

Brüder Plassen Formation dominated by lagoonal sediments additionally precludes the possibility of a prograding platform sequence downlapping on basal strata.

There are different options to explain the situation of the Drei Brüder Plassen Formation lid: mega-slide, thrust sheet or extensional allochthon. Considering the complete Trisselwand complex with the far better constrained klippen structure situation along the southern margin - yet unknown (SCHÄFFER 1982) occurrences of Early Jurassic to Oxfordian strata could locally be proven between the Oberalm Formation + Barmstein Limestone succession and the Plassen Formation - and the sheer size of the lid of approx. 30 km², the first possibility can be excluded.

A discrimination between an emplacement due to a reverse or a normal fault movement is difficult. The geometry with inclined strata truncated along a hangingwall ramp allows both interpretations. A normal movement, of course, would need a precursor thrust movement since older strata rest on younger ones. Pre-extensional nappe stacking was a prerequisite in this case. Nonetheless regional geometries to the south and occurrences of pre-Plassen Formation debris on the southern plateau are easier to explain with the two-phase extensional allochthon model. Normal faulting within the Northern Calcareous Alps is not digressive. Recently extensional tectonics have been Mount Rettenstein southwest of the Dachstein massif. There, substantial normal fault movement is well constrained by a significant upward jump in the thermal state across a fault (AUER et al. 2009, AUER & GAWLICK this volume).

Our investigations have shown that the complete Plassen Carbonate Platform occurrence of the Trisselwand massif is not in-situ but was secondarily transported to its current location. The Drei Brüder klippen structure is part this Trisselwand allochthonous tectonic unit, nicely showing its structural build en miniature and in three dimensions. The finding of the transported origin of the Trisselwand Plassen Carbonate Platform rocks adds up to a number of similar conclusions for other Plassen Formation occurrences within the Upper Tirolic unit. It constitutes an important step for a better understanding of the Late Jurassic palaeogeography, helping to solve fundamental facial-geometrical problems in the present-day distribution of the Plassen Carbonate Platform related sedimentary rocks.

AUER, M., GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2009): Spatial and temporal development of siliceous basin and shallow-water carbonate sedimentation in Oxfordian Northern Calcareous Alps. - *Facies*, **55**/1: 63-87, Erlangen.

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (2001): Provisorische Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 97 Bad Mitterndorf. - Geofast, Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHÄFFER, G. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 96 Bad Ischl. - Geologische Bundesanstalt, Wien.

Der Kokardendolomit in der Spatmagnetitlagerstätte Hohentauern/Sunk (Grauwackenzone/Österreich)

AZIMZADEH, A.M. & EBNER, F.

University of Leoben, Department of Applied Geosciences and Geophysics, Peter-Tunner-Strasse 5, 8700 Leoben, Austria

In der Spatmagnetitlagerstätte Hohentauern/Sunk in der Veitscher Decke der steirischen Grauwackenzone treten Kokarden-(Kugel-)dolomite (KD) in einer Bank des ehemaligen Tagbaues auf der orographisch rechten Bachseite im Bereich der Etagen XIV bis XI auf.

Namengebend sind überwiegend im Hangenden der Bank auftretende, mm bis dm-große, hell anwitternde, kugelige bis länglich-ovale Dolomitaggregate (Kokarden), die in einer dunkelgrauen, feinkörnigen Dolomitmatrix eingebettet sind. Sie zeigen konzentrischen, lagenförmigen Aufbau aus radialstrahlig oder spätig strukturierten Dolomitmikristallen, die unregelmäßig geformte, eckige Kerne aus dunklem mikritischen Dolomit oder Spatmagnetit umgeben (Abb. 1, 2). Im Liegenden der Bank sind in den dicht gepackten Kokarden relativ große, eckige Magnetitkerne eingeschlossen. Die im Hangenden regellos auftretenden Kokarden haben nur vereinzelte, geringer dimensionierte Magnetit-Fragmente als Kerne. Gute Aufschlüsse befinden sich im Abbaubereich der ehemaligen Hangendbank auf Etage XI, wo die z. T. schichtparallel im Pinolitmagnetit eingelagerte KD-Bank eine Mächtigkeit von 1 m erreicht. Nach N abwärts in Richtung Etage XIV verliert sie sich.

Die KD wurden seit der Ersterwähnung und Deutung als Brekzien (REDLICH 1935) mehrfach als schichtparallele, synsedimentäre oolithische Bildungen um aufgearbeitete Dolomitmikrite und Spatmagnetite (HADITSCH 1968, SIEGEL & FELSER 1973) bzw. als synsedimentär-frühdiagenetische Bildungen in einem feinstkörnigen Dolomitsediment angesehen (KRALIK & KIESL 1992). Entsprechend diesen Interpretationen implizieren die Spatmagnetitkerne eine syn- bis frühdiagenetische Bildung des Spatmagnetits. Post-sedimentäre Sm/Nd-Bildungsalter des Spatmagnetits (268-325 Ma; AZIM-ZADEH et al. 2009) widerlegen eine synsedimentäre Bildung der KD.

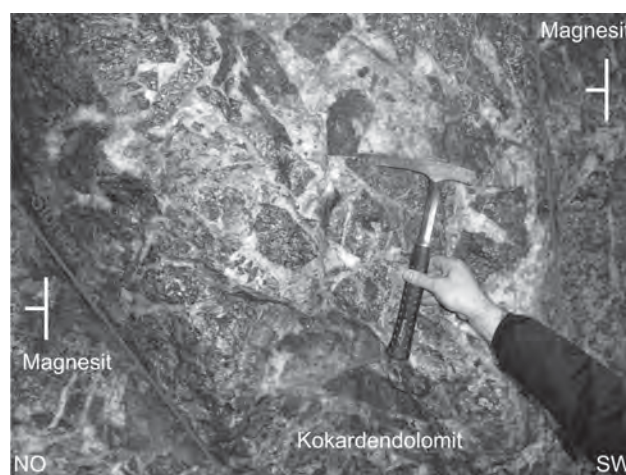


Abb. 1: Einlagerung von Kugeldolomit im Magnetit.

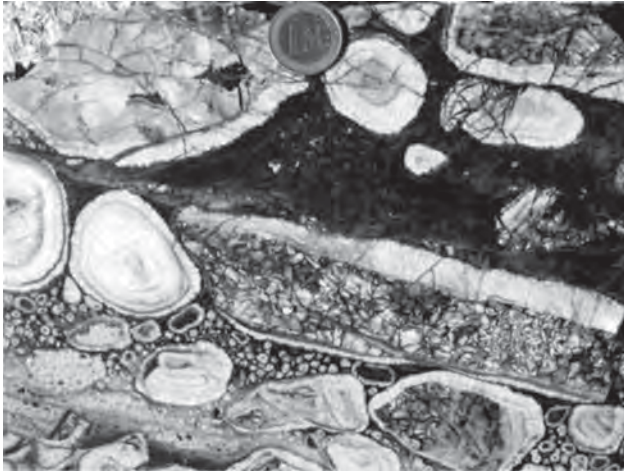


Abb. 2: Kokardendolomit im Anschliff.

Nach mechanischer Aufbereitung wurden nun die handverlesenen Komponenten der Kokarden (Kern, dunkle Dolomitmatrix, helle Dolomitsäume) einer vielseitigen geochemischen Analytik unterzogen: AAS: Ca, Mg, Fe, Mn, Pb, Zn, Sr, K, Na; MCICP: Spuren- und SE-Elemente; LAICPMS: Sr-Isotopie; MCICPMS: C, O-Isotopie und Ionen-chromatographische nach Crash & Leach Aufschluß. Der Geländebefund deutet auf Spaltenfüllungen, die mitunter auch schräg zu Schichtlagerung verlaufen. Die Magnesitkerne der KD zeigen bei Haupt- und Spurenelementgehalten sowie REE Mustern keine signifikanten Unterschiede zu den redolomitisierten Spatmagnesiten der Lagerstätte, die bevorzugt entlang von Spaltrissen dolomitisiert wurden. REE Muster, $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$, Sr-Verhältnisse und Fluidanalytik der Dolomitsäume sind ähnlich denen der spätigen und z. T. in offenen Drusen gebildeten Roßzahndolomite. Wir sehen in den Kokardendolomiten hydrothermale Gangbildungen, die in der Mineralisationsabfolge sehr spät, ~zeitgleich mit Prozessen der Redolomitisierung und Roßzahnbildung erfolgte.

AZIM ZADEH, A.M., EBNER, F. & JIANG S.Y. (2009): The Hohentauern/Sunk deposit - a key for unraveling sparry magnesite formation in the Graywacke zone/Eastern Alps, Austria. - Mitt. Österr. Geol. Ges., **155**: 26, Wien.

HADITSCH, J.G. (1968): Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten (Bemerkungen zur Genese des Kokardendolomites der Magnesitlagerstätte Sunk bei Trieben). - Radex-Rundschau, **3**: 188-193, Radenthein.

REDLICH, K. A. (1935): Über einige wenig bekannte kristalline Magnesitlagerstätten Österreichs. - Jb. Geol. B.-A., **85**: 101-133, Wien.

SIEGL, W. & FELSER, K.O. (1973): Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern (Sunk bei Trieben). - Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **118**: 251-256, Wien.

KRALIK, C. & KIESL, W. (1992): Geochemische Untersuchungen an Kugeldolomiten der Magnesitlagerstätte Sunk-Hohentauern (Steiermark/Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **38**: 31-39, Wien.

Mineralogical characterization of chromite ore deposits in eastern Khoy ophiolitic complexes (NW Iran): implication for the geodynamic evolution

AZIMZADEH, A.M.¹, ZACCARINI, F.¹ & MOAYYED, M.²

¹University of Leoben, Department of Applied Geosciences and Geophysics, 8700 Leoben, Austria;

²Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Podiform chromitites hosted by Tethyan ophiolites are important from an economic point of view, since most of them represent a significant source for chromium recovery. The vast majority of the Tethyan chromitites are hosted in mantle tectonites and, according to their chemical composition, they can be classified as metallurgical chromite ores (40-54 wt% Cr_2O_3 ; 12-18 wt% Al_2O_3). These Cr-rich chromitites formed in the deep portion of the mantle and crystallized from a boninitic melt in a suprasubduction zone (SSZ). However, less occurrence of refractory chromite ores, or Al-rich chromitites (30-44 wt% Cr_2O_3 ; 20-30 wt% Al_2O_3) have been also described. The Al-rich chromitites occur higher in the ophiolite stratigraphy close to the Moho transition. They are generally associated with MORB-like, back-arc basalts and generated by decompression melting at seafloor spreading centers.

More than 70 chromite deposits have been described in the Tethyan ophiolites of Iran. Therefore, this country is considered one of the important chromium producers in the world. However the Iranian chromitites has been poorly investigated. This contribution focuses in on the magmatic significance of chromite composition in podiform chromitites, never studied before, related with the Khoy ophiolite. The Khoy ophiolite, located few kilometers from the homonymous city, with an area of more than 700 km², is one of the largest ophiolite of Iran. It is considered a fragment of the oceanic lithosphere formed in the Mesozoic Neo-Tethys (HASSANIPAK & GHAZI 2000). It consists of a mantle sequence composed of dunite and harzburgite partially to totally serpentinized accompanied by minor chromitites. The mantle sequence is overlay by the following crustal rocks: cumulate gabbros, diorite, pillow and massive basalts, covered by a pelagic sedimentary sequence including umber and radiolarian chert. Two different complexes have been recognized in the Khoy area: the Western and Eastern Khoy Ophiolitic complexes, respectively. The first is Late Cretaceous in age, whereas the age of the second is Early Jurassic to Early Cretaceous. The evolution of the Khoy ophiolitic complexes is still matter of debate. HASSANIPAK & GHAZI (2000), based on geochemical data, proposed that the Khoy ophiolites were originated along a MOR. Other authors demonstrated that the Eastern Khoy Ophiolitic Complex was indeed a metamorphosed suprasubduction-related complex progressively thickened throughout the trench. It possibly formed in a slow-spreading back-arc basin, which was obducted over the island arc tholeiitic and calcalkaline rocks of the adjacent arc system during the Late Cretaceous (MONSEF et al. 2010 and references therein). We have investigated 3 samples (MM1, M365 and MA2) collected