

dyke sets, pointing to tensional tectonic origin. The dyke filling material is red, crinoidal limestone and fine red laminated mud without significant fossils. Sedimentary structures of the dyke filling mud show complex patterns: episodes of sediment starvation documented by cement-growth, alternated with slow gradual, and/or repeated fast sedimentation events shown by wavy or distorted lamination and eventual gradation etc.

The neptunian dykes often cut across earlier, calcite sealed karstic holes. They may fill up open pores and also create space for themselves as the forcefully injected material swept away the earlier cavity filling mud and forced apart the pre-existing cracks.

Some early, upward decaying and radiating neptunian dykes could be related to stromatactis-like structures formed close to the Liassic sediment surface in the semiconsolidated, burrowed mud.

Palaeogeographically the locality was situated in a tectonically active intrashelf basin margin environment close to the escarpment of the submarine Gorba High to the East.

M. Kumeta. Cavities and polyphasic neptunian dykes occur in the Jurassic carbonate-siliceous succession cropping out on M. Kumeta (Palermo Mts., W. Sicily). Peritidal limestones (L. Liassic) passing upward to oolitic and peloidal facies form the base of the succession. Pliensbachian crinoidal limestone indicates the beginning of the platform drowning, followed by condensed Rosso Ammonitico type facies (Toarcian-Tithonian) (CATALANO & D'ARGENIO 1990).

Polyphasic neptunian dykes are up to 1 m wide. The infilling sediment is crinoidal limestone, followed by mudstones/wackstones related to the Lower Rosso Ammonitico. Calcite cements are either interstratified with the sediments or occur as vein fillings. Injection dykes and in situ breccia suggest that hydraulic fracturing may have been important in the case of some dykes (MONTENAT et al. 1991). Dissolution morphologies along some dyke walls indicate that early undersaturated fluids were present. Orientations of dykes are similar to those of Lower Jurassic faults suggesting that the dyke formation is tectonically controlled and related to the first stages of opening of the Tethys during the Jurassic.

A later generation of dykes (cm-width) occurs in the lower part of the Upper Rosso Ammonitico. Internal sediments are preserved as clay-rich neomorphic spar followed by coarse fibrous calcite and reddish pelagic sediment similar to the host rock. The low angle dip of the fractures, their random orientation, and the rounded fragments of host rock fragments near dyke walls suggest that the fractures originated from sliding of semilithified deposits along preferential surfaces. A later episode of hydraulic fracturing may be indicated by veins of calcite which cross cut or re-open these cavities.

CATALANO, R. & D'ARGENIO, B. (1990): Relationships between the Late Tortonian foredeep and the pre-Tortonian segment of the Sicilian Chain – Madonie Mountains. - (In: CATALANO, R. & D'ARGENIO, B. (Eds.): *Hammering a seismic section, field trip in Western Sicily*), 79, guide book.

FÜLÖP, J. (1975): The Mesozoic basement horst blocks of Tata. - *Geologica Hungarica*, Ser. Geol., **16**: 1-229.

HAAS, J. (1995): Upper Triassic platform carbonates of the Northern Gerecse Mts. - *Földtani Közlemények*, **125/3-4**: 259-293.

MINDSZENTY, A. (1992): Diagenetic studies on a Late Triassic profile at the classical outcrop of Tata, Kákvárta Hill. - Unpublished report. In *Hungarian*, 1-20.

MONTENAT, C., BARRIER, P. & OTT D'ESTEVOU (1991): Some aspects of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy. - *Tectonophysics*, **194**: 203-215.

Neugliederung der Mürzalpen-Vielfaziesdecke auf der Basis von stratigraphischen, faziellen und Conodont Colour Alteration (CAI) Daten

LEIN, R.* & GAWLICK, H.-J.**

*Institut für Geologie der Universität Wien, Geozentrum Althanstraße,

A-1090 Wien, **Institut für Geowissenschaften, Prospektion und Angewandte Sedimentologie, Montanuniversität Leoben, Peter-Tunner Str. 5, A-8700 Leoben

Anknüpfend an frühe Vorstellungen von KÖBER (1912) haben KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) bei ihrer tektonischen Neugliederung der östlichen Kalkhochalpen eine neue juvavische Einheit, die Mürzalpen-Decke, geschaffen. In ihrer Eigenschaft als "Vielfaziesdecke" soll diese neben triadischen Seichtwasserkarbonaten in Dachsteinkalk-Entwicklung (Hochschwab-Fazies, Fözl-Fazies) vor allem unterschiedliche Varietäten der Hallstätter Fazies (Mürztaler Fazies, Aflenzer Fazies) in sich vereinigen. Auf Grund dieser seltenen Konfiguration schien die Mürzalpen-Decke eine Schlüsselposition für eine Klärung der alten Streitfrage der Einwurzelung der Hallstätter Zone einzunehmen.

Zu den zentralen Diskussionspunkten des Mürzalpen-Decken-Konzeptes zählt u. a. die Frage, ob die räumlich isolierte Hohe Wand eine östliche Fortsetzung der Mürzalpendecke darstellt und ob die zahlreichen, auf dem Rücken der Mürzalpen-Decke situier-ten Deckschollen als Erosionsrelikte einer einst zusammenhängenden höheren tektonischen Einheit, der Schneeberg-Decke zu werten wären.

Untersuchungen der Diagenese- und Metamorphoseüberprägungen der Mürzalpen-Decke und ihrer angrenzenden Gebiete zeigen zunächst klar, daß sich der thermisch sehr einheitlich überprägte Hauptkörper der Mürzalpen-Decke mit einheitlichen CAI-Werten von CAI 5.5-6.0 (Gesäuse, Hochschwab – CAI 5.5-6.0) deutlich von seinem tirolischen Vorland (CAI 1.0-1.5) abhebt (Abb.). Vor diesem Hintergrund ist nun geklärt, daß der nördlich der Gesäusestörung gelegene Abschnitt zwischen Buchstein und Haller Mauern, der bisher als nordwestlicher Teil der Mürzalpendecke gegolten hat (TOLLMANN 1976, 1985), aufgrund seiner geringen thermischen Überprägung (CAI 1.5-2.0) keinesfalls der juvavischen Mürzalpen-Decke zuzuordnen ist, sondern ein tirolisches Element darstellt, wie das schon PLÖCHINGER & PREY (1968) vermutet haben. Wir bezeichnen diesen Teil der ehemaligen Mürzalpen-Decke als Gesäuse-Decke (Abb.).

Aufgrund ihrer geringen diagenetischen Alteration (CAI 1.0-1.5) ist auch die Hohe Wand im Bereich der östlichen Mürzalpen-Decke als Hohe Wand-Decke (inklusive Fischauer Berge) abzutrennen und somit nicht Teil der Mürzalpen-Decke. Dagegen dürfen die bisher als westliche Fortsetzung der Hohen Wand angesehenen und unter die Schneeberg-Decke abtauchenden Hallstätter Gesteine des Ödenhof-Fensters und der Geyerstein-Schuppe (bis CAI 7.0) tektonisch nicht mehr der Hohen Wand-Decke zugeordnet werden, sondern sind als eigenständige tektonische Elemente aufzufassen (Abb.). Dabei zeigen diese Hallstätter Gesteine einheitliche CAI-Werte von CAI 6.0. z. T. auch CAI 7.0 im Gegensatz zu den Hallstätter Gesteinen im Bereich der Hohen Wand, der Proles-Decke und der Hüpflinger Deckschollen, die einheitlich niedrige CAI-Werte von CAI 1.0. z. T. auch CAI 1.5 aufweisen (Abb.)

Jene im oberen Mürztal der Mürzalpen-Decke auflagernden und von TOLLMANN (1976) als Äquivalente der Schneeberg-Decke angesehenen Deckschollen (Roßkogel, Lachalm, Schneealm) sollten schon aus faziellen Gründen nicht mit dieser Einheit zusammengefaßt werden (LEIN 1981). Besonders deutlich zeigt sich dies nun bei der Roskogel-Deckscholle, deren geringe thermische Überprägung (CAI 1.5-2.0) sich deutlich von beträchtlich höheren Werten der Schneeberg-Decke (CAI 4.0-5.0, meist CAI 4.0) abhebt (Abb.). Die auf dem Rücken der Mürzalpen-Decke auflagernden Deckschollen dagegen zeigen mit einheitlichen CAI-Werten von CAI 5.5-6.0 gleiche CAI-Werte wie die zentrale Mürzalpen-Decke und sind nicht mit den CAI-Werten der Schneeberg-Decke zu vergleichen.

Das Konzept der Mürzalpendecke als Vielfaziesdecke i. S. von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) läßt sich auf der Basis der vorliegenden stratigraphischen, faziellen und CAI-Daten im bisherigen Umfang nicht aufrechterhalten. Vielmehr legen die vorhandenen CAI-Daten unter Einbeziehung der stratigraphischen

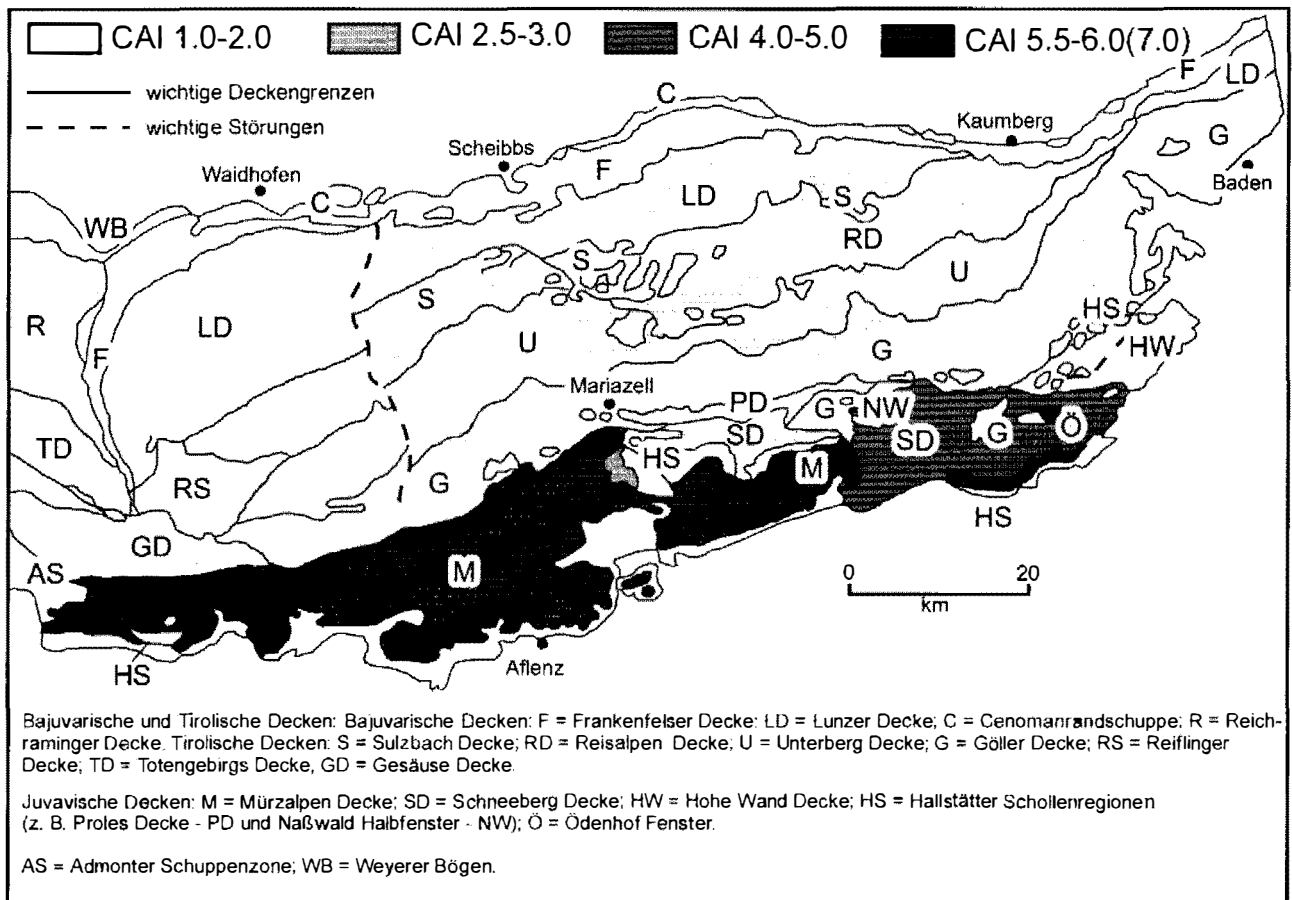


Abb.: CAI Karte des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (verändert nach GAWLICK et al. 1999).

und faziellen Entwicklung der jeweiligen Serien eine Aufgliederung der bisherigen Vielfaziesdecke in verschiedene tektonische Einheiten nahe.

Mit Hilfe der CAI-Daten kann auch im Bereich der Müritzalpen-Decke gezeigt werden, daß die Temperaturüberprägung nicht, wie bisher angenommen, generell mit der relativen Entfernung von Kalkalpensüdrand abnimmt. Vielmehr ist die Verteilung der einzelnen CAI-Werte an tektonische Linien (Deckengrenzen, Störungen) gebunden (GAWLICK et al. 1994, 1999). Es handelt sich bei tektonischen Einheiten mit hohen CAI-Werten auch hier um eine transportierte Metamorphose. Lokal können im Bereich der Müritzalpen-Decke sogar Metamorphoseinversionen auftreten.

GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): Conodont colour alteration indices: Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rdsch., **83**: 660-664, Berlin Heidelberg.

GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1999): Diagenetic and Metamorphic overprint of the Northern Calcareous Alps on the Base of Conodont Colour Alteration Index (CAI) Data. - Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe A, **52**: 100-102, Tübingen.

KOBER, L. (1912): Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss.Kl., Abt.I, **88**: 345-396, Wien.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1962): Die Müritzalpendecke - eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. - Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.naturwiss.Kl., Abt.I, **171**: 7-39, Wien.

LEIN, R. (1981): Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Müritzalpen südlich von Mariazell (Steiermark). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**: 207-235, Wien.

PLÖCHINGER, B. & PREY, S. (1968): Profile durch die Windischgarstener Störungzone im Raume Windischgarsten - St.Gallen. - Jb. Geol. B.-A., **111**: 175-211, Wien.

TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - 1-449, (Deuticke) Wien.

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Bd. 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.

Rohstoffgeologisch-sedimentologische Charakterisierung von Naturwerksteinlagerstätten im Mittleren Buntsandstein (Raum Bad Karlshafen, Weserbergland)

LEPPER, J.* & WEBER, J.**

*Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, D-30655 Hannover,
 **Geologisches Institut der Universität zu Köln, D-50674 Köln

Untersuchungsgebiet und Geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet (südlicher Solling, Raum Bad Karlshafen) stellt einen Teilausschnitt des Reinhardswald-Troges dar, in dem zur Zeit des Mittleren Buntsandsteins (Germanische Trias) vorwiegend fluviatile Sandstein-Tonsiltstein-Wechselfolgen abgelagert wurden. Die Hauptzufuhr der klastischen Sedimente in den durch eine regional und zeitlich differenzierte Subsidenz gekennzeichneten Ablagerungsraum erfolgte vorwiegend aus süd-südwestlicher Richtung (Vindelizisches und Böhmisches Massiv) durch verflochtene (tiefere Solling-Folge) und mäandrierende Flußsysteme (höhere Solling-Folge). Ab der Oberkreide wurde dieser infolge ortho- und (halo-)tektonischer Vorgänge zu einer Gewölbestruktur (Solling-Gewölbe) invertiert. Aus der Sandsteinfazies der Solling-Folge werden in weiten Bereichen des südniedersächsisch-nordhessischen Buntsandstein-Berglandes, insbesondere im Raum Bad Karlshafen, seit Jahrhunderten, Naturwerksteine gewonnen. Rohstoffgeologisch-lagerstättenkundliche Charakterisierung von Naturwerksteinen

Zur Abschätzung der Wirtschaftlichkeit derartiger Naturwerksteinlagerstätten werden Kenngrößen benötigt, die Aussagen zur Qualität und Quantität des Wertgesteins sowie dessen Relation zu nicht-verwertbarem Abraum liefern. Dabei ist auch die vorgesehene Art