

Neogene Sedimente und Landschaftsentwicklung im Umfeld der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld

RALF SCHUSTER¹, JOSEF NIEVOLL², CHRISTIAN RUPP¹, STJEPAN ČORIĆ¹ & TANJA ILICKOVIĆ¹

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. ralf.schuster@geologie.ac.at; christian.rupp@geologie.ac.at; stjepan.coric@geologie.ac.at; tanja.ilickovic@geologie.ac.at

² Gumpendorfer Straße 83–85/2/48, 1060 Wien, Österreich. josef.nievoll@rhi-ag.com

1. Einleitung

Die Landschaftsentwicklung der Alpen ist ein Thema, dem in letzter Zeit vermehrt Aufmerksamkeit geschenkt wurde (FRISCH et al., 2001; DUNKL et al., 2005; KUHLEMANN, 2007; WILLET, 2010; WAGNER et al., 2011). Die östliche Steiermark ist in diesem Zusammenhang von besonderem Interesse, da sie zu den wenigen Bereichen in den Alpen gehört, die während der Eiszeiten im Quartär nicht bzw. kaum vergletschert waren. Sie war Periglazialgebiet und aufgrund der fehlenden glazialen Erosion sind prä-quartäre Landschaftsformen erhalten und die neogene Landschaftsentwicklung lässt sich vergleichsweise gut rekonstruieren. Erste Vorstellungen zu Aspekten der Landschaftsentwicklung finden sich z.B. bei SCHWINNER (1935) und WINKLER-HERMADEN (1955, 1957). Eine rezente Studie von WAGNER et al. (2010) behandelt den Querschnitt entlang des Murtales vom Grazer Bergland in das Steirische Becken. Mittels verschiedener Datierungsmethoden konnte dabei die zeitliche Einstufung verschiedener Verebnungsniveaus und Terrassen besser eingestuft werden. Die Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) erlauben einen Querschnitt, der östlich an das von WAGNER et al. (2011) bearbeitete Gebiet anschließt. Dieser reicht vom Südrand der östlichen Kalkhochalpen bis zum Steirischen Becken. In diesem Querschnitt sind bedeutende neogene Störungen, mehrere Neogenbecken und Reste von Altlandschaften vorhanden. Dieser Beitrag soll eine kurze Zusammenfassung der dazu vorhandenen Literaturdaten und der Beobachtungen, welche im Zuge der geologischen Kartierungen gemacht wurden, bieten.

2. Relevante Daten zur Landschaftsentwicklung aus der Literatur

Wichtige Grundlagen für die Diskussion der miozänen Landschaftsentwicklung in den Ostalpen sind die Arbeiten von FRISCH et al. (2001) und KUHLEMANN (2007). Mit Bezug darauf waren die Ostalpen östlich des heutigen Inntales bis ins Oligozän durch eine flache Morphologie geprägt (Abb. 1A). Die südlichen Anteile bildeten ein Hügelland, das vornehmlich aus kristallinen Gesteinen bestand und ein gegen Norden zu entwässerndes Abtragungsgebiet darstellte. Daran schloss nördlich ein Schwemmland an, dessen Untergrund durch die heutigen Nördlichen Kalkalpen gebildet wurde. Hier kamen quarzreiche Schotter zur Ablagerung, deren Erosionsreste auf den Plateaus der Kalkhochalpen noch heute vorhanden sind und die als Augensteine bezeichnet werden. Das Schwemmland ging in das Molassebecken über, welches zu dieser Zeit noch das Vorlandbecken zum gegen Norden überschiebenden, alpidischen Orogenkeil bildete.

Ab dem Beginn des Miozäns kam es zu einer drastischen Veränderung der Landschaft (Abb. 1B). Im Zuge der endgültigen Schließung der ozeanischen Räume im Osten entstanden der Karpatenbogen und das Pannonische Becken (CARMINATI et al., 2012). In den Ostalpen begann die gegen Osten gerichtete laterale Extrusion (RATSCHBACHER et al., 1989). Dabei entstand ein neues Störungssystem, Blöcke wurden gehoben und/oder gekippt und Becken sanken ein. Diese Prozesse veränderten die Morphologie nachhaltig und hatten einen wesentlichen Einfluss auf das Drainage-System (FRISCH et al., 2001).

Im Quartär wurde die Landschaft durch die glazigene Erosion deutlich verändert (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Inneralpin entstanden die markanten Bergformen und die breiten, durch die Gletscher ausgeschürften Täler. Im Vorland der Alpen und im Bereich des Klagenfurt-Beckens wurden Endmoränen und Terrassenschotter abgelagert. Dieser finale Akt ist, wie gesagt, im östlichen Teil der Ostalpen morphologisch von untergeordneter Bedeutung.

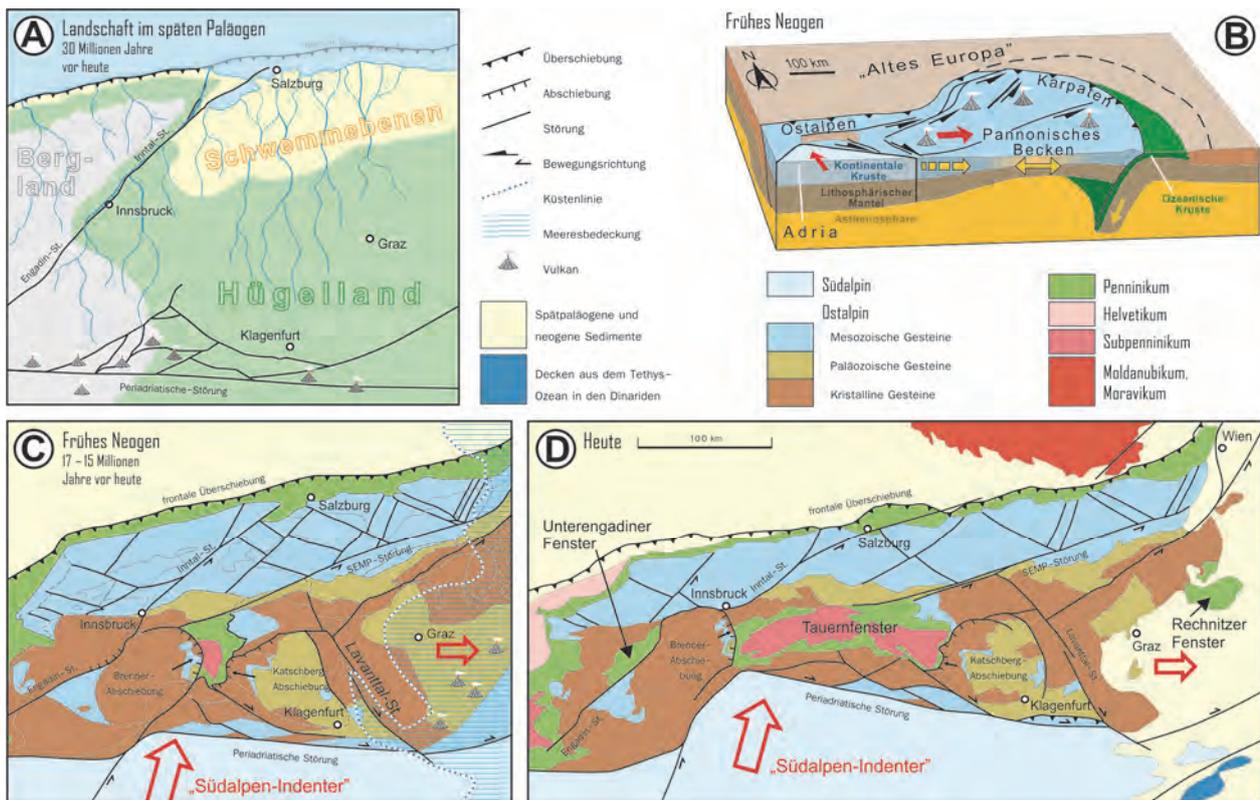


Abb. 1: Känozoische Landschaftsentwicklung der Ostalpen. **A**) Im Paläogen war die Landschaft im Gebiet der heutigen Ostalpen deutlich anders als heute. Berge gab es nur im Westen und die heutigen östlichen Kalkalpen waren ein Schwemmland, über das Flüsse gegen Norden entwässerten (Abb. 125 aus SCHUSTER et al., 2015, verändert nach FRISCH et al., 2001). **B**) Blockbild, welches die Bildung des Karpatenbogens und des Pannonischen Beckens sowie die laterale Extrusion der Ostalpen im Miozän verdeutlicht. **C**, **D**) Die laterale Extrusion führte zur Streckung der Ostalpen in E–W Richtung, **(C)** zeigt die Situation während der Streckung im frühen Miozän und **(D)** die heutige Anordnung. Dabei entstanden tektonische Fenster, Sedimentbecken und ein komplexes Störungssystem.

3. Beobachtungen im Bereich der behandelten Kartenblätter

Im hier behandelten Bereich sind vor allem der Aufstieg des Südrandes der östlichen Kalkhochalpen, der Aufstieg des Wechsels und die Bildung des Wechselfensters, die Entstehung des Mur-Mürz-Störungssystems und anderer Störungen, sowie die Bildung des Steirischen-, Müürztaler-, Aflenz-, Waldheimat- und Birkfeld-Beckens hervorzuheben.

Im Folgenden wird auf die vorhandenen Reste von prä-quartären Altlandschaften, auf miozäne Störungen und auf die Sedimente in den miozänen Becken eingegangen.

3.1. Prä-quartäre Altlandschaften

In Abbildung 2 und 3 sind die Seehöhe und die Hangneigung im Querschnitt der diskutierten Kartenblätter dargestellt. In beiden Abbildungen fällt sofort das WSW–ENE verlaufende Müürztal auf, in dem die Ortschaften Kindberg, Mitterdorf an der Mürz und Mürtzschlag liegen.

Nördlich davon befindet sich ein eng gegliederter, rundlicher Bergzug, der mit dem Troiseck und dem Roßkogel eine Seehöhe von ca. 1.475 m erreicht. An den Südfällen dieses Bergzuges sind auffällige, gegen Süden geneigte Verebnungsflächen vorhanden, die bereits von MAGIERA (2005) erfasst wurden. Im Gelände ist auf diesen eine mächtige Verwitterungsdecke mit stark verlehmtem Kristallin vorhanden. Weiter gegen Norden folgt eine etwas meandrierende, WSW–ENE verlaufende Zone, die durch mehrere Täler (Stübing-, Pretal-, Schwarbach- und Arzbachgraben) vom Aflenz-Becken nach Neuberg an der Mürz zieht. Diese Zone folgt einer Scherzone, die im Veitsch-Silbersberg-Deckensystem liegt.

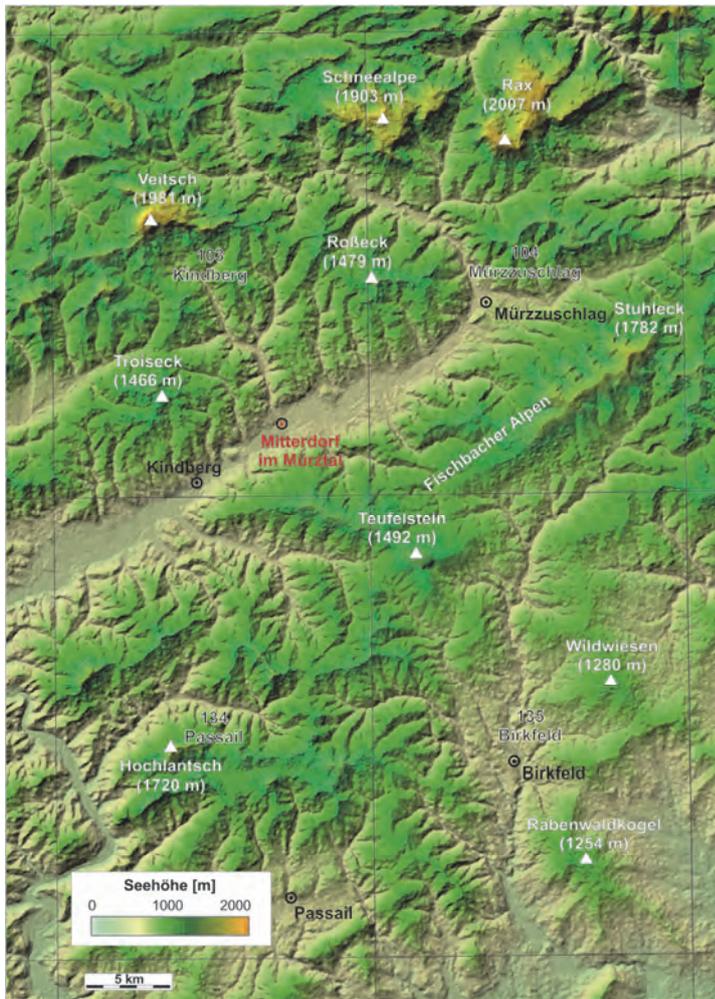


Abb. 2: Digitales Höhenmodell, eingefärbt nach der Seehöhe.

Im Anschluss folgt der Südrand der Kalkhochalpen mit den Plateaubergen der Veitsch, Schneealm und Rax, welche zwischen 1.900 und 2.000 m Seehöhe erreichen. Die Plateaus sind Teile einer prä-miozänen Altlandschaft, auf der noch Reste einer vormals vorhandenen Sedimentbedeckung in Form der Augenstein-Formation erhalten sind (FRISCH et al., 2001).

Das Mürztal liegt bei Mitterdorf etwa 600 m hoch und an den Talflanken sind bis in eine Höhe von 750 m Reste des neogenen Mürztal-Beckens vorhanden (MANDL et al., 2001). Die Südseite des Tales ist relativ steil und wird durch die Fischbacher Alpen gebildet, welche mit Teufelstein, Pretul und Stuhleck wiederum 1.500 bis 1.800 m Seehöhe erreichen. Die Täler an den Nordabfällen der Fischbacher Alpen sind in ihrem Mündungsbereich zumeist NW–SE orientiert und schwenken dann in E–W Richtung ein. Das trifft

insbesondere für den Fresnitz- und Traibachgraben zu. Diese Verläufe sind durch Störungsmuster vorgegeben, die im Detail noch nicht auskartiert sind.

Die Gipfelbereiche des Bergzuges sind deutlich flacher und von hier aus fällt die Landschaft mit nur sehr geringen Hangneigungen (Abb. 3) bis zum Steirischen Becken, welches am Rand eine Seehöhe von etwa 500 m aufweist. Bei diesem auffälligen Bereich handelt es sich um eine weitgehend erhaltene, zumindest frühmiozäne Altlandschaft, die von SCHWINNER (1935) als „Teufelsteinlandschaft“ bezeichnet wurde (Abb. 4). Darauf sind immer wieder Reste von neogenen Sedimenten vorhanden, für die ein Alter von Ottnangium bis ins Pannonium geschätzt werden kann. Am weitesten nördlich finden sich diese Sedimente im Waldheimat-Becken nördlich von St. Kathrein am Hauenstein. Dabei handelt es sich nach NEUBAUER & UNZOG (2003) um einen Halbgraben, der sich an einer SSE-gerichteten Abschiebung entwickelt hat. Die Beckenfüllung stammt aus dem Miozän und wahrscheinlich aus dem Karpatium/Badenium (EBNER & SACHSENHOFER, 1995). Die höchsten Anteile der Sedimente reichen bis in eine Seehöhe von 1.080 m hinauf. Südlicher folgt das Birkfeld-Becken, dessen Vorkommen sich vom Gehöft Kleinschneidhofer im Waisenbachtal (950 m), über Piregg (800 m), dem Hauptverbreitungsgebiet um Birkfeld (670 m) bis Steg (590 m) verfolgen lassen. Weitere Vorkommen ähnlicher Sedimente finden sich im oberen Lafnitztal bei Gumpold (800 m) und am Lafnitzegg (800 m). Im Süden greifen Randbuchten des Steirischen Beckens in das Bergland ein. Es sind dies die Pöllauer Bucht sowie die Buchten von Oberfeistritz und Ponigl. Ebenso wie die neogenen Sedimente gegen Süden zu immer tiefer liegen, sinkt auch der mehr oder weniger N–S orientierte Bergrücken, der sich über die Wildwiesen (1.280 m) und den Rabenwaldkogel (1.260 m) bis zum Kulm (975 m) erstreckt, immer tiefer ab. Der Höhenunterschied zwischen dem Kammbereich und dem Niveau der neogenen Sedimente scheint sich gegen Süden zu vergrößern.



Abb. 3: Digitales Höhenmodell, eingefärbt nach dem Hangneigungswinkel.

Im Osten endet die „Teufelstein-Landschaft“ an den Ausläufern des Wechsels (1.743 m). Miozäne Apatit *fission-track* Alter aus dem Wechselfenster zeigen, dass die Gesteine, welche heute die Oberfläche dieses Gebietes bilden, während der Ablagerung der oben beschriebenen neogenen Sedimente noch in einigen Kilometern Tiefe lagen. Noch deutlicher ist die Begrenzung gegen Westen, die nicht nur in den Höhenmodellen, sondern auch im Gelände sehr auffällig ist. Diese verläuft vom Sattel Auf der Schanz (1.171 m) gegen SSE und folgt dabei der Ostgrenze des „Angerkristallins“. Diese Grenze wird im Norden durch eine WSW-fallende Deckengrenze zwischen der Pirbachkogel-Decke und der unterlagernden Stuhleck-Kirchberg-Decke gebildet. Ab Piregg folgt sie der Anger-Piregg-Störung. Der Bereich westlich davon wird vom „Angerkristallin“ und vom Grazer Paläozoikum aufgebaut.

Auch hier sind verschiedene Niveaus mit Verebnungen und Altlandschaften vorhanden (FLÜGEL, 1975), diese sind jedoch nur kleinräumig entwickelt und nicht so deutlich ausgebildet. Als Gründe dafür sind einerseits die dort auftretenden Wechselfolgen von Karbonatgesteinen und klastischen (Meta-)Sedimenten zu nennen, die sehr unterschiedlich auf die Erosion reagieren, andererseits wurde dieses Gebiet seit einigen Millionen Jahren stärker exhumiert (WAGNER et al., 2010).

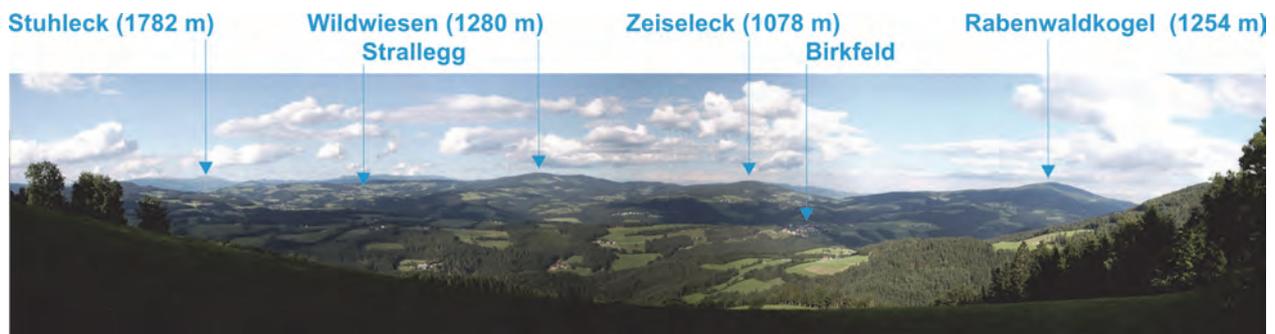


Abb. 4: Blick vom unteren Teil des Königskogels gegen Nordosten. Zu sehen ist die Altlandschaft mit dem Birkfeld-Becken im Vordergrund und dem Höhenzug Wildwiesen–Rabenwaldkogel im Hintergrund.

3.2. Miozäne Störungen

Im untersuchten Gebiet zeigen die Störungen verschiedene Vorzugsrichtungen und deren Interferenzen lassen auf relative Altersbeziehungen schließen.

Ein konjugiertes, WNW–ESE und NE–SW orientiertes Störungssystem ist in den Nördlichen

Kalkalpen und zum Teil in der Grauwackenzone vorhanden. Auch im Fresnitzgraben ist es in den permomesozoischen Metasedimenten der unterostalpinen Mürz-Tachenberg-Decke gut zu erkennen. Mit Bezug auf Arbeiten in den Nördlichen Kalkalpen (PERESSON & DECKER, 1997) sind diese Störungen wahrscheinlich im Paläogen und bis ins frühe Miozän angelegt.

Auffällig sind einzelne N–S orientierte Störungen, wie die Leber-Störung (auf GK50 Blatt 164 Graz, FLÜGEL et al., 2011), die Anger-Piregg-Störung und die Störung, welche die Roßkogel-Decke gegen Westen zur Troiseck-Floning-Decke begrenzt. Die E–W orientierte Störung, welche die nördliche Begrenzung des „Radegunder Kristallins“ bildet, fällt als spröde Kataklysezone steil gegen Norden und zeigt einen dextralen Versatz. Sie steht mit der westfallenden Abschiebung am Westrand des „Radegunder Kristallins“ in Verbindung. Zum Alter dieser Strukturen konnten im Gelände keine näheren Hinweise gefunden werden.

Das dominierende Strukturelement sind WSW–ENE orientierte sinistrale Störungen, die im Zuge der lateralen Extrusion im frühen Miozän entstanden (RATSCHBACHER et al., 1989; PERESSON & DECKER, 1997). Neben dem Mur-Mürz-Störungssystem und der Störung innerhalb des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems gehören dazu, auch die Störung am Nordrand des Fischbacher Fensters, die SSE-einfallende Abschiebung, die zur Bildung des Waldheimat-Beckens geführt hat, und die Störung, welche die Deckengrenze der Vorau-Decke zur Stuhleck-Kirchberg-Decke bei Waldbach sinistral um 1,5 km versetzt (MANDL et al., 2001). Weiters sind Strukturen im Bereich des „Mugl-Rennfeldzuges“ ähnlich orientiert. Die E–W orientierte, sinistrale Trofaiach-Störung, welche den „Mugl-Rennfeldzug“ um 15 km gegenüber dem „Troiseckzug“ versetzt, dürfte auch in diese Phase gehören. Auch das Mur-Mürz-Störungssystem im Bereich des Mürztal-Beckens setzt sich zum Teil aus E–W orientierten Teilstörungen zusammen.

Anger-Piregg-Störung: Seit SCHWINNER (1935) ist bekannt, dass die Ostbegrenzung des „Angerkristallins“ eine wichtige Grenze zwischen zwei Bereichen mit deutlich unterschiedlichem Kristallin darstellt. Auch wenn die zu beiden Seiten liegenden Komplexe nach der hier verwendeten Nomenklatur fast alle dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zuzurechnen sind, so zeigen diese doch wesentliche Unterschiede: Die Komplexe westlich der Störung enthalten permische Pegmatite, aber keine Granite, während östlich davon Komplexe mit großen Mengen an permischen Graniten aber mit nur wenigen Pegmatiten auftreten. Die Ostbegrenzung des „Angerkristallins“ wird durch die Anger-Piregg-Störung und eine Deckengrenze in deren Fortsetzung gegen Norden gebildet.

Die Anger-Piregg-Störung ist eine mehrere Meter mächtige, steilstehende Kataklysezone (Abb. 5A), die bestimmt eine mehrphasige Geschichte hat. Die Störungsgesteine sind kaum anstehend aufgeschlossen und so sind direkte Beobachtungen zur Kinematik schwierig. Nördlich von Piregg könnte sie mit dem Rahmen des Fischbacher Fensters und der WSW–ENE streichenden Störung an dessen Nordrand interagiert haben. Letztere Störung ist ebenso eine mehrere Meter mächtige Kataklysezone, in der triassische Karbonatgesteine aus dem Rahmen des Fischbacher Fensters etliche Kilometer weit nach ENE verschleppt wurden. Aus den Kataklysitiden konnten keine brauchbaren Schersinnindikatoren gewonnen werden, nach dem Kartenbild ist aber ein sinistraler Versatz anzunehmen. Sollte die Anger-Piregg- und die eben genannte Störung zur Freilegung des Fischbacher Fensters geführt haben, so müsste die Anger-Piregg-Störung zu dieser Zeit sinistral und gegen Westen abschiebend betätigt worden sein.

Die Deckengrenze in der Verlängerung gegen NNW muss ebenfalls eine mehrphasige Entwicklung gehabt haben (Abb. 5B). An dieser überlagert die invers liegende Pirbachkogel-Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems die Stuhleck-Kirchberg-Decke des ansonsten immer tektonisch höheren Koralpe-Wölz-Deckensystems. Es muss sich also um eine relativ junge (postkretazische) *out of sequence* Überschiebung handeln. Gut sichtbar ist diese im Bereich des Gehöfts Kleinschneidhofer (WGS84 47°24'45" N / 15°37'45" E). Hier ist in einer Straßenböschung über 50 m eine mittelsteil, WSW fallende Kataklysitzone mit Dolomitmarmoren lückenhaft aufgeschlossen (Abb. 5C–5F). Die dazugehörigen Antiriedel bilden steil nach ESE einfallende Harnischflächen mit aufschiebendem Bewegungssinn. Zudem sind zahlreiche mit Kalzitadern gefüllte Extensionsklüfte, die Richtung SSE einfallen, in den

tektonisierten Karbonatgesteinen vorhanden. Aufgrund der Antiriedelflächen sowie der Kalzitadern kann man von einer Überschiebung gegen NE ausgehen. Wenn die Anger-Piregg-Störung mit der überschiebenden Bewegung an der Deckengrenze interagiert hat, muss sie zu dieser Zeit dextral bewegt worden sein.

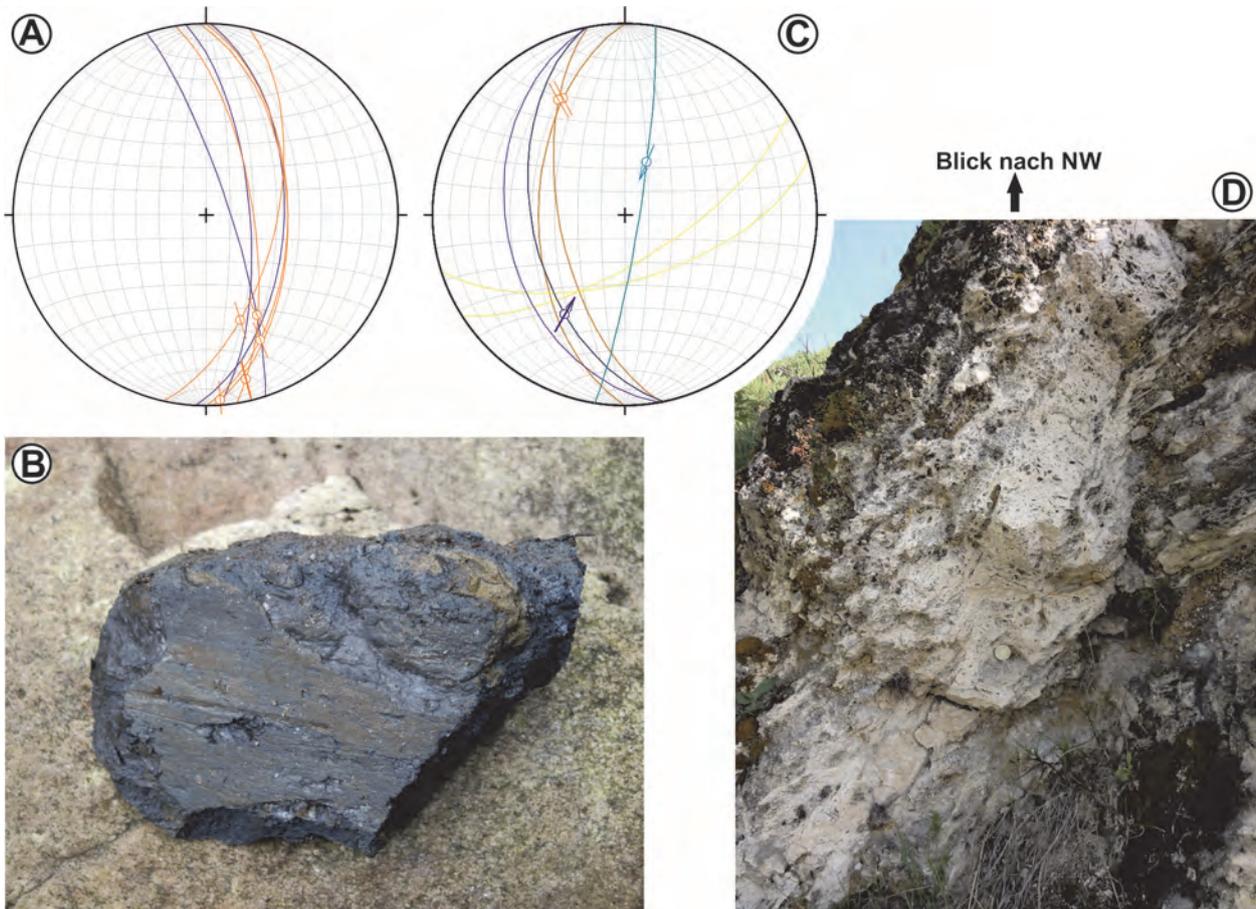


Abb. 5: **A)** Strukturdaten aus der Anger-Piregg-Störung: steilstehende Schieferungsflächen (orange) und Harnischflächen (blau) zeigen das N–S-Streichen der Störung und die Steilstellung der Umgebungsgesteine an der Störungszone. **B)** *Clay gauge* aus der Deckengrenze zwischen Pirbachkogel- und Stuhleck-Kirchberg-Decke. Die Harnischfläche und die darauf befindliche Striemung fallen im Aufschluss nach SW ein. **C)** Strukturdaten aus der Deckengrenze zwischen Pirbachkogel- und Stuhleck-Kirchberg-Decke beim Gehöft Kleinschneidhofer, welche eine Überschiebung gegen NE belegen. Schieferungsflächen (orange), Harnischflächen (dunkelblau), Antiriedel (hellblau) und kalzitgefüllte Extensionsklüfte (gelb) von Karbonatkataklasiten in der Überschiebungsfläche, dargestellt im Schmidtschen Netz. **D).** Karbonatkataklasit aus der Überschiebungszone zwischen Pirbachkogel- und Stuhleck-Kirchberg-Decke beim Gehöft Kleinschneidhofer.

3.3. Miozäne Sedimente

Wie bereits oben erwähnt, finden sich auf dem Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) neogene Sedimente in verschiedenen Positionen: Einerseits treten sie in nördlichen Randbuchten des Steirischen Beckens im Bereich um Pöllau, bei Oberfeistritz sowie nördlich von Weiz auf. Andererseits finden sie sich als Ablagerungen auf der Altlandschaft im Feistritztal und im oberen Lafnitztal. Dazu kommen die Ablagerungen im Halbgraben des Waldheimat-Beckens. Auf GK50 Blatt 103 Kindberg befindet sich ein Teil des Müürztal-Beckens und die östlichen Ausläufer des Aflenz-Beckens. Im Folgenden werden die Vorkommen kurz beschrieben.

3.3.1. Steirisches Becken

Da die grobklastischen Sedimente („Blockschotter“) in den Randbuchten des Steirischen Beckens bis auf wenige Ausnahmen keine Fossilien führen, kann ihre zeitliche Einstufung nur über die Parallelisierung mit datierten Schichtgliedern aus dem Inneren des Beckens erfolgen. Daher wird die Entwicklung des Steirischen Beckens im Folgenden, basierend auf GROSS et al. (2007) und PISCHINGER et al. (2008), kurz skizziert: Im Ottnangium ist noch kein ausgeprägtes Becken, aber eine Depression vorhanden. Entlang der späteren Begrenzungen sind Störungen aktiv, die durch eine NNW–SSE Kompression hervorgerufen werden. Im zentralen Beckenbereich sind Seeablagerungen überliefert. Aus NW (Köflach) und SE mündeten Flüsse in die Depression, welche fluviatile Ablagerungen hinterlassen haben. Im Karpatium (17,2–16,3 Ma) bricht das Becken während einer N–S Extension an den vorher angelegten Störungen ein. Es kommt zu andesitischem Vulkanismus bei einer gleichzeitigen Überflutung durch das Paratethys Meer. Vom Rand kommt es durch Flüsse vermehrt zur Schüttung von fluviatilen Sedimenten. Im Zuge einer E–W Extension wird das Becken im Badenium (16,3–12,8 Ma) weiter eingesenkt. Das Steirische Becken bildet nun eine Bucht des Paratethys Meeres. Bei tropischem Klima kam es um Inseln zur Bildung von Riffen (Korallen und Rotalgen), an mehreren Stellen entstanden andesitische Vulkanbauten und am Fuß der Koralpe lagerten Flüsse grobklastisch fluviatile Sedimente ab. Im Sarmatium (12,8–11,6 Ma) kam es bei NE–SW gerichteter Kompression und gleichzeitiger Dehnung in NW–SE Richtung zum Aufstieg des westlichen Steirischen Beckens, während der Ostteil weiter absank. Im Osten herrschten weiterhin voll marine Bedingungen, nur an den Beckenrändern im NW kam es durch die Einbringung von Flusswasser zu einem brakischen Milieu. Nach einer kurzen Verlandung an der Grenze des Sarmatium zum Pannonium kam es im frühesten Pannonium (11,6–11,0 Ma) zu einer neuerlichen Überflutung aus SE und zu einem generell brakischen Milieu. Von NW, aus dem Bereich des heutigen Feistritztales, schüttete die „Ur“-Feistritz grobklastische fluviatile Sedimente. Bei E–W Kompression wurde das gesamte Steirische Becken daraufhin (11–9,5 Ma) angehoben und aus dem Norden erfolgte der Eintrag mächtiger Schotter (Bucher Schotter, Kapfenstein-Subformation; GROSS, 2003). Ab dem mittleren Pannonium kam es zur Beckeninversion und Flüsse begannen die Sedimente wieder auszuräumen. Im Pliozän und Pleistozän, zwischen 4 und 1,7 Ma erfolgte noch eine Phase mit alkalibasaltischem Vulkanismus.

Die drei Randbuchten des Steirischen Beckens im Bereich des Kartenblattes GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) unterscheiden sich hinsichtlich Größe und Aufbau des Hinterlandes und damit auch in ihrem Sedimentinhalt.

Pöllauer Bucht: Eine ausführliche Arbeit über die neogenen Sedimente der Pöllauer Bucht (Abb. 6A) mit einer Karte im Maßstab 1:25.000 existiert von NEBERT (1952). In der Karte ist der ganze Bereich der Bucht als „Blockschotter“ ausgeschieden. Dieser wird mit den „Kapfensteiner Schottern“ (Kapfenstein-Subformation der Paldau-Formation; GROSS, 2003), welche in das untere Pannonium eingestuft sind, parallelisiert.

Die Pöllauer Bucht hat ein beschränktes Einzugsgebiet, welches ausschließlich aus kristallinen Gesteinen des Teufelstein- und Strallegg-Komplexes aufgebaut ist. Ein besonders großer Aufschluss in den „Blockschottern“ befindet sich bei Unterhohegg, 200 m SSW Gasthof Heschl (Abb. 6B). Am Bach ist ein Prallhang mit einer etwa 20 m hohen, nahezu senkrechten Wand ausgebildet. Anstehend sind komponentengestützte, schluffig-feinsandige Kiese. Diese zeigen feinere und gröbere Lagen, die jeweils Mächtigkeiten von einigen Dezimetern bis wenigen Metern aufweisen. Die Korngrößen der Komponenten erreichen in den gröberen Lagen bis etwas über 10 cm. Das Geröllspektrum umfasst ausschließlich kristalline Gesteine, wobei leukokrate Orthogneise, quarzitisches Gneise und Quarzmobilisate dominieren. Die feine Matrix zeigt eine helle, gelblichbraune Färbung. In feinsandig-siltigen Lagen sind Wühlspuren und Gänge mit ca. 5 mm Durchmesser und einigen Zentimetern Länge zu beobachten. Bei den Ablagerungen könnte es sich um subaquatische Rutschungen in einem Seebecken handeln.

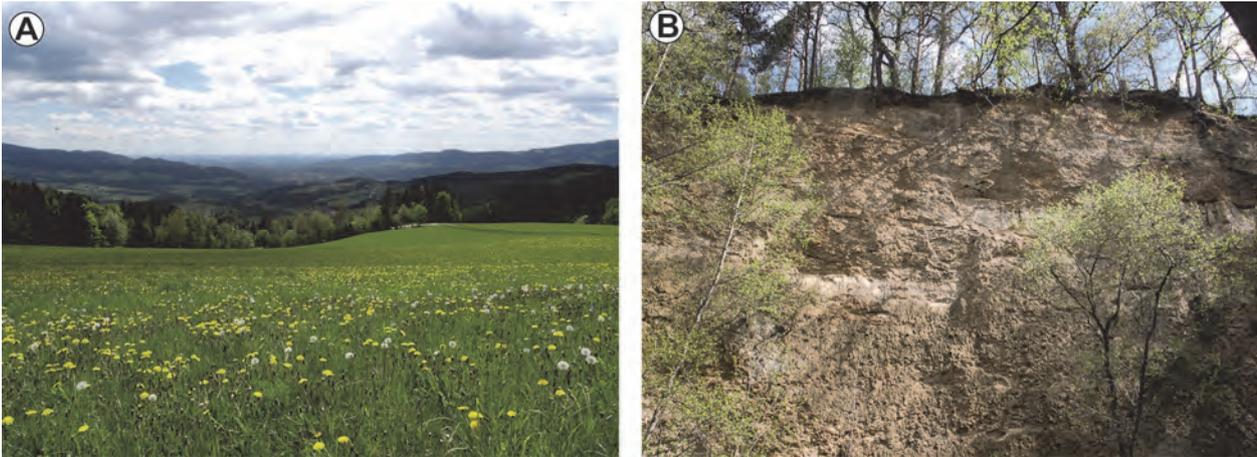


Abb. 6: **A)** Blick vom Schloffereck (943 m) gegen Südosten über die Pöllauer Bucht. Im Hintergrund sieht man das Steirische Becken. **B)** Prallhang 200 m SSW Gasthof Heschl an einem Seitenbach der Pöllauer Safen. Aufgeschlossen sind komponentengestützte, schluffig-feinsandige Kiese mit Wühlspuren.

Bucht von Oberfeistritz: Eine Darstellung der Neogenvorkommen im Bereich um Oberfeistritz ist in der Karte des Weizer Berglandes von FLÜGEL & MAURIN (1958) vorhanden. In dieser Karte werden die „Groschotter von Trog“, die „Schotter und Sande von Perndorf“ und die „Kapfensteiner Schotter“ unterschieden. Die „Groschotter von Trog“ sollen die Basis der neogenen Sedimente im Bereich der Bucht von Oberfeistritz darstellen und sie sind in der Legende in das Liegende der „Kapfensteiner Schotter“ gestellt. Basierend auf der Gliederung von GROSS (2003) sollten sowohl ein Teil der „Groschotter von Trog“, als auch die „Schotter und Sande von Perndorf“ und „Kapfensteiner Schotter“ von FLÜGEL & MAURIN (1958) den Pucher Schottern entsprechen. Die Pucher Schotter stellen eine grobklastische Randfazies des Steirischen Beckens mit einer stratigrafischen Reichweite vom Sarmatium bis ins Unterpannonium dar (GROSS, 2003, 2015). Weiters sind im Graben des Ilzbaches nördlich von Grub die Süßwasserkalke von Hart-Puch eingezeichnet.

In der Bucht von Oberfeistritz erreicht die Feistritz erstmals das Steirische Becken, bevor sie sich nochmals durch ostalpine Decken hindurchwindet. Die Feistritz hat heute ein relativ großes Einzugsgebiet, in welchem sowohl kristalline Gesteine als auch paläozoische Gesteine des Grazer Paläozoikums und permomesozoische Metasedimente auftreten. Dieses Einzugsgebiet ist in großen Bereichen durch eine prä-quartär angelegte Altlandschaft charakterisiert.

Bei den „Groschottern von Trog“ handelt es sich um ein heterogenes Sediment, welches sich aber immer durch das Auftreten von Blöcken und Felsen auszeichnet. Besonders bemerkenswert ist, dass es sich bei diesen Blöcken, soweit feststellbar, um Para- und Orthogneise aus dem Strallegg-Komplex handelt. Am Hang östlich der Ortschaft Trog sind über vergrustem Kristallin basale Anteile davon aufgeschlossen. Es handelt sich um schlecht sortierte, braun bis rotbraun gefärbte Sedimente mit hohem Feinanteil und einzelnen Komponenten bis zu 30 cm Durchmesser. Die Matrix ist sandig-schluffig, die Komponenten sind zum Teil gut gerundet und bestehen aus Quarzmobilisaten und quarzitischen Gneisen.

Etwas weiter südlich finden sich im Wald in ca. 570 m Seehöhe zahlreiche eckige bis kantengerundete Blöcke von Gneisen, die eine Größe von über 1 m³ erreichen können (Abb. 7A). Es handelt sich eindeutig um Blöcke von Paragneisen und Orthogneisen aus dem Stallegg-Komplex, der nur auf der gegenüberliegenden Talseite auftritt.

Direkt in der Ortschaft Trog befindet sich ein Aufschluss mit korngestützten Groschottern. Als Komponenten finden sich Paragneise und leukokrate Orthogneise aus dem Strallegg-Komplex, die zum Teil gut gerundet sind und bis zu einige Dezimeter im Durchmesser aufweisen.

Im Graben des Raasbaches sind große Gerölle von Para- und Orthogneisen aus den unmittelbar darunter anstehenden „Groschottern von Trog“ im Bachbett konzentriert. Weiters sind Blöcke von Quarzmobilisaten, die sehr wahrscheinlich aus den Quarzgängen des Rossegg-Komplexes stammen, vertreten. In ca. 535 m Seehöhe ist an einem neuen Forstweg

ein größerer Aufschluss vorhanden. Unter dem Waldboden sind die „Grobschotter“ etwa 60 cm tief aufgewittert, darunter sind sie im Verband erhalten. Zu erkennen sind undeutlich gegeneinander begrenzte Lagen von korn- und matrixgestützten, groben Konglomeraten mit sandig-toniger Matrix. Sandbetonte Lagen scheinen besser sortiert zu sein. Die meisten Komponenten sind bis zu 15 cm im Durchmesser, nur wenige sind größer, einzelne erreichen aber bis zu 1 m³. Die Komponenten bestehen aus Ortho- und Paragneisen. In 520 m Seehöhe hat der Raasbach einen Prallhang geschaffen, der einen Aufschluss in feinkörnigeren Anteilen der „Grobschotter von Trog“ darstellt (Abb. 7B).

In der Karte von FLÜGEL & MAURIN (1958) sind die Süßwasserkalke von Hart-Puch im Graben des Ilzbaches direkt nördlich von Grub als dünnes Band dargestellt. Sie liegen über dem Kristallin und werden gegen Osten von den „Schottern und Sanden von Perndorf“ überlagert. Trotz Suche konnten die Süßwasserkalke nicht aufgefunden werden. Der gewundene Graben ist an der fraglichen Stelle etwa 7–10 m breit, mit Alluvionen gefüllt und anthropogen verändert. Flussabwärts verschmälert sich der Graben und sowohl im Bachbett, als auch zu beiden Seiten sind Glimmerschiefer des Rossegg-Komplexes anstehend.

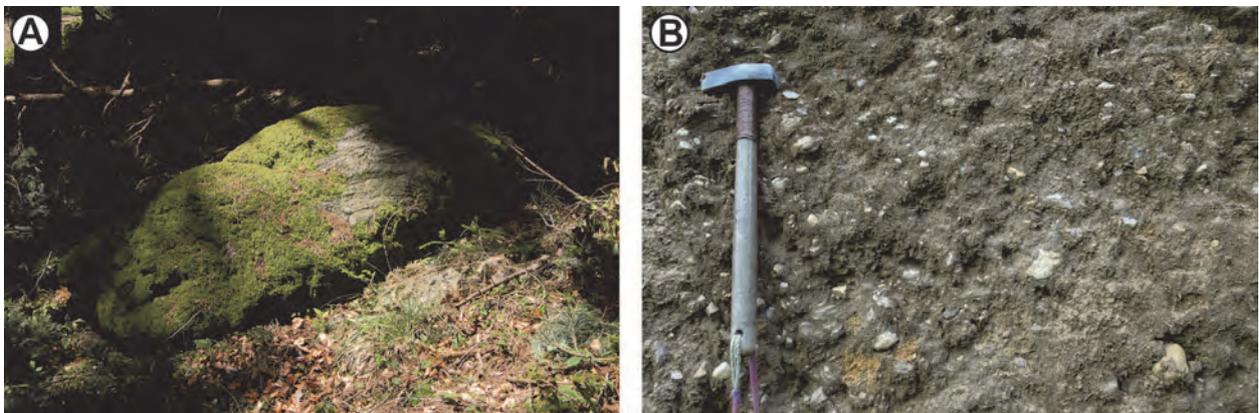


Abb. 7: **A)** Block aus migmatischem Paragneis des Strallegg-Komplexes im Wald östlich von Trog. **B)** Prallhang am Raasbach, bestehend aus matrixgestützten Kiesen. Bei den Komponenten dominieren Quarzkiesel. Es handelt sich um feinere Anteile der „Grobschotter von Trog“.

Bucht von Ponigl: Die Bucht von Ponigl ist räumlich begrenzt und ihr Einzugsgebiet liegt zur Gänze im Bereich der paläozoischen Gesteine des Grazer Paläozoikums. Eine Darstellung der Neogenvorkommen in der Bucht von Weiz und bei Ponigl findet sich in KRAINER (1987).

Im Poniglgraben sind an den Hängen östlich der Ortschaft über einige hundert Meter recht gute Aufschlüsse in den neogenen Sedimenten vorhanden. Es handelt sich um über 10 m mächtige rote, tonig-sandige Ablagerungen mit wechselndem Gehalt an Komponenten mit unterschiedlichem Rundungsgrad. Zumindest zum Teil stellen diese Sedimente von den aus den Marmoren der Schöckelkalk-Formation aufgebauten Hängen abgespültes Feinmaterial dar. Im Bereich der Mündung des Zeiler Baches in den Fladnitzbach (Kote 588 m) sind an einigen Stellen Karbonatbrekzien mit einer roten Matrix anstehend. Diese sind schon in der Karte von FLÜGEL & MAURIN (1958) als Eggenberger Brekzie eingetragen.

3.3.2. Birkfeld-Becken

Die Aufschlussverhältnisse der neogenen Sedimente im Birkfeld-Becken sind bescheiden. Trotzdem lässt sich die Struktur des Beckens und eine gewisse Abfolge erkennen. Erosionsreste des Beckens finden sich, wie oben erwähnt, vom Kleinschneidhofer im Waisenbachtal bis nach Steg über eine Länge von 14 km bei einer Breite bis zu 3,5 km. Dabei sinkt die Unterkante der Sedimente von NNW gegen SSE mehr oder weniger kontinuierlich von 950 bis 590 m ab. Markante Störungen, an denen das Becken eingesenkt wurde, konnten nicht gefunden werden und so ist anzunehmen, dass es sich um Ablagerungen in einem vornehmlich durch Erosion geschaffenen Tal der Altlandschaft handelt.

Die basalen Anteile über dem kristallinen Untergrund sind manchmal in Ausschwemmungen bei Quellaustritten zugänglich. Es handelt sich zumeist um undeutlich geschichteten Schutt aus den

unmittelbar im Liegenden auftretenden Festgesteinen, der einen hohen Matrixanteil aufweist (Abb. 8A). In den Wäldern und auf den Feldern ist diese Einheit nur auf Grund der flachen und sanften Morphologie gegen die Festgesteine abzugrenzen.

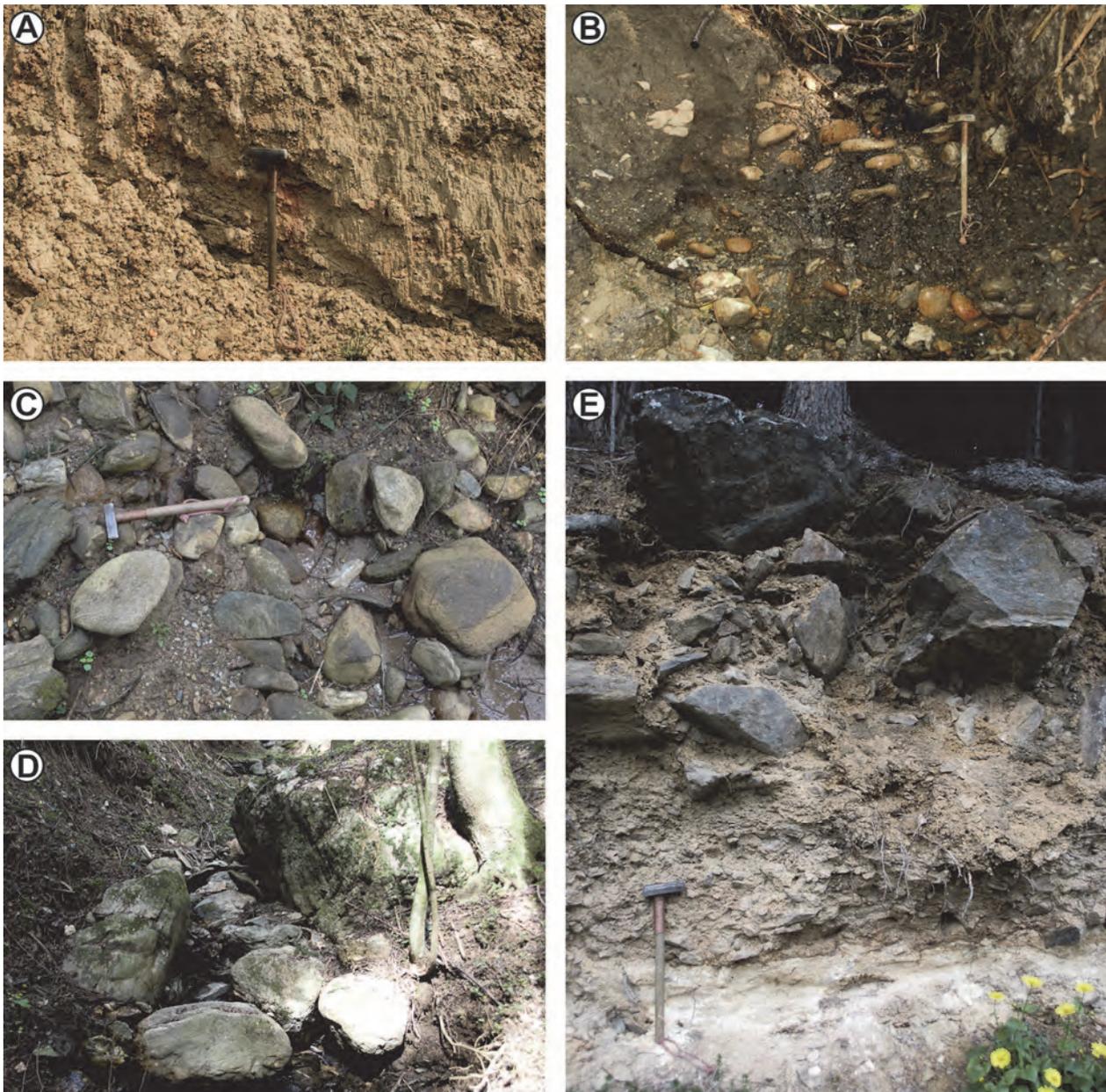


Abb. 8: Sedimente aus dem Birkfeld-Becken. **A)** Feinkörniges Sediment aus lokalem Schutt mit hohem Matrixanteil von der Basis der Abfolge. **B)** In-situ Vorkommen von „Blockschottern“ in einem Aufschluss südlich von Piregg. **C)** Aufgearbeitete „Blockschotter“ in einem Bachbett. **D)** Blöcke aus Quarzmobilisat mit bis über 1 m³ Größe in einem Seitengraben des Waisenbachgrabens. **E)** Murenablagerung mit Material aus dem Strallegg-Komplex über stark verwittertem Pretul-Orthogneis bei Strallegg.

Darüber folgen bei Piregg feinklastische Sedimente mit grüngrauen Tonlagen und geringmächtigen Kohlen (SCHWINNER, 1935). Versuche, die Kohlen mit dem Bohrstock zu beproben, um eventuell einer zeitlichen Einstufung über Pollenbestimmungen näher zu kommen, blieben leider erfolglos. Darüber folgen grobe, matrixgestützte Kiese mit einer sehr tonreichen Matrix (Abb. 8B), die hier als „Blockschotter“ oder „Pireggschotter“ (SCHWINNER, 1935: 8) bezeichnet wurden. Die Komponenten sind gut gerundet, bis einige Dezimeter groß und es finden sich unter anderem leukokrate Granitgneise und Paragneise. Zumindest ein Teil des Materials stammt aus dem Strallegg-Komplex, der in diesem Bereich und dem heutigen

Einzugsgebiet der Bäche nicht vorhanden ist. Die Gerölle sind wahrscheinlich mehrfach umgelagert und in ihrer heutigen Lage oft auch noch verrutscht. Gut zugänglich sind sie in den kleinen Bachläufen (Abb. 8C), wo sie gemeinsam mit bis über 1 m³ großen Quarzmobilisatblöcken auftreten (Abb. 8D). Letztere stammen wahrscheinlich aus dem darunter anstehenden Teufelstein-Komplex und waren vermutlich bereits vor der Ablagerung der neogenen Sedimente auf der Oberfläche als Erosionsrückstand angereichert. Geoelektrische Messungen am Hügelrücken, 1,6 km SSW von Piregg, geben einen Hinweis darauf, dass die erhaltene Mächtigkeit der Sedimente in diesem Bereich einige 10er Meter erreicht (JOCHUM et al., 2006).

Gute Aufschlüsse in den „Blockschottern“ waren temporär in Baugruben am westlichen Ortsende von Birkfeld vorhanden. Über der Straße waren etliche Meter von braun bis rötlichbraun gefärbten, verlehnten, schluffigen Sanden mit Kieskomponenten aufgeschlossen. Bei den Komponenten handelt es sich um mäßig gerundetes Kristallinmaterial mit bis zu 10 cm Durchmesser.

Im Bereich von Öd, östlich von Birkfeld, sind auf dem Hügelrücken feinsandige Sedimente vorhanden. Aufschlüsse der Sande waren temporär am Rand der Straße vorhanden. Es handelt sich um helle, gelblichbraune, leicht schluffige Feinsande mit ungerundeten Feinkieskomponenten und feinem Hellglimmer. Als Komponenten sind vor allem Quarzgerölle vorhanden.

Das Alter der Abfolge im Birkfeld-Becken ist mangels Fossilien nicht bestimmt. In jedem Fall sollte es sich um Ablagerungen aus dem Zeitraum vom Ottnangium bis zum Pannonium handeln. Wahrscheinlich ist, dass die Bildungen ähnlich alt sind wie die anderen Kohle führenden Vorkommen der Norischen Beckengruppe („Norische Senke“), wie z.B. im Leoben-, Fohnsdorf- und Waldheimat-Becken. Nach SACHSENHOFER et al. (2010) wird für diese eine Sedimentation ab dem Karpatium angenommen.

Südlich von Steg gehen die Sedimente des Birkfeld-Beckens in jene der Bucht von Oberfeistritz über. Die „Grobschotter von Trog“ sind gegenüber den „Blockschottern“ des Birkfeld-Beckens schlecht abzugrenzen, da es sich in beiden Fällen um sehr ähnliches Material handelt und die Aufschlusssituation im Übergangsbereich sehr lückenhaft ist. Weiters sind die Sedimente an den Hängen teilweise verrutscht. Wahrscheinlich stellen die „Grobschotter von Trog“ nichts anderes als umgelagerte „Blockschotter“ dar.

Die Ortschaft Strallegg liegt über dem Birkfeld-Becken in einem Hangbereich der Altlandschaft. Beim Gehöft Hofstätter, 1 km SE von Strallegg, sind an der Straßenböschung über stark verwitterten und vergrusten Pretul-Orthogneisen der Stuhleck-Kirchberg-Decke Diamikte vorhanden, die aus bis zu 50 cm großen eckigen Blöcken von Gneisen aus dem Strallegg-Komplex bestehen (Abb. 8E). Im Diamikt nimmt die Korngröße gegen das Hangende hinzu. Es handelt sich wahrscheinlich um einen Murenstrom. Dieser könnte im Neogen entstanden sein, es ist aber auch möglich, dass es sich um eine quartäre Bildung unter periglazialen Bedingungen handelt.

3.3.3. Neogene Sedimente im oberen Lafnitztal

Die neogenen Sedimente im oberen Lafnitztal sind mit jenen des Birkfeld-Beckens vergleichbar. Sie treten im Bereich von Verebnungsflächen auf und sind ähnlich schlecht aufgeschlossen.

3.3.4. Waldheimat-Becken

Das Waldheimat-Becken befindet sich zum größten Teil auf GK50 104 Mürzzuschlag (MANDL et al., 2001), reicht aber bis auf GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014). Nach NEUBAUER & UNZOG (2003) lässt sich seine Entwicklung wie folgt zusammenfassen: Das Waldheimat-Becken entstand im Zuge der miozänen Extrusion der Ostalpen als Halbgraben an einer SSE-gerichteten Abschiebung. Die initiale Absenkung erfolgte in einem transtensiven Stadium. Dabei wurde ein Tal eingesenkt, in dem ein Moor entstand. Später bildete sich ein See, der von einem geringen topografischen Relief umgeben war. Danach baute sich von Nordosten her ein Schwemmfächer vor und es wurden mächtige Kiese abgelagert. E–W Dehnung führte zu N–S verlaufenden Horst- und Grabenstrukturen. Die nachfolgende Beckeninversion ist durch ca. N–S-, danach durch E–W-Beckenverkürzung charakterisiert.

Dabei kam es zu lateralem Sedimenteintrag, wobei das Sediment durch Rutschungen von der nördlichen Beckenflanke bereitgestellt wurde.

Die Schichtfolge im Waldheimat-Becken umfasst basale Brekzien und darüber eine Abfolge mit Kohlen und Sand. Diese wird durch tonig-sandige Seesedimente und in weiterer Folge durch gut gerundete Kiese von Deltabildungen überlagert. Den Abschluss bildet lokaler unsortierter Schutt mit eckigen Komponenten.

Korreliert man die Phasen der Einspannung mit jenen, die von PISCHINGER et al. (2008) für das Steirische Becken ermittelt wurden, so müsste die initiale Absenkung im Karpatium stattgefunden haben. Die Horst- und Grabenstrukturen wären während der E–W-Dehnung im frühen Badenium anzusiedeln und die Beckeninversion würde im mittleren Badenium einsetzen.

3.3.5. Mürztal-Becken

Das Mürztal-Becken (SACHSENHOFER et al., 2008) gliedert sich in zwei Subbecken. Das St. Marein-Parschlug-Subbecken liegt auf GK50 Blatt 134 Passail (FLÜGEL et al., 1990), während das Wartberg-Krieglach-Subbecken auf GK50 Blatt 103 Kindberg zu liegen kommt. Beide Subbecken sind über einen rund 500 m breiten Korridor miteinander verbunden. Im Mürztal-Becken wurden bis in das 20. Jahrhundert Kohlen abgebaut, die sich nahe der Basis der miozänen Ablagerungen befinden (PETRASCHECK, 1924).



Abb. 9: Sedimente im Mürztal-Becken: **A)** Flach S-fallende fluviatile Sande und Kiese von der S6-Abfahrt bei Mitterdorf im Mürztal. **B)** Kalkalpines Geröll mit Drucklösungserscheinungen von der letztgenannten Lokalität.

Die neogenen Sedimente des Wartberg-Krieglach-Subbeckens treten am Nord- und am Südrand des Mürztals zutage und bestehen aus einer Wechsellagerung von Sanden und gut sortierten Kiesen. An dessen nördlichen Ende bei Krieglach liegen die Sedimente recht flach und zeigen ein Geröllspektrum, welches neben Gesteinen der unmittelbaren Umgebung reichlich kalkalpine Komponenten, einschließlich Sandsteine der Gosau-Gruppe und vereinzelt auch Material aus der Grauwackenzone beinhaltet. Gleiche Lagerung und gleiches Geröllspektrum sind auch südlich der S6-Abfahrt Mitterdorf anzutreffen (Abb. 9A, 9B). Die neogenen Sedimente haben eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern. So wurde in der Bohrung Freßnitz der Österreichischen Alpine Montan-Gesellschaft 1924/1925 das Grundgebirge in 706,5 m unter der Geländeoberkante erbohrt. Zu diesem Betrag sind südlich bzw. nördlich Krieglach weitere 100 bzw. 180 m Sande und Kiese zu addieren (NIEVOLL, 1985). Einengungsstrukturen am Südrand des Wartberg-Krieglach-Subbeckens waren in einer mittlerweile aufgelassenen Kiesgrube in der Kurzen Illach zu beobachten. Dort waren Planorbis-Gehäuse im Sediment eingebettet, die eine NE–SW gerichtete Kompression anzeigten (Abb. 10B). Südlich von Wartberg ist die Wechsellagerung von Sanden und Kiesen, wie schon von PETRASCHECK (1924) beschrieben, steilgestellt. Im Korridor zum St. Marein-Parschlug-Subbecken finden sich flach lagernde Silte und Mergel. Beim Bau der Semmering Schnellstraße (S6) waren am Südrand dieses Korridors Mergel aufgeschlossen, deren interne Strukturen wiederum eine Einengung in NW–SE-Richtung anzeigten (Abb. 10A).

Störungsflächen bzw. Harnische, welche die südliche Begrenzung des Mürztal-Beckens darstellen, sind bzw. waren auf GK50 Blatt 104 Mürzzuschlag an der Landesstraße auf das Alpl, bzw. im Steinbruch im Pretulgraben aufgeschlossen (Abb. 10C, 10D). Die Flächen fallen steil gegen NW–NNW. Die Bewegungen an den Harnischen im Steinbruch erfolgten sinistral abschiebend (NIEVOLL, 1985). Diese Bewegungen bewirken eine Exhumation des südlichen Blockes bzw. der Fischbacher Alpen. Diese Strukturen sollten bei der initialen Öffnung des Beckens im Ottnangium bis Karpatium entstanden sein.

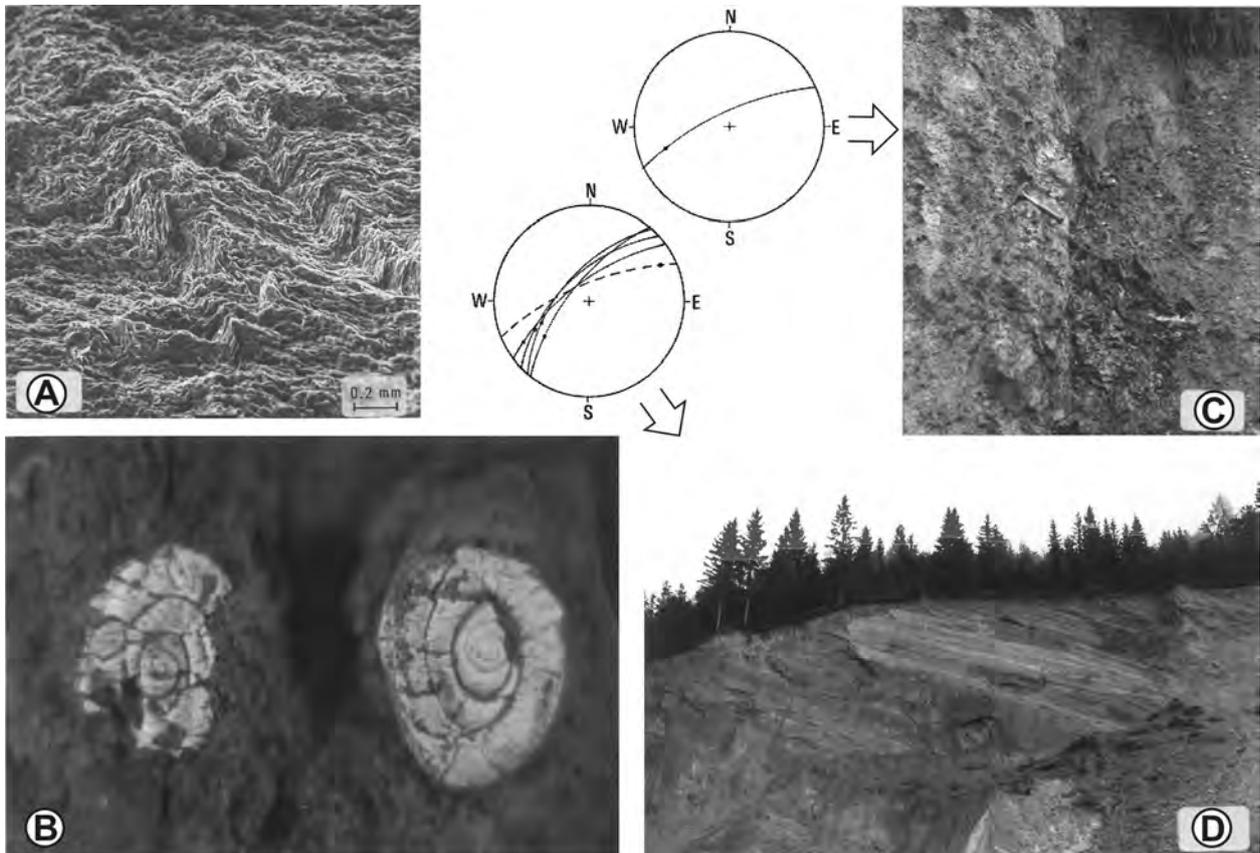


Abb. 10: Mürztal-Becken. **A)** REM-Aufnahme eines Mergels, der durch Einengung in NW–SE-Richtung gestaucht wurde (Kindberg-Grund). **B)** Planorbis-Gehäuse zeigen eine rund 25 %-Einengung in NE–SW-Richtung an (Kurze Illach, aufgelassene Sandgrube nördlich Kote 746 m, GK50 Blatt 104 Mürzzuschlag). **C)** Störungskontakt zwischen unterostalpinen Dolomiten (hellgrau, mit Hammer) und neogenen Kohlentonen (dunkelgrau) mit Lage der Störungsfläche bzw. des Harnisches (Landesstraße auf das Alpl, ÖK50 Blatt 104 Mürzzuschlag; Foto: J. NIEVOLL, 1984). **D)** Triaskalke der Mürz-Tachenberg-Decke mit steil NW fallender Störungsfläche und flach SW fallenden Harnischen (Pretulgraben, Steinbruch der Marktgemeinde Langenwang, GK50 Blatt 104 Mürzzuschlag; Foto: J. NIEVOLL, 1984).

3.3.6. Aflenz-Becken

Der Großteil des Aflenz-Beckens befindet sich auf GK50 Blatt 102 Aflenz Kurort und nur ein kleiner Teil reicht auf GK50 Blatt 103 Kindberg. Dieses ca. 13 km lange und bis 2 km breite Becken erstreckt sich WSW–ENE und damit entlang der Störung im Bereich des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems zwischen Thurnau im Osten und Etniöhl im Westen.

REISCHENBACHER (2003) unterteilte die miozäne Beckenfüllung in zwei Formationen: Brekzien und Konglomerate der Feistring-Formation (ca. 300 m mächtig) und ca. 200 m mächtige klastische Sedimente der Göriach-Formation in deren Hangenden. Die Feistring-Formation kann weiter in die Sulzgraben-Subformation (Sande und Konglomerate) im westlichen Teil und in die Groisenbach-Subformation (Tone, Mergel mit Braunkohlen, Diatomitlagen) im zentralen und östlichen Teil des Beckens untergliedert werden.

Das Aflenz-Becken wurde entlang von WSW–ENE streichenden sinistralen Seitenverschiebungen im mittleren Miozän (Karpatum) geöffnet (REISCHENBACHER, 2003). Die Beckenfüllung fand im frühen Badenium statt, wobei Alluvialfächer das Material sowohl aus dem Norden als auch aus dem Süden geliefert haben. Lakustrine und fluviatile Ablagerungsbedingungen der Feistring-Formation konnten mit einer Molluskenfauna aus den Konglomeraten nachgewiesen werden (HARZHAUSER et al., 2012). Die Sedimente der Groisenbach-Subformation bildeten sich über den grobklastischen Ablagerungen der Feistring-Formation während verstärkter Subsidenz. Im östlichen Beckenteil, an der Basis der Groisenbach-Formation, sind bis zu 3 Kohleflöze vorhanden, die 1791 entdeckt und später abgebaut wurden. Diatomitlagen, die sich im zentralen und östlichen Teil des Beckens gebildet haben, weisen auf einen limnischen und später brackischen See hin (HAJÓS, 1972). Die abnehmende Subsidenz führte zum Eintrag der fluviatilen Sedimente aus SW und der Entwicklung der Sulzgraben-Subformation und der „Etmißler Schotter“ im westlichen Teil des Aflenz-Beckens. Die Beckenentwicklung wurde vermutlich durch die Hebung des Mitterberges abgeschlossen.

4. Diskussion und Zusammenfassung

Betrachtet man die Morphologie des Untersuchungsgebietes vom Südrand der Kalkalpen bis zum Nordrand des Steirischen Beckens, so fällt auf, dass die Gipfflur gegen Süden zu von ca. 2.000 m auf 500 m absinkt. Im Norden ist die Morphologie durch die WSW–ENE streichenden miozänen Störungen am Südrand der Grauwackenzone und im Mürztal geprägt. Diese zeigen einen sinistralen Bewegungssinn, es fanden aber auch beträchtliche Höhenversätze von einigen hundert Metern statt. Während die Altflächen auf der Veitsch, Schneealpe und Rax noch horizontal liegen, zeigen jene im Bereich des Troiseckzuges und südlich des Mürztales eine Verkipfung der Blöcke gegen Süden.

Geht man davon aus, dass noch im Oligozän eine flach nach Norden abfallende Morphologie (FRISCH et al., 2001) und noch im frühen Miozän eine flache Morphologie nahe dem Meeresspiegel vorhanden war (SACHSENHOFER et al., 2010; WAGNER et al., 2011), so ist die Veränderung der Landschaft seit dieser Zeit umso eindrucksvoller.

Die „Teufelsteinlandschaft“ ist wahrscheinlich eine der am besten erhaltenen prä-quartären Altlandschaften in den Alpen. Im Osten ist sie durch den im Miozän deutlich exhumierte und gehobenen Bereich um den Hochwechsel begrenzt. Im Westen endet sie an einem markanten Sprung in der Morphologie, welcher exakt der Ostgrenze des „Angerkristallins“ folgt. Die Grenze des „Angerkristallins“ ist wiederum durch die Anger-Piregg-Störung und eine im Norden anschließende NE-gerichtete *out of sequence* Überschiebung gegeben.

SCHWINNER (1935) nahm an, dass im Grazer Bergland vormals ein Netz von NW–SE orientierten „Urstromtälern“ vorhanden war (Abb. 11). Das scheint heute in dieser Form unzutreffend. Hingegen stützen die Beobachtungen die These von FRISCH et al. (2001), dass vor dem Miozän ein nach Norden entwässerndes Flusssystem vorhanden war. Das Feistritztal könnte Teil dieses Flusssystems gewesen sein, wenn man folgende Punkte in Betracht zieht: Das Birkfeld-Becken ist nicht an Störungen eingesenkt, sondern scheint ein früheres Flusstal nachzuzeichnen. In diesem finden sich bis Piregg im Norden vornehmlich Gerölle, die aus dem Strallegg-Komplex stammen. Der Strallegg-Komplex liegt aber heute nicht mehr bzw. kaum im Einzugsbereich der betreffenden Bäche, sondern ist vor allem im Süden vorhanden. Auch der gegen Süden zu größer werdende Höhenunterschied zwischen der Unterkante der neogenen Sedimente und dem Kammbereich des Höhenzuges Wildwiesen–Rabenwaldkogel–Kulm passt zu dieser Interpretation.

Auch wenn das Alter der neogenen Sedimente in den meisten hier behandelten Becken wegen dem Fehlen von Fossilien nicht übermäßig genau bestimmt ist, so scheint doch eine generelle Aussage zum Alter möglich zu sein. In allen Becken beginnt die Sedimentation im frühen bis mittleren Miozän (Otnangium oder Karpatum) und endet außer im Steirischen Becken noch vor dem Pannonium (SACHSENHOFER et al., 2010). Am Nordrand des Steirischen Beckens setzen nach GROSS (2003, 2015) bzw. GROSS et al. (2007) die grobklastischen Bucher Schotter zu diesem Zeitpunkt, nämlich im Sarmatium und frühen Pannonium ein. Sie verzahnen sich mit der grobklastischen Kapfenstein-Subformation aus dem Unterpannonium im Beckeninneren.

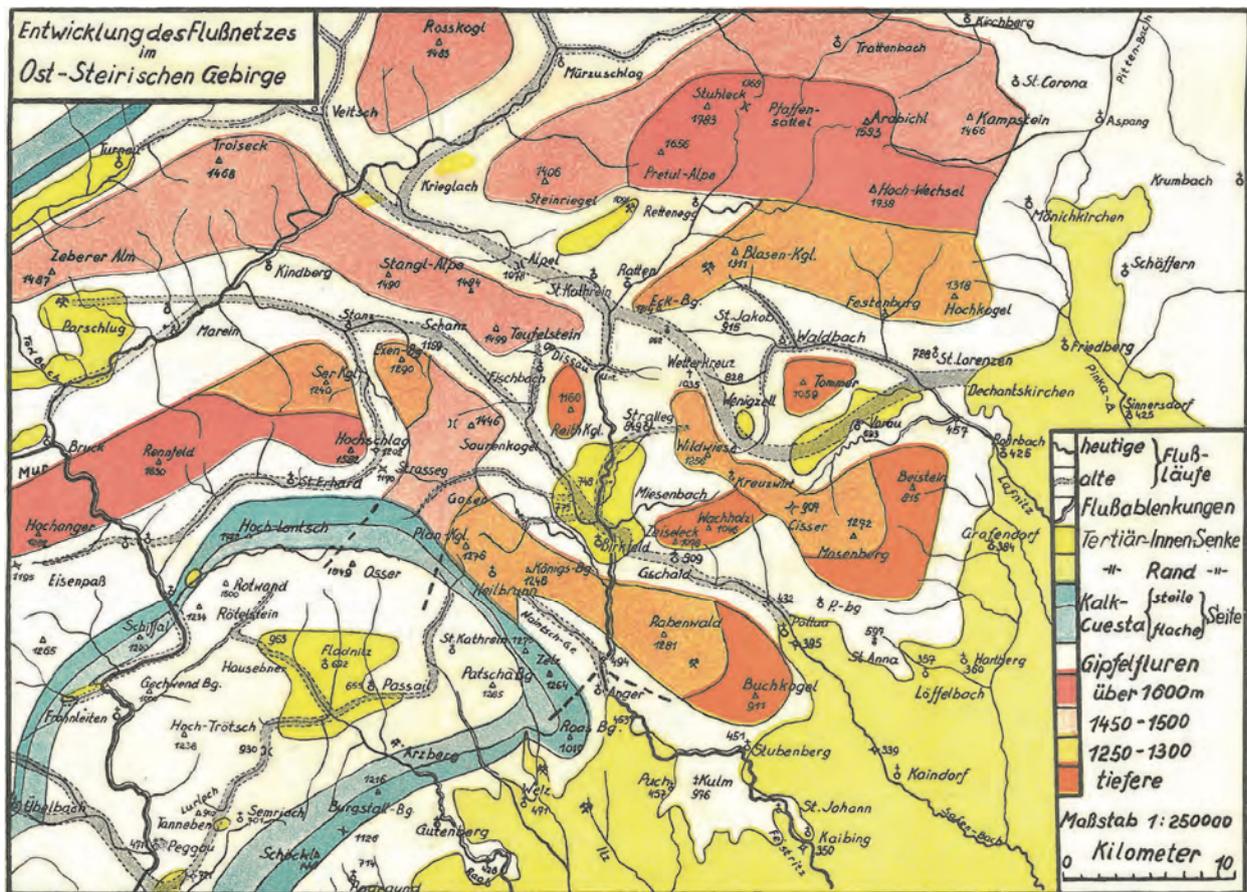


Abb. 11 : Entwicklung des Flussnetzes im Oststeirischen Gebirge (SCHWINNER, 1935). In diesem Modell durchziehen zwei NW–SE gerichtete „Urstromtäler“ das Gebiet zwischen Mürztal und Steirischem Becken.

Es wäre gut möglich, dass das Ende der Sedimentation im Waldheimat- und Birkfeld-Becken und das gleichzeitige Einsetzen der grobklastischen Schüttungen am Nordrand des Steirischen Beckens mit einer raschen Hebung und gleichzeitigen Kippung der Landschaft gegen Süden zusammenfallen. Dabei würde sich ein neues Flusssystem mit größerem Gefälle entwickeln, welches in der Lage wäre, das auf der Altlandschaft abgelagerte Material teilweise zu mobilisieren und nach Süden ins Steirische Becken abzutransportieren. Jedenfalls fällt die Bildung der grobklastischen Ablagerungen auch mit dem Beginn der Beckeninversion im Steirischen Becken zusammen (WAGNER et al., 2011). Betrachtet man die Abbildungen in GROSS et al. (2007), so fällt weiter auf, dass im basalen Pannonium grobklastisches Material aus dem Feistritztal in das Steirische Becken gelangte, während aus dem Murtal keine Schüttung verzeichnet ist. Ist diese Darstellung zutreffend, wäre es weiter möglich, dass das Einzugsgebiet der Feistritz im basalen Pannonium weiter gegen Westen gereicht hat, und im späteren Unterpannonium ein Teil dieses Einzugsgebietes von der Mur übernommen wurde. Abschließend sei noch auf die Blöcke von Para- und Orthogneisen aus dem Strallegg-Komplex bei Troig eingegangen. Diese eckigen bis kantengerundeten Blöcke mit einer Größe von über 1 m³, die auf recht begrenztem Raum auftreten, müssen auf jeden Fall vor der Bildung der Bucht von Oberfeistritz in diese Position gekommen sein. Sie stammen in Bezug auf die heutige Morphologie von der östlichen Talseite. Wahrscheinlich wurden diese Blöcke von steilen Felswänden mobilisiert. Das könnte ein Hinweis auf rasche Bewegungen an der Anger-Piregg Störung vor dem Pannonium sein.

Literatur

- CARMINATI, E., LUSTRINO, M. & DOGLIONI, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. – *Tectonophysics*, **579**, 173–192, Amsterdam.
- DUNKL, I., KUHLEMANN, J., REINECKER, J. & FRISCH, W. (2005): Cenozoic relief evolution of the Eastern Alps – constraints from apatite fission track age-provenance of Neogene intramontane sediments. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **98**, 92–105, Wien.
- EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1995): Paleogeography, subsidence and thermal history of the Neogene Styrian Basin (Pannonian basin system, Austria). – *Tectonophysics*, **242**, 133–150, Amsterdam.
- FLÜGEL, H.W. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes: Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000 – 2. Auflage. – *Mitteilungen der Abteilung Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum*, Sh. **1**, 288 S., Graz.
- FLÜGEL, H.W. & MAURIN, V. (1958): Geologische Karte des Weizer Berglandes 1:25.000. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FLÜGEL, H.W., HÖTZEL, H. & NEUBAUER, F. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 134 Passail. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FLÜGEL, H.W., NOWOTNY, A. & GROSS, M. (2011): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 164 Graz. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZEKELY, B. (2001): The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. – *International Journal of Earth Sciences*, **90**, 500–518, Berlin.
- GROSS, M. (2003): Beitrag zur Lithostratigraphie des Oststeirischen Beckens (Neogen/Pannonium; Österreich). – *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **16**, 11–62, Wien.
- GROSS, M. (2015): Die neogenen Formationen auf der geologischen Karte GÖK50 164 Graz (Steiermark, SE-Österreich). – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, **144**, 105–132, Graz.
- GROSS, M., FRITZ, I., PILLER, W.E., SOLIMAN, A., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., MOSER, B., SCHOLGER, R., SUTTNER, T.J. & BOJAR, B.-P. (2007): The Neogene of the Styrian Basin – Guide to Excursions (Das Neogen des Steirischen Beckens – Exkursionsführer). – *Joannea Geol. Paläont.*, **9**, 117–193, Graz.
- HAJÓS, M. (1972): Kieselgurvorkommen im Tertiärbecken von Aflenz (Steiermark). – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **63** (1970), 149–159, Wien.
- HARZHAUSER, M., NEUBAUER, T., MANDIC, O., ZUSCHIN, M. & ČORIĆ, S. (2012): A Middle Miocene freshwater mollusc assemblage from an intramontane Alpine lake (Aflenz Basin, Eastern Alps, Austria). – *Paläontologische Zeitschrift*, **86**, 23–41, Stuttgart.
<http://dx.doi.org/10.1007/s12542-011-0117-x>
- JOCHUM, B., RÖMER, A. & BIEBER, G. (2006) Geoelektrische Messungen bei Birkfeld (Stmk.). – Unveröff. Kurzbericht, November 2006, 9 S., *Geol. B.-A.*, Wien.
- KRAINER, B. (1987): Das Tertiär der Weizer Bucht, Steirisches Becken. – *Dissertation Univ. Graz*, 327 S., Graz.
- KUHLEMANN, J. (2007): Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene. – *Global and Planetary Change*, **58**, 224–236, Amsterdam.
- MAGIERA, J. (2005): Planation Surfaces in the Troiseck Massif – An Attempt at Digital (Quantitative) Detection. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): *Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt*, Blatt 182 Spittal an der Drau, Gmünd/Kärnten, 159–167, Wien.
- MANDL, G.W., NOWOTNY, A. & ROCKENSCHAUB, M. (2001): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 104 Müzzzuschlag. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- MATURA, A. & SCHUSTER, R. (2014): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 135 Birkfeld. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- NEBERT, K. (1952): Die pliozäne Schichtfolge in der Pöllauer Bucht (Oststeiermark). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **95**, 103–118, Wien.
- NEUBAUER, F. & UNZOG, W. (2003): Halfgraben formation in an extruding wedge: the Neogene Waldheimat basin in the Eastern Alps. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen*, **230/2/3**, 277–298, Stuttgart.
- NIEVOLL, J. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des mittleren Müzztales auf den Blättern 103 Kindberg und 104 Müzzzuschlag. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **128**, 269–273, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. – 1199 S., Leipzig.

- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E-W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpathian-Pannonian region. – *Tectonics*, **16**/1, 38–56, Washington D.C.
- PETRASCHECK, W. (1924): Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. VI: Braunkohlenlager der österreichischen Alpen. – *Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch*, **72**, 145–188, Wien.
- PISCHINGER, P., KURZ, W., ÜBLEIS, M., EGGER, M., FRITZ, H., BROSCHE, F.J. & STINGL, K. (2008): Fault slip analysis in the Koralm Massif (Eastern Alps) and consequences for the final uplift of "cold spots" in Miocene times. – *Swiss Journal of Geosciences*, **101** (Suppl.), 310 S., Basel.
<http://dx.doi.org/10.1007/s00015-008-1277-x>
- RATSCHBACHER L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extrusion in compressional orogenic belts: the eastern Alps. – *Geology*, **17**, 404–407, Washington D.C.
- REISCHENBACHER, D. (2003): Geologie und Entwicklungsgeschichte des Aflenzener Beckens. – Unpubl. Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 122 S., Leoben.
- SACHSENHOFER, R.F., BECHTEL, A., REISCHENBACHER, D., GRATZER, R., GOLD, M. & GOLDBRUNNER, J. (2008): Ölprägnationen im miozänen Mürztal Becken (Norische Senke, Ostalpen). – *Erdöl Erdgas Kohle*, **124**/4, 145–148, Hamburg–Wien.
- SACHSENHOFER, R.F., GRUBER, W. & DUNKL, I. (2010): Das Miozän der Becken von Leoben und Fohnsdorf. – *Journal of Alpine Geology*, **53**, 9–38, Wien.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 80 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHWINNER, R. (1935): Zur Geologie von Birkfeld. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, **72**, 67–100, Graz.
- WAGNER, T., FABEL, D., FIEBIG, M., HÄUSELMANN, P., SAHY, D., XU, S. & STÜWE, K. (2010): Young uplift in the non-glaciated parts of the Eastern Alps. – *Earth and Planetary Science Letters*, **295**, 159–169, Amsterdam.
- WAGNER, T., FRITZ, H., STÜWE, K., NESTROY, O., RODNIGHT, H., HELLSTROM, J. & BENISCHKE, R. (2011): Correlations of cave levels, stream terraces and planation surfaces along the River Mur – Timing of landscape evolution along the eastern margin of the Alps. – *Geomorphology*, **134**/1, 62–78, Amsterdam.
- WILLET, S.D. (2010): Late Neogene erosion of the Alps: a climate driver? – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **38**, 411–437, Palo Alto.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1955): Ergebnisse und Probleme der Quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum ausserhalb der Vereisungsgebiete. – *Denkschriften der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, **1955**, 110–180, Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1957): Geologisches Kräftespiel und Landformung. – 822 S., Wien.