

Hydrogeologische Grundlagenstudie Westliche Gailtaler Alpen / Lienzer Dolomiten (Kärnten / Osttirol)

*Hydrogeological Study of the Western Gailtal Alps and Lienz Dolomites
(Carinthia/Eastern Tyrol)*

G. PROBST¹⁾, R. BRANDNER²⁾, P. HACKER³⁾, G. HEISS⁴⁾ & Ch. PRAGER⁵⁾

Inhalt

	Seite
1. Einleitung.....	6
2. Geologie.....	8
2.1. Allgemeines.....	8
2.2. Stratigraphie.....	8
2.3. Hydrogeologische Karte und Eigenschaften der Schichtfolge.....	14
2.4. Strukturgeologie.....	20
2.4.1. Einführung.....	20
2.4.2. Chronologie der Deformationsabschnitte.....	20
2.4.2.1. D1 – E-W-Kompression (O-Kreide bis Paläogen?).....	20
2.4.2.2. D2 – N-S-Kompression (Eozän?).....	21
2.4.2.3. D3 – ca. E-W-streichende Grabenbruchbildungen (U-Oligozän?).....	22
2.4.2.4. D4 – ENE-WSW- bis NE-SW-streichende, sinistrale Störungen (Oligozän/Miozän?).....	22
2.4.2.5. D5 – WNW-ESE-streichende, dextrale Störungen (Oligozän bis O-Miozän?).....	23
2.4.2.6. D 6 – NW-SE-streichende, dextrale Störungen (O-Miozän bis subrezent?).....	24

¹⁾ Mag. rer. nat. Gerhard PROBST, Institut für WasserRessourcenManagement, Hydrogeologie und Geophysik, JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH, Elisabethstraße 16/II, A-8010 Graz, Österreich. E-Mail: gerhard.probst@joanneum.at

²⁾ Univ.-Prof. Dr. Rainer BRANDNER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Österreich. E-Mail: rainer.brandner@uibk.ac.at

³⁾ Univ.-Doz. Dr. Peter HACKER, arc Seibersdorf Research GmbH, A-2444 Seibersdorf, Österreich. E-Mail: peter.hacker@arcs.ac.at

⁴⁾ Dr. Gerhard HEISS, arc Seibersdorf Research GmbH, A-2444 Seibersdorf, Österreich. E-Mail: gerhard.heiss@arcs.ac.at

⁵⁾ Mag. Christoph PRAGER, alpS – Zentrum für Naturgefahren Management CCI, Fachbereich Geologie, Massenbewegungen, Grabenweg 3/I, A-6020 Innsbruck, Österreich. E-Mail: prager@alps-gmbh.com

2.5. Fallbeispiele hydrogeologisch relevanter Strukturen.....	25
2.5.1. Schlucke-Störung	25
2.5.2. Schwarzbodenquelle	25
2.5.3. N-S-streichende Trennflächen	26
2.5.4. Iseltalstörung, Moosbrunnquelle.....	26
2.5.5. Tuffbad St. Lorenzen.....	26
3. Ergebnisse der hydrogeologischen Untersuchungen	27
3.1. Wasserbilanz.....	27
3.2. Hydrochemie.....	35
3.2.1. Physikalisch-chemische Übersichtsbeprobung von Quellen.....	35
3.2.2. Physikalisch-chemische Dauerbeobachtung von Quellen	36
3.2.3. Hydrochemische Modellierung.....	38
3.2.4. Zuordnung der Quellen zu lithologischen Einheiten.....	39
3.3. Isotopenuntersuchungen.....	40
4. Detailuntersuchungsgebiete	44
4.1. Detailuntersuchungen Moosbrunnquelle	44
4.2. Detailuntersuchungen Kerschbaumtal.....	46
4.3. Detailuntersuchungen Rauchkofel-Massiv	47
4.4. Detailuntersuchungen Teichmühlquelle.....	49
4.5. Detailuntersuchungen Wildensenderbachtal und Tuffbadquellen	50
5. Diskussion von Ergebnissen	52
Zusammenfassung.....	55
Literatur.....	57
Summary	60
Dank.....	61

1. Einleitung

Das Institut für WasserRessourcenManagement, Hydrogeologie und Geophysik der JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH (WRM) und das Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck (IGP) wurden von der Republik Österreich, vertreten durch das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft und dem Land Kärnten, vertreten durch das Amt der Kärntner Landesregierung, Abt. 18 – Wasserwirtschaft sowie dem Land Tirol, vertreten durch das Amt der Tiroler Landesregierung, Abt. VIh – Landesbaudirektion, Wasserwirtschaft beauftragt, die Studie „Hydrogeologische Grundlagenstudie Westliche Gailtaler Alpen/Lienzer Dolomiten (Kärnten/Osttirol)“ durchzuführen. Als Subkontraktor des IGP wurde arsenal research mit Untersuchungen in Detailgebieten auf Tiroler Seite und mit der Auswertung und Interpretation der isotopenhydrologischen Daten betraut. arsenal research in Wien zeichnet auch für die digitale Erstellung der hydrogeologischen Karte (Beil. 2), der Detailkarten (Beil. 3–6) und der Kartenlegende (Beil. 7) verantwortlich.

Die Forschungsarbeit beschäftigt sich mit dem westlichsten Teil der Gailtaler Alpen und den Lienzer Dolomiten (Fig. 1 und Beil. 2) und stellt den Abschluss der Untersuchungen der gesamten Gailtaler Alpen dar.

Das Arbeitsgebiet erstreckt sich bis zum Gailbergsattel im E, im N wird es vom Drautal und im S vom Lesachtal begrenzt. Im S wurde bis zum Kontakt des Gailtalkris-

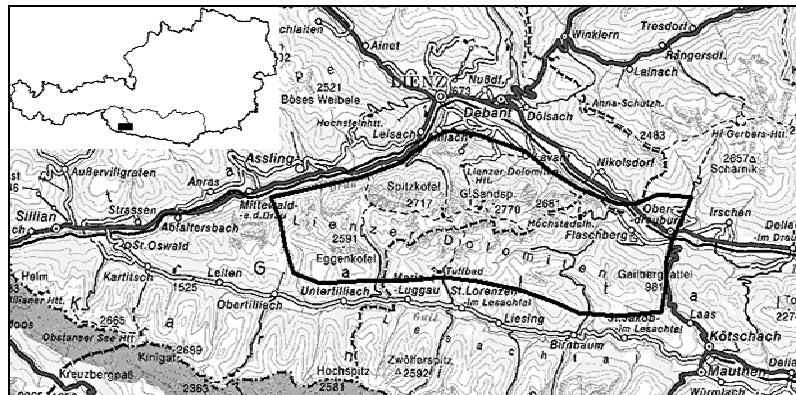


Fig. 1: Übersicht mit Lage des Untersuchungsgebietes (Kartengrundlage: Austrian map 1 : 500 000).
 Overview with location of the investigation area (basic map: Austrian map 1 : 500 000).

tallins zu den Einheiten der Trias (geologische Grenze) kartiert. Im Bereich des Tiroler Tores bei Oberdrauburg wurde die über das Drautal reichende Trias in die Untersuchungen mit eingeschlossen (der Bereich um Zwickenberg). Die westliche Grenze liegt etwas östlich des Kartitscher Sattels auf Höhe des Jochbaches. (Alle in der Publikation verwendeten Ortsnamen bzw. topographischen Bezeichnungen können der Beil. 2 entnommen werden.)

Allgemeines Ziel der Projektstudie war es Grundlagen im Bereich der Hydrogeologie und der Wasserwirtschaft über das Untersuchungsgebiet zu schaffen und in aktueller Form darzustellen. Die Grundlagen sollen für weiterführende Detailuntersuchungen in wasserwirtschaftlich nutzbaren Bereichen und in Wasserhoffungsgebieten herangezogen werden. Im Blickpunkt dieses Projektes stehen wasserwirtschaftliche Überlegungen und Probleme, die sich für die Trinkwasserversorgung einzelner Gemeinden am Gebirgsrand und vor allem für den Großraum Lienz stellen, wo derzeit die Wasserversorgung vorwiegend durch Grundwassernutzung abgedeckt wird. Mittelfristig gesehen ist daher aus Sicht der Siedlungswasserwirtschaft für eine gesicherte Trinkwasserversorgung dringender Handlungsbedarf gegeben, wobei auf eine ausgewogene Nutzung der Ressourcen im Sinne einer nachhaltigen Bewirtschaftung des Gutes Wasser und auf die Möglichkeit eines effektiven Schutzes der Wasservorkommen zu achten ist.

Gegenstand der detaillierten Betrachtung war neben der Erarbeitung der Geologie, wobei es hier defacto zu einer Neukartierung des gesamten Gebirgsstockes kam – eine umfassende Beschreibung und die kartenmäßige Darstellung der Geologie ist durch Ch. PRAGER & R. BRANDNER in Vorbereitung – die Darstellung der hydrogeologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet (Erstellung einer hydrogeologischen Karte), eine Bestandsaufnahme und die Dokumentation der Quellen und Oberflächengewässer (Quellkartierung, Quellkataster), eine Studie der Einzugsgebietshydrologie, die Untersuchung der geologischen Ursachen der Quellaustritte, eine chemische Typisierung sowie eine isopenhydrologische Interpretation hinsichtlich der Speichereigenschaften (Verweilzeit) und Einzugsbereiche der Wässer. Damit waren eine Anschätzung der Wasserbilanz und Hinweise auf (gebietsübergreifende) Entwässerung und Speicherung von Wässern möglich, was eine Bewertung von hydrogeologischen Einheiten erlaubte.

Die Sinnhaftigkeit der Erhebung der Trinkwasserreserven liegt in einer wesentlichen Verbesserung der Karstwassernutzung und des -schutzes in der Region. So wurden in ausgewählten Bereichen Detailuntersuchungen durchgeführt, die zu einer Bewertung

der unterirdischen Entwässerung, vor allem der tektonisch deformierten Hauptdolomit-areale, führten. Relevante Bereiche dafür waren die Moosbrunnquelle als größtes Quellwasservorkommen auf Tiroler Seite, das Kerschbaumertal, der Hauptdolomitzug des Rauchkofels, die dominante Teichmühlquelle westlich von Oberdrauburg und der Bereich Tuffbad St. Lorenzen mit einer quartärgeologischen Detailkartierung des Wildensenderbachtals.

2. Geologie

2.1. Allgemeines

Im Zeitraum 1998–2000 wurden von der sedimentären Schichtfolge der Westlichen Gailtaler Alpen/Lienzer Dolomiten eine (hydro)geologisch-tektonische Karte im Maßstab 1 : 25 000 sowie von den Detailuntersuchungsgebieten Moosbrunnquelle, Kerschbaumertal, Rauchkofel und Tuffbad St. Lorenzen entsprechende Karten im Maßstab 1 : 10 000 erstellt, die als Grundlage für hydrogeologische Berechnungen und Modellierungen fungierten. Stratigraphische Neuerkenntnisse und komplexe strukturgeologische Verhältnisse waren Anlass, das Untersuchungsgebiet über weite Bereiche völlig neu aufzunehmen (Ch. PRAGER & R. BRANDNER, in Vorbereitung).

2.2. Stratigraphie

Die permomesozoischen Sedimente der Westlichen Gailtaler Alpen/Lienzer Dolomiten sind in 35 kartierbare Einheiten differenzierbar (Beil. 1), wobei die folgende Nomenklatur als lithostratigraphischer Standard der Seriengliederung vorgeschlagen wird.

Die sedimentäre Schichtfolge des Drauzugs transgrediert auf bereits variszisch deformierte Metamorphite des Gailtalkristallins, wobei der alpidische Sedimentationszyklus grabenbruchtektonisch mit den fluviatilen Siliziklastika („Alpiner Verrucano“) der **Laas-Fm.** (U-Perm) einsetzt (G. NIEDERMAYR & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982, K. KRÄINER, 1990). Lokal werden diese Rotsedimente von geringmächtigen **Quarzporphyren** überlagert, die in den Silt-, Sandsteinen und Konglomeraten der **Gröden-Fm.** (O-Perm) aufgearbeitet sind. Innerhalb der überwiegend fluviatilen Siliziklastika der **Alpinen Buntsandstein-Fm.** ist das erstmalige Auftreten einer marinen Fazies erkennbar, die in Folge zu den feinklastisch-evaporitischen Schelfsedimenten der **Werfen-Fm.** (oberes Skyth bis unteres Anis) überleitet (K. KRÄINER, 1985, 1987).

Mit den siliziklastisch beeinflussten Kalken der **Virgloria-Fm.** (U-Anis) stellen sich erstmals karbonatisch dominierte Sedimente ein. In den südwestlichen Gailtaler Alpen (Bereich Lahnerbach) treten sowohl an der Basis als auch im oberen Drittel der Virgloria-Fm. fossilarme Flaserkalke im Verband mit siltigen Mergeln und Quarzsandsteinen auf. Im mittleren Anis kam es durch Kippschollentektonik zur Absenkung interner Becken auf der weiträumigen Rampe der Virgloria-Fm., in denen die gemischt siliziklastisch-karbonatische **Alplspitz-Fm.** (Pelson bis Illyr) abgelagert wurde: Dekameter mächtige Mergel, Silt- und Sandsteine leiten in das stratigraphisch Jüngere zu fossilreichen Kalken mit einer charakteristischen Brachiopodenfauna und lokal entwickelten Kalkschwamm-Fleckenriffen über (R. BRANDNER, 1972). Als Besonderheit treten in stratigraphisch jüngeren Fossilschuttkalken der westlichen Gailtaler Alpen (Auf der Mussen) bis dm-große Korallen (*Pamiroseris* sp., det. W. RESCH) auf, die neben detritären und inkrustierenden Korallen aus den nordöstlichen Gailtaler Alpen (Ch. PRAGER,

1997) die bisher einzigen Funde anisischer Korallen im Drauzug darstellen und die süd-alpine Faziesaffinität der Alplspitz-Fm. belegen.

In das stratigraphisch Jüngere verzahnt die Alplspitz-Fm. mit den siliziklastikafreien Plattformkarbonaten des **Zwischendolomits** (vermutlich Illyr) (siehe R. BRANDNER & M. SPERLING, 1995). An der Wende Anis/Ladin wird der Ablagerungsraum erneut durch synsedimentäre Kippschollentektonik faziell differenziert: Hochzonen werden von den Karbonaten der Wetterstein-Fm. aufgebaut, in den entsprechenden, schlecht durchlüfteten Becken lagerten sich die kalkig-mergeligen Schichtglieder der Fellbach-Fm. ab. Das Auftreten tuffitischer Zwischenlagen und von Megabreccien im stratigraphisch jüngsten Zwischendolomit (R. BRANDNER & M. SPERLING, 1995, S. 154) belegen das tektonische Zerbrechen der Zwischendolomit-Plattform und die damit verbundene Absenkung der Fellbacher Becken. Dem entsprechende Kollapsbreccien, Kataklastite und metasomatisch stark alterierte Eisendolosparite sind am Rabantberg aufgeschlossen und vermitteln hier unscharf vom Zwischendolomit zu alterierten, ladinischen Karbonaten.

Typischerweise sind die fossilarmen Sedimente des eingeschränkten Beckens der **Fellbach-Fm.** (Ladin) als zyklische Wechsellagerung von dünnplattig geschichteten, häufig bituminösen Mikriten mit Tonschiefern und Mergeln ausgebildet. Im Podlanigbach ist der Übergang Zwischendolomit/Fellbach-Fm. aufgeschlossen, wobei in den basalen Fellbacher Karbonaten neben indet. Ammoniten eine reiche umgelagerte Mikrofauna (Blaugrünalgen, Foraminiferen, Conodonten, Radiolarien, Spiculae, Ostrakoden, Bivalven, *Tubiphytes* sp.) gefunden wurde: Sowohl die Radiolarien (*Parasepsagon variabilis*, *Pseudostylophaera compacta*, *Eptingium manfredi*) als auch die Conodonten (*Neogondollela mesotriassica*, *Paragondollela* cf. *alpina*, *Paragondollela* n. sp. ex. gr. *excelsa*, det. D. A. DONOFRIO) belegen hier das Einsetzen der Fellbach-Fm. im obersten Illyr. Als lokale Besonderheit sind im Bereich „Auf der Mussen“ bankweise Fossil-schuttkalke mit Flachwasserdetritus und Lumachellen mit massenhaft auftretenden, dünnen Bivalvenfilamenten in die typischen, monotonen Plattenkalke eingeschaltet. Bisher wurden derartige allodapische Fossil-schüttungen in der Fellbach-Fm. der Lienzer Dolomiten nicht beschrieben.

Als Besonderheit des westlichen Drauzugs entwickelt sich das Fellbacher Becken zum terrigen-klastisch und evaporitisch beeinflussten Ablagerungsraum der **Abfaltersbach-Fm.** (O-Ladin? bis U-Karn, M. SPERLING, 1990): Mächtigere Mergellagen in monotoner Wechsellagerung mit fossilarmen mudstones prägen das **Jochbach-Mb.** (O-Ladin?), wobei in den westlichen Lienzer Dolomiten am Top eine ca. 130 m mächtige, heterogene Abfolge von Kalken, Dolomiten, Mergeln, Breccien und Evaporiten auftritt. Aufgrund tektonischer Schrägzuschnitte war dieser evaporitisch geprägte Abschnitt bisher nur untertags aus dem TIWAG-Stollen Strassen-Amlach bekannt (M. SPERLING, 1990). Obertags treten die Evaporite des Jochbach-Mb. im Mündungsbereich des Wurnitzgrabens (Rabantberg) in Form ca. 15–20 m mächtiger Dolomit-Rauhacken auf.

Laterale verzahnen die Fellbach-Fm. und das Jochbach-Mb. mit den mächtigen Flachwasserkarbonaten der **Wetterstein-Fm.** (Ladin bis U-Karn), die in ihren stratigraphisch jüngsten Abschnitten ebenfalls z.T. evaporitisch beeinflusst sind. Die meist fossilarmen Kalke, Dolomite, Mergel und Evaporite des Jochbach-Mb. können vermutlich mit den geringer mächtigen, teilweise evaporitisch beeinflussten Dolomiten und Dolomitmergeln der „**Grünen Schichten**“ (W. SCHLAGER, 1963) auf der Wetterstein-Plattform korreliert werden. Weitere Verbreitung erreicht die Wetterstein-Fm. nur in den östlichen Lienzer Dolomiten und am Rabantberg. Am Kolm/Rabantberg ist der stratigraphisch jüngere Abschnitt der Wetterstein-Fm. in Form dickbankiger, dunkel-

grauer, teilweise Dasycladaceen reicher Dolomite faziell abweichend entwickelt. Diese Karbonate werden provisorisch als „**Kolm-Mb.**“ bezeichnet und als restriktive Karbonatrampe interpretiert, die von der Wetterstein-Plattform zum Becken des Jochbach-Mb. vermittelt. Auch in den zentralen (Gamsbach und Kofelpass) und südöstlichen Lienzer Dolomiten (Auf der Mussen) entwickelte sich eine „Übergangsfazies“ zwischen dem Jochbach-Mb. und der Wetterstein-Fm., die entsprechend ihrer Hauptverbreitung mit dem Arbeitsbegriff „**Frauental-Mb.**“ (O-Ladin?) bezeichnet wurde. Diese dm-gebankten, graubraunen Kalke sind deutlich bioturbat und abschnittsweise stark verkie-selt. Mikrofaziell sind sowohl sterile Mikrite als auch Fossilschuttkalke charakteristisch, wobei bis mehrere cm-große, porostromate Algen (vermutlich Grünalgen cf. *Cayeuxia* sp.) auffallen. Diese Kalke werden als eingeschränkter Sedimentationsraum mit geringer Faunendiversität randlich der Wetterstein-Lagune interpretiert.

Jochbach-Mb., Frauental-Mb. und „Grüne Schichten“ werden von den flachmarinen Dolomiten, Kalken und Mergeln des **Abfaltersbacher Plattendolomit-Mb.** (U-Karn) überlagert. Diese fossilarme Schichtfolge erreicht in den westlichen Lienzer Dolomiten ca. 250 m (M. SPERLING, 1990), in den zentralen und östlichen Lienzer Dolomiten bis 900–1000 m (W. SCHLAGER, 1963, E. HOFFERT, 1965) Mächtigkeit. Mit der gemischt siliziklastisch-karbonatischen **Raibl-Gruppe** (Karn) findet die mitteltriadische Fazies-differenzierung ihr Ende. Generell charakterisiert eine dreimalige, zyklische Wechsella-gerung von durchschnittlich ca. 20 m mächtigen Tonschiefern und Sandsteinen mit jeweils ca. 60–80 m mächtigen Dolomiten und Kalken diese lithologisch variable Schichtfolge (O. KRAUS, 1969). In den westlichen (M. SPERLING, 1990) und südöstli-chen Lienzer Dolomiten (Podlaniggraben) sind in stratigraphisch jüngeren Abschnitten Dekameter mächtige Rauhacken entwickelt.

Wasserwirtschaftlich sind die weiträumig ausgreifenden und bis zu 2500 m mächtigen Flachwasserkarbonate der **Hauptdolomit-Fm.** (Nor) als Hauptfelsbildner, Schutt-lieferant und potentieller Kluftwasseraquifer von vordergründigem Interesse. Im basalen Hauptdolomit der nördlichen Lienzer Dolomiten treten lokal bis mehrere Meter mächtige Tonschiefer bzw. siltige Dolomitmergel im Verband mit dünnplattigen, teilweise verkieselten Dolomiten und sedimentären Breccien auf, die unter dem provisorischen Arbeitsbegriff „**Hochstadel-Fazies**“ kartiert wurden und ebenso wie die Feinklastika der Raibl-Gruppe als relativer Stauer für Bergwässer fungieren. Weite Profilabschnitte des Hauptdolomits werden von gut gebankten, häufig laminierten, ansonsten aber eintöni-gen Dolomikrosparen einer eingeschränkten, lagunären Flachwasserfazies aufgebaut. Fossilreicher präsentieren sich stratigraphisch jüngere Abschnitte des Hauptdolomits: In den nordwestlichen Lienzer Dolomiten (westlich Sturzelbach) treten innerhalb loferiti-scher Laminiten vereinzelt Foraminiferen führende Lumachellen auf; im Bereich Kofel-pass und Sandegg ist der Obere Hauptdolomit in Form deutlich hellgrauer, oolithischer und onkolithischer, fossilreicher wackestones bis packstones (mit Bivalven, Gastropo-den cf. *Worthenia* sp.) ausgebildet; im obersten Hauptdolomit der östlichen Lienzer Dolomiten (Bereich Gailbergbach) treten lokal Polychaeten-Röhren (Serpuliden) ge-steinsbildend in Erscheinung.

Da der kompetente Hauptdolomit sowohl im stratigraphisch Älteren (Raibl-Gruppe) als auch im stratigraphisch Jüngeren (Plattenkalk, Kössen-Fm., „Jungschichten“) von idealen, häufig kleinräumig gefalteten Abscherhorizonten begrenzt wird, kontrastieren die Großfalten dieser Schichtfolge geometrisch deutlich mit den meist kleinräumigen, engen Falten der anisich bis ladinischen Sedimente und der „Jungschichten“.

Im Oberen Hauptdolomit kam es zur bruchtektonischen Absenkung lokaler Intra-plattform-Becken, in denen sich dünnbankige, laminierte, meist deutlich bituminöse

Dolomite, seltener Kalke und Mergel der lithofaziell vielfältigen **Seefeld-Fm.** (O-Nor bis U-Rhät) ablagerten. Fazial ist eine relativ distalere Beckenfazies im N von einer relativ proximaleren Beckenrandfazies im S der Lienzer Dolomiten differenzierbar.

In den nördlichen Lienzer Dolomiten (Zellinscharte) löst sich der Mittlere Hauptdolomit in Dekameter mächtige Megabreccien bzw. synsedimentäre Rutschkörper auf. Darüber setzt eine auffällig mächtige, gut geschichtete Wechsellagerung von dünnbankigen, fossilführenden Kalken, häufig verkieselten Dololaminiten und Dekameter mächtigen Kalk- und Dolomitmergeln ein. J. BLAU & T. SCHMIDT (1990) lassen eine stratigraphische Einstufung der Seefelder Schichten der Zellinscharte in das Nor oder Rhät offen.

Im Zuge eigener Untersuchungen wurden innerhalb dieses Profils geringmächtige, oolithische grainstones mit zahlreichen Fossilresten gefunden. Anreicherungen von bis zu 5 mm großen Fischzähnen und mm-mächtige, schwarze Fe/Mn-Krusten werden als kondensierte Hartgrund-Bildungen in einem Intraplattform-Becken angesehen. Im Dünnschliff treten darin reichlich Flachwasserdetritus (Dasycladaceen- und Fischreste, Bivalven, Ophiuren-Bruchstücke, „Favreina“ sp.) und Foraminiferen auf, wobei zahlreiche Exemplare von *Triasina handkeni* (det. W. RESCH) eindeutig Rhät belegen. Somit ist hier der rhätische Anteil der Seefeld-Fm. biostratigraphisch mit der Transgression der unteren Kössen-Fm. (Eiberg-Mb.) korrelierbar. Weiters ergibt sich daraus eine bemerkenswert große Schichtmächtigkeit der rhätischen Stufe im Meridian Zellinscharte und Dolomitenhütte.

Der Hauptdolomit der zentralen Lienzer Dolomiten (Pirkner Graben) ist über weite Strecken in Form verkieselter, laminiertes Plattendolomite in Seefelder Fazies ausgebildet, zugleich tritt hier die Mächtigkeit des überlagernden Plattenkalks stark zurück. Derartige Mächtigkeitsschwankungen sind auf einen primären Verzahnungsbereich Seefeld-Fm./Plattenkalk (W. POLESCHINSKI, 1989) zurückzuführen.

In den südlichen Lienzer Dolomiten prägen dünnbankige, meist deutlich bituminöse Dololaminite, seltener Kalke mit geringmächtigen Mergelzwischenlagen das Erscheinungsbild der Seefeld-Fm. Eine zwar intern gefaltete, tektonisch verschuppte, dennoch außerordentlich mächtige Abfolge von Dolomitbreccien, verkieselten Dololaminiten und mergeligen Dolomiten mit Dekameter mächtigen Hauptdolomit-Einschaltungen ist im Bereich Schönfeldjoch (nördlich Eggenkofel) entwickelt. Von hier streichen diese Seefelder Schichten bestens aufgeschlossen nach W in den Gamsbachgraben. Bisher wurden diese Sedimente als „Raibler Schichten“ (L. BICHLMANN, 1980) interpretiert bzw. als „Grüne Schichten“ zur Wetterstein-Fm. gestellt (H.-P. SCHÖNLAUB, 1997).

Mächtige, bisher ebenfalls als „Grüne Schichten“ (H.-P. SCHÖNLAUB, 1997) kartierte Dolomite der Seefeld-Fm. sind im Bereich Unteralpl/Tuffbad fossilführend: Hier treten bituminöse Dololaminite mit Einschaltungen von sedimentären Breccien, grainstones und reinen Bivalven und Schilllagen auf; obwohl die stark rekristallisierten Biogene (Ordnung Pterioidea, det. W. RESCH) leider nicht näher bestimmbar sind, kann ein ladinisches Alter ausgeschlossen und dieser Abschnitt der Seefeld-Fm. mit fossilführenden Bereichen des Oberen Hauptdolomits korreliert werden.

Seefeld-Fm. und der oberste Hauptdolomit verzahnen nach E hin mit dem durch Mergeleinschaltungen geprägten **Plattenkalk** (O-Nor bis Rhät) bzw. den unteren Kössener Schichten. Am Nordrand der zentralen Lienzer Dolomiten ist der Plattenkalk als mächtige Abfolge bioturbater, Tonschiefer führender Dolomite entwickelt, die mit dem provisorischen Arbeitsbegriff „**Hauptdolomit in Plattenkalk-Fazies**“ bezeichnet wurden. Innerhalb der kalkig-mergeligen **Kössen-Fm.** (Rhät) bildet etwa in stratigraphischer Mitte die korallenreiche „**Lithodendronkalk**“-Bank einen markanten, ca. 1–8 m

mächtigen Leithorizont, dessen Kartierung sich zur Lösung struktureologischer Fragen äußerst hilfreich erwies. Diese ansonsten eintönige Schichtfolge wird lokal vom geringmächtigen, früher auch als „Oberrhätkalk“ bezeichneten „**Steinplattkalk**“ (O-Rhät, R. GOLEBIEWSKI, 1991) überlagert.

Im unteren Lias erfolgte durch synsedimentäre Kippschollentektonik eine deutliche Faziesdifferenzierung in Hochzonen-Sedimente der **Lavanter Breccie**, Hangfazies der **Bunten Kalke** und transgredierende Beckenfazies der **Allgäu-Fm.** (J. BLAU & B. GRÜN, 1995). Die im Folgenden flächenmäßig weit ausgreifende Beckenfazies bleibt bis in die untere Kreide persistent.

Das markanteste Schichtglied der jurassisch-kretazischen Abfolge stellt der geringmächtige **Rotkalk** (M-Lias bis Malm) dar. In den zentralen und südlichen Lienzer Dolomiten tritt lokal geringmächtiger **Radiolarit** (vermutlich U-Malm) auf. Rotkalk bzw. Radiolarit werden von den geringmächtigen, porzellanartig hellen Kalken des **Biancone** (oberstes Malm bis unterste Kreide) und den tonig-mergelig beeinflussten Kalken der **Schrambach-Fm.** (U-Kreide) überlagert. Flysch-Fazies setzt mit den Kalken, Mergeln und Sandsteinen der **Amlacher-Wiesen-Fm.** (Apt/Alb) ein (J. BLAU & B. GRÜN, 1995). Im oberen Oligozän (A. DEUTSCH, 1984) intrudierten in den nördlichen Lienzer Dolomiten geringmächtige, melanokrate **Lamprophyre** diskordant in die bereits gefaltete permokretazische Schichtfolge.

Am Südrand der Westlichen Gailtaler Alpen/Lienzer Dolomiten sind entlang etwa E-W-streichender Grabenbruchsysteme bisher nicht erkannte, wechselnd mächtige Kollaps- und tektonische Reibungsbreccien entwickelt, die unter dem provisorischen Arbeitsbegriff „**Hochstein-Pittersberg-Breccie**“ als kartierbare Einheit hier erstmals beschrieben werden. Norische bis unterkretazische Kataklastitkomponenten belegen zumindest ein post-unterkretazisches Alter, aufgrund von Überschneidungskriterien im Deformationsmuster und Analogieschlüssen mit benachbarten Gebieten wird deren Bildung im Extensionsregime des Oligozäns mit zusätzlicher Kataklastik durch nachfolgende Schertektonik vermutet.

Der bisher als „Hauptdolomit“ (R. W. VAN BEMMELEN & J. E. MEULENKAMP, 1965) bzw. „Wettersteindolomit“ (L. BICHLMANN, 1980, H.-P. SCHÖNLAUB, 1997) kartierte Hochstein (Tuffbad St. Lorenzen) wird von mindestens 150 m mächtigen, schichtungslosen Breccien bzw. Kataklastiten aus diversen Dolomit-, seltener Kalkkomponenten verschiedenster Größe und Rundung aufgebaut. Östlich Tuffbad sind mehrere Meter mächtige Schollen (Kössen-Fm.) bzw. Komponenten verschiedener „Jungschichten“ wie Rotkalk, Biancone und Amlacher-Wiesen-Fm. (Fig. 2) tektonisch in diese Dolomit-Breccien bzw. Rauhacken eingeschuppt. Das Auftreten tektonischer Rauhacken ist vermutlich die Ursache, dass diese Breccien z.T. fälschlicherweise als „Werfen-Fm.“ kartiert wurden (H.-P. SCHÖNLAUB, 1997).

Der Rötenskapf (nordwestlich Kötschach) wird von feinkristallinen, fallweise bituminösen Dolomikrospariten sowie massigen Dolomitbreccien und Kataklastiten aufgebaut. Aufgrund, allgemein für den Hauptdolomit typischer, sedimentärer Dolomitbreccien wird diese tektonische Schuppe in Übereinstimmung mit R. W. VAN BEMMELEN & J. E. MEULENKAMP (1965) als kataklastisch überprägter Hauptdolomit interpretiert. An der Gailberg-Bundesstraße und im Bereich der Ruine Pittersberg stehen polymikte Kataklastite an, die bisher als „Bunte Kalke und Dolomite des Pittersberg-Zugs“ (W. SCHLAGER, 1963) angesprochen wurden. Diverse Dolomit- und Kalkkomponenten sind in einer ziegelroten, kalkigen Matrix eingebettet. Diese besteht sowohl aus kataklastischem Gesteinszerreißel als auch aus einem sekundär infiltrierten, z.T. laminierten Intersediment (Fig. 3).

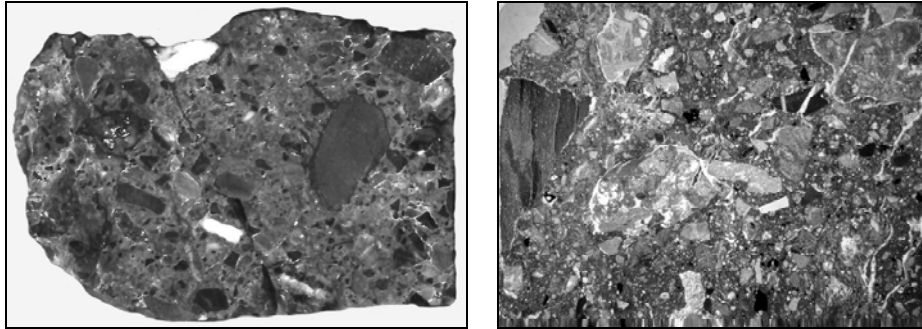


Fig. 2: Hochstein-Breccie, polierter Anschliff (links, Originalbildbreite ca. 6 cm) und Dünnschliffaufnahme (rechts, Originalbildbreite 3,5 cm): kataklastisch deformierter Hauptdolomit mit diversen jurassisch-kretazischen Kalk- und Siltstein-Komponenten östlich Tuffbad St. Lorenzen, ca. 1390 m ü.A. (Fotos: Ch. PRAGER, 2000).

Hochstein-breccia, polished section (left, original picture width approx. 6 cm) and thin section (right, original picture width approx. 3,5 cm): cataclastic deformed Hauptdolomit with various Jurassic-Cretaceous limestone and siltstone components east of Tuffbad St. Lorenzen, approx. 1390 m a.s.l. (Photos: Ch. PRAGER, 2000).

Bisher konnten diese polymikten Breccien im Eggenbachtal, am Hochstein, östlich Tuffbad und Rötenskapf-Pittersberg-Zug kartiert werden. Vermutlich entsprechen auch die von W. SCHLAGER (1963, S. 83) und J. KIRCHNER (1964, S. 40) im Bereich der Hauptabschiebungszone am Südrand der Lienzer Dolomiten beschriebenen Breccien den Hochstein-Pittersberg-Kataklasiten.

Aufgrund des Zeitrahmens bzw. der Fragestellung konnte der Kartierung **quartärer Lockersedimente** nur soviel Augenmerk zugewandt werden, um

- a) die Fehlerquellen für die übrige Festgesteinsstratigraphie und Tektonik zu minimieren,
- b) die größten Quartäraufschlüsse zu erfassen und
- c) bedeutendere Hangschuttquellen charakterisieren zu können.

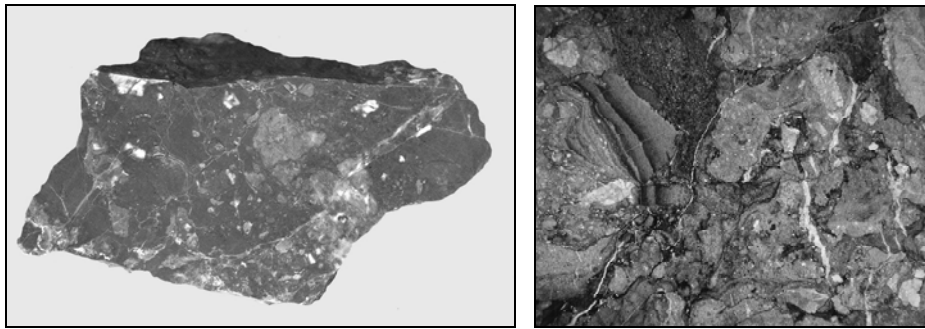


Fig. 3: Pittersberg-Breccie, polierter Anschliff (links, Originalbildbreite ca. 13 cm) und Dünnschliffaufnahme (rechts, Originalbildbreite 3,5 cm): Kataklasit mit diversen Kalk- und Dolomitkomponenten sowie rotem, kalkigem Intersediment aus aufgelassenem Steinbruch an der Gailberg-Bundesstraße, 910 m ü.A. (Fotos: Ch. PRAGER, 2000).

Pittersberg-breccia, polished section (left, original picture width approx. 13 cm) and thin section (right, original picture width approx. 3,5 cm): cataclasite with various limestone and dolomite components and red calcareous interbedded sediments taken from an abandoned quarry at Gailberg federal road, approx. 910 m a.s.l. (Photos: Ch. PRAGER, 2000).

Obwohl die Lockersedimentbedeckung vielerorts die Festgesteinskartierung erschwert, wurden einige Bereiche, von denen zusätzlich publizierte Kartengrundlagen vorliegen, über weite Strecken abgedeckt, um stratigraphische und/oder tektonische Zusammenhänge transparenter darstellen zu können.

2.3. Hydrogeologische Karte und Eigenschaften der Schichtfolge

Ausgehend von den gewonnenen Erkenntnissen betreffend die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse wurden die in Erscheinung tretenden permomesozoi-schen Festgesteinsformationen der Westlichen Gailtaler Alpen/Lienzer Dolomiten nach ihrer Durchlässigkeit beurteilt und in vier Gruppen unterteilt (Beil. 2). Weiters sind in Beil. 2 auch Schüttungsgröße und elektrische Leitfähigkeit jener Quellen ersichtlich, die im Rahmen der Übersichtsbeobachtung bzw. der Dauerbeobachtung untersucht wurden und deren Charakteristika in Kap. 3. beschrieben sind. Auch sind Abflussmengen in l/s aus orographischen Teileinzugsgebieten aus der Messtour Oktober 1997 angegeben, die Abflussverhältnisse zu einer Zeit niedriger Wasserführung dokumentieren.

Die hydrogeologische Gliederung wurde wie folgt vorgenommen:

- **Formationen mit guter Durchlässigkeit für Bergwässer:** Die meist tektonisch aufgelockerten und geklüfteten z.T. verkarsteten Karbonate der Wetterstein-Fm., des Hauptdolomits und der Hochstein-Pittersberg-Breccie stellen mächtige, potentielle Kluftwasseraquifere dar. Die übrigen karbonatischen Schichtfolgen wie der Zwischendolomit, der Steinplattenkalk, die Lavanter Breccie und die Bunten Kalke sind aufgrund ihrer meist geringen Mächtigkeit als Speichergesteine nur von untergeordnetem Interesse.
- **Formationen mit mittelgroßer, uneinheitlicher Durchlässigkeit:** Zu dieser Gruppe zählen jene gemischt karbonatisch-feinklastischen Schichtfolgen, die potentiell sowohl Bergwasser führen als auch als Stauer fungieren können. Dazu gehören: Alpine Buntsandstein-Fm., Virgloria-Fm., Fellbach-Fm., Frauental-Mb., Grüne Schichten, Abfalterbacher Plattendolomit-Mb., Seefeld-Fm. (südliche Lienzer Dolomiten), Plattenkalk, Allgäu-Fm., Rotkalk, Biancone und Schrambach-Fm. Flächenmäßig sind derartige, teilweise mächtige Schichtfolgen wie etwa die Fellbach-Fm., das Abfalterbacher Plattendolomit-Mb. und der Plattenkalk weit verbreitet. Auch die meisten jurassisch-kretazischen „Jungschichten“ weisen uneinheitliche, hydrogeologische Eigenschaften auf.
- **Formationen mit uneinheitlicher Durchlässigkeit:** Dazu zählen vor allem Rauh-wacken und gipsführende Formationen wie die obere Werfen-Fm., das obere Joch-bach-Mb. und die höhere Raibl-Gruppe. Diese Einheiten prägen maßgeblich die chemische Signatur der Wässer, die mit ihnen in Kontakt stehen.
- **Formationen mit geringer Durchlässigkeit:** Geringe Durchlässigkeit ist allgemein dem Kristallin, den Tonschiefern, Siltsteinen, Feinsandsteinen, und Mergeln zuzu-schreiben. Als relative Stauer fungieren neben dem kristallinen Grundgebirge die Laas-Fm., die Gröden-Fm., die Alplspitz-Fm., das Jochbach-Mb., die Feinklastika der Raibl-Gruppe, der „Hauptdolomit in Hochstadel-Fazies“, die Seefeld-Fm. der nördlichen Lienzer Dolomiten, die Kössen-Fm. und die Amlacher-Wiesen-Fm.

In ähnlicher Weise wurden auch die quartären Lockersedimente als „gut“ und „ge-ring durchlässig“ klassifiziert, wobei den Lokalmoränen, Blockgletschern, Terrassense-dimenten, dem Hangschutt, Bergsturzmaterial und Schwemmfächern eher gute Durch-lässigkeit zugesprochen werden kann.

Evaporitisch beeinflusste Schichtfolgen

Gesteine wie die Rauhacken der oberen Werfen-Fm., des oberen Jochbach-Mb., der oberen Raibl-Gruppe sind meist ausschlaggebend für eine höhere Mineralisation der Wässer und wurden daher in der Kartendarstellung gesondert ausgehalten (Beil. 2).

Permoskythische Siliziklastika

Je nach Korngrößenverteilung können Abschnitte der Laas, Gröden und Alpenen Buntsandstein-Fm. als relativer Stauer bzw. potentieller Kluftwasseraquifer fungieren. In der Gröden-Fm. treten neben mächtigeren feinklastischen Abschnitten auch Lagen von Magnesit-Konkretionen auf, das Ausmaß einer möglichen Mg^{2+} -Anreicherung von durchströmenden Bergwässern wird als gering eingeschätzt. In Nord- und Südtirol treten in permoskythischen Siliziklastika lokal inkohlte Pflanzenreste mit Urananreicherungen auf (O. SCHMIDEGG & E. J. ZIRKL, 1970, O. SCHULZ & W. LUKAS, 1970, H. F. HOLZER, 1977), die sich hydrochemisch in Form messbarer Radioaktivität äußern könnten.

Werfen-Fm.

Diese feinklastisch geprägte Schichtfolge fungiert als relativer Bergwasserstauer. Evaporitische Abschnitte können signifikant erhöhte Ca^{2+} - bzw. SO_4^{2-} -Gehalte bewirken. Zusätzlich sind in den Bergwässern noch erhöhte Sr^{2+} -Werte zu erwarten, weil dieses allgemein ein essentielles Spurenelement in Anhydrit und Gips ist (L. WEBER, 1997, S. 423).

Gruppe des Alpenen Muschelkalks

Feinklastische Zwischenlagen der Virgloria-Fm., besonders aber die bis zu mehrere Dekameter mächtigen Klastika der Alplspitz-Fm. fungieren als relativer Stauer. Karbonat dominierte Abschnitte, etwa der Zwischendolomit, können potentiell als Kluftwasseraquifer in Erscheinung treten.

Fellbach-Fm.

Die mächtige Kalk-Mergel-Wechselagerung der Fellbach-Fm. ist als potentieller Stauer anzusprechen. Das lediglich bankweise und akzessorische Auftreten von Celestin (G. NIEDERMAYR et al., 1975) dürfte sich hydrochemisch nicht signifikant äußern (wenn, dann wären erhöhte Sr^{2+} -Gehalte zu erwarten).

Jochbach-Mb.

Aufgrund des hohen Mergelanteils stellt das Jochbach-Mb. – neben den Feinklastika der Raibl-Gruppe, der Kössen-Fm. und der Amlacher-Wiesen-Fm. – den besten relativen Bergwasserstauer der permomesozoischen Schichtfolge dar. Besonders die evaporitischen Abschnitte bewirken eine signifikant erhöhte Mineralisation von Bergwässern (erhöhte Ca^{2+} -, SO_4^{2-} - und Sr^{2+} -Gehalte), wie beispielsweise im Mündungsbereich des Wurnitzgrabens/Rabantberg. Andererseits kann die Lösung dieser Evaporite zur Bildung von Hohlräumen (Verkarstung) und Kollapsbreccien mit Ansammlung von unkonsolidiertem Lockermaterial führen (siehe TIWAG-Stollen Strassen-Amlach).

Wetterstein-Fm.

Die mächtigen Flachwasserkarbonate der Wetterstein-Fm. würden potentiell einen Kluftwasseraquifer darstellen, treten an der Oberfläche jedoch nur im Scharnier der Lienzer Antiklinale, in der Rabantberg Synklinale und in Form tektonisch reduzierter Vorkommen auf. Im stratigraphisch jüngsten Abschnitt sind evaporitisch beeinflusste Dolomite und Dolomitmergel entwickelt („Grüne Schichten“), die lokal Träger erhöhter Strontiumanomalien bis > 500 ppm sind (J. KRANZ, 1976).

Tab. 1: Geochemische Analyse ausgewählter Sedimente der Schürfgrube Amlach (nach Daten der TIWAG-Baustoffprüfstelle Örtzal, 1985). *) SO_4 , K, Na, Mg und Schwermetalle bilden den Rest der Zusammensetzung; Glühverlust $550^\circ C$ – zur Erfassung des Kristallwassers; Glühverlust $1000^\circ C$ – setzt sich aus Kristallwassergehalt und CO_2 -Anteil zusammen; CO_2 -Gehalt aus Karbonat direkt bestimmt; n.g. – nicht gemessen.

*Geochemical analyses of selected sediments of the excavation pit Amlach (data of TIWAG testing laboratory Örtzal, 1985). *) SO_4 , K, Na, Mg and heavy metals form the remaining components; ignition loss at $550^\circ C$ to determine the crystalization water component, ignition loss at $1000^\circ C$ is composed of crystalization water and CO_2 ; CO_2 content carbonate was determined directly; n.g. – not measured.*

Masse [%]	Raibl-Gruppe?				Hauptdolomit	
	Probe 1	Probe 2	Probe 3	Probe 4	Probe 9	Probe 10
Al_2O_3	5,5	6,3	9,5	10,3	n.g.	n.g.
CaO	14,8	8,3	2,5	11,8	32,8	37,7
Fe_2O_3	4,5	3,5	3,5	4,9	1,4	0,6
MgO	n.g.	n.g.	n.g.	n.g.	17,0	18,6
SiO_2	51,7	59,9	69,7	47,3	0,3	0,3
Glühverlust $550^\circ C$	1,0	2,9	3,8	4,9	3,4	0,3
Glühverlust $1000^\circ C$	17,2	14,6	5,4	14,5	47	42
CO_2	16,2	12,2	1,0	9,6	43,6	41,8
$\Sigma Al_2O_3, CaO, Fe_2O_3, MgO, SiO_2, Glühverlust 1000^\circ C$	93,7*)	92,6*)	90,6*)	88,8*)	99,1*)	99,0*)

Abfaltersbacher Plattendolomit-Mb.

Je nach fazieller Entwicklung, tektonischem Zerlegungsgrad und Klüftung ist diese 250–1000 m mächtige Schichtfolge hydrogeologisch inhomogen: Mergelige Einschaltungen könnten als relativer Stauer fungieren, kompetente Karbonate stellen spröde deformierte Kluftwasserträger dar.

Im Bereich Schrottenberg/Rabantberg kann das hier mergelreiche Abfaltersbacher Plattendolomit-Mb. faziell mit den Arlberg Schichten der westlichen Nördlichen Kalkalpen verglichen werden: Letztere enthalten in stratigraphisch jüngeren Abschnitten mehrere Kalkhorizonte mit Coelestin als Indikator evaporitischer Ablagerungsbedingungen, wobei Strontiumgehalte von 1000–6000 ppm, vereinzelt bis 17 000 ppm gemessen wurden (J. KRANZ, 1973).

Raibl-Gruppe

Feinklastische Abschnitte dieser gemischt siliziklastisch-karbonatischen Schichtfolge fungieren als effektiver relativer Stauer von Schicht- und Kluftwasserkörpern. In stratigraphisch jüngeren Abschnitten der Raibl-Gruppe treten lokal bis Dekameter mächtige Rauhdecken auf, die eine erhöhte Mineralisation von Bergwässern bewirken können.

Beim Bau des Krafthauses Amlach wurden zwischen Gneisen des Schoberkristallins im N und dem Rauchkofel-Hauptdolomit im S völlig zerscherte, stark siliziklastisch beeinflusste Kalke angefahren. Diese weisen geochemische Charakteristika von siliziklastisch beeinflussten Mergeln der Raibl-Gruppe bzw. des „Hauptdolomits in Hochstadel Fazies“ (basale Hauptdolomit-Fm.) auf (Tab. 1).

Tab. 2: Geochemische ICP-Analysen der Hauptdolomit-Fm. Maßeinheiten: Haupt- und Nebenelemente als Oxide [in Gewichtsprozent]; Fe_{tot} als Fe_2O_3 [in Gewichtsprozent]; Ba, Sr und Zn [in ppm]. Probenahmepunkte: T 53 – Mittlerer Hauptdolomit, Sattel zwischen Laserzwand (2614 m ü.A.) und Pkt. 2630 m ü.A.; Tb 57 – Einschaltung von dünnbankigen Dolomiten Typus „Seefeldler Schichten“ im Unteren Hauptdolomit, nordöstlich Laserztörl (2497 m ü.A.); Am 41 – „Hauptdolomit in Plattenkalk-Fazies“: dm-gebankte Dolomikrite, z.T. Lumachellen, Felsrippe südöstlich Schwandthütte in 1240 m ü.A.; T 25 – „Hauptdolomit in Plattenkalk-Fazies“: dm-gebankte Dolomikrite, Forstweg Dolomitenhütte – Karlsbaderhütte, Geländerippe nördlich Insteinhütte in 1660 m ü.A.

Geochemical ICP analyses of the Hauptdolomit-Fm. Measured parameters: major and trace elements as oxides [in weight percent]; Fe_{tot} as Fe_2O_3 [in weight percent]; Ba, Sr and Zn [in ppm] Sampling points: T 53 – Middle Hauptdolomit, saddle between Laserzwand (2614 m a.s.l.) and the point at 2630 m a.s.l.; Tb 57 – interbedding of thin dolomitebeds known as „Seefeldler Schichten“ in the Lower Hauptdolomit northeast of Laserztörl (2497 m a.s.l.); Am 41 – Hauptdolomit in platy limestone facies: dm bedded dolomicrite, partly bioclastic; mountain ridge southeast of Schwandt hut at 1240 m a.s.l.; T 25 – Hauptdolomit in platy limestone facies: dm bedded dolomicrite, forest road from the Dolomite hut to Karlsbader hut, mountain ridge north of Instein hut at 1660 m a.s.l.

Parameter	T 53	Tb 57/1	Tb 57/2	Tb 57/3	Am 41	T 25
Al_2O_3	0,27	0,14	0,18	0,09	0,16	0,63
SiO_2	0,56	0,36	0,34	0,17	0,57	1,67
Fe_2O_3	0,12	0,06	0,08	0,05	0,87	0,22
MnO	0,0048	0,0035	0,0029	0,0030	0,120	0,0104
Na_2O	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02
K_2O	0,04	0,02	0,02	0,01	0,03	0,11
TiO_2	0,012	0,007	0,009	0,006	0,008	0,024
P_2O_5	0,02	0,01	0,02	0,04	< 0,01	0,04
Ba	6	3	3	3	2	11
Sr	66	4	71	61	63	62
Zn	4	5	4	3	5	4

Hauptdolomit-Fm.

Der bis über 2500 m mächtige Hauptdolomit ist der wasserwirtschaftlich bedeutendste potentielle Kluftwasseraquifer, der sowohl im stratigraphisch Älteren (Raibl-Gruppe) als auch im stratigraphisch Jüngeren (Plattenkalk, Kössen-Fm., „Jungschichten“) von idealen StauhORIZONTEN begrenzt wird.

Geochemisch handelt es sich um hochreine Flachwasserkarbonate mit einem Gesamtkarbonatgehalt von ca. 99 % (M. KÖHLER, 1973). Der tektonisch stark überprägte Rauchkofel-Hauptdolomit weist typischerweise hohe Ca-, Mg- bzw. CO_2 -Werte auf, SiO_2 wurde naturgemäß nur in Spuren nachgewiesen (Tab. 1). Um weitere Informationen über den geochemischen Charakter des potentiellen Kluftwasseraquifers Hauptdolomit zu gewinnen, wurden Proben mittels Säureschmelzaufschluss für eine ICP-Analyse aufbereitet. Die gemessenen Spurengehalte liegen jedoch außerhalb einer hydrochemischen Signifikanz (Tab. 2).

Obwohl sowohl an der Geländeoberfläche als auch untermags (TIWAG-Stollen Strassen-Amlach) zumindest lokal Karsterscheinungen feststellbar sind, ist die sekundäre Kluftporosität des Hauptdolomits entscheidend für das Aufnahme- und Speichervermögen von Bergwässern. Die im TIWAG-Stollen Strassen-Amlach zwischen Leisacher

Tab. 3: Geochemische ICP-Analysen der Seefeld-Fm. Maßeinheiten: Haupt- und Nebenelemente als Oxide [in Gewichtsprozent]; Fe_{Tot} als Fe_2O_3 [in Gewichtsprozent]; Ba, Sr und Zn [in ppm]. Probenahmepunkte: E 13 – dünnplattige Dololaminite, Birbach – Mündung orographisch rechts 1560 m ü.A.; E 26 – dünnplattige Dololaminite, Graben östlich Leisacher Alm 1840 m ü.A.; E 27 – dünnplattige Dololaminite, Eggenbach 1730 m ü.A.; Z 1 – dm-gebankte, basale Kalke der Seefeld-Fm., Zellinscharte 2070 m ü.A.; Z 2 – dm-gebankte, basale Kalke der Seefeld-Fm., Zellinscharte 2070 m ü.A.; Z 3 – dm-gebankte Kalke der Seefeld-Fm., Gratkuppe nördlich Zellinscharte 2090 m ü.A.; Z 6 – verkieselte Dololaminite, zweite Gratkuppe nördlich Zellinscharte 2080 m ü.A.; T 88 – mergeliger Bivalven-Schuttkalk, Rauchbichl – Nordflanke, 1780 m ü.A.
 Geochemical ICP analyses of the Seefeld-Fm. Measured parameters: major and trace elements as oxides [in weight percent]; Fe_{Tot} as Fe_2O_3 [in weight percent]; Ba, Sr and Zn [in ppm]. Sampling points: E 13 – thin platy dololaminites, Birbach mouth orographic right 1560 m a. s. l.; E 26 – thin platy dololaminites, gully east of Leisacher Alm at 1840 m a. s. l.; E 27 – thin platy dololaminites, Eggenbach at 1730 m a. s. l.; Z 1 – dm bedded, basal Seefeld limestones, Zellinscharte 2070 m a. s. l.; Z 2 – dm bedded, basal Seefeld limestones, Zellinscharte 2070 m a. s. l.; Z 3 – dm bedded, basal Seefeld limestones, Gratkuppe north of Zellinscharte 2090 m a. s. l.; Z 6 – silicified dololaminites, second Gratkuppe north of Zellinscharte 2080 m a. s. l.; T 88 – marly limestone debris containing shells, Rauchbichl northern edge 1780 m a. s. l.

Parameter	E 13	E 26	E 27	Z 1	Z 2	Z 3	Z 6	T 88
Al_2O_3	0,74	0,47	0,39	0,87	0,73	0,76	0,85	2,22
SiO_2	1,30	1,30	1,27	2,67	2,04	2,18	5,17	8,14
Fe_2O_3	0,28	0,15	0,15	0,35	0,33	0,36	0,34	2,85
MnO	0,0033	0,0045	0,0033	0,0123	0,0103	0,0101	0,0093	0,0963
Na_2O	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,09
K_2O	0,20	0,12	0,12	0,19	0,15	0,13	0,19	0,47
TiO_2	0,034	0,020	0,016	0,034	0,029	0,027	0,033	0,094
P_2O_5	0,10	0,04	0,02	0,05	0,04	0,04	0,05	0,72
Ba	13	8	8	69	15	15	13	87
Sr	97	78	76	1564	2164	838	141	443
Zn	44	3	5	3	3	4	4	53

Almbach und Gamsbach erschroten Hauptdolomitwässer (inkl. Seefeld-Fm.) weisen eine elektrische Leitfähigkeit von 180–210 $\mu S/cm$ auf (S. JACOBS et al., 1985–1987). An der Geländeoberfläche liegen entsprechend charakteristische Werte von Quellaustritten innerhalb weitflächiger Hauptdolomit-Areale zwischen 170 und 220 $\mu S/cm$.

Seefeld-Fm.

Abhängig von der lithologischen Ausbildung ist diese Schichtfolge durch regional unterschiedliche hydrogeologische Eigenschaften gekennzeichnet. In den zentralen und südlichen Lienzer Dolomiten wird die Seefeld-Fm. von einer dolomitischen Faziesentwicklung mit bituminösen, geochemisch unauffälligen Dolomiten und Breccien geprägt, die dem Hauptdolomit vergleichbare hydrogeologische Eigenschaften aufweist. Dem gegenüber treten am Nordrand der Lienzer Dolomiten Dekameter mächtige, relativ wasserstauende Mergellagen und strontiumreiche Kalke auf (Tab. 3).

Während die kalkig entwickelten Seefelder Schichten der nördlichen Lienzer Dolomiten z.T. signifikant erhöhte Strontiumgehalte bis über 2000 ppm aufweisen, sind diese Werte in den Dolomiten der Seefeld-Fm. aufgrund diagenetischer Alterationen allgemein auf Werte um 100 ppm abgereichert. Insgesamt sind von der hydrochemischen

Tab. 4: Geochemische ICP-Analysen der „Hochstein-Breccie“. Maßeinheiten: Haupt- und Nebenelemente als Oxide [in Gewichtsprozent]; Fe_{tot} als Fe_2O_3 [in Gewichtsprozent]; Ba, Sr und Zn [in ppm]. Probenahmepunkte: Tb 3 – Hauptdolomit-Kataklasit, Basis Hochstein Nordflanke in 1640 m ü. A.; Tb 3b – Hauptdolomit-Kataklasit, Basis Hochstein Nordostflanke in 1630 m ü. A. Geochemical ICP analyses of the “Hochstein-breccia”. Measured parameters: major and trace elements as oxides [in weight percent]; Fe_{tot} as Fe_2O_3 [in weight percent]; Ba, Sr and Zn [in ppm]. Sampling points: Tb 3 – Hauptdolomit cataclasites, basement Hochstein northern edge at 1640 m a. s. l.; Tb 3b – Hauptdolomit cataclasites, basement Hochstein northeastern edge at 1630 m a. s. l.

Parameter	Tb 3	Tb 3b
Al_2O_3	0,20	0,28
SiO_2	0,33	0,48
Fe_2O_3	0,10	0,12
MnO	0,0034	0,0063
Na_2O	0,02	0,02
K_2O	0,04	0,04
TiO_2	0,012	0,015
P_2O_5	0,04	0,04
Ba	6	5
Sr	81	92
Zn	5	3

Analyse von Sr^{2+} zusätzliche Informationen über das potentielle Einzugsgebiet von Hauptdolomit-Bergwässern zu erwarten. Ansonsten wurden, bis auf vereinzelte, jedoch nicht aussagekräftig erhöhte Ba- und Zn-Gehalte, innerhalb der Seefeld-Fm. keine spezifischen Elementanreicherungen nachgewiesen. Der Glühverlust bei 500° C (Verflüchtigung organischer Substanz) war in den stark bituminösen Seefelder Dololaminiten des Bereichs Eggenbach erwartungsgemäß deutlich höher als in den schwächer bituminösen Seefelder Kalken der Zellinscharte.

An der Typuslokalität in Seefeld wurden in Feinstlaminiten z.T. sehr hohe Metall- und Spurenelementgehalte nachgewiesen (W. POLESCHINSKI, 1989), die Radioaktivität einzelner Bergwässer (K. KRÜSE, 1940) ist hier auf den lagenweise sehr hohen Gehalt organischer Substanz (>20 %) mit gebundenen radioaktiven Elementen zurückzuführen.

Plattenkalk, Kössen-Fm., „Jungschichten“

Der Plattenkalk ist eine hydrogeologisch uneinheitliche Schichtfolge. Dem gegenüber stellen die unregelmäßige Wechsellagerung von häufig fossilreichen Kalken, Ton-schiefern und mächtigen Mergeln der Kössen-Fm. wie auch die siliziklastisch beeinflusste Amlacher-Wiesen-Fm. mächtige, relative Bergwasserstauer dar. Als potentieller Aquifer ist innerhalb der jurassisch-kretazischen Schichtfolge lediglich die Kalk dominierte Allgäu-Fm. hydrogeologisch von Bedeutung.

Hochstein-Pittersberg-Breccie

Polyphase junge Bruchtektonik führte am Südrand der Westlichen Gailtaler Alpen/Lienzer Dolomiten zur Entstehung tief reichender, wechselnd mächtiger Breccienkörper, die als potentieller Kluftwassertaquifer von großer Bedeutung sein können (vermutlich Hauptaquifer der Tuffquellen). Bezüglich ihrer Gesamtgesteinschemie entsprechen die analysierten Dolomitproben aus dem Hochstein-Massiv (Tab. 4) dem Hauptdolo-

mit der nördlichen Lienzer Dolomiten (Tab. 2). Hydrochemisch signifikante Elementanreicherungen wurden in diesen typischen Kataklasit-Proben nicht festgestellt.

Quartär

Die quartären Lockersedimente wurden grob in zwei, für Wässer verschieden durchlässige, Gruppen (gut und gering) eingeteilt.

2.4. Strukturgeologie

2.4.1. Einführung

Strukturgeologisch werden die polyphas und heteroaxial deformierten Westlichen Gailtaler Alpen/Lienzer Dolomiten von steil stehenden, tief reichenden Faltensegmenten charakterisiert, die entlang meist subvertikaler Störungen sowohl transtensiv als auch transpressiv zerschert wurden (R. BRANDNER et al., 2001). Die halbgrabenförmige Absenkung der steil stehenden, permomesozoischen Schichtfolge zwischen kristalline Rahmengesteine wurde erstmals von der Arbeitsgruppe um R. W. VAN BEMMELEN näher beschrieben (siehe R. W. VAN BEMMELEN, 1957, 1961, R. W. VAN BEMMELEN & J. E. MEULENKAMP, 1965). R. BRANDNER (1972) postuliert aufgrund der stark ähnlichen Faziesabfolgen des Alpenen Muschelkalks der Lienzer und Südtiroler Dolomiten eine großräumige dextrale Seitenverschiebung entlang der Periadriatischen Linie zwischen beiden Gebirgsmassiven. R. BRANDNER & M. SPERLING (1995) verweisen auf die ähnliche Faziesentwicklung der anisich-ladinischen Schichtfolge des Drauzugs und der lombardischen Alpen. T. BECHSTÄDT (1978) und T. BECHSTÄDT et al. (1988) vermuten großräumige, eventuell jungmesozoische Lateralbewegungen, nach deren Rücknahme der Drauzug faziell an die westlichen Nördlichen Kalkalpen anzubinden wäre. Auch die Affinitäten des terrestrischen Perms nach W sowie die proximale Faziesentwicklung der Hauptdolomit-Plattform weisen den Drauzug als ein gegenüber den Nördlichen Kalkalpen und Südtiroler Dolomiten verfrachtetes Krustensegment aus (T. SCHMIDT et al., 1991, R. LEIN et al., 1997).

2.4.2. Chronologie der Deformationsabschnitte

Anhand von Überschneidungskriterien im Deformationsmuster und Vergleichen mit benachbarten Gebieten wurde eine relative Chronologie von sechs Deformationsabschnitten erstellt (Kap. 2.4.2.1.–Kap. 2.4.2.6. und Fig. 4), wobei Fig. 4 einen vereinfachten Überblick über die tektonischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet erlaubt.

2.4.2.1. D1 – E-W-Kompression (O-Kreide bis Paläogen?)

Eine in den Westlichen Gailtaler Alpen/Lienzer Dolomiten erstmals erkannte E-W-Kompression führte zur Ausbildung N-S-streichender, offener Falten, die heute meist steil stehen und stark überprägt sind. Bisher wurden von der dominierenden E-W-Streichrichtung abweichende Lagerungsverhältnisse als Schleppefalten von Blattverschiebungen interpretiert (T. SCHMIDT, 1995).

Neben den N-S-streichenden Faltenachsen treten lokal auch Störungen auf, die aufgrund ihrer Raumlage bzw. Kinematik keiner bisher bekannten Deformationsphase zugeordnet werden können. Das diesbezüglich auffälligste Störungssystem tritt an der Südostflanke von „Auf der Mussen“ auf, wo diverse mitteltriadische Sedimente komplex verschuppt sind.

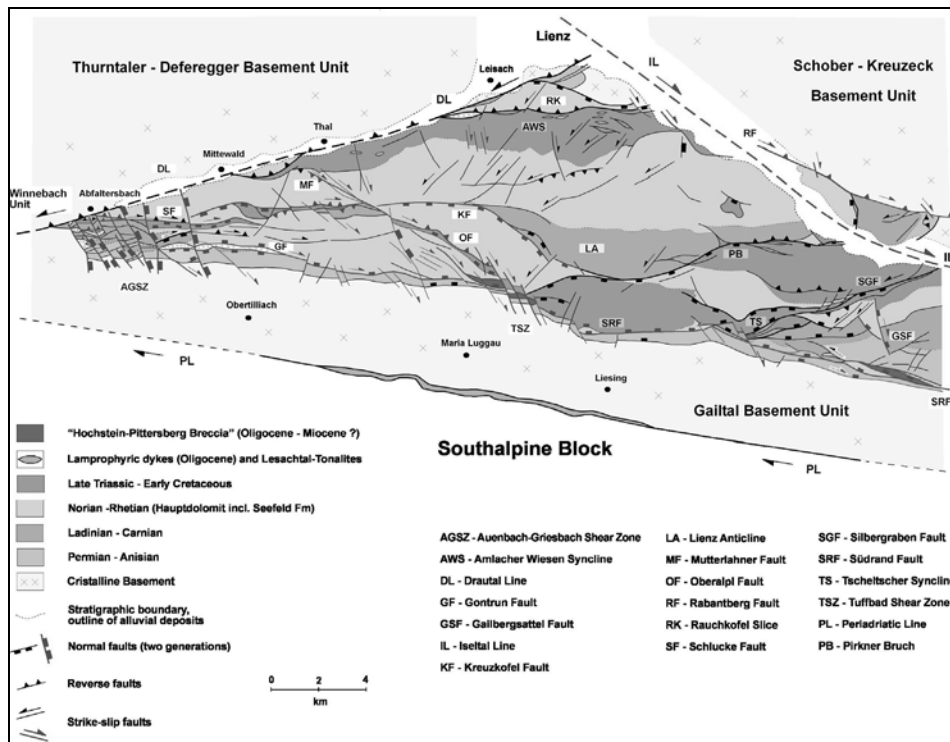


Fig. 4: Tektonische Übersichtskarte der Westlichen Gailtaler Alpen/Lienzer Dolomiten mit simplifizierten stratigraphischen Einheiten (aus: R. BRANDNER et al., 2001).
Tectonic sketch map of the Western Gailtal Alps and Lienz Dolomites with main stratigraphic units (taken from R. BRANDNER et al., 2001).

Markanteste Störung ist eine NW-SE-streichende Linie, die hier als „Mussen-Rampenaufschiebung“ bezeichnet wird: Im heutigen Kartenbild wird die Gruppe des Alpenen Muschelkalkes des Guck-Massivs entlang dieser Störung gegenüber der Fellbach-Fm. sinistral nach NW versetzt. Da dieses Störungsmuster kinematisch nicht sinnvoll auf ein Blattverschiebungsregime zurückgeführt werden kann, wird diese Störung als ursprünglich flach nach E bzw. SE einfallende Rampenaufschiebung interpretiert, entlang der die Hangendscholle des Alpenen Muschelkalkes die Fellbach-Fm. der Liegendscholle „Top nach West“ überschiebt. Im Zuge nachfolgender N-S-Kompression (vermutlich D 2) wurde die Mussen-Rampenaufschiebung subvertikal aufgestellt und täuscht heute eine steil stehende Blattverschiebung vor. Anderenorts wurde dieses Störungsmuster im westlichen Drauzug bisher noch nicht erkannt bzw. durch nachfolgende tektonische Überprägung bis zur Unkenntlichkeit verschleiert.

2.4.2.2. D2 – N-S-Kompression (Eozän?)

Strukturgeologisch wird der westliche Drauzug von einem E-W-streichenden Großfaltenbau geprägt, der nachfolgend polyphas zerschert wurde. Diese engen bis isoklinen, tief wurzelnden Falten überlagern ca. N-S-streichende Falten (D1), so dass lokal komplexe Dom- und Beckenstrukturen entstanden und die etwa E-W-streichenden Faltenachsen lateral an- und absteigen können. Überwiegend tauchen die Faltenachsen

heute verschieden steil nach W ab. Zentrales Strukturelement ist der mächtige Hauptdolomit der Lienzer Antiklinale, die nach N (Amlacher-Wiesen-Synklinale) und S (Tscheltcher Synklinale) in großräumige Mulden mit diversen „Jungschichten“ übergeht. Vor allem in den westlichen (M. SPERLING, 1990) und südlichen Lienzer Dolomiten sind die Faltenzüge aufgrund der hier intensiven Schertektonik in einzelne Segmente aufgelöst und die meist nur mehr rudimentär erhaltenen Faltenschenkel häufig invers gelagert. Die Überprägung dieser Großfalten durch jüngere Abschiebungen (D 3) weist auf ein präoligozänes Alter hin, eine Korrelation mit der, durch N-S-Kompression charakterisierten, „Blaisun-Phase“ (N. FROITZHEIM et al., 1994) im Oberostalpin Graubündens spricht für eine eoazäne Genese.

2.4.2.3. D3 – ca. E-W-streichende Grabenbruchbildungen (U-Oligozän?)

Die bereits gefaltete, steil stehende Schichtfolge wurde entlang etwa E-W-streichender, orogen-paralleler Grabenbruchsysteme zwischen kristalline Rahmengesteine abgesenkt und intern blockartig segmentiert. Großräumig führten die halbgrabenartigen Schollenkippen zur relativen Hebung des Gailtalkristallins im S und zur Absenkung von „Jungschichten“ im N. Kinematisch sehen R. BRANDNER & M. SPERLING (1995) diese Abschiebungen in Zusammenhang mit einem großräumigen, sinistralen Transtensionsregime im Ost- und Südalpin, wobei die Hauptscherzonen subparallel zur Deferegg-Antholz-Vals-Linie (DAV) am Südrand des Tauernfensters streichen. Sowohl die unteroligozänen Mylonite der DAV (W. MÜLLER et al., 2000) als auch die älteren Generationen der periadriatischen Magmatite (N.-S. MANCKTELOW et al., 1999) werden von sinistral-transtensiver Scherung geprägt. In den Lienzer Dolomiten werden die WSW-ENE-streichende Drautal-Störung, der Pirkner Bruch, die Südrand-Störung und die sinistrale Gailbergbach-Störung als Hauptscherzonen einer derartigen Transtensionstektonik angesehen. Entlang des Pirkner Bruchs (Sprunghöhe mindestens 2,5 km) und der Kreuzkofel-Störung wurde das Scharnier der Lienzer Antiklinale zerschert und in Form der Schartenkopf-Schatzbichl-Antiklinale und des Kreuzkofel-Sandegg-Massivs nach S hin abgeschoben. Ebenso wurden die Jungschichten der Amlacher-Wiesen-Synklinale und der Rauchkofel-Hauptdolomit gegenüber dem Kristallin und den untertriadischen Sedimenten des Tristacher Sees halbgrabenförmig nach S hin abgeschoben (Profilschnitt, Beil. 5). Der tektonische Kontakt Hauptdolomit zu Gailtalkristallin verlangt, je nach Störungs- und Schichteinfallen, vertikale Sprunghöhen von 3–5 km. Auch entlang der Südrand-Störung grenzen häufig permoskythische Siliziklastika tektonisch an enorm abgeschobene, obertriadische Karbonate. Die größten Vertikalverstellungen treten an der Riebenkofel-Südflanke auf, wo oberjurassisch-unterkretazische Sedimente mindestens 4–5 km abgeschoben wurden und heute unmittelbar an das Gailtalkristallin grenzen.

Allgemein wurden die Hauptscherzonen (Drautal-, Schlucke-, Oberalpl-, Pirkner Bruch-, Iseltal- und Südrand-Störung) als großräumige Abschiebungen im Rahmen eines frühen, bisher nicht erkannten „continental escape“ der „Deferegg-Drauzug-Einheit“ zwischen der DAV im N und der Periadriatischen Linie im S angelegt (R. BRANDNER et al., 2001). Im Zuge jüngerer Deformationsphasen wurden diese Störungssysteme mehrfach reaktiviert.

2.4.2.4. D4 – ENE-WSW- bis NE-SW-streichende, sinistrale Störungen (Oligozän/Miozän?)

Die ENE-WSW-streichende Drautal-Störung ist als Kombination von Rücküberschiebungen des Schober-Alt-kristallins bzw. Thurntaler Quarzphyllits auf die Sedimen-

te der Lienzer Dolomiten und des Winnebacher Kalkzugs mit sinistralen Blattverschiebungen aufzufassen (M. SPERLING, 1990), wobei die sinistralen Scherbewegungen lateral in ca. E-W-streichende Aufschiebungen übergehen und umgekehrt. Beim Bau des Krafthauses Amlach wurde diese, allgemein von Alluvionen verdeckte Störung als Kataklasezone zwischen Gneisen des Schoberkristallins und dem Rauchkofel-Hauptdolomit angefahren (TIWAG, 1985). Einst im Störungsbereich aufgeschlossene, stark deformierte Scherlinge feinklastisch beeinflusster Karbonate werden aufgrund geochemischer Analysen als Relikte der Raibl-Gruppe interpretiert (Tab. 1) und belegen, dass der Rauchkofel-Hauptdolomit nach N hin stratigraphisch älter wird und folglich invers gelagert sein muss (Profilschnitt, Beil. 5). Diese Neuerkenntnisse und der strukturelle Rahmen stützen die Interpretation der Rauchkofel-Schuppe als überkippten, tektonisch isolierten Nordschenkel der Amlacher-Wiesen-Mulde. Dabei wurde die als Abschiebung angelegte Rauchkofel-Südrandstörung als ca. 60° nordfallende (S. JACOBS et al., 1985) Rücküberschiebung des Hauptdolomits auf jurassisch-kretazische Schichtglieder reaktiviert. Im Zuge derartiger Aufschiebungen wurden am Westrand der Rauchkofel-Schuppe mehrere, stark deformierte Scherlinge des Schober-Alt-kristallins in den Hauptdolomit eingeschuppt. Zur Erzeugung dieses Schuppenbaus müssen die staffelartig angeordneten, zur Drautal-Störung kinematisch konjugierten (Schräg-)Aufschiebungen steiler als die Hauptstörung einfallen. Ähnlich der Drautal- und Rauchkofel-Südrandstörung wurde auch der Pirkner Bruch invertiert und als subvertikale bis steil nordfallende Rücküberschiebungsfläche reaktiviert. Subparallel zum Pirkner Bruch orientiert, stellt die ENE-WSW-streichende Gailbergbach-Störung das auffälligste sinistrale Schersystem der südwestlichen Gailtaler Alpen dar. Primär grabenbruchartig abgeschobene und nachträglich phacoidförmig gelängte Scherkörper der Kössen-Fm. zeichnen den Störungsverlauf über mehrere Kilometer deutlich nach. Der sinistrale Schersinn wird von NE-SW-streichenden, synthetisch konjugierten, großräumigen Riedelscherflächen angezeigt. Auch entlang der Gailbergbach-Störung weisen Schrägaufschiebungen auf eine transpressive Reaktivierung von Abschiebungsstrukturen hin. Diese überkippten reaktivierten Abschiebungen werden zumindest in den Bereichen Rauchkofel und Pirkner Bruch von NE-SW-streichenden Blattverschiebungen sinistral versetzt.

2.4.2.5. D5 – WNW-ESE-streichende, dextrale Störungen (Oligozän bis O-Miozän?)

Ein markanter Umschwung im Stressfeld führte im Oligozän zur Aktivierung dextraler Scherzonen subparallel zur Periadriatischen Linie (N. S. MANCKTELOW et al., 1999). So wird im NW-SE-gerichteten, „neogenen“ Stressfeld (siehe R. K. POLINKSI & G. H. EISBACHER, 1992) der miozäne Aufstieg des Tauernfensters im S von dextralen Seitenverschiebungen kompensiert, die eine laterale Extrusion von Krustensegmenten ermöglichen (L. RATSCHBACHER et al., 1991, B. FÜGENSCHUH et al., 1997, W. FRISCH et al., 1998). Nach W. VON GOSEN (1989) war die Periadriatische Linie zwischen Oligozän und O-Miozän als dextrale Blattverschiebung aktiv.

Im westlichen Drauzug prägen WNW-ESE-streichende, dextrale Störungen das heutige Kartenbild entscheidend, wobei es sich häufig um alt angelegte, vererbte Scherflächen handelt. Als Folge der polyphasen, heteroaxialen Deformation wurden die kompetenten Karbonate entlang etwa E-W-streichender Grabenbruch- und Blattverschiebungssysteme intensiv kataklastisch deformiert. So tritt im Bereich der Südrandstörung die erstmals beschriebene, kartierbare Einheit der „Hochstein-Pittersberg-Breccie“ (vermutlich Oligozän) auf. Diese wird als tektonische Reibungs- und Kollapsbreccie interpretiert, wobei polyphase Schertektonik zur Einschuppung diverser Komponenten und Scherlinge in den kataklastisch deformierten Hauptdolomit führte

(Fig. 2 und Fig. 3). Dementsprechend sind am Südrand der Rötenskapf-Pittersberg-Schuppe lokal geringmächtige Relikte des Zwischendolomits und Wettersteindolomits mit stratigraphisch älteren Sedimenten verschuppt. Noch komplexer erscheinen die Lagerungsverhältnisse im Bereich der Schlucke-Störung, wo östlich des Gamsbachs jurassisch-kretazische sowie erstmals erkannte, ladinische Karbonate in komplexer Form zwischen unterschiedliche Hauptdolomit-Segmente eingeschuppt sind. Ebenso wenig lässt sich in den südwestlichen Lienzer Dolomiten das Auftreten stark deformierter, an verschiedene Faltensegmente grenzender Scherkörper des Gailtalkristallins mittels einphasiger Schertektonik erklären. T. SCHMIDT et al. (1993) führen die Emporschuppung dieser Kristallin-Späne ausschließlich auf dextrale Transpression zurück. Jedoch spricht die fazielle Zonierung der mitteltriadischen und jurassisch-kretazischen Sedimente in den westlichen Lienzer Dolomiten dafür, dass die Lateralverstellungen im Bereich der Schlucke-Störung lediglich Beträge im 10er-km-Bereich erreichen (M. SPERLING, 1990). Daher sind hier die enormen Vertikalverstellungen kaum auf einphasig aktive Blattverschiebungssysteme („Blumenstrukturen“, M. SPERLING & R. BRANDNER, 1990, T. SCHMIDT et al., 1993) zurückführbar. Vielmehr scheinen das Störungsinventar und die Verschuppungen bereits durch enge Faltung (D 2) vorgegeben, jedenfalls aber grabenbruchtektonisch (D 3) angelegt und als dextrale Blattverschiebung reaktiviert worden zu sein.

2.4.2.6. D 6 – NW-SE-streichende, dextrale Störungen (O-Miozän bis subrezent?)

Ab dem O-Miozän verhinderte die N-vergente Karawanken-Aufschiebung weitere Scherung entlang der Periadriatischen Linie (F. NEMES, 1995), so dass der nachfolgende Spannungsabbau entlang NW-SE-streichender, dextraler Scherzonen erfolgte. Die dominanten Strukturelemente dieser jüngsten Deformationsphase stellen in den Westlichen Gailtaler Alpen/Lienzer Dolomiten im Wesentlichen die Auenbach-Griesbach-Scherzone, die Mutterlahner-Oberalpl-Störung, die Tuffbad-Scherzone und die Iseltal-Störung dar. Vor allem die Schichtfolge der westlichen Lienzer Dolomiten wurde entlang NNW-SSE-streichender (Schräg-)Abschiebungen erneut grabenbruchartig abgesetzt, wobei die Abschiebungsbeträge nach E hin zunehmen (M. SPERLING, 1990). Dadurch verbreitert sich der sedimentäre Krustenstreifen ostwärts, zunehmend jüngere Schichtglieder blieben vor der Erosion verschont. Diese schräg zum Schichtreichen verlaufenden Abschiebungen werden neben älteren, etwa E-W-streichenden Störungen (D 3) als Ursache der heute verkippten, überwiegend nach W abtauchenden Faltenachsen angesehen. Die auffällige Zäsur der Mutterlahner- und Oberalpl-Störung wird genetisch als Riedel-Scherfläche einer dextralen Südrand-Störung (D 5) interpretiert, die im Zuge eines geänderten Stressfeldes von der Eggenbach-Störung und der markanten Tuffbad-Scherzone staffelartig versetzt wird. Insgesamt bilden diese Scherzonen ein scheinbar zusammenhängendes, dextrales Störungssystem, welches die Lienzer Dolomiten in zwei große Blöcke separiert. Die Tuffbad-Scherzone (Beil. 6) besteht aus einem engständigen Bündel NW-SE-streichender, dextraler Störungen, die das nach SE zunehmend stärkere Vorspringen der sedimentären Schichtfolge verursachen. Da sowohl die Jungschichten der Oberalpl-Störung, die potentiell Kluftwasser führenden Kataklastite der Hochstein-Breccie als auch die Südrand-Störung dextral versetzt werden, stellt diese Scherzone das prägende Wasserleitsystem für die Tuffquellen dar. Großräumig werden die Karbonate der Westlichen Gailtaler Alpen/Lienzer Dolomiten entlang der steil stehenden, aus mehreren, subparallelen Bewegungsschienen bestehenden Iseltal-Störung abgeschnitten bzw. dextral versetzt. Entlang dieser scheinen keine markanten Vertikalverstellungen stattgefunden zu haben, weil Feinklastika der Raibl-Gruppe an

beiden Talflanken innerhalb des Drauzugs zwar die höchsten, aber dennoch einander entsprechenden Vitrinit-Reflexionswerte aufweisen (G. RANTITSCH, 2001). Vielmehr wird die Rabantberg-Schuppe als ehemalige Ostfortsetzung der Rauchkofel-Schuppe angesehen, die ihrerseits entlang einer subvertikalen bis steil N-fallenden Schrägauf-schiebung vom Kreuzeck-Kristallin überschoben wird. Entlang eines weiteren Zweiges der Iseltal-Störung werden beim Forellenhof/Lavant erstmals kartierte, obertriadische bis unterkretazische Schichtglieder ca. 500 m dextral nach SE versetzt (Profilschnitt, Beil. 3). Seismischen Daten zu Folge beträgt die glaziale Übertiefung des tektonisch prädispositionierten Iseltals zwischen Lavant und Oberdrauburg mindestens 700 m unter Geländeoberkante (E. BRÜCKL, 2001).

2.5. Fallbeispiele hydrogeologisch relevanter Strukturen

Bezüglich der räumlichen Erstreckung potentieller Kluftwasseraquifere und Wasser-leitsysteme sind das lokale Gesteinsinventar und das Überschneidungsmuster im Stö-rungssystem entscheidende Parameter. Hydrogeologische Modellvorstellungen basieren auf der relativen Chronologie der Deformationsphasen und Auswertungen künstlicher Tiefenaufschlüsse (TIWAG-Stollen Strassen-Amlach). Die Wasserführung der Haupt-aquifere (Wetterstein-Fm., Hauptdolomit-Fm., Plattenkalk und Hochstein-Pittersberg-Breccie) wurde maßgeblich durch die nealpine Deformation ermöglicht. Polyphase Deformation von Abschiebungsbereichen an den Rändern der vermutlich oligozänen, grabenartigen Einsenkung des Drauzugs produzierte nur teilweise zementierte, insge-samt gut durchlässige, etwa E-W-streichende Breccienkörper, die als Hauptleitsysteme des Bergwassers dienen. Jüngere, etwa NW-SE-streichende Bruchsysteme kommen öfters gehäuft vor und verursachen tief reichende Kluftwasserkörper quer zum generel-len Streichen der Formationen.

2.5.1. Schlucke-Störung

Analog zur mehrfach bewegten Südrand-Störung (Bildung der polymikten „Hoch-stein-Pittersberg“-Kataklastite) wurden auch die Sedimente im Bereich der Schlucke-Störung mehrfach intensiv kataklastisch deformiert. Dies führte im rigiden Hauptdo-lomit zur Bildung von mächtigen Kataklastiten, Kakiriten und Scherzonen mit offenen Klüften. Oberflächlich wird diese steil stehende und tief reichende Störungszone von großflächigen Schutthalden ohne Oberflächenabfluss („Schlucke“) geprägt. Dagegen präsentierte sich die Schlucke-Störung im TIWAG-Stollen Strassen-Amlach als wasserführende Kataklastesezone: Westlich bzw. im Schnittbereich mit der NNW-SSE-streichenden Jochbach-Störung bewirkten massivste Gesteinsverbrüche und murschutt-artige Schlammenschwemmungen (S. JACOBS et al., 1985–1987, G. STANGL, 1992) den vorübergehenden Ausfall der über 2 km entfernten Sulfatquelle „Aigner Badl“. Somit kommuniziert die steil stehende Schlucke-Störung hydraulisch mit anderen, ebenfalls ca. E-W-streichenden Störungen weiter westlich (M. SPERLING, 1990).

2.5.2. Schwarzbodenquelle

Am Nordschenkel der Lienzer Antiklinale sind im spröde deformierten Hauptdolomit häufig schichtparallele Störungen und Großklüfte mit kleinstückig zerrüttetem Gestein ausgebildet. Im Zuge der Vortriebsarbeiten des TIWAG-Stollens wurde im Hauptdo-lomit eine etwa E-W-streichende Großkluft angefahren, deren Drainage eine – inzwi-

schen wieder hergestellte – rapide Abnahme der Quellschüttung der noch über 1,5 km entfernten Schwarzbodenquelle zur Folge hatte. Wie beim Aigner Badl belegt dieser hydraulische Zusammenhang auch hier, dass Kluftwasserkörper mittels schichtparalleler Klüfte bzw. tief reichender Störungen lateral über größere Entfernungen korrespondieren können. Zudem wurden in diesem Stollenabschnitt auch Klüfte angefahren, die mit eingeschwemmten, feinkörnigen Siliziklastika verfüllt waren. Deren Auftreten im Berginneren spricht für einen kluftbedingten Zusammenhang mit quartären Lockersedimenten an der Gebirgsoberfläche (E. H. WEISS & R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1986).

2.5.3. N-S-streichende Trennflächen

Neben schichtparallelen Trennflächen bewirken sowohl an der Geländeoberfläche als auch im Berginneren überwiegend N-S-streichende, subvertikale Klüfte die starke Gefügeauflockerung des Hauptdolomits der nördlichen Lienzer Dolomiten. Die Bergwasserzutritte bzw. Lockersedimenteinschwemmungen im TIWAG-Stollen waren fast ausschließlich an die Drainage-Wirkung von N-S-streichenden Klüften bzw. an deren Verschnitt mit ca. E-W-streichenden Trennflächen gebunden (S. JACOBS et al., 1985–1987). Die Korrelation von wasserführenden, N-S-streichenden Klüften mit deren Überlagerungshöhe durch das Festgestein weist darauf hin, dass die Öffnungsweite bzw. Permeabilität dieser Klüfte mit zunehmendem Tiefgang abnimmt. Lokal ist an der Geländeoberfläche eine Infiltration von Lockersedimenten entlang N-S-streichender Klüfte und Störungen feststellbar.

2.5.4. Iseltalstörung, Moosbrunnquelle

Im Bereich Forellenhof/Moosbrunnquelle ist der dextrale Bewegungssinn der Iseltalstörung unmittelbar kartierbar, wobei mehrere große Quellaustritte ursächlich auf diesen Störungsverlauf zurückzuführen sind (Beil. 3). Vordergründig zeichnen die Bergwasserzutritte der Plattenbach- und der Moosbrunnquelle die Ausbisslinie der Grenze Hauptdolomit/Kössen-Fm. nach. Unmittelbar südlich des Forellenhofs ist dem Hauptdolomit eine erstmal kartierte, obertriadische bis unterkretazische Schichtfolge tektonisch angelagert, die vom Südschenkel der Amlacher-Wiesen-Synklinale entlang einer etwa NW-SE-streichenden Blattverschiebung ca. 500 m dextral nach SE versetzt wurde. Diese bergwasserstauenden Jungschichten bedingen den Austritt der Moosbrunnquelle und werden als abgescherte, stratigraphische Überlagerung der weiter südöstlich, im Bereich der Kaltenbrunnquelle, anstehenden Kössen-Fm. angesehen.

2.5.5. Tuffbad St. Lorenzen

Obwohl das Tuffbad St. Lorenzen aufgrund seiner wasserwirtschaftlich bedeutenden Mineralquellen bereits Ziel zahlreicher Untersuchungen war, konnten bestehende Kartengrundlagen die hydrogeologische Situation nicht befriedigend darstellen. Das bisher fälschlicherweise als „Wettersteindolomit“ (L. BICHLMANN, 1980, H.-P. SCHÖNLAUB, 1997) kartierte Hochstein-Massiv wird als Einzugsgebiet der Tuffquellen betrachtet, die bisher im Talkessel kartierte „Werfen-Fm.“ als möglicher Lieferant des Sulfates (G. PROBST, 1991, 1993). Beide Formationen treten jedoch an der Oberfläche nicht auf und sind zu den Kataklastiten und tektonischen Rauhacken der Hochstein-Pittersberg-Breccie zu stellen. Diese polymikten tektonischen Breccien wurden im Zuge großräumiger Abschiebungen und nachfolgender Lateralbewegungen entlang der E-W-strei-

chenden Südrand-Störung gebildet und stellen einen tief reichenden, potentiellen Kluftwassertaquifer dar (Beil. 6). Hydrochemisch weisen die hohen SO_4^{2-} -Gehalte der Tuffquellen, aber auch das dazu beinahe stöchiometrisch konjugierte Ca^{2+} , die Wassertemperatur (G. PROBST, 1991) und das Strontium (Gesteinschemie, Tab. 4) auf ein tief reichendes Zirkulationssystem hin, in dem auch evaporitisch beeinflusste Abschnitte der Werfen-Fm. durchströmt werden. Derartige Sedimente werden im Untergrund der invers gelagerten permoskythischen Schichtfolge vermutet. Strukturell werden sowohl die E-W-streichenden, potentiell Kluftwasser führenden Kataklasite der Hochstein-Breccie als auch die Jungschichten der Oberalpl-Störung von einem engständigen Bündel staffelartig angeordneter, NW-SE-streichender, dextraler Blattverschiebungen („Tuffbad-Scherzone“) überprägt und hydraulisch gleichsam „drainiert“. Dieses Störungsmuster und $\delta^{18}\text{O}$ -Daten belegen, dass die Tuffquellen zusätzlich von weiter im Hinterland zirkulierenden Bergwässern aus dem Hauptdolomit des Eisenschuß-Weittalspitze-Massivs alimentiert werden (G. PROBST et al., 2002).

3. Ergebnisse der hydrogeologischen Untersuchungen

3.1. Wasserbilanz

Der **Niederschlag im Untersuchungsgebiet** ist durch 18 Niederschlagsstationen (innerhalb und im näheren Umgebungsbereich des Arbeitsgebietes) dokumentiert, wobei neben den amtlich geführten Stationen (Hydrographie der Länder und ZAMG) zusätzlich vom Amt der Tiroler Landesregierung, Abt. VIh – Sachgebiet Hydrographie auf neuen Standorten im westlichen Teil der Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten Totalisatoren aufgestellt wurden (R. BRANDNER et al., 1998). Während von den amtlichen Stationen z.T. längere Messreihen der Niederschlags- und Temperaturdaten zur Verfügung stehen, sind von den neu errichteten Stationen Niederschlagsmessungen aus den Jahren 1998 und 1999 vorhanden.

Auf Basis dieser Datenlage wurden die Gradienten für den Niederschlag, die Lufttemperatur und die Verdunstung ermittelt und mit anderen Methoden verglichen (G. PROBST et al., 2000, 2001), wobei auch auf eine Differenzierung zwischen Nord- und Südseite geachtet wurde.

In Tab. 5 sind die Beobachtungsstellen aufgelistet und soweit vorhanden, die gemessenen Jahressummen des Niederschlags den Daten langjährig betriebener Stationen gegenübergestellt.

Figur 5 gibt einen Überblick über die Jahressummen des Niederschlags der beobachteten Stationen für das Jahr 1999. Generell auffallend sind höhere Niederschlagssummen im Bereich Porzehütte und Leckfeldalm in den Karnischen Alpen, wo mehr als 1800 mm erreicht werden. Im Zentralbereich des Lesachtales (Maria Luggau, Kornat) fallen bis zu 1400 mm Niederschlag, wobei eine Abnahme nach W hin zu erkennen ist (Silian: 1035 mm), während im E bei Kötschach-Mauthen etwa 200 mm mehr Niederschlag gemessen werden (G. PROBST et al., 2000). Selbst am Kartitscher Sattel fallen weniger Niederschläge als in Maria Luggau oder Kornat. Mit zunehmender Seehöhe und in den Zentralbereich der Lienzer Alpen hinein steigt die Niederschlagshöhe bis auf über 1700 mm an (Karlsbaderhütte, Leisacher-Alm-Kofelpass), wobei hier die Station Golzentipp-Gudis als Höchstgelegenste (2170 m ü.A.) mit 1255 mm deutlich zurückfällt und weniger gut in das Niederschlagsbild passt. Vermutlich konnten hier nicht alle Niederschläge erfasst und registriert werden.

Tab. 5: Vergleich der Jahressummen des Niederschlags aus der Beobachtungsperiode 1998/1999 mit langjährigen Mittelwerten anderer Stationen im Untersuchungsgebiet.

Comparison of the annual sums of precipitation from the period 1998/1999 with the long-term mean values of other stations in the investigation area.

Station	Seehöhe [m ü.A.]	Betreiber	Jahressummen des Niederschlags [mm]			
			1998	1999	langjähriges Mittel	
Leckfeldalm	1920	HDT	–	1447	–	–
Golzentipp-Gudis	2170	HDT	–	1255	–	–
Porzehütte	1920	HDT	–	1805	–	–
Leisacher Alm-Kofelpass	1900	HDT	–	1477	–	–
Karlsbaderhütte	2130	HDT	–	1728	–	–
Lienzer Dolomitenhütte	1585	HDT	–	1070	–	–
Sillian	1075	HDT	1057	1035	982	(71–99)
Kartitsch	1425	HDT	1031	1069	–	–
Tassenbach-Wehr	1080	HDT	–	1072	–	–
Abfaltersbach	980	HDT	1020	930	–	–
Anras	1300	HDT	926	950	917	(81–99)
Unterassling	836	ZAMG	1041	940	–	–
Lienz	659	ZAMG	953	1006	877	(81–99)
Lavant (Deponie)	641	HDT	1087	1127	–	–
Nikolsdorf	650	HDK	1117	1105	–	–
Maria Luggau	1140	ZAMG	1264	1284	1234	(51–99)
Kornat	1025	ZAMG	1434	1420	1401	(51–99)
Oberdrauburg	620	HDK	995	927	1083	(51–99)

Auf der Nordseite des Untersuchungsgebietes im Drautal fällt die Station Oberdrauburg mit generell geringeren Niederschlagsmengen gegenüber Lavant und St. Nikolsdorf auf, während westlich von Lienz etwa die selben Niederschlagshöhen (um 1000 mm) auftreten.

Großräumig fallen im Gailtal mehr Niederschläge als im Drautal. Eine Zunahme mit der Seehöhe im Zentralbereich ist deutlich erkennbar.

Im Jahr 1998 wurden nach Angaben der ZAMG in weiten Teilen Österreichs die langjährigen Durchschnittswerte des Niederschlags erreicht oder gering überschritten. Vor allem in den nördlichen Landesteilen ab Salzburg ostwärts stieg die Niederschlagsmenge über den Mittelwert an. Im Jahr 1999 lagen die Niederschläge vor allem in Tirol und Vorarlberg über dem langjährigen Durchschnitt, aber auch in Oberkärnten wurde mehr Niederschlag als üblich registriert. So gesehen sind die Werte aus den Berechnungen mit den Daten des Jahres 1999 etwas über dem langjährig zu erwartenden Durchschnitt zu sehen.

Generell ist der Trend der Zunahme des Niederschlages mit der Höhe zwar erkennbar, die Monatssummen zeigen aber oft ein differenziertes Bild in der Niederschlagsverteilung, was zweifellos mit den oft unterschiedlichen und stark wechselnden Wetterlagen zusammenhängt.

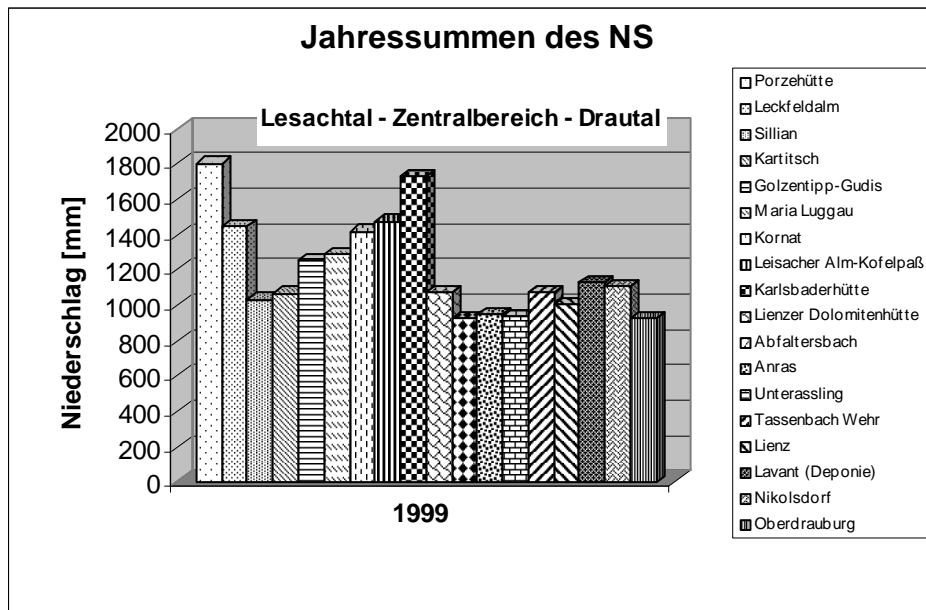


Fig. 5: Jahressummen des Niederschlags (Jahr 1999) von bestehenden Stationen im Untersuchungsgebiet.
Annual sum of precipitation for the year 1999 from existing stations in the investigation area.

Die Niederschlagsgradienten, die für die Nord- und Südseite des Gebirges ermittelt wurden, liegen bei 65 mm/100 m bzw. bei 68 mm/100 m. Daraus lässt sich für die mittlere Höhe des Einzugsgebietes zwischen Gail- bzw. Drautal und den höchsten Erhebungen der Lienzer Dolomiten ein mittlerer Jahresniederschlag berechnen, der für die Südwestseite 1458 mm/a und für die Nordwestseite 1278 mm/a beträgt. Vergleicht man diese Mengen mit der tatsächlich gemessenen Niederschlagsmenge der Stationen Leisacher Alm-Kofelpass, so lässt sich eine relativ gute Übereinstimmung feststellen.

Ähnlich wie bei den Niederschlagsdaten wurden **Lufttemperaturaufzeichnungen** vor allem von den amtlich betriebenen Stationen für die Jahre 1998 und 1999 und als langjährige Mittelwerte zur Verfügung gestellt. In Tab. 6 sind die Jahresmittel der Lufttemperatur der Jahre 1998 und 1999 den langjährigen Mittelwerten gegenübergestellt. Vergleicht man Orte mit annähernd gleicher Höhenlage, so ist es z.B. in Lienz um etwa 1° C wärmer als in Lavant oder Oberdrauburg, während Kornat gegenüber Sillian etwas zu warm erscheint. Hier könnte die südexponierte Lage des Ortes dafür verantwortlich sein.

Aus den vorliegenden Temperaturdaten konnte unter Bezug zu den Stationen Sillian, Kartitsch, Unterassling, Lienz, Maria Luggau und Kornat ein mittlerer Temperaturgradient für das Untersuchungsgebiet bestimmt werden, wobei die Temperaturabnahme mit der Höhe 0,46° C/100 m beträgt. Dieser Wert kommt dem für Kärnten im generellen Durchschnitt angegebenen mittleren Gradienten von 1° C/200 m sehr nahe. Aus den Lufttemperaturgradienten lässt sich für die mittlere Höhe des Einzugsgebietes eine mittlere Lufttemperatur berechnen, die für die Gailtalseite mit 3,0° C und für die Drautalseite mit 4,7° C angegeben werden kann.

Neben der Erfassung des Niederschlagsgeschehens und des Abflusses stellt auch die **Verdunstung** ein wesentliches Glied zur Ermittlung der Wasserbilanz dar.

Tab. 6: Vergleich der Jahresmittel der Lufttemperatur der Jahre 1998 und 1999 von Stationen im Untersuchungsgebiet mit deren langjährigen Mittelwerten.

Comparison of annual mean values of air temperature of the years 1998 and 1999 with the long-term mean values of the stations in the investigation area.

Station	Seehöhe [m ü. A.]	Jahresmittel der Lufttemperatur [°C]			
		1998	1999	langjähriges Mittel	
Sillian	1075	6,3	6,0	4,8	(71–90)
Kartitsch	1425	5,6	5,0	–	–
Unterassling	836	7,5	–	–	–
Lienz	659	8,5	8,2	6,9	(81–99)
Lavant (Deponie)	641	8,2	–	–	–
María Luggau	1140	4,8	5,9	5,0	(51–99)
Kornat	1025	7,3	7,1	6,4	(51–99)
Oberdrauburg	620	7,3	7,0	7,3	(51–99)

Für das Untersuchungsgebiet wurde in Anlehnung an das Projekt Hydrogeologie Reißkofel-Jauken unter umweltrelevanten Kriterien (G. PROBST et al., 2000), wo mehrere methodische Ansätze verschiedener Autoren aus der Literatur vergleichend gegenübergestellt wurden, die Verdunstung mit Hilfe der für die einzelnen Monate ermittelten mittleren Niederschlagsmengen und mittleren Lufttemperaturen nach der empirischen Gleichung nach TURC berechnet und gewichtet und als Jahressumme aufsummiert. Um die jahreszeitlichen Schwankungen erfassen zu können, wurde die Verdunstung auf Monatsbasis durch die Gewichtung mit der Anzahl der Tage in den Monaten berechnet.

Die Berechnung der Verdunstung mit zunehmender Seehöhe erfolgte analog den Berechnungen für den Niederschlags- und Temperaturgradienten, wobei hier fünf Stationen herangezogen werden konnten. Daraus wird ersichtlich, dass die Verdunstung mit der Höhe im Gesamtgebiet etwa um 11 mm/100 m abnimmt.

Eine Abschätzung der Verdunstungshöhe bezogen auf die mittlere Höhe des Einzugsgebietes ergibt für den südwestlichen Bereich des Arbeitsgebietes im Mittel 377 mm, das sind etwa 26 % des mittleren Niederschlags von 1448 mm, während für den nordwestlichen Teil 418 mm angenommen werden können, was ca. 32 % der Niederschlagssumme von 1278 mm entspricht. Damit steht aus dem Niederschlag in diesen Bereichen eine theoretische Neubildungsrate von 1081 mm bzw. 860 mm zur Verfügung. Der Unterschied in dieser Größenordnung erklärt sich aus der Gegebenheit, dass das mittlere Einzugsgebiet der südlichen Seite etwa 360 m höher liegt als jenes im N des Untersuchungsgebietes.

Für die Berechnungen zur **Abschätzung der Wasserbilanz** und zur Erstellung eines Entwässerungsmodells sind Kenndaten der orographischen Einzugsgebiete erforderlich. Mit Hilfe einer morphometrischen Analyse wurden diese aus einem digitalen Höhenmodell errechnet.

Zur Erarbeitung eines Abflussspenden-Höhenmodells und zur Abschätzung großflächiger Entwässerungsverhältnisse in Teileinzugsgebieten wurde im N und im S des Untersuchungsgebietes eine Abflussmessstation mit jeweils automatischer Registrierung des Wasserstandes errichtet.

Im N wurde der das Kerschbaumertal entwässernde Galitzenbach und im S der Wildensenderbach, der das Wildensenderbachtal nördlich von St. Lorenzen im Lesachtal entwässert, ausgewählt. Eingebaut wurde ein Datensammler zur viertelstündlichen Aufzeichnung des Wasserstandes. Zur Erstellung einer Schlüsselfunktion für die Pegel wurden dafür erforderliche Abflussmessungen an den Gerinnen zu unterschiedlichen Wasserführungen durchgeführt.

Aus den aufgezeichneten Viertelstundenwerten der Wasserstände können neben dem Abfluss für diese Zeitpunkte die entsprechenden Tages- bzw. Monatsmittel des Abflusses errechnet und bezogen auf die Fläche, als Abflusspenden dargestellt werden. Als Beispiel dafür ist in Fig. 6 das Tagesmittel des Abflusses für den Pegel Wildensenderbach ersichtlich.

Die Ganglinie des mittleren Tagesabflusses beider Pegel zeigt deutlich den Einfluss der Schneeschmelze im Frühjahr und die Auswirkungen der Niederschlagsmaxima im Hochsommer und Herbst. Besonders deutlich stechen Einzelereignisse hervor, die auf sehr kurze, aber intensive Niederschlagsereignisse zurückzuführen sind. Hier kann es innerhalb eines Tages zu einem extremen Abfluss kommen, wobei Abflussmengen von mehreren Kubikmetern keine Seltenheit sind. Die Abflussspitzen sind am Galitzenbach wesentlich stärker ausgeprägt als beim Wildensenderbach, was seine Ursache vor allem in den morphologisch und lithologisch unterschiedlich aufgebauten Einzugsgebieten und der damit zusammenhängenden Speicherwirksamkeit hat.

Im Beobachtungszeitraum 1998/99 schwankte die Abflussmenge beim Pegel Galitzenbach zwischen 106 l/s (NQT) und 2817 l/s (HQT). Das bisherige mittlere monatliche Niedrigwasser (MoMNQT) liegt bei etwa 370 l/s. Der Mittelwasserabfluss (MQ) hat eine Größenordnung von 570 l/s. Der niedrigste Abfluss (NQ) wurde am 31. 01. 1999 mit 97,8 l/s registriert, der höchste am 02. 07. 1999 mit beachtlichen 4931 l/s, bezogen auf die aufgezeichneten Daten.

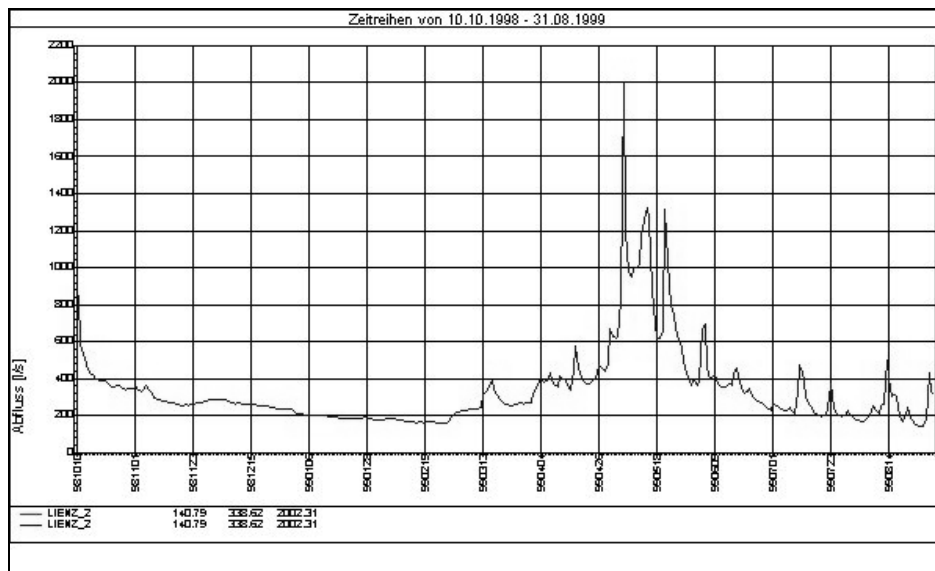


Fig. 6: Pegel Wildensenderbach: Tagesmittel des Abflusses in l/s für den Zeitraum vom 10. 10. 1998 bis 01. 08. 1999.

Gauge Wildensenderbach: daily mean runoff in l/s for the period from 10. 10. 1998 to 31. 08. 1999.

Der niedrigste mittlere Abfluss (NQT) im Beobachtungszeitraum wurde am Pegel Wildensenderbach mit 141 l/s am 27. 08. 1999 gemessen, das HQT mit 2002 l/s am 05. 05. 1999. Das mittlere monatliche Niederwasser (MoMNQT) liegt etwa bei 250 l/s, der Mittelwasserabfluss beträgt 330 l/s. Der niedrigste Abfluss (NQ) betrug am 28. 08. 1999 133 l/s, das HQ fiel mit 2727 l/s auf den 05. 05. 1999. Soweit vergleichbar sind die Zeitpunkte des Auftretens der Extremwerte im Wesentlichen nicht sehr unterschiedlich und zeigen, dass die Niederschlagsbedingungen zwischen Nord- und Südseite im Untersuchungsgebiet wesentlich weniger differieren als etwa im Bereich des Reißkofel-Jauken Gebirges (G. PROBST et al., 2000).

Die Berechnungen der Abflussspenden aus den vorliegenden Daten beziehen sich auf die aus dem digitalen Höhenmodell berechneten wahren Oberflächen der orographischen Einzugsgebiete der Pegel und können nur als monatliche Mittelwerte angegeben werden. Für den Galitzenbach liegt das niedrigste M_q mit $4,8 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ im Februar 1999 und das höchste M_q mit $47 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ im Mai 1999. Am Wildensenderbach wurde der niedrigste Wert mit $11 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ im Februar 1999 und die höchste monatliche Abflussspende mit $56 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ im Mai 1999 berechnet. Die mittlere Abflussspende kann für beide Pegel etwa mit $20 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ angegeben werden.

Die oben dargelegten Grunddaten des Jahres 1999 wurden zur Abschätzung der Wasserbilanz herangezogen, wobei zunächst eine Bilanz auf Basis der beiden Dauermessstellen erstellt wurde. Beim Pegel Galitzenbach wurde der Niederschlag für die mittlere Höhe des Einzugsgebietes von 1916 m ü.A. mit 1519 mm oder 1405 l/s berechnet, die Höhe der Verdunstung liegt bei 366 mm oder 338 l/s. Für den Pegel Wildensenderbach ergibt sich eine Niederschlagsmenge von 1547 mm oder 759 l/s, bezogen auf die mittlere Höhe des Einzugsgebietes von 1956 m ü.A. Die Verdunstung liegt hier bei 362 mm oder 178 l/s. Aus der einfachen Bilanzgleichung des Wasserhaushaltes wurde der errechnete mittlere Abfluss dem tatsächlich gemessenen mittleren Abfluss gegenübergestellt. Beim Pegel Galitzenbach steht demnach einem errechneten Abfluss von 1153 mm bzw. 1066 l/s ein gemessener Abfluss von 617 mm bzw. 570 l/s gegenüber. Damit liegt hier ein Abflussdefizit von 536 mm oder 496 l/s vor. Auch wenn diese Größenordnung als etwas zu hoch erscheint, kann davon ausgegangen werden, dass aus diesem Einzugsgebiet Wasser in den Untergrund infiltrieren, die vermutlich das Grundwasser des Drautals dotieren.

Beim Pegel Wildensenderbach, wo ein Abflussdefizit von 252 l/s oder 513 mm vorliegt, wurde der mittlere Abfluss mit 1185 mm oder 582 l/s berechnet, gemessen wurden im Mittel 672 mm bzw. 330 l/s. Setzt man auch hier den mittleren Abfluss etwas höher an, so bleibt nur mehr ein relativ geringes Abflussdefizit, das mit Übertritten von Wässern in den Tuffbach vor allem westlich des Tuffbades St. Lorenzen im Lesachtal erklärt werden kann.

Zur Abschätzung der Wasserbilanz und des Speicherverhaltens in einzelnen Teileinzugsgebieten wurden an ausgewählten Bächen im N und S des Untersuchungsgebietes Abflussmessungen zu Zeiten unterschiedlicher, vor allem aber niedriger Wasserführung durchgeführt. Die erste Messtour fand im Oktober 1997 nach einer längeren Trockenperiode statt und es folgten Messungen im April, Juni/Juli und September 1998. Die Auswahl der Gerinne erfolgte nach den Kriterien der Messbarkeit und Zugänglichkeit. Gerinne an der Nordseite wie z.B. der Frauenbach, Plattenbach, Pernitzenbach, Kohlstattbach oder Röthenbach und Gamsbach sind aus verschiedenen Gründen (Steilheit, Versickerung im Schutt, Verbauung oder Ableitungen) nicht messbar, z.T. wurde ihr Abfluss angeschätzt, wobei diese Bäche meist nur kleine Wassermengen führten oder überhaupt trocken waren. Kleinere Seitengräben oder Abflussrinnen waren meist tro-

cken oder versickerten nach steilem Abfall in dem am Hangfuß abgelagerten Schutt. Auf der Südseite wurden solche Oberflächengerinne ausgewählt, die ein mehr oder weniger größeres Einzugsgebiet entwässern und die für die Fragestellung im Projekt Relevanz hatten. Hier waren in erster Linie die geologischen Verhältnisse, die ein Einzugsgebiet prägen, für die Auswahl ausschlaggebend. Im S reicht das Gailtalkristallin und das Permoskyth in große Höhen, so dass die Kartierung der Quellvorkommen an diese geologische Grenze gebunden war.

Ein Vergleich der Messungen mit den Werten der beiden Abflusspegel Galitzen- und Wildensenderbach des Jahres 1999 zeigt, dass die Messreihe im Oktober 1997 unter dem langjährig zu erwartenden Mittelwert liegt, wobei etwa der Bereich des MoMNQ angenommen werden kann. Die Messtour im April und September 1998 fand zu einem Zeitpunkt statt, der dem eines Mittelwasserabflusses oder etwas darunter (vor allem an der Nordseite) entspricht, während im Juli 1998 ein sicherlich über dem Mittelwasser gelegener Abfluss gemessen wurde. Es sind in der Folge für das Jahr 1999 der mittlere Niederschlag, die mittlere Verdunstung und der daraus berechnete mittlere Abfluss, bezogen auf die mittlere Höhe des Einzugsgebietes, mit den tatsächlich gemessenen Terminabflussmengen verglichen worden. Dabei muss aber bedacht werden, dass der gemessene Terminwert gegenüber den Mittelwerten eines Jahres kritisch zu betrachten ist und nicht überbewertet werden darf. Hinweise aus dieser Betrachtung lassen jedoch den Schluss zu, dass, wie schon die Pegelauswertungen der beiden Pegel gezeigt haben, im Nord- und z.T. auch im Südteil des Untersuchungsgebietes ein Abflussdefizit vorhanden ist, welches bei den Bächen im S jedoch etwas geringer ausfällt als im Nordbereich. Selbst bei den Messungen im Mittelwasserbereich sind fast überall Abflussdefizite vorhanden.

Am Wildensenderbach entspricht der gemessene Wert im Oktober 1997 etwa dem monatlich mittleren Abfluss aus der Dauerbeobachtung, was 43 % des berechneten mittleren Abflusses ausmacht. Am Galitzenbach beträgt der monatliche mittlere Abfluss ca. 35 % des berechneten Mittelwertes. Überträgt man diese Größenordnungen auf die anderen Teileinzugsgebiete, so sind auch bei niedriger Wasserführung Abflussdefizite erkennbar, die vor allem im N des Untersuchungsgebietes auftreten, wobei der Gailbergbach im N und der Millnazenbach im S mit der geringsten Differenz auffallen.

Ein differenziertes Bild zeigt auch die Beziehung der **Abflussspende** zur mittleren Seehöhe. Hier wurde aus den gemessenen Terminwerten für jedes Einzugsgebiet die dazugehörige Spende, bezogen auf die wahre Fläche, berechnet und der mittleren Seehöhe des Einzugsgebietes gegenübergestellt. Diese Momentaufnahme zeigt, dass die höchsten Spenden beim Laba- und Wildensenderbach im S zu erwarten sind, während Sturzel-, Joch- und Spatenbach und westliches Gerinne niedrige Abflussspenden aufweisen. Dies entspricht auch den geologischen Verhältnissen im Untersuchungsgebiet, wo im S durch die hohe Lage der stauenden Einheiten (kristalliner Sockel und Permoskyth) sowohl die Quellen als auch die Gerinne zur Gänze oberflächlich abfließen. Im N tauchen die triadischen Einheiten in die Talalluvionen des Drautals bzw. des Lienzer Beckens ein und können so eine Anreicherung des Grundwassers oder der Vorflut ermöglichen. Oft versitzen die Wässer auch in Schuttkegeln am Fuße der steilen Flanken. Teilweise wurden auch, wie schon oben beschrieben, Teileinzugsgebiete vorgefunden, die zum Zeitpunkt der Abflussmessungen zur Gänze trocken oder nur geringfügig wasserführend waren. In solchen Bereichen ist mit tiefer reichenden Zirkulationssystemen zu rechnen, die auf eine entsprechende Speicherfähigkeit schließen lassen. Ergiebige Wasservorkommen am Talrandbereich (z.B. bei Lavant) dokumentieren aber, dass auch in diesen Einzugsbereichen eine Exfiltration vorhanden ist.

In Tab. 7 sind die Basisdaten und Ergebnisse der Berechnungen für die Teilgebiete im Nord- (Drautal) und Südteil (Gailtal) des Untersuchungsgebietes und die hydrologischen Parameter für die beiden Abflussdauermeßstellen zusammengestellt.

Summiert man die Teilflächen der orographischen Einzugsgebiete auf und lässt man die Quellschüttungsmengen, die nicht über die Gerinnemessungen erfassbar waren, weg, so steht nördlich des Gebirgskammes einem berechneten, mittleren theoretischen Abfluss von 3630 l/s eine tatsächlich gemessene mittlere Menge von 1035 l/s gegenüber, so dass angenommen werden kann, dass ca. 2/3 der für die Neubildung zur Verfügung stehenden Menge unterirdisch abfließen und z.T. als Quellen am Talrand punktuell zu Tage treten oder das Grundwasser anreichern.

Tatsächlich sind vor allem im westlichen Bereich zusätzlich mehrere Teileinzugsgebiete, die nicht für die Terminmessung vorgesehen waren, wasserlos vorgefunden worden, so dass daraus zu schließen ist, dass dort gute Infiltrationsbedingungen in den karbonatischen Gesteinsfolgen vorherrschen.

Südlich des Hauptkammes wurden vom berechneten Abfluss von 1504 l/s nur 39 % (581 l/s) tatsächlich gemessen. Beachtliche 61 % der Neubildungsrate gelangen zur Versickerung, wobei dies vor allem in den höheren Bereichen geschehen muss, nämlich dort, wo durch die Verkarstung der Karbonate eine Infiltration vorgezeichnet ist. Außerdem reichen im S die permoskythischen und kristallinen Gesteinspakete bis in

Tab. 7: Basisdaten und hydrologische Parameter für das Untersuchungsgebiet.
Relevant data and hydrogeological parameters for the investigation area.

Bezeichnung	Gailtalseite	Drautalseite
Mittlere Seehöhe	1825 m ü. A.	1465 m ü. A.
Mittlerer Jahresniederschlag	1458 mm	1278 mm
Mittlerer Niederschlagsgradient	68 mm/100 m	60 mm/100 m
Mittlere Lufttemperatur	3,0° C	4,7° C
Mittlerer Lufttemperaturgradient	0,46° C/100 m	0,46° C/100 m
Mittlerer Verdunstungsgradient	11 mm/100 m	11 mm/100 m
Mittlere Verdunstung	26 %	32 %
Abflusspegel	Lienz_2	Lienz_1
Mittlere Einzugsgebietshöhe	1956 m ü. A.	1916 m ü. A.
Orographisch wahre Einzugsgebietsfläche	15,48 km ²	29,16 km ²
Mittlerer Jahresniederschlag im EZG	1547 mm	1519 mm
Mittlere Verdunstung im EZG	362 mm	366 mm
Monatliches mittleres Niedrigwasser (MoMNQT)	~ 250 l/s	~ 370 l/s
Mittlere Schüttung (MQ)	~ 330 l/s	~ 570 l/s
Mittlere Abflussspende (Mq)	~ 20 l/s · km ²	~ 20 l/s · km ²
Mittelwert Abflussdefizit/-überschuss	~ -252 l/s	~ -496 l/s
Gesamtbilanz	Gailtalseite	Drautalseite
Mittlerer theoretischer Abfluss	1504 l/s	3630 l/s
Gemessener Abfluss (etwa MQ)	581 l/s	1035 l/s
Nicht messbare Abflussmenge	61 %	72 %

große Höhen, während auf der Nordseite die Karbonate in das Drautal eintauchen. Die tieferen Hangbereiche auf der Südseite bilanzieren eher ausgeglichen (z.B. Millnazenbach).

3.2. Hydrochemie

3.2.1. Physikalisch-chemische Übersichtsbeprobung von Quellen

Aus den bei der Quellkartierung aufgenommenen Wasservorkommen (199 in Kärnten und 250 in Tirol) wurden im Kärntner Untersuchungsgebiet insgesamt 14 und auf Tiroler Seite 32 Quellen für eine physikalisch-chemische Übersichtsbeprobung ausgewählt (siehe Beil. 2), die zu einem Zeitpunkt einer bereits länger andauernden Niedrigwasserführung erfolgte. Diese einmalig ermittelten Ergebnisse geben einen ersten Überblick über die hydrochemischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet (M. KONRAD, 2001) und führten in der Folge zur Auswahl von insgesamt 13 Probenahmestellen für die Dauermessungen, die von April bis Dezember 1998 durchgeführt wurden. Bei der Wahl der zu beprobenden Quellen wurde darauf geachtet, unterschiedliche Einzugsgebiete mit differenzierten geologischen Einheiten zu erfassen. Ziel der Übersichtsbeprobung und der Dauermessungen war es, aufgrund unterschiedlicher chemischer Parameter auf lithologische Einzugsgebiete rückschließen zu können. Weiters konnte die physikalisch-chemische Beschaffenheit und vor allem die isotopische Signatur der Wässer Anhaltspunkte über die unterirdischen Fließwege und die Speicherfähigkeit der Quellen liefern.

Im Gelände wurden die Parameter elektrische Leitfähigkeit, Wassertemperatur und pH-Wert und soweit möglich die Quellschüttung gemessen oder angeschätzt. Weiters wurde vor Ort der Gehalt an Ammonium mittels Photometer (mg/l) festgestellt, um eventuelle anthropogen verursachte Verunreinigungen an Quellen zu erfassen. Die Messungen ergaben bei keiner der Quellen eine Überschreitung der zulässigen Höchstkonzentration, die, wenn sie nicht geogen bedingt ist, mit 0,5 mg/l nach Österreichischem Lebensmittelbuch, Kapitel B1, Trinkwasser, 3. Auflage 1993, festgesetzt ist. Die angegebene Richtzahl mit 0,05 mg/l wurde lediglich beim Austritt L245 erreicht und beim Austritt L449 mit 0,09 mg/l überschritten.

Zur Beurteilung der chemischen Beschaffenheit der Wässer und um Rückschlüsse auf die Lithologie im Einzugsgebiet von Wässern zu erhalten, wurden die Parameter Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- und Gesamt-Phosphat analysiert. Zusätzlich fiel bei einigen Quellen ein leicht erhöhter Strontiumgehalt auf, so dass alle Proben hinsichtlich des Gehaltes an Lithium und Strontium untersucht wurden. Während der Lithiumgehalt faktisch kaum nachweisbar war, konnten beim Strontium Gehalte bis zu 8,58 mg/l festgestellt werden (L400, L324, L319, L109). Damit war es möglich, die Einzugsbereiche dieser Wässer genauer zu definieren.

Von den übrigen analysierten chemischen Parametern sind Na^+ , K^+ und NO_3^- faktisch nicht auffallend, ebenso das Cl^- , wo nur ein auffälliger Wert mit 26,7 mg/l bei der Quelle L441 festgestellt wurde. Neben Ca^{2+} und Mg^{2+} ist wohl der SO_4^{2-} -Gehalt der Wässer am unterschiedlichsten und zeigt vor allem am Kontakt der Wässer zu den permoskythischen Gesteinseinheiten (Werfener Schichten) erhöhte Gehalte (L400, L358, L324, L191, L109, L13). Beim Gesamt-Phosphat wurde die Richtzahl von 0,3 mg/l nicht erreicht, alle Werte liegen im Bereich zwischen 0,02 und 0,05 mg/l. Weiters wurden Schwermetallanalysen an den ausgewählten Quellen durchgeführt, wobei aber keine auffälligen Konzentrationen aufgetreten sind.

Die angetroffenen Wässer können unter Zugrundelegen eines zehnpromtigen Mindestanteils einzelner Hauptionen an der Gesamtmineralisierung in verschiedene Wassertypen unterteilt werden, wobei der Ca-Mg-HCO₃-Typ am häufigsten vorkommt. Die elektrische Leitfähigkeit dieser Quellen liegt im Bereich von 190–540 μS · cm⁻¹ (25° C).

Die Wässer, deren elektrische Leitfähigkeit generell zwischen 530 und 840 μS · cm⁻¹ (25° C) liegt, entsprechen dem Ca-Mg-HCO₃-SO₄-Typ. Den höchsten Mineralgehalt zeigt die Tuffbadquelle L191 (Gesamtmineralisierung über 1g/l) und die Quellen L358 und L400, welche dem Ca-Mg-SO₄-Typ zugeordnet werden können.

Die an diesen Quellen gemessene elektrische Leitfähigkeit beträgt 950, 1281 bzw. 1451 μS · cm⁻¹ (25° C).

Quellen mit einer deutlichen Dolomitdominanz im Einzugsgebiet entsprechen dem Mg-Ca-HCO₃-Typ. Sie weisen eher eine geringere elektrische Leitfähigkeit zwischen 100 und 240 μS · cm⁻¹ (25° C) auf.

Die chemische Zusammensetzung der Wässer spiegelt deutlich den Einfluss aus den überwiegend dolomitisch dominierten Einzugsgebieten wieder, wobei es bei vielen Quellen mehr oder weniger zu einer Überprägung durch calciumsulfathaltige Schichten im Aquifer kommt. Dabei gibt das Ca²⁺/Mg²⁺-Verhältnis einer Quelle Auskunft über Kalk- oder Dolomitdominanz im Einzugsgebiet und spiegelt so die geochemischen Charakteristika des durchströmten Aquifers wider.

Auch damit war eine Zuordnung von Wässern zu der in ihrem Einzugsgebiet auftretenden Lithologie möglich, wobei sich drei Gruppen von Wässern mit unterschiedlichen Verhältniszahlen herauskristallisierten.

Wässer mit einem Ca²⁺/Mg²⁺-Verhältnis um 1 sind durch die Hauptdolomit-Formation stark dolomitisch geprägt, jene, bei denen die Verhältniszahl um 2 liegt, haben größeren Anteil an kalkhaltigen Schichtgliedern. Die dazwischen liegende Gruppe ist dolomitisch dominant, aber meist durch Calcium überprägt.

Wie schon erwähnt, weisen einige Quellen höhere Sulfatgehalte auf, wodurch die Zuordnung bzw. der Kontakt der Wässer zum durchflossenen Gestein dokumentiert werden kann. Meist haben die sulfathaltigen Schichten stauende Funktion und sind so für das Austreten der Quellen verantwortlich.

Die wasserhöffigsten Bereiche auf Kärntner Seite sind zweifellos im Wildensenderbachtal und im Quellgebiet Siebenbrunn anzutreffen. Erwähnenswert ist auch die Teichmühlquelle (L17) am Fuße des Rabantberges. Auf Tiroler Gebiet ist die noch ungenutzte Moosbrunnquelle (XQ11) der weitaus ergiebigste Austritt und für zukünftige wasserwirtschaftliche Überlegungen maßgebend. Andere ergiebigere Quellen werden zumeist schon für kommunale Trinkwasserversorgungen genutzt.

3.2.2. Physikalisch-chemische Dauerbeobachtung von Quellen

Aus den im Rahmen der Übersichtsbeprobung untersuchten Wasservorkommen wurden insgesamt 13 Quellen (sieben in Kärnten, sechs in Tirol) für eine chemische Dauerbeobachtung, die viermal im Jahr stattfand, ausgewählt.

Im Gelände wurden, wie auch bei der Übersichtsbeprobung, die Parameter elektrische Leitfähigkeit, Wassertemperatur und pH-Wert und soweit möglich die Quellschüttung gemessen oder angeschätzt (M. KONRAD, 2001). Zusätzlich wurden für Vergleichszwecke von den Oberflächengewässern Drau, Wurnitzbach, Moschabach und Wildensenderbach Proben für eine chemische Analyse gezogen und von drei Proben-gängen Schwermetallanalysen durchgeführt, wobei, wie schon bei der Übersichtsbeprobung, keine gravierenden Konzentrationen nachzuweisen waren.

Zur Beurteilung der chemischen Beschaffenheit der Wässer und für Rückschlüsse auf die Lithologie im Einzugsgebiet der Wässer wurde nach Analyse der Parameter Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- zunächst eine Zuordnung nach verschiedenen Wassertypen vorgenommen, wobei die überwiegende Zahl der Quellen (L101, L437, L230, L449, L164, L162, L447, XQ11, L195, L17) als Ca-Mg-HCO₃-Typ bezeichnet werden kann (Tab. 8, Beil. 2). Die elektrische Leitfähigkeit dieser Quellen liegt im Bereich zwischen 180 und 350 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ (25° C).

Die Wässer der Quellen L22 und L444 weisen eine deutlich höhere Mineralisierung auf und entsprechen dem Ca-Mg-HCO₃-SO₄-Typ. Die Leitfähigkeitswerte dieser Quellen liegen zwischen 500 und 680 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ (25° C).

Den höchsten Mineralgehalt (Gesamtmineralisierung über 1 g/l) zeigt die Quelle L191 (Tuffbadquelle), welche dem Ca-Mg-SO₄-Typ zugeordnet werden kann. Die an dieser Quelle gemessene elektrische Leitfähigkeit liegt deutlich über 1250 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ (25° C).

In der chemischen Zusammensetzung der Wässer spiegelt sich deutlich der dolomiti-sche Charakter der Einzugsgebiete wieder. Bei einem großen Teil der beprobten Quellen wird der dominierende Dolomiteinfluss mehr oder weniger stark durch die Anwesenheit calciumsulfathaltiger Schichten im Aquifer überprägt. Nahezu an der gesamten Südseite des Drauzugmesozoikums sind an der Basis gipsführende Sedimente des Permoskyths bis Unteranis (Gröden-Fm., Werfen-Fm.) entwickelt (L. WEBER, 1997). Eine genauere Zuordnung der im Untersuchungsgebiet angetroffenen Wässer mit erhöhtem Sulfatgehalt zu bestimmten geologischen Formationen ist auf der alleinigen Grundlage der Sulfatkonzentration nicht möglich, wohl aber aufgrund der jeweiligen strukturgeologischen Situation. Insgesamt wäre bei weiterführenden Untersuchungen die Einbeziehung der stabilen Isotope ³⁴S und ¹⁸O im Sulfat sinnvoll und nützlich.

Tab. 8: Mittelwerte der physikalisch-chemischen Untersuchungen, berechnet aus vier bzw. drei (L101, L162) Messwerten. *) $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ (25° C).

Mean values of physico-chemical investigation, calculated from four respectively three (L101, L162) measured values. *) $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ (25° C).

Quelle	Typ	T [°C]	LF [μS]*)	pH	Na ⁺ [mg/l]	K ⁺ [mg/l]	Mg ²⁺ [mg/l]	Ca ²⁺ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	NO ₃ ⁻ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	HCO ₃ ⁻ [mg/l]
L101	Ca-Mg-HCO ₃	3,8	186	8,2	0,08	0,05	11,9	22,1	0,38	2,58	2,05	117
L437	Ca-Mg-HCO ₃	6,1	211	8,0	0,08	0,08	13,5	24,7	0,31	1,29	2,74	134
L230	Ca-Mg-HCO ₃	3,4	178	8,2	0,09	0,07	10,9	21,2	0,26	1,83	2,80	112
L449	Ca-Mg-HCO ₃	7,8	290	8,0	0,29	0,16	18,5	34,5	0,52	1,74	4,62	190
L164	Ca-Mg-HCO ₃	5,5	245	8,1	0,16	0,25	14,4	28,0	0,31	1,61	12,4	137
L162	Ca-Mg-HCO ₃	6,8	353	7,7	0,36	0,21	18,5	47,7	0,67	0,74	16,6	213
L447	Ca-Mg-HCO ₃	5,1	266	8,0	0,17	0,36	15,5	32,1	0,43	1,92	19,6	148
XQ11	Ca-Mg-HCO ₃	7,7	367	7,7	2,39	1,24	16,1	48,4	1,97	4,11	25,7	199
L195	Ca-Mg-HCO ₃	5,7	305	7,9	0,87	0,24	15,6	38,3	0,41	1,47	30,9	157
L17	Ca-Mg-HCO ₃	9,2	308	7,9	4,42	2,07	13,1	42,4	3,19	3,12	31,9	159
L22	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	8,4	502	7,4	1,60	1,00	24,2	67,5	1,01	1,78	75,5	234
L444	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	7,6	677	8,1	3,24	0,94	33,8	92,9	7,08	0,43	157	255
L191	Ca-Mg-SO ₄	12,2	1269	7,6	1,13	0,51	39,3	239	1,45	0,33	614	154

3.2.3. Hydrochemische Modellierung

Mit Hilfe moderner hydrogeochemischer Programme wie z.B. PHREEQC 1.2 ist es möglich, ausgewählte hydrochemische Prozesse modellhaft nachzubilden und deren Einfluss auf die chemische Zusammensetzung der Wässer in vereinfachter Form zu veranschaulichen (G. PROBST et al., 2002).

Beim Vergleich der Startlösung ($\log p\text{CO}_2 = -3,5/\text{Sidol} = 0$) mit der mittleren hydrochemischen Zusammensetzung der nicht Calciumsulfat beeinflussten Quellen L101, L230 und L437 zeigt sich eine relativ gute Übereinstimmung. Bei diesen Quellen handelt es sich um reine „Dolomitwässer“. Interessant ist auch die Tatsache, dass die (nach Korrektur der Verdunstung) aus den mittleren Niederschlagskonzentrationen errechneten Nitrat- und Chloridkonzentration sehr gut mit den tatsächlich in den Quellen L101 und L230 angetroffenen Konzentrationen übereinstimmen. Aufgrund der hochgelegenen Einzugsgebiete der Quellen L101 und L230 (Quellaustritt bei 1675 m ü. A. bzw. 1690 m ü. A.) ist bei diesen Quellen eine anthropogene Verunreinigung mit hoher Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen. Es dürfte sich deshalb bei den Nitrat- und Chloridkonzentrationen um den rein aus dem Niederschlag resultierenden, natürlichen Hintergrund handeln.

Ein etwas anderes Bild bietet sich, wenn während der Zumischung von Calciumsulfat gleichzeitig eine inkongruente Lösung von Dolomit stattfindet. Ein typisches Beispiel für diesen Lösungsvorgang ist die Quelle L191. Auch die Quelle L22 zeigt Anzeichen eines beginnenden inkongruenten Lösungsvorganges von Dolomit.

Neben der Möglichkeit der inkongruenten Lösung von Dolomit ist auch beim Kontakt gipshaltiger Schichten zu einer Magnesitmineralisation eine inkongruente Lösung von Magnesit bei gleichzeitiger Ausfällung von Calcit möglich.

Dieser Lösungstyp erscheint bei der Quelle L444 denkbar, da diese als Einzige an allen vier Probenahmeterminen beim Sättigungsindex für Dolomit deutlich höhere Werte aufweist als bei der Calcitsättigung.

Während die Wässer beim Sättigungsindex für Calcit im Bereich von Null liegen, ist die Mineralphase Dolomit bei den meisten Wässern leicht untersättigt. Lediglich die Quellen L191 und L444 zeigen bei allen Probenahmeterminen eine Übersättigung für Calcit.

Beim Vergleich der Calcitsättigung mit dem CO_2 -Partialdruck ergibt sich in karbonatischen Aquiferen für ein Wasser derselben Genese normalerweise ein annähernd linearer Zusammenhang.

Stärkere Abweichungen von der jeweiligen Bezugsgeraden werden hingegen durch Vermischung mit Wässern anderen Typs verursacht. Die Moosbrunnquelle XQ11 unterscheidet sich in dieser Darstellung deutlich von den anderen Wässern. Dies legt die Vermutung nahe, dass es bei dieser Quelle teilweise zur Verdünnung durch Oberflächenwasser kommt. Aufgrund der geringen Anzahl an Messterminen ist der Einfluss jedoch nicht eindeutig feststellbar, so dass hier weiterer Untersuchungsbedarf für chemische und isotopische Untersuchungen gegeben ist.

In karbonatisch betonten Aquiferen stellt der CO_2 -Partialdruck außerdem einen guten Tracer für die Infiltrationsbedingungen eines Wassers in Abhängigkeit von Lithologie und Vegetation des Einzugsgebietes dar. In Abhängigkeit von der mittleren biogenen CO_2 -Produktion im Einzugsgebiet weisen Wässer mit sehr hochgelegenen Einzugsgebieten $p\text{CO}_2$ -Werte auf, die in der Nähe des atmosphärischen CO_2 -Partialdruckes von 3×10^{-4} atm ($\log p\text{CO}_2 = -3,5$) liegen. Beispiele hierfür sind die Quellen L101 und L230. Die Quelle L22, die $\log p\text{CO}_2$ -Werte zwischen -2 und $-2,3$ aufweist, dürfte

hingegen einen großen Teil ihres Einzugsgebietes in deutlich niedrigerer Höhenlage haben (A. LEIS in: G. PROBST et al., 2002).

Noch besser sichtbar wird dieser Zusammenhang beim Vergleich von $\log p\text{CO}_2$ und Hydrogenkarbonatkonzentration mit dem simulierten Verlauf der Dolomitlösung unter vollständig geschlossenen Bedingungen bei unterschiedlichen Startwerten des CO_2 -Partialdruckes.

Einige der Wässer wie z.B. L164, L195, L437 und L447 zeigen deutlich den für die Karbonatlösung in geschlossenen Systemen typischen geringen Anstieg der Hydrogenkarbonatkonzentration bei gleichzeitigem starken Rückgang des CO_2 -Partialdruckes, während die anderen Quellen eine gleich bleibende bzw. abnehmende Hydrogenkarbonatkonzentration bei sinkendem CO_2 -Partialdruck aufweisen. Im Verhältnis dazu ist bei den anderen Wässern das Ausmaß der Karbonatlösung, die unter vollständig geschlossenen Systembedingungen stattfindet, geringer.

3.2.4. Zuordnung der Quellen zu lithologischen Einheiten

Ausgehend von der hydrochemischen Beschaffenheit der untersuchten Wässer und den getätigten Modellberechnungen sowie deren Interpretation kann eine Zuordnung der Quellwässer zu Einzugsgebieten nach lithologischen Gesichtspunkten erfolgen:

- L230, L101, L437: rein dolomitisch dominiertes Einzugsgebiet;
- L17 (Teichmühlquelle) am nördlichen Talrand des Drautals: Einzugsgebiet teilweise im Kristallin?;
- L162: Einzugsgebiet teilweise in der Seefeld-Fm.,
- L191 (Tuffbadquelle): sehr hoch reichendes Einzugsgebiet im Hauptdolomit, Tiefenzirkulation mit Lösung von Evaporiten;
- L195 (Trinkwasser Tuffbad): Einzugsgebiet Dolomit und Kontakt zu Jungschichten, Sulfatgehalt höher;
- L164: Einzugsgebiet dolomitisch, Schuttquelle;
- XQ11 (Moosbrunnquelle): Hinweise auf Zumischung von der Oberfläche her, Einzugsgebiet Hauptdolomit;
- L22: Einzugsgebiet weniger hoch (ca. 1500 m ü.A.);
- L444 (Kalerquelle): Einzugsgebiet nicht so hoch, allerdings gute Speicherung, Mg^{2+} hoch, eventuell Kontakt zu Magnesit;
- L447 (Bruchbachlquelle): Hauptdolomit, hoch liegendes Einzugsgebiet;
- L449 (Leidentalquelle): Einzugsgebiet im Hauptdolomit.

In der chemischen Zusammensetzung der Wässer spiegelt sich deutlich der dolomitische Charakter der Einzugsgebiete wider. Bei einem großen Teil der beprobten Quellen wird der dominierende Dolomiteinfluss mehr oder weniger stark durch die Anwesenheit calciumsulfathaltiger Schichten im Aquifer überprägt. Eine genauere Zuordnung der im Untersuchungsgebiet angetroffenen Wässer mit erhöhtem Sulfatgehalt zu bestimmten geologischen Formationen ist auf der alleinigen Grundlage der Sulfatkonzentration nicht möglich, wohl aber aufgrund der jeweiligen struktureologischen Situation.

Mit Hilfe hydrochemischer Berechnungen wurde versucht die Genese einzelner Wässer modellhaft nachzuvollziehen. Dabei konnte gezeigt werden, dass die inkongruente Dolomitlösung insbesondere bei der Genese der Wässer mit erhöhtem Calciumsulfatanteil einen maßgeblichen hydrochemischen Prozess darstellt. Des Weiteren wurde durch den Vergleich von berechneten $\log p\text{CO}_2$ -Werten mit der Simulation des Verlaufs der Dolomitlösung unter verschiedenen hydrochemischen Systembedingungen versucht,

Rückschlüsse auf die Lösungsdynamik im Aquifer zu erhalten. Dadurch konnte die Erkenntnis gewonnen werden, dass das Ausmaß der Lösungsprozesse, die bezüglich CO_2 unter vollständig geschlossenen Bedingungen ablaufen, wahrscheinlich relativ gering ist. Es dominieren vielmehr Lösungsprozesse unter nicht vollständig geschlossenen Systembedingungen. Eine bessere Differenzierung der Lösungsprozesse ist allerdings auf der alleinigen Grundlage hydrochemischer Analysen nicht möglich. Diese ließe sich aber bei weiterführenden Untersuchungen durch Einbeziehung von Stabilisotopenmessungen ^{13}C am gelösten anorganischen Kohlenstoff (DIC) erreichen. Dann wäre es auch möglich, deutlich detaillierte Aussagen bezüglich der Fließbedingungen bei den einzelnen Wässern zu treffen (G. PROBST et al., 2002). Da diese Fragestellung nicht nur im Bereich der Lienzer Dolomiten, sondern auch bei der Charakterisierung der Abflussbedingungen in anderen karbonatischen Einzugsgebieten von großem Interesse ist, besteht hier in Zukunft sicher verstärkter Forschungsbedarf.

3.3. Isotopenuntersuchungen

Die Frage nach der Herkunft, Neubildung und Verweilzeit der Grundwässer kann mit Hilfe natürlicher Isotope im Wasser (Wasserstoff und Sauerstoff), und zwar aufgrund deren Konzentration, Zusammensetzung und chemischen Beschaffenheit, beantwortet bzw. geschätzt werden. Während mit Hilfe der Radionuklide Angaben über das Grundwasseralter (mittlere Verweilzeit) seit seiner Infiltration aus dem Niederschlag möglich sind, lassen sich mit Hilfe der stabilen Isotope Fragen der Herkunft (Einzugsgebiet), Wanderung und der Mischungskomponenten des Wassers beantworten (W. POLTNIK et al., 1996).

Durch die viermaligen Analysen konnte der jahreszeitliche Verlauf (Jahresgang) der Isotopenzusammensetzung in den Quellwässern erfasst sowie die Reaktion auf Klimaeinflüsse bzw. Niederschlagsereignisse verfolgt werden. Auch die wichtige Mittelwertberechnung wurde dadurch erst möglich. Generell ergibt sich daraus ein Bild, welches auf Wässer schließen lässt, die aus verschiedenen und eigenständigen hydrologischen Einzugsgebieten kommen und die in sehr unterschiedliche Höhen reichen bzw. die auf Wässer mit einem hohen Jungwasseranteil hinweisen (G. PROBST et al., 2002).

Für die vorliegende Bearbeitung wurden Quellwässer aus dem Bereich des Kerschbaumertales und des Rauchkofels gewählt. Als „Eichquellen“ gleichsam wurden die Wässer der Quellfassung Tristacher See (mittleres Einzugsgebiet: ca. 1350 m ü.A.) und der Quellfassung Kerschbaumer Hütte (mittleres Einzugsgebiet: ca. 2200 m ü.A.) eingesetzt und mit den übrigen Quellen bzw. deren Einzugsgebiet abgestimmt. In dieser Korrelation stehen Austrittshöhe der Quelle und mittlerer ^{18}O -Gehalt der Quelle den potentiellen Gebirgshöhen im Untersuchungsgebiet gegenüber. Die bedeutende Moosbrunnquelle (QX11) im Drautal wurde hier miteinbezogen.

Als Ergebnis der Berechnungen ergab sich für den nordöstlichen Bereich der Lienzer Dolomiten (Kerschbaumertal) eine Abnahme des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes von ca. $-0,12\text{‰}$ pro 100 m Höhenzunahme. Dieser Wert ist sehr gering; in vielen alpinen Bereichen beträgt die Abnahme zwischen $-0,3$ und $-0,4\text{‰}$ pro 100 m Höhenzunahme.

Geht man davon aus, dass für die Kluftwasseraquifere in den Lienzer Dolomiten eine ganzjährige Alimentation gilt, so kann für die nachstehenden Quellwässer in etwa folgende mittlere Einzugsgebietshöhe angenommen werden: Moosbrunnquelle (XQ11): ca. 1650 m ü.A., Quellfassung Tristacher See: ca. 1350 m ü.A., Quellfassung südlich Klammbrücke: ca. 1350 m, Quelle SE Klapffall: ca. 2300 m ü.A., Quellfassung Kerschbaumer Hütte: ca. 2200 m ü.A. und L279 (Laserzbach): ca. 2350 m ü.A.

Eine weitere Korrelation wurde mit den stabilen Isotopen ^{13}C und ^{18}O vorgenommen. Daraus können Gruppenbildungen herausgelesen werden, denen wiederum Wässer aus unterschiedlichen Einzugsgebieten und mit unterschiedlichem CO_2 -Angebot angehören. So etwa die Gruppe des oberen Kerschbaumertales (mit Kerschbaumer Hütte, Kerschbaumer Alm, Klapffall), klar abgegrenzt von jener „rund um den Rauchkofel“ (mit Quellfassung Tristacher See, Klammbrückl und, durchaus noch hinzuzählbar, die Moosbrunnquelle). Zwischen diesen beiden Gruppen liegen die Wässer in den Lockersedimenten der Drautalfüllung, und zwar jene, die sich nahe der Deponie südöstlich von Wacht befinden.

Schließlich wurde auch eine Relation zwischen Isotopenzusammensetzung und Chemismus versucht. Beide Faktoren stehen in rein dolomitischen Einzugsgebieten mit der Verweilzeit des Grundwassers in Beziehung – vereinfacht gesagt, je höher der Mg^{2+} -Gehalt, desto höher die Verweilzeit. Das sollte auch im vorliegenden Untersuchungsgebiet, wo der Dolomit (Calcium-Magnesium-Karbonat) vorherrscht, gültig sein, eben weil dieser über weite Flächen als Kluftaquifer dominiert.

Aus den Untersuchungen geht hervor, dass die Tuffbadquelle sich mit ein paar weiteren Quellen vom Hauptteil der Gebirgswässer unterscheidet, doch wäre aus dem erhöhten Mg^{2+} -Gehalt alleine ein signifikanter Verweilzeit-/Altersunterschied gegenüber den restlichen Wässern (Mg^{2+} -Gehalt zwischen ca. 10 und 30 mg/l) schwerlich zu folgern. Hier bewährte sich erneut die Hinzuziehung von Tritiumanalysen, mit deren Hilfe über ein Computermodell die mittlere Verweilzeit, das „Grundwasseralter“, berechnet werden konnte. Aufgrund dieses Ergebnisses wäre es denkbar, dass die Wässer mit den Bezeichnungen L324, L358 und L400 ebenfalls erhöhte Verweilzeiten haben (G. PROBST et al., 2002). Auch erscheint es aus Erfahrung gerechtfertigt, jenen Wässern eine erhöhte Verweilzeit zuzuordnen, deren Tritiumgehalt mehr als 20 TE beträgt, wie bei den Probenahmestellen von L237, L254b, L332 und L449. Bei diesen Wässern ist mit mittleren Verweilzeiten von etwa 25 bis 30 Jahren zu rechnen.

Durch die Darstellung der Veränderung in der Isotopenzusammensetzung über ein Jahr und den Vergleich einzelner Quellen untereinander konnten Informationen über

- den direkten und indirekten Einfluss des Niederschlages/der Schneeschmelze auf die Grundwassererneuerung,
- den Beginn und das Ende der Schneewasserinfiltration,
- das Ausmaß der Jungwasser-Alimentation,
- Geschwindigkeiten von der Infiltration bis zum Austritt,
- die relative Größe des Aquifers

erhalten werden. Daraus konnten Rückschlüsse auf die Quellcharakteristik, auf die Speicherung sowie die mittleren Einzugsgebietshöhen einzelner Quellen gezogen werden.

Für die Bestimmung der Verweilzeit von Grund-/Bergwässern wurden vier mathematisch-physikalische Modelle bzw. deren Kombinationen herangezogen (Tab. 9). Die Modellberechnungen erfolgten mit dem Computerprogramm „MULTIS“, das eigens für die Auswertung isotopehydrologischer Daten geschrieben worden ist und dessen Grundlage gekoppelte konzeptionelle Boxmodelle sind. Die für die Modelle verwendeten Inputwerte (mit der Niederschlagshöhe gewichtete Tritiumwerte) sind die der Niederschlagsstation Sillian im Drauoberlauf und wurden der Datenbank am arsenal research entnommen.

Ziel der Berechnungen war die Bestimmung der mittleren Verweilzeit der Wässer im Untergrund – von der Infiltration der Niederschlagswässer in das Gebirge bis zu ihrem

Tab. 9: Verweilzeit der Kluftgrundwässer von ausgesuchten, repräsentativen Quellen.
Residence time of selected representative springs.

Austritt	Entwässerungstyp/ Infiltrationsbedingungen	Verweilzeiten [Jahre]
L449 (Leidentalquelle)	Infiltrationsmodell	18 (49 %) + 28 (51 %)
L447 (Bruchbachlquelle)	Linearmodell + Pistonflowmodell	18
L444 (Kalerquelle)	Infiltrationsmodell	20
L437 (Plattenbach)	Linearmodell, Infiltrationsmodell	6 (65 %) + 28 (35 %)
L230 (Laserzbach)	Exponential Modell, Linearmodell	11
L195 (Trinkwasser Tuffbad)	Exponentialmodell + Linearmodell	14,5 (75 %) + 39,5 (25 %)
L191 (Tuffbadquelle)	Exponentialmodell + Linearmodell	60 (10 %) + 31 (90 %)
L164 (oberhalb Tuffbad)	Exponentialmodell	12
L162 (Mukulinalm)	Exponentialmodell, Linearmodell	16
L101 (Siebenbrunn)	Exponentialmodell + Linearmodell	15
L22 (Flaschberg)	Exponentialmodell + Linearmodell	9
L17 (Teichmühlquellen)	Exponentialmodell	11
XQ11 (Moosbrunnquelle)	Exponential- + Pistonflowmodell	14

Wiederaustritt in den Quellen (Tab. 9). Dadurch ergab sich nicht nur die Kenntnis über die mittlere Verweilzeit, auf diese Weise konnte auch der Entwässerungstyp, das Entwässerungssystem, d.h. die Art der unterirdischen Entwässerung, festgestellt werden.

Aufschluss über ein gutes Speichervermögen bzw. über ein hohes Retentionsvermögen gibt das Abflussverhalten und die Schwankungsziffer eines Grundwasseraustrittes. So lässt im konkreten Fall der relativ gleichmäßige Abfluss der Moosbrunnquelle (XQ11) auf ein gutes Retentionsvermögen des zugehörigen Kluftaquifers schließen. Aus Beobachtungen zum Abflussverhalten weiterer Quellen im Kerschbaumertal, und zwar im Bereich des Hauptdolomits, konnte ebenfalls deren sehr konstanter Abfluss registriert werden.

Die Berechnung des nutzbaren Speichervolumens (Tab. 10) konnte nur für wenige Kluftwasseraustritte erfolgen, da die Voraussetzung, nämlich ein Abflussmessergebnis aus mehrmaligen Messungen, nur von sechs Quellaustritten im Untersuchungsgebiet vorlag. Die auf diese Weise gewonnenen Werte geben nicht nur Auskunft über die Mächtigkeit der phreatischen Zone, sie informieren auch über die Tiefenreichweite des unterirdischen Kluftentwässerungssystems. Die überwiegend hohe Mächtigkeit der phreati-

Tab. 10: Nutzbare Speichervolumina in verschiedenen Aquiferen des Untersuchungsgebietes.
Storage capacity of the different aquifers in the investigation area.

Austritt	Speichervolumen [Mio. m ³]	Geologie/Aquifer
L230 (Kapelle/Laserzbach)	~ 17	Hauptdolomit
L437 (Plattenbachquelle)	~ 4,6	Hauptdolomit
L444 (Kalerquelle)	~ 0,15	nördlich Rauchkofel
L447 (Bruchbachlquelle)	~ 8	Kössen-Fm./Hauptdolomit
L449 (Leidentalquelle)	~ 0,12	Hauptdolomit
XQ11 (Moosbrunnquelle)	~ 58	Hauptdolomit

schen Zone von 200 m und mehr ist allein auf die besonderen strukturgeologisch-tektonischen Verhältnisse im betrachteten Untersuchungsbereich zurückzuführen. Die sehr mächtige und einheitlich aufgebaute Hauptdolomit-Formation, die im E von Höhen über 2000 m durchgehend bis zum Drautalniveau und darunter reicht, verbunden mit dem sehr steilen Einfallen der Schichten, ermöglicht es, den längs der Trennfugen und anderer Hohlräume tief in das Gebirge eindringenden Wässern einen hohen absoluten Druck aufzubauen und so eine Zirkulation im vernetzten Kluftsystem der phreatischen Zone in Gang zu setzen. An jenen Stellen, an denen durch Obertageerosion diese Zone „angeschnitten“ wird, z.B. durch die Plattenbach-Rinne an der Ostflanke der Dolomiten, kann es zum Abfluss der Kluftwässer auch in erhöhter Hanglage kommen.

Im Zuge der Berechnungen zum Thema „Speichervolumen und Speicherkapazität“ für drei Bereiche im nördlichen Teil der Lienzer Dolomiten wurde auch die Frage nach der Lage der Kluftwasserdruckfläche im Gebirge bzw. nach der Lage des Kluftwasserspiegels im Einzugsgebiet der jeweiligen Quelle behandelt. Für ihre Beantwortung wurde die Höhenposition und der Abfluss der Quellaustritte im zu bearbeitenden Einzugsgebiet, deren Isotopenzusammensetzung und mittlere Verweilzeit sowie die Größe des Nutzhohlraumes herangezogen. Die Bearbeitung erfolgte für zwei Bereiche, nämlich für das Raunkofel-Massiv und für das Gebiet um den Lavanter Kolben, im Einzugsgebiet der Moosbrunnquelle. Aus den Berechnungen ging hervor, dass das Gefälle der Kluftgrundwasseroberfläche im Raunkofel 17 %, und das im Lavanter Kolben Massiv 22 % beträgt (G. PROBST et al., 2002).

Aus den isotopenhydrologischen Untersuchungen lassen sich folgende Erkenntnisse ableiten:

- Die Übersichtsanalyse für das gesamte Untersuchungsgebiet lässt keine Gruppenbildungen erkennen, d.h. in den Lienzer Dolomiten ist mit keinen hydrologischen Großeinheiten, sondern mit zahlreichen kleineren und eigenständigen Einheiten zu rechnen.
- Erhöhte Deuteriumexzess-Werte signalisieren, dass das Klima in den Dolomiten vom Mittelmeerraum beeinflusst ist und dass die Kluftgrundwässer auch von Niederschlägen aus dem S alimentiert werden.
- Für die Abschätzung der mittleren Einzugsgebietshöhe der Quellwässer ergaben Analysen aus dem Detailuntersuchungsprogramm „Kerschbaumertal“ eine Abnahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte pro 100 m Höhenzunahme von $-0,12\text{‰}$.
- Diese sehr geringe ^{18}O -Abnahme mit der Höhe wird den speziellen klimatischen Verhältnissen in den Dolomiten zugeschrieben, nämlich dem sehr raschen und komplexen Aufstieg der feuchten Luftmassen, so dass es bei diesem Vorgang zu keinen größeren Lufttemperaturdifferenzen zwischen niederen und höheren Lagen kommen dürfte.
- Der Einfluss von Verdunstungsprozessen auf die Isotopenzusammensetzung ist im Falle Tristacher See nachweisbar.
- Zum Thema Porengrundwasser und Grundwasseranreicherung im Drautal ergab die Korrelation von ^{13}C zu ^{18}O wertvolle Hinweise. Demnach werden die Grundwässer westlich der Drau, zumindest im Abschnitt südöstlich von Lavant, von Wässern aus den Dolomiten alimentiert. Das Grundwasser östlich der Drau hingegen scheint von der Drau beeinflusst zu sein.
- Der Einfluss der Deponie (südöstlich von Wacht) auf das Porengrundwasser ist unterstromig zu erkennen.

Aus der Detailinterpretation der ^3H - und ^{18}O -Ganglinien lässt sich zusammenfassen:

- Mit einer ganzjährigen Anreicherung des Kluftgrundwassers im Hauptdolomit ist zu rechnen.
- Die Auswirkungen der Schneeschmelze (von April bis Juni) und das Ende des Schneeschmelzeinflusses sind erkennbar.
- In vielen Fällen sind Hinweise auf die Existenz eines weit verzweigten, gut durchmischten und gut abgeschirmten Speicher gegeben.
- Die Beimischung einer Jungwasserkomponente am Quellabfluss ist zumeist gering.
- Eine langsame Durchmischung und Erneuerung des gesamten Reservoirs ist zu erwarten.
- Für die Wässer der Quelle L17 (Teichmühlquelle) stellt sich die Frage, ob sie aus der Drautalfüllung oder aus höheren Einzugsbereichen des Rabantberges und des Dammerkofels stammen.
- Die mittlere Verweilzeit der Wässer im Hauptdolomit-Kluftaquifer wurden im Durchschnitt mit mehr als 10 Jahren geschätzt (zwischen 11 und 20 Jahre).
- Das Entwässerungssystem im Dolomitaquifer besteht aus dem Speichersystem mit exponentiellen oder linearen Fließvorgängen, z.T. führen auch isolierte Systeme zum Quellaustritt.
- Die wenigen Speichervolumina (im Hauptdolomit), die berechnet werden konnten, sind von beachtlicher Größe.
- Berechnungen ergaben, dass die phreatische Zone 200 m und mächtiger sein kann. Derartige Mächtigkeiten sind auf die lokalen geologisch-strukturgeologischen Gegebenheiten zurückzuführen.
- Das Gefälle der Kluftgrundwasseroberfläche im nordöstlichen Hauptdolomitbereich sowie jenes im Rauchkofel-Massiv wurde mit 22 % bzw. 17 %, berechnet.

4. Detailuntersuchungsgebiete

Im Zuge des Projektablaufes wurden einzelne Teilgebiete wie z.B. das Kerschbaumtal und Rauchkofel-Gebiet einer detaillierteren Untersuchung unterzogen. Zusätzlich wurden im weiteren Verlauf der Bearbeitung noch Bereiche wie das Wildensenderbachtal quartärgeologisch kartiert und interessante Quellgebiete (Moosbrunnquelle – XQ11, Teichmühlquelle – L17, Tuffbadquellen – L191 und L195) genauer untersucht (R. BRANDNER et al., 1999, G. PROBST et al., 2002).

4.1. Detailuntersuchungen Moosbrunnquelle

Aufgrund des bedeutenden Wasservorkommens „Moosbrunnquelle“ wurde ein über das Projekt hinausgehendes Untersuchungsprogramm zusammen mit dem Amt der Tiroler Landesregierung, Abt. VIh – Landesbaudirektion, Wasserwirtschaft eingeleitet und durchgeführt. Nach kontinuierlichen Datenaufzeichnungen mit dazugehörigen Abflussmessungen wurde eine hydrologische Auswertung der Pegeldaten, Quellschüttung, elektrische Leitfähigkeit und Quellwassertemperatur aus dem Zeitraum von November 1998 bis November 1999 durchgeführt. Die Datenaufzeichnungen der genannten Parameter erfolgten im Viertelstundenintervall. Damit konnte das Schüttungsverhalten der Quelle und der Schwankungsbereich der elektrischen Leitfähigkeit sowie der Wassertemperatur über ein ganzes Jahr dokumentiert werden. Durch das Amt der Tiroler Landesregierung, Landesbaudirektion Wasserwirtschaft erfolgte Mitte Jänner 2000

ein Umbau des Messprofils und später die Installation eines eigenen Datensammlers. Die Quelle wird nun auch im Rahmen des Messprogramms der Wassergüte-Erhebungsverordnung (WGEV) hydrochemisch untersucht.

Die Ganglinie der Quellschüttung zeigt für eine Quelle, deren Einzugsgebiet im klüftigen und zumindest an der Oberfläche verkarsteten Hauptdolomit liegt, eine relativ geringe Schwankungsbreite über den Beobachtungszeitraum, wobei das Minimum am 25. 02. 1999 mit 85,6 l/s und das Maximum am 22. 09. 1999 mit 210,7 l/s gemessen wurde. Im Mittel liegt die Quellschüttung bei 131,6 l/s, das monatliche mittlere Niedrigwasser bei 117,9 l/s.

Im Einzugsgebiet der Moosbrunnquelle (Fig. 7) sind folgende hydrologische Faktoren bestimmend (Beil. 3):

- Die Tektonik, d.h. die geologisch-strukturgeologischen Gegebenheiten sowie vermutlich auch tief greifende gravitative Hangbewegungen in das glazial übertiefte Drautal (schichtparallele Öffnung von Kluftsystemen) sind für die Entwicklung, Ausbildung und Tiefenerstreckung des unterirdischen Entwässerungssystems (Drautal-Störung, NE-SW-verlaufend, Iseltal-Störung, NW-SE-gerichtet, N-S-Störungen und schichtparallele Klüftung) verantwortlich.
- Bei Verzahnung der klein- und großtektonischen Strukturen ist es möglich, dass vadoso Wässer – auch Wässer aus Oberflächengerinnen – über die orographischen Grenzen hinaus in benachbarte Entwässerungssysteme wechseln.
- Der Fall Moosbrunnquelle bestätigt, dass es in der Hauptdolomit-Formation, allerdings in Randlage, neben a) einem relativ großlumigen Entwässerungssystem auch die Verbindung zu einem weitläufigen und engscharrigen Dolomitschluffnetz geben



Fig. 7: Lage und Einzugsbereich der Moosbrunnquelle östlich der Ortschaft Lavant (Foto: Amt der Kärntner Landesregierung, Flugaufnahme vom 16. 09. 1997, Nachbearbeitung G. PROBST, 1998).
Location and catchment area of Moosbrunn spring east of the village Lavant (Photo: Amt der Kärntner Landesregierung, areal photo 16. 09. 1997, modification G. PROBST, 1998).

muss (aufgrund des äußerst gleichmäßigen Abflusses) und b), dass sich das unterirdische Entwässerungssystem bereits auf das tiefste regionale Erosionsniveau, auf das der Drau, eingestellt hat.

- Für die Bergwässer des Lavanter Kolben fungiert das Drautal als tiefstes Bezugsniveau.
- Aus den hydrogeologischen und hydrographischen Gegebenheiten resultiert für den Randbereich im NE das Potential der Entwicklung eines sehr mächtigen Speichers, der durchgehend von Höhen über 1900 m ü.A. bis auf Talniveau bei 650 m ü.A. reicht.
- Die Abflussdaten und Isotopenwerte lassen auf ein gutes Speichervermögen bzw. auf ein hohes Retentionsvermögen schließen.
- Im Speichersystem des Dolomitaquifers herrschen z.T. exponentielle, z.T. lineare Fließvorgänge vor; z.T. führen auch isolierte Systeme zum Quellaustritt.
- Die Mächtigkeit des Kluftwasserkörpers von mindestens 200 m ist auf die lokalen geologisch-strukturgeologischen Gegebenheiten zurückzuführen.
- Die mittlere Abflusspende (q) für den Einzugsbereich der Moosbrunnquelle beträgt ca. $14 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$.
- Das Speichermaß im Einzugsgebiet dieser Quelle wurde mit $6 \text{ Mio. m}^3/\text{km}^2$ berechnet.

Aus dem Isotopenmessprogramm lässt sich ableiten, dass

- mit einer ganzjährigen Anreicherung des Kluftgrundwassers zu rechnen ist,
- die Auswirkungen der Schneeschmelze bis Juni währen,
- die Beimischung einer Jungwasserkomponente am Quellabfluss zu beobachten ist,
- die Isotopengänge auf eine langsame Durchmischung des oft weit verzweigten Reservoirs hinweisen,
- das Gefälle der Kluftgrundwasseroberfläche mit ca. 22 % anzusetzen ist,
- die mittlere Verweilzeit der Wässer im Hauptdolomit-Kluftaquifer im Durchschnitt mit ca. 14 Jahren anzuschätzen ist,
- die Wässer im Austritt entweder temporär aus unterschiedlich hohen Einzugsgebieten stammen, oder dass sie
- unterschiedlichen Infiltrationsperioden bzw. Niederschlagsereignissen zuzuordnen sind,
- aufgrund des mittleren $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes von $-11,3 \text{ ‰}$ die mittlere Einzugsgebietshöhe der Wässer mit ca. 1650 m ü.A. veranschlagt wird.

4.2. Detailuntersuchungen Kerschbaumertal

Der Bereich des Kerschbaumertales wird von einer karbonatisch dominierten Schichtfolge aufgebaut, die stratigraphisch vom Abfalterbacher Plattendolomit-Mb. (U-Karn) bis zu den jurassisch-kretazischen Jungschichten reicht. Neben der ca. 2000–2500 m mächtigen Hauptdolomit-Fm. (Nor) stellt das insgesamt bis ca. 900 m mächtige Abfalterbacher Plattendolomit-Mb. (U-Karn) ein potentiellies Bergwasserreservoir dar, das dem Hauptdolomit vergleichbare hydrochemische Eigenschaften aufweist. Die lithologisch inhomogene, ca. 200 m mächtige Raibl-Gruppe (Karn) ist hydrogeologisch als bevorzugter relativer Bergwasserstauer zu klassifizieren (Beil. 4).

Im glazial deutlich überprägten Kerschbaumertal-Kessel werden die Festgesteinsaufschlüsse über weite Bereiche von quartären Lockersedimenten maskiert. Neben kleineren Lokalmoränen speist der kataklastisch stark überprägte Hauptdolomit östlich des

Kreuzkofels und im obersten Hallebachtal zwei größere Blockgletscher als eindrucksvolle Zeugen fossilen Permafrosts.

Die Erfassung der meteorologisch-hydrologischen Verhältnisse des Untersuchungsraumes Kerschbaumertal und Laserzbachtal bildeten die Voraussetzung für die Interpretation der hydrologischen Messdaten wie Abfluss, Temperatur, der hydrochemischen Parameter und der Umweltisotope. Besonders wichtig sind die Niederschlagshöhen und deren räumlich-zeitliche Verteilung in Hinblick auf den Wasserhaushalt (ober- und unterirdischer Abfluss, Neubildungsrate, Rückhalt, Speicherkapazität, Evapotranspiration). Für den Zeitraum der Abflussmessungen im Rahmen des Detailuntersuchungsprogramms „Abflussbilanzierung Kerschbaumertal“ wurde eine Karte der Niederschlagsverteilung für den Zeitraum September 1998 bis August 1999 angefertigt und diese bzw. die Daten der Bilanzierung zugrunde gelegt (G. PROBST et al., 2002).

Im Einzugsgebiet des Kerschbaumertales befinden sich, wie der hydrogeologische Überblick in Beil. 4 zeigt, höchst unterschiedliche Aquifere, in denen oder an deren Oberfläche entlang Gebirgsgrundwässer bis zu ihren Austritten fließen. Aquifere mit quantitativ interessanten Größen sind zum einen in den karbonatischen Einheiten, mit einer Kluft-Hohlraumtwässerung, zum anderen in den grobklastischen Quartärablagerungen der Kare und mancher Hangpartien, mit Porenhohlraumtwässerung, anzutreffen. Hingegen geht die Gebirgswasserführung in den zu den relativen Stauern zählenden Gesteinen der Raibl-Gruppe, der Seefeld- und Kössen-Fm. auf ein Minimum zurück. Die Wegsamkeit für die Wässer im Karbonatgebirge konzentriert sich auf das Trennfugennetzwerk, auf Klüfte, Spalten und Hohlräume unterschiedlicher Größenordnung, von einer Verkarstung im klassischen Sinn kann nicht gesprochen werden. An der Oberfläche zeigen diese steil stehenden Klüfte z. T. beachtliche Öffnungsweiten; mit der Tiefe – so ist anzunehmen – dürften diese immer enger und enger werden.

Für die Hydrodynamik und Hydrographie von Bedeutung sind der mächtig entwickelte Hauptdolomit und die kalkig-mergeligen Jungschichten im Mündungsbereich der Galitzenklamm. Gemeinsam bedecken sie über 90 % des Gesamteinzugsgebietes Kerschbaumertal. Wichtige hydrologische Großeinheiten innerhalb der Hauptdolomit-Formation scheinen das Massiv Schulter, Bischofsmütze, Oberwalderturm, Spitzkofel und Kühbodenspitze im W zu sein, im S das Massiv um den Kreuzkofel, um die Weitaltspitze und um den Simonskopf bzw. die Teplitzer Spitze, im W die Massive der Großen und Kleinen Sandspitze, des Roten Turmes und der Laserzwand wie auch des Auerlingköpfl. Mittig, trennend die beiden Täler, das Massiv mit Gamswiesenspitze, Bloßkofel und Rauchbichl (Beil. 2).

Volumsberechnungen einzelner Kluftwasserspeicher ergaben Mächtigkeiten der phreatischen Zone von 200 m und mehr. Es liegt auf der Hand, dass der Austausch der Wässer in einem derartigen System langsam vor sich geht, speziell jener in größeren Tiefen. Aus den zuvor erwähnten hydrogeologischen und hydrographischen Gegebenheiten resultiert für den Randbereich im NE das Potential für die Entwicklung eines sehr mächtigen Speichers, der durchgehend von Höhen über 1900 m ü.A. bis auf Talniveau bei 650 m ü.A. reicht.

4.3. Detailuntersuchungen Rauchkofel-Massiv

Am Nordrand der Lienzer Dolomiten ist das morphologisch hervorstechende Rauchkofel-Massiv integraler Bestandteil einer steil stehenden, tief wurzelnden Schuppenzone. Dabei stellt der tektonisch isolierte Hauptdolomit einen allseitig von subvertikalen, tief reichenden Störungen begrenzten, in sich abgeschlossenen, potentiellen Kluftwasser-

aquifer dar. In diesem Abschnitt des Untersuchungsgebietes setzt über dem Gailtalkristallin eine gemischt siliziklastisch-karbonatische Schichtfolge ein. Diese besteht aus der hier bis zu etwa 200 m mächtigen Alpinen Buntsandstein-Fm. (U-Skyth), der ca. 50 m mächtigen Werfen-Fm. (O-Skyth und der bis ca. 180 m mächtig aufgeschlossenen Virgloria-Fm. (Anis). Hydrochemisch können diese Sedimente eine, bei der Quelle L444 (Beil. 2, Beil. 4) nachgewiesene Mineralisation der Bergwässer mit Ca^{2+} und SO_4^{2-} bewirken.

Der im S anschließende, stark reduzierte Rauchkofel-Hauptdolomit (Nor) grenzt tektonisch an diverse jurassisch-kretazische Jungschichten (Kalke, Mergel und Sandsteine) der Amlacher-Wiesen-Synklinale (G. PROBST et al., 2002).

Das geomorphologische Erscheinungsbild der Rauchkofel-Schuppe ist auf den ausgeprägten Erosionskontrast des Hauptdolomits zu den umgebenden Sedimenten zurückzuführen. Während der Tristacher See in einer tektonisch vorgegebenen, glazial überprägten Wanne liegt, wird der hocheiszeitlich vollständig eisbedeckte Rauchkofel-Hauptdolomit nur mehr südwestlich des Goggsteiges und im Bereich Kohlstattbach – Freundwiese von geringmächtigen, meist umgelagerten, pleistozänen Sedimenten bedeckt. Vereinzelt wurden im TIWAG-Stollen Strassen-Amlach versinterter Klüfte angefahren. Fehlende Bergwasserzutritte in diesem Stollenabschnitt sowie die räumliche Anordnung der Quellen am Nordrand der Rauchkofel-Schuppe sprechen für einen nach W, jedenfalls bis unter das Stollenniveau (ca. 700 m ü.A.) abfallenden Bergwasserspiegel.

Wesentlich für die Entwicklung und Ausdehnung der unterirdischen Entwässerungssysteme im Rauchkofel-Massiv sind die Auswirkungen der Tektonik einerseits und die Lage der Barrieregesteine andererseits. Zwar würden die Ergebnisse der Quellaufnahme zunächst auf eine annähernd radiale Entwässerung des Dolomitstockes schließen lassen, doch bei genauerer Betrachtung, unter Einbeziehung der quantitativen Komponente, wird eine Konzentration der Entwässerung gegen N und E erkennbar. Die gefassten Quellen L445 (Jägerbründlquelle), L446 (Odlquelle) und L293 (Seewiesenquelle) scheinen einem derartigen Trennfugensystem zu folgen und treten an jenem Ort aus, wo die Tristacher-See-Abschiebung bzw. die relativ wasserstauenden, skythisch-anisischen Sedimente dies erzwingen. An eine ähnliche Situation gebunden, nämlich an die Drautal-Störung einerseits und das Schoberkristallin als Stauer andererseits, sind die Quellaustritte im N des Rauchkofels. An der Geländeoberfläche beißt diese Störung unmittelbar unterhalb der Sammelstube der Leidentalquellen (L449) aus. Die Ursache der Wasseraustritte im S, im Bereich Mitterwiesenhütte und Wiesenhütte, wird dem Aufeinandertreffen unterschiedlich leitender Aquifere zugeschrieben: Hier trennt die Rauchkofel-Südrandstörung den klüftigen Hauptdolomit im N von der relativ stauenden Amlacher-Wiesen-Fm. im S (Beil. 5). Im Bereich des im Drautal situierten Tiefbrunnens „Goggkreuz“ wird das Talgrundwasser vermutlich vom Rauchkofel-Massiv alimentiert.

Da sich im kleinen Maßstab geologisch-strukturgeologisch das wiederholt, was auch für das Kerschbaumertal zutrifft, so kann davon ausgegangen werden, dass der direkte Übertritt von Dolomitkluftwässern in die Talfüllung des Drautales mengenmäßig nicht von großer Bedeutung sein kann – das ergibt sich auch aus der Mengenbilanz zwischen dem potentiellen Niederschlag-Infiltrationsangebot, dem tatsächlichen Quellgesamtabfluss und einer eventuellen Restmenge. Lediglich die äußersten Partien des Massivs im W und E könnten in Kontakt mit dem übertieften Drau-/Iseltal stehen. Volumsrechnungen einzelner Kluftwasserspeicher ergaben auch hier Mächtigkeiten von 200 m und mehr.

4.4. Detailuntersuchungen Teichmühlquelle

Am Fuße des Rabantberges treten am Übergang des Hanges zum Talboden mehrere Quellen aus. Dominant ist die Quelle L17, Teichmühlquelle genannt, die östlich des Tiroler Tores unmittelbar südlich der Drautalbundesstraße (B100) ausfließt (Fig. 8, Beil. 2). Hier gilt es, die Herkunft der Wasser am Fuße des Rabantberges, vor allem jenes der Teichmühlquelle, zu klären. Untersuchungen dieser Quelle werden auch im Rahmen der WGEV vorgenommen. Aus diesen Beobachtungen liegen physikalisch-



Fig. 8: Lage der Teichmühlquelle L17 westlich von Oberdrauburg (Foto: Amt der Kärntner Landesregierung, Flugaufnahme vom 16. 09. 1997, Nachbearbeitung: G. PROBST, 1998).
Location of Teichmühl spring west of the village Oberdrauburg (Photo: Amt der Kärntner Landesregierung, areal photo 16. 09. 1997, modification G. PROBST, 1998).

chemische Parameter aus etwa vierteljährlichen Messungen von 1992 bis 1997 vor. Das mittlere $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnis beträgt 3 : 1 und weist auf eher kalkig dominierte Schichten im Einzugsgebiet hin. Der Sulfatgehalt liegt im Mittel bei etwa 30 mg/l und ist damit gegenüber anderen Quellen im Umgebungsbereich leicht erhöht. Wie aus den geologischen Verhältnissen ableitbar ist, kann er aufgrund des Kontaktes der Wässer mit den Rauhewacken, Mergeln und Kalken des Jochbach-Mb. erklärt werden. Hier treten besonders auffällig ca. 5–20 m mächtige, zerscherte Rauhewacken auf, die sich hydrochemisch in Form signifikant erhöhter elektrischer Leitfähigkeit bzw. Sulfatgehalte in den um den Wurnitzgraben situierten Quellen äußern.

Gegen eine Alimentierung der Quelle durch Draubegleitgrundwasser oder Grundwasser spricht die geringfügige Schwankungsbreite faktisch aller Parameter. Ebenso wie die durchwegs geringen und kaum schwankenden Konzentrationen der Parameter K^+ , Cl^- und NO_3^- auf anthropogen unbeeinflusste Verhältnisse hin und sind nicht für ein Grundwasserfeld, welches in landwirtschaftlich genutzter Umgebung liegt, signifikant. Eine vergleichende chemische Analyse der Drau vom 30. 09. 1998 zeigt deutliche Unterschiede bei fast allen Parametern, besonders aber ist der HCO_3^- - und $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Gehalt etwa um die Hälfte geringer als in der Teichmühlquelle.

Auch aus isopenhydrologischer Sicht zeichnet sich die Quelle durch eine geringe Schwankungsbreite in ihren Absolutwerten aus, sowohl beim Tritium als auch beim ^{18}O . Diese lässt auf ein großes, gut durchmischtes Reservoir schließen, dessen Grundwassererneuerung durch Jungwasserzutritte nur sehr schwach bei dessen Austritt erkennbar sind. Allerdings weist der konstante und relativ niedrige Mittelwert der ^{18}O -Konzentration von $-11,86\text{‰}$ auf ein Wasser hin, das dem Drauwasser ($\delta^{18}\text{O}$ -Werte um -12‰) ähnlich ist oder aber ein hohes mittleres Einzugsgebiet hat, welches in den höheren kristallinen Regionen des Dammerkofels zu suchen ist. Eine Anreicherung könnte über den Wurnitzbach erfolgen, der am Kontakt des Kristallins zu den Karbonaten versickert (Fig. 8). Eine endgültige Abklärung dieser Frage kann nur ein Markierungsversuch bringen.

Erwähnenswert ist auch die Quelle L22, welche am Südrand des Drautales am Übergang des Flaschberges zum Drautal entspringt (Fig. 8). Sie erscheint aufgrund ihrer Ergiebigkeit ($> 5\text{ l/s}$) und der mittleren Verweilzeit (ca. neun Jahre) für eine örtliche Nutzung relevant.

4.5. Detailuntersuchungen Wildensenderbachtal und Tuffbadquellen

Das Tal des Wildensenderbaches ist aus hydrogeologischer Sicht der wohl bedeutendste Abschnitt im Untersuchungsgebiet auf Kärntner Seite. Allein die Tatsache, dass, bezogen auf den Kärntner Teil des Projektgebietes, in diesem Tal mehr als die Hälfte der Quellen mit einer Schüttung von 20 und mehr Sekundenlitern liegen, macht die Wässer für Fragen des Entwässerungsmechanismus und der Trinkwasserversorgung interessant. Zusätzlich liegt oberhalb des Zusammenfließens des Wildensender- und des Tuffbaches das Tuffbad St. Lorenzen im Lesachtal. Das Heilwasser des Bades entspringt wenige hundert Meter nördlich des Kurhauses am östlichen Hangfuß eines Hügels, der dem Hochstein vorgelagert ist (Tuffbadquelle, L191). Mit Trinkwasser wird das Kurdorf von der östlich des Wildensenderbaches gelegenen Quelle L195 versorgt. Neben diesen beiden Quellen wird der Austritt L164, wenige 100 m weiter nördlich im Tal gelegen, näher in die hydrogeologische Untersuchung miteinbezogen (Beil. 6).

Die Quellen im Wildensenderbachtal sind an feinklastische Ablagerungen im Talbereich gebunden. Um die Verbreitung dieser Lockergesteinsablagerungen zu erfassen

und hydrogeologisch bewerten zu können, wurde im Juli 1998 eine quartärgeologische Kartierung durchgeführt (E. STROBL in: G. PROBST et al., 2002). Da die Quellen z.T. durch eine hohe Schwebstofffracht charakterisiert werden, sollte durch die Detailuntersuchung geklärt werden, ob die Quellaustritte auf Bachumläufigkeiten zurückzuführen sind. Im Bereich der Festgesteinsumrahmung des Wildensenderbachtals wurde keine Differenzierung der Gesteine vorgenommen, da hier detaillierte Untersuchungen von Seite der geologischen Projektbearbeitung vorliegen. Diese Gesteine wurden daher allgemein als karbonatisches Festgestein ausgeschieden.

Sowohl in den Karen südlich des Seekofels bzw. nördlich des Bösen Weibele als auch im Bereich des unteren Wildensenderbachtals zeugen Moränen von einer ehemaligen Vergletscherung. Die Moränen in den Karen sind morphologisch als Moränenwälle erkennbar und wurden als Seitenmoränen eingestuft. Sie unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung nur durch einen höheren Verwitterungsgrad und einen etwas erhöhten Feinkornanteil von den umgebenden Hangschuttablagerungen.

An einigen Stellen im Talbereich treten Sedimente auf, die einen hohen Feinkornanteil führen. Aufgrund des Vorhandenseins von gekritzten Geschieben wurden diese Ablagerungen als Grundmoräne ausgeschieden. Eine Klassifizierung als Rückstausedimente (infolge temporärer Absperrung des Tales durch Muren- bzw. Bergsturzablagerungen) mit Einlagerung von umgelagertem Moränenmaterial wäre aber auch durchaus denkbar.

Die größte Verbreitung im kartierten Bereich haben Schuttfächerablagerungen. Bei diesen handelt es sich um kantige bis kantengerundete Komponenten mit einem Durchmesser im cm- bis dm-Bereich. Schuttfächerablagerungen weisen keinen Oberflächenabfluss auf, nur in Perioden mit Starkniederschlägen, wenn die Wasseraufnahmefähigkeit der Ablagerungen im Bereich der Rinnenausgänge überschritten wird, kann sich ein temporärer, murenartiger Oberflächenabfluss entwickeln.

Die Hangschuttablagerungen unterscheiden sich von den Schuttfächerablagerungen dadurch, dass der Transport der Komponenten rein gravitativ erfolgt. Es handelt sich um kantige Komponenten im cm- bis dm-Bereich, z.T. treten auch Blöcke auf. Der Feinkornanteil dieser Ablagerungen ist gering. Die Sedimente sind locker gelagert. Hangschuttablagerungen weisen keinen Oberflächenabfluss auf, die gesamten Niederschlagswässer und die aus den Festgesteinsbereichen abfließenden Wässer infiltrieren zur Gänze.

Blockwerk und Bergsturzablagerungen können aufgrund ihrer Komponentengröße von den Hangschuttablagerungen leicht unterschieden werden. Einzelne Blöcke bzw. Blockbereiche sind in die Hangschuttablagerungen südlich des Seekofels bzw. nördlich des Bösen Weibele eingelagert. Ein jüngerer Bergsturz, der aus dem Bereich westlich des Solecks abging, hat das Wildensenderbachtal kurzfristig abriegelt, was hier zu einer Akkumulation von Wildbachablagerungen oberstromig des Bergsturzes führte.

Die im Bereich des Wildensenderbachtals fallenden Niederschläge fließen über die karbonatischen Gesteine der Talumrahmung zum überwiegenden Teil oberflächlich ab. Der Abfluss erfolgt vor allem in den Gräben und Rinnen. Am Übergang zu den Lockersedimenten, die die Talflanken einnehmen, versickern die abfließenden Niederschlagswässer. Nur zu Zeiten mit Starkniederschlägen kann sich ein temporärer Oberflächenabfluss entwickeln, der zur Bildung der Schuttfächer führt. Die Niederschläge, die auf die Lockersedimentablagerungen fallen, infiltrieren dort direkt. Die mächtigen Schuttfächer- und Hangschuttablagerungen stellen daher bedeutende Wasserspeicherkörper dar, durch die die infiltrierten Niederschlagswässer zum Wildsenderbach, der als Vorflut fungiert, fließen.

Im Talbereich treffen die Wässer auf die stauenden Grundmoränenablagerungen und treten dort als Quellen wieder zu Tage. Die Quellen sind dort situiert, wo die geringer wasserdurchlässigen Seitenmoränen von den seitlich einmündenden durchlässigeren Schuttfächerablagerungen unterbrochen sind.

Im Einzugsgebiet der hoch mineralisierten Tuffbadquellen (L191) sind nachfolgende hydrogeologische Faktoren bestimmend:

- die E-W-streichende Abschiebungszone der Südrand-Störung mit Ausbildung der Hochstein-Pittersberg-Breccie (vorwiegend kataklastisch deformierter Hauptdolomit inkl. diverser jurassisch-kretazischer Scherlinge), die gegen S tektonisch an permoskythische Schichtglieder grenzt. Aufgrund des Sulfat- und Calciumgehaltes und der Temperatur der Wässer sind in der Tiefe Evaporite der Werfen-Fm. zu erwarten;
- die junge NW-SE-streichende Tuffbad-Scherzone: Diese versetzt die E-W-streichende Abschiebungszone der Südrand-Störung dextral, überprägt auch die Oberalpl-Störung und ermöglicht derart eine Einströmung von Wässern aus dem Bereich Eisenschuß.

Die tiefreichende Hochstein-Pittersberg-Breccie wird als Aquifer interpretiert, der über die NW-SE-streichende Tuffbad-Scherzone aus dem Bereich Eisenschuß/Oberalpl/Unteralpl alimentiert wird.

5. Diskussion von Ergebnissen

Im Zuge der hydrogeologischen Untersuchungen wurde eine geologisch-tektonische Neuaufnahme der gesamten Gebirgseinheit „Lienzer Dolomiten“ als notwendig erachtet – die letzte publizierte Arbeit stammt aus dem Jahre 1965 (R. W. VAN BEMMELEN & J. E. MEULENKAMP, 1965). Neubearbeitung im „state of the art“ bedeutet auch eine integrierende Bearbeitung, somit die Einbeziehung unterschiedlicher Fachrichtungen und ihrer Methoden. Daraus ergab sich eine Kooperation verschiedener Forschungsinstitutionen aus Graz, Innsbruck und Wien. Dies garantiert die Vielfalt der Meinungen.

Ohne umfassende geologische und tektonische Basisinformationen über die diversen Gesteinsformationen ist kein seriöser Zugang zu den hydrogeologischen Eigenschaften dieser Formationen, keine Erklärung der qualitativen und quantitativen Attribute, keine Erklärung des Bergwasserregimes mit seinem speziellen Entwässerungssystem und keine Plausibilität der Abflussmodelle gegeben. Eine Forderung, die zwar immer wieder erhoben, jedoch meist unzureichend erfüllt wird.

Noch bevor das Projekt in Angriff genommen wurde, standen zwei vorgefasste Meinungen im Raum. Beide im Prinzip konträr, gleichzeitig aufzeigend, wie unzureichend das Wissen über die hydraulische Leitfähigkeit der potentiellen Aquifere oder der unterirdischen Entwässerungssysteme der Westlichen Gailtaler Alpen/Lienzer Dolomiten war. Einerseits wurde gemutmaßt, dass Bergwässer größeren Ausmaßes aus dem Gebirge direkt in die Talfüllung der Drau eintreten würden, andererseits wurde die fachliche Meinung kolportiert, dass die Infiltrationsrate aufgrund der steil einfallenden Schichten und der steilen Gebirgs- und Kammflanken im kompakten Hauptdolomitmassiv wohl sehr gering sein muss und daher kaum mit einer bedeutenden Bergwasserführung zu rechnen wäre.

Die Analyse der hydrogeologisch relevanten Strukturen (aufbauend auf den Ergebnissen der detaillierten geologisch-tektonischen und strukturgeologischen Kartierungs-

arbeiten), vor allem aber die Evaluierung der qualitativen und quantitativen Messergebnisse aus dem hydrologischen Dauerbeobachtungsprogramm ließen erkennen, dass in Summe weder das eine, noch das andere zutrifft.

Neben der Charakterisierung des engen bis annähernd isoklinalen Faltenbaues sind vor allem die relativen Altersbeziehungen der Störungen, ihr Tiefgang und der von ihnen verursachte Zerlegungsgrad des Gebirges von entscheidender Bedeutung für die Entwicklung der unterirdischen Entwässerungssysteme und der hydrographischen Einzugsgebiete.

Bei Verzahnung der klein- und großtektonischen Strukturen ist es daher möglich, dass Bergwässer über die orographischen Grenzen hinaus auch in Entwässerungssysteme mit einer verschiedenen Vorflutbasis wechseln.

Obleich die Karbonatgesteine in der Gebirgsgruppe flächenmäßig dominieren und große Areale reichlich mit Niederschlägen versorgt werden, sind Verkarstungserscheinungen im weit verbreiteten Hauptdolomit, ob an der Oberfläche, oder im Untergrund, nur hin und wieder zu beobachten. Nicht nur seine geochemischen Eigenschaften sind der Grund dafür. Neben den zuvor genannten Fakten sind es zudem die Zerlegung des Gebirgskörpers in zahlreiche Teilschollen, die die Ausbildung großer hydrologischer Einheiten mit hohem unterirdischen Abfluss und direkten Abfluss auf Drautal-niveau (Vorflutbasis) beschränken.

Die Unterteilung des gesamten Gebirges in zahlreiche (kleinere) hydrologische Einheiten wird auch durch die chemischen und isopenhydrologischen Daten untermauert. So sind in den Graphiken und Korrelationen (in G. PROBST et al., 2002) kaum Gruppenbildungen zu erkennen.

Die Stauergesteine der Jungschichten (kalkig-mergelig) im N sind ein weiterer Grund, weshalb die Karbonatwässer aus dem Zentralbereich nicht in breiter Front nach N zum Drautal abfließen können. Am Kerschbaumer- und Laserzbach konnten die relativ ausgeglichenen Abflussbedingungen in Kleineinzugsgebieten auch durch ein umfangreiches Messprogramm beispielhaft nachgewiesen werden – ein nennenswertes Abflussdefizit liegt dort zum Messstichtag nicht vor.

Derartige Messungen führten auch zum Schluss, dass steil stehende Faltenstrukturen, z.B. im Kerschbaumental, die Ursache für eine räumlich eingeschränkte Hydrographie und Hydrodynamik sind, wobei das lokale Gewässer innerhalb eines Gebirgsabschnittes die Funktion der Vorflut innehaben kann.

Einen wichtigen Part für den Wasserhaushalt der Teileinzugsgebiete spielen die Lockersedimentablagerungen in den großen Karen. Nicht nur weil hier zahlreiche Quellen austreten, die für den Oberflächenabfluss während der Trockenwetterperioden hauptverantwortlich sind, sondern weil sie auch zu den eigenständigen Aquiferen zählen – vor allem dort, wo diese Sedimente eine ausreichende Ausdehnung und Mächtigkeit besitzen; gleich ob als Blockgletscher, als Moränenablagerung in einem Kar oder als Hangschuttfeld.

Das unterirdische Entwässerungssystem in den sogenannten Stauergesteinen der Raibl-Gruppe, Seefeld- und Kössen-Fm wird geprägt durch die spezifische Struktur der Gesteine und durch die Lagerung und Zusammensetzung des Verwitterungsmaterials. Im allgemeinen ist, wie die Kartierungsergebnisse zeigen, die Grundwasserneubildung und Grundwasserführung hier gering; sie beschränkt sich auf Schichtfugen und tektonische Trennflächen. Durch feinklastische Ablagerungen aus dem Verwitterungsprozess wird deren Wasserwegigkeit zusätzlich noch reduziert bis gestoppt. Die Folge ist ein überwiegender Abfluss der Niederschlagswässer an der Oberfläche. Ausnahmen scheinen tektonische Schwäche- und Auflockerungszonen sowie spezielle Lagerungsstruktu-

ren zu sein. Befinden sich derartige Stauer im Liegenden der karbonatischen Aquifere, z.B. Hauptdolomit/Kössener, dann hat dies den Austritt vieler Kluftgrundwässer zur Folge.

Neben den zahlreichen Teilschollen mit ihren eigenständigen hydrologischen Einheiten erscheint im Hauptdolomitaquifer ein weiteres Spezifikum von Interesse. Entsprechend dem Rückfluss der Kluftgrundwässer zur lokalen Vorflut und in Anbetracht der relativ langen Verweilzeiten der Wässer im Gebirge (durchschnittlich > 10 Jahre), zeichnet sich im Zentralbereich der Hauptdolomit-Formation folgende Hydrodynamik ab: Die Niederschläge/Schmelzwässer dringen in z.T. weit geöffnete Klüfte und Spalten der Gebirgsoberfläche ein und folgen dem steil stehenden Trennfugensystem, wobei anzunehmen ist, dass dieses mit zunehmender Tiefe enger wird. Nach Erreichen der phreatischen Zone wird die Wassersäule der jeweiligen Kluft entsprechend dem Verhältnis von Zufluss und hydraulischer Leitfähigkeit des Systems unterschiedlich angehoben. Druckschwankungen sind die Folge. Sekundärklüfte in allen Teufenlagen sorgen für Ausgleichsbewegungen zwischen den Trennfugen; es bewegt sich das Kluftwasser im gesamten Netzwerk entsprechend den Gesetzen der Hydraulik und der kommunizierenden Gefäße. Werden die Kluftweiten in der Tiefe zu eng (< 4 µm), unterbinden stauende Schichten im Liegenden ein weiteres Eindringen, oder ist der Zufluss (Alimentation) höher als der Abfluss, so müssen die Wässer aufsteigen – das Infiltrationsgebiet kann zum Exfiltrationsgebiet werden.

Modellberechnungen wurden mit Hilfe der Isotopendaten aus einem Langzeitprogramm durchgeführt. Auch flossen in diese Modelle konkrete Messergebnisse aus den detaillierten Untersuchungen im Zentral- und Nordostbereich der Dolomiten ein. Während die Isotopenzusammensetzung der Gebirgswässer (O^{18} , H^2 , H^3) u.a. den Einfluss des Mittelmeerraumes auf das Klima in den Dolomiten (Niederschläge aus dem S), den Beginn und Anteil der Schneeschmelzwässer im Quellabfluss, die ganzjährige Erneuerung der Kluftwasserkörper, die gute Durchmischung der Wässer im Entwässerungssystem etc. signalisierte, konnten aus den Tritiumdaten Angaben über die Speicherung der Wässer gewonnen werden.

Tritiumdaten von 13 über das gesamte Gebirge verteilten Quellen ergaben mittlere Verweilzeiten, die mit neun bis 20 Jahren, im Durchschnitt mit 14 Jahren, geschätzt wurden. Eine Ausnahme bilden die Mischwässer der Tuffbadquelle, deren älteste Komponente etwa 60 Jahre alt ist.

Um die beste Übereinstimmung zwischen den In- und Outputdaten zu erreichen, musste zumeist eine Kombination von zwei Modelltypen eingesetzt werden. Exponentielle und binäre Mischungsabläufe scheinen in den Kluftaquifern der Karbonatgesteine zu überwiegen. Abläufe, die in einem komplexen Entwässerungssystem mit einem Speicher (in dem exponentielle Prozesse vorherrschen) stattfinden sowie in einem Netzwerk aus eigenständigen Hohlräumen (binäre Mischungsabläufe), in denen junge Wässer vom Einzugsgebiet direkt bis zum Quellmund fließen können. Im Vorherrschen des einen oder anderen Typus liegt die Erklärung für die unterschiedlich hohe Zumischung von Jungwässern.

Beispiele wie die Moosbrunnquelle oder die Wassereinbrüche im Stollen für das Kraftwerk Amlach (TIWAG) zeigen jedoch, dass es in der Hauptdolomit-Formation – allerdings in Gebirgsrandlage

- zudem relativ großlumige Entwässerungssysteme geben muss und
- dass sich das unterirdische System mancherorts bereits auf das tiefste Erosionsniveau, auf das der Drau, eingestellt hat.

Kontinuierliche Abflussmessungen an der Moosbrunnquelle lassen aber auch darauf schließen, dass dieses großlumige Hohlraumsystem letztendlich mit dem engscharigen Dolomitkluftnetz in Verbindung stehen muss, denn nur so ist der äußerst gleichmäßige Abfluss zu erklären.

Im nordöstlichen und östlichen Randbereich der Dolomiten resultiert daher aus den zuvor erwähnten hydrogeologischen und hydrographischen Gegebenheiten das Potential für die Entwicklung sehr mächtiger Speicher, die durchgehend von Höhen über 1900 m ü. A. bis auf Talniveau bei 650 m ü. A. reichen und die, zumindest für Teilbereiche berechnet, ein Gefälle der Kluftgrundwasseroberfläche von etwa 21–25 % haben.

Hingegen scheint sich diese Situation von jener im Zentralbereich der Dolomiten insofern zu unterscheiden, als dass zwar ebenfalls mit einem beachtlichen Tiefgang und großer Mächtigkeit der phreatischen Zone zu rechnen ist, dass aber deren primäre Vorflut immer noch das lokale Gewässer innerhalb des Gebirges und nicht die Drau ist.

Abschätzungen (mit Hilfe von Abfluss- und Isotopendaten) über Größe, Ausdehnung, Höhenlage und Mächtigkeit einzelner Kluftwasserspeicher im weitflächig vorherrschenden Hauptdolomit ergaben Nutzhohlräume in der Größenordnung zwischen 5–60 Mio. m³ und Mächtigkeiten der phreatischen Zone von 200 m und mehr – bei effektiven Gebirgsdurchlässigkeiten zwischen 1 % und 3 %. Es liegt auf der Hand, dass der Austausch der Wässer in einem derart tief reichenden Kluft- und Trennfugen-Entwässerungssystem langsam vor sich geht.

Diese Ergebnisse boten auch die Möglichkeit sowohl die Abflusspenden (q in l/s · km²) als auch die Speicherkapazitäten der Dolomitaquifere pro Quadratkilometer Einzugsfläche (= Speichermaß) in Mio. m³/km² abzuschätzen, zumindest der Größenordnung nach. Ergaben sich für q im Gebirgsrandbereich Werte zwischen 13 und 15 l/s · km² sowie zwischen 9 und 11 l/s · km² im Zentralbereich, so konnte das Speichermaß mit Werten zwischen 4 und 7 Mio. m³/km² geschätzt werden.

Die Wasserführung der Hauptaquifere (Hauptdolomit-Fm., Wetterstein-Fm., Plattenkalk und Hochstein-Pittersberg-Breccie) wurde maßgeblich durch die nealpine Deformation ermöglicht. Polyphase Deformation von Abschiebungsbereichen an den Rändern der vermutlich oligozänen, grabenartigen Einsenkung des Drauzugs produzierte nur teilweise zementierte, insgesamt gut durchlässige, etwa E-W-streichende Breccienkörper, die als Hauptleitsysteme des Bergwassers dienen. Jüngere, etwa NW-SE-streichende Bruchsysteme kommen öfters gehäuft vor und verursachen tiefreichende Kluftwasserkörper quer zum generellen Streichen der Formationen.

Zusammenfassung

Zur Klärung struktur- und hydrogeologischer Fragestellungen wurden die permomesozoischen Sedimente der Westlichen Gailtaler Alpen/Lienzer Dolomiten in 35 kartierbare Einheiten differenziert und diese bezüglich ihrer lithologisch, rheologisch, hydrogeologisch und hydrochemisch relevanten Parameter beschrieben. Anhand ihrer hydrogeologischen Eigenschaften lassen sich die Festgesteinsformationen in vier Gruppen gliedern, die in einer hydrogeologischen Karte dargestellt sind. Unterschieden wurden:

- Formationen mit guter Durchlässigkeit für Bergwässer (Wetterstein-Fm., Hauptdolomit, Hochstein-Pittersberg-Breccie);
- Formationen mit mittelgroßer, uneinheitlicher Durchlässigkeit (flächenmäßig weit verbreitet sind Fellbach-Fm., Abfaltersbacher Plattendolomit-Mb., Plattenkalk);

- Formationen mit uneinheitlicher Durchlässigkeit (vor allem Rauhacken und gipsführende Formationen wie die obere Werfen-Fm., das obere Jochbach-Mb. und die höhere Raibl-Gruppe sind meist ausschlaggebend für eine höhere Mineralisation der Wässer und wurden daher in der Kartendarstellung gesondert ausgehalten);
- Formationen mit geringer Durchlässigkeit (kristallines Grundgebirge, Laas-Fm., Gröden-Fm., Alplspitz-Fm., Jochbach-Mb., Raibl-Gruppe, Hauptdolomit in Hochstadel-Fazies, Seefeld-Fm. der nördlichen Lienzer Dolomiten, Kössen-Fm., Amlacher-Wiesen-Fm.).

Die Wasserführung der Hauptaquifere wurde maßgeblich durch die nealpine Deformation ermöglicht. Polyphase Deformation von Abschiebungsbereichen an den Rändern der vermutlich oligozänen, grabenartigen Einsenkung des Drauzugs produzierte nur teilweise zementierte, insgesamt gut durchlässige, etwa E-W-streichende Breccienkörper, die als Hauptleitsysteme des Bergwassers dienen. Jüngere, etwa NW-SE-streichende Bruchsysteme kommen öfters gehäuft vor und verursachen tiefreichende Klufwasserkörper quer zum Streichen der Formationen.

Zur Abschätzung der Wasserbilanz und zur Erstellung eines Entwässerungsmodells konnten einerseits langfristige Niederschlags- und Temperaturdaten und andererseits Jahresreihen des Jahres 1999 von neu errichteten Stationen im Untersuchungsgebiet herangezogen werden. Demnach ergibt sich für die Nord- und Südseite des Gebirges ein unterschiedliches Bild, sowohl Niederschlagsverhältnisse als auch Temperatur- und Verdunstungsverhältnisse betreffend. Die Registrierung der Abflusscharakteristik erfolgte über eine im N und S des Untersuchungsgebietes eingerichtete Abflussmessstation mit automatischer Registrierung des Wasserstandes. Des Weiteren wurden mehrere Abflusskampagnen in Teileinzugsgebieten durchgeführt, um Informationen über großflächige Entwässerungsverhältnisse zu erhalten. Daraus lassen sich Hinweise auf Abflussdefizite vor allem im Nord- und z.T. auch im Südteil des Projektgebietes ableiten.

Aus den bei der Quellkartierung aufgenommenen Wasservorkommen (199 in Kärnten und 250 in Tirol) wurden auf Kärntner Seite insgesamt 14 und auf Tiroler Seite 32 Quellen für eine chemisch-physikalische Übersichtsbeprobung herangezogen, die einen ersten Überblick über die hydrochemischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet erlaubten.

In der Folge wurden insgesamt 13 Probenahmestellen für die Dauermessungen, die von April bis Dezember 1998 durchgeführt wurden, ausgewählt. Darauf basierte eine hydrochemische Typisierung und Modellierung der Wässer, was zusammen mit der isotopischen Signatur Rückschlüsse auf die Lithologie in den Einzugsgebieten (Herkunft) und Anhaltspunkte über die unterirdischen Fließwege sowie die Speicherfähigkeit der Quellen (Neubildung, Verweilzeit) zuließ.

Im Zuge des Projektablaufes wurden einzelne Teilgebiete wie das Kerschbaumertal und das Rauchkofel-Gebiet einer detaillierteren Untersuchung unterzogen. Zusätzlich wurden im weiteren Verlauf der Bearbeitung noch das Wildensenderbachtal quartärgeologisch kartiert und interessante Quellgebiete (Moosbrunnquelle, Teichmühlquelle, Tuffbadquellen) genauer untersucht.

Aufgrund des bedeutenden Wasservorkommens „Moosbrunnquelle“ wurde ein über das Projekt hinausgehendes Untersuchungsprogramm zusammen mit dem Amt der Tiroler Landesregierung, Abt. VIh – Landesbaudirektion, Wasserwirtschaft eingeleitet und durchgeführt.

Die wasserhöufigsten Bereiche auf Kärntner Seite sind im Wildensenderbachtal und im Quellgebiet Siebenbrunn anzutreffen, wobei auch die Teichmühlquelle am Fuße des

Rabantberges erwähnt werden muss. Auf Tiroler Gebiet ist die noch ungenutzte Moosbrunnquelle der weitaus ergiebigste Austritt und für zukünftige wasserwirtschaftliche Überlegungen maßgebend. Anreicherungen des Talgrundwassers sind vor allem aus dem Bereich der Rauchkofel-Schuppe und östlich der Ortschaft Lavant zu erwarten. Andere ergiebigere Quellen werden zumeist schon für kommunale Trinkwasserversorgungen genutzt.

Literatur

Um die bisher über den Drauzug, insbesondere Lienzer Dolomiten publizierte Literatur bestmöglich überblicken zu können, wurde am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck (IGP) mit dem Programm „FileMaker Pro“ eine Literatur-Datenbank aufgebaut. Insgesamt wurden über 800 Literaturzitate mit diversen Stichwörtern (u.a. Autor, Erscheinungsjahr, Organ, geographische und geologische Aspekte) versehen, um weitere Such- und Auswahlstrategien zu ermöglichen. Aus dieser Datenbank wurden für die Berichterstellung etwa 220 Publikationen über die Lienzer Dolomiten, Westlichen Gailtaler Alpen und die Periadriatische Linie ausgewählt. Im Folgenden sind die für diese Arbeit relevanten Zitate aufgelistet:

- BECHSTÄDT, T. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzugs als Hinweis auf eine grossräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins.– Jb. Geol. B.-A., **121/1**, 1–121, Wien.
- BECHSTÄDT, T., A. HAGEMEISTER, B. MAUL, T. SCHWEIZER & S. ZEEH (1988): Palinspastik und Paläogeographie der Obertrias im Ostalpin.– In: RICHTER, D. K. (Hrsg., 1988): 3. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen 23.–26. Mai 1988 in Bochum.– Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **29**, 6–9, Bochum.
- BICHLMANN, L. (1980): Geologie und Tektonik des Oberalpl-Riebnkofelgebietes in den zentralen Lienzer Dolomiten und mikrofazielle Untersuchungen an norisch-rhätischen Plattenkalken und an den Kössener Schichten.– Unveröff. Dipl.-Arb., 132 S., Universität München.
- BLAU, J. & B. GRÜN (1995): Jura und Kreide in der Amlacher-Wiesen-Mulde (Nördliche Lienzer Dolomiten).– Arbeitstagung 1995 der Geol. B.-A., Geologie von Osttirol, Schwerpunkt Blatt 179 Lienz, 43–66, Lienz.
- BLAU, J. & T. SCHMIDT (1990): Zur Stratigraphie des Oberen Hauptdolomits (Nor) der Lienzer Dolomiten (Osttirol, Österreich).– Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **17**, 1–23, Innsbruck.
- BRANDNER, R. (1972): „Südalpines“ Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug) (ein Beitrag zur alpidinarischen Grenze).– Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 143–163, Innsbruck.
- BRANDNER, R. & M. SPERLING (1995): Zur „Terrane“-Geschichte der Lienzer Dolomiten (Drauzug) aus stratigraphischer und struktureller Sicht.– Arbeitstagung 1995 der Geol. B.-A., Geologie von Osttirol, Schwerpunkt Blatt 179 Lienz, 23–35, Lienz.
- BRANDNER, R., U. BURGER, P. HACKER, M. KONRAD, Ch. PRAGER, G. PROBST, E. STROBL & H. ZOJER (1998): Hydrogeologische Grundlagenstudie Westliche Gailtaler Alpen – Lienzer Dolomiten (Kärnten – Osttirol). 1. Zwischenbericht.– Unveröff. Bericht, 84 S., 15. Fig., 7 Tab., 3 Beil., Anhang 1 und 2, Institut für Hydrogeologie und Geothermie, JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH., Graz, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck.
- BRANDNER, R., P. HACKER, M. KONRAD, Ch. PRAGER, G. PROBST & H. ZOJER (1999): Hydrogeologische Grundlagenstudie Westliche Gailtaler Alpen – Lienzer Dolomiten (Kärnten – Osttirol). 2. Zwischenbericht.– Unveröff. Bericht, 68 S., 11. Fig., 8 Tab., Institut für Hydrogeologie und Geothermie, JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH., Graz, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck.
- BRANDNER, R., A. GRUBER, Ch. PRAGER, D. LUTZ & H. ORTNER (2001): Regional extension between mesoalpine and neopalpine compressional structural systems north and south of the Periadriatic

- Lineament (Lienz Dolomites and Eastern Southern Alps).– Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. **25**, 52–54, Innsbruck.
- BRÜCKL, E. (2001): Geophysikalische Untersuchungen zur Hydrogeologie des oberen Drautales (Kärnten).– Geocenter Rohstoffforschung Kärnten/Proj.Nr. Ka 39/98.– Unveröff. Endbericht 21 S., 3 Kartenbeil., Anhang, Wien/Klagenfurt.
- DEUTSCH, A. (1984): Young Alpine dykes south of the Tauern Window (Austria): a K-Ar and Sr isotope study.– Contr. Min. Pet. (1984), **85**, 45–57, Wien.
- FRISCH, W., J. KUHLEMANN, I. DUNKL & A. BRÜGEL (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extension.– Tectonophysics, **297**, 1–16, Amsterdam.
- FROITZHEIM, N., S. SCHMID & P. CONTI (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden.– Eclogae geol. Hel., **87/2**, 559–612, Basel.
- FÜGENSCHUH, B., D. SEWARD & N. MANCKTELOW (1997): Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern Window.– Terra Nova, **9/5–6**, 213–217, Oxford.
- GOLEBIOWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias. Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation.– In: NAGEL, D. & G. RABEDER (1991): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs, 79–119, herausgegeben von der Österr. Paläont. Gesellschaft aus Anlass ihres 25-jährigen Bestehens, Wien.
- HOFFERT, E. (1965): Zur Geologie der mittleren Lienzer Dolomiten.– Unveröff. Diss., 95 S., Universität Innsbruck.
- HOLZER, H. F. (1977): Über Uran-Indikationen im Kupferbergbau Mitterberg (Salzburg).– Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **8**, 302–304, Leoben.
- JACOBS, S., E. TENTSCHEIT & M. SPERLING (1985): Draukraftwerk Strassen-Amlach, Kraftabstieg Amlach, Geol. Stollenbänder D 170-001/501 bis 507 (Maßstab 1 : 200).– Unveröff. Kollaudierungsplan, TIWAG, Lienz.
- JACOBS, S., E. TENTSCHEIT & M. SPERLING (1985–1987): Draukraftwerk Strassen-Amlach, BL 4, Geol. Stollenbänder D 170-001/401 bis 469 (Maßstab 1 : 200).– Unveröff. Kollaudierungsplan, TIWAG, Lienz.
- KIRCHNER, J. (1964): Zur Geologie der westlichen Lienzer Dolomiten.– Unveröff. Diss., 64 S., Universität Innsbruck.
- KONRAD, M. (2001): Hydrogeologische Untersuchungen in den Westlichen Gailtaler Alpen.– Unveröff. Dipl.-Arb., 163 S., 37 Fig., 11 Tab., 3 Karten, 3 Beil., Anhang, Universität für Bodenkultur, Wien.
- KÖHLER, M. (1973): Mikrofazielle und geochemische Untersuchungen des Plattenkalks und der Kössener Schichten der mittleren Gailtaler Alpen (Kärnten).– Diss., 89 S., Universität Innsbruck.
- KRAINER, K. (1985): Zur Sedimentologie des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens.– Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck, **14**, 21–81, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1987): Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol).– Jb. Geol. B.-A., **130/1**, 61–91, Wien.
- KRAINER, K. (1990): Fazielle und sedimentpetrographische Untersuchungen im Perm des Drauzugs.– Mitt. Österr. Geol. Ges., **82**, 49–78, Wien.
- KRANZ, J. (1973): Die Strontium-Verteilung in den Arlberg Schichten (Oberes Ladin) des Klostertales (Vorarlberg)/Nördliche Kalkalpen.– N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 170–187, Stuttgart.
- KRANZ, J. (1976): Strontium – ein Fazies-Diagenese-Indikator im Oberen Wettersteinkalk (Mittel-Trias) der Ostalpen.– Geol. Rdschau., **65/2**, 593–615, Stuttgart.
- KRAUS, O. (1969): Die Raibler Schichten des Drauzugs (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen.– Jb. Geol. B.-A., **112**, 81–152, Wien.
- KRÜSE, K. (1940): Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols.– Mitt. R.-A. Bodenforsch., **1/1**, 69–80, Wien.
- LEIN, R., H.-J. GAWLICK & L. KRYSZYN (1997): Paläogeographie und tektonische Herkunft des Drauzugs auf der Basis von Fazies- und Conodont Alteration Index (CAI) – Untersuchungen.– Zbl. Geol. Paläont. Teil **1**, **5/6**, 471–483, Stuttgart.
- MANCKTELOW, N.-S., A. MEIER, G.-A.-M. VIOLA, W. MÜLLER, B. FÜGENSCHUH, D. SEWARD & I. M. VILLA (1999): The Periadriatic and adjacent fault systems in the Eastern Alps south and

- west of the Tauern Window.– Tübinger Geowiss. Arb., **A 52**, 7–9, Abstr. 4th Workshop Alp. Geol. Stud., Tübingen.
- MÜLLER, W., N. S. MANCKTELOW & M. MEIER (2000): Rb-Sr microchrons of synkinematic mica in mylonites: an example from the DAV fault of the Eastern Alps.– *EPSL* **180** (2000), 385–397, Amsterdam.
- NEMES, F. (1995): Polyphase Kinematics of Thrusting and Strike Slip Faulting along the Salztal-Ennstal Line and the Periadriatic Line (Eastern Alps).– *Terra Nova*, **7**, Abstr. Suppl. **1**, p. 271, Oxford.
- NIEDERAYR, G. & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982): Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permo-skythischen Basisschichten des westlichen Drauzugs.– *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**, **1**, 33–51, Wien.
- NIEDERMAYR, G., H. SUMMESBERGER & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR (1975): Über zwei Coelestinvorkommen in der Mitteltrias der Gailtaler Alpen, Kärnten.– *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, **79**, 1–7, Wien.
- POLESCHINSKI, W. (1989): Stratigraphie, Fazies und Sedimentologie der Seefelder Schichten im Raum Seefeld/Tirol – Ein potentiell Erdölmuttergestein aus dem Ober-Nor der Nördlichen Kalkalpen.– Unveröff. Diss., 197 S., Universität Innsbruck.
- POLINSKI, R. K. & G. H. EISBACHER (1992): Deformation partitioning during polyphase oblique convergence in the Karawanken Mountains, southeastern Alps.– *Journ. Struct. Geol.*, **14/10**, 1203–1213, Oxford.
- POLTNIG, W., G. PROBST & H. ZOJER (1996): Untersuchungen zur Speicherung und zum Schutz von Karstwässern der Villacher Alpe (Kärnten).– *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **87** (1994), Hydrogeologie, 75–90, 8 Abb., 4 Tab., Wien.
- PRAGER, Ch. (1997): Die Permotrias der Gailtaler Alpen im Bereich Stockenboi-Latschur (Kärnten).– Unveröff. Dipl.-Arb., 124 S., Universität Innsbruck.
- PRAGER, Ch. & R. BRANDNER (in Vorbereitung): Geologische Karte 1 : 25 000 der Lienzer Dolomiten – Westlichen Gailtaler Alpen.– Universität Innsbruck.
- PROBST, G. (1991): Das Tuffbad St. Lorenzen im Lesachtal. Neue Kenntnisse aus Untersuchungen im Rahmen eines Schutzgebietsvorschlages für die oberen Tuffbadquellen.– *Carinthia II*, Teil 2 – Fachwissenschaftlicher Teil, **181./101.** Jg., 415–428, Klagenfurt.
- PROBST, G. (1993): Das Tuffbad St. Lorenzen im Lesachtal.– In: ZÖTL, J. & J. E. GOLDBRUNNER (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs – Geologische Grundlagen und Spurenelemente.– 125–128, Wien/New York (Springer).
- PROBST, G., A. LEIS, B. YEDHEGHO & E. STROBL (2000): Hydrogeologie Reißkofel-Jauken unter Berücksichtigung umweltrelevanter Kriterien, Teil 4 (KA-24e/98), Endbericht 4. Projektjahr.– Unveröff. Bericht, 89 S., 34 Fig., 14 Tab., 3 Beil., Anhang, Institut für Hydrogeologie und Geothermie, JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH., Graz.
- PROBST, G., G. CICHOCKI & H. ZOJER (2001): Wasserwirtschaftskonzept Tirol, Evaluierung eines Hydrologischen Bilanzmodells in zwei Testgebieten in den Lienzer Dolomiten (Kärnten – Osttirol).– Unveröff. Bericht, 29 S., 13 Fig., 6 Tab., Institut für Hydrogeologie und Geothermie, JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH., Graz.
- PROBST, G., R. BRANDNER, P. HACKER, G. HEISS, A. LEIS, Ch. PRAGER, E. STROBL & H. ZOJER (2002): Hydrogeologische Grundlagenstudie Westliche Gailtaler Alpen – Lienzer Dolomiten (Kärnten – Osttirol), Endbericht.– Unveröff. Endbericht Bd. **I** (Textband), 423 S., 158 Fig., 40 Tab. und Endbericht Bd. **II** (Anhang), Datengrundlagen, 22 Beil., Institut für Hydrogeologie und Geothermie, JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH., Graz, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck.
- RANTITSCH, G. (2001): Thermal history of the Drau Range (Eastern Alps).– *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, Bd. **81**, H. **2**, 181–196, Zürich.
- RATSCHBACHER, L., W. FRISCH, H.-G. LINZER & O. MERLE (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis.– *Tectonics*, **10/2**, 257–271, Washington.
- SCHLAGER, W. (1963): Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten.– *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **13** (1962), 41–120, Wien.
- SCHMIDEGG, O. & E. J. ZIRKL (1970): Uranvererzungen in Südtirol.– *Verh. Geol. B.-A.* **1963**, **1/2**, 97–109, Wien.
- SCHMIDT, T. (1995): Zur Tektonik der Lienzer Dolomiten.– Arbeitstagung 1995 der Geol. B.-A., Geologie von Osttirol, Schwerpunkt Blatt 179 Lienz, 37–42, Lienz.

- SCHMIDT, T., J. BLAU & M. KAZMER (1991): Large-scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in early Alpine history: evidence from Permo-Mesozoic facies belts.– *Tectonophysics*, **200**, 213–232, Amsterdam.
- SCHMIDT, T., J. BLAU, J.-R. GRÖSSER & H. HEINISCH (1993): Die Lienzer Dolomiten als integraler Bestandteil der dextralen Periadriatischen Scherzone.– *Jb. Geol. B.-A.*, **136/1**, 223–232, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 196/Obertilliach.– *Geol. B.-A.*, Wien.
- SCHULZ, O. & W. LUKAS (1970): Eine Uranerzlagerstätte in permotriadischen Sedimenten Tirols.– *Tschermaks Min. Pet. Mitt.*, **14**, 213–231, Wien.
- SPEHLING, M. (1990): Stratigraphie und Strukturgeologie der westlichen Lienzer Dolomiten (Drauzug, Osttirol).– Unveröff. Dipl.-Arb., 142 S., Universität Innsbruck.
- SPEHLING, M. & R. BRANDNER (1990): Die Lienzer Dolomiten – Eine Flower-Struktur? – TSK III, Abstr., 217–220, Graz.
- STANGL, G. (1992): Das Bergausschwemmungsphänomen.– Unveröff. Dipl.-Arb., 90 S., Universität Wien.
- TIWAG (1985): Baustoffprüfstelle Ötztal, Untersuchungen der Störungszone Kristallin – Hauptdolomit Schürfgrube Amlach.– Unveröff. Bericht, 2 S., Ötztal.
- VAN BEMMELEN, R. W. (1957): Beiträge zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten/Österreich) (erster Teil).– *Jb. Geol. B.-A.*, **100/2**, 179–212, Wien.
- VAN BEMMELEN, R. W. (1961): Beiträge zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten/Österreich) (zweiter Teil). Die zentralen Gailtaler Alpen.– *Jb. Geol. B.-A.*, **104**, 213–237, Wien.
- VAN BEMMELEN, R. W. & J. E. MEULENKAMP (1965): Geologische Karte der Lienzer Dolomiten.– In: Beiträge zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten/Österreich) (dritter und letzter Teil). Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen.– *Jb. Geol. B.-A.*, **108**, 213–268, Wien.
- VON GOSEN, W. (1989): Fabric development and the evolution of the Periadriatic Lineament in southeast Austria.– *Geol. Mag.*, **126** (1), 55–71, Cambridge.
- WEBER, L. (Hrsg., 1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs.– *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **19**, 607 S., Wien.
- WEISS, E. H. & R. SCHWINGENSCHLÖGL (1986): Geologische Beurteilung über die Problematik von Feinkorneinschwemmungen und deren Mengenfeststellungen im Hauptdolomit des gefrästen Druckstollenabschnittes Amlach/Osttirol (Baulos 4) zwischen den Stationen 450 und 10.000 Meter.– Unveröff. Gutachten an die ARGE Druckstollen Amlach, 21 S., Wien, Oktober 1986.

Summary

To understand the structural and hydrogeological setting in detail the Permo-Mesozoic sedimentary rocks of the Western Gailtal Alps and Lienz Dolomites are classified and mapped in 35 units. The lithological and rheological properties and relevant hydrochemical parameters of the rock units are described. Based on their hydrogeological characteristics the sedimentary rocks have been divided in four groups as shown in a hydrogeological map:

- formations with higher hydraulic conductivity (Wetterstein-Fm., Hauptdolomit, Hochstein-Pittersberg-Breccia);
- formations with fairly large and variable hydraulic conductivity (Fellbach-Fm., Abfaltersbacher platy dolomite-Mb., platy limestone are widely spread);
- formations with different hydraulic conductivity (especially rauhwacke and gypsum bearing formations like upper Werfen-Fm., upper Jochbach-Mb. and upper Raibl-Group are decisive for a higher mineralization of waters and were therefore mapped as separate attributes);
- formations with low hydraulic conductivity (crystalline basement, Laas-Fm., Gröden-Fm., Alplspitz-Fm., Jochbach-Mb., Raibl-Group, Hauptdolomit in Hochstadel-facies, Seefeld-Fm. of the northern Lienz Dolomites, Kössen-Fm., Amlacher-Wiesen-Fm.).

The porosity of the main aquifers resulted mainly from late Alpine brittle deformation. Polyphase deformation of fault zones on the boundaries of Drauzug graben, which was formed presumably in Oligocene, produced partly cemented but generally highly porous brecciated bodies. These breccias extend approximately in E-W direction and serve as the main subsurface channel. Younger NW-SE striking lineaments occur frequently in the studied area. These lineaments traverse diagonal to the strike of the formations and form deep fracture aquifers.

To estimate the water balance and establish the flow model for the study area, long-term precipitation and temperature data as well as measurements from 1999 carried out on a newly set-up station were used. The result revealed a variable precipitation regime, temperature and evapotranspiration condition for the northern and southern side of the mountain. Flow behaviour of the study area was characterized based on runoff data collected from two automatic recorders installed on the northern and southern side of the mountain. In addition, several runoff measurement campaigns were performed in the sub-catchments to get information on the areal drainage behaviour. This enabled to determine flow deficits in the northern side and to some extent also in the southern part of the study area.

A large number of springs were mapped in the study area (199 in Carinthia and 250 in Tyrol). For preliminary characterization of the physico-chemical composition of the emanating springs water sampling was carried out on 14 springs on the Carinthian side and 32 on the Tyrolean side. Subsequently, 13 springs were selected for continuous monitoring that was carried out for the period April to December 1998. The hydrochemical data obtained were used to classify and model the waters and, in conjunction with isotope signatures, to infer the lithological catchment areas (source). Furthermore, they offered clues about the subsurface circulation and storage of the springs (recharge, residence time).

During project progress detailed investigation was performed in individual sub areas, e.g. in Kerschbaumertal und Rauchkofel. In addition, in other areas such as in Wildensenderbachtal geological mapping of Quaternary sediments was performed and relevant spring discharge areas (Moosbrunnquelle, Teichmühlquelle, Tuffbadquellen) were investigated in detail.

Beyond the cross-boundary research programme, a detailed study was started and carried out on the significant subsurface water discharging at Moosbrunnquelle. This was done together with the Amt der Tiroler Landesregierung, Abt. VIh – Landesbaudirektion, Wasserwirtschaft.

On the Carinthian side major springs emerge in the Wildensenderbachtal and in the Siebenbrunn spring area. To this, the Teichmühlquelle on the foot of Rabantberg should also be added. On the Tyrolean side the Moosbrunnquelle is the spring with the highest yield. At present the spring is not used, but it can be considered as a source for water supply in the future. A high recharge is expected to occur to the groundwater in the intra-mountain valley fillings, in particular in the Rauchkofel tectonic wedge and east of the locality of Lavant. Other high yield springs are already being used for community water supplies.

Dank

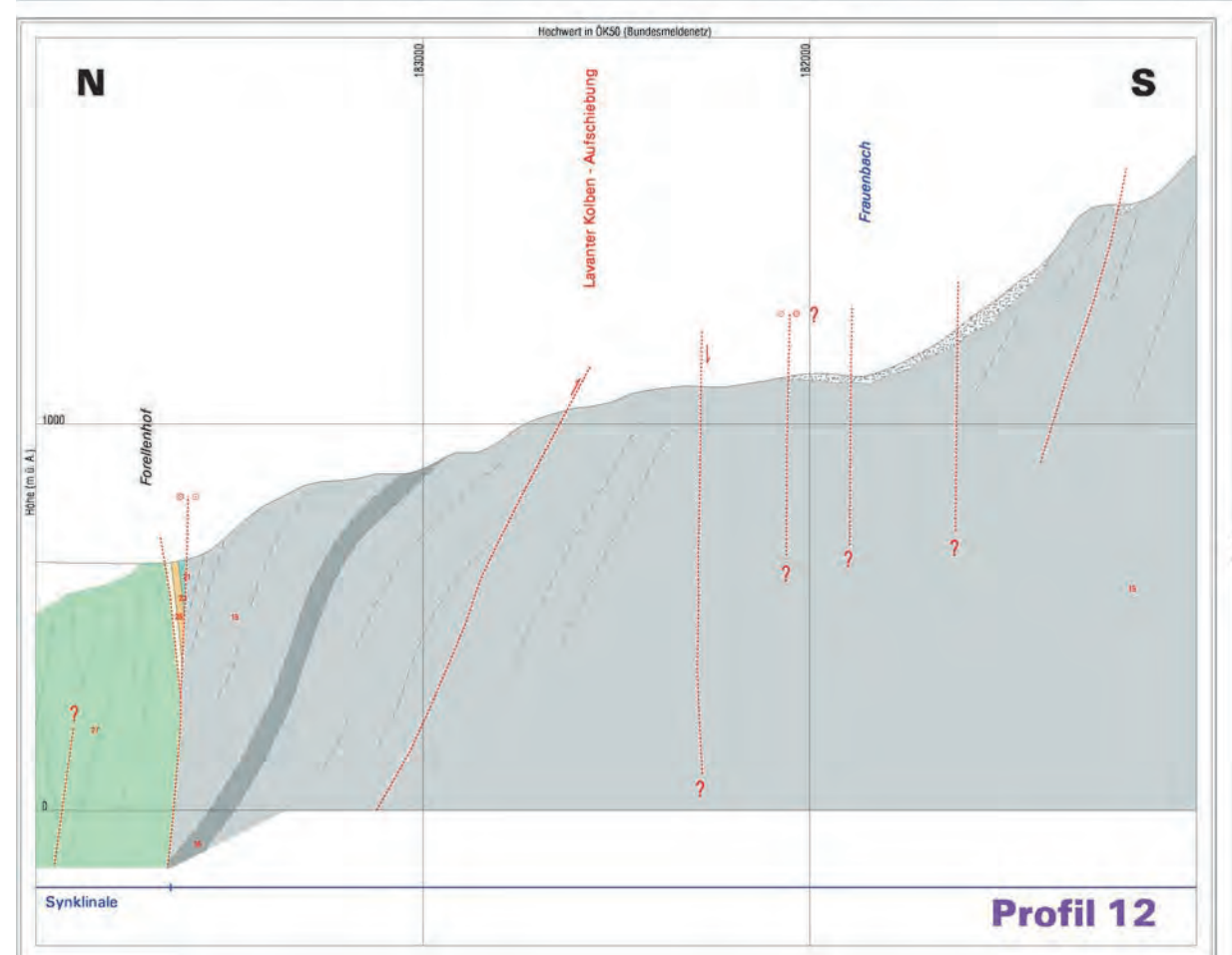
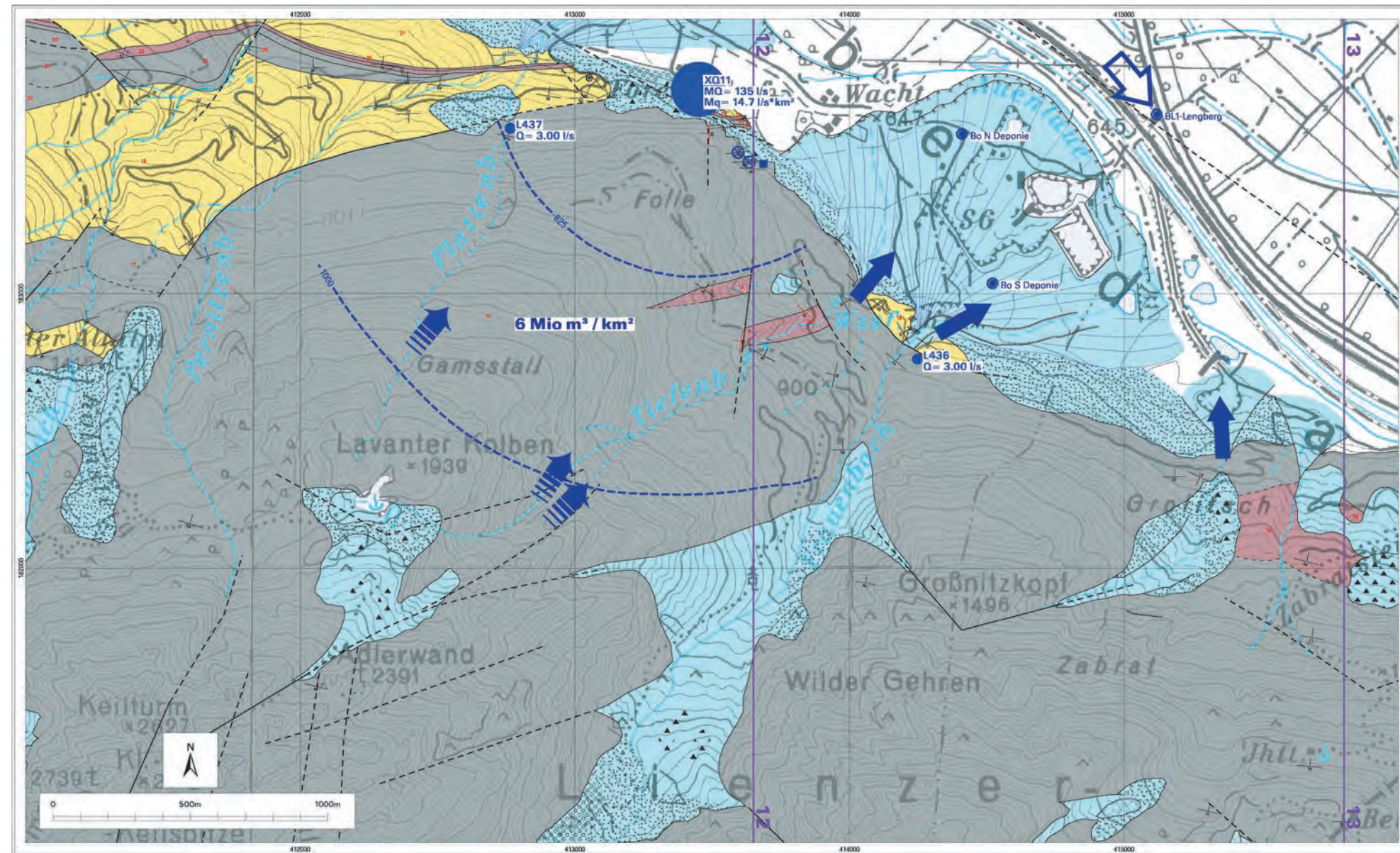
Abschließend danken die Autoren dem Projektteam und allen anderen Kollegen, die ihre Beiträge durch Diskussionen oder anderwärtige Mitwirkung in das Projekt eingebracht haben, sehr herzlich für die gute und konstruktive Zusammenarbeit. Besonders erwähnt werden müssen Herr Univ.-Prof. Dr. E. TENTSCHEIT, der im Namen der TIWAG viele Details über den Stollenbau Amlach-Strassen geliefert hat, und die Mitarbeiter des Baubezirksamtes Lienz unter der Leitung von Mag. H. HAIDER. Sie haben uns bei vielen Geländeeinsätzen unterstützt und selbst spezifische Geländemessungen für das Projekt getätigt.

Weiters gilt unser Dank Herrn Univ.-Prof. Dr. W. RESCH (Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck) für die Bestimmung der Fossilien im Dünnschliff und Herrn Dr. R. TESSADRI (Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck) für die durchgeführten ICP-Analysen.

Das Forschungsprojekt wurde im Rahmen der Bund-Bundesländerkooperation durch das Amt der Kärntner und Tiroler Landesregierung und durch das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft gefördert und finanziert.

Den Auftraggebern wird für die Unterstützung bei vielen Projektsitzungen und für das entgegengebrachte Vertrauen gedankt. Durch die intensiven Bearbeitungsschritte und den enormen Wissensdrang in vielen Detailfragen wurde dazu beigetragen, dass der Abschluss der Arbeiten in Form eines umfangreichen Endberichtes dokumentiert werden konnte.

Schlüsselwörter: Gailtaler Alpen, Lienzer Dolomiten, Geologie, Wasserbilanz, Chemie, Isotopenhydrologie, hydrogeologische Karte
Keywords: Gailtal Alps, Lienz Dolomites, geology, water balance, chemistry, Isotope Hydrology, hydrogeological map



Legende:

- Kluftwassergleichen (m. ü. A.)
- Geologische Profilschnitte
- Beobachtete Quellen
- Bachschwüden
- Bohrungen im Nahbereich der Deponien
- ↓ Grundwasser-Alimentation aus dem Gebirge
- ↑ Anreicherung der Kluftgrundwässer durch Oberflächenwässer
- ↑ Grundwasserfließrichtung in den Drautalseimenten
- mittlere Quellschüttung
- mittlere Abflussspende

Flächen- und ergänzende hydrologisch-hydrogeologische Punkt-signaluren siehe Legende in Beil. 2 (Hydrogeologische Karte).
Legende zu den Profilen und „besondere Zeichen“ siehe Legende - Beil. 7.

Erläuterungen zur Beilage 3 „Moosbrunnquelle“:

Bestimmende hydrogeologische Faktoren im Einzugsgebiet der Moosbrunnquelle:

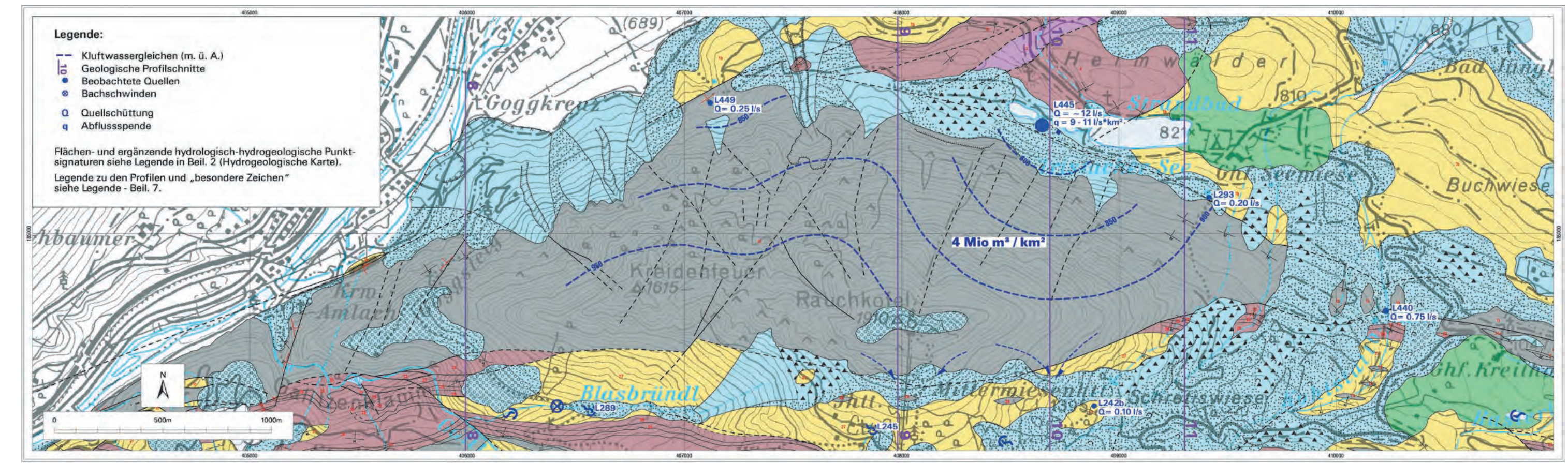
Die Tektonik, d.h. die strukturellen Gegebenheiten sowie vermutlich auch tiefgreifende gravitative Hangbewegungen in das glazial überlastete Drautal (schiefe, schichtparallele Öffnung von Kluftsystemen) sind für die Entwicklung, Ausbildung und Tiefenerstreckung des unterirdischen Entwässerungssystems (Drautalstörung, NE-SW; Isaltalstörung, NW-SE; N-S-Störungen und schiefe, schichtparallele Kluftung) verantwortlich. Bei Verzahnung der klein- und großtektonischen Strukturen ist es möglich, dass vadose Wässer - auch Wässer aus Oberflächengerinnen - über die orographischen Grenzen hinaus in benachbarte Entwässerungssysteme wechseln. Der Fall Moosbrunnquelle bestätigt, dass es in der Hauptdolomit-Formation, allerdings in Randlage, neben a) einem relativ großräumigen Entwässerungssystem auch die Verbindung zu einem weitläufigen und engschichtigen Dolomitschichtnetz geben muss (auf Grund des äußerst gleichmäßigen Abflusses) und b), dass sich das unterirdische Entwässerungssystem bereits auf das tiefste regionale Erosionsniveau, auf das der Drau, eingestellt hat. Für die Bergwässer des Lavanter Kolben fungiert das Drautal als tiefstes Bezugsniveau.

Aus den hydrogeologischen und topographischen Gegebenheiten resultiert für den Randbereich im NE das Potential der Entwicklung eines sehr mächtigen Speichers, der durchgehend von Höhen über 1900 m bis in das Talniveau bei 650 m reicht. Die Abflussdaten und Isotopenwerte lassen auf ein gutes Speichervermögen bzw. auf ein hohes Retentionsvermögen schließen. Im Speichersystem des Dolomitaquifers herrschen z.T. exponentielle, z.T. lineare Fließvorgänge vor; z.T. führen auch isolierte Systeme zum Quellaustritt. Die Mächtigkeit des Kluftwasserkörpers von mindestens 200 m sind auf die lokalen geologisch-strukturellen Gegebenheiten zurückzuführen.

Die mittlere Abflussspende (q) für den Einzugsbereich der Moosbrunnquelle beträgt ca. 14 l/s km². Das Speichervermögen in Einzugsgebiet dieser Quelle wurde mit 6 Mio. m³/km² berechnet. Hydrochemisch sind die Quellwässer als Ca-Mg-HCO₃-Wässer zu klassifizieren. Aus dem Isotopenmessprogramm lässt sich ableiten, dass

- mit einer ganzjährigen Anreicherung des Kluftgrundwassers zu rechnen ist,
- die Auswirkungen der Schneeschmelze bis Juni wahrnehmbar sind,
- die Beimischung einer Jungwasserkomponente am Quellaustritt zu beobachten ist,
- das Isotopenalter auf eine langsame Durchmischung des oft weitverbreiteten Reservoirs hinweist,
- das Gefälle der Kluftgrundwasseroberfläche mit ca. 22% anzusetzen ist,
- die mittlere Verweilzeit der Wässer im Hauptdolomit-Kluftaquifer im Durchschnitt mit ca. 14 Jahren anzuschätzen ist,
- die Wässer im Austritt entweder temporär auf unterschiedlich hohen Einzugsgebieten stammen, oder dass sie unterschiedlichen Infiltrationsperioden bzw. Niederschlagsereignissen zuzuordnen sind,
- auf Grund des mittleren δ¹⁸O-Wertes von -11,3 ‰ wird die mittlere Einzugsgebietshöhe der Wässer mit ca. 1650 m veranschlagt.

Beilage 3: Detailkarte Moosbrunnquelle



Erläuterungen zur Beilage 5 „Rauchkofel“:

Bestimmende hydrogeologische Faktoren im Rauchkofelmassiv:

Die Tektonik und die Lage der Barrieregesteine sind wesentlich für die Entwicklung und Erstreckung des unterirdischen Entwässerungssystems (Drautalstörung, NE-SW; Isaltalstörung, NW-SE; Tristacher-See Abschiebung). Die unterirdische Entwässerung nach N und E dominiert gegenüber der nach S und W. Der Bergwasserspiegel fällt im W unter das Stollenniveau entsprechend dem strukturellen Abtauchen der Rauchkofelscholle (ca. 700 m). Das Entwässerungssystem ist tiefreichend. Die Abflussdaten und Isotopenwerte lassen auf ein gutes Speichervermögen bzw. auf ein hohes Retentionsvermögen schließen. Im Speichersystem des Dolomitaquifers herrschen z.T. exponentielle, z.T. lineare Fließvorgänge vor; z.T. führen auch isolierte Systeme zum Quellaustritt. Die Mächtigkeit des Kluftwasserkörpers von mindestens 200 m sind auf die lokalen geologisch-strukturellen Gegebenheiten zurückzuführen. Das Gefälle der Kluftgrundwasseroberfläche wurde mit rund 17% berechnet. Die austretenden Wässer sind überwiegend als Ca-Mg-HCO₃-Wässer zu klassifizieren.

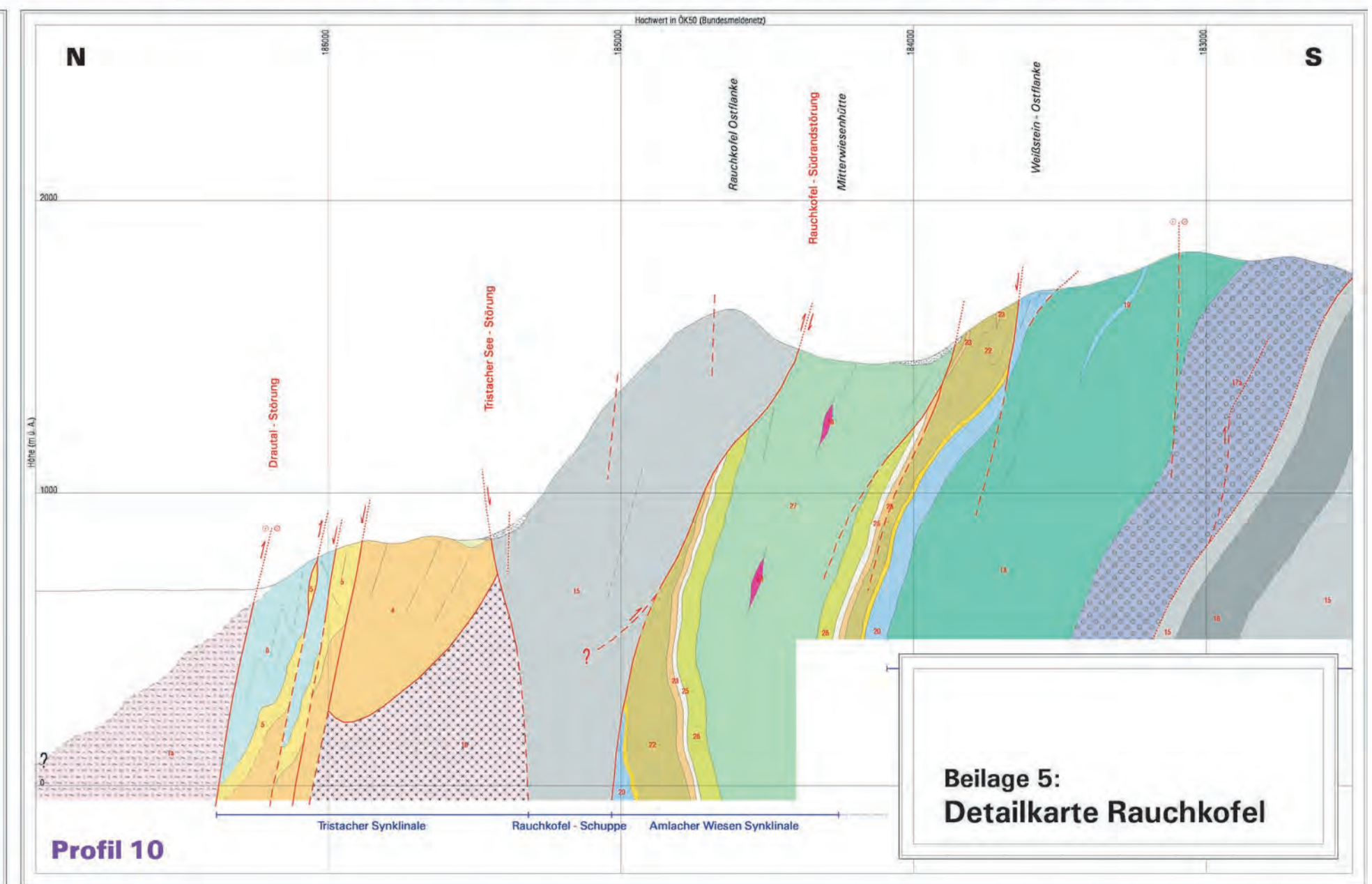
Aus dem Isotopenmessprogramm lässt sich ableiten, dass

- mit einer ganzjährigen Anreicherung des Kluftgrundwassers zu rechnen ist,
- die Auswirkungen der Schneeschmelze von April bis Juni zu beobachten sind,
- die Beimischung einer Jungwasserkomponente am Quellaustritt meist gering ist,
- die Isotopenalter auf eine langsame Durchmischung des oft weitverbreiteten Reservoirs hinweisen.

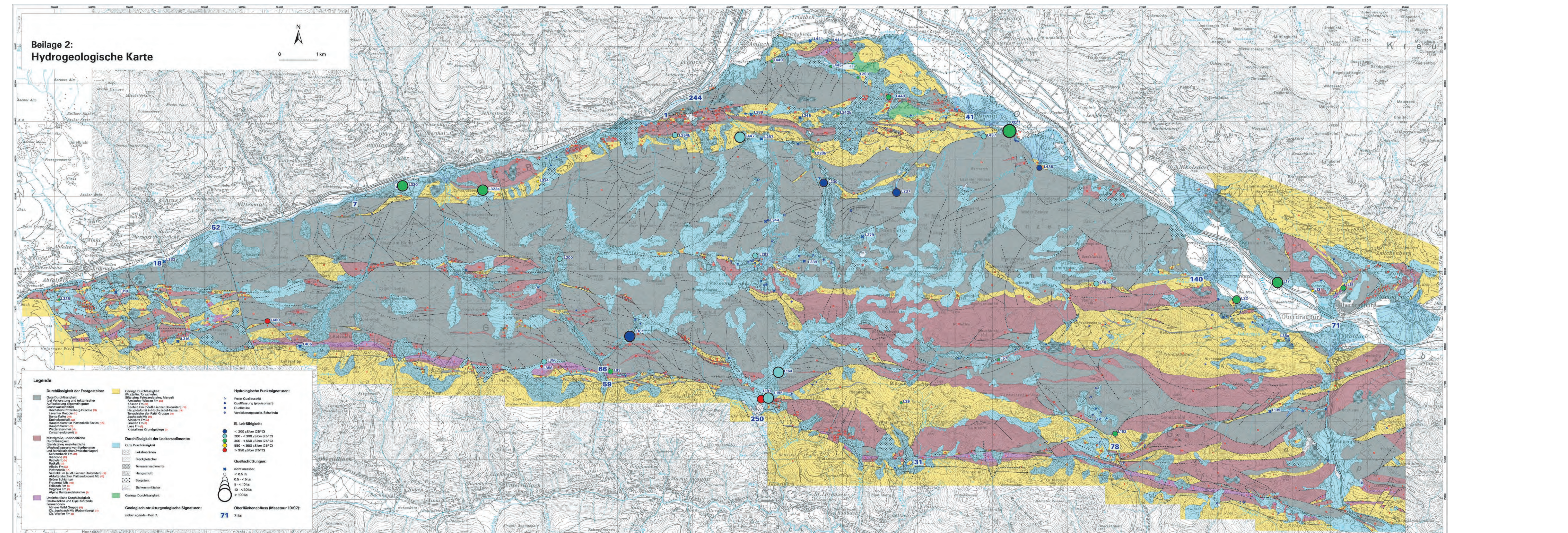
Die mittlere Verweilzeit der Wässer im Hauptdolomit-Kluftaquifer wurde im Durchschnitt mit mehr als 10 Jahren abgeschätzt. Die Abflussspende (q) zu den Quellen beim Tristacher See liegt zwischen 9 und 11 l/s km². Das Speichervermögen im Einzugsgebiet der Quellen zum Tristacher See wurde mit 4 Mio. m³/km² berechnet. Eine verdeckte Alimentation des Drautal-/Isaltal-Drautalwasserkörpers aus dem Rauchkofelmassiv erscheint im E unbedeutend, dagegen im W möglich zu sein (Wässer zum Tiefbrunnen Amlich/Goggkreuz?).

Klimatische Gegebenheiten:

Als Basis dienen die Ergebnisse aus den Langzeitbeobachtungen von F. FLIRI (1975). Dementsprechend kann davon ausgegangen werden, dass im Gebiet um den Rauchkofel die Klimabereiche „Drau-/Isaltal“ und „mittlere Höhen der Dolomiten“ mit Niederschlagshöhen zwischen ca. 700 mm und ca. 1500 mm vorherrschen, wobei die Aufzeichnungen der Niederschlagsstation Lienz zeigen, die Jahresniederschlagsmenge und das Niederschlagsmaximum im Sommer höchst variabel sind. Dasselbe trifft auch für eine weitere Klimagroße zu, nämlich für die Evapotranspiration. Allerdings ist im Falle des Rauchkofelgebietes der Einfluss der relativ dichten und großflächigen Vegetation dabei zu bedenken, sodass Evapotranspirationswerte (ET₀) zwischen 40% (bis ca. 1600 m Höhe) und 30% (nur in den höchsten Lagen) des Jahresniederschlags als zutreffend erscheinen.

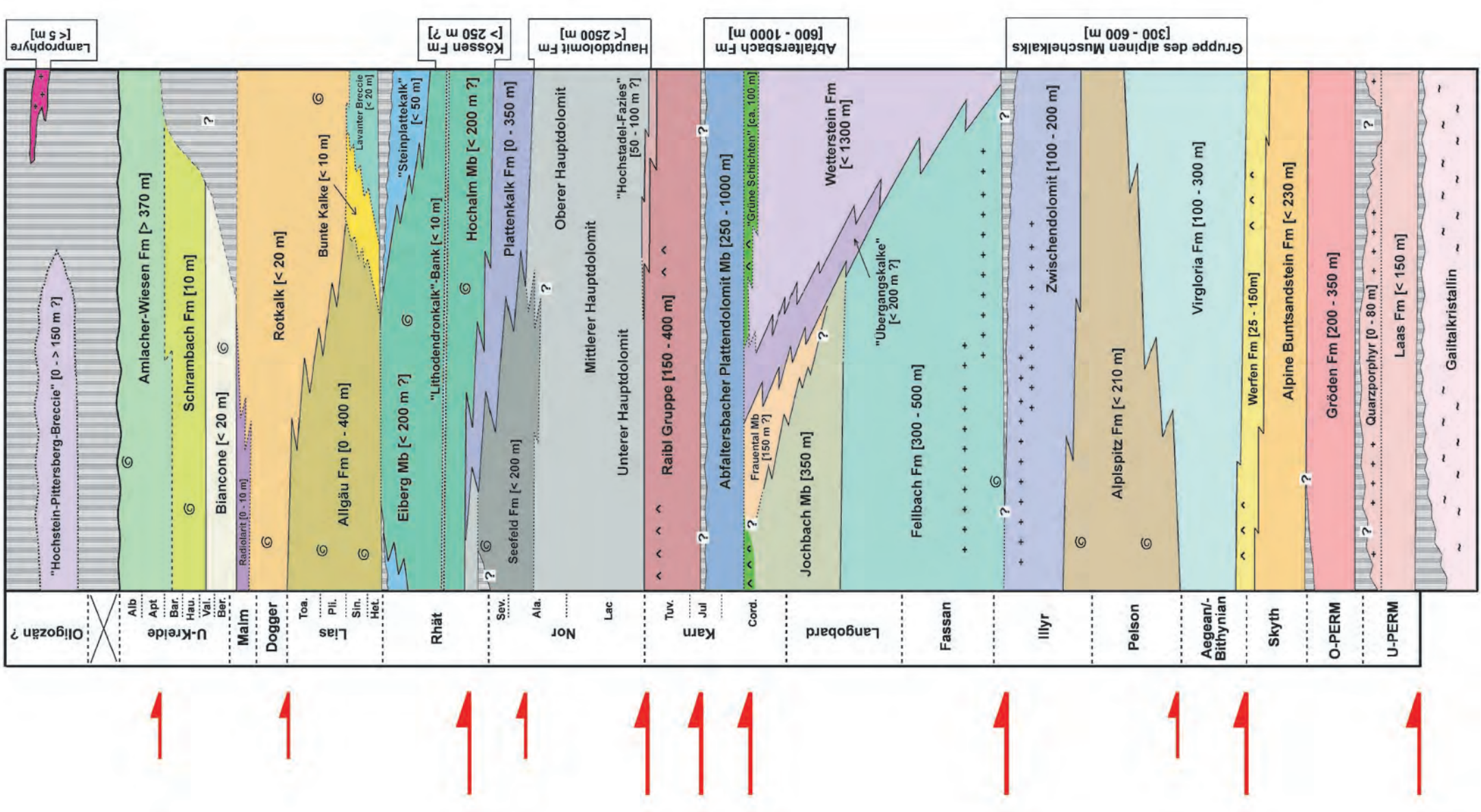


Beilage 5: Detailkarte Rauchkofel



Beilage 2: Hydrogeologische Karte

Beilage 1:
Tektonstratigraphische Tabelle der
Lienz-Dolomiten/Westlichen Gailtaler
Alpen mit Hauptabschnitten
(Mächtigkeiten und Zeit nicht maßstabsgetreu)



LOCKERSEDIMENTE UND MORPHOLOGISCHE ZEICHEN	
	Talalluvionen
	Schwemmfächer
	Wildbachschutt
	Schuttkegel
	Hangschutt
	Bergsturzblockwerk
	Blockgletscher (mit Wallform)
	Quartäre Sedimente
	Grundmoräne
	Moränenwall
	Moränenmaterial (undifferenziert, umgelagert)
	Terrassensedimente
	Massenbewegungen, Rutschbuckel
	Bergzerreissung
	Terrassenkante, Geländestufe

STRATIGRAPHISCHE REICHWEITE	
Holozän	Holozän
Holozän	Holozän
Holozän	Holozän
Holozän	Holozän
Holozän	Holozän
Holozän	Holozän
Quartär	Quartär
Quartär	Quartär
Quartär	Quartär
Quartär	Quartär
Quartär	Quartär
Oligozän ?	Oligozän ?
O-Oligozän	O-Oligozän
obere U-Kreide	obere U-Kreide
untere U-Kreide	untere U-Kreide
O-Malm - U-Kreide	O-Malm - U-Kreide
M-Lias - Malm	M-Lias - Malm
M-Lias - Malm	M-Lias - Malm
U-Lias - O-Lias	U-Lias - O-Lias
U-Lias	U-Lias
U-Lias	U-Lias
O-Rhät ?	O-Rhät ?
M-Rhät ?	M-Rhät ?
Rhät	Rhät
O-Nor - U-Rhät	O-Nor - U-Rhät
O-Nor - U-Rhät	O-Nor - U-Rhät
O-Nor - U-Rhät	O-Nor - U-Rhät

FORMATIONEN (Fortsetzung)	
15 Hauptdolomit-Fm.	Hauptdolomit-Fm.
14 „Hauptdolomit in Hochstadel-Fazies“	„Hauptdolomit in Hochstadel-Fazies“
13 Raibl Gruppe	Raibl Gruppe
Abfaltersbach-Fm.	
12a „Arlberg-Schichten“ (Plattendolomit des Rabantberges)	„Arlberg-Schichten“ (Plattendolomit des Rabantberges)
12 Abfaltersbacher Plattendolomit-Mb.	Abfaltersbacher Plattendolomit-Mb.
10b „Frauental-Mb.“	„Frauental-Mb.“
11a Rauhwacken des Jochbach-Mb. (Rabantberg)	Rauhwacken des Jochbach-Mb. (Rabantberg)
11 Jochbach-Mb.	Jochbach-Mb.
10 Wetterstein-Fm.	Wetterstein-Fm.
10a „Kolm-Mb.“ (Rabantberg)	„Kolm-Mb.“ (Rabantberg)
9 Fellbach-Fm.	Fellbach-Fm.
Gruppe des Alpinen Muschelkalks	
8 Zwischendolomit	Zwischendolomit
7 Alpspitz-Fm.	Alpspitz-Fm.
6,7 Virgloria-Fm. - Alpspitz-Fm. undifferenziert	Virgloria-Fm. - Alpspitz-Fm. undifferenziert
6 Virgloria-Fm.	Virgloria-Fm.
5 Werfen-Fm.	Werfen-Fm.
4 Alpine Buntsandstein-Fm.	Alpine Buntsandstein-Fm.
3,4 Gröden-Fm. - Alpine Buntsandstein-Fm. undifferenziert	Gröden-Fm. - Alpine Buntsandstein-Fm. undifferenziert
3 Gröden-Fm.	Gröden-Fm.
2,3 Quarzporphyr	Quarzporphyr
2 Laas-Fm.	Laas-Fm.
Kristallines Grundgebirge	
1c Gailtal-Kristallin	Gailtal-Kristallin
1b Kreuzeck-Kristallin	Kreuzeck-Kristallin
1a Schober-Kristallin, Thurntaler Quarzphyllit	Schober-Kristallin, Thurntaler Quarzphyllit

STRATIGRAPHISCHE REICHWEITE	
Nor	Nor
O-Karn / U-Nor ?	O-Karn / U-Nor ?
M- / O-Karn	M- / O-Karn
U-Karn ?	U-Karn ?
U-Karn	U-Karn
O-Ladin - U-Karn ?	O-Ladin - U-Karn ?
O-Ladin - U-Karn ?	O-Ladin - U-Karn ?
O-Ladin - U-Karn	O-Ladin - U-Karn
Ladin - U-Karn	Ladin - U-Karn
O-Ladin ?	O-Ladin ?
Ladin	Ladin
O-Anis	O-Anis
M-Anis - O-Anis	M-Anis - O-Anis
Anis	Anis
U-Anis - M-Anis	U-Anis - M-Anis
O-Skyth	O-Skyth
U-Skyth	U-Skyth
O-Perm	O-Perm
M-Perm ?	M-Perm ?
U-Perm	U-Perm

STRUKTURGEOLOGIE	
	Störungen und Brüche (gesichert / vermutet)
	Streichen und Fallen mit Fallwinkel, aufrecht
	Streichen und Fallen mit Fallwinkel, invers
	Streichen und Fallen von Störungen mit Fallwinkel
Nur in den Profilschnitten:	
	Relativsinn der Bewegungen
	Sinistrale Seitenverschiebung
	Dextrale Seitenverschiebung
	Stratigraphisch oben
BESONDERE ZEICHEN	
	Fossilfundstellen
	Bergbau (aufgelassen)
	Höhle
	Geologische Profilschnitte

Beilage 7:
Legende zu Beil. 2-6
Lockersedimente, Formationen,
strukturgeologische und „besondere Zeichen“