

## 5. Ergänzende Notizen zur Karstmorphologie

In der Publikation „Höhlen im Hochtort“ haben wir vor 8 Jahren das publizierte geomorphologische Wissen über die südlichen Gesäuseberge zusammengetragen und durch eigene Geländeaufnahmen angereichert (HERRMANN & FISCHER 2013). Aus den Höhlenaufnahmen und Geländebegehungen der nachfolgenden Jahre sollen hier relevante Beobachtungen und daraus gezogene Schlussfolgerungen ergänzt werden. Vieles davon untermauert die 2013 publizierten Interpretationen zur Landschaftsgeschichte dieses Karstgebietes, manches ist aber auch überraschend und neu:

### Liegen die ältesten Höhlenreste des Gesäuses im Rotofen?

Der in eine der Synklinale des Gesäuses eingebettete Rotofen zwischen Zinödl und Gsuechmauer bildet ein Relikt der die südlichen Gesäuseberge einst weitgehend oder vollständig überdeckenden Hüpflinger Deckscholle (vgl. Kapitel 2 und HERRMANN & FISCHER 2013: 16-17). BRYDA 1993 schließt anhand den zur Faltenachse parallelen Störungen auf einen nachträglichen negativen Höhenversatz der Synklinale gegenüber den angrenzenden Gebirgskörpern von bis zu mehreren hundert Metern, sodass der Rotofen heute in einer zusätzlich eingesunkenen Mulde sitzt. Eher zufällig kam es 2016 zu einer Begehung und Vermessung der bereits von STRAKA 1976 beschriebenen Rotofenhöhle (1713/2) am Fuß der Rotofen-Westwand. Dabei sprang ins Auge, dass deren Hauptteil aus einem geräumigen, am Ende durch Sediment verschlossenen Horizontalgang besteht, der mit seinem Querschnitt und rudimentär erhalten gebliebenen Kleinformen eine Entstehung unter phreatischen oder epiphreatischen Bedingungen vermuten lässt.

In einer Seehöhe von 1800 m gelegen fällt diese Horizontalhöhle völlig aus dem Rahmen. (Die in der senkrechten Ostwand des Rotofens gelegene, 2021 erforschte Rotofen-Ostwandhöhle ist ebenfalls ein Karsthöhlenraum, der aber keine Rückschlüsse auf sein Alter zulässt). Im Zuge der Verkarstung von Faltengebirgen bilden sich typischerweise entlang der Synklinalachsen erste zusammenhängende Höhlensysteme aus. Mit der heutigen oder auch älterer quartärer Geländedeposition ist die Rotofenhöhle, die über wasserstauenden, den Dachsteinkalk überdeckenden Schichten entwickelt ist, nicht erklärbar. Gut erklärbar wäre sie hingegen als allerletztes Relikt einer der Synklinale folgenden Karstentwässerung und Höhlenbildung, die in einer Zeit entstanden ist, als die Höhlen des Hochtorts vielleicht noch nicht einmal im Ansatz existierten. Ob sie bereits in dem von BRYDA 1993 angenommenen Zeitraum der weiteren tektonischen Absenkung der Synklinale vor 30–17 Millionen Jahren (und somit in noch größerer relativer Höhenlage) oder erst danach gebildet wurde, kann hier allerdings nicht beantwortet werden. Siehe dazu nähere Angaben bei der Beschreibung der Höhle in Kapitel 4!

### Störungs- und Talweg-gebundener Schacht-Gigantismus in höheren Lagen

Wie 2013 bereits eingehend beschrieben und statistisch belegt herrschen in den südlichen Gesäusebergen in Höhenlagen von über 1300 m Schachtcanyons vor, die aus Abfolgen kleinerer Schachtstufen und enger, gewundener Canyons bestehen. Die in diesem Umfeld umso auffälligeren, bisher nur in wenigen Höhlen angetroffenen Schacht-Großformen wurden in einen Zusammenhang mit der Basis der Vertikalsysteme im Übergang zu subhorizontal verlaufenden Höhlenteilen bzw. im Übergang vom Dachsteinkalk zum Dolomit gestellt (HERRMANN & FISCHER 2013: 300–302). Mittlerweile wurden jedoch weitere, höher positionierte Schacht-Großformen erforscht, für die dieser Zusammenhang nicht oder nur mehr bedingt erkennbar ist: die 170-m-Vertikale des 7-Sekunden-Schachtes im Schneekarschacht XI (1712/129) mit einem Querschnitt von bis zu 30 m, unweit davon entfernt der Schneekarschacht XXII (1712/186), dessen monströser, schneegefüllter Tagschacht a mit einem Querschnitt von 60 m × 25 m durch den Gletscher aufgeschnitten ist (vgl. die Beschreibung in Kapitel 4), oder die Schachtregion um den Annaberg in der Stadelalm-Eiskluft (1713/22). Ob der 140 m tiefe Einstiegsschacht des Stadelalm-Riesenschachtes (1713/22b) auch zu dieser Kategorie zu zählen ist, ist unklar, da der vorliegende Plan aus 1993 keine sehr bedeutenden Raumquerschnitte darstellt. Bei der Stadelalm-Eiskluft ist Dank der Vermessungen der vergangenen Jahre offensichtlich, dass die Höhlenteile zwischen 1400 und 1550 m Seehöhe, die nach derzeitigem Stand das überwiegende Volumen der bekannten Höhlenteile einschließen, an subvertikalen Störungsflächen ausgebildet sind, die in Verlängerung der sehr alt eingestuften Tal-Achse Stadelalm-Ennseck-Ebnesangeralm (Wasserfallweg) streichen (siehe Planbeilage!). Auch die genannten Großformen im Schneekar liegen im Talweg-Bereich des Kares. Bezieht man die auffällige große, einzelne Einsturzdoline (?) an der Hauptstörung des Seekars und die Doline am Antoniboden im Talweg S der Zinödlalm in die Betrachtung mit ein, dann könnten diese wenigen Großformen eine im Vergleich zu den vielen umgebenden Canyonschächten charakteristische ältere Höhlenbildungsphase anzeigen: Die Entstehung dieser Objekte, für die große Zeiträume erforderlich gewesen sein müssen, könnte störungsbegünstigt an den Stellen sehr früh ihren Anfang genommen haben, wo die Erosion von Oberflächengewässern in bereits störungsgebundenen Talwegen zuerst den überdeckten Dachsteinkalk aufschloss.

Aus einigen Schachtquerschnitten kann abgeleitet werden, dass etwa der 7-Sekunden-Schacht aus mehreren, sehr nahe zueinander gelegenen Schachtcanyons zusammengewachsen bzw. durch das spätere Einstürzen von Zwischenwänden entstanden ist. Eis und aktive Tektonik kommen dabei als fördernde Faktoren in Betracht. In den Großformen an der



Abb. 5.1. (a)–(e) Hornsteingeröll erfüllt (Paläo-?)Karsthohlräume in der Südflanke des Roßschweifs und wurde mit dem Dachsteinkalk tektonisch strapaziert (siehe Text!) (Fotos: R. Fischer & E. Herrmann).

Basis von Schachtsystemen sind diese Faktoren hingegen nicht so offensichtlich erkennbar.

#### Zum Alter und der Herkunft des gebietstypischen Hornsteingerölls in Höhlen

In HERRMANN & FISCHER 2013: 114, 118, 309f haben wir uns mehrfach mit dem in hoch gelegenen Höhlen der südlichen Gesäuseberge immer wieder anzutreffenden, nahezu sortenreinen Hornsteingeröll auseinandergesetzt, das in der Vergangenheit selbst in der Fachliteratur vielfach mit Geröll der hier fehlenden Augensteininformation verwechselt wurde. Beruhend auf TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1962 sowie mündlichen Mitteilungen von Mineralogen und Geologen wurde deren Ursprung in ehemals dem Dachsteinkalk aufliegendem, hornsteinführenden jurassischen (oder kretazischen) Kalken vermutet. Speziell konnten TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1962 in entsprechenden Sedimenten am Zinödl „Relikte brachiopodenführenden Juraradiolarites“ erkennen, die „aus Sedimenten, die einem vor- oder spätlasischen Relief eingelagert wurden“ entstammen.

Aufgrund neuerer eigener Geländebeobachtungen und der Arbeit von BRYDA 1993 erscheint es allerdings ebenso plausibel, dass es sich um Lösungsreste triassischer Pedata Schichten handelt, die ja noch heute in der Sulzkar-Synklinale (Rotofen, Gamsstein) als Reste der Hüpflinger Deckscholle aufgeschlossen sind, und die aufgrund ihrer Struktur und Faltung einem im Vergleich zum Dachsteinkalk raschen Abtrag unterworfen sind. Diese dünnbankigen Kalke bestehen zu einem eventuell zweistelligen Volums-Prozentanteil aus Hornstein organischen Ursprungs.

Im Juni 2021 ergab sich die Gelegenheit eine bereits in den ersten Forschungsjahren registrierte Fundstelle von Hornsteingeröll unter der Südflanke des Roßschweifs (SW 1712/14, W 1712/89) näher zu studieren. Die rund 100 m unter der Kammlinie des Grates gelegene Fundstelle ist durch das rotbraune, über die Schutthalde bis gegen den Grund des Tellersacks verschleppte Substrat auffallend sichtbar. Der ausgedehnte Aufschluss, der zahlreiche kleinräumige (<1 m) Sedimentprofile umfasst, lässt auf einen weitgehend abgetragenen Höhlenraum schließen, von dem nur mehr verfüllte Seitenteile bzw. -Äste vorhanden sind. Soweit der Aufschluss

nicht von Hangschutt verdeckt ist, sind grünliche, gelbliche bis rostbraune Sedimentlagen, vorwiegend aus cm-großen kantengerundeten oder ganz abgerollten Hornsteinstücken in feiner Matrix aufgeschlossen (Abb. 5.1a,b). Das Sediment ist in Hohlräume von unregelmäßigem Querschnitt im Dachsteinkalk eingelagert. Aus der Wandstruktur und Deckenkanälen können die ehemaligen Hohlräume als Karstformen erkannt werden (Abb. 5.1c). Stellenweise sind randlich Dachsteinkalk-Bruchstücke in das Sediment eingeschlossen, oder geht die Höhlenwand in eine verfüllte Verbruchzone über (Abb. 5.1d). Das Geröll ist stets zu einem Konglomerat verfestigt und lässt auch in schmalen Seitenspalten nahezu keine Fugen offen. Etliche Geröll-Komponenten zeigen, dass das Sediment zusammen mit dem Dachsteinkalk von jüngerer Tektonik erfasst und zerschert wurde (Abb. 5.1e).

Die gute Abrollung eines Teils der Komponenten lässt auf einen längeren Aufenthalt in bewegtem Wasser beziehungsweise mehrfache Umlagerung schließen. Andererseits liegt weder ein einheitlich gerundeter Kies noch eine Sortierung in Rollsteinen und bloß kantengerundete Steinchen vor. Eine plausible Genese wäre die Aggregation der Hornsteine auf einer Landoberfläche nach Korrosion des Kalkanteils vom Muttergestein, anschließend eine Einschwemmung in den



Abb. 5.2. Allgäuschichten erodieren am Oberen Stadelfeld in eine darunter liegende (Paläo-?)Karstoberfläche des Dachsteinkalks (Foto: E. Herrmann).



Abb. 5.3. Erzkruste eines mit dem Oberflächenabtrag zerstörten, ehemals mit Hornsteingeröll erfüllten Höhlenraumes in der Südflanke des Roßschweifs. Objektbreite 14 cm (Foto: E. Herrmann).

Kontaktkarst des freigelegten Karstgesteins (wie dies am Staldelfeld noch heute beobachtet werden kann; Abb. 5.2). Ob die Einschwemmung dabei in eine später überdeckte und daher erhalten gebliebene Paläo-Karstoberfläche im Sinne einer Altfläche erfolgte, wie von TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1962: 346 angedeutet, kann hier nicht geklärt werden. Die Fundorte in aktiven Canyonschächten, etwa im nahe gelegenen Tellersackcanyon, 1712/56 zeigen jedoch, dass junge Canyons immer wieder ältere Karsthohlräume anschneiden, reaktivieren und eine Umlagerung der Sedimente ermöglichen. Die starke Bindung der regionalen Höhlenentwicklung



Abb. 5.4. Phreatisches Raumprofil in der Schalenkogelhöhle (1714/36) (Foto: E. Herrmann).

an steil einfallende Störungsflächen ist eine wichtige Voraussetzung dafür. Für Spezialisten könnte das teilweise Vorhandensein von Eisenerzkrusten an den Wänden der mit Hornstein erfüllten Karsthohlräume in der Roßschweif-Südflanke von Interesse sein (Abb. 5.3).

#### Ein weiterer Beleg für eine ehemalige Karstentwässerung aus dem Hartelsgraben nach NO

Die Neubearbeitung der Bärenhöhle (1714/1) erbrachte unter anderem die Rekonstruktion einer Paläo-Entwässerung des Oberen Hartelsgrabens nach ONO (HERRMANN & FISCHER 2013: 276), was in etwa dem Streichen der Faltenachsen des Gebirges entspricht. Dieser Befund wird nun durch die unweit südlich gelegene Schalenkogelhöhle (1714/36) bestätigt: Ihre Raumfolge und Kleinformen zeigen ein ehemals nach ONO unter den Schalenkogel abfließendes Höhlengewässer an. Die Luftbildkarte zur Karstentwässerung in HERRMANN & FISCHER 2013: 63 wäre hier durch einen weiteren, nach NO zeigenden Pfeil zu ergänzen. Auch wenn die Raumdimensionen nicht an jene der Bärenhöhle herankommen, sind aus den Querschnitten (Abb. 5.4) und den stellenweise erhalten gebliebenen Fließfacetten auch in dieser Höhle Hochwasser-Schüttungen im Bereich von zumindest jenseits der hundert Sekundenliter rekonstruierbar. Typisch für die Höhlen östlich des Hartelsgrabens ist die hohe Sedimentfracht. Sinterleisten (als Reste ehemaliger Sedimentdecken) und Lösungsrampen zeigen eine ehemals im Vergleich zum heutigen Zustand noch höher reichende Auffüllung zahlreicher Gangprofile an. Daraus kann auf eine Situation geschlossen werden, in der Oberflächengewässer mit großen Ponoren oder Höhlenportalen in den Untergrund eingetreten sind.

#### Hat sich die unterirdische Abflussrichtung östlich des Hartelsgrabens in späterer Zeit gedreht?

Mit dem mächtigen Quellbezirk Hochreid-Eng, der nur episodisch wasserspeienden Goldeck-Wasserfallhöhle (1714/8) und dem verplombten Quellprofil des Unteren Tors (1714/13) ist weit talauswärts und rund 500 m tiefer hingegen eine jüngere bis rezente Abflusstendenz in den Hartelsgraben ablesbar. HASEKE 2005: 49 schreibt dem Quellbezirk Hochreid-Eng aufgrund der mittleren Schüttung von (geschätzt) 250 l/s ein Einzugsgebiet bis zum Scheich und Lugauer zu. Dies würde eine Änderung der Abflussrichtung von ONO nach NNW, also quer zum geologischen Faltenbau bedeuten, was eventuell durch eine rasche (glaziale?) Eintiefung des Hartelsgrabens und die Ausbildung wasserwegiger, die Steilflanken begleitender Spalten erklärbar wäre. Tatsächlich können im Umfeld in mehreren Höhlen der Steilflanken vorhandene junge Profilverschiebungen durch gravitative oder postglaziale Entlastungsprozesse vielleicht sogar besser als durch tektonische Bewegungen erklärt werden (Abb. 5.5). Siehe dazu auch die Höhlenbeschreibungen 1713/10 und 1714/35 in Kapitel 4! Für eine sichere Interpretation bräuchte es aber eine fachkundige, systematische Einmessung der registrierten Verschiebungen.

#### Wie tief reicht die Verkarstung in den Sockel der südlichen Gesäuseberge?

In HERRMANN & FISCHER 2013: 317f machten wir auf die unterschiedliche Höhenlage der Quelhöhlen in diesem Karstgebiet aufmerksam, das in seiner Entwicklung als noch juveniler bzw. „seichter“ Karst zumeist noch hinter der raschen Taleintiefung nacheilt. Belege für eine nur punktuell bis ins



Abb. 5.5. Profilverchiebung in der Makasihöhle (1714/35). Wie in etlichen ähnlichen Fällen, ist die hangende Partie schräg abwärts zur steilen Karstoberfläche hin verschoben (Foto: J. Wallner).

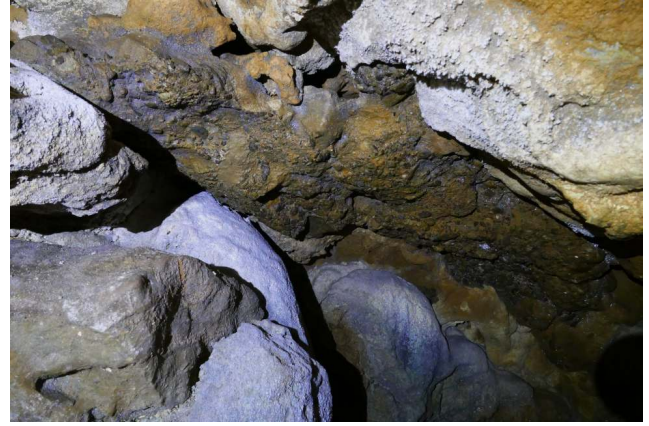


Abb. 5.6. Zu einem Konglomerat verfestigtes paläozoisches Geröll findet sich u.a. in der Linie Haselkar-Hartelsgraben, hier an der Decke des Forststraßenfortsetzungslochs (1714/37) (Foto: R. Fischer).

Ennsniveaureichende Verkarstung lieferte bereits der geologische Bericht vom Triebwasserstollenbau des Speicherkraftwerks Hiefrau (SEELMEIER 1959; HERRMANN 2021): Im Zuge des Stollenbaus wurden an (wenigen) Störungszonen Höhlen und mit Tertiärlehm gefüllte Spalten dokumentiert, darunter die unter dem Handhabenriegel liegende, gut dokumentierte Triebwasserstollen-Schlothöhle (1713/111) in 557 m Seehöhe. Andererseits wurde das Gebirge dazwischen über größere Abschnitte des Stollenbauwerkes trocken und frei jeglicher Karsthohlräume angetroffen, und Karstwasser trat abgesehen von den eingangsnahen Stollenabschnitten nur im Bereich von Störungszonen ein. SEELMEIER 1959 kartiert auch rote Tonmergel, „die selbst feinste Klüfte des Gesteins durchziehen“ und erwähnt (ohne Beleg) tertiäre Pollen aus mit den Tonmergeln an wenigen Stellen vergesellschafteten schwarzen Tonschiefer-Resten, wobei er die Bindung dieser Sedimente in Störungszonen hervorstreicht. Dies entspricht insgesamt unserer Vorstellung, dass in diesem Gebiet die Verkarstung der Taleintiefung hinterherläuft.

An der Südwestseite der Teilgruppe 1713, wo Werfener Schichten über den Vorfluter Johnsbach hinaufreichen, trafen wir am tiefsten Wandfußpunkt SO unterhalb des Wolfbauer-Wasserfalls auf eine schuttverdeckte Quelle, die wesentlich mehr zur Schüttung des Wolfbauernbaches beiträgt als der am Ersten Koderboden entspringende und den Wolfbauer-Wasserfall speisende Bach. Dies wurde bisher nicht nur in allen Kartenwerken sondern auch in der Karstgefährdungskarte (STUMMER 2001) übersehen. HASEKE 2005: 26 weist darauf hin, dass die Quellaufnahme des Joanneums 1989 (unpubl., uns nicht zugänglich) hier einen Quellhorizont verortet, nimmt diesen aber eigenartigerweise nicht in die eigene Kartierung auf. In der Luftbildkarte auf Seite 63 in HERRMANN & FISCHER 2013 wäre hier also eine weitere „Bedeutende Karstquelle“ zu ergänzen. Das Karst(höhlen)system ist an diesem Rand jedenfalls bis zu den wasserstauenden Schichten in unter 900 m Seehöhe voll entwickelt.

### Geomorphologisch junges Geröll aus paläozoischem Gestein

Einschwemmung von Lockermaterial bestehend aus unmittelbar südlich anstehenden paläozoischen Gesteinen in das Karstsystem findet an der Südseite des Massivs reliktilsch noch heute statt, speziell in Dolinen am Kiagaschboden NO des Neuburgsattels, in ca. 1500 m bis knapp unter 1600 m Seehöhe. Dieser Befund bestätigt die 2013 geäußerte Vermutung/Annahme, dass die in Talrinnen verbreiteten Kristallingerölle dieses Gebietes – Ampferers „Hohe Schotter“ –

nichts mit der viel älteren Augensteininformation zu tun haben, was die ehemalige Existenz der Augensteininformation im Gebiet freilich nicht ausschließt. Erst in geologisch junger Zeit wurde der Einzugsbereich aus dem südlich anschließenden Paläozoikum durch glaziale und fluvial-erosive Taleintiefung westlich und östlich des Neuburgsattels (1439 m) sowie im Kleinen auch durch bis heute anhaltende gravitative Prozesse im Radmertal gekappt. (Infolge dessen trifft man hier heute nur mehr eine Umlagerung von Geröll in Karsthohlräume an). Die Höhle unter dem G'spitzten Stein (1714/25; siehe auch dort!), eine in 1465 m Seehöhe gelegene Höhle zeigt an den Wänden und der Decke zu einem Konglomerat verfestigte Reste paläozoischen Gerölls, das hier offensichtlich von Süden nach N in die Höhle eingeschwemmt wurde. Die Höhle liegt in Verlängerung der Talfurche Hartelsgraben – Haselkar, auf deren jäh Kappung gegen S durch das Radmertal bereits AMPFERER 1935: 100, 159 hinwies. Einen diesbezüglich weiteren Beleg fanden wir im rund 2,75 km genau N von 1714/25 liegenden Forststraßenfortsetzungsloch (1714/37; siehe auch dort!) in einer Seehöhe von 1360 m, wo eine augenscheinlich ähnliche Konglomeratkruste an der Decke klebt, während darunter Bergmilchwülste die Wand verzieren (Abb. 5.6). In diesem Zusammenhang könnte auch von Interesse sein, dass das an der Oberfläche zwischen Heßhütte und Neuburgsattel verstreut anzutreffende Fremdgeröll nicht in tertiären Rotlehm eingebettet ist. Es ist also entweder umgelagert (und dabei von seiner ursprünglichen Matrix getrennt) oder unter anderen (kühleren, feuchteren und also späteren!) Klimabedingungen abgelagert worden; vgl. KUHLEMANN et al. 2008. Auch dazu finden wir rückschauend bereits bei AMPFERER 1935: 32 den Hinweis, dass ein vergleichbares Vorkommen in der Gipfelmulde Riffel – Sparafeld an „braune, lehmige Erde“ gebunden ist.

### Rasche Klimawandel-bedingte Freilegung schuttbedeckter Schachtzonen

Dass zahlreiche Schächte in den Karböden der Gesäuseberge klimabedingt erst vor wenigen Jahren oder Jahrzehnten zugänglich geworden waren, offenbarte sich schon am Beginn der systematischen Geländebegehungen. Im Zuge der oft mehrmaligen Befahrungen wurde der mit den Klimazyklen einher gehende Wechsel von Eisfüllung, Schuttüberstreuung und Firnbedeckung mit warmzeitlicher Eisschmelze, Verschlucken der Schuttdecke und Wiederfreilegung der die Schächte umgebenden Felsoberfläche deutlich, wobei die Stöpsel gleichkommende Eisfüllung der Schächte deren Auffüllung mit Schutt hintanhält. Warmzeitlich kann zwar eine korrosionsbedingte Weiterentwicklung der Schächte erfolgen,



Abb. 5.7. Erst wenige Jahre alte Sekundärdoline im Schuttstrom des Schneelochs südlich des Hochtors (Pfeil) (Foto: E. Herrmann, 15.9.2018).

die meisten Schachteinstiege werden aber infolge des ungehinderten Schutteintrags früher oder später unzugänglich. Im Zuge des Nachrutschens der überlagernden Schuttmassen in die oft dicht an dicht gelegenen Tagschächte zeigt sich außerdem, dass die Schuttfelder fast nirgends mehr als nur wenige Meter mächtig sind. Darüber wurde bereits in HERRMANN & FISCHER 2013: 55–57 berichtet. Herrmann & Höbinger 2018 wiesen auf die aus dem Abschmelzen der quantitativ vielleicht unterschätzten Eiskörper im Karstgebirge ablesbaren Folgewirkungen auf den Karstwasserhaushalt hin.

Inzwischen konnten vor allem im vergleichsweise schuttreichen Schneeloch sowie im Schneekar weitere erst in jüngster Zeit frei gewordene Schächte vermessen werden,



Abb. 5.8. Ein Felssturzblock überdeckt das Schneelochloch XI (1712/258) und schützte es zusammen mit einem heute fast vollständig abgeschmolzenen Eiskörper vor der Verfüllung mit Hangschutt (Foto: E. Herrmann 09/2014).

und im Nahbereich stellten wir vereinzelt ganz frische, offenbar über noch verdeckten Schächten gelegene Sekundärdolinen fest (Abb. 5.7). In dem seit 2002 immer wieder besuchten Schneelochloch IV (1712/53; Foto siehe Höhlenbeschreibungen 1712!) konnte die rasche Veränderung fotografisch dokumentiert werden. Über dem unweit davon gelegene Schneelochloch XI (1712/258) kam dereinst ein großer Felsblock („glücklich“ für die Höhlenforschung) so zu liegen, dass der Schachtraum wie mit einem Deckel vor weiterem Schutteintrag geschützt blieb. Wir trafen darin den letzten Rest eines fast schwarzen, geschichteten Eiskörpers an (Abb. 5.8).

