

Zusammenhang mit der miozänen Öffnung des Aflenz-Beckens gestellt und von PERESSON & DECKER (1997) als kompressives Ereignis im mittleren Miozän („T3: NE–SW compression“) zusammengefasst.

Nord-Süd streichende, nach E einfallende Abschiebungen schneiden die E–W streichenden Seitenverschiebungen ab und werden zusammen mit konjugierten, N–S streichenden Brüchen im Metakonglomerat des „Thörler Zugs“ einem jüngeren, extensionellen Ereignis zugeordnet („T4: E-directed extension“; PERESSON & DECKER, 1997).

In einem kleinen Quarzitsteinbruch, auf der Südseite des Großmühlbergs konnten dextrale SW–NE streichende Seitenverschiebungen (Harnischstriemung fällt nach Südwesten ein) eingemessen werden. Zusammen mit sinistralen, NW–SE streichenden Seitenverschiebungen werden diese einer kompressiven Phase zugeordnet, die vermutlich mit einer spät-miozänen E–W-Kompression korreliert werden kann (T5 sensu PERESSON & DECKER, 1997).

Literatur

DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1998): Sequence of thrusting within a thickskinned tectonic wedge: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb–Sr ages from the Austroalpine Nappe Complex of the Eastern Alps. – *Journal of Geology*, **106**, 71–86, Cambridge.

HANDLER, R. (1994): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb–Sr mineral dating within a complex polymetamorphic terrain: the northeastern Alps, Austria. – Unveröffentlichte Dissertation, Karl-Franzens-Universität Graz, 143 S., Graz.

HANDLER, R., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1997): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of detrital white mica from Upper Austroalpine units in the Eastern Alps, Austria: Evidence for Cadomian and contrasting Variscan sources. – *Geologische Rundschau*, **86/1**, 69–80, Berlin.

HASTIE, A.R., KERR, A.C., PEARCE, J.A. & MITCHELL, S.F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. – *Journal of Petrology*, **48/12**, 2341–2357, Oxford.

MATURA, A. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Troiseckkristallin und in den nördlich anschließenden Einheiten auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **139/3**, 320–322, Wien.

NIEVOLL, J. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **129/2**, 409–411, Wien.

NIEVOLL, J. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **130/3**, 300–301, Wien.

PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing palaeostresses in a collisional plate boundary. – *Tectonophysics*, **272/2–4**, 125–157, Amsterdam.

RANTITSCH, G., NISCH, T., MALI, H. & WALLNER, D. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 294–295, Wien.

SCHMIDT, K. (1999): Geochronologie entlang eines Metamorphoseprofils vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterostalpin des Semmeringgebietes (Niederösterreich, Steiermark). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 127 S., Wien.

SCHUSTER, R. & NOWOTNY, A. (2016): Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – In: SCHUSTER, R. & ILICKOVIC, T.: Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie der Kartenblätter GK50 ÖK 103 Kindberg und ÖK 135 Birkfeld, Mitterdorf im Müritzal, 21.–25. September 2015, 10–37, Wien.

SCHUSTER, K., BERKA, R., DRAGANITS, E., FRANK, W. & SCHUSTER, R. (2001): Lithologien, Metamorphosengeschichte und tektonischer Bau der kristallinen Einheiten am Alpenostrand. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2001 – Neuberg a. d. Mürz, 29–56, Wien.

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2019 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen in der permotriassischen Schichtfolge des Gaisberg-Gebietes („Gaisberg-Trias“) bei Kirchberg in Tirol auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

ALFRED GRUBER, HUGO ORTNER (Auswärtiger Mitarbeiter),
BENJAMIN HUET, CHRISTOPH IGLSEDER & MICHAEL LOTTER

In Ergänzung bisheriger geologischer Untersuchungen zur sogenannten „Gaisberg-Trias“ bei Kirchberg in Tirol (Blatt GK 121 Neukirchen am Großvenediger) fanden im Herbst 2019 Begehungen im Gebiet Wiegalm, Kienzinggraben, „Kobinger Graben“ bei Unterstätt und am Ostabfall des

Gaisberges statt. Die Geländetage wurden teilweise gemeinsam mit Hugo Ortner (Universität Innsbruck) sowie den Kollegen Benjamin Huet und Christoph Iglseeder absolviert. Zweck der Geländekampagne waren einerseits die strukturgeologische Neubewertung der, innerhalb der Staufen-Höllengebirge-Decke (Tirolisch-Norisches-Deckensystem) liegenden, basalen, E-fallenden Störungsfäche, welche die Perm-Trias-Schichtfolge (Hangendblock) gegen die unterlagernden paläozoischen Metasedimente und Metavulkanite des Basements (Glemmtal- und Hochhörndler-Komplex, ehemals „Grauwackenzone“) trennt. Andererseits wurden der lithologische Aufbau und die Verbreitung der Nordalpinen Raibler Schichten als Marker-Schichtglied für den tektonischen Bau näher untersucht und die Existenz möglicher großräumiger gravitativer Massenbewegungen geprüft.

Kurzabriss der geologischen Erforschung (i.w. nach STINGL, 2015a)

Die sogenannte „Gaisberg-Trias“ bildet auf dem Kartenblatt 121 ein isoliertes, etwa 10 km² großes Vorkommen von permotriassischen Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen, allseits umgeben und tektonisch begrenzt von paläozoischen Gesteinen des Basements (ehemals „Grauwackenzone“). Das Basement und die „Gaisberg-Trias“ sind Teil der Staufer-Höllengebirge-Decke. Beiträge zur Schichtfolge und zum geologischen Bau lieferten bisher folgende Autoren: SCHLOSSER (1895) erwähnt stratigrafische Details, Fossilfunde in den Nordalpinen Raibler Schichten und die fazielle Herkunft der Gaisberg-Trias vom Inntal. AMPFERER (1907) beschreibt Grundlegendes zum Schichtaufbau, der von den permischen Brekzien und Sandsteinen bis zum obertriassischen Hauptdolomit reicht, zur Tektonik und zu gravitativen Massenbewegungen und veröffentlicht eine erste geologische Karte. HEISSEL (1957) ordnet die Trias-Entwicklung der Berchtesgadener Fazies zu, gekennzeichnet durch Wetterstein-/Ramsaudolomit. BARNICK (1962) liefert eine Detailstudie zur Sedimentologie und Deformation der basalen Rotsedimente. MALZER (1964) erstellt im Rahmen seiner Dissertation eine verbesserte geologische Karte. MOSTLER et al. (1986) verfeinern die geologische Karte. BELOCKY et al. (1999) untersuchen radiometrisch den ungewöhnlich hohen Urangehalt im Hauptdolomit des Gaisberges und beschreiben mehrere Mikrofaziestypen der Kalke in den Nordalpinen Raibler Schichten, deren Brachiopodenfauna SIBLIK (1999) bestimmt. HEINISCH (2000a, b, 2004) liefert mit seinen Beiträgen zusätzliche stratigrafische und strukturelle Details, die mit den bisherigen Erkenntnissen konformgehen. ORTNER & REITER (1999) und ORTNER et al. (2006) interpretieren die Gaisberg-Trias im Profilschnitt als extensionales Allochthon auf einer großen subhorizontalen Abschiebung, im Gegensatz zu allen bisherigen Bearbeitern, die von einer (Decken-)Überschiebung bzw. „Basisüberschiebung“ ausgehen.

Schichtfolge

Die Beschreibung der teils unvollständigen und reduzierten Schichtfolge bezieht sich in erster Linie auf die Geländebegehungen 2019 und soll als Ergänzung zu den bereits vorhandenen Arbeiten (siehe oben) betrachtet werden. Für weiterführende Informationen zu den permischen und untertriassischen Schichtgliedern auf diesem und den angrenzenden Kartenblättern 90, 91, 122 und 123 sei auf die Publikationen von STINGL (1983, 1987, 1989, 2015a, b), KRAINER & STINGL (1986) und BARNICK (1962) verwiesen. Einen Gesamtüberblick über die Stratigrafie gibt MALZER (1964), Details zu den Nordalpinen Raibler Schichten finden sich in BELOCKY (1999) und SIBLIK (1999).

Die besten Aufschlüsse der insgesamt lückenhaften Abfolge der „unterpermischen“ bis mitteltriassischen Schichtglieder sind im unteren Kobinger Graben zu finden, der südlich des Gehöfts Reiserer in das Spertental mündet. Die aufrechte Abfolge beginnt mit der sogenannten **Basisbrekzie**, Ablagerungen des Oberpennsylvaniums? (Oberkarbon) bis Cisuraliums (Unterperm), die hier nur in kümmerlichen, auf Kataklastiten und Fault Gouges der Löhnersbach-Formation aufliegenden Resten von weni-

gen Metern erhalten ist. Ein weiteres Vorkommen befindet sich nördlich der Wiegalm auf ungefähr 1.500 m Höhe. Die Gesteine bestehen aus unreifen, polymikten, sehr kompakten Grob- bis Feinbrekzien mit aufgearbeiteten Klängen altpaläozoischer Gesteine des Basements (Wildseeloder-, Hochhördler- und Glemmtal-Komplex), die sich je nach Untergrund aus Dolomiten, Kalken (Wildseeloder- und Hochhördler-Komplex), Metasiliziklastika (alle Komplexe) und Metavulkaniten (Glemmtal-Komplex) zusammensetzen. Die spärliche Grundmasse besteht aus rotem, siltig-tonigem Material. Typisch sind beispielsweise styolithische Kornkontakte und die plastische Verformung der Kalkklasten sowie Umfließungsstrukturen spröder Dolomitklasten, wodurch das Gestein ein ausgeprägtes Bändergefüge zeigt (STINGL, 2015a, b). Die Brekzien liegen generell – wo ungestört – mit erosionsdiskordantem Kontakt auf dem durch variszische Metamorphose und Deformation geprägten altpaläozoischen Untergrund. Faziell handelt es sich laut STINGL (1983, 2015a, b) um Ablagerungen „lokaler alluvialer Schuttfächer mit Murstromtätigkeit“. Zum Vergleich: Außerhalb des betrachteten Gebietes erreicht die Basisbrekzie am Kartenblatt zum Beispiel am Saukogel nördlich der Hohen Salve mindestens 200 m Mächtigkeit. Ähnliches gilt auch für die Brekzienvorkommen am östlich angrenzenden Kartenblatt 122 Kitzbühel im Gebiet Schattberg-Hahnenkamm.

Darüber folgt, ohne beobachtbaren lokalen stratigrafischen Zusammenhang zur Basisbrekzie, die **Gröden-Formation**, Ablagerungen des Lopingium (Oberperm). Die Aufschlüsse im Kobinger Graben zeigen von ca. 1.020 m Höhe aufwärts eine sich verzahnende Wechselfolge von dickbankigen, unreifen Quarzkonglomeraten in Rinnenstrukturen und teils feingeschichteten, unreifen (Mürb-) Sand-, Silt- und Tonsteinen mit reichlich Glimmerführung und häufigen Wühlgefügen. Die Mächtigkeit beträgt mehrere Zehnermeter. Die Gröden-Formation stellt nach STINGL (1983, 1989, 2015a, b) Ablagerungen alluvialer Schuttfächer- und lakustriner Playasysteme dar. Mit dem starken Zurücktreten der Silt- und Tonsteine und mit den letzten Konglomeratbänken wurde im Kobinger Graben auf ca. 1.100 m Höhe die Grenze zum **Unteren Alpinen Buntsandstein** gezogen. Gebankte, kräftig ziegelrote Quarzsandsteine mit Rippel- und trogförmiger Schrägschichtung in Rinnen sowie nach oben feiner werdender Gradierung bilden die Hauptlithologie. Untergeordnet sind rote Silt- und Tonsteine eingeschaltet. Diese sind im Unterschied zur liegenden Gröden-Formation weitgehend glimmerfrei (STINGL, 1987, 1989, 2015a, b). In einem der Gräben nördlich Leiten konnten auf Schichtflächen auch Abdrücke von Wellenrippeln entdeckt werden. Im oberen Abschnitt treten vermehrt hellrosa bis weiße, karbonatische Quarzsandsteine, zuletzt dünne graue und grüne Siltstein-Lagen hinzu. Diese für den **Oberen Alpinen Buntsandstein** charakteristischen Lithologien sind in zunehmendem Maße von Störungen und dünnen Kataklastitbändern durchsetzt. Eine Abtrennung von Unterem und Oberem Alpinen Buntsandstein wurde daher und auch aufgrund der geringen Mächtigkeit von insgesamt wenigen Zehnermetern nicht für sinnvoll erachtet. Gröden-Formation und Alpiner Buntsandstein sind in den Gräben von Leiten nordwärts, und nach Süden (Graben des Kienzingbachs) tektonisch stark kataklastisch überprägt und auf wenige Meter reduziert sowie in Massenbewegungen involviert. In dieser Ausprägung findet man diese Rotsedimente auch am Ausgang

der SW–NE streichenden Gräben nördlich und östlich der Bärstättalm, nordwestlich der Gaisberg-Lift-Bergstation im Meridian der Bärstättalm und an der Basis des Wettersteindolomits bei der Wiegalm. Das Ablagerungsmilieu des Alpenen Buntsandsteins stellt den Verzahnungsbereich zwischen einem distalen, verzweigten Fluss-System und einem Küstenenvironment dar.

Über dem Alpenen Buntsandstein folgt im Kobinger Graben eine wenige Meter dicke, ockergelb verwitternde, rauwackige Dolomitbank, die tektonisch (durch Überschiebung?) verdoppelt ist. Mit dieser Rauwacke ist in typischer Weise der Übergang zur **Reichenhall-Formation** erreicht. Diese ist trotz ihrer geringen Mächtigkeit und starken Deformation an vielen Stellen in der Umrahmung der Gaisberg-Trias als typischer gelber Leithorizont aufgeschlossen. Die Reichenhall-Formation markiert den Beginn einer langanhaltenden marinen Karbonatfazies-Entwicklung in der Trias. Die Rauwacke wird von einer Wechselfolge aus dünnbankigen, dunkelgrau-schwarzen, fossilleeren, sandigen, teils laminierten Dolomiten („Sandiges Anis“?), dickerbankigen, mittelgrauen Dolomiten und dunkelgrauen, cm- bis dm-dicken Tonsteinzwischenlagen überlagert. Auf diese folgen zunehmend hellgraue und dicker bankige Dolomite, schließlich scheckige, mittel- bis hellgraue, undeutlich gebankte, sparitische Dolomite, die hier eine morphologische Steilstufe bilden. Bisher wurden die gut gebankten, dunkelgrauen Dolomite von allen Bearbeitern mit dem **Gutensteiner Dolomit** gleichgesetzt. Hier ist zu erwähnen, dass die Reichenhall-Formation ebenfalls dunkelgraue Dolomite und Tonsteinlagen enthalten kann. Die Gutensteiner Schichten stellen in der Regel Beckensedimente dar, mit denen die erste Karbonatplattform-Entwicklung der Trias (**Steinalm-Formation**) verzahnt. Im gegebenen Fall wäre letztere mit Vorbehalt durch die dickeren, mittelgrauen Dolomitbänke repräsentiert. In Ergänzung kommen im Graben nördlich von Leiten zwischen 960 m und 980 m Höhe auch dünnbankige, teils laminierte, dunkelgrau-blaue, sparitische Dolomite vor, wobei in den etwas dickeren Bänken kalzifizierte Wühlspuren zu finden sind, welche kennzeichnend für die **Virgloria-Formation** sind. Diese stellt als flache Hangfazies ein Bindeglied zwischen Becken und Plattform dar. Wegen der, den einzelnen anisischen Formationen schwer zuordenbaren Lithologien werden diese hier im Überbegriff **Alpine Muschelkalk-Gruppe** zusammengefasst.

Die undeutlich gebankten bis massigen Dolomite im Profil Kobinger Graben deuten auf eine **Riffbildung** hin und werden mit dem **Wettersteindolomit** (veraltet **Ramsau-dolomit**) korreliert. Eine eindeutige Abtrennung zur stratigrafisch liegenden Steinalm-Formation, hier zusätzlich erschwert durch die Dolomitisierung, ist nur dort möglich, wo die **Reifling-Formation** zwischengeschaltet ist. Gesteine dieser hemipelagischen Beckenfazies des höheren Anisiums bis Ladiniums konnten mit wenigen Metern Mächtigkeit in zwei SW–NE streichenden Gräben nördlich und östlich der Bärstättalm auf 1.180 m bzw. 1.100 m und in einem Graben ca. 300 m nördlich Leiten auf etwa 1.030 m Höhe entdeckt werden. Es handelt sich um hell- bis mittelgraue, plattig und wellig gebankte, cm- bis dm-dicke, verkieselte Kalke und Dolomite. Charakteristisch sind dunkle Kieselknauern, flaschengrüne Schichtbeläge und zwei bis 15 cm dicke Einschaltungen von hellgrünen, kräftig ockergelb verwitternden, plastischen und erdig

riechenden Ton- und Siltsteinen, die als Tuff (Pietra Verde) interpretiert werden. Über der Reifling-Formation folgt in allen Aufschlüssen undeutlich gebankter bis massiger Wettersteindolomit. Das heißt, die Rifffazies progradiert über die Beckenfazies. Der Wettersteindolomit ist somit im Gaisberg-Gebiet großteils in **Riff- bis Riffhang-Fazies** entwickelt. Diese lässt sich neben dem Bankungstyp auch durch zahlreiche Funde von „Großoolithen“ und umkrusteten Bio- und Lithoklasten belegen. Letztere beobachtet man am oberen Steig von der Bärstättalm zur Bergstation des Gaisberg-Lifts und an der neuen Almstraße vom Gasthof Schirast über Hagau zur Bärstättalm auf ca. 1.240–1.260 m Höhe. Im oberen Abschnitt ist der Wettersteindolomit meist deutlicher gebankt. Am östlichen Rand der Weidefläche der Bärstättalm sind durchwegs mittel- bis hellgraue, stromatolithische und dunkel-stahlgraue, feinelaminierte Lithotypen ausgebildet, die eine **Lagunenfazies** anzeigen. Auch am alten Fußweg von Hagau zur Kobingerhütte, oberhalb von 1.400 m, trifft man durchwegs auf wechselnd gebankte, hell- bis mittelgraue, zum Teil stromatolithische Dolomite, lokal mit Algenschutt. Gelegentlich sind dunkelgraue Dolomite zwischengeschaltet. Am Steig von der Kobingerhütte zum südlichen Vorgipfel des Gaisberges (Pkt. 1.749 m) fallen in der Folge verstärkte Dünnbankigkeit und dunklere Farbe der nunmehr häufig laminierten Dolomite auf. Feine Lagen mit Algenbruchstücken, zum Teil mit großen Querschnitten, sind nicht selten. Diese wurden auch im Schutt nördlich der Wiegalm aufgefunden. MALZER (1964) erwähnt diesbezüglich Funde von *Teutloporrella herculea* STOPPANI. Hier und da treten auch Hohlraumgefüge vom Typ Großoolithe auf, bei der Panoramatafel (ca. 1.730 m) sind Stromatolithlagen zu sehen. Vermutlich handelt es sich hier um einen riffnahen Lagunenbereich. Etwa 100 m nördlich des Kreuzes des Vorgipfels grenzt der Wettersteindolomit mit einer steilen Störung an Dolomite der Nordalpinen Raibler Schichten bzw. des basalen Hauptdolomits. Der Übergang von der Riffhang- in die Lagunenfazies des Wettersteindolomits lässt sich auch gut am Nordabfall des Gaisberges (1.770 m) im Wechsel von groben Bänken (östlich des tiefen Grabens) zu gebankten, laminierten Dolomiten (westlich dieses Grabens) einsehen. Nordöstlich der Bärstättalm auf ca. 1.360 m Höhe (bei großer breitkroniger Fichte am Weiderand) kommen am Top des Wettersteindolomits wenige Meter mächtige, dünnbankige, dunkelgraue bis schwarze Dolomite und Dolomitmergel mit mm- bis cm-dicken hellen Lagen aus feinen Bioklasten vor. Aufgrund der noch in Arbeit befindlichen Probenauswertung muss die detaillierte lithostratigrafische Zuordnung dieser Gesteine offenbleiben.

Unmittelbar über dem Wettersteindolomit folgen braun-gelbliche Mergel, schwarze Tonsteine mit detritärem Glimmer und dunkelgraue, feinstlaminierte Dolomite der **Nordalpinen Raibler Schichten**. In den nur wenig gestörten Profilen der Gräben nordwestlich Leiten (gute Aufschlüsse auch entlang des neuen Fahrwegs von Leiten zur Leitner Alm) beginnt die Abfolge über einer dm-dicken, rostig verwitterten „Pyritschwarte“ auf dem Wettersteindolomit mit dunkelgrün-grauen, Glimmer führenden mürben Feinsandsteinen und fettigen schwarzen Tonsteinen, die bis 8 m mächtig sind. Darauf folgen dunkelgraue Dolomite, dünnplattige, feinelaminierte, schwarze Dolomite und mehrere bis 2 m dicke Tonsteinhorizonte im Wechsel mit braun-grünen Mergeln, gelblichgrün verwitternden, schwarzen, peloidalen, onkolithischen, oolithischen und

Brachiopoden- und Bivalvenschill führenden Kalken. Letztere sind in Form wenige Meter mächtiger Züge eingeschaltet. Ein häufiges Leitfossil darin ist die Auster *Lopha montis caprillis*. Die Mikrofazies und Makrofauna dieser Kalke wurde in den Aufschlüssen am Steig nordöstlich unterhalb der Bärstättalm zuletzt von BELOCKY et al. (1999) und SIBLIK (1999) eingehend untersucht. In das stratigrafisch Hangende besteht ein Übergang in eher monotone, teils sehr dünnbankige, feinlamierte, bräunlich verwitternde, blaugraue bis schwarze, leicht bituminöse Dolomite. Darin gibt es dünne Tonsteinzwischenlagen, die insbesondere entlang des letzten Stückes der Straße zur Bärstättalm anstehen. Die Grenze zum lithologisch ähnlichen Unteren Bituminösen Hauptdolomit wurde etwas höher als bisher gehandhabt, mit dem Aussetzen der Tonsteinlagen gezogen. Damit erlangen die Nordalpinen Raibler Schichten eine wesentlich größere Verbreitung als in den bisherigen Kartendarstellungen. Allerdings ist der basale Kontakt zum Wettersteindolomit häufig gestört und die feinklastischen Horizonte tektonisch ausgedünnt. Die Aufschlüsse bei der Kapelle oberhalb der Kobingerhütte entpuppten sich als lagunärer Wettersteindolomit. Die Vorkommen von Raibler Schichten weiter nördlich im Graben, am Steig zur Bärstättalm grenzen nach Süden mit einer Störung an den Wettersteindolomit. MALZER (1964) hat nördlich des Gaisberg-Vorgipfels (1.749 m) in seiner geologischen Karte Reste von Raibler Schichten eingetragen, womit möglicherweise die dortigen dünnbankigen, dunklen, laminierten Dolomite gemeint sind.

Der **Hauptdolomit** setzt sich aus gut gebankten, mittel- bis dunkelgrauen, laminierten, bituminösen Dolomiten, helleren, stromatholitischen Dolomiten, dichten, feinsparitischen, aber auch zuckerkörnigen arenitischen Dolomiten und intraformationellen Brekzienlagen zusammen. BELOCKY et al. (1999) stellten im Hauptdolomit des Gaisberges einen erhöhten Urangehalt quer über alle Faziestypen hinweg fest.

Geologischer Bau

Die Schichtfolge der „Gaisberg-Trias“ ist im Großen und Ganzen durch mittelsteiles bis sehr steiles NW- bis W-Fallen gekennzeichnet. Sie liegt winkeldiskordant auf einer flach E bis SE fallenden Störungsfläche, die von einer markanten, mehrere Meter dicken Kataklase- und Fault Gouge-Zone begleitet wird, von der der Hangendblock („Gaisberg-Trias“) wie der Liegendblock (leicht metamorphe siliziklastische Sedimente der Löhnersbach- bzw. Schattberg-Formation im Glemmtal-Komplex) gleichermaßen stark erfasst sind. Die Gesteine sind hierbei bis in den Feinkornbereich ultrakataklastisch deformiert (vgl. BARNICK, 1962). Der Hangendblock ist durch einen Schrägzuschnitt der Schichtfolge charakterisiert, wobei diese aufgrund des W-Fallens nach Osten in das Spertental (Kobinger Graben) vollständiger erhalten und stratigrafisch älter wird. Allerdings sind die basalen, klastischen Rotsedimente, zum Teil die Reichenhall-Formation, als stark ausgedünnter „Leithorizont“ auf einem Großteil der Störungsfläche zu finden, auch im Norden und Nordwesten. Bestens aufgeschlossenen sind die Störungsfläche und die sie begleitende Kataklasezone im Kienzingbachgraben, in den Gräben nordöstlich der Bärstättalm und am Nordhang des Gaisberges.

Dort konnte im Wettersteindolomit über der Scherfläche anhand von Messungen an spröden Störungen ein Transport Richtung ESE abgeleitet werden. Im darunterliegenden Basement, das sich hier vor allem aus der Schattberg- und Löhnersbach-Formation zusammensetzt, wurden mehrere m-dicke Zonen mit Fault Gouge beobachtet, der mm- bis cm-große, selten auch dm-große, abgerollte Quarz(it)bruchstücke enthält. Die Längsachsen solcher Bruchstücke sind NNE–SSW orientiert, orthogonal zur ESE-gerichteten Bewegung, die auch anhand von C-Typ Gefügen (sensu HUET et al., 2020) beobachtet werden konnte (vgl. ORTNER & REITER, 1999). Aufgrund von Schersinnkriterien an Kleinstrukturen sowie mehrere Meter mächtiger Kataklase und Fault Gouges ist von einem Detachment mit abschiebender Kinematik auszugehen, auf dem der Hangendblock als Kippscholle nach ESE bewegt und rotiert wurde (vgl. ORTNER & REITER, 1999). Der Betrag des Transportes dürfte in der Größenordnung von 10er km liegen. Möglicherweise zählen zu diesem Deformationseignis auch E-vergente, asymmetrische Falten im Kobinger Graben, die später durchgeschert wurden. Nach ORTNER & REITER (1999) amputieren die Abschiebungen nicht nur einen Teil der Schichtfolge, sondern auch einen Teil des Metamorphoseprofils und bringen Gesteine der schwachen Anchimetamorphose in der „Gaisberg-Trias“ in Kontakt mit Gesteinen der unteren Grünschieferfazies im Basement. Nachdem die Metamorphose in der Unterkreide stattfand (KRUMM, 1984), sollte die Streckung jünger sein und während der Oberkreide stattgefunden haben (vgl. FROITZHEIM et al., 1994).

Eine steile WNW–ESE verlaufende Störung innerhalb der „Gaisberg-Trias“ trennt Wettersteindolomit im Süden von Nordalpinen Raibler Schichten und Hauptdolomit im Norden. Zur Störung hin werden durch Schleppung letztere Einheiten von mittelsteilem NW-Fallen zu N-Fallen verbogen. Diese Störung endet auf der Abschiebungsfläche an der Basis der Trias und kann als Tear Fault zur Abschiebung interpretiert werden, welche später als steile Aufschiebung reaktiviert wurde. Eine ähnliche Funktion dürfte die Kienzingbach-Störung haben, allerdings sitzt diese auf einer tiefer liegenden Abschiebung innerhalb des Basements.

Die „Gaisberg-Trias“ ist nach Westen verkippt und um eine nach WNW abtauchende Faltenachse offen verfalltet (ORTNER & REITER, 1999). Hierbei zeigen die Nordalpinen Raibler Schichten aufgrund ihrer wechselnden Schichtfolge, der guten Bankung und der Nähe zum Faltscharnier eine stärkere Verfalltetung als der Wetterstein- und Hauptdolomit. NNE–SSW-Verkürzung ist ebenso im liegenden Basement zu beobachten, wo die Schieferung um solche Faltenachsen gefaltet ist, sowie cm- bis dm-große Isoklinalfalten und eine Krenulation dazu koaxial sind. Diese Beobachtungen lassen vermuten, dass sich die NNE–SSW-Verkürzung und die Bewegung Richtung ESE genetisch voneinander nicht trennen lassen, ineinander übergehen oder gleichzeitig stattfanden.

Östlich des Spertentales liegen die permischen bis untertriassischen, klastischen Gesteine topografisch deutlich höher als an der Basis der „Gaisberg-Trias“. Es wird eine talparallele, steile Störung vermutet, an der der westliche Block abgesenkt wurde (Spertental-Störung). In den Gräben nordöstlich der Bärstättalm gibt es eine Häufung von SW–NE streichenden Störungen mit sinistralen Ver-

satz, untergeordnet finden sich NW–SE bis N–S streichende Störungen mit dextralem Versatz bzw. einer Schrägaufschiebungs-Komponente nach Norden und Süden, welche die basale Abschiebungsfläche überprägen. Diesen Eindruck gewinnt man auch am Nordende der „Gaisberg-Trias“ nordwestlich der Gaisberg-Lift-Bergstation. Die dortige, flach Südwest fallende, basale Störungsfläche weist flachen, sinistralen Abschiebungscharakter mit Bewegung des Hangendblocks nach ESE auf und scheint verbogen zu sein.

Quartäre Ablagerungen und gravitative Massenbewegungen

Die in diesem Kapitel verwendeten quartären Begriffe und Massenbewegungsbezeichnungen folgen dem Begriffskatalog von STEINBICHLER et al. (2019).

Grundmoränenablagerungen mit polymiktem Geschiebespektrum der Würm-hochglazialen Vergletscherung sind vor allem auf 1.250 m bis 1.350 m auf der Hangterrasse von der Bärstätt- über die Leitner- bis zur Lichteneggalm sowohl in größeren Flächen, als auch skelettartig (**Moränenstreu**) verbreitet. Südöstlich unterhalb der Kobingerhütte fällt die dichte Streu von teils mehreren m³-großen **Erratischen Blöcken** auf, wobei Metavulkanite, verschiedene Marmore, Phyllite und Glimmerschiefer (von Komplexen der Staufen-Höllengebirge-Decke) zu nennen sind. Erratika kommen auch am Gipfel des Gaisberges (1.770 m) vor, womit dessen Überfließen durch den Gletscher bewiesen wäre. Spuren der **subglazialen Überformung** sind anhand abgerundeter Geländeformen von den mittleren Hangbereichen der Ostabdachung bis zum Gipfelkamm allenthalben deutlich sichtbar. Im Laserscanbild ist die talaus gerichtete Gletscherfließrichtung an der glazialen Striemung vor allem an den Rücken westlich über und nordöstlich unterhalb der Bergstation des Gaisberg-Lifts wie auch am Ostabfall der Bärstättalm in das Spertental ersichtlich. Schwach in Raibler Dolomite eingetieft, insgesamt NNE–SSW mit wechselnder Streichrichtung von NE–SW bis N–S verlaufende Grabenstrukturen wenig östlich bis südöstlich unterhalb der Bärstättalm könnten als **sub- bis randglaziale Entwässerungsrinnen** gedeutet werden. Genauere Betrachtungen zeigen jedoch, dass sich diese Gräben an beiden Enden verengen bzw. schließen („zu machen“) und ihre größte Öffnungsweite demnach in ihrem zentralen Bereich erlangen. Überdies sind an den Grabenrändern unterschiedlich verstellte Dolomite der Nordalpinen Raibler Schichten aufgeschlossen. Daher handelt es sich dabei eher um möglicherweise bereits in der Eiszerfallsphase entstandene Zerrgräben eines initialen Bergzerreißungsprozesses aufgrund der typischen Hart-Weich-Wechselagerung dieser Gesteine. Schräggeschichtete, teils steil gestellte Sande und Kiese an einem Grabenausgang nordöstlich Leiten sind mit **Eisrand-sedimentation** im Zuge der abschmelzenden Eismassen im Würm-Spätglazial zu erklären. Die breite Schuttschürze zwischen Bärstättalm und Kobingerhütte ist durch die Verwitterungsanfälligkeit des tiefgreifend aufgelockerten Hauptdolomits des Gaisberges bedingt. Die erodierten **Hauptsedimente** sind am Ausgang tiefer Rinneneinschnitte auf der Hangterrasse der Leitner Alm in einer Reihe von **Murenkegeln** auf Moränenablagerungen wieder abgelagert

worden. Ansehnliche Muren- und **Schwemmkegel** haben sich im Talgrund des Spertentals am Ausgang des Kienzingbach- und Rettenbachgrabens gebildet. Mächtige teils terrassierte (Würm-spätglaziale?) **Wildbach- und Murenablagerungen** sind im unteren Teil der Gräben am Nordostabfall der Bärstättalm akkumuliert. Ausgedehnte teils grobblockige **Felssturzablagerungen** säumen den Wandfuß des Wetterstein- und Hauptdolomits am Nordabfall des Gaisberges. Eine „Hart auf Weich“-Situation verursacht hier starke Bergzerreißung im mechanisch relativ spröden Wettersteindolomit über dem mechanisch duktilen Unterlager aus Löhnersbach- bzw. Schattberg-Formation und entsprechende Blockschuttbildung.

Gravitative Massenbewegungen

Kleinräumige **Gleitmassen** mit Übergängen zur **Fließmasse**, zusammengesetzt aus kleineren Felsschollen, Blöcken, Steinen und kiesigen Klasten aus Trias-Sandsteinen und Trias-Karbonaten sowie verwitterter und tektonisch zerriebener, sandig-tonig-mergeliger Matrix (Reichenhall-Formation, Alpiner Buntsandstein, Löhnersbach-Formation) haben sich über dem Fault Gouge-Letten der Löhnersbach-Formation am Ausgang der Gräben nördlich von Leiten gebildet. Prozesstyp und Lage sind somit eindeutig geologisch und tektonisch induziert. Etwas höher im Graben nordnordwestlich von Leiten hat sich eine kleine Fließmasse aus Raibler Karbonat-Blöcken und Feinklastika zum Teil auf Wettersteindolomit hinabgewälzt. Lokale Gleit- und Fließmassen sind auch an den Abhängen der Wiegalm in das Brixenbachtal entwickelt. Geologische und morphologische Indizien („Hart auf Weich“-Konstellation der Gaisberg-Trias über dem paläozoischen Basement, verbunden mit tiefgreifenden Zerrstrukturen inklusive antithetischer Brüche, die den gesamten Gaisberg durchziehen) sprechen dafür, dass der gesamte Osthang des Gaisberges als großer zusammenhängender Bereich eines vielleicht bereits im Prä-Würm-Hochglazial einsetzenden, initialen Driftprozesses, vielleicht auch zusammen mit sehr **initialen** Gleitbewegungen entlang der großen Abschiebungsfläche, interpretiert werden kann. Hierfür sprechen der mehr oder weniger scharfe Abbruchrand des Gaisberges nach Osten, der sowohl im Wetterstein- als auch im Hauptdolomit ausgebildet ist und der als gleichermaßen initiale Hauptabbrisskante interpretiert werden könnte. Die Abrisskante orientiert sich an NE–SW und N–S streichenden, steilen Störungen, die entlang des Kienzingbachgrabens und auch im Wettersteindolomit von Leiten bis zum Gaisberg-Lift beobachtet wurden. Diese Störungen reichen bis zur großen basalen Abschiebungsfläche bzw. versetzen diese geringfügig. Die **basale flache tektonische Abschiebung** nach ESE könnte als mechanische Schwächezone somit auch für basale Drift- und Gleitbewegungen in Frage kommen, die aber aufgrund der fehlenden Dislozierung des durchwegs zusammenhängenden Gebirgsverbandes insgesamt nur sehr geringe Transportweiten (Meter bis wenige Zehnermeter) aufweisen kann. Eine zugehörige Diskontinuitätsfläche wäre im Norden möglicherweise der tiefe Graben nördlich der Bärstättalm. Dadurch ließe sich dort auch ein Teil des „Versatzes“ der Nordalpinen Raibler Schichten erklären. Im Süden und Osten wäre diese gravitative „Großstruktur“ durch den Ausstrich der basalen Hauptabschiebungsfläche der Gais-

berg-Trias begrenzt. Treppenförmig abgesetzte Felskörper und muschelförmige Abbruchränder zwischen der Wiegalm und der Kobingerhütte und eine Reihe von überwiegend NE–SW orientierten, bis zur Bärstättalm reichenden **antithetischen Bruchstrukturen**, die auch Moränen- und Hangablagerungen versetzen, zeigen eine tiefgreifende Hangdeformation innerhalb der Gaisberg-Ostflanke an. Die Genese einer markanten NE–SW verlaufenden Hangkante unterhalb der Kobingerhütte ist noch nicht eindeutig geklärt: sie könnte eine **synthetische Abrisskante** der tiefgreifenden großräumigen Hangdeformation, aber auch einen **Kompressionswall** (Stirn-/Stauchwulst) eines lokalen und relativ flachgründigen, initialen Bereichs einer Gleitung im Umfeld der Kobingerhütte bis nach Südwesten zur Wiegalm darstellen.

Markante **Bergzerreißungsstrukturen** im Hauptdolomit am Gaisberg-Hauptgipfel mit einer gebogenen, nach Westen konkaven Abbruchkante und dazugehörige antithetische Brüche zeigen auch eine westseitige Hangbewegung an.

Literatur

- AMPFERER, O. (1907): Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1907**, 389–393, Wien.
- BARNICK, H. (1962): Tektonite aus dem Verband der permotriadischen Basisschichten der mesozoischen Auflagerung auf der nördlichen Grauwackenzone. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, 295–316, Wien.
- BELOCKY, R., SLAPANSKY, P., EBELI, O., OGOROLEC, B. & LOBITZER, H. (1999): Die Uran-Anomalie in der Trias-Deckscholle des Gaisberg/Kirchberg in Tirol (Österreich): Geophysikalische, geochemische und mikrofazielle Untersuchungen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56/2** (Geologie ohne Grenzen: Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt), 13–33, Wien.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **87**, 559–612, Basel.
- HEINISCH, H. (2000a): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone und im Kalkalpin auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**, 288–289, Wien.
- HEINISCH, H. (2000b): Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**, 353–355, Wien.
- HEINISCH, H. (2002): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**, 425–426, Wien.
- HEINISCH, H. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone, im Innsbrucker Quarzphyllit und der Gaisbergtrias auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **144**, 386–387, Wien.
- HEISSEL, W. (1957): Zur Geologie der Nordtiroler Kalkalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **50**, 95–132, Wien.
- HUET, B., REISER, M. & GRASEMANN, B. (2020): Hierarchisches Glossar planarer, linearer Strukturen und Bewegungsrichtungsindekatoren – Hierarchical glossary for planar, linear structures and transport direction indicators. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 57 S., Wien.
- KRAINER, K. & STINGL, V. (1986): Perm, Unter- und Mitteltrias im Bereich von Wörgl bis Saalfelden (Exkursion E am 3. und 4. April 1986). – Jahresberichte und Mitteilungen der Oberrheinischen Geologischen Vereinigung, N.F. **68**, 93–103, Stuttgart.
- KRUMM, H. (1984): Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge. Ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. – Geologische Rundschau, **73**, 223–257, Stuttgart.
- MALZER, O. (1964): Die Geologie des Gaisberg- und Hahnenkamm-Gebietes bei Kitzbühel (Tirol). – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Innsbruck, 99 S., mit geologischer Karte 1:25.000, Innsbruck.
- MOSTLER, H., ANGERER, H., HOHENBÜHEL, K., KRAINER, K., POSCHER, G. & STINGL, V. (1986): Überprüfung und Detailuntersuchung von Schwermetall-Indikationen aus der regionalen Geochemie im Westabschnitt der Grauwackenzone zwischen Schwaz und Zell am See. – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-A-020/82, 112 S., Innsbruck.
- ORTNER, H. & REITER, F. (1999): Kinematic history of the Triassic South of the Inn Valley (Northern Calcareous Alps, Austria) – Evidence for Jurassic and Late Cretaceous large scale normal faulting. – *Memorie di Scienze Geologiche*, **51**, 129–140, Padova.
- ORTNER, H., REITER, F. & BRANDNER, R. (2006): Kinematics of the Inntal shear zone–sub-Tauern ramp fault system and the interpretation of the TRANSALP seismic section, Eastern Alps, Austria. – *Tectonophysics*, **414**, 241–258, Amsterdam.
- SCHLOSSER, M. (1895): Zur Geologie von Nordtirol. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1895**, 340–361, Wien.
- SIBLIK, M. (1999): On Carnian Brachiopods of the Gaisberg near Kirchberg in Tirol (Northern Calcareous Alps, Tyrol). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56**, 113–120, Wien.
- STEINBICHLER, M., REITNER, J.M., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.
- STINGL, V. (1983): Ein Beitrag zur Fazies der Prebichlschichten zwischen St. Johann i. T. und Leogang (Tirol/Salzburg). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **12**, 207–233, Innsbruck.
- STINGL, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Salzburg, Österreich). – Geologische Rundschau, **76/2**, 647–664, Berlin–Heidelberg.
- STINGL, V. (1989): Marginal marine sedimentation in the basal Alpine Buntsandstein in the western part of the Northern Limestone Alps. – *Palaeogeography-Palaeoclimatology-Palaeoecology*, **72**, 249–262, Amsterdam.
- STINGL, V. (2015a): Beitrag zu den Erläuterungen zu Blatt 121 Neukirchen, Erforschungsgeschichte des kalkalpinen Anteils und Erläuterungen zur Kartenlegende Permomesozoikum. – Unveröffentlichtes Manuskript, 13 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- STINGL, V. (2015b): Permomesozoikum. – In: HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (Red.): Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel, 158–165, Geologische Bundesanstalt, Wien.