

**Sitzung der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse
vom 9. Jänner 1975**

Sonderabdruck aus dem Anzeiger der math.-naturw. Klasse der
Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Jahrgang 1975, Nr. 1

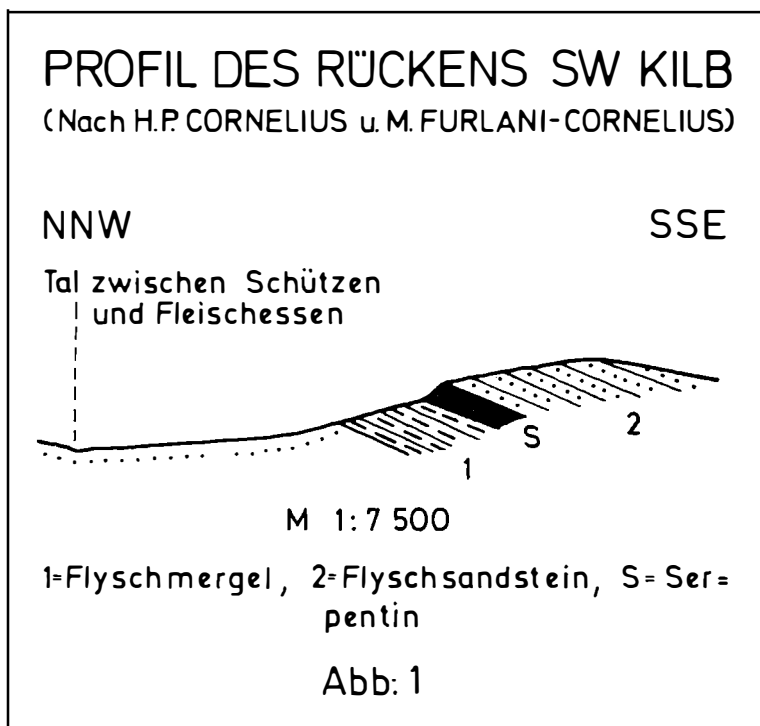
(Seite 1 bis 8)

Das korr. Mitglied Hans Wieseneder hat eine Arbeit
übersandt:

„Zusammensetzung und geologische Position der
Serpentinvorkommen von Kilb und Gstadt (Nieder-
österreich).“ Von W. Richter und H. Wieseneder.

In die Untersuchung ostalpiner Peridotit- und Serpentin-
vorkommen wurden auch die am Nordrand der ostalpinen
Flyschzone (Kilb) und im Klippenraum (Gstadt) auftretenden
Serpentinkörper einbezogen. Da die Ergebnisse dieser Unter-
suchungen von allgemeineren Interesse zu sein scheinen, werden
sie hier in einem Vorbericht niedergelegt. Abel (1903) beschrieb
bei der Ortschaft Fleischessen (Österr. Karte, Blatt Obergrafend-
dorf 1:50.000) einen kleinen Steinbruch 10×10 m im Geviert,
mit anstehendem Serpentin. Er fand auch einen Aufschluß an
der Straße zwischen Kolb und Kohlenberg. Aber schon nach
Cornelius und Cornelius-Furlani (1927) war dieses Vor-
kommen vollkommen verwachsen und konnte auch im Zuge
dieser Untersuchungen nicht mehr gefunden werden. Da in der
Umgebung des Steinbruches nicht einmal Lesesteine zu finden
sind, geben wir zur Darstellung der Lagerungsverhältnisse

1 Profil (Abb. 1) der oben genannten Autoren wieder. Die Schätzung Abel's (1903) daß das Vorkommen eine Längserstreckung von 600 m erreicht, scheint zu hoch gegriffen, es dürfte sich nach den Felduntersuchungen um mehrere kleine Linsen handeln. Eine petrographische Beschreibung der Vorkommen wurde von Zirkl (1957) gegeben.



Das zerklüftete graugrüne bis hellgrüne Gestein ist unregelmäßig fleckig ausgebildet, verbreitet beobachtet man in den Dünnschliffen Maschenstrukturen. Die Maschen bestehen aus 0,01—0,03 mm breiten Bändern, die aus Chrysotilfasern aufgebaut sind, die meist in einem Winkel von 30° gegen die Achse der Maschen geneigt sind. Von dem aus Maschenstrukturen auf-

gebauten Anteil des Gesteins sind mehrere Millimeter groß rechteckig bis unregelmäßige hellere Partien zu unterscheiden, die aus parallelfasrigem Serpentin und zum Teil auch aus Chlorit bestehen. Es handelt sich hierbei mit großer Wahrscheinlichkeit um Pseudomorphosen nach Pyroxenen. Zirkl (1957) dachte an Klinopyroxene, der hohe Serpentinanteil in diesen Pseudomorphosen spricht jedoch dafür, daß Orthopyroxene entweder allein oder mindestens zum Teil zum Mineralbestand des Ausgangsgesteins gehörten.

Die von den Maschen umschlossenen Räume bestehen aus einem äußerst feinkörnigen Filz von Serpentin. Neugebildeter Magnetit in 0,01 mm großen Körnchen markiert die Grenze der ursprünglichen Olivinkörner. Chromspinell wird in dem Gestein bereits von Abel (1903) (bestimmt von F. Becke) erwähnt. Es handelt sich um gelbbraune Körner von unregelmäßig länglicher Gestalt. Die die Körner durchsetzenden Sprünge sind mit Chrysotil bzw. Chlorit erfüllt. Im Gegensatz zu Zirkl (1957) scheint uns der Chromspinell zu dem ursprünglichen Mineralbestand des Gesteins zu gehören. Spinellzusammensetzungen, wie in Tabelle 1, können nämlich als Neubildungen nur bei hohen Temperaturen auftreten; dies steht im Gegensatz zum beobachteten Mineralbestand. Die chemische Untersuchung der Komponenten wurde mit der Mikrosonde ARL EMX durchgeführt (Tabelle 1). Gemessen wurde gegen Mineralstandards bekannter Zusammensetzung; die Korrekturen wurden mit dem Programmsystem Petrdats (Cadaj, 1972) durchgeführt.

Die beiden Serpentinanalysen stellen die Extremwerte der im Gestein gefundenen Zusammensetzungen dar. Die in einem Fall relativ hohen FeO-Gehalte treten immer in Chrysotilen auf, die mit Magnetit im Zusammenhang stehen, während die frei im Gesteinsverband befindlichen Chrysotile einen niedrigeren FeO- und einen entsprechend höheren MgO-Gehalt aufweisen.

Die Chlorite sind innerhalb der Mg-Chloritreihe als Chromklinochlor bzw. Chrom-Pennin einzustufen. Das Auftreten dieser beiden Chlorite in Parallelverwachsung miteinander ist beachtenswert, da es bei stabiler Bildung auf eine Mischungslücke in diesem Bereich hinweisen könnte. Da aber eine Gleichgewichtseinstellung der Mineralphasen untereinander offensichtlich nicht erreicht wurde (Auftreten von Chrysotil, der in Gegenwart von Al-reichen Chloriten mehr Al aufnehmen sollte, ebenso wie der Dünnschliffbefund) kann aus dem Auftreten der beiden Chlorite nebeneinander keine weitere Aussage gemacht werden.

Tabelle 1

	Serpentin		Chlorit		Spinell
SiO ₂	43,60	43,60	33,80	37,10	0,18
TiO ₂	—	—	<0,05	<0,05	0,18
Al ₂ O ₃	0,77	0,84	18,5	10,70	41,80
Cr ₂ O ₃	<0,05	<0,05	1,56	0,59	26,00
FeO	3,92	2,26	2,68	3,84	16,80
MnO	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,14
MgO	40,20	41,30	32,20	34,90	14,60
	88,49	88,00	88,74	87,13	99,70
Si	2,012	2,006	6,207	6,978	0,041
Al	—	—	1,793	1,022	—
Al	0,042	0,045	2,208	1,399	11,160
Cr	—	—	0,228	0,088	4,649
Ti	—	—	—	—	0,031
Fe	0,151	0,087	0,412	0,604	3,184
Mn	—	—	—	—	0,027
Mg	2,761	2,829	8,831	9,767	4,931
X	2,012	2,003	8,000	8,000	8,142
Y	2,954	2,961	11,679	11,798	15,881

Das Gesamteisen ist als FeO angegeben; in allen Analysen sind die Gehalte an CaO < 0,02, Na₂O < 0,05 und K₂O < 0,05. Die Mineralformeln wurden auf 7,28 bzw. 32,0 berechnet.

Der als Relikt des ursprünglichen Mineralbestandes auftretende Spinell ist ein Picotit.

Die mineralogische Zusammensetzung dieses ultramafischen Gesteines läßt auf niedrigsten Metamorphosegrad schließen. Durch das Fehlen von typischen Paragenesen ist allerdings keine weitere Einstufung durchführbar.

Das Serpentinvorkommen von Gstadt besitzt eine Längs-erstreckung von 300 m und einer Breite von 130 m. Im Norden grenzt es an die liassischen Grestener Schichten. Im Süden begrenzen Flyschablagerungen das Serpentinvorkommen (Schnabel, 1970). Die unterschiedliche sedimentologische Entwicklung der Grestener Schichten (Landablagerungen und ufer-

nahe Seichtwasserbildungen) Thenius (1974) sowie Flyschablagerungen (vorwiegend Turbidite) sind ein Hinweis auf die tektonische Position dieses Serpentinvorkommens.

Megaskopisch und mikroskopisch gleicht das Gestein weitgehend dem Serpentin von Kilb. Das Schlibbild wird ebenfalls von Maschenstrukturen und Pseudomorphosen nach Pyroxenen beherrscht. Picotit kommt im Serpentin nicht vor, jedoch ist Magnetit in jener Gestalt und Größe vertreten, wie wir sie von den Picotiten des Kilber Serpentin kennen. Randlich sind sogenannte Ophicalcite mit dem Serpentin verknüpft, Exner und Zirkl (1962). Diese Gesteine bestehen vorwiegend aus Calcit. Texturrelikte lassen erkennen, daß es sich um ursprünglich Serpentin- bzw. olivinreiche Gesteine mit erhaltener Maschenstruktur handelt. Auch Magnetite, die die Serpentinpseudomorphosen nach Olivin umsäumten sowie Pyroxenpseudomorphosen sind deutlich zu erkennen. Ohne ausschließen zu wollen, daß eine mechanische Vermengung von Serpentin und Karbonatgesteinen eingetreten ist, wie dies definitionsgemäß wesentlich für Ophicalcite ist und im niedrigen und mittleren Bereich der Gesteinsmetamorphose zu finden ist, handelt es sich bei der Entstehung der untersuchten Gesteine um einen Metasomatosevorgang, bei dem der Mineralbestand des bereits serpentinierten Gesteins weitgehend durch Calcit verdrängt wurde.

Die Frage nach der Herkunft der beschriebenen Serpentinvorkommen läßt sich aus der Geo-Petrologie des alpinen Kristallins und des Vorlandes der Ostalpen wahrscheinlich machen. Alle älteren Autoren, die auf das Vorkommen Bezug nehmen, waren sich einig, daß das Ausgangsmaterial Peridotite waren; auch wir stimmen dieser Vorstellung zu. Auszuschließen ist die gelegentlich diskutierte Vorstellung (Cornelius und Cornelius-Furlani, 1927), es könnte sich um eine „Peridotitintrusion“ handeln. Diese Vorstellung ist nach dem Stand der derzeitigen Kenntnis der Genesis von Serpentin nicht mehr vertretbar. Becke (in Abel 1903) verglich das Kilber Vorkommen mit Chrysotilserpentin der Böhmisches Masse. Wir können diese Ähnlichkeit an Hand von Studien von Vergleichsproben bestätigen (Kirchbach S Melk, Karlstetten, Yspertal und Waldhers). Die Proben der genannten Vorkommen entsprechen textuell den Serpentin von Kilb und Gstadt. Die Probe von Waldhers enthält auch Picotite von gleicher Größe und Gestalt wie wir sie aus dem Vorkommen Kilb kennen. Zusätzlich tritt auch Granat auf, der von Symplektittrinden umgeben ist. Die Probe Riegers ist zur Gänze in Chrysotilserpentin umgewandelt.

Die alpinen Serpentinite des Penninikums in den Hohen Tauern, die mehr oder weniger stark serpentinierten Peridotite des Stubachtales (Hohe Tauern) und die sehr ähnliche Serpentinite des Hochgrößen (Niedere Tauern) sind Antigoritserpentinite. Verwachsungen von Antigorit mit offenbar sekundär gebildetem Olivin unter Ausbildung von Texturen, die an die bekannten ophitischen Gefüge der Diabase erinnern, sind in gleicher Weise für die Vorkommen des Stubachtales und des Hochgrößen charakteristisch. Eine Mittelstellung nehmen die Peridotitvorkommen des Gleinalpengebietes ein. Das Vorkommen Traföb zeigt typische Maschenstrukturen, der Peridotit vom Ochsenkogel führt, soweit serpentiniert, Maschenstrukturen, die nur zum Teil in Antigorit umgewandelt sind.

Die texturale Ähnlichkeit der Serpentine von Kilb und Gstadt mit jenen des Moldanubikums scheint daher die Auffassung Becke's zu bestätigen, daß es sich um Schürflinge aus dem bis unter die Nördlichen Kalkalpen nachgewiesenen moldanubischen Untergrund der Nordalpen handelt. Zum Vergleich stand aus dem Moravikum nur eine Probe von Letovice (Mähren) zur Verfügung, die bei einer Exkursion unter Führung von Dr. Kruta (Brünn) aufgesammelt wurde. Die Textur des Gesteins erinnert an alpine Vorkommen, etwa Gleinalpe. Das Gestein ist vollständig serpentiniert, Maschenstrukturen liegen nur in Relikten vor, der größte Teil dieses Serpentinits ist antigoritisiert.

Moldanubikum unter der Flyschzone bzw. unter den Nördlichen Kalkalpen ist in mehreren Tiefbohrungen der Österreichischen Mineralölverwaltung A. G. und der Rohölgewinnung A. G. nachgewiesen. Das Material wurde von den genannten Firmen in freundlicher Weise zur Verfügung gestellt, wofür an dieser Stelle gedankt sein soll. Hinweise finden sich bereits bei Brix und Göttinger (1964) und bei Kröll und Wessely (1967). Die Bohrung Texing 1 hat bei 1735—1770 *m* Biotit-Sillimanitgneise und Amphibolite angefahren. Die in den Nördlichen Kalkalpen abgeteufte Aufschlußbohrungen Urmannsau 1 traf zwischen 3017 und 3020 *m* auf einen feinkörnigen Biotitgneis. Chloritaggregate sind vermutlich Pseudomorphosen nach Cordierit. Cordieritführende Migmatite wurden in 1226—1231 *m* Tiefe unter den Molasseablagerungen in der Bohrung Seitenstetten 1 angetroffen. Kürnberg 1, abgeteuft in Flyschablagerungen, traf in 2962—2868,8 *m* Tiefe auf einen kataklastisch beanspruchten Granodiorit, der petrographisch dem Mauthausener Granit entspricht. Eine ausführliche Untersuchung des er-

bohrten Kristallins unter der Molassezone und unter den Nordalpen ist abgeschlossen und wird zur Veröffentlichung vorbereitet.

Wenn auch vieles dafür spricht, daß die beschriebenen Serpentinorkommen von Kilb und Gstadt Scherlinge aus dem moldanubischen Untergrund sind, muß doch auf die Tatsache hingewiesen werden, daß nach Woletz (1963) für die Gosauablagerungen Chromite und Chromspinell charakteristische Schwerminerale bis zum Campan sind. In den jüngeren Gosauschichten, fehlen diese Minerale zwar nicht ganz, werden aber von einer Granatassoziation in den Hintergrund gedrängt. Die regionale Analyse der alpinen und außeralpinen Serpentine hat gezeigt, daß die Chromspinelle heute nur von Serpentiniten vom Typus Kilb—Gstadt bekannt sind. Gesteine dieser Art müssen daher zumindest bis ins Campan der Erosion zugänglich gewesen sein. Da ein direkter Zusammenhang der Serpentinegesteine von Kilb und Gstadt und der distributiven Provinz der Chromit-Chromspinellassoziation der Gosau aus geologischen Gründen nicht anzunehmen ist, müssen derartige Gesteine auch im Liefergebiet der Gosau, d. h. in begrabenen Schwellen und Rücken bzw. in der Grauwackenzone vorhanden gewesen sein.

Literaturverzeichnis

Abel, O. (1903): Studien in den Tertiärablagerungen des Tullner Beckens. Jb. Geol. Reichsanst. Wien, 53, 91—138.

Brix, F. und Göttinger, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, Wien—Hamburg, 80, 57—75, 93—99, 133—139, 221—227, 251—256.

Cadaž, W. (1974): Petrodata — ein Programmiersystem zur Korrektur von Mikrosonden-Silikatanalysen. Microchimica Acta, Suppl. 5, 1974, 267—272.

Cornelius, H. P. und Cornelius-Furlani (1927): Einige Beobachtungen über das Serpentinorkommen von Kilb am niederösterreichischen Alpenrand. Verh. Geol. Bundesanst., Wien, 201—205.

Exner, Ch. und Zirkel, E. J. (1962): Serpentin und Ophicalcit vom Steinbruch „Tommach“ bei Gstadt. Verh. Geol. Bundesanst., Wien, 29—45.

Kröll, A. und Wessely, G. (1967): Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau I. Erdöl-Erdgas-Zeitschrift. Wien—Hamburg, 83, 342—35.

Schnabel, W. (1970): Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen, Ybbs, Niederösterreich, Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., Wien, 19, 131—188.

Thenius, E. (1974): Niederösterreich, 2. erweiterte Aufl., Geol. Bundesanst., Wien (Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen).

Woletz, G. (1963): Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. *Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Wien*, 106, 89—119.

Zirkl, E. (1957): Die basischen Eruptivgesteine an der Kalkalpen-Flyschgrenze der Ostalpen. *Habilitationsschrift, Universität Wien*.
