 3a und 3b, sowie Abb. 2 und 4.

Die gravimetrischen Daten stehen im Einklang mit den übrigen Messungen.

7. Die Geochemie der Ivrea-Gesteine:

Die Gesteinsabfolgen in der Zone Ivrea - Verbano stehen fast alle saiger. Man kann also die Abfolge der gesamten Unterkruste und Übergangszone bis zum oberen Mantel horizontal ablaufen. Das entspräche einer heute noch utopischen Tiefbohrung von ca.

Abb. 4


LOCARNO
IVREA
TORINO
BRIANÇON
CUNEO
SAVONA
IMPERIA
NICE
MAR LIGURE
ISOANOMALE DI BOUGUER
MASSICCI GRANITICI ESTERNI
0 50 100 150
kilometri

35 Kilometern.

Im Folgenden soll ein hypothetisches Profil durch die gesamte Kruste bis hin zum Oberen Mantel, beispielhaft aufgezeigt werden, wobei die Unterkruste durch die geochemische Beschreibung der Ivrea-Gesteine repräsentiert wird. Das Verhältnis Erdradius zu Erdkruste wird in Abb. 8 verdeutlicht.

8. Die Oberkruste:

Beginnen wir mit dem Profil durch die ca. 35 Kilometer mächtige Erdkruste in ihrem obersten Teil, den Sedimenten. Normalerweise schwanken die Sedimentmächtigkeiten erheblich. Sie reichen auf der Erdoberfläche von mehreren tausend Metern (z.B. Rheintalgraben 3500 m) bis Null (z.B. Schwarzwaldkristallin ohne Deckschichten). Die Oberkruste wird mit durchschnittlich 18 Kilometern Tiefe angegeben. Danach folgt der bereits erwähnte "low velocity layer" (Partielle Gesteinsschmelzen ... auch "Granitfabrik" genannt) auch als Conraddiskontinuität bezeichnet.

Man findet in den ersten 18 Kilometern vorwiegend Schiefer, Ortho- oder Paragneise niedriger bis mittlerer Metamorphosegrade. Es sind oft Biotit- oder Muskovitreiche Metamorphite der Grünschieferfazies und Amphibolitfazies, in die Granite eingedrungen sein können.

Durch tektonische Vorgänge können auch ba-

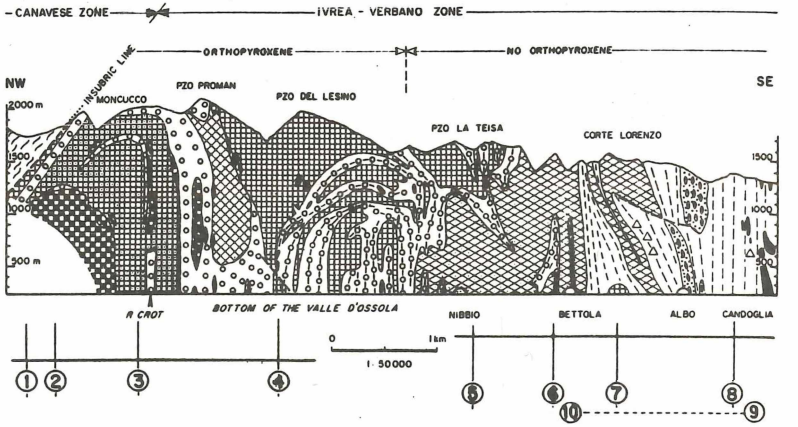
sische bis ultrabasische Gesteine in sie eingeschuppt vorliegen. Die pauschale Zusammensetzung der Oberkruste ist im Wesentlichen sialischer (sauer, SiO_2-reich) Natur. Im tieferen Teil der Oberkruste können unter bestimmten Bedingungen patielle Schmelzen entstehen. Hierfür werden Drucke von ca. 4-6 Kbar und Temperaturen von mindestens 640° C benötigt. Wenn genügend Wasser ($P_{H2O} = P_{total}$) in diesen Gesteinen präsent ist, können granitische Schmelzen bereits in 10 Kilometer Tiefe entstehen (WINKLER 1979). Um eine sogenannte trockene granitische Schmelze (kein OH aus Mineralen verfügbar) an der Erdoberfläche zu erzeugen, sind ca. 900° C notwendig.

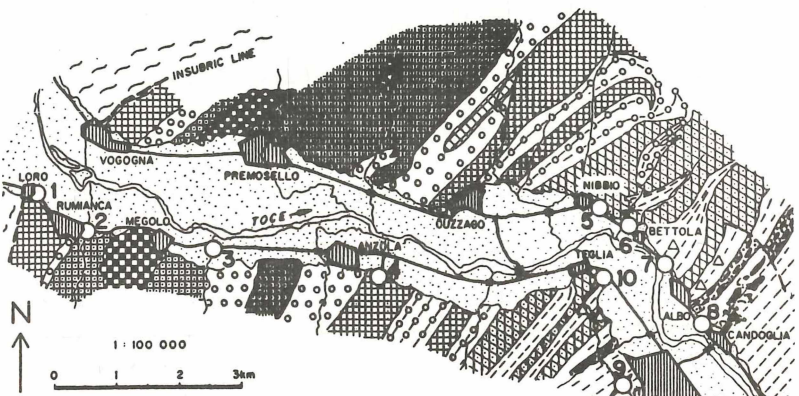
Näheres zu Anatexis, Migmatisierung und Palingenese granitischer Magmen findet sich bei H.F.G. WINKLER 1979, S. 190 ff.

9. Die Unterkruste:

In ihrem oberen Teil herrschen Kinzigite und Stronalithe, also Granat-Biotit-Gneise vor (Amphibolitfazies), worin vorerst noch vereinzelt metamorphe basisch- und ultrabasische Gesteine eingeschaltet sind (Abb. 5a u. 6). Direkt bei STRONA (Stronavalle) stehen Marmore an. Es sind fast reine Kalziumkarbonate ($CaCO_3$) die evtl. aus den Ultrabasiten des oberen Mantels fraktioniert wurden und somit als Karbonatite zu deuten wären (Abb. 6). Sie könnten allerdings ebenso aus sedimentären Edukten hervorgegangen sein. Diese Frage ist bisher noch nicht befriedigend geklärt.

Abb. 5a u. b





- CANAVESE ZONE
- INSUBRIC LINE
- CLINOPYROXENE-ANDESINE ROCKS ("PYRICLASITES B") AND ULTRAMAFIC ROCKS
- ±GARNET AND ORTHOPYROXENE BEARING CLINOPYROXENE-LABRADORITE/BYTOWNITE ROCKS ("PYRICLASITES A")
- PYRICLASITES, STRONALITES AND ULTRAMAFIC ROCKS
- ±ORTHOPYROXENE BEARING CLINOPYROXENE-HORNBLENDE-ANDESINE/LABRADORITE/BYTOWNITE ROCKS ("PYROXENE-HORNBLENDE-GRANOFELSES")
- CALCITE BEARING
- COMMON
- PATCH
  → AMPHIBOLITES

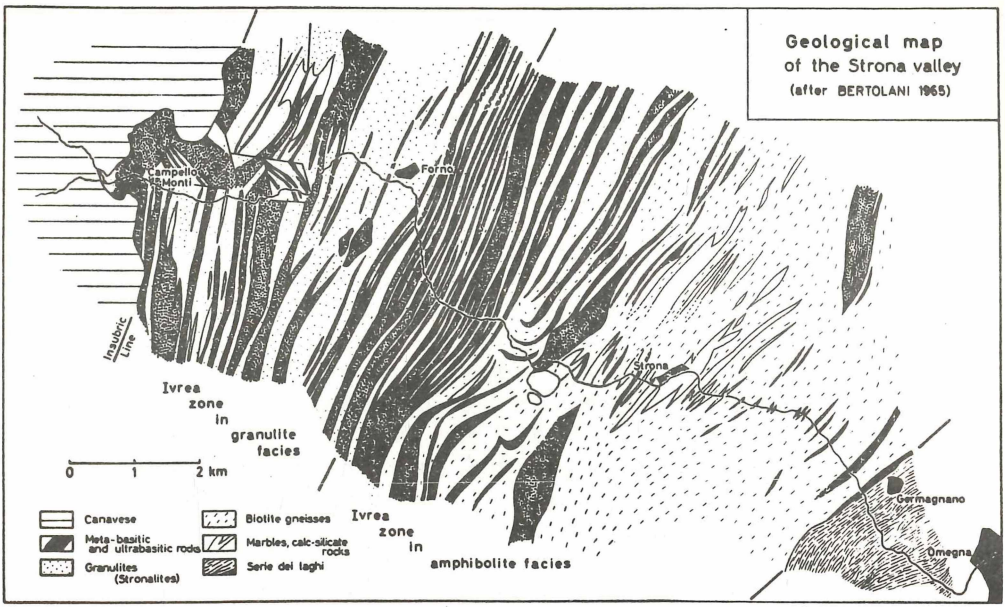
- BIOTITE POOR
- BIOTITE RICH
  → STRONALITES
- KINZIGITEGNEISSES
- MARBLES
- △ - PEGMATITES AND BASIC DIKES
- ALLUVIONS
- FAULTS
- MAIN ROAD
- BY-ROAD
- FOOTPATH

Rein äußerlich läßt sich bei diesen Marmoren nicht ohne weiteres entscheiden, ob sie auf ein sedimentäres Edukt zurückgehen, oder als Karbonatite zu deuten sind.

Mit zunehmender Tiefe und mit Annäherung an den Übergangsbereich Kruste - Mantel, wird der Gesteinschemismus immer basischer, bis er schließlich mit dem ersten Auftreten der Peridotite ultrabasisch wird. In der tieferen Unterkruste liegen die Metamorphite in Granulitfazies vor. Es gibt einen intensiven Wechsel zwischen Stronalithen, Pyriklasiten (Metabasite), Amphiboliten und selten Karbonatzügen.Die einzelnen Körper sind im TOCE- und STRONATAL als Profilschnitt aufgeschlossen (Abb. 6). Sie erreichen eine Längsausdehnung bis ca. 10 Kilometer und eine Mächtigkeit, die zwischen einigen 100 Metern und 1-2 Kilometern liegt. Sie lösen sich gegenseitig ab (GIESE 1968).

Dieser lamellare Aufbau der tieferen Kruste (Abb. 5 + 6) wurde durch seismische Messungen nie erkannt (vergl. Abb. 7). Das lag nicht zuletzt an den besonderen Eigenschaften der sich hier abwechselnden Gesteine. Aufgrund ihrer ähnlichen Dichte konnte man keine Laufzeitunterschiede feststellen und war demnach lange Zeit der Meinung, daß die Unterkruste aus relativ einheitlichem, gabbroidem Material bestünde.

Abb. 6



(Mehnert 1975)

Die beteiligten Gesteine am lamellaren Aufbau der Unterkruste (vergl. Abb. 5a + 6):
Biotit-Granat - Granogneis = Kinzigit

Amphibolite (± Granat)

Biotit - Granat-Quarz-Granogneis = Stronalith

Pyroxen-Hornblende-Gabbro

Pyroxen-Granogneise und Granofelse = Pyriklasit

Granat-Pyroxen-Gabbro = Pyriklasit

(Tachylithe als schmale Gänge) = Schockschmelze (?)

Die Stronalithe weisen zwei Besonderheiten auf:

1. Es sind im Wesentlichen sauere (granitähnliche) Gesteine die Granat enthalten.

2. Sie kommen in Tiefen vor für die sie eigentlich viel basischer sein müßten.

Die Stronalithe (sowie die Kinzigitgneise (Biotit - Granat - Quarz - Feldspatfels mit ± Sillimanit und Graphit --- Ädukt: Sediment) sind meist massig und grobkörnig, enthalten neben freiem Quarz auch Granate, die bis zu einem Zentimeter Durchmesser erreichen. Sie unterlagen, wie auch die anderen Gesteinsvarietäten in der nordwestlichen Ivrea-Zone, Katazonalen Metamorphosebedingungen (Granulitfazies). Die Stronalithe müssen noch (Wie auch die "Serie dei Laghi" - SE Anschluß an diese Zo-

ne) dem unteren sialischen Krustenbereich zugerechnet werden. In sie schalten sich dann aber in zunehmendem Maße basische Gesteine ein (Abb. 6). Damit kommt man in den Übergangsbereich Kruste / Mantel, der sich durch einen starken positiven Geschwindigkeitsgradienten auszeichnet.

Die übrigen, im Nordwesten vorkommenden Katametamorphite, zeichnen sich wie auch die Stronalithe durch eine massige und grobkristalline Struktur aus. Die ultrabasischen Hornblende-, Pyroxen- und Olivingesteine sind feldspatfrei. Die Feldspäte in den Stronalithen werden auf Grund ihres Anorthitgehaltes als Labradorite oder Bywtonite bezeichnet.

10. Pseudotachylite:

Es sei hier noch kurz auf eine besondere Erscheinung in den tieferen Krustengesteinen hingewiesen. Den Pseudotachyliten.

Es sind glasartige, einen metamorphen Körper durchziehende, dunkle Adern. Diese "Spaltenfüllungen" weisen jedoch den gleichen Chemismus auf, wie der umliegende Metamorphit. Man vermutet, daß es sich hierbei um, bei Erdbeben entstandene, Scherflächen handelt. Wenn man von einer Magnitude 5 ausgeht, so ist die dazugehörige Bewegungsfläche, die diese Energie hervorbringen muß, ca. 1 - 3 km^2. Sie wird während des Bebens schlagartig um mehrere Dezimeter bis Meter versetzt. Diese sekundenschnelle Bewegung mylonitisiert die Bewegungsfläche, es kommt zur lokalen

Schockschmelze. So könnten fossile Erdbeben in mehreren Kilometern Tiefe nachgewiesen werden. Es sei darauf hingewiesen, daß für die Entstehung dieser Pseudotachylite auch andere Theorien existieren (Exc. Aufz.).

11. Die Peridotite des Oberen Mantels:

F. ROST (1968) beschäftigte sich mit der Frage, ob man granathaltige Ultrabasite ausschließlich aus dem Erdmantel ableiten darf, oder ob nicht eine metamorphe Entstehung denkbar wäre. Er verglich dabei die Peridotite der Ivrea-Zone mit solchen aus den kristallinen Grundgebirgen Europas. Er stellt dabei fest, daß das Vorkommen solcher Gesteine immer in Verbindung mit größeren tektonischen Ereignissen steht. Außerdem werden diese Gesteine, besonders in der Ivrea-Zone und in wenigen europäischen Kristallinkomplexen, von größeren basischen Verbänden begleitet (Norwegen, Bad Harzburg, Frankenstein i. Odw.), so daß ein genetischer zusammenhängender Differentationskomplex nicht auszuschließen ist.

Viel häufiger sind aber peridotitische Ultramafite in teilweise völlig andersartigen Gesteinen eingeschaltet, was auf eine tektonische Herkunft aus dem Oberen Mantel schließen läßt.

Bei der Bildung von Granaten in Ultramafiten erwartet ROST eine Druckerniedrigung. Für die Granate, hier ca. 70 Mol % Pyrop ($Mg_3 Al_2 (SiO_4)_3$ nimmt man einen Bildungs-

druck von 10 - 15 Kbar (= 30-45 km Tiefe) an. Bei niedrigeren Drucken und Temperaturen um 1000 °C bildet sich die sogenannten Spinell-Diopsid-Peridotit-Fazies aus, zu denen die meisten Peridotite der Ivrea-Zone gehören.

Interessanterweise ist im Peridotit von FINERO (vergl. Abb. 2) der Diopsid (Px) durch Hornblende (Amph.) ersetzt, was für ausreichende wassergesättigte Metamorphosebedingungen (ca. 750 °C) spricht, denen der aufsteigende Ivrea-Körper unterworfen gewesen sein muß (ROST 1968).

Man kennt Granatperidotite aus der Böhmischen Masse, die auf eine retrograde Metamorphose zurückgeführt werden (ROST 1968).

Bei Temperaturen unter 750 °C und Drucken unter 10 Kbar werden Spinelle und Granat, bei ausreichendem H_2O-Partialdruck, instabil. Sie können in Chlorit und Hornblende umgewandelt werden. Sinkt die Temperatur unter 450 °C, werden bei ausreichender H_2O-Zufuhr Minerale wie Olivine, Ortho- und Klinopyroxen, Hornblende, serpentinisiert. ROST nimmt daher für den NW-Teil der Ivrea-Zone die Spinell-Hornblende-Peridotit-Fazies an. Da der Peridotitkomplex von Finero wahrscheinlich unter intensiver H_2O-Zufuhr stand, haben wir es dort mit einer retrograden Metamorphose zu tun (sogen. Spin.-Ho.-Perid.-Fazies). Hierher gehört auch der bereits erwähnte Magnesiumglimmer Phlogopit.

Die ultramafischen Gesteine (Peridotite, Pyroxenite) findet man nur in relativ kleinen Arealen (Nordrand, Westrand, nahe der Insubrischen Linie) in der Ivrea-Zone. Viel weiter verbreitet sind die Basite, es sind dies vorwiegend Gabbros (Plagioklas, Klinopyroxen, Olivin) und Norite (Plagioklas, Orthopyroxen, Olivin). Ihr Metamorphosegrad steigt nach NW zu.

Die einzelnen kleineren ultramafischen Körper zeigen einige Besonderheiten:

1) Gewisse Textur, durch lagig angeordnete Pyroxene
2) Granoblastische Struktur durch große Orthopyroxene
3) Schmale Mylonitbahnen
4) Junge, diskordante Pyroxenitgänge (LENSCH 1968)

Teilweise sind die Ultramafite sehr scharf von den umliegenden Serpentiniten abgegrenzt. Verwitterungseinflüsse führen manchmal zu Magnesitbildung. Metamorphose haben sie offensichtlich kaum erfahren, das zeigen Mineralbestand und Gefüge (LENSCH 1968).

Der Peridotitkörper von FINERO, direkt an der Insubrischen Linie (Abb. 2), also ganz im Nordwesten, ist mit 12 x 2 km Ausdehnung das größte Vorkommen dieser Art in der Ivrea-Zone. Seine Lagentextur steht ziemlich steil und folgt dem Generalstreichen der Zone. Er dürfte, wie bereits erwähnt, lediglich eine tektonische Schuppe des tieferliegenden eigentlichen Ivrea-

Körpers sein.

Diese Schuppe setzt sich aus 65 Vol. % Olivin und 35 Vol. % Phlogopit, Hornblende, Spinell und Pyroxen zusammen. Die Olivine unterteilen sich wiederum in 84 Vol. % Forsterit (Mg_2SiO_4, Schmelzpunkt 1890 °C) und 16 Vol. % Fayalit (Fe_2SiO_4, Schmelzpunkt 1205 °C).

12. Nomenklatur:

Nach SCHMID (1968) soll hier stichpunktartig eine Zusammenfassung der Gesteine gegeben werden, die in der Unterkruste vorkommen - Tabelle 2.

Tabelle 2 (nach SCHMID 1968)

Granulite	Stronalit	Granat Granat (± Biotit)	1 — 2	= Granat-Quarz-Felspat-fels od. Granat-Quarz-Granogneiss mit Sillimanit + Graphit
	Kinzigit	Granat Granat (+ Biotit)	1/2	= Biotit-Granat Gneiss mit Sillimanit + Graphit
	Amphibolit			Hornblende-Plagioklas-Gestein mit Klinopyroxenen deutl. Schiefer od. Flasertextur
	Pyriklasit	SiO_2 arm (44%)		Massige Pyroxen (Ortho.+ Klino.) Hornblende-Plagioklasfelse Massige Hornblende und granathaltige Pyroxen-Plagioklasfelse Pyroxen-Granogneisse u. Felse mit Granat
	Peridotit (Ultrabasit)	Feldspat-frei		Olivin, Hornblende, Pyroxen, untergeordnet Phlogopit + Spinell

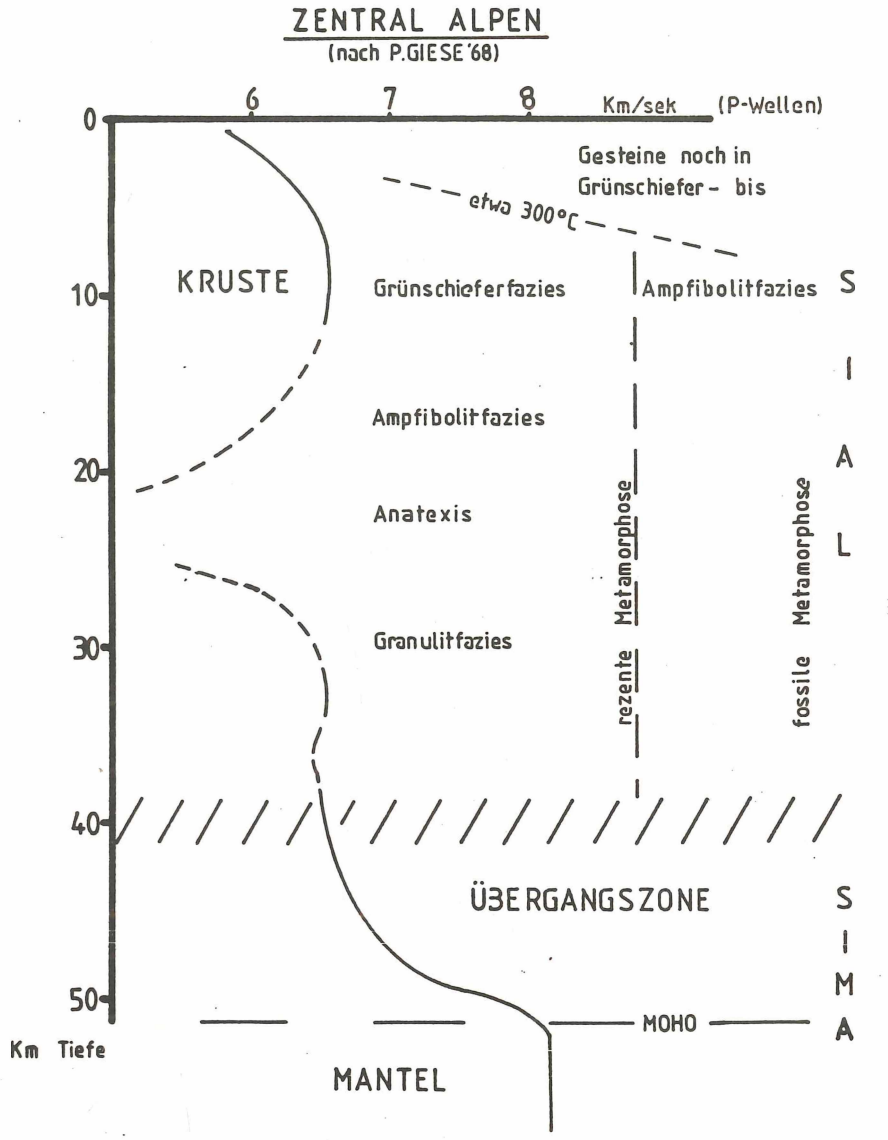
13. Zum Diagramm: ZENTRAL-ALPEN (Abb. 7)

P. GIESE hat in diesem Diagramm die Relation zwischen Geschwindigkeit der P-Wellen, Tiefenlage der Gesteine und ihrer Ausbildung dargestellt. Das gleiche Diagramm im außeralpinen Bereich würde gedungener erscheinen. So liegt z.B. im nördlichen Alpenvorland die Übergangszone Kruste-Mantel bereits in 25 - 30 km Tiefe und ist nur ca. 8 km breit. Die 300 °C - Isotherme hingegen rutscht ca. 10 km in die Tiefe.

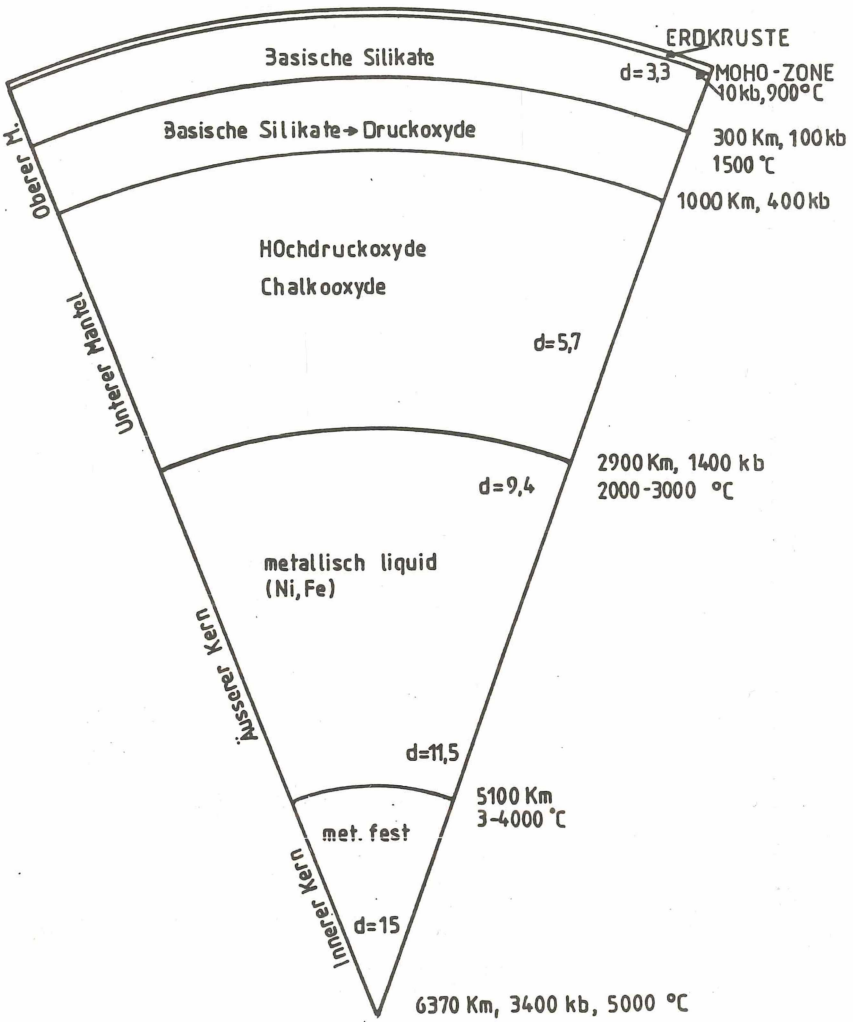
Die Inversion (starke Abnahme der P-Wellengeschw. in ca. 20 km Tiefe) ist im alpinen Bereich besonders deutlich ausgebildet, weil hier die Temperaturzunahme stärker ist als im Alpenvorland. In diesem Bereich ist daher auch mit einer ersten Teilaufschmelzung (Anatexis) der Gesteine zu rechnen. Die Schallwellengeschwindigkeit nimmt in einer flüssigen Phase, im Gegensatz zu ihrem festen Zustand, um die Hälfte ab (LANDOLT-BÖRNSTEIN 1931).

Während die Inversion der Laufzeitkurve mit großer Wahrscheinlichkeit teilaufgeschmolzene Gesteine repräsentiert, steigt sie nach der Moho-Diskontinuität stark an. Dieser positive Gradient wird als stetige Dichtezunahme gedeutet. Es dürfte ein allmählicher Übergang von saurem zu basischem und ultrabasischem Gestein erfolgen. Nach dieser Übergangszone zeichnet sich der Obere Mantel dann durch einen nur geringen positiven Gradienten aus (GIESE 1968) - (Abb. 7).

Abb. 7


ZENTRAL ALPEN
(nach P.GIESE '68)
6
7
8
Km/sek
(P-Wellen)
0
Gesteine noch in
Grünschiefer- bis
etwa 300°C
KRUSTE
Grünschieferfazies
Ampfibolitfazies
S
I
A
L
10
Ampfibolitfazies
20
Anatexis
Granulitfazies
30
rezente Metamorphose
fossile Metamorphose
40
ÜBERGANGSZONE
S
I
M
A
50
MOHO
Km Tiefe
MANTEL

Zur Verdeutlichung der Relation: Krustendicke zu Erdradius (vergl. Abb. 8).



Literaturverzeichnis

AHRENDT, H. (1972): Zur Stratigraphie, Petrographie und zum tektonischen Aufbau der Canavese-Zone. - Göttinger Arb.z.Geol.u.Pal., 11: 1-89; Göttingen.

BEDERKE, E. (1962): Altersgliederung und Dichteverteilung im kristallinen Grundgebirge. - Geol. Rndsch., 52: 1-12; Stuttgart.

BERCKHEMER, H. (1968): Die Topographie des Ivreakörpers. - Schweizer Mih.+Petrol.Mitt., 48: 235-246; Zürich.

GANSSER, A. (1968): The Insubric Line, a major geotectonic problem. - Schweizer Min.+ Petrol.Mitt., 48: 123-143; Zürich.

GIESE, P. (1968): Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. - Schweizer Min.+ Petrol.Mitt., 48: 261-284; Zürich.

GRAESER, S. & HUNZIKER, J.C. (1968): Rb/Sr- und Pb-Isotopen-Bestimmung an Gesteinen und Mineralien der Ivrea-Zone. - Schweizer Min.+Petrol.Mitt., 48: 189-204; Zürich.

KAMINSKI, W. & MENZEL, H. (1968): Zur Deutung der Schwereanomalie des Ivrea-Körpers. - Schweizer Min.+Petrol.Mitt., 48: 255-260; Zürich.

KÖPPEL, V. (1974): Isotopic U-Pb-ages of monzanites and zircons from the crust-mantel transition. - Contr. Mineral. Petrol., 43: 55-70;

LANDOLT-BÖRNSTEIN (1931): Physikalisch-chemische Tabellen. - 5. Aufl., 2. Ergänzungsband Teil 2, Berlin, (Springer).

LENSCH, G. (1968): Die Ultramafite der Zone von Ivrea und ihre geologische Interpretation. - Schweizer Min.+Petrol.Mitt., 48: 91-102; Zürich.

MEHNERT, K.R. (1975): The Ivrea-Zone. - N.Jb. Miner., 125: 156-199; Stuttgart

NIGGLI, E. (1946): Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuß der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea. - Eclogae geol.Helv., 39: 211-220;

ROST, F. (1968): Vergleich der Ultramafite der Ivrea-Zone mit Peridotiteinschaltungen im europäischen kristallinen Grundgebirge. - Schweizer Mon.+Petrol.Mitt., 48: 165-173; Zürich.

SCHMID, R. (1968): Nomenklaturschwierigkeiten bei Katametamorphiten (Ivrea). -Schweizer Min.+Petrol.Mitt., 48: 81-90; Zürich.

WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. - 4.Aufl. Heidelberg, New York, Berlin, (Springer).

- Eine umfassende Bibliographie ist in den Schweizer Min.+Petrol. Mitt. 48 (1968) auf Seite 340 ff. nachzulesen.

- Weiterhin sei auf ein zweites Ivrea-Symposium aufmerksam gemacht, das in einem Buch zusammengefaßt wiedergegeben ist:
"The 2nd SYMPOSIUM IVREA VERBANO Varallo Sesia (Vercelli) - Italy Juni, 5-10, 1978" In MEMORIE di SCIENZE GEOLOGICHE, Volume 33, 1978-79.

Anschrift des Verfassers:

Gerhard E. Schmitt

Im Neurod 16

8750 Aschaffenburg

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Nachrichten des Naturwissenschaftlichen Museums der Stadt Aschaffenburg

Jahr/Year: 1985

Band/Volume: 93_1985

Autor(en)/Author(s): Schmitt Gerhard E.

Artikel/Article: Die IVREA-ZONE Einblick in die Erdkruste 1-35