©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



# Die Geologie des Kartenblattes Eisenerz im Überblick

G. BRYDA

## Inhalt

Geographischer Überblick
Regionalgeologisch- tektonischer Überblick
Literatur

## Geographischer Überblick

Der Großteil des Kartenblattes ÖK 101 Eisenerz liegt in der Obersteiermark, nur der nördlichste Teil reicht noch ein Stück in das südwestliche Niederösterreich hinein.

Verwaltungstechnisch ist das Gebiet den Bezirken Bruck an der Mur, Leoben und Liezen in der Steiermark sowie Amstetten und Scheibbs in Niederösterreich zugeordnet.

Geographisch wird das Gebiet durch drei Gebirgsgruppen mit alpinem Charakter dominiert:

Der nördlichste Bereich des Kartenblattes wird durch die Ausläufer des Gamssteinzuges und die Göstlinger Alpen eingenommen. Der Gipfelbereich des Hochkar liegt mit einer Seehöhe von 1808 m ü.A. bereits über der Baumgrenze und zeigt mit seiner ausgeprägten Kar-Landschaft deutliche Spuren der letzten Vereisung.

Im Süden folgen die tief eingeschnittenen Täler der Salza und des Lassingbaches. Das zwischen diesen beiden Gewässern aufgespannte Gebiet erreicht keine so großen Seehöhen, ist stark bewaldet und besitzt eher Mittelgebirgscharakter. Durch seinen Aufbau aus überwiegend Mittel- und Obertriasdolomiten ist es jedoch im Vergleich mit den gut verkarstungsfähigen Karbonaten der nördlichen und südlichen Gebirgsgruppen durch ein viel dichteres Entwässerungsnetz gekennzeichnet. Im Osten wird dieses „Brandstatt“ genannte Gebiet vom markanten Bergstock der Kräuterin mit wieder alpinem Charakter begrenzt.

Das südlich und südöstlich der Salza folgende Hochschwab-Massiv sowie die im Süden vorgelagerten Bergstöcke der Griesmauer, des Trenchtling sowie des Pribitz und der Meßnerin nehmen den überwiegenden Teil des Kartenblattes Eisenerz ein.

Das Hochschwab-Massiv zeigt eine tektonisch vorgegebene, ausgeprägte Gliederung in ein südliches ausgedehntes Karstplateau mit einer mittleren Seehöhe von 1600 m ü.A., einen zentralen Kamm mit Seehöhen über 2000 m ü.A. und in eine steile Flanke zum nördlich gelegenen Salzatal im Osten des Kartenblattes sowie in einen größeren Plateaubereich im Westen des Kartenblattes.

Der Hochschwab-Gipfel ist mit 2277 m ü.A. die höchste Erhebung des gleichnamigen Massivs, liegt jedoch bereits auf dem östlich anschließenden Kartenblatt 102 Aflenz.

Griesmauer, Trenchtling und Meßnerin südlich des Hochschwab-Massivs bilden ausgeprägte Bergstöcke mit Seehöhen größer zweitausend Meter und sind von diesem durch die stark glazial geprägten Täler des Gsollbaches, des Jassingtales und Josertales abgetrennt.

Das tief eingeschnittene Tal des Erzbaches trennt das Hochschwab-Massiv vom westlich gelegenen Kaiserschild-Massiv ab. Dieses reicht mit seinem Sockel und seinen Ostwänden noch auf Blatt Eisenerz herüber.

Gehören die bisher besprochenen Gebirgsgruppen mit Ausnahme ihres südlichen und südwestlichen Sockels den Nördlichen Kalkalpen an, so ist das im Südosten des Kartenblattes jenseits von Vordernberger- und Erzbachtal sowie Krumpental und Ramsau gelegene Gebiet Teil der Eisenerzer Alpen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Diese erreichen mit dem Eisenerzer Reichenstein eine Seehöhe von 2165 m ü.A. und werden überwiegend durch metamorphe paläozoische Kalke aufgebaut. Obwohl während der letzten Eiszeit auch teilweise vergletschert, zeigen sie sich nicht so schroff wie die Kalkalpen und sind morphologisch deutlich unterscheidbar.

Am Steirischen Erzberg, unmittelbar nördlich der Reichenstein-Gruppe, befindet sich die weltweit größte Sideritlagerstätte, die auch heute noch in Form eines riesigen Tagbaues abgebaut wird.

Dieser Bergbau war über Jahrhunderte die wesentliche wirtschaftliche Grundlage großer Teile der Obersteiermark und der Region Eisenwurzen im nördlich anschließenden Nieder- und Oberösterreich, wo er zur Entwicklung einer Stahl verarbeitenden Industrie und zum wirtschaftlichen Aufschwung entscheidend beitrug.

Er wurde daher oft als „Steirischer Brotlaib“ bezeichnet.

**Regionalgeologisch-tektonischer Überblick**

Das Kartenblatt Eisenerz liegt im kalkhochalpinen Falten- und Überschiebungssystem der tirolischen und juvavischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen sowie in den nördlichsten Einheiten der Grauwackenzone (s. Abb. 1) und damit vollständig innerhalb des ostalpinen Deckenstapels.

Das tektonisch liegende Tirolikum kann in die folgenden drei Decken und Schuppen – Sulzbach-Decke, Kerzenmandl-Schuppe und Göstlinger-Schuppenzone, Unterberg-Decke und „Zone von Rotwald-Gindelstein“ sowie die Göller-Decke – untergliedert werden, die sich an flachen Überschiebungsbahnen überlagern bzw. von Nord nach Süd aufeinander folgen. Das tektonisch hangende Juvavikum wird exklusiv durch die Mürzalpen-Decke vertreten, die intern entlang von Blattverschiebungen und kinematisch gekoppelten Überschiebungen in weitere Schuppen gegliedert werden kann. Schließlich treten am Südrand des Kartenblattes, im Liegenden der Mürzalpen-Decke, die Gesteine des Norisch-Tirolischen-Deckensystems als südlichste tektonische Großeinheit zutage. Diese wird als paläozoischer Sockel des Tirolikums angesehen und kann intern in mehrere Teildecken untergliedert werden (SCHÖNLAUB, 1982, 400-414). So wird im Raum südwestlich Eisenerz die tektonisch liegende Wildfeld-Decke von der hangenden Reiting-Decke überlagert. Im Hangenden der Reiting-Decke vermittelt eine im Detail schwer auflösbare Schuppenzone zur Nordzone, die als tektonisch höchstes Bauelement innerhalb der Norisch-Tirolischen Decke angesehen wird. Die Deckengrenzen innerhalb der altpaläozoischen Schichtfolge verlaufen im Hangenden der Eisenerz-Formation, für die ein Oberkarbon-Alter (SCHÖNLAUB, 1982, 396-397) angenommen wird. Der Teildeckenbau innerhalb der Norisch-Tirolischen-Decke wurde daher bereits im Zuge der variszischen Orogenese angelegt und die am Aufbau beteiligten Gesteine nach intensiver Erosion von den Sedimenten des alpinen Sedimentationszyklus diskordant überlagert. Der Zuschnitt des Deckenstapels zur Norisch-Tirolischen Decke erfolgte erst im Zusammenhang mit der alpidischen Orogenese (s. folgender Text).

Noch vor der frühalpinen Deckenstapelung sind in die Radiolaritbecken des Oberjura, am Rücken der triassischen Karbonatplattformen, Olisthostrome und Großschollen aus kalkalpinen und tiefer jurassischen Gesteinen eingeglitten (TOLLMANN, 1985). Dieses Material stammt einerseits aus dem lokalen, vor oberjurassischen Untergrund, wurde aber andererseits auch aus dem Hallstätter Faziesraum am ehemaligen Südrand der Trias-Karbonatplattformen ferntransportiert. Als Ursache für die Entstehung von Gleitschollen wird die Subduktion des Hallstatt-Meliata-Ozeans angenommen, die zur Ausbildung einer heute nicht mehr erhaltenen Suturzone am Südrand des kalkalpinen Ablagerungsraumes geführt hat. Diese Suturzone liefert im Zuge der folgenden eoalpinen Orogenese ophiolithischen Detritus in die nördlich vorgelagerten Sedimentationsräume (DECKER et al., 1987).

Auf den Blatt Eisenerz benachbarten Kartenblättern konnten zahlreiche Gleitschollen und Olisthostrome in Oberjura Beckensedimenten nachgewiesen werden, die dieser Phase zuzuordnen sind. Als prominente und seit langem bekannte Vorkommen sollen der karnische Hallstätterkalk des Bergstein, Blatt 100 Hieflau (KOLLMANN, 1964) und neuerdings auch die Oberseebrekzie, Blatt 71 Ybbsitz

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



und 72 Mariazell genannt werden (LEIN, s. Beitrag in dieser Publikation). Am Kartenblatt selbst ist eine kleine Gleitscholle aus Hallstätterkalk nahe der Hochmauer, östlich Hochschlag 1197 m aufgeschlossen (MOSER, 2003). Auch das Oberalmer Basiskonglomerat am Stangl südlich des Salzatales und die Olisthostrome innerhalb der Tauglboden-Formation am Hochkar sind hier einzuordnen.

Die beschriebene Anordnung der kalkalpinen Decken ist das Resultat gebirgsbildender Vorgänge im Zuge der eoalpidischen Phase in der Unter- bis Mittelkreide, bei der die kalkalpinen Decken von ihrem kristallinen Untergrund abgeschert und entlang von Rampen-Flachbahn-Geometrien übereinander gestapelt wurden. Die (W)NW-gerichtete Verkürzung führte zur Ausbildung von (W)NW-vergenten Falten- und Überschiebungsstrukturen, die an NW-streichenden, dextralen Blattverschiebungen (Grenzblätter) und lateralen Rampen verbunden sind (LINZER et al., 1995). Abscherhorizonte und Zuschnitt der tektonischen Einheiten sowie ihr späterer Baustil wurden entscheidend von Fazies, Anordnung und Mächtigkeit der triadischen Sedimente beeinflusst und führten zur Entstehung von Faziesdecken. Auf Blatt Eisenerz ist in den nördlichsten Einheiten – Sulzbach-Decke und Unterberg-Decke – noch ein Falten-Schuppenbau nachweisbar. Innerhalb der weiter südlich gelegenen Einheiten – Göller-Decke und Mürzalpen-Decke – ließen die mächtigen, schlecht deformierbaren Trias-Plattformsedimente nur die Entstehung eines Schuppenbaues zu.

Nach dieser ersten Gebirgsbildungsphase ragten Teile des kalkalpinen Deckenstapels über die Meeresoberfläche empor und unterlagen einer intensiven Erosion unter tropischen Klimabedingungen. Die Bildung des Bauxit-Vorkommens im Krimpenbach-Tal westlich Wildalpen sowie des Bauxites östlich der Sonnsteinalm am südlichen Hochschwab-Plateau erfolgte in dieser Zeit. Diese Verwitterungsbildungen werden sodann von den limnisch-fluviatilen bis seichtmarinen Sedimenten der Unteren Gosau-Subgruppe transgrediert.

Diese bilden die Basis des Gosaubeckens von Gams, das am Rücken der Unterberg-Decke abgelagert wurde und lagern auch unmittelbar südlich davon, in einer schmalen Ost–West-streichenden Zone der Göller-Decke auf (KOLLMANN, 1964, WAGREICH, 1992, 1993, 1994, s. Beitrag in diesem Band).

Ab dem Campanium wurden die Sedimente der Unteren Gosau-Subgruppe, nach einer Faltungs- und Erosionsphase, die durch plattentektonische Prozesse im Bereich der nördlich gelegenen Subduktionszone des Penninischen Ozeans ausgelöst worden war, von den Sedimente der Oberen Gosau-Subgruppe überlagert. Diese wurden bei großen Wassertiefen im Bereich eines Submarinen Hanges abgelagert und greifen diskordant auf ältere Schichtglieder über. Da es sich überwiegend um Turbidite handelt, werden diese Ablagerungen auch als Flyschgosau bezeichnet.

Im Bereich des Kartenblattes Eisenerz treten die Gesteine der Oberen Gosau-Subgruppe im Becken von Gams und in Form eines schmalen, Ost–West-streichenden Streifens im Bereich des Fowiestales am südlichen Hochschwab-Plateau auf. Neben Komponenten aus dem unmittelbaren Untergrund enthalten die Turbidite und Olisthostrome auch ferntransportierte Komponenten und Großschollen aus Kambühel-Formation und ophiolithischen Detritus. Bei der Kambühel-Formation handelt es sich um Flachwasserkalke (Riff und Lagune), die im Paläozän am weiter südlich gelegenen Kontinentalrand abgelagert wurden. Als Liefergebiet für den ophiolithischen Detritus wird einerseits, wie bereits während der eoalpinen Phase, die Suturzone des Hallstatt-Meliata-Ozeans angenommen, andererseits auch der Akkretionskeil im Bereich der Subduktionszone des Penninischen Ozeans am Nordrand des Ostalpins als Herkunftsgebiet vermutet.

Die Sedimentation der Gosau auf die kalkalpinen Decken wird im Eozän durch die alttertiäre (mesoalpine) Orogenese beendet.

Im Zeitraum zwischen oberstem Eozän und Oligozän wurden im Verlauf der Subduktion des Nordpenninischen Ozeans und der nachfolgenden Überschiebung der ostalpinen Einheiten auf die Europäische Kontinentalplatte ältere Falten und Überschiebungen innerhalb der Kalkalpen überprägt und die Kalkalpinen Decken auf die nördlich liegenden Einheiten des Helvetikums, der Rhenodanubischen Flyschzone und der Molassezone fernüberschoben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



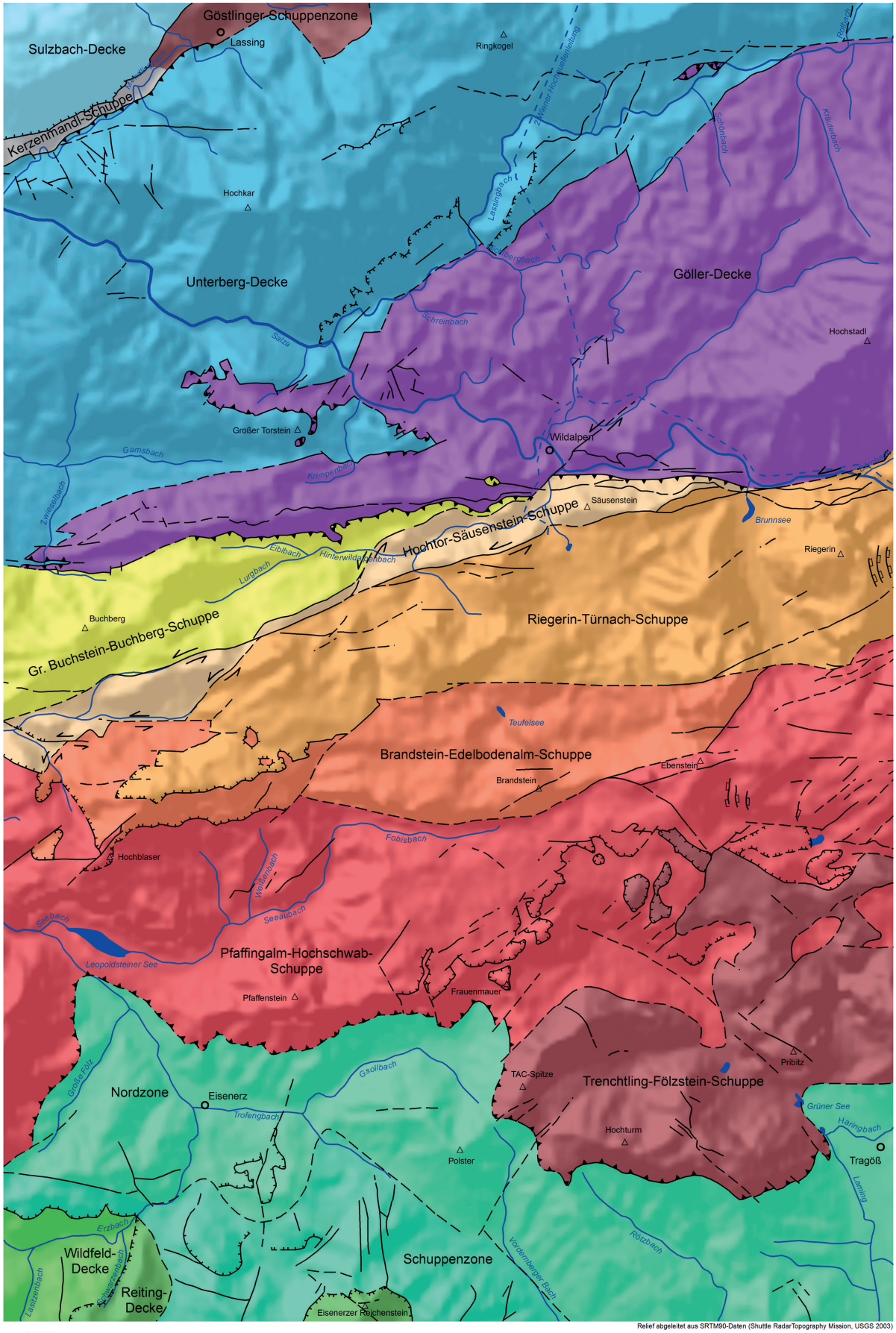


Abb. 1 Tektonische Übersichtskarte - Eisenerz

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Auf Blatt Eisenerz wurden jeweils die nördlichen, liegenden Einheiten von den südlichen, hangenden Einheiten geringfügig nordvergent überschoben. Dies zeigt sich in der Überschiebung der Unterberg-Decke mit der auflagernden Gosau von Gams durch die Göller-Decke, für die eine Mindestschubweite von ca. 3,5 bis 4 km angenommen werden kann. Auch die Mürzalpen-Decke wurde über die unterlagernde Göller-Decke entlang der über den Goßgraben im Westen bis in die Einmündung des Brunntales in das Salzatal im Osten verlaufenden Goßlinie (SPENGLER, 1922) mit unbekanntem Betrag überschoben. Dabei wurden die der Göller-Decke auflagernden Gosau-Sedimente überfahren.

Vermutlich zur gleichen Zeit wurde die Mürzalpen-Decke bereits in zumindest zwei Teilschuppen zerlegt. Die Hauptmasse der südlichen Trenchtling-Fölzstein-Schuppe umfasst die Bergstöcke Griesmauer, Trenchtling, Meßnerin, Pribitz und Buchbergkogel am Südrand des Hochschwab-Massivs sowie den Wettersteindolomit der Sonnschienalm. Der Kulmstein und der Wettersteinkalk unterhalb des Sonnschien-Brünndels bilden nördlich vorgelagerte Schollen, die der liegenden Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe N(NW)-vergent überschoben wurden. Der Nordrand der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe folgt einer WNW–OSO-verlaufenden, steilstehenden Störungszone, entlang der zwischen Sackwiesenalm und Murmelboden die Basis der Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe gehoben und südostvergent verschuppt wurde. Am benachbarten Kartenblatt 102 Aflenz wird das Karlhochkogel-Fölzstein- und Mitteralm-Massiv als östliche Fortsetzung der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe angesehen. Diese wurde auch entlang des Hochschwab-Südrandes – östlich Buchbergkogel über den Trawiessattel bis in das Seetal (ÖK 102 Aflenz) – der nördlichen Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe aufgeschoben. Die Serie aus Wettersteindolomit, geringmächtigem Karn und Dachsteinkalk zwischen Hundsboden und Stangenwand wird als nördlich vorgelagerte Deckscholle der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe zugeordnet. Im Zuge der Überschiebung der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe auf die Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe wurde der Südrand der liegenden Einheit steilgestellt bis nordvergent überschlagen.

Am Südrand des Trenchtling und der Meßnerin steht der Wettersteinkalk in tektonischem Kontakt mit den unterlagernden Werfener Schichten. Entlang des Kontaktes konnten an mehreren Stellen Gips und Haselgebirge nachgewiesen werden (Pfarrerlacke, Bergbau im Haringgraben auf Blatt ÖK 102 Aflenz), die vermutlich im Bereich der gesamten Kontaktfläche auftreten. Die im Liegenden des Wettersteinkalkes normalerweise auftretenden Schichtglieder – Werfener Kalk, Gutenstein-Formation, Steinalm-Formation und auflagernde Becken- und Hangsedimente – konnten nicht nachgewiesen werden und sind vermutlich aufgrund einer „out of sequence“ erfolgten Rücküberschiebung des Wettersteinkalkes auf die Werfener Schiefer nicht vorhanden.

Im Oligozän wurden die Kalkalpen von einer ausgedehnten Schotterflur bedeckt, die von Flüssen mit zentralalpinem Einzugsgebiet abgelagert wurden. Reste davon sind heute als Lesesteine in Bodenbildungen oder Sandsteine in Karstwannen und Spalten auf den Hochflächen der Kalkalpen erhalten. Die Einzelvorkommen werden als Augensteine, mächtigere Ablagerungen als Augenstein-Formation ausgeschieden.

Am Hochschwab-Plateau sowie auf der nordöstlich vorgelagerten Zeller Staritzen konnten zahlreiche Vorkommen von Augensteinsedimenten kartiert werden. Die auf der Karte von SPENGLER & STINY (1926) im Bereich der alten Talung zwischen Lamingeck und Leobner Mauer eingetragenen Werfener Schichten haben sich als mächtigeres Vorkommen von Augenstein-Sedimenten mit einem hohen Anteil von Werfener Komponenten erwiesen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Im unteren und mittleren Miozän wechselt der Deformationsstil innerhalb der Kalkalpen von vorlandgerichtetem Falten- und Überschiebungsbau und Rücküberschiebungen zu ostgerichteter lateraler Extrusion (DECKER et al., 1994, LINZER et al., 1995, PERESSON & DECKER, 1997). Im Zuge dieser Phase kam es zur Entwicklung störungsbegrenzter Schollen, die an ONO- und O-streichenden, linksseitigen Blattverschiebungen nach Osten bis ONO ausweichen.

Das Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-(SEMP-)Störungssystem kann als linksseitige Scherzone am Südrand der Kalkalpen in West–Ost-Richtung vom Nordrand der Tauern über das Ennstal bis in das Gesäuse verfolgt werden – verläuft dann in ostnordöstlicher Richtung auf Blatt Eisenerz und Aflenz quer durch den kalkalpinen Deckenbau, schwenkt schließlich im Halltal östlich Mariazell wieder in Ost–West-Richtung ein und kann bis in den Raum Puchberg am Schneeberg verfolgt werden.

Im Verlauf der Entstehung dieses linksseitigen Scherkorridors wurde vor allem die Mürzalpendecke zwischen dem Gesäuse und südlich Mariazell an den bereits beschriebenen ONO- und O-streichenden Störungen in mehrere große Blattverschiebungsduplexe zerlegt. Die gleichzeitige und nachfolgende Ost-gerichtete Extension im mittleren Miozän führte zur Ausbildung E-, SE- und W-gerichteter Abschiebungen (DECKER, 2002).

Mit Hilfe der kartierten Störungen und der teilweise unterschiedlichen Schichtfolge können innerhalb der Mürzalpen-Decke auf Blatt Eisenerz von Norden nach Süden die folgenden Großduplexe unterschieden werden:

Gr. Buchstein-Buchberg-Schuppe und Hochtor-Säusenstein-Schuppe – diese werden als Fortsetzung der Gesteine der Gesäusegruppe angesehen.

Südlich davon folgen die Riegerin-Türnach-Schuppe, Brandstein-Edelbodenalm-Schuppe und Pfaffing-Hochschwab-Schuppe, die sich mit gleicher Schichtfolge nach Westen zum Kaiserschild fortsetzt.

Die Gesäusestörung bildet einen morphologisch besonders gut sichtbaren Teil des SEMP-Störungssystems und kann als scharfe Linie über das Schwabeltal nach Hinterwildalpen bis in das Salzatal und weiter über den Bärnbachsattel verfolgt werden.

Im Raum Hinterwildalpen zweigt eine Teilstörung des SEMP-Systems nach Nordosten in das Holzapfeltal ab. Dabei wird die West–Ost-streichende Goß-Linie und die darin eingeklemmte Gosau östlich Wildalpen um mindestens einen Kilometer linksseitig versetzt.

Wie den bisheren Ausführungen entnommen werden kann, wurden die im Verlauf der eoalpinen Orogenese angelegten Deckengrenzen von der jüngeren Tektonik mehrfach überprägt bzw. als vorgegebene Schwächezone benutzt. So folgt die Grenze zwischen der Mürzalpen-Decke und der Göller-Decke vom östlichen Rand des Kartenblattes Eisenerz bis zum Brunntal dem Hauptast der SEMP. Danach verläuft sie entlang der Goß-Linie nach Westen und geht in die Überschiebung des Großkogels auf die Gosau von Gams über. Ihr weiterer Verlauf folgt der Überschiebung des Gesäuses und der Haller Mauern auf die nördlich unterlagernden Einheiten, bis sie schließlich von der kinematisch gekoppelten Phyrn-Störung abgeschnitten wird.

Insgesamt gesehen bildet das Gesäuse mit dem östlich anschließenden Kaiserschild- und Hochschwab-Massiv eine große sigmoidale Struktur, bei der ein Teil des linksseitigen Versatzbetrages an der SEMP in Nordost- und Südwest-gerichtete Überschiebungen abgeleitet wird. Die Gesäusestörung trennt mit ihrer beschriebenen Ostfortsetzung durch das Salzatal als jüngere Struktur die beiden gegensinnig überschiebenden Duplexsysteme.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



**Literatur**

DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL H.W. & FAUPL P.: Geodynamics of the Eastern Alps, Deuticke, Wien.

DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannung und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion" der Zentralalpen.- Jb. Geol. B.-A., 137/1, S. 5-18, Wien.

KOLLMANN, H.A (1964): Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 107, S. 71-159, Wien.

LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt oft the Northern Calcareous Alps. – In: Tectonophysics, 242, S. 41-61, Elsevier Science, Amsterdam.

MOSER, M. (2003): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Gebiet Wildalpen – Hinterwildalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb.Geol. B.-A., 143/3, S. 413-416, Wien.

PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing paleostresses in a collisional plate boundary. – Tectonophysics, 272, 125-157, Elsevier Science, Amsterdam.

SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 124, S. 361-423, 9 Abb., 1 Tab., 2 Taf. (= Beil. 7, 8) Wien.

SPENGLER, E. (1922): Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. I. – Jb. Geol. B.-A., 72, S. 155-182, 11 Prof., Wien.

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band 2: Außerzentralalpiner Anteil. – 706 S., Deutike, Wien 1985.

WAGREICH, M. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in Kreide-Alttertiärablagerungen auf den Blättern 99 Rottenmann, 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 136, S. 586-587, Wien.

WAGREICH, M. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in Oberkreide- und Tertiärsedimenten der Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 137/3, S. 477–478, Wien.

WAGREICH, M. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in Oberkreide- und Tertiärsedimenten der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 138/3, S. 503, Wien.

# ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 2009

Band/Volume: 2009

Autor(en)/Author(s): Bryda Gerhard

Artikel/Article: Die Geologie des Kartenblattes Eisenerz im Überblick 11-17