

2. Die behandelten Teilgruppen im Überblick

Das „Gesäuse“ ist ein nicht genau abgrenzbarer Teil der Ennstaler Alpen und gehört geologisch zu den Nördlichen Kalkalpen. Eine detaillierte Charakterisierung geben HERRMANN & FISCHER 2013: 3ff. Die Enns als zentraler, im Gebiet West-Ost verlaufender Vorfluter teilt das Gesäuse in die „Nördlichen Gesäuseberge“ und die „Südlichen Gesäuseberge“. Aus höhlenkundlicher Sicht umfasst es sechs Teilgruppen des Österreichischen Höhlenverzeichnisses (ÖHVZ): 1643, Buchstein und 1644, Tamischbachturm nördlich sowie 1711, Admonter Reichenstein, 1712, Hochtor, 1713, Zinödl und 1714, Lugauer südlich der Enns (Abb. 2.1 und 2.2).

Obwohl alle Teilgruppen zur Gänze in der Steiermark liegen, obliegt die Katasterführung in den nördlichen Gruppen 1643 und 1644 dem Landesverein für Höhlenkunde in Oberösterreich, die übrigen werden vom Landesverein für Höhlenkunde in der Steiermark betreut. Ein bedeutender Teil des Gesäuses wurde 2002 mit der Gründung des Nationalparks Gesäuse unter besonderen Schutz gestellt. Die Höhlenforschung im Gebiet bedarf der Zustimmung der Nationalparkverwaltung bzw. des Grundeigentümers.

Im Folgenden soll für jede der dargestellten Teilgruppen ein kurzer Abriss der geographischen, geologischen und tektonisch-morphologischen Verhältnisse gegeben werden. Zur Veranschaulichung wird jeweils ein Schaubild aus AMPFERER 1935, dem geologischen Pionierwerk der Gesäuseberge, beigelegt¹. Abgerundet werden die Teilgruppenüber-

blicke mit den wichtigsten Eckpunkten der bisherigen speleologischen Forschungsgeschichte und den aktuellen Forschungsschwerpunkten. Vorangestellt sei noch, dass den hier verwendeten Flurnamen und Seehöhenangaben die Alpenvereinskarte „Ennstaler Alpen / Gesäuse“ (4. Ausgabe 2009) zugrunde gelegt wurde.

1643, Buchstein. Diese Teilgruppe umfasst die Gipfel des Großen Buchsteins (2224 m) im Westen, des nordöstlich anschließenden Kleinen Buchsteins (1990 m) und der östlich gelegenen Tieflimauer (oder Tiefinglmauer lt. Alpenvereinskarte; 1822 m). Während der Gr. Buchstein turmartig und massig aufragt und ein rund 0,75 km² großes Hochplateau trägt, sind die beiden anderen nur der Erosion trotzend, klippenähnliche Erhebungen eines langen Kammes. Von diesen Gipfeln umgeben erstreckt sich der riesige, karähnliche Hinterwinkel zunächst ostwärts, später südlich als Weißenbachgraben bis hinab nach Gstatterboden (578 m), siehe Abb. 2.3. Weitere markante, aber deutlich niedrigere Erhebungen südlich des Gr. Buchsteins sind der Himbeerstein (1222 m) und der östlich anschließende Bruckstein (1388 m), deren Steilwände zur Enns hin abbrechen. Unmittelbar nördlich dieser beiden Gipfel verläuft die West-Ost streichende Gesäusesstörung (Teil der SEMP: Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Linie) als wichtige Großstruktur der lateralen Extrusionstektonik entlang der die Südlichen Gesäuseberge nach Osten gedrückt werden.

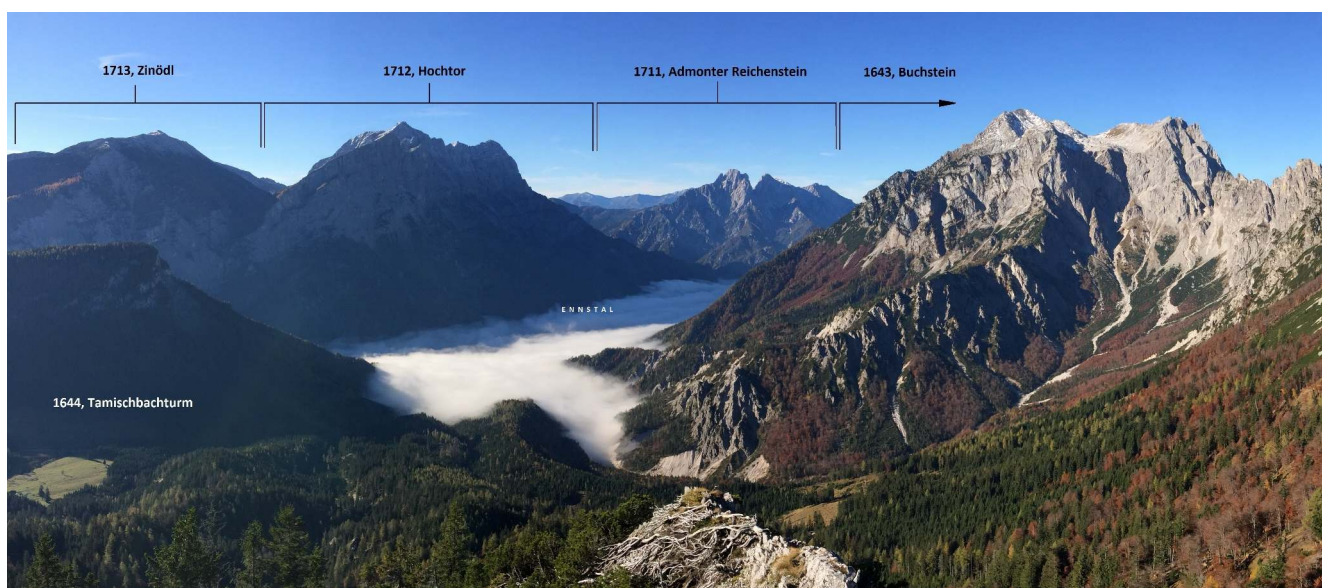


Abb. 2.1. Das nebelige Ennstal trennt die Südlichen von den nördlichen Gesäusebergen. Schön zu sehen ist links im Mittelgrund der Gstatterstein mit dem 1300–1390-m-Niveau sowie der vom Buchstein bis ins Gstatterbodner Becken ziehende Hinterwinkel mit ausgeprägter Seitenmoräne. Ganz am Horizont zwischen Ödstein und Reichenstein erkennt man die Niederen Tauern. Der Fotostandort befindet sich am Loskogel (1530 m) genau an der Teilgruppengrenze 1643/1644 (90°-Panoramafoto: R. Fischer).

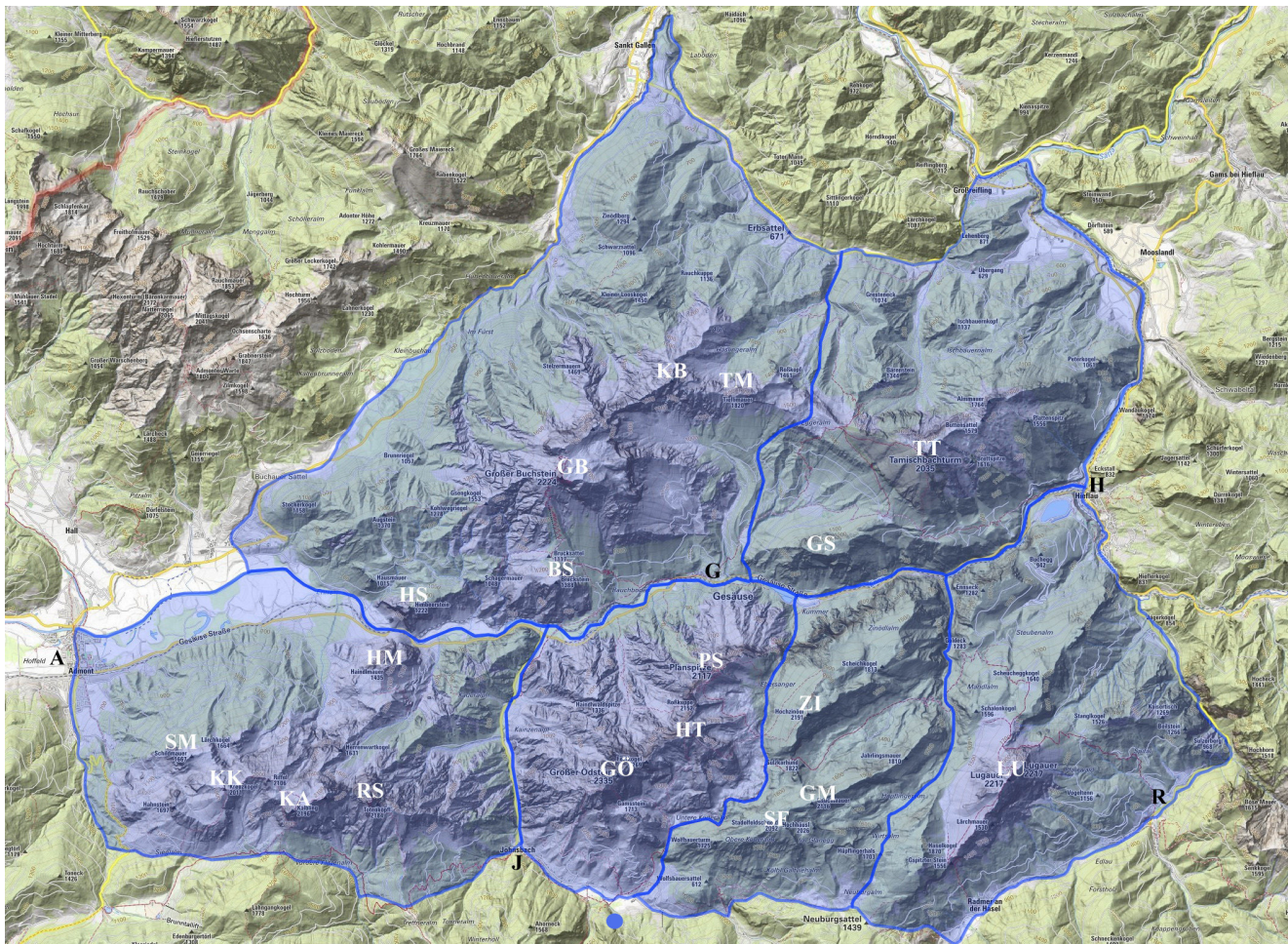


Abb. 2.2. Teilgruppen des ÖHVZ im Gesäuse (v. links oben nach rechts unten): 1643, 1644, 1711, 1712, 1713, 1714. Südlich anschließend (ohne blaue Markierung) liegt die Teilgruppe 1722, Leobner-Zeiritzkampel mit der für das Gebiet bedeutenden Odelsteinhöhle (1722/1; blauer Punkt) im Johnsbachtal. A=Admont, BS=Bruckstein, G=Gstatterboden, GB=Großer Buchstein, GM=Gsuechmauer, GÖ=Großer Ödstein, GS=Gstatterstein, H=Hieflau, HM=Haindlmauer, HS=Himbeerstein, HT=Hochtor, J=Johnsbach, KA=Kalbling, KB=Kleiner Buchstein, KK=Kreuzkogel, PS=Planspitze, R=Radmer an der Stube, RS=Reichenstein, SF=Stadelfeldschmeid, SM=Schildmauer, TM=Tiefilmauer, TT=Tamischbachturm, ZI=Zinödl. Quelle: SPELIX und eigene Bearbeitung.

Geologisch betrachtet schließt an den Dachsteinkalk im Hangenden, der die Gipfelbereiche bildet, Dachsteindolomit an, wobei eine Trennung insbesondere an der Westseite des Gr. Buchsteins nicht eindeutig gezogen werden kann (Abb. 2.4 und 2.5). Hier sind über mehrere hundert Höhenmeter Wechsellagerungen und unterschiedlich dolomitisierte Kalke aufgeschlossen (BÜCHNER 1973: 82; KOLLMANN 1983: 26). In den Voralpen im Norden der Teilgruppe finden sich auch Haselgebirge, Werfener Schichten, Reiflinger- und Allgäuschichten, Höhlen wurden von dort bisher nicht gemeldet. Getrennt durch das schmale Band der Raibler Schichten, die durch ihre schwarzen Schieferlagen lokal kleine Schichtstauquellen zutage treten lassen (z.B. im Bereich des Buchstauhauses; AMPFERER 1935: 127), folgt im Liegenden die Hauptmasse des Wettersteindolomits. Etwas aus der Reihe tanzen Himbeerstein und Bruckstein südlich der SEMP, die bis auf Talniveau aus Dachsteinkalk bzw. Wettersteinkalk aufgebaut sind, wodurch hier ausnahmsweise Karsthöhlen bis in die tiefsten Lagen vorkommen. Nördlich davon liegt

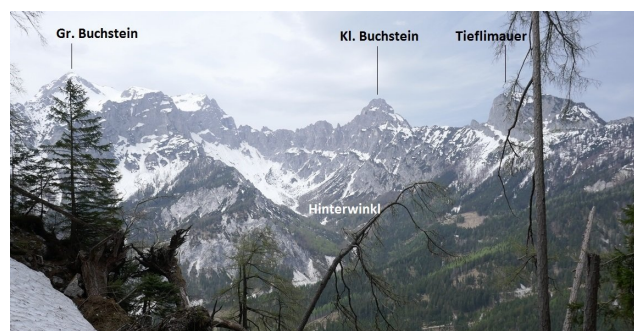


Abb. 2.3. Ein Herzstück des Nationalparks Gesäuse, der einsame Hinterwinkl, umgeben von Gr. Buchstein, Kl. Buchstein und Tiefilmauer vom Gstatterstein aus gesehen (Foto: R. Fischer).

der Lauferwald, in dem einst in geringem Umfang Kohle der Gosau-Schichten abgebaut wurde (AMPFERER 1935: 132).

Die Auffaltung der Gesäuseberge ging in mehreren geologischen Phasen vor sich, in denen es zu Brüchen und Synkinalstrukturen sowie unterschiedlichen Deformationen der bis 2000 m mächtigen Karbonatplatte kam. Auffallend ist ein Abtauchen gegen Osten, wodurch das Gesäuse als Gebirge bei Hieflau im Untergrund verschwindet (BRYDA 1993; BÜCHNER 1973: 91).

Eines der bedeutendsten tektonischen Elemente der Buchsteingruppe bildet die über den Brucksattel W-O verlaufende

¹Grundsätzlich muss angemerkt werden, dass sowohl tektonisch als auch bezüglich der Morphogenese gerade im Gesäuse kleinräumig sehr komplexe Abläufe für die heutige Gestalt verantwortlich sind, die bis heute nicht eindeutig geklärt werden konnten. Auch fehlt eine entsprechende, aktuelle, wissenschaftliche Zusammenschau der Genese der verschiedenen Landschaftsformen des Gesäuses.

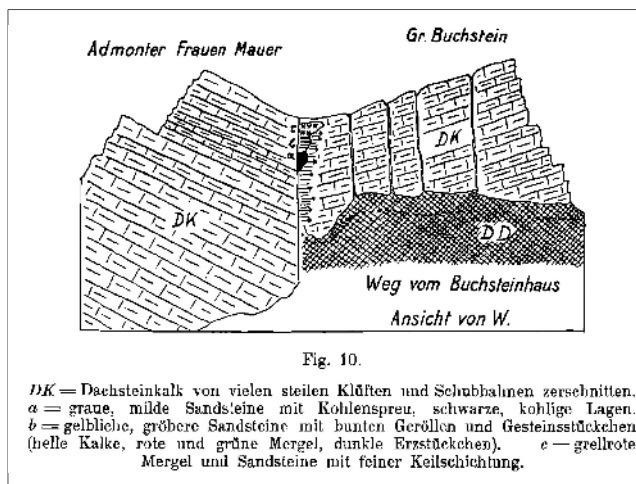


Abb. 2.4. In den Dachsteinkalk der Buchstein Westschlucht eingelagerte und erhalten gebliebene Gesteine einer ehemaligen Deckschicht. Aus AMPFERER 1935: 33.



Abb. 2.5. „Weit und tief wogt die Aussicht um uns her, bis zu den eisigen Höhen der Tauern und des Dachsteins. Dazwischen ist das Ennstal mit all seinen Becken und Fugen eingesenkt, vor allem mit seinem schönsten, jenem von Admont. Wunderbar grün und mildgestaltet liegt das Buchauer Tal im Norden, eingefriedet von seinen schönen Moränenkränzen...“. AMPFERER 1935 besingt nicht nur die Aussicht vom Gr. Buchstein, sondern beschreibt auch die Tertiär- und Kohleablagerungen in der „tiefen Runse“ der Westschlucht (Foto: R. Fischer).

Gesäusestörung. BAUER 1998 ist der Meinung, dass diese Bruchlinie, die bis an die Triasbasis reicht, bereits vorgosauisch (frühe Kreidezeit, vor über 100 Mio. Jahren,) vorhanden war. Die Hauptbewegung wird aber ins Unter- bis Mittelmiozän gestellt (vor ca. 23–10 Mio. Jahren). Im Gesäuse wurde der südliche Teil gegenüber dem nördlichen um mindestens 10 km nach Osten versetzt (FRISCH ET AL. 2008: 20f) und abgesenkt, wodurch die umgebenden Gesteine stark beansprucht wurden.

Die Hochfläche des Gr. Buchsteins dürfte ein im Gesäuse seltenes Abbild einer weitgehend flachen, tertiären Landoberfläche darstellen,² die sich am Ende der Kreidezeit noch bis

²Wann immer hier von Abbildern tertiärer Landoberflächen gesprochen wird, muss man sich im klaren sein, dass sich diese Oberflächen in den mehreren Millionen Jahren seit der letzten großen Alpenhebung noch maßgeblich veränderten, einerseits durch den korrosiven Karstabtrag, der an der Oberfläche noch ein Ausmaß im Zehnermeterbereich betragen musste und andererseits durch die teilweise bis in die Hochlagen wirkende Erosion durch Gletscher im Pleistozän. So sind z.B. am Buchsteinplateau noch zwei parallele, W-O verlaufende glaziale Eisschliffninnen zu erkennen, auch wenn die Erosionskraft am relativ flachen Hochplateau vergleichsweise

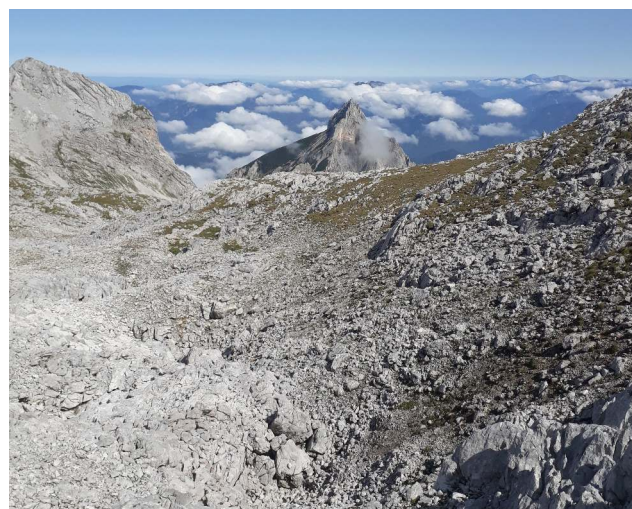


Abb. 2.6. Der stark verkarstete Dachsteinkalk der Buchstein-Hochfläche, links darüber befindet sich die Buchsteinmauer (2113 m), im Mittelgrund der auf einem Dolomitsockel sitzende „Zahn“ des Kleinen Buchsteins (Foto: K. Stöger).

zum Kl. Buchstein und eventuell darüber hinaus ausgedehnt haben dürfte (AMPFERER 1935: 10, 128), vergleichbar beispielsweise mit dem freilich viel größeren Toten Gebirge. Für die heute östlich daran anschließende Hohlform des Hinterwinkls werden sowohl ein glazialer Ursprung angenommen, als auch jungtertiäre, rückschreitende Karstlösungsprozesse als primäre Ursache (KOLLMANN 1983: 67ff). Augenscheinlich sind jedenfalls die mächtigen Seitenmoränen aber auch das Fehlen einer Karschwelle sowie auffallende Höhlenbildungen in den zum Hinterwinkl abbrechenden Wänden des Buchsteinplateaus. Erst durch die Ausschürfung bzw. –höhung des Hinterwinkls bekamen die Berggestalten des Kl. Buchsteins und der Tieflimauer ihre heutige schroffe Form (Abb. 2.6).

Morphologische Besonderheiten stellen auch der Himbeerstein und der Bruckstein dar, die mit steilen Kalkwänden südlich bis auf Ennsniveau abbrechen und den Schluchtschnitt ab dem sogenannten „Gesäuseeingang“ mitprägen (Abb. 2.7).

Im Bereich des Buchauer Sattels ganz im Westen der Teilgruppe finden sich Endmoränenreste des würmzeitlichen Ennsgletschers, während ein zweiter Arm in die Gesäuse Schlucht bis etwa zur Mündung des Hartelsgraben vordrang, dort aber kaum Spuren hinterließ (VAN HUSEN 1984: 32).

Der Buchstein lag bis vor wenigen Jahren noch in einem höhlenkundlichen Dornröschenschlaf und bekannte Höhlen beschränkten sich vor dem Jahr 2002 im wesentlichen auf einige talnahe Bereiche im Bruck- und Himbeerstein, an deren Aufnahme in den Kataster der „Gesäusehöhlenpionier“ Ernst Straka sen. wesentlich beteiligt war³. Erste Pläne stammen von Erhard Fritsch vom Ende der 1960er- bis Anfang der 1980er-Jahre. Mit Beginn des Projektes Speleo Alpin Gesäuse begannen erste höher gelegene Annäherungen durch den Hinterwinkl und die Dokumentation der sagenbehafteten Lucketen Mauer (1643/25), siehe dazu HERRMANN & FISCHER 2013: 243f. Erst in den letzten Jahren rückte diese Teilgruppe verstärkt ins Zentrum des höhlenkundlichen Interesses. So wurden mehrere Höhlen auf der Tieflimauer dokumentiert, im Mühlkar, in den Süd- und Westwänden

gering gewesen sein dürfte. Betreffend die geomorphologischen Charakteristika der tertiären Altflächen siehe z.B. FRISCH ET AL. 2008: 132f.

³Zur Person von Ernst Straka sen. siehe HERRMANN & FISCHER 2013: 364.



Abb. 2.7. Der einem Tafelberg gleichende Gipfelaufbau des Gr. Buchsteins sitzt auf einem riesigen, zerfurchten Sockel aus Wetterstein- und Dachsteindolomit. Etwas deplatziert wirkt der aus Wettersteinkalk bestehende, südlich vorgelagerte Bruckstein. Dazwischen verläuft die Gesäusestörung als Teil der SEMP. BH=Buchsteinhaus (Foto: R. Fischer).

des Gr. Buchsteins und zuletzt auch auf dessen Plateau. Interessant wird bei den zukünftigen Forschungen sein, ob sich die Höhlengestalt und –entstehung wesentlich von jener in



Abb. 2.8. Der Schöne Schacht (1643/27) am Buchsteinplateau beginnt vielversprechend, endet aber in 60 m Tiefe in einer Versturzone (Foto: E. Herrmann).

den weit besser erforschten südlichen Gesäusebergen südlich der SEMP unterscheidet. Aus den bereits angetroffenen (augenscheinlich allochthonen) Sedimentfüllungen erhofft man sich genauere Rückschlüsse auf die Höhlenentstehung. Die bisher erforschten Schächte am Buchsteinplateau zeigen sich nach maximal 60 m Tiefe durch Blockwerk und Verstürze verlegt, auch tiefreichende Altschneekuchen stellen ein Hindernis für die Erforschung der tieferen Zonen dar (Abb. 2.8). Ein gehäuftes Auftreten von durch Versturz geprägten Zonen könnte auf einen zerrüttenden Einfluss der tektonischen Extrusionsbewegung entlang der SEMP und ihren kleineren Parallelstörungen hindeuten.

Insbesondere der Plateaubereich und die Abbrüche in den Hinterwinkl stellen ein vielversprechendes, wenngleich auch sehr mühsam erreichbares Forschungsgebiet für die kommenden Jahre dar. Die Warteliste ist mit 34 gesichteten Portalen und Einstiegen (ohne Berücksichtigung der vielen zusätzlich am Laserscan erkennbaren Schachtformen) jedenfalls gut gefüllt.

1644, Tamischbachturm. Der vom Kleinen Buchstein ausgehende Grat erreicht über die Tieflimauer und die Luckete Mauer schließlich die Teilgruppengrenze bei der Eggeralm (1426 m). Ostwärts schwingt sich der hier nun sanftere Kamm über die Ennstalerhütte zum höchsten Punkt, dem Tamischbachturm (2035 m) auf. Der Grat setzt sich dann noch nach NO zur Almmauer fort. Während südwestseitig geneigte Glatthänge dominieren, bricht gegen Norden eine gewaltige, bis 1000 m hohe Wand ins Tal des Tamischbaches ab. Richtung SO haben sich mächtige Kare eingeschnitten, die ins Ennstal bei Hieflau hinab ziehen. Das Talniveau liegt hier in rund 480 m Seehöhe, und die Enns beschreibt einen markanten Bogen nach NNO. Dabei verlässt sie die bisher durch die Gesäusestörung vorgegebene W-O-Richtung und benützt eine S-N streichende Querstörung für ihren weiteren Lauf. Die Gesäusestörung verläuft südlich des Tamischbachturms über den Sattel bei der Hochscheibenalm (1189 m). Südwestlich



Abb. 2.9. Der Tamischbachturm überragt den südwestlich vorgelagerten Gstatterstein mit seinem markanten Plateau und den zur Enns abbrechenden Südstürzen. Zwischen beiden verläuft die Gesäusestörung (Foto: E. Herrmann).

davon erhebt sich – vergleichbar mit dem Bruckstein weiter westlich – der Gstatterstein (1391 m), dessen Südstürze ebenfalls bis zur Enns hinunter reichen (Abb. 2.9).

Die Gipfelbereiche des Tamischbachturms und der Alm-mauer werden durch Dachsteinkalk aufgebaut. Allerdings zeigt sich hier eine Verkipfung gegen SO, wodurch im Norden der anschließende Dachsteindolomit bis nahe an die höchsten Bereiche heranreicht (Abb. 2.10). Südlich hingegen steht nur im westlichen Teil stellenweise Dachstein- und Wettersteindolomit an. Im Osten taucht der Dachsteinkalk bis unter das heutige Ennsniveau ab. Im Bereich der Hochscheidenalm liegen Gosaukonglomerate (BÜCHNER 1973: 88), während weiter südwestlich der Gstatterstein als Dachsteinkalkklotz über der Enns empor ragt. Die Grenze zum Dachsteindolomit zeigt sich hier am Gstatterstein nur im südwestlichen Teil, wo dieser bis auf Gipfelniveau hinaufreicht, weiter östlich aber steil bis auf etwa 850 m abfällt, um gegen Osten immer tiefer abzusinken. Nur im Norden der Teilgruppe sind auch Gesteine der Triasbasis aufgeschlossen – mit einer Ausnahme: im sehr tiefgreifenden Bruch der Gesäusestörung wurde an einer Stelle östlich der Hochscheidenalm Permoskyth an die Oberfläche gepresst (BAUER 1998: 10), der umgebende Dachsteinkalk ist hier stark zertrümmert (Abb. 2.11 und 2.12).

Ganz im W der Teilgruppe wird der Sattel der Eggeralm von manchen Autoren (z.B. KOLLMANN 1983: 66) auch als Unterlauf eines tertiären Flusssystemes gesehen, das von der Grauwackenzone im Süden über das Ennsseck (Standort der Heßhütte) nach N entwässerte, bevor sich die Enns im Pliozän, während der Heraushebung dieser Alpenregion zum Hochgebirge, in ihrer heutigen Form Bahn brach. (Die neuere Literatur zur Großtektonik der Ostalpen widerspricht freilich dieser statischen In-Beziehung-Setzung über die heutige Gesäuseschlucht hinweg). AMPFERER 1935: 33 berichtet über eigene Funde von Tertiärablagerungen am kleinen Plateau der Eggeralm. Etwas südlich unterhalb tritt mit dem Butterbründl eine durch die stauenden Raibler Schichten bedingte Quelle aus. Zentrales morphologisches Element der Teilgruppe ist die östlich anschließende, breite Pyramide des Tamischbachturms. An nennenswerten selbständigen Erhebungen ist sonst nur der Gstatterstein im SW zu nennen. Sein markantes „Altflächen-Plateau“ in rund 1300–1390 m könnte ein ehemaliges Talniveau zwischen zwei Gebirgshebungsphasen anzeigen (Abb. 2.9).

Höhlenkundlich blieb die Teilgruppe bisher beinahe völlig unbeachtet. Bis vor wenigen Jahren existierten nur von



Abb. 2.10. Das auf Terrassen von Ennskonglomeraten errichtete Moosland von NO aus gesehen. An den Hängen dahinter finden sich Grundmöränen früher eiszeitlicher Ennsgletscher mit kristallinen Blöcken und Geschieben (AMPFERER 1935: 28). Darüber erhebt sich die Alm-mauer – gut erkennbar der gegen SO verkippte Dachsteinkalk, im Hintergrund der noch schneebedeckte Tamischbachturm (Foto: R. Fischer).



Abb. 2.11. Der Sattel der Hochscheidenalm zwischen Tamischbachturm im N (Hintergrund) und Gstatterstein im SW (Foto: R. Fischer).

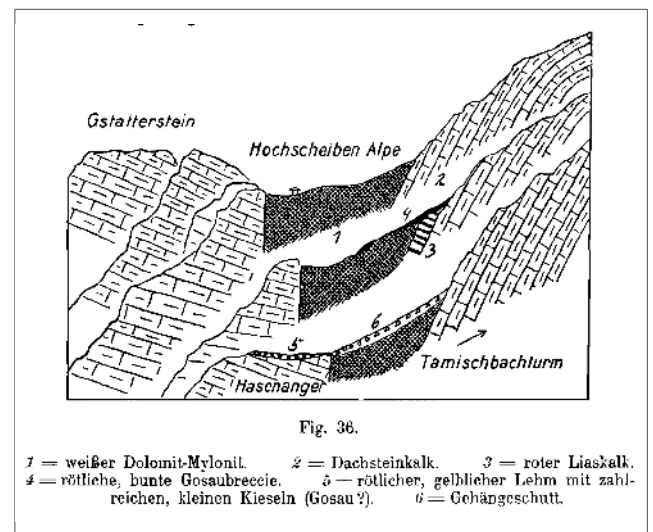


Abb. 2.12. Querprofile bei der Hochscheidenalm durch die Gesäusestörung, welche teilweise von Gosaubreccie überlagert wird und daher älter als diese sein muss. Aus AMPFERER 1935: 79. Die Hauptbewegung entlang der Störung wird ins Miozän gestellt und ist damit deutlich jünger. Das war zu Ampferers Zeit noch nicht bekannt.

zwei Höhlen Pläne, darunter die als Quelhöhle bedeutende, 118 m lange Ragauerhöhle (1644/3) am Ostfuß des Tamischbachturms, nur 80 Höhenmeter oberhalb des Vorflutniveaus der Enns gelegen. Im Gipfelbereich erlangte der Tamischbachturm-Schacht (auch Kühloch, 1644/1) aufgrund eines Bergrettungseinsatzes im Jahr 1913 gewisse Berühmtheit, ohne dass jemals eine speläologische Dokumentation erfolgt wäre.

Erst im Zuge des Projekts *Speleo Alpin Gesäuse* begann eine systematische Bearbeitung des Gstattersteins. Und obwohl dabei bis Ende 2020 19 Höhlen dokumentiert wurden, erreicht keine mehr als 15 m Ganglänge (Abb. 2.13). Auch am Gstatterstein-Plateau fanden sich mit Ausnahme spärlicher Karrenbildungen kaum Karsterscheinungen. An Höhlen wurden hier nur drei, vermutlich gravitativ bedingte Spalten nahe den Südabbrüchen kartiert. Diese Armut an ausgedehnten Höhlen in einem durchaus mächtigen Dachsteinkalkstock überrascht etwas.

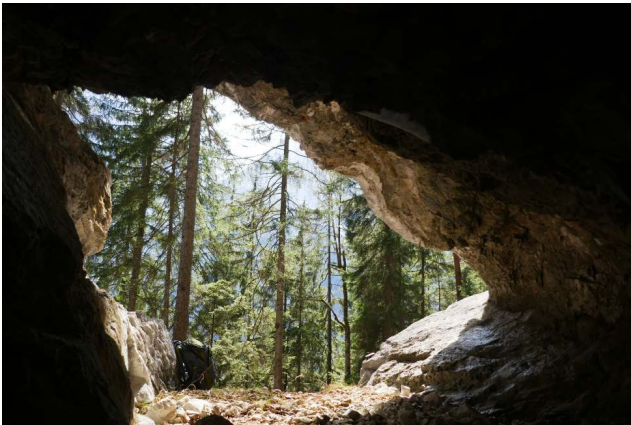


Abb. 2.13. Die Gstatterstein-Südwesthöhle 2 (1644/24) ist entsprechend dem aktuellen Kenntnisstand mit ihren 6 m Ganglänge eine typische Gstattersteinhöhle. Weitere Forschungen im Gebiet sollen zeigen, ob dem tatsächlich so ist (Foto: R. Fischer).

Zukünftig sollen einerseits die Arbeiten am Gstatterstein fortgesetzt werden, um den aktuellen Befund einer wenig ausgeprägten Höhlenbildung zu verifizieren und zu begründen, und andererseits ist eine zeitgemäße Erforschung und Dokumentation des Tamischbachturm-Schachtes höchst überfällig. Es ist zu erwarten, dass dabei weitere Höhlenfunde im Umfeld gemacht werden. Erst kürzlich wurde von Michael Kopitsch ein Schachteinstieg im Bereich des Buttenriedls NO des Tamischbachturm-Gipfels gemeldet.

1711, Admonter Reichenstein. Die westlichste Teilgruppe der südlichen Gesäuseberge umfasst von W nach O die Gipfel Kreuzkogel (2011 m), Riffel (2106 m), Kalbling (2196 m), Sparafeld (2248 m) und Reichenstein (2251 m). Östlich von letzterem hat sich das Johnsbachtal eingeschnitten, welches auch die Teilgruppengrenze zu 1712, Hochtorn bildet. Südlich von Kalbling und Reichenstein liegen die Oberst-Klinke-Hütte (1486 m) bzw. der Treffnerriedl mit der Mödlinger Hütte (1523 m). Nördlich des Reichensteins entwässert der markante Gofegraben in die Enns, und westlich der Mündung erhebt sich die schroffe Haindlmauer (1435 m), welche mit dem am anderen Ennsufer aufragenden Himbeerstein den engen Ennsdurchbruch des Gesäuseeingangs bildet, von Admont kommend eines der Schaustücke des Gesäuses.

Auch die Reichensteingruppe weist im Wesentlichen den typischen Schichtbau mit Dachsteinkalk im Hangenden, gefolgt von Dachsteindolomit, einem nicht durchgängigen Band von Raibler Schichten und schließlich Wettersteindolomit auf (Abb. 2.14). Geologische Besonderheiten finden sich



Abb. 2.14. Mächtig erheben sich der dreigezackte Reichenstein und das Sparafeld aus dem nebelgrauen Ennstal. Gut zu erkennen ist der Schichtwechsel zwischen senkrechtem Kalk im Hangenden und zerfurchtem Dolomit im Liegenden (Foto: R. Fischer).

allerdings an den Rändern der Teilgruppe. Nördlich reicht der Dachsteinkalk der Haindlmauer bis auf Ennsniveau und auch andere Dachsteinkalkschollen sind hier bis ins Haselgebirge abgesenkt, im Westen und Süden finden sich weitläufig Werfener Schichten und stellenweise Haselgebirge mit Gips, darüber Juragesteine. Am Ostfuß des Reichensteins tritt aus dem mächtigen Wettersteindolomit mit seinen riesigen Schuttströmen ein Dachsteinkalkspan heraus, der sich vom Johnsbach durchbrochen östlich in der Teilgruppe 1712 als Silberreitmauer weiter fortsetzt. In den Südabhängen etwas oberhalb des Treffnersees finden sich einerseits ausgedehnte Brekzienlager unmittelbar am markierten Weg und andererseits – etwa in der Linie Flizenalm-Treffnerriedl-Johnsbach – stehen hier bereits Gesteine der Grauwackenzone an (Abb. 2.15 und 2.16).

Das gesamte Reichensteinmassiv scheint tektonisch stärker emporgehoben als die übrigen Gesäuseberge. AMPFERER 1935: 69 erkennt im W (z.B. im Bereich des Hahnsteins und der Schildmauer) ein Abbiegen des Dachsteinkalks als Folge einer Überschiebung von O, wodurch er unmittelbar Gipslagern der Werfener Schichten aufliegt, welche im Kematen graben schön aufgeschlossen sind und auch bergmännisch abgebaut wurden (HADITSCH 1965). Während Ampferer diese Überschiebung ebenso wie die bei 1714 beschriebene Bewegung des Kaiserschildes gegen den Lugauer als eine gegen W gerichtete Bewegung der gesamten Gesäuseberge ansieht, scheint aus unserer Sicht die auf Widerstände stoßende Ostextrusion der Südlichen Gesäuseberge entlang der SEMP der Grund für diese begrenzten, kleinräumigen Überschiebungen und Verfaltungen zu sein.

Abbilder von Altflächen mit paläozoischem Geröll zeigen sich auf der Schildmauer, am SO-Hang der Riffel (Abb. 2.17)

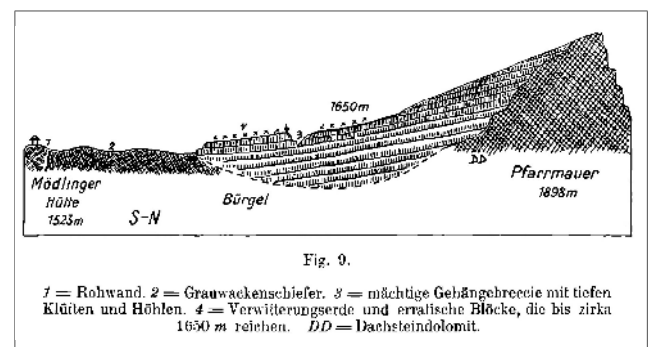


Abb. 2.15. Schnitt durch den Treffnerriedl nördlich der Mödlinger Hütte. Schon AMPFERER 1935: 30 erwähnt in seiner Abbildung (Fig. 9.) Höhlen in der „mächtigen Gehängebreccie“.



Abb. 2.16. Eindrucksvolle Brekzienlager am Treffnerriedl im Bereich der Bürgelklüfte, nördlich der Mödlinger Hütte (Foto: E. Herrmann).

und am Speikboden zwischen Kalbling und Sparafeld (AMPFERER 1935: 32, 114f). Hahnstein und Haindlmauer werden als abgeglittene Dachsteinkalkschollen interpretiert (Abb. 2.18). Tektonisch interessant ist auch der Bereich südlich der Scheiblegger Nederalm, wo eine zerbrochene, inverse Scholle aus Werfener Schiefen und Gutensteiner Kalk liegt. BÜCHNER 1973: 89 vermutet eine Beziehung zur weiter östlich befindlichen Hüpflinger Deckscholle.

Speläologisch ist insbesondere der Kreuzkogel bereits gut erforscht. Ernst Straka sen. und jun. haben hier ab den 1970er-Jahren mehrere Dutzend Höhlen dokumentiert, von denen die Kreuzkogel-Eishöhle (1711/16) die längste in der gesamten Teilgruppe ist (L 720 m). Im Rahmen des Projektes *Speleo Alpin Gesäuse* wurde später der Plattenschrofenschacht (1711/53) in den Kalbling-Südbabstürzen entdeckt, mit –221 m die derzeit tiefste Höhle im Gebiet (siehe HERRMANN & FISCHER 2013: 244ff). Weiters wurden die bei Geologen und Bergsteigern schon altbekannten Bürgelklüfte (1711/1) am Treffnerriedl erstmals vermessen sowie auch einige benachbarte Objekte in den o.e. Gehängebrekzien. Allerdings ist insbesondere der Reichenstein selbst noch kaum höhlenkundlich erforscht. Vom dortigen Gipfelschacht (1711/23), mit 2211 m Seehöhe einem der höchstgelegenen Schächte des gesamten Gesäuses, liegt bis heute keinerlei Dokumentation vor.

Sowohl der Gipfelschacht als auch der Bereich der Bürgelklüfte stellen zukünftige Ziele für die Höhlenforschung dar. Insbesondere die in den hochgelegenen Höhlenabschnitten

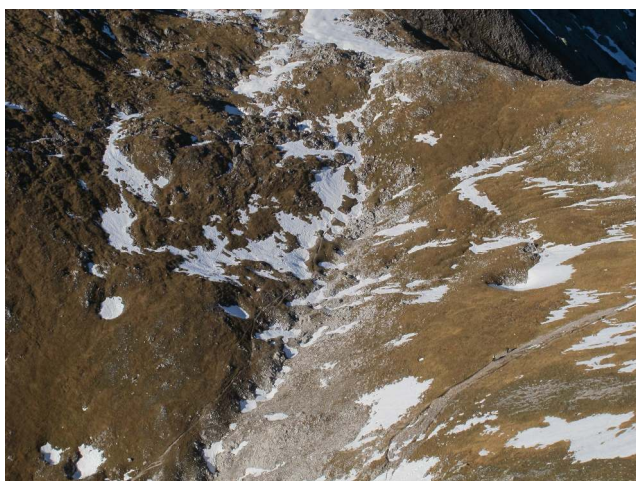


Abb. 2.17. Die Muldenstruktur einer Altfläche zwischen Riffl und Kalbling, in die sich später Dolinen eingetieft haben. Rechts unten Wanderer am markierten Weg (Foto: R. Fischer).



Abb. 2.18. Gangform in der Kaderalplhöhle (1711/37) in einer Erhebung zwischen Goferrhütte und Johnsbachtal gelegen. Möglicherweise ist die Höhle in einer in den umgebenden Wettersteindolomit eingeglittene Dachsteinkalkscholle entwickelt (Foto: M. Kopitsch).

des Kreuzkogls und im Plattenschrofenschacht gefundenen Sinter und Horizontalteile stellen interessante Hinweise auf eine mögliche Höhlenbildungsphase dar, zu der auch die Bärenhöhle im Hartelsgraben (1714/1) ganz im Osten der Gesäuseberge passen könnte. Weitere Forschungen hier am Westrand des Gebietes könnten diesbezüglich möglicherweise mehr Licht in diese Theorie bringen.

1712, Hochtör. Der Hochtörzug mit dem höchsten Gesäusegipfel, dem Hochtör (2370 m), wurde von HERRMANN & FISCHER 2013 sowohl speläologisch als auch geomorphologisch und in weiteren Aspekten ausführlich beschrieben. Die Teilgruppengrenze zum östlichen Zinödl bildet der markierte Weg vom Ghf. Kölbl (860 m) im Johnsbachtal im Süden zur Heßhütte (1699 m) und weiter die Talfurche der Ebnesangealm (Wasserfallweg) zur Kummerbrücke (574 m) im Ennstal im Norden (Abb. 2.19).

Geologisch ist diese Teilgruppe vergleichsweise einfach aufgebaut: Dachsteinkalk und Dachsteindolomit bilden die eindrucksvollen bis 1000 m hohen Nordwestwände, schwarze oder orangefarbene Raibler Schichten (Abb. 2.20) trennen diese vom riesigen, gräbenzerfurchten Sockel aus Wettersteindolomit im Liegenden. An mehreren Stellen im Osten und Norden finden sich größere, wahrscheinlich interglaziale Gehängebrekzien (z.B. Kainzenalblgraben, Haindlkar, Schneiderwartgraben). Lediglich im Süden der Teilgruppe treten einige Besonderheiten zutage. Einerseits finden sich im Bereich des Gamssteinsattels und der Kainzengabel Hinweise auf die eingefaltete Hüpflinger Deckscholle (siehe bei 1713) und andererseits sind in knapp 1000 m Seehöhe direkt am markierten Weg zur Heßhütte Gipsvorkommen der Werfener Schichten aufgeschlossen. Ganz im Süden der Teilgruppe schließt die von den Nördlichen Kalkalpen überfahrene Grauwackenzone an, in der jenseits des Johnsbaches die für die Gesäusehöhlenforschung bedeutende Odelsteinhöhle (1722/1) liegt (Abb. 2.21).

Als überlieferte Altflächen können das Tellersteinfeld SSO Hochtör und die Kölblplan im Planspitzen-Osthang gesehen werden (Abb. 2.23). Beide könnten noch im späten Tertiär ein von SSW nach NNO entwässerndes Fließgewässer orogr. links begrenzt haben. Insbesondere am Tiefboden, südlich unterhalb des Ennsecks mit der Heßhütte finden sich große Mengen an paläozoischen Geröllen der Grauwackenzone, die diese Theorie untermauern. Schließlich haben eiszeitliche Gletscher der Landschaft ihre heutige Form gegeben. Besonders markant (und auch höhlenreich) sind die süd- bis ostorientierten Kare wie Schneekar, Steinkar, Tellersack, Roßkar und Seekar.



Abb. 2.19. Nähert man sich dem Gesäuse von Westen durch das Ennstal an, so öffnet sich gleich hinter Ardning ein herrliches Panorama: Hinter der Wallfahrtskirche Frauenberg erheben sich die gewaltigen Nordwestwände des Hochtorszugs mit der Planspitze ganz links, dem Hochtorn in der Mitte und dem Gr. Ödstein rechts (Foto: R. Fischer).

Die Entwicklung der Höhlenforschung im Gebiet wurde von HERRMANN & FISCHER 2013 umfassend dargestellt. Der Schwerpunkt der Speleo Alpin Gesäuse Aktivitäten lag bis zum Jahr 2011 am Hochtorn, wodurch die Höhlenanzahl im ÖHVZ innerhalb von 10 Jahren von 13 auf 252 „explodierte“. Ende 2020 lag die Zahl bei 285 (spätere Zusammenschlüsse bereits heraus gerechnet). 13 dieser Objekte sind bislang noch unerforscht. Seit 2013 wurde vor allem im Höhlenballungsgebiet des Schneekars geforscht. Dort sticht der Schneekarschacht XI (1712/129) heraus, der mit Stand Ende 2020 auf –432 m Tiefe bei offener Fortsetzung erforscht wurde (Abb. 2.24). Er dürfte sich mit ziemlicher Sicherheit in jene kleine Gruppe von Hochtorschächten einreihen, die über 500 m Tiefe erreichen. Bisher sind dies der Seekarschacht XVI



Abb. 2.20. Detail der Raibler Schichten an der Nordseite des Ödsteins beim Raiblerloch (1712/272) vermutlich mit orangem Sandstein und schwarzem Schiefer (Foto: R. Fischer).

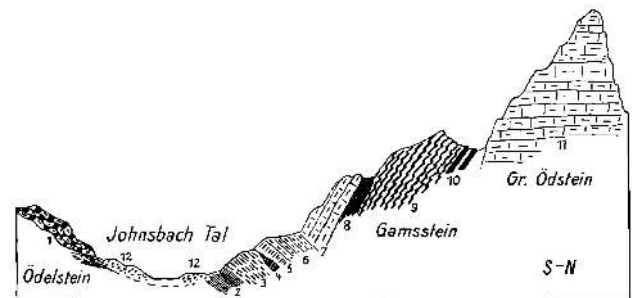


Fig. 66.

- | | | |
|--|---|----------------------|
| 1 = Erzführender Kalk. | 7 = Dachsteinkalk. | } Höpflinger Fazies. |
| 2 = Grauwackenschiefer. | 8 = Raibler Sch. | |
| 3 = Werfener Sandsteine. | 9 = Reiflinger Kalke. | |
| 4 = weißer Gips. | 10 = graue Krinoidenkalke mit <i>Favosites</i> , <i>Reticia trigonella</i> , Eisen- und Manganvererzung, graue Mergellagen. | |
| 5 = gelbe Rauhwaeken. | 11 = Dachsteinkalk. | |
| 6 = Werfener Sch. glimmerige Sandsteine und Kalkplatten mit Wellenspielen — Myophorien — Myaciten. | | |

Abb. 2.21. Schnitt durch den südwestlichen Teil der Teilgruppe. Der Ödelstein im S gehört bereits zur Grauwackenzone, der Gamsstein zur Hüpflinger Deckscholle. Aus AMPFERER 1935: 149.

(1712/142, H –579 m) und der Tellersackcanyon (1712/56, H –518 m), die auch die längsten Höhlen der Teilgruppe darstellen (L 1741 m bzw. 1735 m).

Neben dem Schneekarschacht XI stellen vor allem die in das ÖHVZ schon aufgenommenen, aber bislang noch unerforschten Höhlen zukünftige Forschungsziele dar. Diese erfordern jedoch lange und schwierige Zustiege beispielsweise durch die Hochtorn N-Wand oder über den Kirchengrat am Ödstein. Weiters ist es von Interesse, die vielen durch Schnee- und Eisverschlüsse geprägten Höhlen gelegentlich zu prüfen, da sich durch den erwarteten weiteren Eisrückgang Fortsetzungen öffnen könnten. Dazu zählen neben zahlreichen Schneekarschächten beispielsweise der Steinkarschacht II (1712/80) oder der Roßkarschacht IV (1712/27). Schließlich

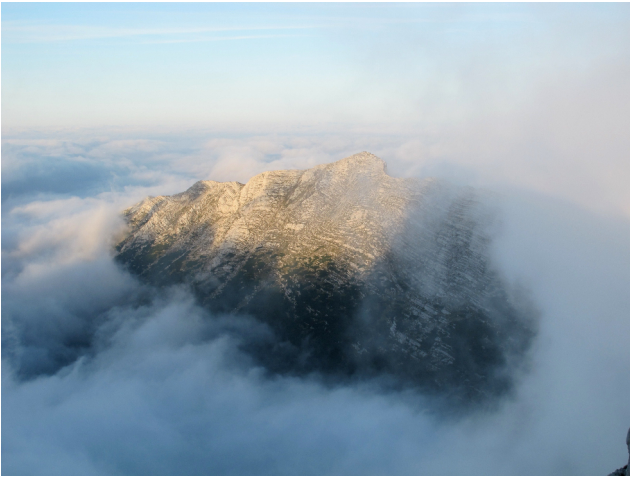


Abb. 2.22. So ähnlich könnte der Ausblick vom Hochtorn Richtung Zinödl während der Eiszeit ausgesehen haben. Nur in den höchsten Lagen haben sich die Formen tertiärer Landoberflächen, wie hier die Westhänge des Zinödls, vererben können (Foto: R. Fischer).

gilt es auch noch, bisher unerreichte Portale insbesondere im Tellersack oder am Ödstein zu erklettern.

1713, Zinödl. Das Zinödl (2191 m), östlich der Hefshütte gelegen, beherrscht die Teilgruppe in deren nördlicher Hälfte (Abb. 2.22). Südlich davon zieht vom SW der Teilgruppe ein langer Kamm Richtung NO, markante Erhebungen bilden darin der Wolfbauernturm (1725 m), die Stadelfeldschneid



Abb. 2.23. In Bildmitte befindet sich die Planspitze mit der Altfläche der Kölblplan, welche rechts Richtung Wasserfallweg abfällt. Im Mittelgrund liegt die Hefshütte am Ennsecksattel. Linkerhand erhebt sich das Hochtorn. Eiszeitliche Gletscherzungen aus dem Tellersack dürften südlich am Ennsneck vorbeigezogen sein, aus dem anschließenden Roßkar nördlich davon (Foto: E. Herrmann).

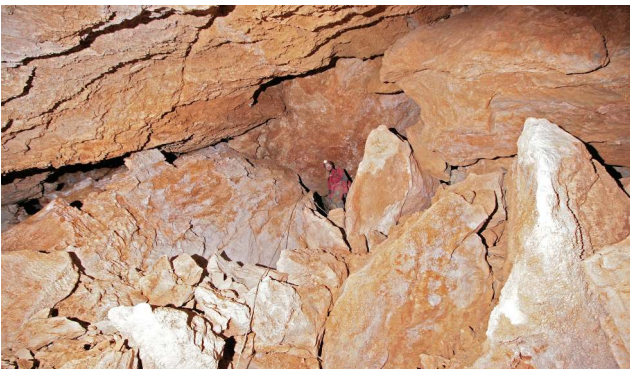


Abb. 2.24. Eine Versturzone in knapp 300 m Tiefe im Schneekarschacht XI (1712/129), dem aktuell aussichtsreichsten Forschungsziel der Teilgruppe (Foto: E. Herrmann).

(2091 m) und die nur durch einen flachen Sattel getrennte Gsuechmauer (2116 m), die schließlich mit Seemauer, Jahrilingmauer und Lärchkogl abfallend nach NO im Hartelsgraben ausläuft. Der Hartelsgraben bildet mit seiner südlichen Fortsetzung, der Hüpflingeralm auch die Teilgruppengrenze zum östlich anschließenden Lugauer. Im Zentrum der Teilgruppe liegt zwischen Zinödl und Jahrilingmauer die landschaftlich großartige, aber höhlenarme Sulzkaralm. Das Sulzkar wird im SW durch den Sulzkarhundsattel und den Rotofen (1951 m) begrenzt und bricht im NO mit dem eindrucksvollen Sulzkarwasserfall zum Hartelsgraben hin ab. Im Norden der Teilgruppe brechen bis 900 m hohe Wände aus Dachsteinkalk unmittelbar ins Ennstal ab.

Geologisch besteht der Großteil der Teilgruppe aus Dachsteinkalk. Nur randlich ganz im NW (beim Wasserfallweg) und im SW (NW Stadelfeld) stehen geringmächtig auch Dachsteindolomit bzw. Wettersteindolomit an. Raibler Schichten treten nur nördlich vom Wolfsbauernturm und im Bereich der Hüpflingeralm auf. Eine Besonderheit bilden die Gesteine der Hüpflinger Deckscholle, die sich in inverser Lage über den Dachsteinkalk geschoben hat, und die sich insbesondere rund um den Rotofen, am Stadelfeld und Hochhals in erosionsgeschützten Muldenstrukturen erhalten konnte (Abb. 2.25 und 2.26). Im „normalen“ Liegenden finden sich hier Gutensteiner Kalk, gefolgt von Steinalm Kalk, nach Übergangsschichten Reiflinger Kalk, sodann Halobienschiefer, Pötschenkalk und schließlich Pedata-Kalk. Diese mittel- bis obertriassische Schichtfolge wird durch Zerteilungen aber meist gestört (BAUER 1998: 10).

Im Süden der Teilgruppe treffen wir wieder auf den tiefliegenden Dachsteinkalksporn, dessen Spitze im Johnsbachtal (Silberreitmauer) liegt, und der sich nach Osten verbreiternd fortsetzt und hier beispielsweise die Hüpflingermauer und die Glaneggmauer aufbaut.

Die ebenmäßigen Zinödlwesthänge und die heute dolinenübersäte Hochfläche sind als Abbilder einer älteren (tertiären) Landoberfläche zu deuten, während nördlich die Ennsschlucht die Gesäuseberge zersägt hat und östlich der Hartelsgraben erosiv und glazial regelrecht wie ein Canyon eingeschnitten wurde. Beim Anblick der Nordwandflucht fällt auf, dass die Dachsteinkalkbänke ab dem Wasserfallweg deutlich nach Osten abtauchen und noch vor dem Hartelsgraben das heutige Ennsniveau erreichen (Abb. 2.27). Im Gipfelbereich finden sich stellenweise hornstein- und bohnerzföhrnde Sedimente. Diese deuten auf eine ehemalige Deckschicht aus Juragesteinen hin, die mittlerweile vollständig erodiert ist (AMPFERER 1935: 145). Auch am Hochtorn wurden

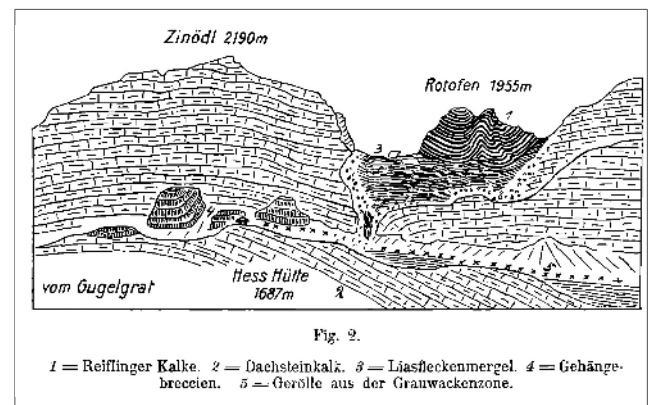


Abb. 2.25. Der Rotofen als Teil der Hüpflinger Deckscholle weist interessante, im Pedata-Kalk angelegte Höhlenbildungen auf, die deutlich älter als jene im angrenzenden Dachsteinkalk sein könnten. Aus AMPFERER 1935: 13, die Schichtfolge wird heute differenzierter betrachtet.



Abb. 2.26. Der Rotofen: in die Dachsteinkalkmassive von Zinödl links und Gsuechmauer rechts abgesenkt und eingefaltet und so vor Erosion besser geschützt, im Hintergrund der Lugauer (Foto: R. Fischer).

von uns winzige Sedimentreste gefunden, die diese Annahme unterstützen.

Das ausgedehnte, flachwellige Sulzkar verdankt sein heutiges Erscheinungsbild insbesondere eiszeitlichen Gletschern und deren Moränen, auch der Sulzkarsee ist ein Relikt der Eiszeit (PAVUZA & STUMMER 2004).

Die mit Abstand größte Höhle des Gebiets ist die Stadelalm-Eiskluft (1713/22a–c) mit einer Länge von aktuell 4177 m bei einer Tiefe von 627 m, gerechnet vom obersten Einstieg, dem Stadelfeld-Riesenschacht (Abb. 2.28 und 2.29). Mit der Bockleiten-Durchgangshöhle (1713/16, L 288 m) und der Bockleiten-Schachthöhle (1713/17, L 970 m) liegen zwei weitere Mittel- bzw. Großhöhlen in unmittelbarer Nähe. Bedeutsam sind hier u.a. große Mengen an allochthonem Geröll aus der Grauwackenzone. In diesen Höhlen konnte im Zuge des Projekts *Speleo Alpin Gesäuse* ausgedehntes Neuland dokumentiert werden, auch wurden viele bekannte Teile einer Neuvermessung unterzogen. Die Forschungsgeschichte und Bedeutung für die Entschlüsselung der Geomorphologie haben HERRMANN & FISCHER 2013: 252ff ausführlich dargelegt, ebenso für das bedeutende Quellsystem der Handhabenhöhlen im Hartelsgraben (HERRMANN & FISCHER 2013: 271ff), das eine Hauptentwässerung des Zinödls Richtung NO nahelegt. Altbekannt ist die Jahrlingmauerhöhle (1713/7), mit 1510 m Länge die zweitlängste Höhle in der Teilgruppe. Hier liegt noch keine dem aktuellen Dokumentationsniveau entsprechende Neubearbeitung vor.



Abb. 2.27. Die bis 900 m hoch, fast senkrecht zur Enns abbrechenden Nordabstürze des Zinödls. Gut erkennbar ist, dass der Dachsteinkalk hier bereits merklich nach Osten abtaucht und die Verschiebung entlang der SEMP Querstörungen mit sichtbaren Schubflächen entstehen lässt (Foto: R. Fischer).



Abb. 2.28. Forschung in der Stadelalm-Eiskluft (1713/22) im Jahr 2019. Rob Watson erklettert den Paläowildbacher aus der Halle am Abgrund (Foto: E. Herrmann).



Abb. 2.29. Wassergefüllter Strudelkolk im Paläowildbacher der Stadelalm-Eiskluft (Foto: E. Herrmann).

Zuletzt sorgte ein Literaturfund für eine Überraschung: es handelt sich um eine während der Bauarbeiten des Triebwasserstollens für das Kraftwerk Hieflau Ende der 1950er-Jahre angefahrne und dokumentierte Karsthöhle im Dachsteinkalk in nur 557 m Seehöhe (HERRMANN 2021).

Weitere Gebiete aktueller Forschungen liegen insbesondere im Höhlenballungsraum des Steinkarls (NO Zinödl), im Bereich Gamsbrunn-Rotofen-Sulzkar sowie punktuell im Hartelsgraben und in den Zinödl N-Abstürzen ins Ennstal.

1714, Lugauer. Der Lugauer (2206 m), auch das „Steirische Matterhorn“ genannt, bildet zusammen mit seinen Ausläufern im SW (G'spitzter Stein, 1555 m) und im NO (Scheieck, 1640 m) die zentrale Berggestalt der Teilgruppe. Der Doppelgipfel des Lugauers ist nur über die im SW gelegene Lugauerplan einfach erreichbar, überall sonst ist Kletterei oder zumindest Trittsicherheit gefragt (Abb. 2.30). Am Westfuß befindet sich mit dem Haselkar ein flaches Hochtal, das im Süden beim G'spitzten Stein unvermittelt mit steilen Wänden ins Radmertal abbricht. Im NW bildet der tief eingegrabene, klammartige Hartelsgraben die Teilgruppengrenze zum Zinödl (Abb. 2.31). Wo er in die Enns mündet, erhebt sich östlich mit steilen Wänden das Ennsseck (1282 m). Dem Lugauer nördlich und nordnordöstlich vorgelagert bestimmen Waldhänge das Erscheinungsbild, in deren zum Erzbach südlich Hieflau entwässernden Gräben auch Quellsysteme zutage treten.

Der Hauptteil der Teilgruppe wird wieder von Dachsteinkalk aufgebaut, nur im Süden und Südosten, insbesondere



Abb. 2.30. Der Lugauer von W mit den steil einfallenden Schichten des Dachsteinkalks, rechts die markante Lugauerplan, am Fuß das Haselkar. Im Vordergrund der noch zur Teilgruppe 1713 gehörige Grat des Hochhalsls. Interessant ist hier die steil gestellte Schichtfolge der Hüpflinger Deckscholle (Foto: E. Herrmann).

am Übergang zur Grauwackenzone, ist die geologische Landkarte bunter. Bei Hieflau im NO reicht der Dachsteinkalk bereits bis unter das heutige Ennsniveau (Abb. 2.32). Bei Bohrungen für das Kraftwerk Hieflau wurde erst in gut 50 m Tiefe anstehendes Gestein angetroffen, darüber befinden sich unterschiedliche Sedimentschichten (u.a. „Seeton“, WELLSCHER & KUSCHER 1961: 149). Nördlich und nordwestlich des Lugauers finden sich im Gebiet vom oberen Hartelsgraben bis zur Scheicheckalm (1502 m) sowie im Bereich Goldecksattel (1216 m) bis Waaggraben (laut Alpenvereinskarte „Waggraben“) insbesondere in den Talfurchen auch Jurakalke und -mergel der Allgäuschichten. Im Waaggraben gibt es

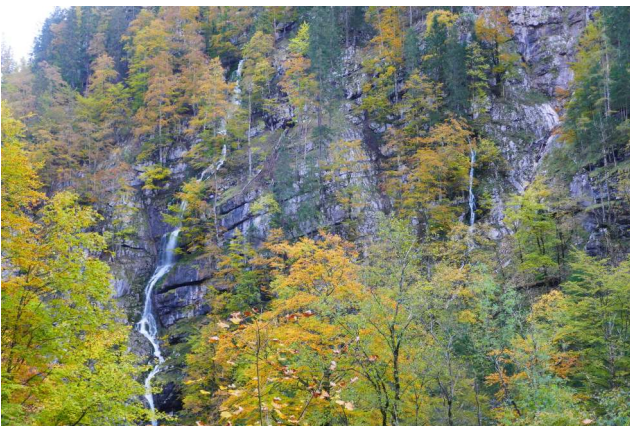


Abb. 2.31. Motiv im Hartelsgraben bei herbstlicher Schneeschmelze; der Wasserfall links entströmt der Goldeck-Wasserfallhöhle (1714/8). Das Einzugsgebiet muss sich zumindest bis zum Schalenkogel und den Lugauer-Nordhängen erstrecken (Foto: R. Fischer).

zudem ein Vorkommen von Gosau-Ablagerungen mit bedeutenden Fossilien der Oberkreide (AMPFERER 1935: 153). Südöstlich und östlich des wandbildenden Dachsteinkalks bis zur Teilgruppengrenze im Radmertal kommen auch Werfener Schichten, Haselgebirge und Wettersteindolomit (-kalk?) vor. Hier liegt auch ein bedeutendes Kupfer-Schaubergwerk.



Abb. 2.32. Das Ennsseck erhebt sich über dem Ennstal und dem Hartelsgraben und besitzt in knapp 1300 m Seehöhe eine markante Plateaubildung. Links hinten liegt der Waagspeicher bei Hieflau. Davor tauchen die Dachsteinkalkbänke bereits unter das Ennsniveau ab. Im Hintergrund grüßen die noch schneebedeckten Gipfel der westlichen Hochschwabgruppe (Foto: R. Fischer).

Im Gegensatz zu den weiter westlich liegenden Gipfeln der Gesäuseberge sind die Dachsteinkalkbänke am Lugauer sehr steil aufgestellt mit generellem Schichtfallen gegen NW. Ursache dafür könnte gemäß AMPFERER 1935: 70 die von

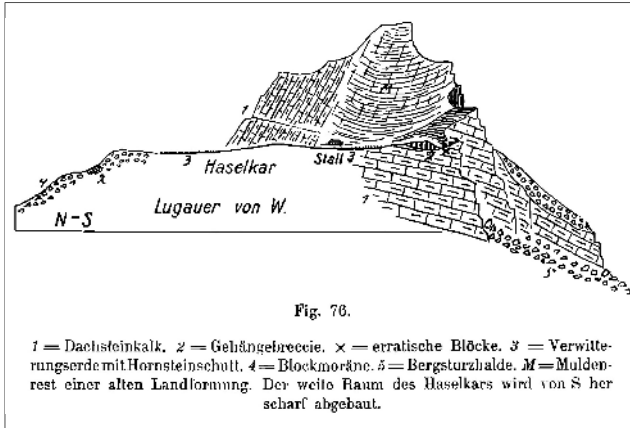


Abb. 2.33. Lugauerplan und Haselkar als Abbilder tertiärer Altflächen mit Juraablagerungen. Aus AMPFERER 1935: 160.

O anschließende, emporgehobene Kaiserschildgruppe sein, die bereits auf einer Faltenstruktur der Grauwackenzone liegt. Mit heutiger Kenntnis der regionalen Tektonik dürfte im Gegensatz zur Auffassung Ampferers das Kaiserschild vielmehr ein Hindernis in der Ostextrusion der Südlichen Gesäusberge darstellen.

Die Hänge der Lugauerplan im SW sind wohl der vererbte Rest einer tertiären Altfläche. Ähnliches dürfte für die Juramulden westlich und nordwestlich des Lugauers gelten, die von einer bedeutenden N-S-Störung, die heute der Hartelsgrabenbach benützt, mitgeprägt wurden (AMPFERER 1935: 100, 146, 160; Abb. 2.33). Die flachen Terrassen um die Ortschaft Hieflau im NO der Teilgruppe bestehen aus Konglomeratbänken aus von eiszeitlichen Gletschern ausgeschürftem und durch die Enns weitertransportierten und abgelagerten Gesteinsmaterial.

Die längste Höhle der Teilgruppe, die Bärenhöhle im Hartelsgraben (1714/1), wurde bereits Anfang des 19. Jhd. schriftlich als „Boanlucken“ erwähnt (z.B. SARTORI 1809: 211). Aufgrund der Unmenge an vormaligen vorhandenen Höhlenbärenknochen war sie lange Zeit die bekannteste Höhle der Umgebung und zog über Jahrhunderte Raubgräber an. Daran änderte leider auch die Unter-Schutz-Stellung im Jahr 1948 nichts. In den Jahren 2010–2012 wurde die gesamte Höhle neu vermessen und eine zeitgemäße Dokumentation er-

stellt. HERRMANN & FISCHER 2013: 274ff geben eine Gesamtlänge von 1335 m bei einem Höhenunterschied von 113 m an und liefern eine ausführliche Beschreibung (Abb. 2.34). Ebenfalls schon altbekannt und sagenbehaftet ist die Karsterscheinung der Teufelsmühle (1714/5) im Waaggraben mit ihren eindrucksvollen Strudelkolken. Erst in den 1970–1980er Jahren erfolgten weitere bedeutende Entdeckungen in der Teilgruppe, wie beispielsweise die Ennseckhöhle (1714/10; L 495 m), die Goldeck-Gipfelhöhle (1714/12; L 270 m) und die wasserführende Waaggraben-Kluffhöhle (1714/23; L 244 m). Eine Kurzbeschreibung liefert STUMMER 2014: 12ff. Eine weitere Initiative zur höhlenkundlichen Erforschung des Lugauers fand im Juli 1997 statt. Dabei wurde unter anderem der schon von HESS & PICHL 1971: 157 als „tiefe Schachthöhle“ erwähnte Lugauer-Gipfelschacht (1714/3) erforscht und vermessen. Die Länge von 67 m bei einer Tiefe von 47 m wurde den damals hoch gesteckten Erwartungen nicht gerecht (siehe HERRMANN & PLAN 1998). Erst in den letzten Jahren rückte der Nordwesten der Teilgruppe wieder verstärkt ins Forschungsinteresse des Speleo Alpin Gesäuse Projektes, wobei im Hartelsgraben neben etlichen Kleinhöhlen auch einige Mittelhöhlen (wieder)entdeckt und bearbeitet werden konnten. Aber auch hier ist das höhlenkundliche Potenzial sicher noch nicht erschöpft.



Abb. 2.34. In der Halle 2 der Bärenhöhle im Hartelsgraben (1714/1). Die Sedimente wurden jahrhundertlang von Raubgräbern auf der Suche nach Höhlenbärenknochen durchwühlt (Foto: E. Herrmann).