

DAS MAGNETITVORKOMMEN VON WOLLANIG, KÄRNTEN – EINE EISENSKARN-VERERZUNG?

Adrian Ferenczi (†), Anton Beran*, Michael A. Göttinger

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien,
Althanstrasse 14, 1090 Wien / *anton.beran@univie.ac.at

Abstract

An unusual occurrence of a magnetite mineralization is located north-west of Oberwollanig near Villach, Carinthia. The region of Wollanig belongs to the Millstatt-Complex, which presents a polymetamorphic unit with pegmatites and rocks in Eo-Alpine eclogite- and/or Upper Greenschist- to Amphibolite-facies. The magnetite mineralization is related to garnet-amphibolites, calc-silicate rocks and magnetite-quartz-rocks. The amphibolites sporadically contain relicts of titanomagnetite (type 1-magnetite), as well as recrystallized and newly formed Mn-bearing, idiomorphic magnetites, becoming poor in Ti (type 2-magnetite). The calc-silicate rocks are consisting of clinopyroxene, characterized by high hedenbergite- and aegirine-components, of andradite, epidote, calcite and quartz. The magnetites of the calc-silicate rocks and of the neighboring magnetite-quartz-rocks, are strongly enriched in Mn and practically free of Ti (type 3-magnetite). Discrimination diagrams clearly indicate the assignment of the type 3-magnetite to a skarn-mineral formation.

Mineral phases of the calc-silicate rocks and the magnetite-quartz-rocks must be formed by intensive interaction of fluids with amphibolites and marbles. As HT/LP- metamorphism has been discussed to occur in the Millstatt-Complex, it is reasonable that in-situ melts can be formed by partial mobilization of the country rocks, resulting in the formation of pegmatites. Related hydrothermal activities release fluids enriched in Na, Si, Fe and Mn, thus making the formation of a hydrothermal-metasomatic oxidic Fe-skarn mineralization in Wollanig possible.

Zusammenfassung

Ein einzigartiges Vorkommen einer Magnetit-Vererzung liegt nordwestlich der Ortschaft Oberwollanig bei Villach, Kärnten. Das Gebiet von Wollanig gehört zum Millstatt-Komplex, der eine polymetamorphe Einheit mit Pegmatiten und Gesteinen in Eo-Alpiner Eklogit- und/oder Oberer Grünschiefer- bis Amphibolit-Fazies darstellt. Die Magnetit-Vererzung ist an Granat-Amphibolite, an Kalksilikatgesteine und an Magnetit-Quarz-Gesteine gebunden. Die Amphibolite enthalten einzeln reliktschen Titanomagnetit (Typ 1-Magnetit), sowie rekristallisierten und neu gebildeten Mn-haltigen und an Ti verarmten, idiomorphen Magnetit (Typ 2-Magnetit). Die Kalksilikatgesteine bestehen aus Klinopyroxen, der sich durch hohe Anteile an Hedenbergit- und Ägirin-Komponenten auszeichnet, aus Andradit, Epi-

dot, Calcit und Quarz. Die Magnetite der Kalksilikatgesteine und der benachbarten Magnetit-Quarz-Gesteine sind stark an Mn angereichert und praktisch Ti-frei (Typ 3-Magnetit). Aus Diskriminations-Diagrammen lässt sich eine eindeutige Zuordnung des Typ 3-Magnetits zu einer Skarn-Mineralbildung ableiten.

Die Mineralphasen der Kalksilikatgesteine und Magnetit-Quarz-Gesteine müssen sich bei einer intensiven Wechselwirkung von Fluiden mit Amphiboliten und Marmoren gebildet haben. Eine im Millstatt-Komplex diskutierte Hoch-Temperatur/Niedrig-Druck-Metamorphose erlaubt die Bildung von in-situ Schmelzen durch partielle Mobilisierung des Ausgangsgesteins, was die Pegmatit-Bildung ermöglicht. Damit im Zusammenhang stehende hydrothermale Aktivitäten können an Na, Si, Fe und Mn angereicherte Fluide freisetzen, die zur Bildung einer hydrothermal-metasomatischen, oxidischen Fe-Skarnvererzung in Wollanig führten.

Einleitung

Spuren bergmännischer Tätigkeit, wie verstürzte Mundlöcher, Pingen und Klaubhalden lassen vermuten, dass die in der Nähe von Villach liegende Magnetitvererzung von Wollanig seit langer Zeit bekannt ist. In der Literatur gibt es allerdings nur wenige detaillierte Hinweise auf dieses mineralogisch interessante und möglicherweise genetisch einzigartige Vorkommen in Österreich. Ein erster Hinweis auf den Magnetit von Wollanig findet sich bei HÖFER (1869) in den ‚Mineralien Kärntens‘. Einen ersten geologischen Überblick über das ‚Millstätter Seengebirge‘, dem auch das Gebiet von Wollanig zuzuordnen ist, gibt SCHWINNER (1927). PETRASCHECK (1927) gibt folgende kurze Beschreibung der Lokalität: „Am Wöllanig tritt in solchem Amphibolit Magnetit auf, der vorübergehend abgebaut wurde. Nach Analogie mit den schwedischen Skarnerzen ist er innig mit dunkler Hornblende durchwachsen“. Bei PLÖCHINGER (1950) findet man Hinweise auf ein an Amphibolitvorkommen geknüpftes „bekanntes skarnartiges Magnetitlager“. PLÖCHINGER (1953) gibt eine ausführliche Petrographie der Gesteine im Gebiet von Wollanig und weist auf einen „reich magnetitvererzten“ Granatamphibolit vom südlichen Wollanig hin. HOMANN (1962) liefert mit einer eingehenden geologisch-petrographischen Beschreibung des Raumes Ossiacher See – Wörther See einen wichtigen Beitrag zur Petrographie der im Zusammenhang mit der Vererzung stehenden Gesteine. In einem Übersichtsartikel über das ‚Altkristallin nordwestlich von Villach‘, erwähnt PLÖCHINGER (1980) einen im Gebiet von Wollanig liegenden magnetitvererzten Granatamphibolitkörper. Auf der Grundlage seiner Dissertation gibt FERENCZI (2006) eine eingehende mineralogische Beschreibung der Magnetitvererzung. Neuere petrologisch und geochronologisch orientierte Arbeiten über die geologischen Einheiten, die das Gebiet von Wollanig einschließen, liefern die Grundlage für eine im Folgenden weiterführende genetische Diskussion dieses Magnetitvorkommens.

Geographischer Überblick

Geomorphologisch kann Wollanig als Mittelgebirge beschrieben werden, das mit dem Hochpirkach (1214 m) die höchste Erhebung erreicht. Das Gebiet von Wollanig wird etwa von Oberwollanig bis Puch (Gemeinde Weißenstein) durch das in nordwestlicher Richtung verlaufende Untere Drautal begrenzt, sowie durch

das nordöstlich gelegene, parallel zum Drautal verlaufende Gegendtal, zwischen den Orten Treffen am Ossiacher See und Winklern. Durch das zwischen Puch und Winklern in nordöstlicher Richtung verlaufende Krastal ist die nördliche Begrenzung von Wollanig gegeben, durch den etwa parallel zum Krastal verlaufenden Eichholzgraben zwischen Oberwollanig und Treffen, die südliche Begrenzung. Die Magnetit-Vererzung liegt auf einer Seehöhe von 940 m und befindet sich an der SW Flanke von Wollanig, nordwestlich der Ortschaft Oberwollanig.

Oberwollanig ist ein im NW gelegener Vorort der Stadtgemeinde Villach, der durch die dem Hl. Laurentius geweihte Kirche mit einem romanischen Langhaus und einem gotischen Chor aus dem 14. Jhd. kulturhistorische Bekanntheit erlangt hat. Die dortige Kirchenglocke stammt aus dem 12. Jhd.

Geologischer Überblick

Den großen geologischen Rahmen bildet das Koralpen-Wölz Deckensystem, das eine Vergesellschaftung von im genetischen Zusammenhang stehenden oberostalpinen Deckensystemen darstellt (SCHUSTER & FRANK, 1999, SCHUSTER et al., 2004). Das Gebiet von Wollanig ist dem Millstatt Komplex zuzuzählen, der durch die tektonische Linie, die die südliche Begrenzung der Alpenen Metamorphose darstellt, begrenzt wird; diese SAM (Southern limit of Alpine Metamorphism; HOINKES et al. 1999) liegt noch etwas nördlich des Periadriatischen Lineaments (PAL). Der Millstatt Komplex zählt, so wie der Saualpe-Koralpe Komplex, zu einer polymetamorphen Einheit mit Pegmatiten und Gesteinen in Eo-Alpiner Eklogit- und/oder Oberer Grünschiefer- bis Amphibolit-Fazies. Die den Millstatt Komplex dominierenden Gesteine sind monotone Gneise und Glimmerschiefer mit Quarzitlagen; neben den Pegmatiten finden sich untergeordnet Granat-Amphibolite und Marmore (TEIML & HOINKES, 1996, SCHUSTER & FRANK, 1999, SCHUSTER et al., 2001).

SCHUSTER et al. (2004) geben für den südlichen Millstatt Komplex PT Bedingungen von 600 °C und 11 kbar an. Hervorzuheben sind mögliche ‚Peak-Bedingungen‘ einer Hochtemperatur/Niedrigdruck-Metamorphose (HT/LP) von etwa 650-700 °C und etwa 2,5-4 kbar. Für die Gneise werden von TEIML & HOINKES (1996) 570-620 °C und 6 kbar bzw. 640-680 °C und 8 kbar angegeben, für Eklogit-fazielle Bedingungen 600-630 °C und 12-14 kbar. Vergleichsweise liegen für den Saualpe-Koralpe Komplex die PT Werte im Bereich von 570 bis 590 °C und von 10,5 bis etwa 4 kbar (SCHUSTER et al., 2001, 2004). Die im Kernbereich Almandin-reicher Granate gemessenen Sm-Nd Alter ergeben Werte von 263-286 Ma, sprechen also für ein permisches Bildungsalter. Ar-Ar Daten von Muskoviten, sowie Rb-Sr Daten von Biotiten ergeben ein alpidisches Alter von 90 bzw. 85 Ma. Die Grossular-reichen Randbereiche der Granate geben mit 94 Ma ein ebenfalls alpidische Sm-Nd Alter (SCHUSTER et al., 2001, 2004). SCHUSTER et al. (2001) liefern für die Pegmatite des Millstatt-Komplexes aus Rb-Sr Daten Alterswerte von 215+/-59 bis 286+/-35 Ma. Der ebenso dem Millstatt Komplex zuzuzählende, Villacher Granitgneis‘ weist nach GÖD (1976) ein Rb-Sr Gesamtgesteinsalter von 409+/-32 Ma, sowie ein Glimmeralter von 84+/-3 Ma auf. Damit wird angenommen, dass die variszischen, permotriadischen metamorphen Einheiten durch eine Eo-Alpine, kretazische Metamorphose überprägt wurden.

Probennahme und Arbeitsmethoden

Ein wesentlicher Teil der Gesteins- und Mineralproben von vererzten und nicht-vererzten Gesteinen, sowie von praktisch reinen Magnetitserzen wurde von M.A.G. schon 1984 aufgesammelt. 2003 wurden in einer mehrtägigen Geländebegehung gezielt zusätzliche Proben genommen. Die meisten Proben stammen aus einem Bereich in unmittelbarer Nähe der verstorzten Mundlöcher, sowie von zwei Klauhalden des ehemaligen Bergbaues, wo Magnetit-reiche Stücke zum Abtransport bereitgelegt wurden. Dabei konnten genetisch interessante Gesteinsproben aus dem Kontaktbereich von Granat-Amphiboliten mit Marmoren, Glimmerschiefern und Pegmatiten aufgesammelt werden. Bei einer abschließenden Begehung von nahe gelegenen Forstwegen konnten weitere, im Zusammenhang mit der Vererzung stehende Gesteine beprobt werden, wobei die relativ große Anzahl von Pegmatitkörpern zu erwähnen ist.

In Tabelle 1 sind die Probennummern, die Kurzbezeichnung der untersuchten Gesteine sowie deren Mineralbestand zusammengefasst. Für die durch- und auflicht-optischen Untersuchungen sowie für die Mikrosondenmessungen wurden zahlreiche Dünn- und Anschliffe hergestellt. Von isolierten Granatkristallen wurden für IR-spektroskopische Untersuchungen beidseitig polierte, frei-tragende Dickschliffe angefertigt.

Tabelle 1: Probennummern, Bezeichnung der Gesteinsproben sowie mikroskopisch und nach REM-Aufnahmen bestimmter Mineralbestand. Q=Quarz, Kfsp=Kalifeldspat, Plg=Plagioklas, Px=Pyroxen, Am=Amphibol, Gt=Granat, Ep=Epidot, Bt=Biotit, Mu=Muskovit, Mt=Magnetit, Ilm=Ilmenit, Hm=Hämatit, Cc=Calcit, Ap=Apatit, Tit=Titanit, Zr=Zirkon.

| Pnr. | Probenbezeichnung | Mineralbestand |
|-------------|--------------------------|--|
| 22a | Pegmatit | Q, Kfsp, Plg, Gt, Bt, Mu, Ap, Zr, Turmalin |
| 13 | Granat-Biotitschiefer | Q, Plg, Am, Gt, Bt, Ilm, Ap, Zr |
| 1 | Granat-Amphibolit | Q, Kfsp, Plg, Px, Am, Gt, Ep, Mt, Ap, Tit |
| 11 | | Q, Plg, Px, Am, Gt, Ep, Bt, Mt, Ap, Tit |
| 21,21a | | Q, Plg, Px, Am, Gt, Bt, Ilm, Cc, Ap, Tit |
| 21b | | Q, Plg, Px, Am, Gt, Bt, Mt, Ilm, Cc, Ap, Tit, Zr |
| 24c | Marmor | Q, Am, Mu, Cc, Graphit |
| 2 | Mt-Gt-Amphibolit | Q, Plg, Px, Am, Gt, Ep, Mt, Ilm, Hm, Ap, Tit, Zr |
| 6 | | Q, Plg, Px, Am, Gt, Ep, Mt, Ilm, Ap, Tit, Zr |
| 23a | | Q, Plg, Am, Gt, Ep, Mt, Ilm, Ap, Tit, Zr |
| 7 | Kalksilikatgestein | Q, Plg, Px, Gt, Mt, Ap |
| 10 | | Q, Plg, Gt, Ep, Mt, Cc |
| 14a | | Q, Px, Gt, Ep, Mt, Cc |
| 15a | | Q, Px, Gt, Ep, Mt, Ilm, Cc, Ap |
| 15 | Mt-Quarz-Gestein | Q, Px, Am, Mt, Ap |

Für die Charakterisierung der chemischen Zusammensetzung einzelner Mineralphasen wurde ein Raster-Elektronenmikroskop JEOL 6400 mit EDX-Detektor verwendet. Bei einer Messzeit von 30 sec. liegt die Nachweisgrenze im Bereich weniger Zehntel Gew.%. Mittels rückgestreuter Elektronen wurden bei einer Arbeitsspannung von 20kV entsprechende BSE Bilder erzeugt. Die Analyse einzelner Mineralkörner wurde an einer CAMECA SX 100 Elektronenstrahl-Mikrosonde bei 15 kV Arbeitsspannung und 15 nA Probenstrom durchgeführt. Die Haupt- und Spurenelement-Bestimmung von einigen Gesteins- und Mineralproben erfolgte mittels Röntgenfluoreszenz-Analytik, wofür ein Philips PW 2400 Gerät zur Verfügung stand. Für die meisten Spurenelemente wurde eine Nachweisgrenze von etwa ≤ 2 ppm erreicht, für die Hauptelement-Oxide lag die Nachweisgrenze bei etwa $\leq 0,05$ Gew.%. Röntgen-Pulverdiffraktometrie zur Phasenanalyse wurde mit einem Philips X'Pert Diffraktometer vorgenommen. Die IR spektroskopischen Untersuchungen erfolgten mit einem Perkin-Elmer FTIR Spektrometer 1760 X, unter Verwendung einer keramischen Lichtquelle und eines TGS Detektors. Die Größe des Messfeldes lag im Bereich weniger mm².

Ergebnisse

Mineralogie des Gesteinsverbandes von Wollanig

Pegmatit

Die im Untersuchungsgebiet auftretenden grobkörnigen Pegmatite zeigen eine teilweise starke strukturelle Zerrüttung; sie finden sich eingeschaltet zwischen Glimmerschiefern und Marmoren in unmittelbarer Nachbarschaft mit Magnetit-vererzten Amphiboliten. Dünnschliffe der Probe 22a zeigen ein Mikroklin/Plagioklas (Albit)-Verhältnis von etwa 3:2; in ihrer Gesamtheit machen die Feldspäte etwa 2/3 des Pegmatits aus. Neben Muskovit und Quarz kommen außerdem Granat, Schörl und Apatit vor, wobei bei höheren Gehalten von Muskovit auch höhere Schörl-Gehalte zu beobachten sind.

Glimmerschiefer

Diese Quarz-reichen Gesteine (durchschnittlich etwa 50 Vol.% Quarz) enthalten Muskovit und Biotit in einem sehr ähnlichen Mengenverhältnis. Außerdem finden sich in diesem Zweiglimmerschiefer Plagioklas (Albit-Oligoklas) sowie Granat, Apatit und Titanit. Quarz zeigt durchwegs undulöse Auslöschung. Biotit ist teilweise chloritisiert und mit zahlreichen, von Zirkon-Einschlüssen herrührenden pleochroitischen Höfen durchsetzt.

Von den Zweiglimmerschiefern deutlich abgegrenzt finden sich im Bereich von Granat-Amphiboliten dunkle Granat-Biotitschiefer (Probe 13). Im Dünnschliff zeigt das Gestein bis 5 mm große Granatkristalle mit Einschlüssen von Quarz, Ilmenit und Apatit (Abb. 1). Die Biotite sind zum Teil schwach chloritisiert. Aus Mikrosondenanalysen ergibt sich für die Granate eine durchschnittliche Zusammensetzung von (Alm 70, Prp 1, Sps 1, Grs 20, Adr 8); die Daten einzelner Mikrosonden-Messpunkte sind in Abb. 2 im Dreiecksdiagramm Grossular–Andradit–Pyralpsit eingetragen. Im Randbereich mancher Granate kann sich die Spessartin-Komponente

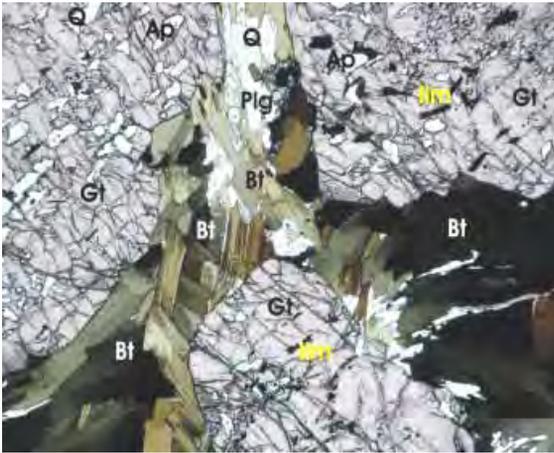


Abb. 1: Dünnschliff-Bild (// Pol.) des Granat-Biotitschiefers (Probe 13), bestehend aus Granat (Gt), Biotit (Bt), Quarz (Q), Plagiklas (Plg); Apatit (Ap) und Ilmenit (Ilm) finden sich als Einschluss-Minerales im Granat. Bildbreite 3 mm.

mit abnehmender Almandin-Komponente auf (Sps 8) erhöhen. Die Biotite liegen mit ihren X_{Fe} Werten $[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)]$ bei 0,8-0,9 und kommen damit in ihrer Zusammensetzung dem Annit-Endglied sehr nahe. Außer Granat und Biotit können untergeordnet Plagioklase mit bis zu (An 15) sowie Al-reiche Amphibole auftreten. Diese sind bei $[Mg/(Fe^{2+}+Mg)]$ Werten um 0,2 und einem Si [apfu] Wert von 6,4 als Ferropargasit zu bezeichnen. Abbildung 3 stellt das im Folgenden verwendete Klassifikationsschema für Amphibole nach LEAKE et al. (1997) dar, in dem die entsprechenden Analysenpunkte eingetragen sind.

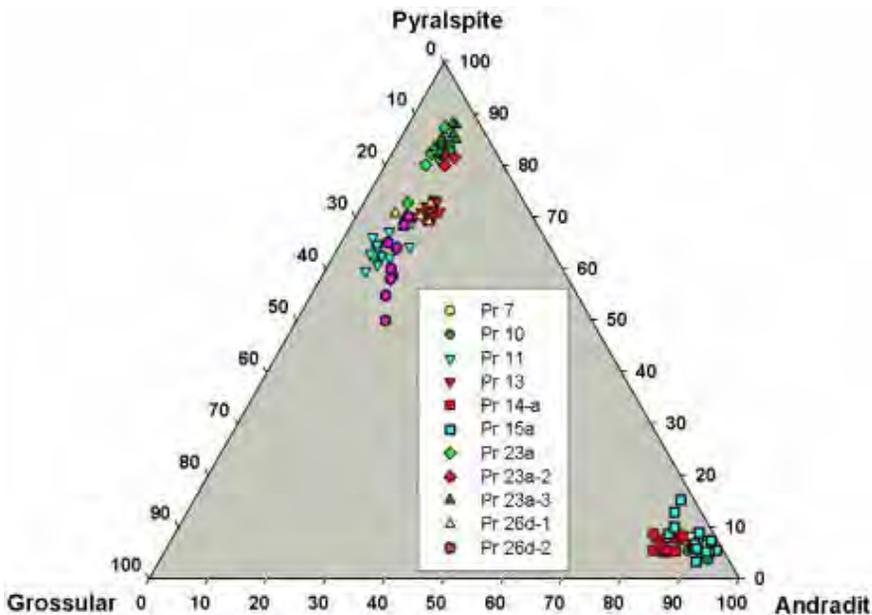


Abb. 2: Graphische Darstellung von berechneten Granat-Mikrosondenanalysen im Dreiecksdiagramm Grossular-Andradit-Pyralspit. Zur Herkunft der Proben vgl. die Probennummern in Tabelle 1; die nur im Diagramm aufscheinenden Probennummern 23a-2, 23a-3, 26d-1, 26d-2, sind der Probe 23a zuzuordnen.

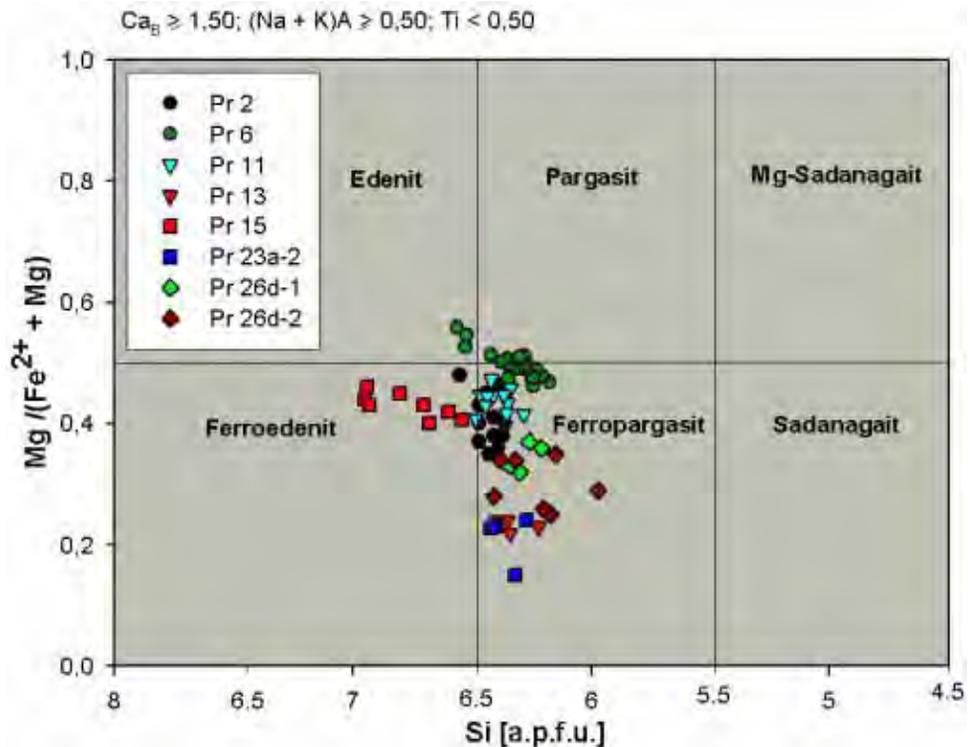


Abb. 3: Berechnete Mikrosonden-Daten von Amphibolen im Klassifikationsschema nach LEAKE et al. (1997). Zur Herkunft der Proben vgl. die Probennummern in Tabelle 1; die nur im Diagramm aufscheinenden Probennummern 23a-2, 26d-1, 26d-2, sind der Probe 23a zuzuordnen.

Granat-Amphibolite

Die Amphibolite finden sich als relativ kleine, in ihrer Ausdehnung wenige 100 m betragende, linsenförmige Gesteinskörper, die wie die Pegmatite, im Grenzbereich zwischen den Glimmerschiefern und Marmoren vorkommen. Es handelt sich dabei um Granat-Amphibolite die zum Teil erhöhte Gehalte an Klinopyroxen (Probe 1) oder Epidot aufweisen können; dabei stellen die Granat-Amphibolite, mit Granat-Dominanz und nur geringen Pyroxen- und Epidot-Gehalten (Proben 11, 21b), die bei Weitem verbreitetste Gesteinsgruppe dar. Diese Gesteine können auch eine starke Magnetit-Vererzung aufweisen, die im Folgenden unter Magnetit-Granat-Amphibolit als eigener Gesteinstyp behandelt wird (Tabelle 1). In Tabelle 2 sind die analytischen Daten der Haupt- und Spurenelemente von fein- und grobkörnigen nicht-vererzten Granat-Amphiboliten (Proben 21, 21a) sowie von einem nicht-vererzten Pyroxen-reichen Granat-Amphibolit (Probe 1) angegeben. Dabei werden die Spurenelemente Y, Nb, Zr sowie die MnO-, TiO₂- und P₂O₅-Gehalte für die Herkunftsbestimmung der Amphibolite (siehe unten) herangezogen.

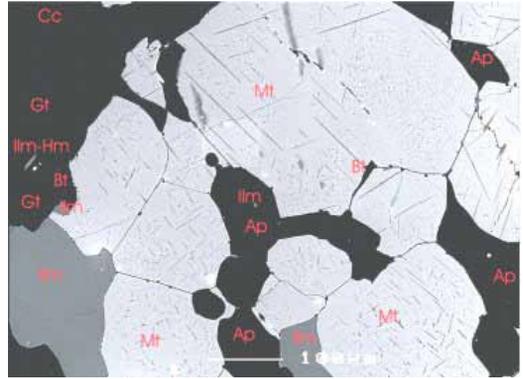
Die zum Teil cm-großen Granate der nicht-vererzten Granat-Amphibolite (Probe 11) enthalten Einschlüsse von Amphibol, Epidot, Quarz, Ilmenit und Titanit. Die feinkörnigen Amphibole der Matrix sind im Dünnschliff hellgrün gefärbt. Relativ häufig finden sich hypidiomorphe bis xenomorphe Körner von Titanomagnetit mit

Entmischungsstrukturen von feinsten Ilmenitlamellen (Abb. 4). Untergeordnet treten hypidiomorphe bis idiomorphe Körner von Ilmenit und reinem Magnetit, vereinzelt mit gemeinsamen Korngrenzen, auf. Die Ilmenitlamellen der Titanomagnetite weisen Pyrophanit-Anteile von etwa 3-5 Mol% auf, die Pyrophanit-Komponenten der einzeln vorkommenden Ilmenite, liegen im Bereich von 8-15 Mol%. Selten sind Hämatite mit Entmischungslamellen von Ilmeniten zu beobachten; diese stellen nach BUDDINGTON & LINDSLEY (1964) ein Produkt der Oxidation von Titanomagnetiten dar. Wie der Abb. 5 zu entnehmen ist, sind die Titanomagnetite häufig von Titanit-Säumen umgeben; teilweise sind die Titanomagnetite auch vollständig in Titanit umgewandelt. Nach Mikrosondendaten liegt der Fe³⁺ [apfu] Wert der Titanite zwischen 0,02 und 0,04, der Al [apfu] Wert zwischen 0,05 und 0,09. Die mittlere Zusammensetzung der Granate kann mit (Alm 51, Prp 7, Sps 5, Grs 32, Adr 5) angegeben werden (Abb. 2). Ausgewählte Mikrosonden-Analysendaten sind in Tabelle 3 zusammengefasst. (Für einen Granat der Probe 11 siehe Analyse ‚Gt 11‘, Tab.3). Die Al-reichen Amphibole liegen mit [Mg/(Fe²⁺+Mg)] Werten von etwa 0,4 bis 0,5 und einem Si [apfu] von 6,3-6,5 im Ferropargasit Feld (Abb. 3). (Mikrosondendaten eines Amphibols der Probe 11 finden sich unter ‚Am 11‘, Tab. 3). Der Anorthit-Gehalt der Plagioklase beträgt bis zu 15 Mol%. Die Pyroxenreichen Granat-Amphibolite enthalten Klinopyroxene mit einer mittleren Zusammensetzung von (Di 48, Hd 27, Jhn 2, Jd 2, Aeg 16, CaTs 5) (‚Px 1‘, Tab. 3), wobei randliche Umwandlungen in Aktinolith zu beobachten sind. Die Amphibolite können auch Kalifeldspäte mit (Ab 10)-Komponente als wesentlichen Gemengteil enthalten. Die Epidote von Epidot-reichen Granat-Amphiboliten zeigen mit einem

Tabelle 2: Röntgenfluoreszenz-Analysen; Haupt- und Spurenelemente der nicht-vererzten Amphibolit-Proben 1, 21 und 21a. Oxid-Gehalte in Gew.%, Spurenelement-Gehalte in ppm; LOI – Glühverlust, b.d. – unter der Nachweisgrenze.

| | 1 | 21 | 21a | | 1 | 21 | 21a | | 1 | 21 | 21a |
|--------------------------------|--------|-------|--------|----|------|------|-----|----|------|-----|-----|
| SiO ₂ | 47,44 | 45,59 | 42,27 | Ba | 253 | 364 | 71 | Ce | 112 | 45 | 67 |
| TiO ₂ | 2,44 | 3,06 | 3,08 | Co | 31 | 42 | 37 | Cr | 33 | 6 | 8 |
| Al ₂ O ₃ | 14,85 | 14,97 | 13,79 | Cu | 7 | 15 | 6 | Ga | 31 | 24 | 23 |
| Fe ₂ O ₃ | 14,03 | 11,83 | 13,16 | Hf | 7 | 7 | 5 | La | 45 | 20 | 28 |
| MnO | 0,23 | 0,19 | 0,24 | Mo | b.d. | 1 | 1 | Nb | 58 | 26 | 25 |
| MgO | 3,86 | 5,22 | 5,08 | Nd | b.d. | 25 | 45 | Ni | 19 | 4 | 7 |
| CaO | 10,80 | 13,14 | 18,72 | Pb | 18 | 13 | 22 | Rb | 33 | 51 | 8 |
| Na ₂ O | 4,10 | 2,47 | 1,74 | Sc | 22 | 25 | 28 | Sr | 229 | 97 | 302 |
| K ₂ O | 1,35 | 1,90 | 0,27 | Th | 9 | 3 | 4 | U | b.d. | 1 | 4 |
| P ₂ O ₅ | 0,94 | 0,48 | 0,51 | V | 141 | 402 | 412 | W | 9 | 3 | 2 |
| LOI | 0,33 | 0,44 | 1,97 | Y | 73 | 36 | 38 | Zn | 276 | 152 | 144 |
| Σ | 100,37 | 99,29 | 100,83 | Zr | 491 | 2237 | 238 | | | | |

Abb. 4: REM-Aufnahme eines nicht-vererzten Granat-Amphibolits (Probe 21b). Reliktischer Titanomagnetit (Typ 1-Magnetit) (Mt) zeigt Entmischungsstrukturen von feinsten Ilmenitlamellen, sowie charakteristische ‚Tripel-Korngrenzen‘, daneben finden sich hypidiomorphe Mn-reiche Ilmenitkörner (Ilm); weiters konnten Almandin-reicher Granat (Gt) und Apatit (Ap) bestimmt werden.



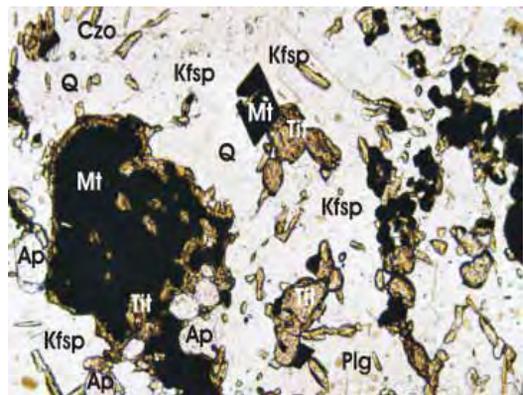
Klinozoisit-Anteil von etwa 15 bis 45 Mol% eine starke Variabilität in der Zusammensetzung, wobei auch praktisch reine, durch ihre im Dünnschliff anomal blauen Interferenzfarben zu erkennende Klinozoisite auftreten.

Herkunft der Amphibolite: Für die Bestimmung der Herkunft der Amphibolite wurden die nicht-vererzten Granat-Amphibolit-Proben 1, 21 und 21a ausgewählt, deren Haupt- und Spurenelementgehalte in Tabelle 2 angegeben sind. Aus den Diskriminations-Diagrammen von WINCHESTER & FLOYD (1977) (Zr/TiO₂ gegen Nb/Y), PEARCE & NORRY (1979) (Zr/Y gegen Zr) sowie den Dreiecks-Diagrammen (MnO–TiO₂–P₂O₅) von MULLEN (1983) und (Zr–Nb–Y) von MESCHÉDE (1986) lassen sich Alkalibasalte eines ozeanischen Intraplatten-Vulkanismus als Vorläufer der Amphibolite ableiten.

Marmor

Der weiße, oft auch hellgrau, grünlich bis rötlich gefärbte Calcit-Marmor (Probe 24c) ist fein- bis grobkörnig ausgebildet und weist eine zum Teil deutliche Bänderung auf. Hellglimmer, Tremolit, Quarz und Graphit sind makroskopisch erkennbar. Die Marmorkörper finden sich sowohl im direkten Kontakt mit dem Granat-Amphibolit und dem Kalksilikatgestein, wie auch mit dem Glimmerschiefer. Im Dünnschliff zeigen die unregelmäßig verzahnten Calcitkörner ein granoblastisches Gefüge mit typischer Druckverzwillingung. Quarz tritt in Form gerundeter Körner auf, ist aber wie Hellglimmer und Graphit auch lagenweise angereichert.

Abb. 5: Dünnschliff-Bild (// Pol.) eines nicht-vererzten Granat-Amphibolits (Probe 1). Opaker Titanomagnetit (Typ 1-Magnetit) (Mt) ist von einem bräunlichen Titanit-Saum ummantelt, feinkörnige Titanomagnetite sind oft vollständig in Titanit (Tit) umgewandelt. In der oberen Bildmitte ist das idiomorphe Korn eines rekristallisierten, reinen Magnetits (Typ 2-Magnetit) zu sehen. Daneben kommen Quarz (Q), Plagioklas (Plg), Kalifeldspat (Kfsp) und Apatit (Ap) vor. Bildbreite 1,5 mm.



Mineralogie der Magnetit-vererzten Gesteine

Die Magnetit-Vererzung ist im Wesentlichen an drei Gesteinstypen gebunden, nämlich an Magnetit-Granat-Amphibolite, an Kalksilikatgesteine und an praktisch reine Magnetit-Quarz-Gesteine.

Magnetit-Granat-Amphibolite

Abgesehen von erhöhten Gehalten an reinem Magnetit, in dem oft kleinste Einschlüsse von Quarz zu beobachten sind, entspricht der Mineralbestand der Magnetit-Granat-Amphibolite (Proben 2, 6, 23a) im Wesentlichen dem der nicht-vererzten Amphibolite. Unterschiede zeigen sich im untergeordneten Auftreten von Titanomagnetit und im weitgehenden Fehlen von Klinopyroxen. Ein erhöhter Gehalt an Titanit ist auf die fortschreitende Umwandlung der Titanomagnetite in Titanit zurückzuführen. Seltener kommen Mn-reiche Ilmenite im Kornverband mit reinen Magnetiten vor.

Ein weiterer Unterschied zu den nicht-vererzten Amphiboliten besteht in der mittleren Zusammensetzung der Granate, die mit (Alm 69, Prp 3, Sps 10, Grs 12, Adr 6) höhere Anteile an Almandin- und Spessartin-Komponenten aufweisen (,Gt 23a', Tab. 3). Die Al-reichen Amphibole erstrecken sich mit $[Mg/(Fe^{2+}+Mg)]$ Werten von etwa 0,2 bis 0,6 und Si [apfu] Werten von etwa 6,0 bis 6,5 (,Am 6', Tab. 3) vom Edenit in das Ferropargasit Feld (Abb. 3), sind also in ihrer durchschnittlichen Zusammensetzung den Amphibolen der nicht-vererzten Amphibolite ähnlich. Der Klinozoisit-Anteil der Epidote liegt im Mittel bei etwa 35 Mol%, was in etwa dem der Epidote in den nicht-vererzten Amphiboliten entspricht. Selten tritt Allanit-(Ce) auf. Die Plagioklase liegen in ihrer Zusammensetzung bei (An 3-An

Tabelle 3: Mikrosonden-Analysen ausgewählter Granate (Gt), Amphibole (Am) und Pyroxene (Px) aus den nicht-vererzten Granat-Amphibolit-Proben 1, 11, den Magnetit-Granat-Amphibolit-Proben 6, 23a, der Kalksilikatgesteins-Probe 15a sowie der Magnetit-Quarzit-Probe 15; Analysenwerte in Gew.%; b.d. – unter der Nachweisgrenze, n.d. – nicht bestimmt.

| | <i>Gt11</i> | <i>Gt15a</i> | <i>Gt23a</i> | <i>Am6</i> | <i>Am11</i> | <i>Am15</i> | <i>Px1</i> | <i>Px15a</i> |
|------------------------------------|-------------|--------------|--------------|------------|-------------|-------------|------------|--------------|
| <i>SiO₂</i> | 36,57 | 35,96 | 35,49 | 43,57 | 42,27 | 46,42 | 51,83 | 50,57 |
| <i>TiO₂</i> | b.d. | 0,61 | b.d. | 0,48 | 0,80 | 0,54 | 0,09 | b.d. |
| <i>Al₂O₃</i> | 19,30 | 1,62 | 19,47 | 9,59 | 11,22 | 7,59 | 3,28 | 1,17 |
| <i>FeO</i> | 24,68 | 27,06 | 32,44 | 20,23 | 19,50 | 22,93 | 13,92 | 18,99 |
| <i>MnO</i> | 2,78 | 1,80 | 4,12 | 0,89 | 0,53 | 0,73 | 0,56 | 0,91 |
| <i>MgO</i> | 1,42 | b.d. | 0,74 | 9,99 | 8,30 | 8,25 | 8,33 | 5,55 |
| <i>CaO</i> | 12,48 | 32,05 | 6,09 | 11,38 | 12,18 | 6,44 | 19,78 | 17,93 |
| <i>Na₂O</i> | n.d. | n.d. | n.d. | 1,51 | 1,81 | 5,31 | 2,30 | 3,17 |
| <i>K₂O</i> | n.d. | n.d. | n.d. | 1,16 | 1,13 | 0,55 | 0,01 | b.d. |
| Σ | 97,23 | 99,10 | 98,35 | 98,80 | 97,74 | 98,76 | 100,10 | 98,29 |

15). Die häufig vorkommenden Titanite weisen Fe^{3+} [apfu] und Al [apfu] Werte zwischen 0,04 und 0,11, bzw. 0,02 und 0,07 auf, sind also bei etwas niedrigeren Al-Gehalten, etwas Fe-reicher als die Titanite der nicht-vererzten Proben.

Kalksilikatgesteine

Kalksilikatgesteine sind im Verband mit den Magnetit-vererzten Granat-Amphiboliten im Grenzbereich zu den Marmoren zu beobachten und weisen eine deutliche Bänderung auf (Abb. 6). Neben Magnetit bestehen sie in wechselnden Mengen aus Klinopyroxen, Granat, Epidot, Calcit und Quarz, sowie aus Plagioklas, Titanit, Apatit und Ilmenit; Epidot, Titanit und Apatit finden sich auch als Einschlussminerale in den Granaten (Proben 14a, 15a). Auffällig ist eine wenige cm-mächtige Lage eines zu etwa 80 Vol.%, in gleichen Mengenverhältnissen aus Magnetit und Epidot bestehenden Kalksilikatgesteins (Probe 10), das eine deutliche Abgrenzung zu den Magnetit-Granat-Amphiboliten bildet.

Die Klinopyroxene der durchschnittlichen Kalksilikatgesteine zeichnen sich generell durch hohe Anteile an Hedenbergit- und Ägirin-Komponenten aus; ihre Zusammensetzung kann mit (Di 36, Hd 36, Jhn 3, Aeg 24, CaTs 1) angegeben werden (,Px 15a', Tab. 3). Mit (Di 48) wurden die höchsten Anteile an Diopsid-Komponente beobachtet. Während es sich bei den Granaten der Magnetit-Granat-Amphibolite um Almandin-reiche Mischglieder handelt, weisen die Granate der Kalksilikate hohe Anteile an Andradit-Komponente auf (,Gt 15a', Tab. 3); ihre Zusammensetzung liegt bei (Sps 3, Grs 5 Adr 92) (Abb. 2). Die Granate Epidotfreier Kalksilikate (Probe 7) weisen mit (Sps 7) etwas erhöhte Mn-Gehalte auf. Der höchste

Abb. 7: REM-Aufnahme eines Kalksilikatgesteins (Probe 7). Hypidiomorpher bis idiomorpher Mn-reicher Typ 3-Magnetit (Mt) ist von Quarz (Q) umgeben; daneben sind Hedenbergit-reicher Pyroxen (Cpx) sowie (OH)-hältiger und an Mn angereicherter Andradit (Gt) als wesentliche Gesteinskomponenten zu sehen.

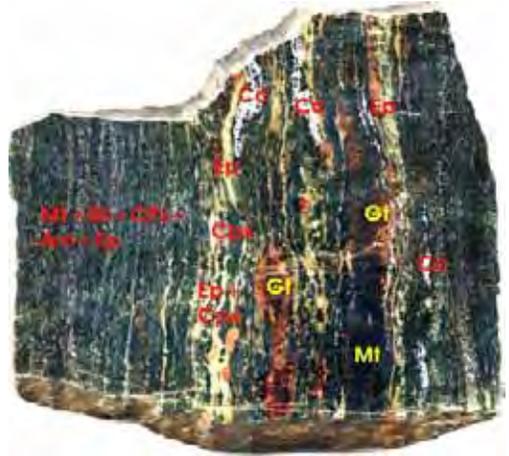


Abb. 6: Probestück eines gebänderten Kalksilikatgesteins mit Übergang zum Magnetit-Granat-Amphibolit. Makroskopisch ist der Mineralbestand des Magnetit-Granat-Amphibolits [Magnetit (Mt) + Granat (Gt) + Klinopyroxen (Cpx) + Amphibol (Am) + Epidot (Ep)] schwer auflösbar. Im Kalksilikatgestein sind die Komponenten Magnetit (Mt), rotbrauner Granat (Gt), dunkelgrüner Klinopyroxen (Cpx), hellgrüner Epidot (Ep) und weißer Calcit (Cc) makroskopisch gut unterscheidbar. Epidot ist an der Grenze zum Magnetit-Granat-Amphibolit angereichert. Bildbreite 20 cm.



beobachtete Anteil an Grossular-Komponente wurde mit (Grs 24) bestimmt. Die Andradit-reichen Granate enthalten signifikante Anteile an Hydrogranat-Komponente (Abb. 7).

Der Wassergehalt der Andradite: Granate können je nach ihrer Zusammensetzung und Entstehung sehr unterschiedliche Wassergehalte aufweisen, wobei der Einbau von Hydroxylgruppen über den ‚Hydrogranat-Ersatz‘ erfolgt; dabei werden einzelne $(\text{SiO}_4)^{4-}$ Tetraeder der Granatstruktur durch $(\text{O}_4\text{H}_4)^{4-}$ Tetraeder ersetzt. Die Bestimmung kleiner Wassermengen in nominell Wasser-freien Mineralen kann mit Hilfe der Infrarot (IR)-Spektroskopie an ausgewählten Kristallschnitten relativ einfach durchgeführt werden (LIBOWITZKY & BERAN, 2004). In Abb. 8 ist das OH Spektrum eines 0,025 cm dicken Kristallplättchens eines mikroskopisch Einschluss-freien Andradits der Probe 14a dargestellt. Die Lage der OH Banden bei Wellenzahlen im Bereich von 3640 bis 3550 cm^{-1} weisen eindeutig auf die Anwesenheit einer Hydrogranat-Komponente hin. Aus der Intensität der OH Banden von drei verschiedenen Andradit Kristallschnitten derselben Probe lassen sich H_2O -Gehalte von 0,04, 0,20 und 0,21 Gew.% ableiten. Diese Werte lassen auf unterschiedliche hydrothermale Aktivitäten schließen.

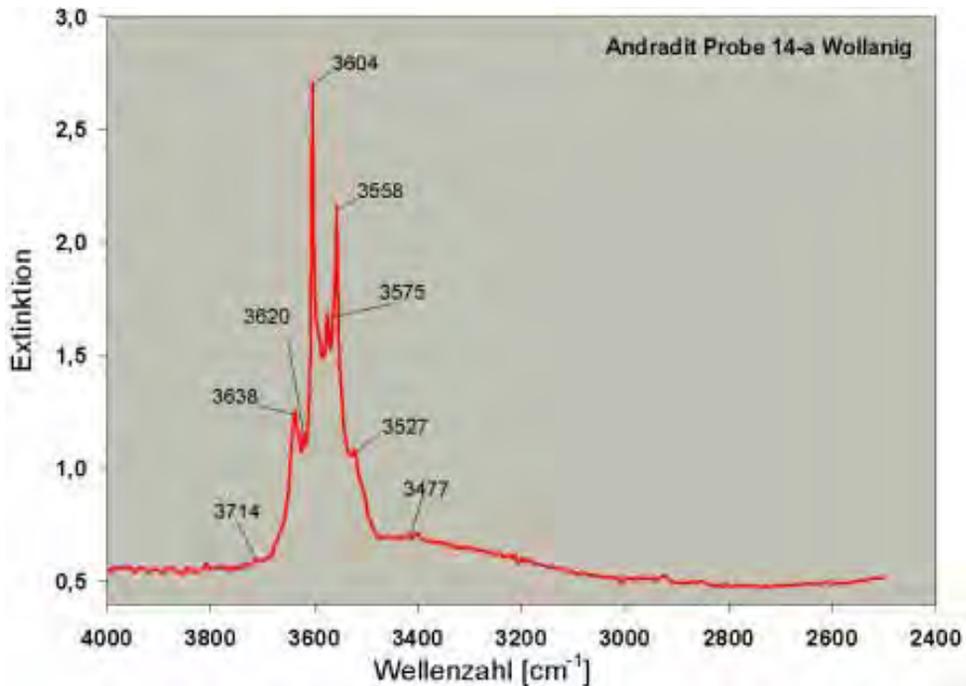


Abb. 8: IR-Spektrum eines Andradit-Kristallplättchens der Probe 14a im Bereich der OH-Streckschwingung; die relativ scharfen Absorptionsbanden mit den Bandenmaxima bei 3638, 3604, 3575 und 3558 cm^{-1} sind den charakteristischen OH Gruppen des ‚Hydrogranat-Ersatzes‘ zuzuordnen, die einem H_2O -Gehalt von etwa 0,20 Gew.% entsprechen (siehe Text).

Die Epidote der Kalksilikate zeigen eine relativ einheitliche Zusammensetzung mit Klinozoisit-Komponenten bis maximal 7 Mol.%; dies entspricht auch den Epidoten der Magnetit-Epidot Gesteinslage. Mit (Piemontit 4, Klinozoisit 1, Epidot 95) weisen die Epidote mit den höchsten Fe-Gehalten auch die höchsten Mn-Gehalte auf.

Die Plagioklase liegen in ihrer Zusammensetzung zwischen (Ab 98, An 2) und (Ab 93, An 7). Vereinzelt konnte neben Plagioklas auch Kalifeldspat (Or 93, Ab 7) nachgewiesen werden. Die Fe^{3+} [apfu] und Al [apfu] Werte der Titanite entsprechen mit 0,04-0,12, bzw. 0,03-0,09 in etwa den Werten der Titanite aus den vererzten Amphiboliten.



Magnetit-Quarz-Gesteine

Die nur untergeordnet auftretenden Magnetit-Quarz-Gesteine stehen im unmittelbaren Verband mit den Kalksilikaten an der Grenze zu Quarz-führenden Marmoren. Mit Korngrößen von bis zu 15 mm sowohl von Quarz als auch Magnetit ist dieses Gestein das grobkörnigste und im Gelände durch seine schwarz-weiß-Färbung und seiner oft ausgeprägten Bänderung sicher das auffälligste Gestein, das auch das ursprüngliche Bergbauinteresse geweckt haben könnte (Abb. 9). Der Magnetit-Gehalt beträgt bis zu 40 Vol.%. Spurenweise ist Pyrit als sulfidisches Erzmineral, mit einer Korngröße im Zehner- μ m Bereich, im Magnetit erzmikroskopisch nachweisbar. Nur sehr vereinzelt können Amphibole, Klinopyroxene und Andradite als Nebengemengteile festgestellt werden. Nach dem Diagramm von LEAKE et al. (1997) liegen die Amphibole mit $[Mg/(Fe^{2+}+Mg)]$ Werten von 0,4 bis 0,5 und einem Si [apfu] von 6,5-7,0 (,Am 15', Tab. 3) im Ferroedenit Feld (Abb. 3). Die Amphibole weisen also im Gegensatz zu den Ferropargasiten der nicht-vererzten und der vererzten Magnetit-Granat-Amphibolite bei niedrigeren Al-Gehalten signifikant höhere Na-, Fe- und Si-Gehalte auf. Die Klinopyroxene entsprechen mit mittleren (Hd 36)- und (Aeg 24)-Komponenten den Pyroxenen der Kalksilikatgesteine, wie auch die Andradite den Granaten der Kalksilikate entsprechen.

Abb. 9: Probestück eines gebänderten Magnetit-Quarz-Gesteins im Grenzbereich zum Granat-führenden Kalksilikatgestein (Mt+Gt). Der Magnetit (Mt) des Magnetit-Quarz-Gesteins entspricht einem Mn-reichen und praktisch Ti-freien Typ 3-Magnetit, der einen typischen Skarn-Magnetit darstellt. Bei den makroskopisch nicht klar zu unterscheidenden und nur untergeordnet vorkommenden Klinopyroxenen (Cpx) handelt es sich um Hedenbergit-reiche Pyroxene, bei den Amphibolen (Am) um Fe- und Si-reiche Ferroedenite. Bildbreite 15 cm.

Die nur untergeordnet auftretenden Magnetit-Quarz-Gesteine stehen im unmittelbaren Verband mit den Kalksilikaten an der Grenze zu Quarz-führenden Marmoren. Mit Korngrößen von bis zu 15 mm sowohl von Quarz als auch Magnetit ist dieses Gestein das grobkörnigste und im Gelände durch seine schwarz-weiß-Färbung und seiner oft ausgeprägten Bänderung sicher das auffälligste Gestein, das auch das ursprüngliche Bergbauinteresse geweckt haben könnte (Abb. 9). Der Magnetit-Gehalt beträgt bis zu 40 Vol.%. Spurenweise ist Pyrit als sulfidisches Erzmineral, mit einer Korngröße im Zehner- μ m Bereich, im Magnetit erzmikroskopisch nachweisbar. Nur sehr vereinzelt können Amphibole, Klinopyroxene und Andradite als Nebengemengteile festgestellt werden. Nach dem Diagramm von LEAKE et al. (1997) liegen die Amphibole mit $[Mg/(Fe^{2+}+Mg)]$ Werten von 0,4 bis 0,5 und einem Si [apfu] von 6,5-7,0 (,Am 15', Tab. 3) im Ferroedenit Feld (Abb. 3). Die Amphibole weisen also im Gegensatz zu den Ferropargasiten der nicht-vererzten und der vererzten Magnetit-Granat-Amphibolite bei niedrigeren Al-Gehalten signifikant höhere Na-, Fe- und Si-Gehalte auf. Die Klinopyroxene entsprechen mit mittleren (Hd 36)- und (Aeg 24)-Komponenten den Pyroxenen der Kalksilikatgesteine, wie auch die Andradite den Granaten der Kalksilikate entsprechen.

Mineralchemie der Magnetite

Wie bereits erwähnt finden sich hypidiomorphe Titanomagnetite mit Entmischungsstrukturen von feinsten Ilmenitlamellen in den nicht-vererzten Amphiboliten (Typ 1-Magnetit, Abb. 4). Nach Mikrosondendaten kann die Zusammensetzung mit $(Mn_{0,02}Fe^{2+}_{1,21}Fe^{3+}_{1,48}Al_{0,06}Ti_{0,23}O_4)$ angegeben werden; die V-Gehalte können bis zu 0,20 Gew.% betragen. In den Magnetit-Granat-Amphiboliten treten die Titanomagnetite nur noch untergeordnet auf. Es dominiert freier, reiner, idiomorpher Magnetit (Typ 2-Magnetit), dessen Zusammensetzung im Bereich zwischen $(Mn_{0,03}Fe^{2+}_{0,99}Fe^{3+}_{1,96}Ti_{0,02}O_4)$ und $(Mn_{0,02}Fe^{2+}_{1,04}Fe^{3+}_{1,87}Ti_{0,07}O_4)$ liegt. Mn und Ti treten in

geringen aber signifikanten Konzentrationen in diesen Magnetiten auf. Vereinzelt finden sich Magnetite mit Al [apfu] Werten von etwa 0,02. Die Kalksilikatgesteine und die Magnetit-Quarz-Gesteine enthalten ausschließlich freien, reinen Magnetit (Abb. 7). Diese Magnetite (Typ 3-Magnetit) lassen sich durch die Zusammensetzung ($Mn_{0,04}Fe^{2+}_{0,96}Fe^{3+}_{1,99}Ti_{0,01}O_4$) charakterisieren; sie zeigen erhöhte Mn-Gehalte, Ti ist nur vereinzelt nachweisbar. Damit kann für die Magnetite, ausgehend von den Magnetit-Granat-Amphiboliten (Typ 2-Magnetit) über die Kalksilikate (Typ 3-Magnetit) zu den Magnetit-Quarz-Gesteinen (Typ 3-Magnetit), eine kontinuierliche Zunahme des Mn-Gehaltes mit abnehmendem Ti-Gehalt festgestellt werden.

Bestimmung der Haupt- und Spurenelemente: Von den vererzten Granat-Amphibolit-Proben 2 und 23a, von den Kalksilikatgesteins-Proben 7 und 10 und der Magnetit-Quarz-Gesteinsprobe 15 wurden durch magnetische Separation Magnetitkonzentrate hergestellt, von denen die Haupt- und Spurenelement-Gehalte mittels Röntgenfluoreszenz-Analytik ermittelt wurden. Die Ergebnisse sind in Tabelle 4 zusammengefasst. (Obwohl die Mahl- und Separationsvorgänge oftmals wiederholt wurden, konnte eine geringfügige Verunreinigung durch vorhandene mikroskopisch feinste Quarz-Einschlüsse nicht vollkommen vermieden werden). Aus Mikrosondenmessungen wurden die durchschnittlichen SiO_2 -Gehalte der Magnetite aus Magnetit-Granat-Amphiboliten mit 0,29 und aus Kalksilikatgesteinen mit 0,24 Gew.% bestimmt. Der Trend der Ti-Verarmung der Magnetite mit zunehmendem Mn-Gehalt geht auch klar aus den Röntgenfluoreszenz-Daten der Tabelle 4

Tabelle 4: Röntgenfluoreszenz-Analysen von Magnetit-Konzentraten aus den vererzten Granat-Amphibolit-Proben 2 und 23a, den Kalksilikatgesteins-Proben 7 und 10, sowie aus der Magnetit-Quarzit-Probe 15; Oxid-Gehalte der Hauptelemente in Gew.%, Spurenelement-Gehalte in ppm; b.d. – unter der Nachweisgrenze.

| | 2 | 23a | 7 | 10 | 15 | | 2 | 23a | 7 | 10 | 15 |
|-----------|------|------|------|------|------|----|-----|------|------|------|------|
| SiO_2 | 2,00 | 2,30 | 2,40 | 2,60 | 1,80 | Ba | 13 | 13 | 7 | 8 | 6 |
| TiO_2 | 0,50 | 0,48 | 0,14 | 0,29 | 0,04 | Ce | 5 | b.d. | 8 | b.d. | b.d. |
| Al_2O_3 | 0,68 | 0,65 | 0,43 | 0,75 | 0,52 | Co | 18 | 13 | 11 | 14 | 12 |
| MnO | 0,31 | b.d. | 0,33 | 0,21 | 0,35 | Cr | 21 | 19 | 28 | 53 | 21 |
| MgO | 0,38 | 0,24 | 0,33 | 0,29 | 0,14 | Cu | 46 | 50 | 50 | 46 | 46 |
| CaO | 0,23 | 0,12 | 0,44 | 0,41 | 0,09 | Ga | 16 | 14 | 7 | 17 | 10 |
| Na_2O | b.d. | b.d. | b.d. | 0,27 | b.d. | Mo | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Nb | 2 | 4 | b.d. | b.d. | 1 | Ni | 25 | 15 | 41 | 32 | 29 |
| Pb | 6 | 7 | 10 | 6 | 13 | Rb | 4 | 5 | 6 | 4 | 7 |
| Sn | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | Sr | 1 | 2 | 2 | 6 | 2 |
| V | 181 | 273 | 175 | 161 | 165 | W | 3 | 3 | b.d. | 4 | b.d. |
| Y | 4 | 3 | 3 | 4 | 3 | Zn | 121 | 69 | 54 | 101 | 109 |
| Zr | 47 | 28 | 2 | 16 | 3 | | | | | | |

hervor. Die Spurenelemente sind durch signifikante Co, Cr, Cu, Ni, V und Zn Gehalte repräsentiert. Die Sn-Gehalte liegen unter der analytischen Nachweisgrenze und auch die W-Gehalte liegen an der Grenze der Nachweisbarkeit.

Genetische Zuordnung der Magnetite: Nach den Diskriminations-Diagrammen von DUPUIS & BEAUDOIN (2011), in denen einmal die Summe von Ca+Al+Mn (Gew.%) und einmal das Verhältnis Ni/(Cr+Mn) der Summe Ti+V (Gew.%) gegenübergestellt wird, lässt sich für den Typ 3-Magnetit des Quarz-Magnetit-Gesteins (Probe 15) eine eindeutige Zuordnung zu Skarn-Magnetiten ableiten. Dabei beträgt der Ca+Al+Mn Wert 0,61, der Verhältniswert Ni/(Cr+Mn) 0,011 und der Ti+V Wert 0,04 (siehe auch NADOLL et al., 2015, ZHAO & ZHOU, 2015). Ebenso liefert das Diskriminations-Diagramm von DARE et al. (2014) mit Ti 240 (ppm) gegen Ni/Cr=1,38 einen klaren Hinweis auf die Zugehörigkeit zum ‚hydrothermalen Skarn Feld‘. Auch die Typ 3-Magnetite aus den Kalksilikatgesteinen (Mittelwerte aus den Proben 7 und 10) sind mit einem Ca+Al+Mn Wert von 0,82, einem Ni/(Cr+Mn) Verhältniswert von 0,017, sowie einem Ti+V Wert von 0,15, Skarn-Magnetiten zuzuordnen. Ebenso sprechen Ti-Gehalte von 1300 ppm und ein Ni/Cr Verhältnis von 0,90 für die Zugehörigkeit zu Skarn-Magnetiten. Die entsprechenden Daten für Typ 2-Magnetite aus den Magnetit-Granat-Amphiboliten (Mittelwert aus den Proben 2 und 23a) liefern im Gegensatz dazu keine klaren Hinweise auf eine Skarn-Zugehörigkeit. Allerdings sprechen ein Ca+Al+Mn Wert von 0,61 in Verbindung mit einem Ti+V Wert von 0,31, sowie ein Ti Wert von 2900 ppm bei einem Ni/Cr Verhältnis von 1,00 nach DARE et al. (2014) für eine ‚hydrothermale‘ Magnetit-Bildung. Des Weiteren lässt sich aus den analytischen Daten der Arbeiten von DUPUIS & BEAUDOIN (2011), DARE et al. (2014), NADOLL et al. (2015) und ZHAO & ZHOU (2015) für Fe-Skarn-Magnetite ein durchschnittlicher Mn-Gehalt von 2240 ppm und ein entsprechender Ti-Gehalt von 610 ppm errechnen. Aus den Werten der Tabelle 4 errechnet sich für Typ 3-Magnetite aus den Kalksilikaten und den Magnetit-Quarz-Gesteinen (Proben 7, 10 und 15) ein mittlerer Mn-Gehalt von 2400 ppm und ein Ti-Gehalt von 770 ppm. Diese Werte stehen damit in bester Übereinstimmung mit den Literaturdaten für Fe-Skarnerze.

Diskussion

Mineralogie

Bei den in nicht-vererzten Granat-Amphiboliten auftretenden Typ 1-Magnetiten handelt es sich um reliktsche Titanomagnetite, ursprünglich ozeanischer Alkali-basalte, die in den Magnetit-Granat-Amphiboliten wesentlich seltener zu finden sind. Durch die Ausbildung von Titanit-Säumen um die Titanomagnetite, sowie durch die randliche Umwandlung von Pyroxen in Aktinolith zeigt sich bereits in den nicht-vererzten Amphiboliten ein deutlicher hydrothermalen Fluid-Einfluss. In den Magnetit-Granat-Amphiboliten setzt sich die ‚Titanitisierung‘ der Titanomagnetite unter Einbeziehung von Ca und Si im Rahmen einer großräumigen Fluid-Entwicklung und der Freisetzung von Fe fort. Damit im Zusammenhang steht die Rekristallisation der nicht von der Umwandlung erfassten Titanomagnetite, was zur Bildung der an Ti verarmten und an Mn angereicherten ‚hydrothermalen Typ 2-Magnetite‘ führt. Dabei kommt es auch zur Bildung Mn-reicher Ilmenite. Ebenso

ist eine Mn-Anreicherung bei den Granaten der Magnetit-Granat-Amphibolite zu beobachten; neben erhöhten Gehalten an Almandin-Komponente (Alm 69), zeigen diese auch erhöhte Spessartin-Gehalte (Sps 10).

Ganz wesentliche Unterschiede im Vergleich zu den Magnetit-Granat-Amphiboliten zeigen sich in der Mineralogie der Kalksilikatgesteine. Hydrothermal-metasomatische Vorgänge führen hierbei zu einer deutlichen Änderung in der chemischen Zusammensetzung entsprechender Mineralphasen. Bei den Granaten der Kalksilikate kommt es zur Bildung von Andraditen (bis Adr 92) mit Spessartin-Komponenten bis zu 7 Mol.%. In Andraditen, vor allem mit einem etwas erhöhtem Anteil an Grossular-Komponente (bis Grs 24), tritt eine Hydrogranat-Komponente auf, die sich in H₂O-Gehalten von 0,04 bis 0,21 Gew.% äußert und den klaren Hinweis auf hydrothermale Aktivitäten liefert. Die Fe-reichen Pyroxene weisen Hedenbergit-Komponenten bis zu 36 Mol% auf. Das Auftreten Na-reicher Klinopyroxene mit (Aeg 24)-Komponente, sowie das Vorkommen von Albit-reichen Plagioklassen weisen auf einen verstärkten Einfluss Na-reicher Fluide hin. Das Vorkommen weitestgehend reiner Epidote (bis Ep 95) ist ein weiteres Charakteristikum dieser Kalksilikate. Neben dem eindeutig einem Skarn-Erzmineral zuzuordnenden Typ 3-Magnetit, stellen auch die silikatischen Hauptgemengteile, nämlich Andradit-reicher Granat, Hedenbergit-reicher Pyroxen und praktisch reiner Epidot, typische Vertreter einer Fe-Skarnparagenese dar (vgl. dazu MEINERT et al., 2005).

Die mengenmäßig untergeordnet vorkommenden Magnetit-Quarz-Gesteine schließen nahtlos an die Kalksilikatgesteine an. Quarz, der in den Kalksilikaten oft nur einen Nebengemengteil darstellt, tritt hier neben Magnetit als Hauptgemengteil auf. Mit dem Typ 3-Magnetit dieser Gesteine, der den höchsten Mn- und den niedrigsten Ti-Gehalt aufweist, liegt wieder ein typischer Skarn-Magnetit vor. Andradit, Hedenbergit-reicher Pyroxen, sowie Ferroedenit treten hier nur ganz untergeordnet auf. Damit kann angenommen werden, dass diese Gesteine das finale Stadium einer hydrothermalen Si-reichen Fe-Skarnbildung repräsentieren, bei der es sich um eine rein oxidische, ausschließlich von Magnetit bestimmte Vererzung handelt, was auch durch das praktisch vollkommene Fehlen sulfidischer Erzminerale bestätigt wird.

Aus dem Feldbefund und der Kenntnis der entsprechenden Mineralphasen lässt sich eine definierte Abfolge der im Zusammenhang mit der Magnetit-Vererzung stehenden Gesteine ableiten: [Pegmatit] – [Granat-Biotitschiefer] – [Granat-Amphibolit] – [Magnetit-Granat-Amphibolit] – {[Magnetit-Epidot-Kalksilikat] – [Magnetit-Andradit-Hedenbergit / Ägirin-Epidot-Kalksilikat]} – [Magnetit-Quarz-Gestein]} – [Marmor]. Die in geschwungenen Klammern stehenden Mineralparagenesen können – unter Annahme einer im Zusammenhang mit metamorphen Prozessen stehenden großräumigen Fluid-Entwicklung – hydrothermal-metasomatische Mineralbildungen zugeordnet werden (vgl. dazu PUTNIS & JOHN, 2010).

Genesemodell

Wie im ‚Geologischen Überblick‘ erwähnt, werden im Millstatt Komplex, dem das Gebiet von Wollanig zuzuzählen ist, Eklogit-fazielle Metamorphosebedingungen erreicht (TEIML & HOINKES, 1996, SCHUSTER & FRANK, 1999, SCHUSTER et al., 2004). Mögliche ‚Peak-Temperaturen‘ von 700 °C, bei Drucken von nur etwa 3 kbar (HT/LP-Metamorphose), können bei partieller Mobilisierung des Aus-

gangsgesteins zur Bildung von Teilschmelzen führen und damit für die Bildung der zahlreichen permischen Pegmatite als syn-metamorphe Intrusionen verantwortlich sein (SCHUSTER et al., 2001, 2004). Die damit im Zusammenhang stehenden hydrothermalen Aktivitäten können an Na, Si, Fe und Mn angereicherte Fluide freisetzen und damit die Frage nach der möglichen Herkunft der Fluide beantworten. Ca kann durch die Fluid-Entwicklung von den Marmoren zur Verfügung gestellt werden. Für die hydrothermal-metasomatische Bildung der Magnetit-vererzten Kalksilikate und Magnetit-Quarz-Gesteine muss von einer intensiven Wechselwirkung der Fluide mit den Granat-Amphiboliten und den Marmoren ausgegangen werden. Wird Metasomatose, wie im vorliegenden Fall, als metamorpher Prozess gesehen, bei dem die Zusammensetzung von Mineralphasen durch Fluide geändert wird, kann als Genesemodell von der Bildung einer Fe-Skarnvererzung in Wollanig gesprochen werden.

‚Historisch‘ und im Zusammenhang mit der Skarn-Genese interessant, ist eine von SCHWINNER (1927) gemachte Beobachtung, der in den Pegmatiten des ‚Millstätter Seengebirges‘, die letzten sauersten Differentiationsreste der Intrusion des ‚Villacher Granitgneises‘ gesehen hat. Diese Ansicht steht allerdings im Widerspruch zum heute bekannten permischen Alter der Pegmatite (SCHUSTER et al., 2001) und der kaledonischen Genese des Granitgneises (GÖD, 1976).

Danksagung

Wir danken Herrn A. Wagner für die Anfertigung der Dünn- und Anschliffe sowie Herrn T. Ntaflos und Herrn P. Nagl für gerätetechnische Hilfestellung.

Literatur

- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D. H. (1964): Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. – *J. Petrol.*, 5, 310-375.
- DARE, S.A.S., BARNES, S.-J., BEAUDOIN, G., MÉRIC, J., BOUTROY, E. & POTVIN-DOUCET, C. (2014): Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. – *Miner. Deposita*, 49, 785-796.
- DUPUIS, C. & BEAUDOIN, G. (2011): Discriminant diagrams for the iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. – *Miner. Deposita*, 46, 319-335.
- FERENCZI, A. (2006): Mineralogische Beschreibung der Magnetitvererzung Wollanig bei Villach, Kärnten. Diplomarbeiten und Dissertationen Österreichischer Universitäten (Auszüge). – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 152, 60-61.
- GÖD, R. R. (1976): Petrologische Untersuchungen an einem alpinotypen Granitgneis und seinen Hüllgesteinen („Villacher Granitgneis“, Kärnten, Österreich). – *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.*, 23, 251-273.
- HÖFER, H. (1869): Die Mineralien Kärntens. – *Jb. Naturhist. Landesmus. Kärnten*, 10, 3-84.
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAU-

- ER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – Schweizer. Miner. Petrogr. Mitt., 79, 155-181.
- HOMANN, O. (1962): Die geologisch-petrographischen Verhältnisse im Raume Ossiachersee-Wörthersee (südlich Feldkirchen zwischen Klagenfurt und Villach). – Jb. Geol. Bundesanst., 105, 243-272.
- LEAKE, B.E., WOOLLEY, A.R., ARPS, C.S.E. et al. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. – Am. Miner., 82, 1019-1037.
- LIBOWITZKY, E. & BERAN, A. (2004): IR spectroscopic characterization of hydrous species in minerals. In: BERAN, A. & LIBOWITZKY, E. (Editors), Spectroscopic methods in mineralogy. – EMU Notes Miner., 6, 227-279.
- MEINERT, L.D., DIPPLE, G.M. & NICOLESCU, S. (2005): World skarn deposits. – Econ. Geol., 100th Annivers. Vol., 299-336.
- MESCHÉDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalt and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram. – Chem. Geol., 56, 207-218.
- MULLEN, E.D. (1983): MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. – Earth Planet. Sci. Letters, 62, 53-62.
- NADOLL, P., MAUK, J.L., LEVEILLE, R.A. & KOENIG, A.E. (2015): Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and Skarn deposits in the southwestern United States. – Miner. Deposita, 50, 493-515.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. – Contr. Miner. Petrol., 69, 33-47.
- PETRASCHECK, W. (1927): Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. – Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1927, 151-164.
- PLÖCHINGER, B. (1950): Über die geologische Aufnahme des Draukristallins westlich von Villach. – Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1950, 101-104.
- PLÖCHINGER, B. (1953): Erläuterung zur geologischen Neuaufnahme des Draukristallinabschnittes westlich von Villach. In: KÜPPER, H. et al. (Herausgeber), Skizzen zum Antlitz der Erde, Festband KOBER. – Verlag Brüder Hollinek, Wien, 193-206.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Das Altkristallin nordwestlich von Villach und im Klagenfurter Becken. In: OBERHAUSER, R. (Wissenschaftliche Redaktion), Geologische Bundesanstalt (Herausgeber), Der Geologische Aufbau Österreichs. – Springer Verlag, Wien New York, 371-373.
- PUTNIS, A. & JOHN, T. (2010): Replacement processes in the Earth's crust. – Elements 6, 159-164.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpi-

- ne units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 42, 37-58.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine-Southalpine realm. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 45, 111-141.
- SCHUSTER, R., KOLLER, F., HOECK, V., HOINKES, G. & BOUSQUET, R. (2004): Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps. Metamorphic evolution of the Eastern Alps. In: OBERHÄNSLI, R. (Editor), Metamorphic structure of the Alps. – Mitt. Österr. Miner. Ges., 149, 175-199.
- SCHWINNER, R. (1927): Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., Abt. I, 136, 333-382.
- TEIML, X. & HOINKES, G. (1996): Der P-T-Pfad der Millstätter Serie und ein Vergleich mit dem südlichen Ötztal-Stubai-Kristallin. – Mitt. Österr. Miner. Ges., 141, 228-229.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – Chem. Geol., 20, 325-343.
- ZHAO, W.W. & ZHOU, M.-F. (2015): In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: The Mesozoic Tengtie skarn Fe deposit in the Nanling Range, South China. – Ore Geol. Rev., 65, 872-883.

received: 01.03.2018

accepted: 15.03.2018