

**Hydrogeologie der Kalkvoralpen
im Raum Waidhofen/Ybbs – Weyer (NÖ, OÖ)**

von

Helmut TRAINDL

mit 21 Abbildungen

Anschrift des Verfassers:
Dr. Helmut Traindl
Hickelgasse 8/1/12
A-1140 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	29	S. 161–190	Wien, Nov. 1983
---------------------------------------	----	------------	-----------------

Inhalt

1. Zusammenfassung	162
2. Summary	163
3. Geographische Lage	163
4. Stratigraphie	163
5. Tektonik	164
6. Quartärgeologie	174
7. Geomorphologie	174
8. Hydrogeologische Bedeutung der einzelnen Schichtglieder	175
9. Hydrochemie	175
10. Bemerkungen zur Quellwassertemperatur	178
11. Bemerkungen zum Karstwasserspiegel	178
12. Bemerkungen zur Klüftung	178
13. „Frischwassertracerversuche“	178
14. Bemerkungen zur Auswertung von Abflußganglinien	179
15. Beschreibung der einzelnen Karstwasserspeicher	179
16. Bemerkungen zur Wasserbilanz	189
17. Literatur	189

1. Zusammenfassung

Geologie und Tektonik

Das bearbeitete Gebiet befindet sich im Bereich der östlichen Ausläufer der Weyerer Bögen und umfaßt Einheiten des Lunzer- und Frankenfeser Deckensystems.

Der Hauptkörper der Lunzer Decke wird von zwei Schuppen unterlagert, wobei die Liegendschuppe der Lunzer Decke die tiefste Teileinheit darstellt. Über ihr liegt die nur mehr in einzelnen Schuppen vorhandene Hangendschuppe der Lunzer Decke – eine Überfaltungsteildecke, die diskordant von der Hauptmasse der Lunzer Decke überschoben wurde. Die Grenze der Hauptmasse der Lunzer Decke im Westen wird durch die Weyerer Linie gebildet. Im Raum Großschnaidt kommt es zur mehrfachen Stirnfaltenbildung, während weiter im Osten nur mehr eine einfache Stirnfalte den Rand der Lunzer Decke bildet.

In der Frankenfeser Decke ist ein zum Großteil nach Norden überschlagenes Falten-system ausgebildet, das vor allem im Raum Großschnaidt von Störungen durchtrennt und in sich überschoben ist.

Bemerkenswert ist das Cenomenrandzonenfenster im Bereich des Innbachgrabens.

Das Umbiegen des Streichens der tektonischen Richtungen gemäß dem Streichen im Gesamtkonzept der Weyerer Bögen war in allen Einheiten feststellbar.

Hydrogeologie

Abhängig von stratigraphischen und/oder tektonischen Rahmenverhältnissen konnten im Untersuchungsgebiet einzelne Karstwasserspeicher differenziert werden (sieben in der Lunzer Decke, zwei in der Frankenfeser Decke). Die einzelnen Karstwasserspeicher stehen teilweise miteinander in Verbindung.

Die Differenzierung erfolgte auf Grund der Auswertung von geologischem, tektonischem, hydrochemischem und hydrologischem Datenmaterial. Die Entwässerung der einzelnen Karstwasserspeicher erfolgt teilweise über Quellen, teilweise muß mit ei-

nem Übertritt von Karstwasser in den Lockersedimentkörper von Talalluvionen gerechnet werden.

2. Summary

Hydrogeology of a pre-alpine karst-area:

The area lies in the Northern Calcareous Prealps between Waidhofen/Ybbs and Weyer, about 100 km west of Vienna. The landscape shows characters of a medium altitude karst. The most important rocks are upper-triassic limestone and dolomite, jurassic micritic limestone with thin marl-layers (Aptychenschichten) and cretaceous sandstone. In the area there are two tectonic main-nappes: Frankenfeser Decke and the overthrust Lunzer Decke.

Because of tectonic, stratigraphic, hydrochemical and hydrological facts it was possible to differentiate several karstwater-aquifers. Some are very complicated, connected among themselves (for example: Stubau-karstwateraquifers).

3. Geographische Lage

Das Untersuchungsgebiet befindet sich am Kalkalpenrand zwischen Waidhofen/Ybbs und Weyer. Es liegt je etwa zur Hälfte auf niederösterreichischem und oberösterreichischem Gebiet. Große Teile des Gebietes sind bewaldet. Eine Seehöhe von 1100 m wird kaum überschritten.

4. Stratigraphie

Im Untersuchungsgebiet konnten kalkalpine Schichtglieder von der Obertrias bis zur Kreide gefunden werden. Eine zusammenfassende Darstellung zeigen die Säulenprofile in Abb. 1.

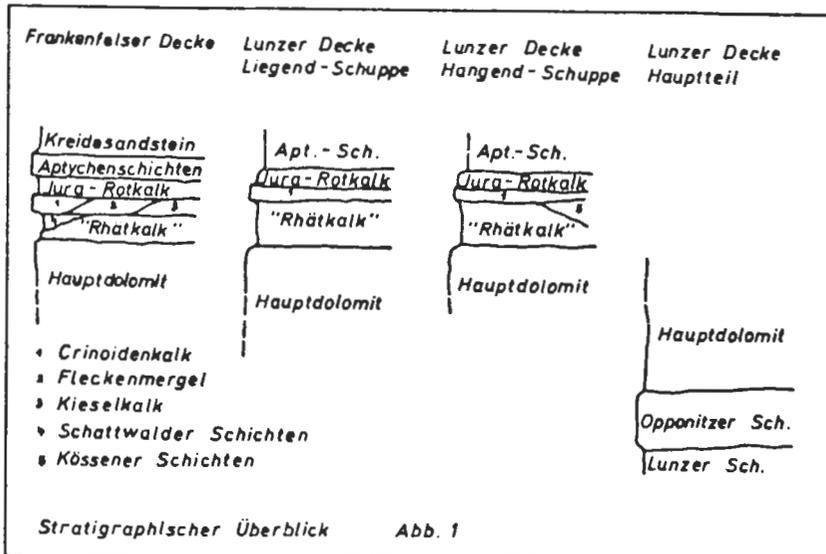


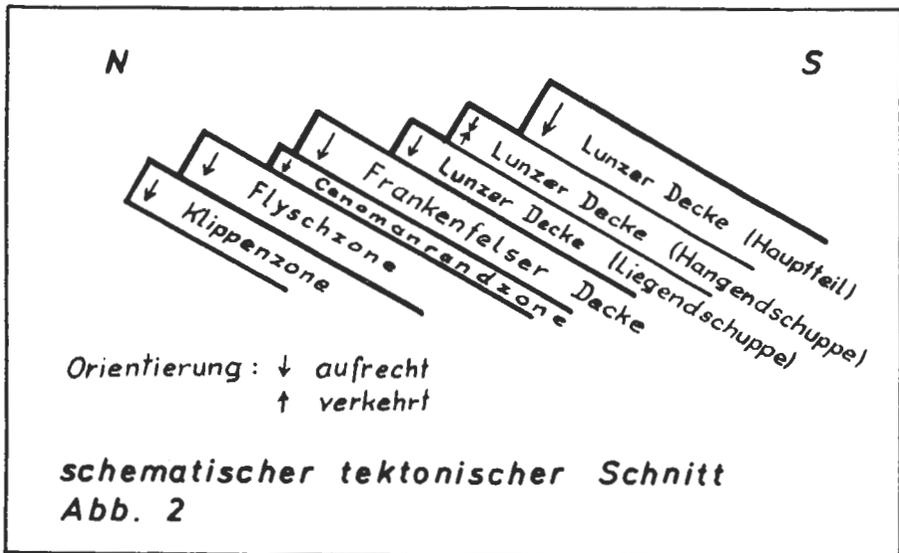
Abb. 1: – nicht maßstabgetreue Darstellung – Abgrenzung der einzelnen Schichtglieder nicht in allen Fällen exakt zeitgleich.

5. Tektonik

Im gegenständlichen Gebiet können mehrere tektonische Deckeneinheiten unterschieden werden:

- Lunzer Decke
- Frankenfelser Decke
- Cenomanrandzone
- Flyschzone
- Klippenzone

Die tektonischen Lagerungsverhältnisse sind in Abb. 2 in stark vereinfachter Form dargestellt.



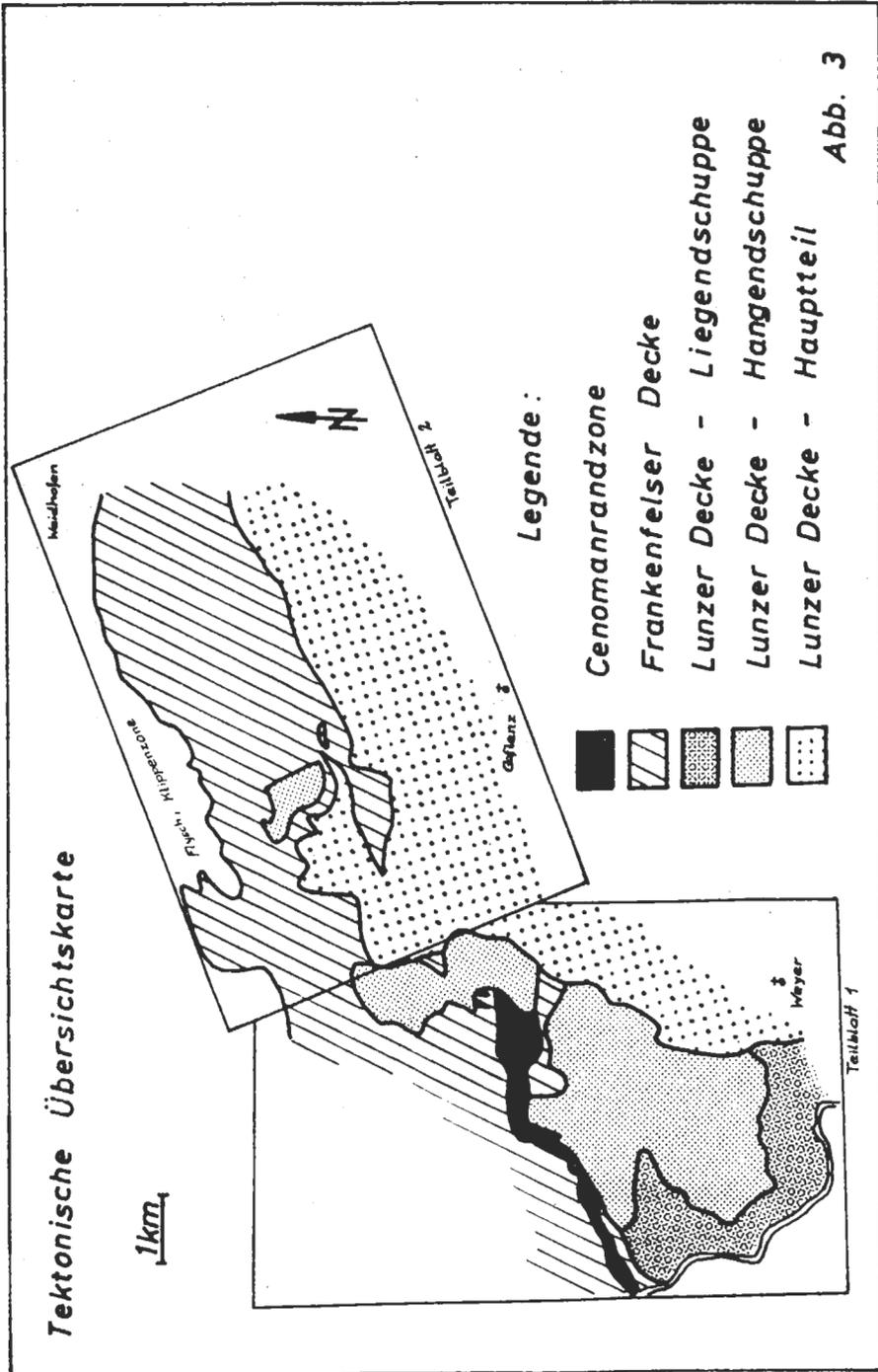
Lunzer Decke

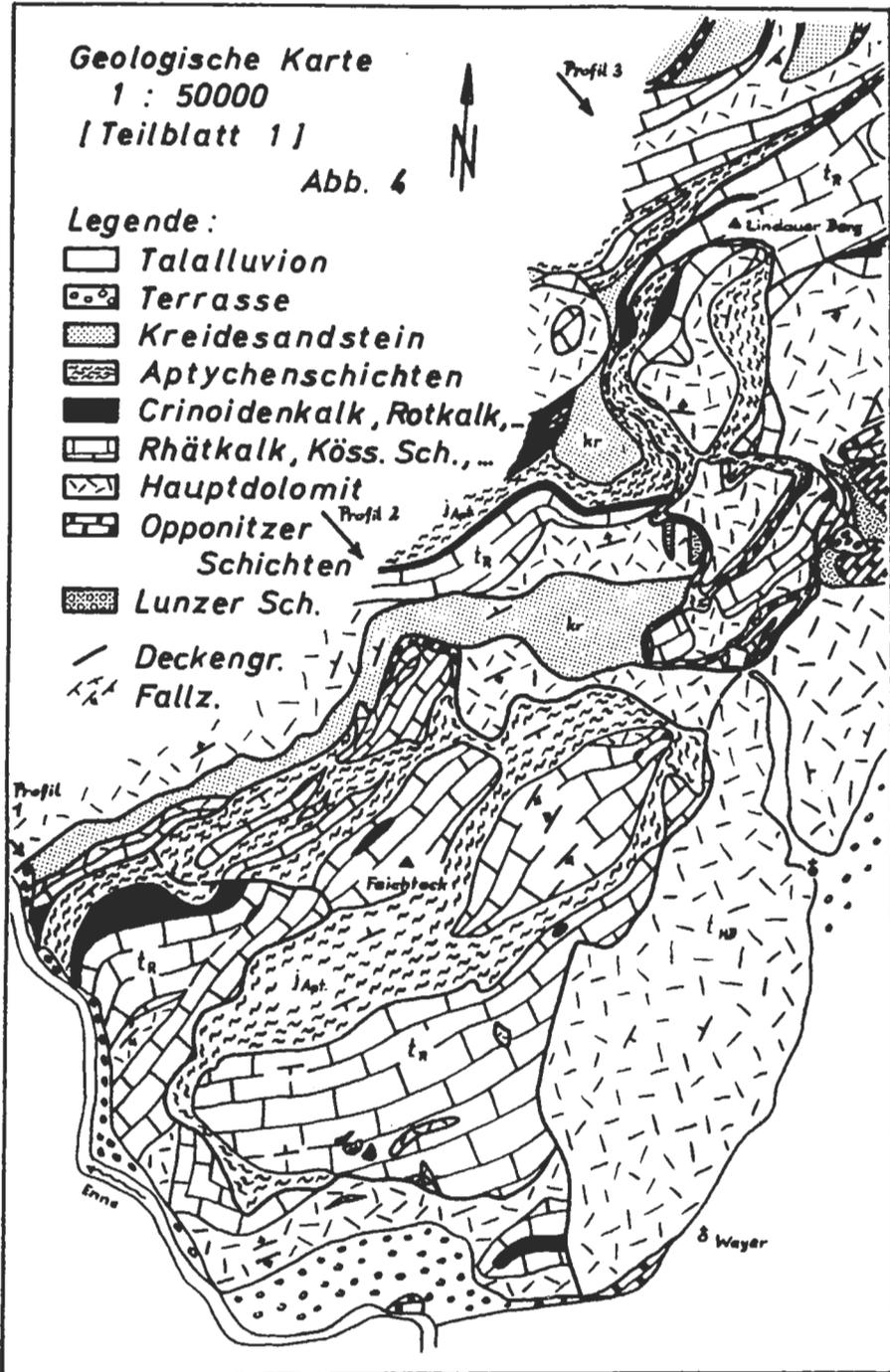
Die Lunzer Decke kann im Bereich von Weyer in drei Teileinheiten gegliedert werden. Und zwar in die nur unter dem Stubau vorhandene Liegendschuppe, die verkehrt liegenden Hangendschuppen und den Hauptteil der Lunzer Decke im Osten und Nordosten. Er überschiebt die Liegendschuppe, teilweise auch die Hangendschuppen, in der Hauptsache aber die Frankenfelser Decke.

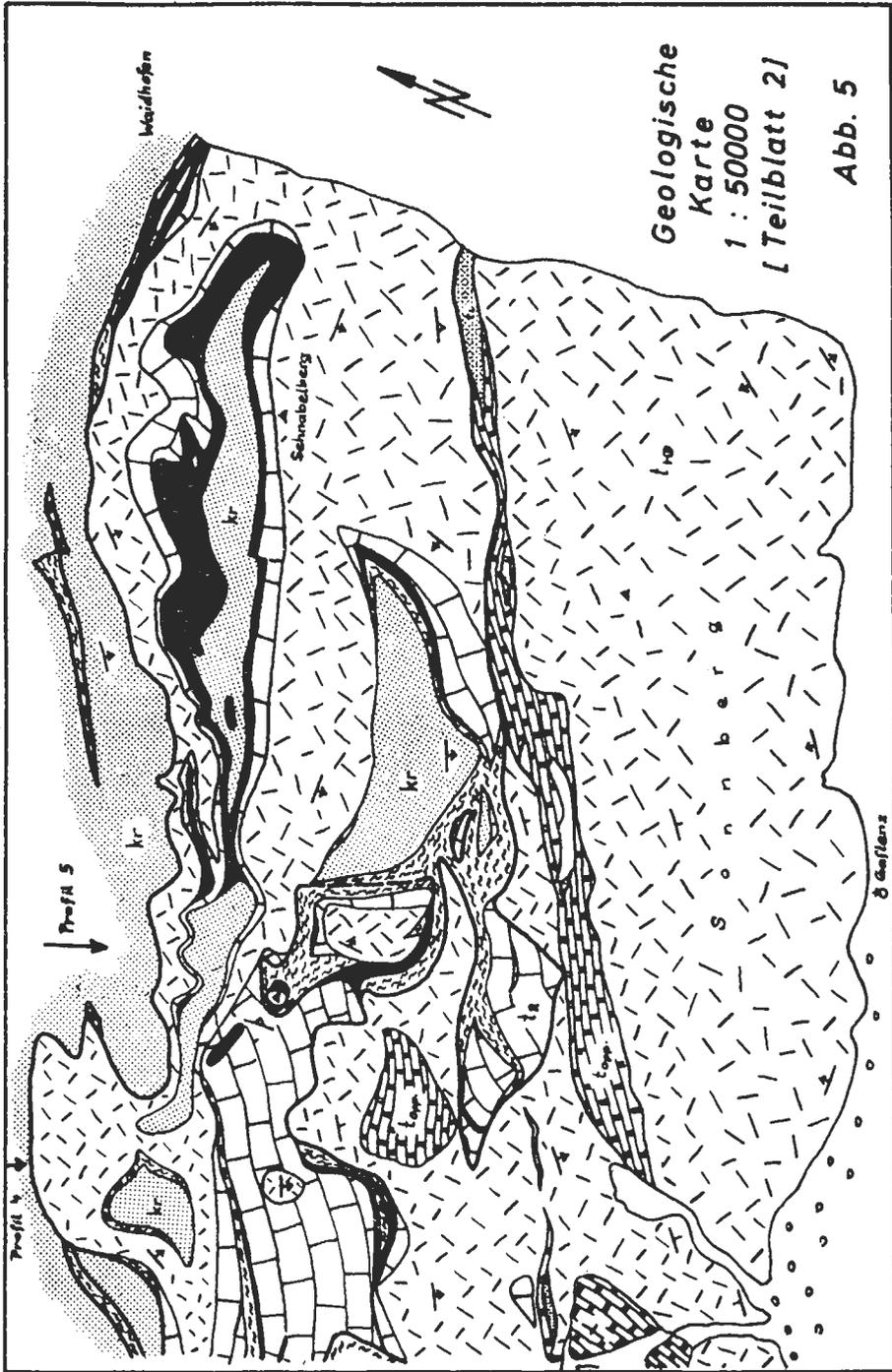
Die Liegendschuppe und Hangendschuppe der Lunzer Decke sind Stirnschuppen wie sie in den Nördlichen Kalkalpen immer wieder zu finden sind (z. B.: Gießhübler-Stirnschuppe, Ötscher-Stirnschuppe, . . .). Im Gegensatz zur Liegendschuppe - bei der, außer im vordersten Stirnfaltenbereich, eine normale Lagerung beobachtet werden kann - kam bei der Hangendschuppe ein tektonischer Mechanismus zum Tragen, wie er sonst in ähnlicher Form nur bei Überfaltungsdecken zu finden ist (A. TOLLMANN, 1973).

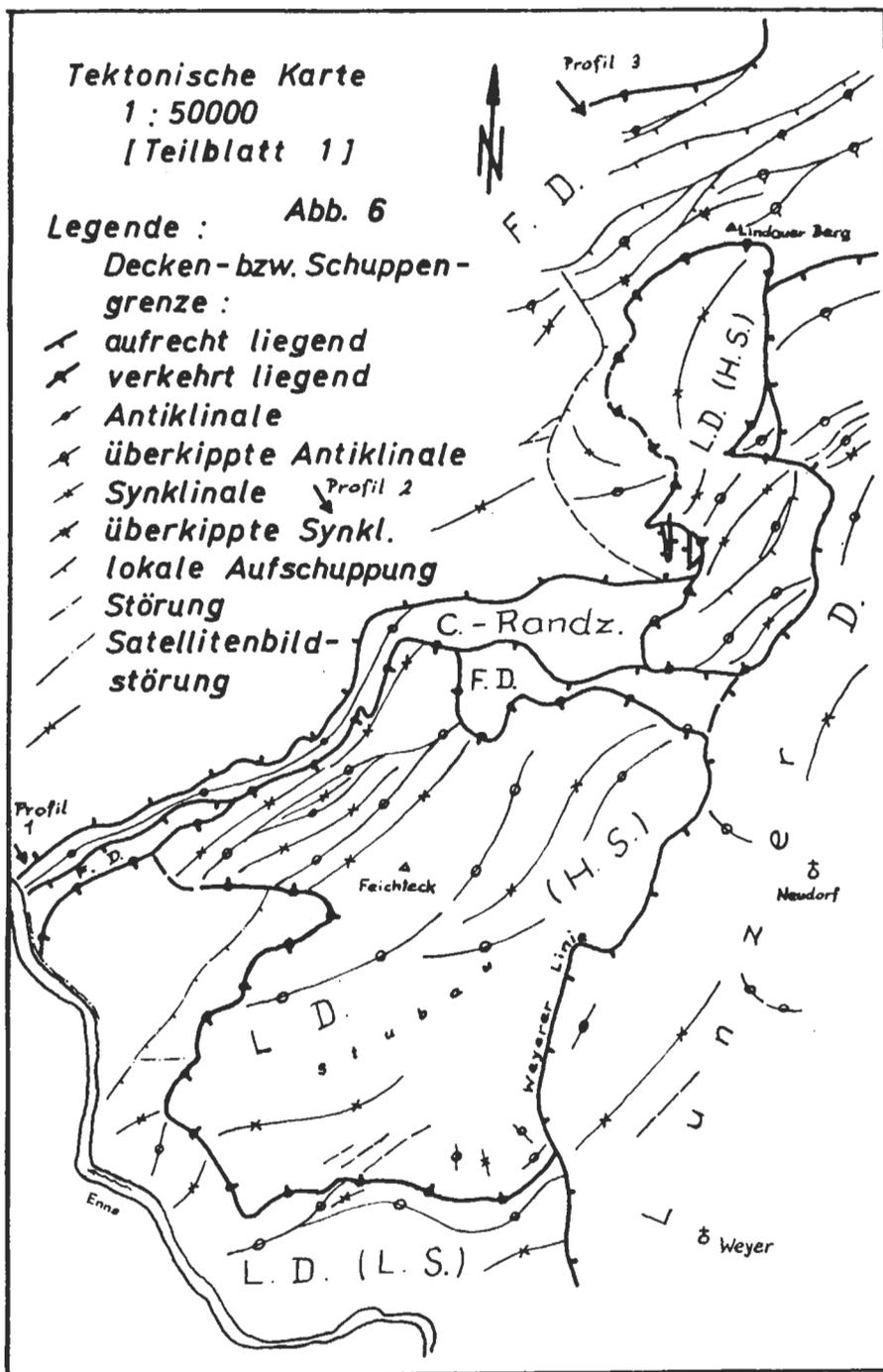
1) Liegendschuppe der Lunzer Decke:

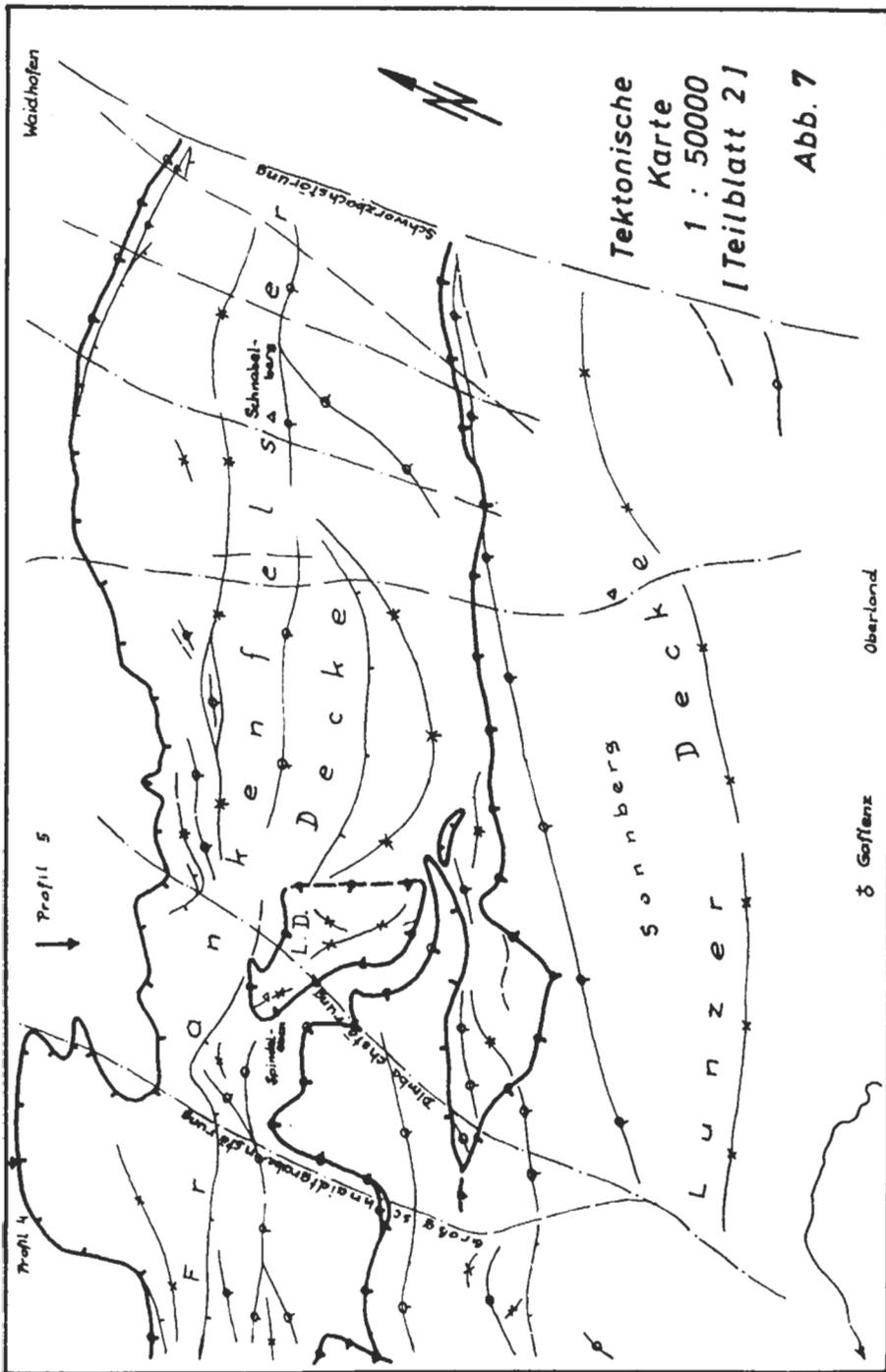
Die Liegendschuppe ist im bearbeiteten Gebiet nur im Bereich des Stubaus vorhanden (siehe Abb. 2, 3, 6, 8, 9). Sie bildet eine relativ mächtige Stirnfalte. Im Falten-











kern der Stirnfalte ist eine große NE-SW-streichende Störung erkennbar. Die Liegendschuppe keilt allem Anschein nach gegen Norden aus. Die Schichten der Liegendschuppe werden diskordant von der darüberliegenden Hangendschuppe abgeschnitten.

2) Hangendschuppen der Lunzer Decke:

Hangendschuppen der Lunzer Decke finden sich, anscheinend als Rest einer ehemals zusammenhängenden, teilweise verkehrt liegenden Schuppe im Stirnbereich der Lunzer Decke nur mehr als vereinzelte Schollen. Diese liegen teilweise auf Lunzer Deckeneinheiten, teilweise auf der Frankenfelder Decke. Sie werden von der Hauptmasse der Lunzer Decke an der Weyerer Linie überfahren. Es konnten Hangendschuppen im Bereich des Stubaus, des Spindelebens und im Bereich Lindaumauer-Bärenau auskartiert werden (siehe Abb. 2, 3, 6, 8, 9). Betrachtet man alle drei Hangendschuppen gemeinsam, so fällt auf, daß im Stirnbereich dieser ehemals zusammenhängenden Teildecke in allen drei Einheiten noch die gesamten Schichtglieder des verkehrt liegenden Schenkels erhalten blieben, während in ihrem Rücken weiter im Süden außer den verkehrt liegenden Aptychenschichten nur mehr Schichten des normal liegenden Schenkels zu finden sind.

3) Hauptteil der Lunzer Decke im Osten und Nordosten:

Die Hauptmasse der Lunzer Decke überschiebt an der Weyerer Linie sowohl Hangendschuppen als auch die Liegendschuppe der Lunzer Decke, im Bereich östlich des Großschnaidtgrabens die Frankenfelder Decke. Zeigt der Deckenrand im Überschiebungsbereich der Weyerer Linie noch normale Lagerung, so kam es im Bereich des Großschnaidtgrabens und östlich davon zur Stirnfaltenbildung. Im Großschnaidtgraben verläuft eine etwa N-S-streichende, steil einfallende Störung (Großschnaidtgrabenstörung), die im Gaflenztal praktisch ausläuft. Östlich und westlich der Großschnaidtgrabenstörung sind unterschiedliche tektonische Verhältnisse anzutreffen bzw. scheinen die einzelnen tektonischen Elemente zueinander versetzt zu sein. So scheint sowohl die Fortsetzung der Kleinschnaidtgrabenantiklinale als auch der Sonnbergssynklinale westlich der Störung nach Norden verschoben. Gravierende Unterschiede finden sich etwas weiter nördlich. Im Westen entstand ein relativ enges Falten-system und ein NNE-SSW-streichender Bruch. Im Osten dagegen konnte eine Art mehrfacher Stirnfaltenbildung beobachtet werden, wobei die einzelnen Stirnfalten von der jeweils südlich gelegeneren überschoben werden. Ganz im Norden befindet sich eine große Stirnfalte, die sowohl westlich als auch östlich des Großschnaidtgrabens ausgeprägt ist. Noch einmal zusammengefaßt entstanden in diesem Raum mehrere hintereinanderliegende Falten-systeme, wobei es, bedingt durch die Großschnaidtgrabenstörung, östlich und westlich davon zu einer etwas verschiedenen tektonischen Entwicklung kam.

Ein weitreichendes tektonisches Element ist die breit entwickelte Sonnbergmulde. Auch hier zeigt sich bereits die für die Gesamtstruktur der Weyerer Bögen charakteristische Eindrehung. Von wesentlicher Bedeutung ist die von R. PAVUZA (1982) weiter südlich gefundene interne Stockwerkstektonik in der Lunzer Decke, welche auch weiter im Norden, im Bereich des Sonnbergs, beobachtet werden kann (relativ mächtiger Mylonithorizont).

Frankenfelder Decke

In der Frankenfelder Decke ist ein zum Großteil nach Norden überschlagenes Falten-system ausgebildet, das vor allem im Raum Großschnaidt von Störungen durch-

trennt und in sich verschuppt ist (siehe Abb. 7). Erwähnenswert ist eine überkippte Synklinale südlich des Rettenbergs. Die Kreidesandsteine im Kern sind an einer breiten, ungefähr W-E-gerichteten Störung auf Hauptdolomit der nördlich gelegenen (und ebenfalls überkippten) Antiklinale überschoben. Diese Bruchzone ist, wenn auch in anderen geologischen Formationen gegen Westen weiter verfolgbar.

Weiters erscheint noch ein relativ steil gegen Westen einfallender Bruch (Halsbergbruch) zwischen Halsberg und Lindaumauer (im Westen des Untersuchungsgebietes), der sich in Richtung Süden ziehend sogar noch am Ausgang des Kronsteingrabens in der Hydrologie bemerkbar macht, von Bedeutung. Es erscheint hier der westlichere Block gegenüber dem östlicheren Block gehoben.

Ebenfalls interessant ist eine teilweise überschobene Stirnfalte im Bereich nördlich des Schnabelbergs, zwischen Bachwirt und Waidhofen/Ybbs.

Cenomanrandzone

Im Bereich der Innbachantiklinale kommen Kreideschichten zum Vorschein, die vermutlich der Cenomanrandzone angehören (siehe Abb. 3, 4, 6). Beweis für die Fensteratur – gegenüber der früheren Interpretation als Synklinale – ist die durch Fallzeichen belegte, im oberen Kronsteingraben aufgeschlossene NE-SW streichende Achse des Aufbruchs. Weiters ein dadurch senkrecht zum Streichen im Kronsteingraben aufgeschlossenes Profil durch die Kreidesandsteine und -konglomerate.

Außerkalkalpine Deckeneinheiten

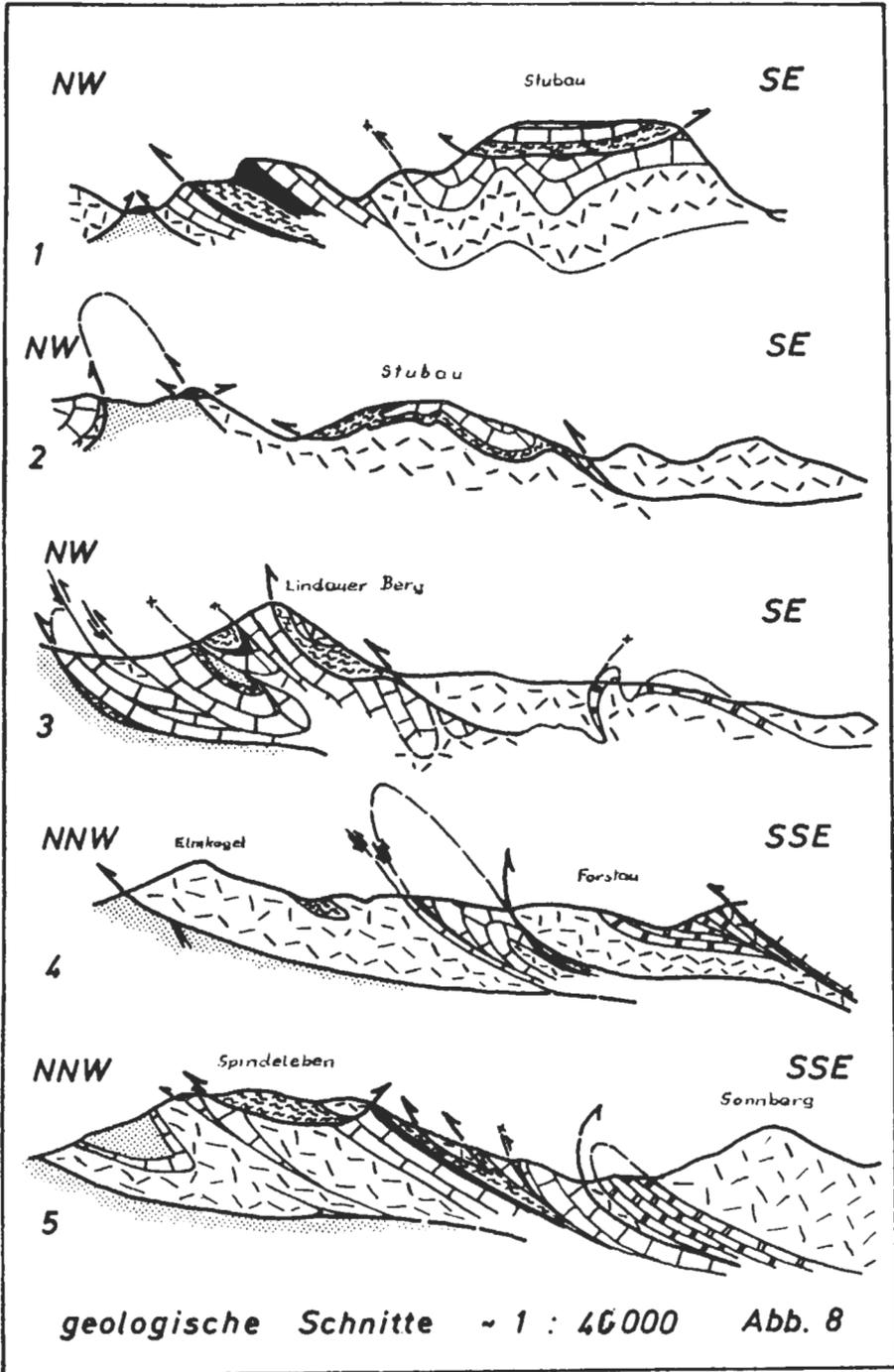
Nördlich der kalkalpinen Deckeneinheiten finden sich im bearbeiteten Gebiet die Flyschzone und die Klippenzone. Aptychenschichten der Klippenzone liegen im Kern einer nach Norden überkippten Antiklinale mit Kreidesandsteinen der Flyschzone und durchspießen sie (W. SCHNABEL, 1970, 1971).

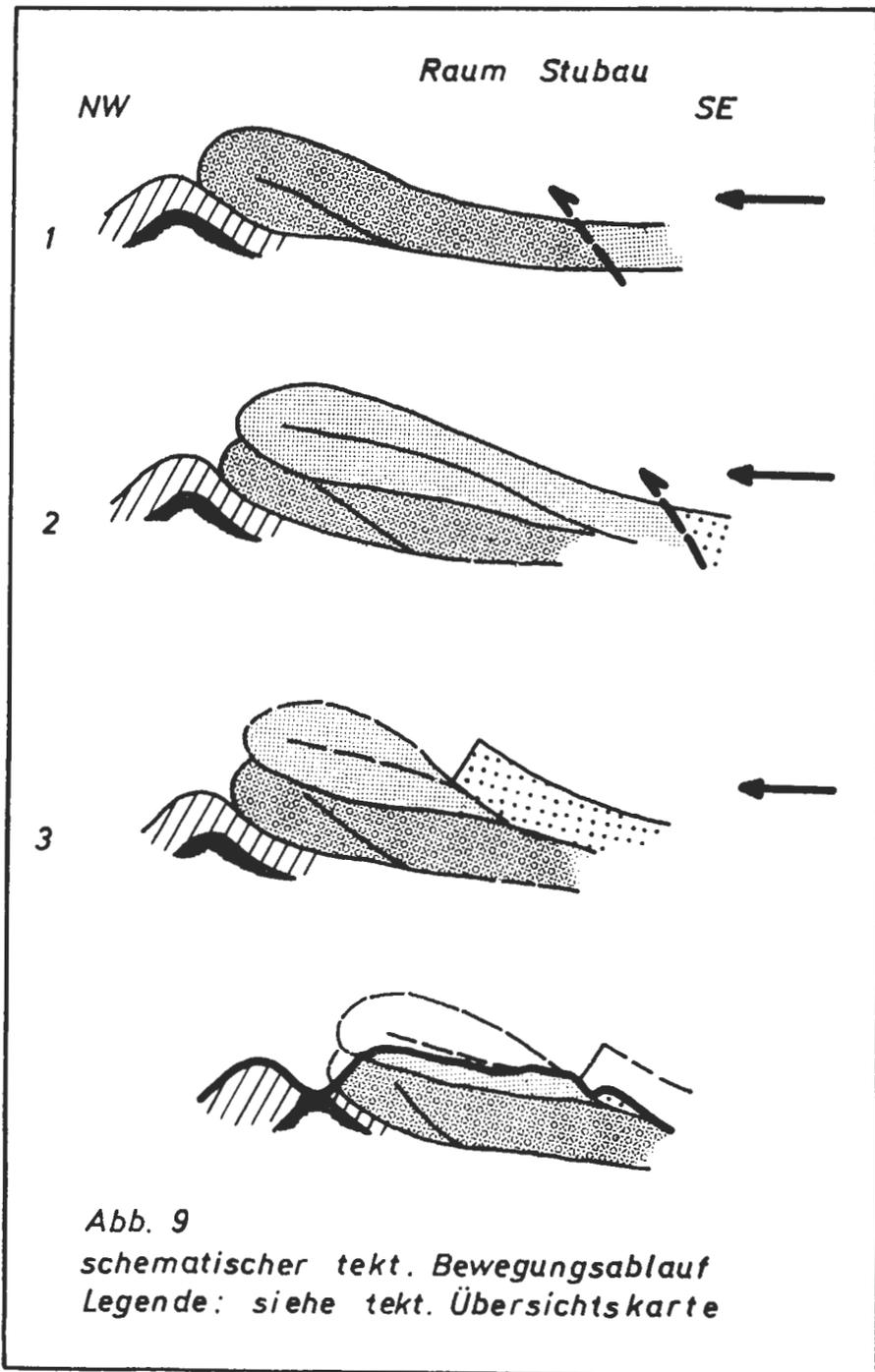
Bemerkungen zum Bewegungsablauf

Aus all den beobachteten Fakten ist im bearbeiteten Raum folgender deckentektonischer Bewegungsablauf vorstellbar (siehe Abb. 9):

- 1) Faltung der Frankenfesler Decke.
- 2) Überschiebung der Frankenfesler Decke durch die Lunzer Decke. Es kommt zu einer ersten Stirnfaltenbildung im Westen, die aber gegen Norden auskeilt (Liegendschuppe).
- 3) Durch fortgesetzten Schub kommt es zum Durchreißen der Lunzer Decke und zur Ausbildung einer relativ weit auf die Liegendschuppe der Lunzer Decke und auf Bereiche der Frankenfesler Decke überschiebenden Überfaltungsdecke (Hangschuppen).
- 4) Ein weiteres Durchreißen an einer flachen Störung (Weyerer Linie) und Überschiebung der davorliegenden Bereiche der Lunzer Decke sowie der Frankenfesler Decke führt zum heutigen tektonischen Bild. Die Hauptmasse der Lunzer Decke liegt nun diskordant auf den oben angeführten tektonischen Einheiten, wobei es auch hier wieder vor allem im Osten des Untersuchungsgebietes wieder zur Stirnfaltenbildung kam.

Viele der grob N-S-streichenden Störungen sind von den Kalkalpen bis in die Flyschzone hinein verfolgbar (Satellitenbild, geologische Karte). Es scheint sich also kaum um transportierte Strukturen zu handeln. Dies würde weiters bedeuten, daß sie relativ jung sind.





Bruchtektonik im Satellitenbild

Im Satellitenbild sind zumeist um die N-S-Richtung schwankende Störungszonen erkennbar. Unter anderen auch die Schwarzbachgrabenstörung, die Dimbachstörung, die Großschnaidtgrabenstörung und die Weyerer Linie. Im untersuchten Gebiet sind derartige Störungszonen zumeist auch von wesentlicher hydrogeologischer Bedeutung.

6. Quartärgeologie

Eine gute Zusammenfassung des Ennstalquartärs wurden nach PENCK (1909) von van HUSEN (1967) gegeben.

Nochmals kurz rekapituliert reichte der Ennstal Gletscher im Riß bis Großraming. Er erfüllte nicht nur das Ennstal, sondern erreichte mit zwei Zungen über Weyer auch den Saurüssel und den Sattel von Oberland. Er scheint auch in den Bereich Lindaugraben und Großschnaidtgraben hineingereicht zu haben. Dieses kleine, lokale Becken dürfte mit zunehmendem Abschmelzen des Gletschers mit Schotter erfüllt worden sein. Der Abfluß des Schmelzwassers dürfte über den Sattel von Oberland erfolgt sein. Dafür sprechen folgende Beobachtungen:

Am Westhang des Lindaugrabens kleben auf 520 bis 540 m Seehöhe Reste einer Schotterterrasse. Auf Grund der Seehöhe könnte sie als Äquivalent der Hochterrasse angesprochen werden.

Auf gleicher Seehöhe befindet sich ein alter Talboden im Kleingschnaidtgraben.

In oberhalb der „Niederterrasse“ gelegenen Aufschlüssen am Hangfuß des Sonnberges konnte außerdem zuweilen gut gerundetes kristallines Geröll gefunden werden.

Der Würmgletscher erfüllte das Ennstal lediglich bis zum Gesäuse. Im Untersuchungsgebiet werden große Talflächen von, ins Würm gestellten, Niederterrassenschottern gebildet. Sie sind sowohl im Ennstal als auch im Gaflenztal zu finden. Im Gegensatz zur Niederterrasse im Ennstal besteht die Niederterrasse des Gaflenztales praktisch nur aus kalkalpinem Material, das zudem oft schlecht gerundet ist und Charakterzüge von Hangschutt aufweist. Sowohl im Ennstal als auch im Gaflenztal existieren zwei Niveaus, eine Erscheinung, die auch zu der von van HUSEN beschriebenen Zweiteilung der Niederterrasse ab Großraming paßt.

In postglazialer Zeit kam es zum Einschneiden der Bäche und Flüsse in den Schotterkörper der Niederterrasse.

7. Geomorphologie

Auf Grund der großen Anzahl verschiedener Gesteine mit verschiedenem Zerklüftungsgrad ergibt sich eine relativ große morphologische Vielfalt, die von kleineren bis mittleren Wandstufen bis zu flach geneigtem Wiesengelände reicht.

Dazu treten noch die verschiedenen Karstformen.

Oberflächenkarstformen wie zum Beispiel Dolinen sind nur relativ selten zu beobachten. Im Hauptdolomit treten gelegentlich Trockentäler auf (mit relativ flachem V-Profil). Außerdem gibt es im Untersuchungsgebiet mehrere Höhlen.

Das Erscheinungsbild der Karstquellen hängt in hohem Maß von der Art des unterlagernden Gesteins und dessen Zerklüftungsgrades ab. Die Palette der Quellmorphologie reicht daher im bearbeiteten Gebiet vom diffusen Erscheinen des Quellwassers (aus Vernässungen bzw. im Bachbett) bis zu relativ großen Quellen mit gut ausgebildeten Quellnischen.

8. Hydrogeologische Bedeutung der einzelnen Schichtglieder

Auf Grund ihrer Lithologie wirken Lunzer Schichten wie auch Kreidesandsteine und -mergel als relative Stauer. Wesentlichste Karstwasserspeicher im Untersuchungsraum sind der in beiden kalkalpinen Decken recht mächtige, generell feinklüftige Hauptdolomit und die einzelnen Kalke – allen voran die rhätischen Kalke (auf Grund ihrer mancherorts relativ großen Mächtigkeiten). Eine Mittelstellung nehmen die Aptychenschichten ein. Im bearbeiteten Gebiet sind oft dünne Tönhäutchen eingeschaltet, wodurch sie teilweise als relative Stauer, teilweise als Karstwasserspeicher fungieren. Die Einschaltung von mergeligen Lagen und Tönhäutchen im Hauptdolomit ist auch hier der Grund für sein individuelles karsthydrogeologisches Verhalten.

9. Hydrochemie

Da der Typ des vom Wasser durchflossenen Gesteins den Wasserchemismus wesentlich beeinflusst, ist durch die Betrachtung des Wasserchemismus von Quellwässern ein Rückschluß auf das Speichergestein möglich.

Auf Grund des Wasserchemismus (Gesamtmineralisation, Ca/Mg-Verhältnis und Sulfatgehalt) konnten prinzipiell folgende Wassertypen unterschieden werden:

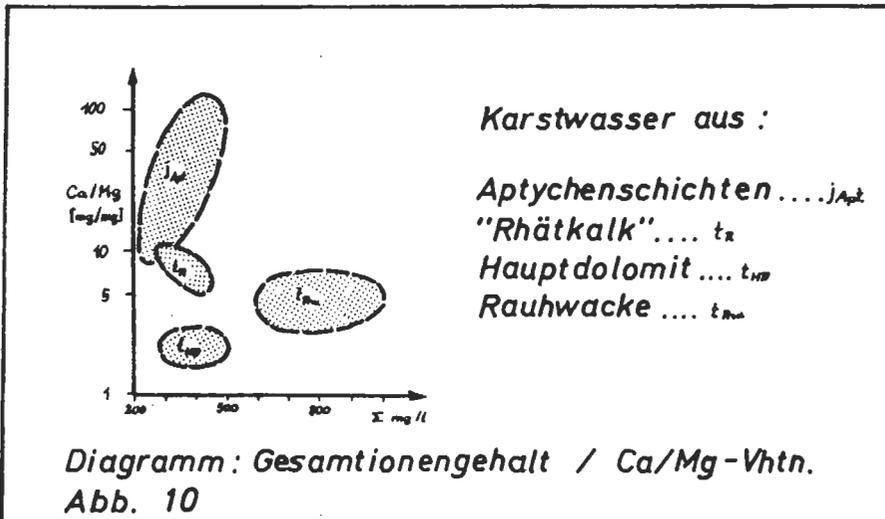
Dolomitwässer

Mischwässer

Kalkwässer

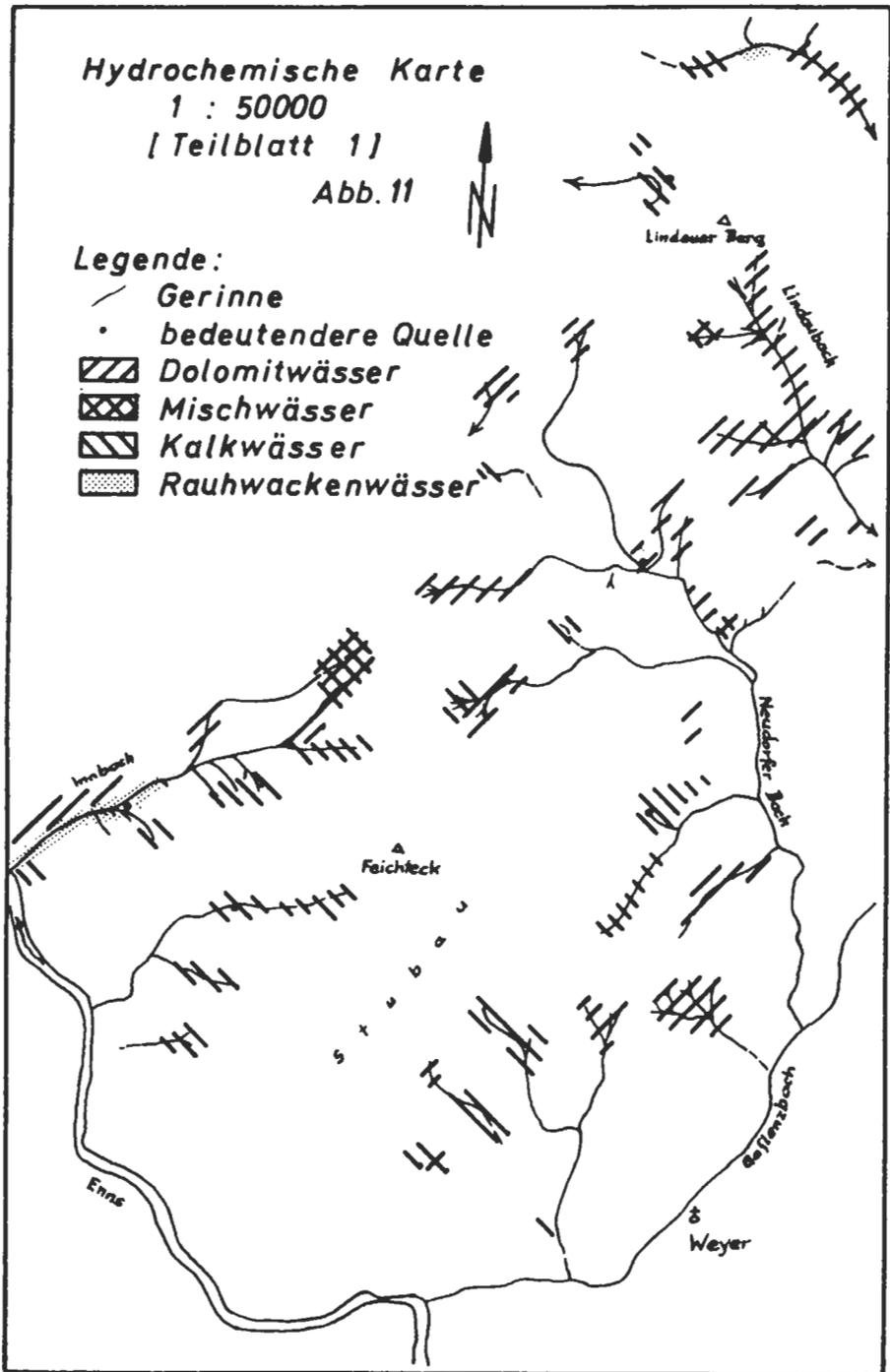
Rauhackewässer (stark sulfathaltig)

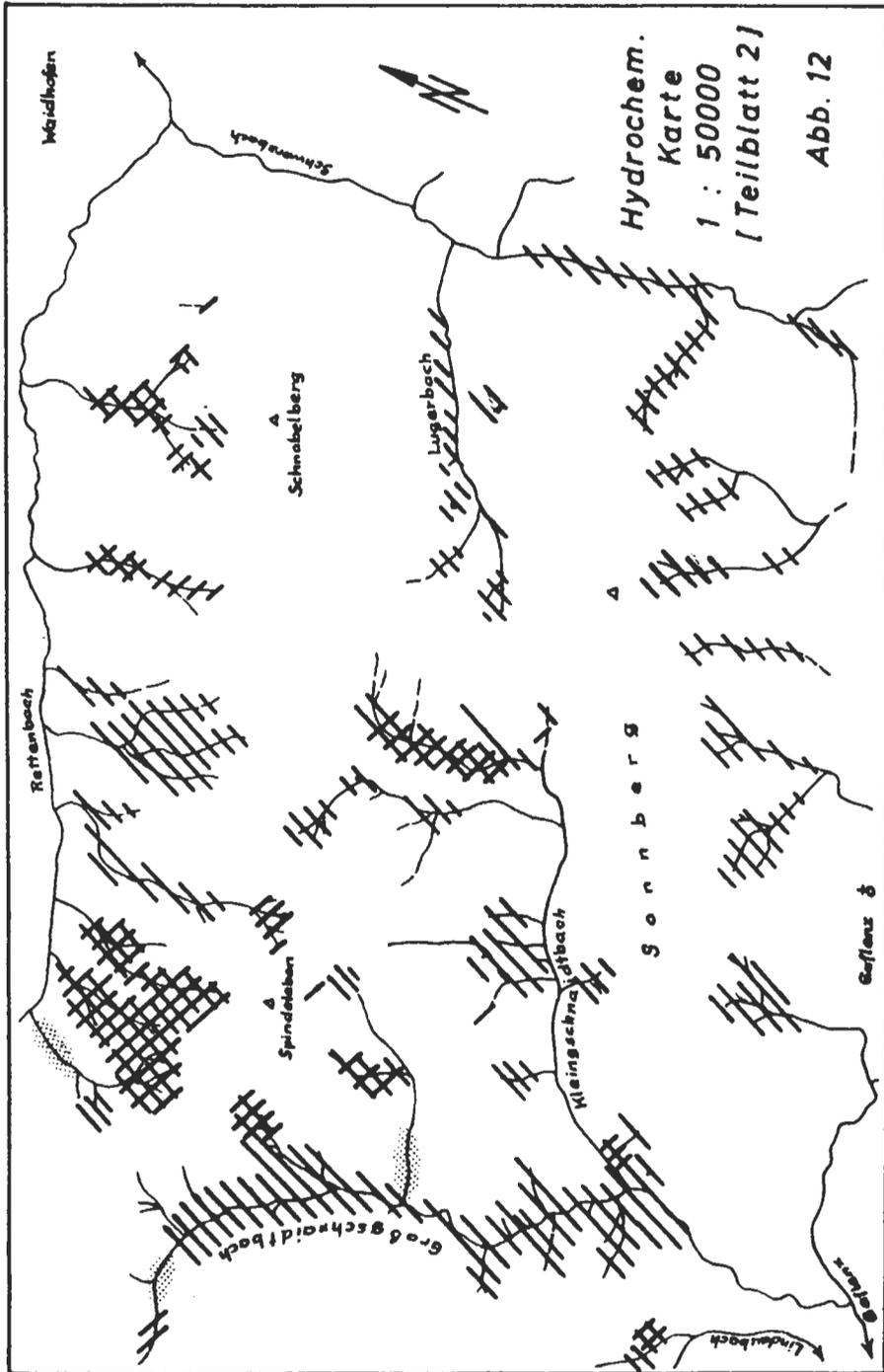
Die hydrochemische Abgrenzung ist schematisch in Abb. 10 dargestellt.



Die räumliche Verteilung der einzelnen Wassertypen ist in Abb. 11 und 12 ersichtlich.

Ebenso war eine Differenzierung zwischen Quell- und Gerinnwasser im pH-Wert feststellbar. Die pH-Werte der Quellwässer lagen im Mittel um pH 7,6, die der Bäche um 8,2. Verursacht wird diese pH-Zunahme durch Entweichen von physikalisch gelöstem CO_2 nach dem Quellaustritt. Diese Beziehung war besonders bei der Erkennung von optisch nicht erkennbarem „diffusen“ Zutritt von Quellwasser im Bachbett nützlich. Abschließend sei noch bemerkt, daß dieses Verhalten temperaturabhängig ist und daher vor allem in der warmen Jahreszeit zum Ausdruck kommt.





Manchmal hat die Verschiebung des CO₂-Gehaltes Sinterbildung zur Folge. Nur allzu oft ist Moos als wesentlicher Faktor daran beteiligt (PAVUZA & TRAINDL, 1982).

10. Bemerkungen zur Quellwassertemperatur

Aus der Literatur und aus eigenen Beobachtungen war es möglich, eine empirische Formelbeziehung für die höhenabhängige Temperatur der Quellwässer im Raum Weyer zu erarbeiten.

$$^{\circ}\text{C}_{\text{W}} = 11,09 - 0,0058 h$$

^oC_W . . . Wassertemperatur

h mittlere, durchschnittliche Seehöhe des Karstwasserspeichers (in Meter)

11. Bemerkungen zum Karstwasserspiegel

Hinweise für einen zusammenhängenden Karstwasserspiegel sind in der Literatur immer wieder zu finden (APEL 1971, F. BAUER 1978). Im grobklüftigen Gestein scheint er im allgemeinen recht tief zu liegen. Im Gegensatz dazu scheint sich im generell fein- bis mittelklüftigen Hauptdolomit, in dem im Untersuchungsgebiet immer wieder Tönhäutchen und mergelige Lagen eingeschaltet sind, ein System von vielen übereinanderliegenden Karstwasserkörpern auszubilden. Diese reichen bis in größere Höhen. Die einzelnen Tönhäutchen und Mergellagen wirken als relative Stauer, sodaß es zur Ausbildung vieler übereinander liegender Karstwasserkörper kommt. Trotz ihrer Stauerfunktion sind die Mergellagen und Tönhäutchen jedoch bis zu einem gewissen Grad durchlässig, sodaß das Wasser langsam vom höheren zum nächst tieferen Speicher sickern kann, bis es letztlich ein Niveau erreicht, das völlig mit Wasser erfüllt ist. Am Beispiel eines schematischen Schnittes durch den praktisch nur aus Hauptdolomit bestehenden Sonnberg möchte ich diese Vorstellung illustrieren (siehe Abb. 17).

12. Bemerkungen zur Klüftung

Auf Grund der starken tektonischen Zerrüttung der Gesteine im Untersuchungsgebiet ist vielfach keine bevorzugte Kluftrichtung festzustellen. Trotzdem sind bevorzugte Wegigkeiten für Karstwasser immer wieder im Bereich von im Satellitenbild erkennbaren Störungszonen zu bemerken. Dies spricht, großräumig gesehen, für eine stärkere Tektonisierung dieser Zonen.

13. „Frischwassertracerversuche“

Vor und nach einem starken Niederschlag wurden bei für die jeweiligen Karstwasserspeicher typischen Quellen die Änderung von Schüttung und elektrischer Leitfähigkeit beobachtet.

Ein Schüttungsanstieg (begründet durch erhöhten hydrostatischen Druck) zeigt, daß der versickernde Niederschlag den Karstwasserspiegel erreicht hat.

Ein Absinken der Leitfähigkeit im Quellwasser ist auf das Erreichen des „frischen“ Niederschlagswassers in der Quelle zurückzuführen (sicherlich gemischt mit schon vorher gespeichertem Karstwasser).

Durch die Beobachtung ausgewählter Quellen sind dadurch zwei Aussagen über den jeweiligen Karstwasserspeicher möglich. Und zwar über die mittlere Zeit die das versickernde Niederschlagswasser bis zum Erreichen des Karstwasserspiegels benötigt und zweitens über die minimale Zeitdauer, die das versickernde Niederschlagswasser bis zum Austritt in den Quellen benötigt (kurzfristiger Abfluß).

14. Bemerkungen zur Auswertung von Abflußganglinien

Eine mathematische Beschreibung der Trockenwetterabflußganglinien mit der von MAILLET aufgestellten Formel

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

allein war mir nicht möglich.

Jedoch konnte eine relativ gute Annäherung durch Kombination (Überlagerung) zweier verschiedener Exponentialfunktionen, berechnet nach der Formel von MAILLET erreicht werden.

$$Q_t = Q_{01} \cdot e^{-\alpha_1 t} + Q_{02} \cdot e^{-\alpha_2 t}$$

kurzfristiger langfristiger
Abfluß Abfluß

Q_t . . . Abfluß nach t Tagen, die seit der Messung von

Q_0 . . . maximale Schüttung zur Zeit t_0 verstrichen ist

α . . . Austrocknungskoeffizient (quellspezifisch)

. . . Koeffizienten 1 für kurzfristigen Abfluß

2 für langfristigen Abfluß

Man kann demnach also in der Trockenwetterfalllinie von Karstquellen zwei Teilkurven, entsprechend einem kurz- und langfristigen Abfluß unterscheiden.

Es ergeben sich aus all diesen Ausführungen folgende charakteristische Kennwerte:

Q_{01}, α_1 für den kurzfristigen Abfluß

Q_{02}, α_2 für den langfristigen Abfluß

Es ergaben sich im bearbeiteten Gebiet Schwankungsbreiten für

α_1 von 0,4 bis 1,5 und für

α_2 von 0,13 bis 0,005.

Allgemein kann man folgendes feststellen:

Je größer α , desto unausgeglichener ist der Abfluß. Die α -Werte sind hauptsächlich von der Art des Speichersystems, zum Teil aber sicherlich auch von dessen Größe abhängig.

Die Q_0 -Werte geben die Größenordnung des jeweiligen Abflusses wieder und können generell als Maß für die Speichergröße betrachtet werden.

15. Beschreibung der einzelnen Karstwasserspeicher

Abhängig von stratigraphischen und/oder tektonischen Rahmenverhältnissen können einzelne Karstwasserspeicher mehr oder weniger getrennt voneinander betrachtet werden (siehe Abb. 20). Die beschriebenen Modelle basieren auf geologischen, tektonischen, hydrochemischen und hydrologischen Untersuchungsergebnissen. Aus Platzmangel kann jedoch auf viele Detailergebnisse, fußend auf hydrochemischen und hydrologischen Untersuchungen nicht näher eingegangen werden.

Stubau-Karstwasserspeicher

Auf Grund der geologischen und tektonischen Verhältnisse sind im Bereich des Stubau zwei bzw. drei Karstwasserspeicher unterscheidbar, und zwar der Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeicher, der Stubau-Liegendschuppe-Frankenfelder Decke-Karstwasserspeicher sowie der weniger bedeutende Kreuzbergsspeicher. In schematischer Weise ist die Lagebeziehung dieser drei Karstwasserspeicher zueinander in den Abbildungen 13 und 14 dargestellt.

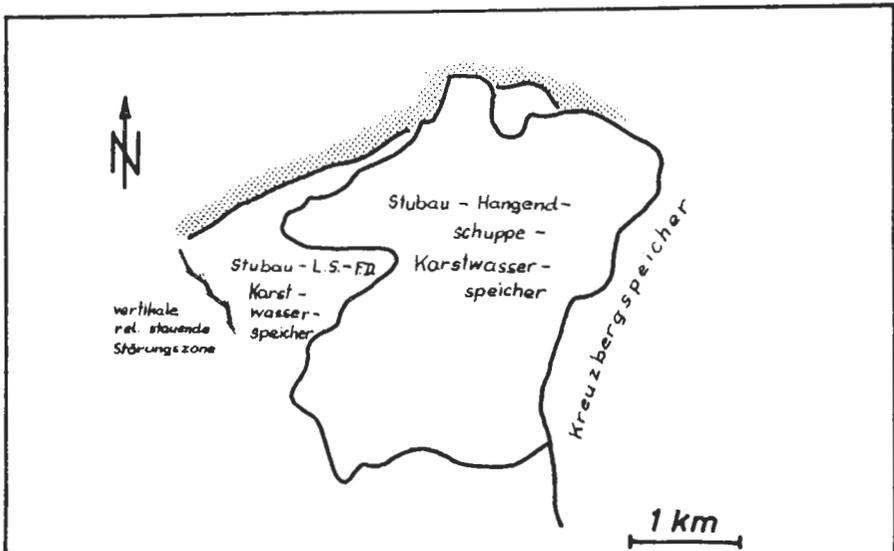


Abb. 13
Lage der Stubau - Karstwasserspeicher

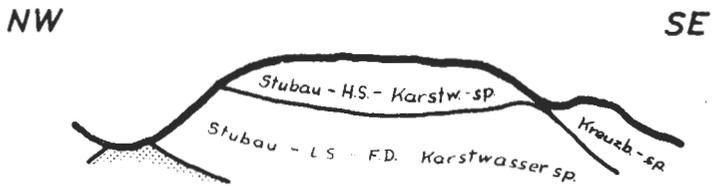
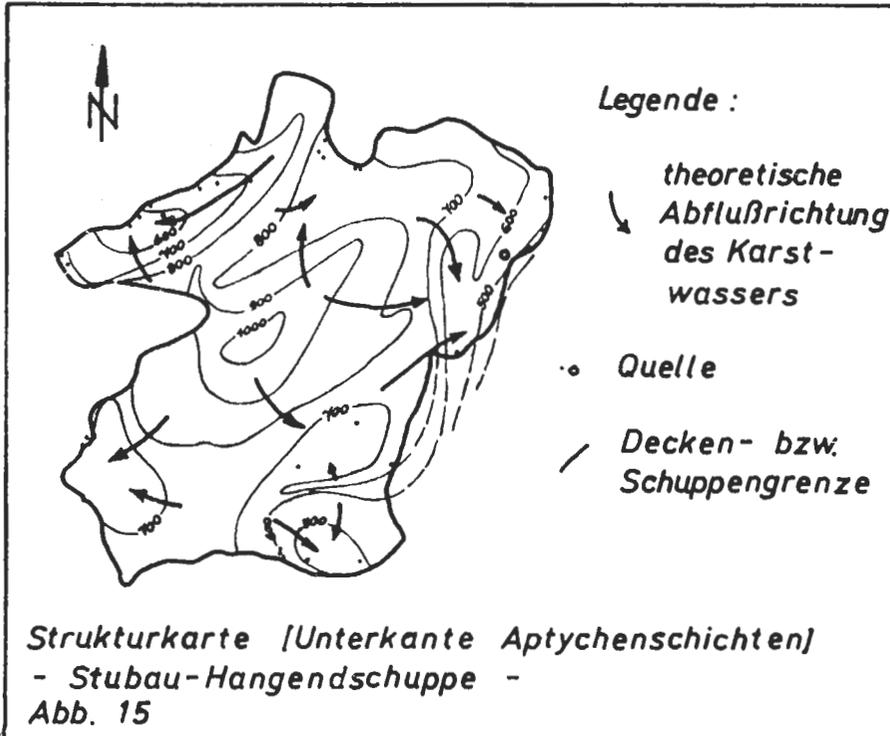


Abb. 14
schematischer Schnitt durch die
Stubau - Karstwasserspeicher

Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeicher:

Bestimmend für diesen Speicher sind die Aptychenschichten im Liegenden (siehe Abb. 8, Profil 1, 2) in die hauptsächlich Rhätkalk in Mulden eingebettet ist. Die Aptychenschichten wirken auf Grund der zwischengeschalteten Tonhäutchen als relative Stauer und Langzeitspeicher. Die Lagerungsverhältnisse der Aptychenschichten sind für die Fließrichtung des Karstwassers bestimmend (siehe Abb. 15).



Obwohl eine Auftrennung auf mehrere Teilbereiche möglich ist erfolgt die Hauptentwässerung des Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeichers doch gegen Nordosten in der Schwarzenbachgrabenquelle (siehe Abb. 18, 21).

Stubau-Liegendschuppe-Frankenfelder Decke-Karstwasserspeicher:

Die Entwässerung des hauptsächlich unter dem Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeicher gelegenen Karstwasserspeichers wird durch folgende hydrogeologische Fakten bestimmt:

Der zuunterst liegende (zur Cenomanrandzone gehörende) Kreidesandstein wirkt als Stauer. Eine mehr oder weniger vertikal stehende Störungszone, an der es zur Rekristallisation von Calcit kam, wirkt ebenfalls stauend. Sie reicht etwa vom Innbachgraben entlang des Ennstales einen Kilometer gegen Südosten.

Auf Grund dieser Fakten entspringt artesisch aufsteigendes Quellwasser im Innbachgraben im Stau bzw. aus den obersten Bereichen des Kreidesandsteins. Beweis für dieses Modell ist die gegenüber normalen Verhältnissen zu hohe Quellwassertempera-

tur der Quellen im Innbachgraben (die zudem auch im Jahreslauf praktisch unverändert bleibt) und hydrochemische Untersuchungsergebnisse.

Ein anderer Teil des im Stubau-Liegendschuppe-Frankenfelder Decke-Karstwasserspeicher gespeicherten Wassers tritt im Norden des Stubau in einem kleinen Seitental aus. Auch hier ist der Quellwasseraustritt durch die stauende Wirkung des unterlagernden Sandsteins begründet (siehe Abb. 13, 14).

Ein weiterer Teil des hier gespeicherten Karstwassers erscheint an einer etwa 45 Grad steilen Störungszone im SW des Stubau (Abb. 4, 6, 18) etwas östlich der stauenden, vertikalen Störungszone. Die Schüttung der in diesem Bereich entspringenden Quellen verringert sich von Norden nach Süden. Dies ist durch die nur lokale Ausdehnung der vertikalen Störungszone begründet.

Wie sich aus Wasserbilanzberechnungen und aus hydrochemischen Untersuchungsergebnissen ergab, beeinflusst der obere Karstwasserspeicher den darunterliegenden. Etwa ein Drittel des am Stubau-Plateau versickernden Niederschlags sickert allmählich durch die Aptychenschichten des Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeichers und speist so den darunterliegenden Karstwasserspeicher.

„Frischwassertracerversuche“ erbrachten folgende Ergebnisse:

Versickerndes Niederschlagswasser tritt innerhalb von 12 Stunden wieder aus dem oberen Speicher (Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeicher) in der Schwarzenbachgrabenquelle aus. Es benötigt etwa drei Tage, um durch die Aptychenschichten in den darunterliegenden Karstwasserspeicher zu sickern. Wie lange das Wasser benötigt um die artesischen Quellen im Innbachgraben zu erreichen, kann mit diesen Methoden nicht festgestellt werden. Möglicherweise könnten Isotopenmethoden der Lösung dieser Frage förderlich sein.

Einen zusammenfassenden Überblick über die Hauptabflußrichtungen des Karstwassers gibt Abb. 21. Sie ist auf Grund der geologischen und tektonischen Verhältnisse im oberen Speicher vor allem gegen Nordost gerichtet, im unteren Karstwasserspeicher vor allem gegen Nordwesten und Norden.

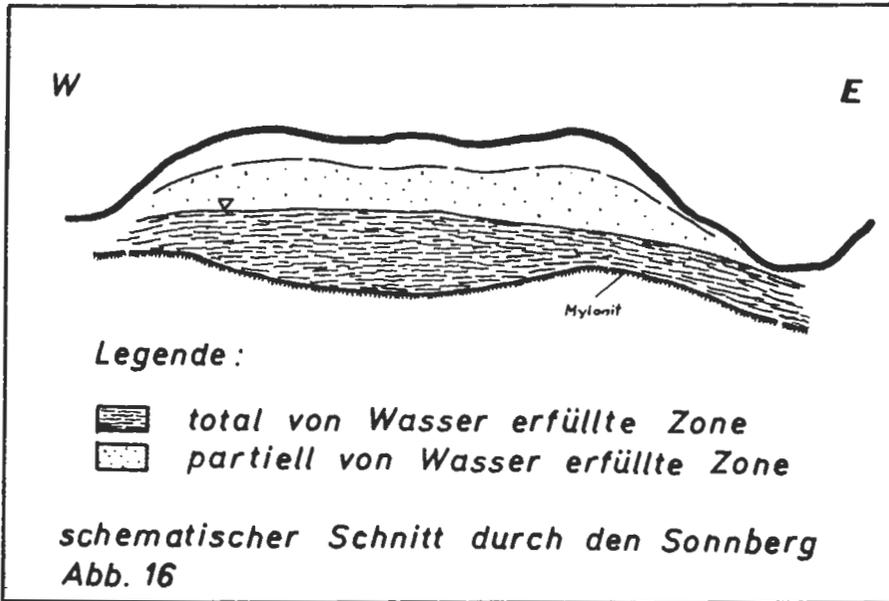
Kreuzbergsspeicher:

Dieser, tektonisch zum Hauptteil der Lunzer Decke zugehörige Karstwasserspeicher besteht nur aus Hauptdolomit. Er wird vermutlich nur geringfügig von den benachbarten Stubau-Karstwasserspeichern beeinflusst. Die Entwässerungscharakteristik ist ähnlich der des Sonnberg-Karstwasserspeichers. Auf Grund der Wasserbilanz muß jedoch angenommen werden, daß ein Großteil des hier gespeicherten Karstwassers in den Lockersedimentkörper des Gaflenztales einsteigt.

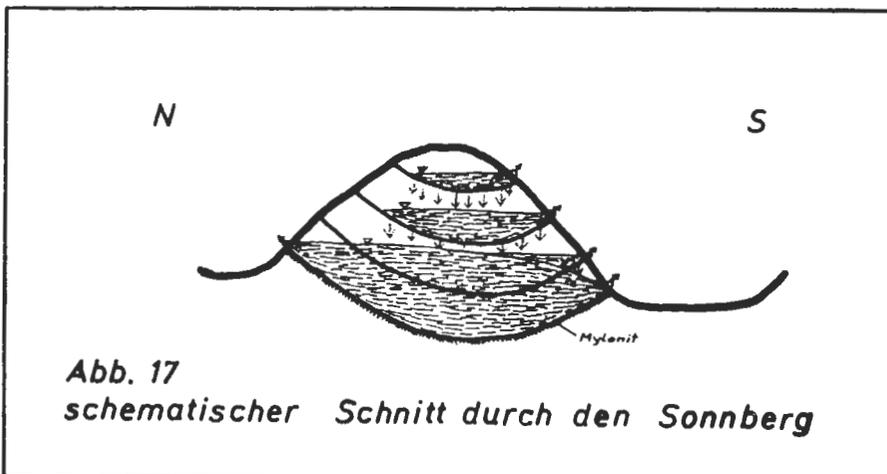
Sonnberg-Karstwasserspeicher

Wesentlich für diesen Hauptdolomitspeicher ist die etwa W-E-gerichtete Muldenstruktur und die Stockwerkstektonik im Grenzbereich Hauptdolomit/Opponitzer Schichten, wodurch eine abdichtende Mylonitlage entstand. Ebenso sind die immer wieder im Hauptdolomit auftretenden, teilweise stauend wirkenden Tonhäutchen und Mergellagen für die Hydrogeologie wichtig (siehe Kapitel „Hydrogeologische Bedeutung der einzelnen Schichtglieder“). Aus der Struktur der Hauptmulde resultiert eine muldenachsenparallele Klüftung. Verbiegungen der Achse hatten dazu senkrecht stehende Klüftung zur Folge. Zusammen mit den etwa N-S-verlaufenden Störungen aus dem Satellitenbild ergibt das einen hinsichtlich der Kluftrichtungen regelmäßigen Klufkörper.

Ein wesentliches Faktum für die Entwässerung des Sonnberg-Karstwasserspeichers ist die Struktur bzw. die Lagerung des unter dem Hauptdolomit liegenden Mylonithorizontes. Er bildet im Bereich des Sonnbergzuges ein „Becken“, fällt aber in der weiteren Folge nach Osten ab (siehe Abb. 16).



Dementsprechend erfolgt auch die Hauptentwässerung Richtung Osten. Karstwasser aus diesem Speicher tritt diffus im Waidhofenbach (= Schwarzbach) aus. Zu einem guten Teil dürfte es auch in den gespannten Grundwasserkörper des Schwarzbachtals einspeisen. Ein weiteres Charakteristikum des Sonnberg-Karstwasserspeichers ist die asymmetrische Muldenstruktur, wodurch Quellen vornehmlich im Süden austreten (siehe Abb. 17), kaum aber im Norden. Die einzige bemerkenswerte Quelle im Norden des Sonnbergs ist im Kreuzungsbereich von im Satellitenbild erkennbaren Störungen bei Mitterlug zu finden.

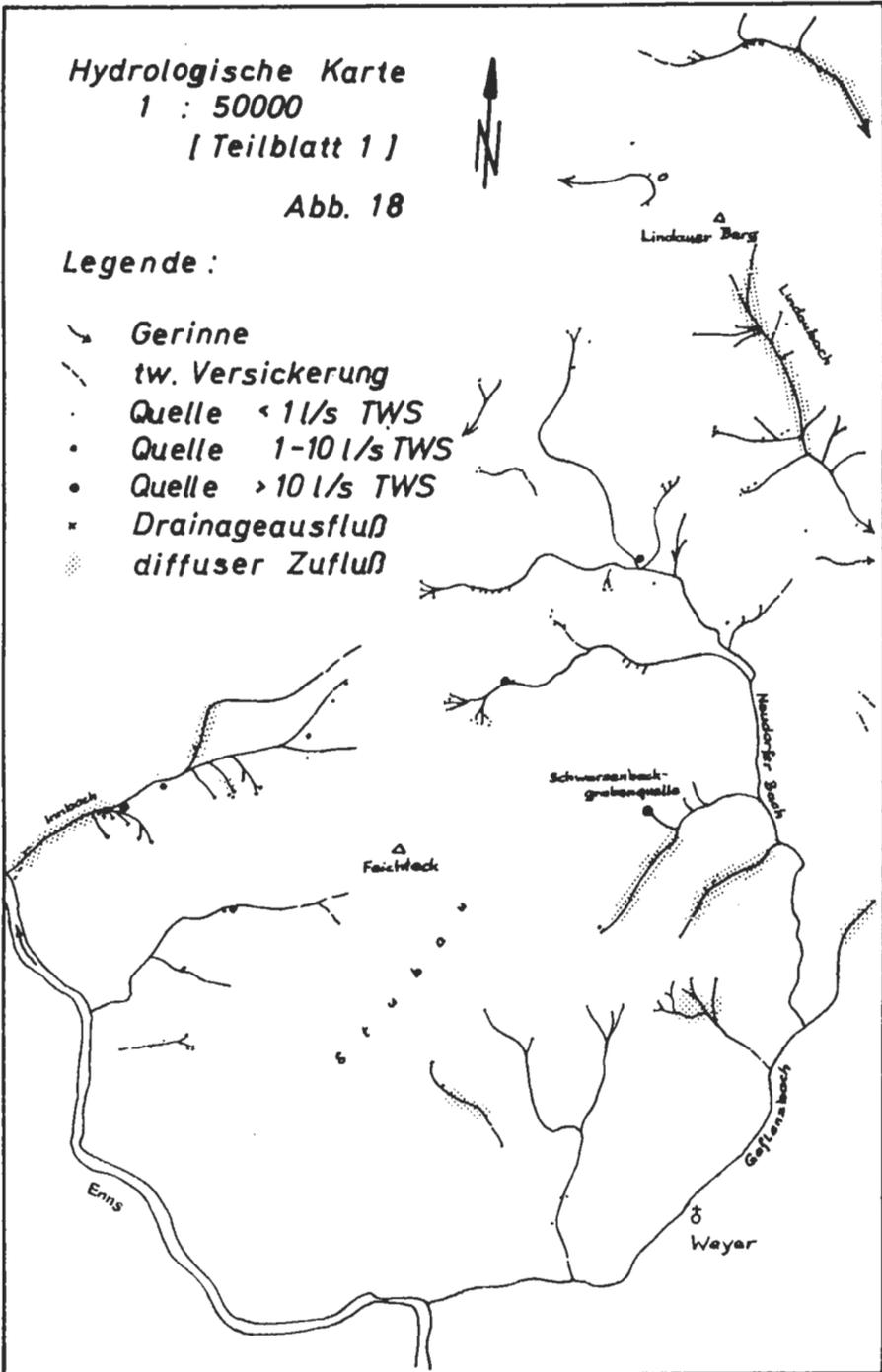


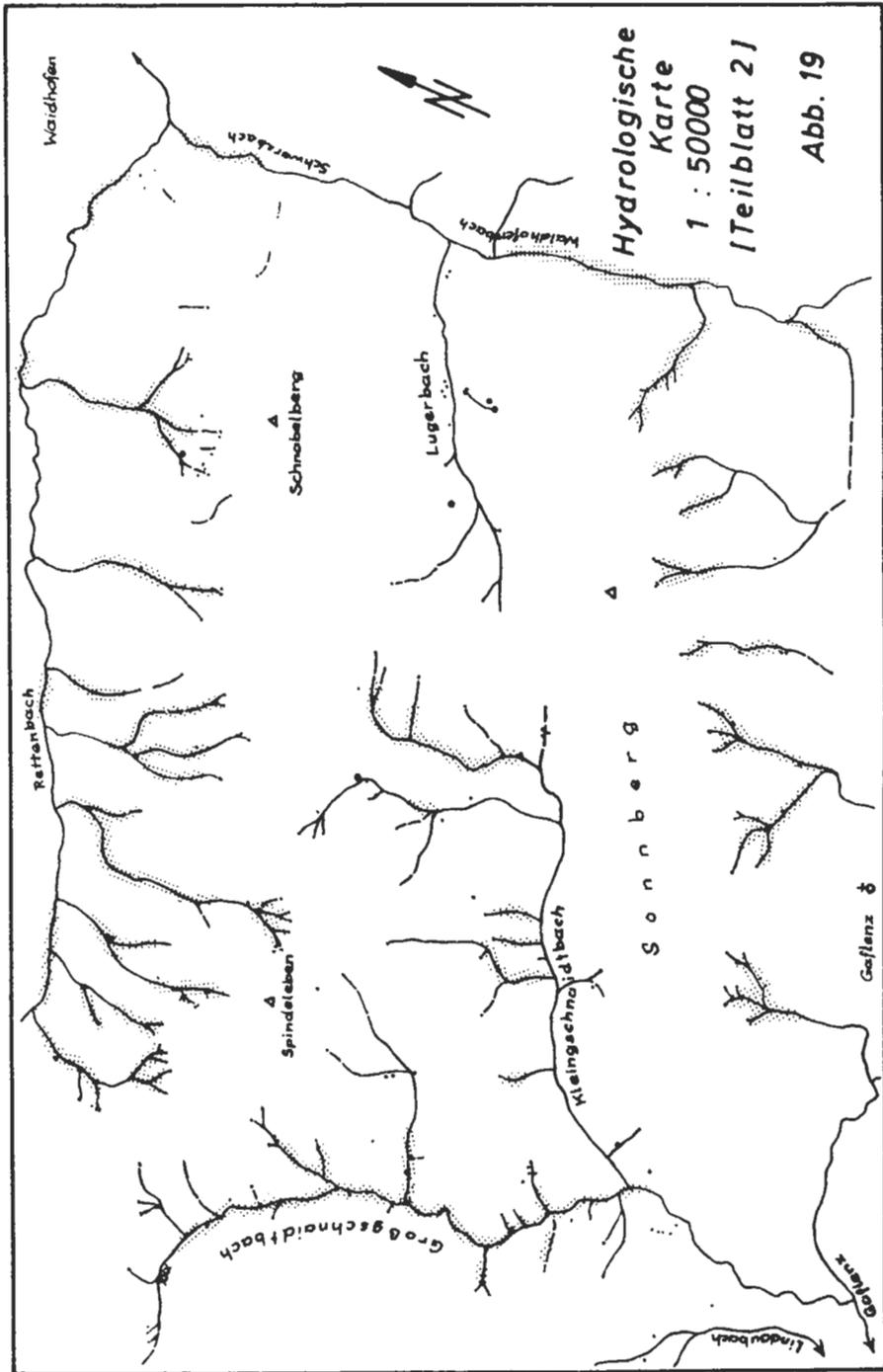
Hydrologische Karte
1 : 50000
[Teilblatt 1]

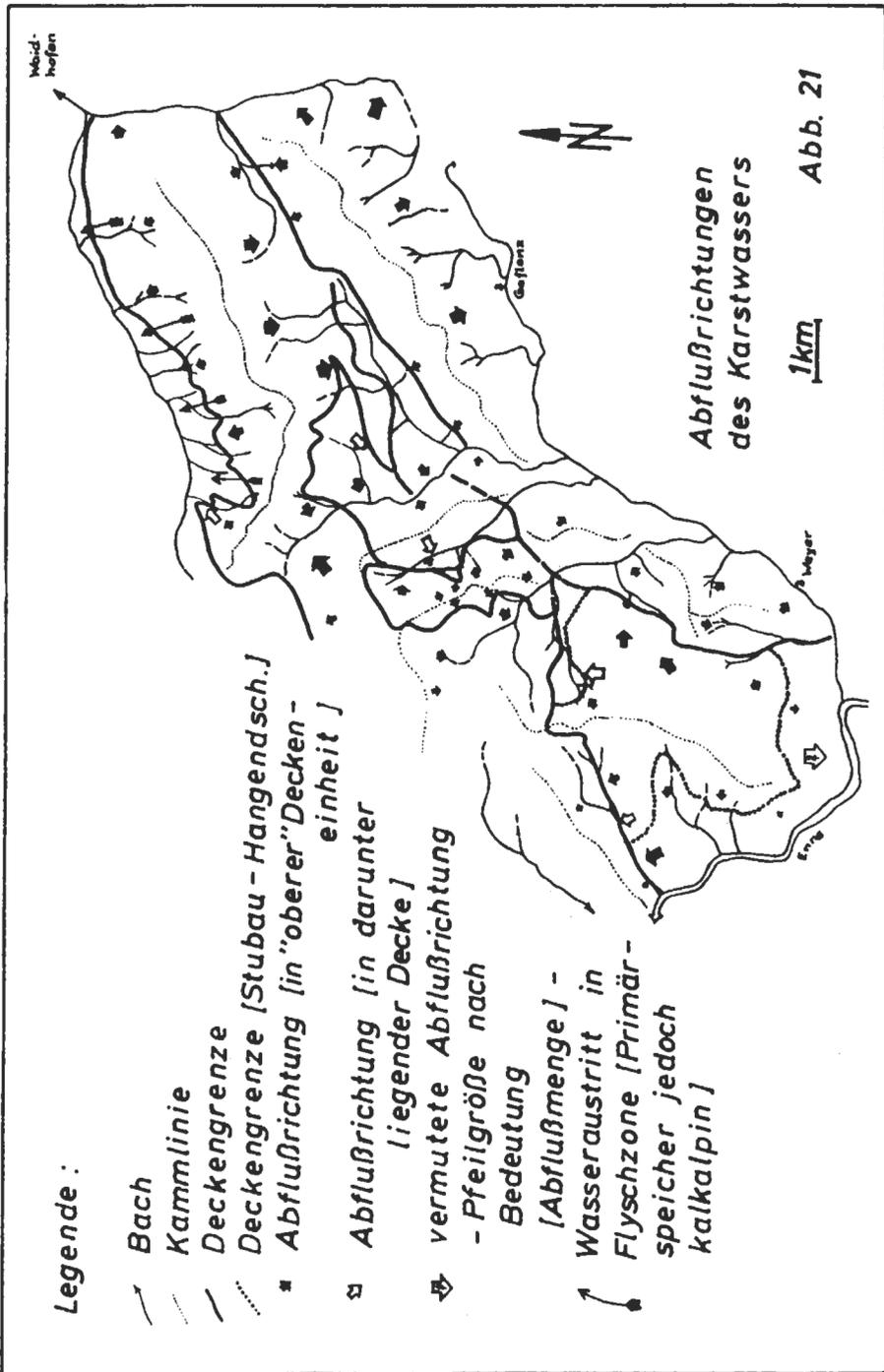
Abb. 18

Legende :

-  Gerinne
-  tw. Versickerung
-  Quelle < 1 l/s TWS
-  Quelle 1-10 l/s TWS
-  Quelle > 10 l/s TWS
-  Drainageausfluß
-  diffuser Zufluß







Schnabelberg-Spindeleben-Karstwasserspeicher

Wesentlich für die hydrogeologischen Verhältnisse in diesem Karstwasserspeicher sind die nach Süden abtauchenden Kreidesandsteine der Flyschzone sowie einzelne großräumige Störungszonen.

Der Schnabelberg-Spindeleben-Karstwasserspeicher ist aus einer Vielzahl von Gesteinen zusammengesetzt. Der Hauptanteil wird aber durch Hauptdolomit getragen. Obwohl dieser Karstwasserspeicher nach allen Seiten entwässert, können doch im Gesamtüberblick gewisse Präferenzen festgestellt werden. Die Entwässerung gegen Norden ist so gesehen von eher geringerem Ausmaß. Bemerkenswert ist hier vor allem, daß primär in kalkalpinen Gesteinen gespeichertes Wasser sekundär aus den unterlagernden Kreidesandsteinen der Flyschzone, teilweise im Stau an Mergeln der Klippenzone austritt (siehe Abb. 21). Wesentlich größer (bezogen auf die Austrittsfläche) sind die diffusen Quellaustritte im Schwarzbach und im oberen Großschnaidtbach, die sicher zum Großteil aus diesem Speicher stammen. Ebenso relativ stark sind die Quellaustritte im Süden des Speichers. Dazu zählt der diffuse Quellaustritt im unteren Großschnaidtgraben, im Lindaubach, ebenso wie der größere Quellaustritt im Kronsteingraben, die alle anscheinend aus diesem Karstwasserspeicher gespeist werden. Eine gewisse Stauwirkung an der Überschiebungsfrent der Lunzer Decke, zusammen mit lokalen Einflüssen wie zum Beispiel Störungszonen, begründen diese Quellaustritte.

Der Schnabelberg-Spindeleben-Karstwasserspeicher hat lediglich den Großschnaidtgraben als relative Begrenzung. Die Fortsetzung gegen Westen wurde von mir Hippberg-Antiklinale-Karstwasserspeicher genannt. Auch dieser trägt zur Speisung des Großschnaidtbaches bei. Er beeinflusst aber auch noch den westlichsten Teil des Schnabelberg-Spindeleben-Karstwasserspeichers (vor allem im Bereich Maurermühle).

Lindauer Berg-Hangendschuppe-Karstwasserspeicher

Die Charakteristika dieses Karstwasserspeichers sind ähnlich denen des Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeichers. Auch hier wirken die zuunterst liegenden Aptychenschichten als relative Stauer und beeinflussen durch ihre Lagerung die jeweilige Abflußrichtung des Karstwassers. Ebenso wie auch im Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeicher sickert auch hier ein beträchtlicher Teil des versickernden Niederschlagswassers durch die Aptychenschichten und erreicht so den darunterliegenden Karstwasserspeicher.

Apfaltermulden-Karstwasserspeicher

Dieser Karstwasserspeicher liegt zwischen dem bereits erwähnten Sonnberg-Karstwasserspeicher und dem Kreuzberg-Karstwasserspeicher. Er ist zwar von ähnlicher geologisch-tektonischer Charakteristik, weist jedoch im Vergleich mit dem Sonnberg-Karstwasserspeicher in der Wasserbilanz beim austretenden Quellwasser ein starkes Defizit auf (siehe Abb. 20). Verursacht durch die vermutlich in diesem Bereich unter der Talsohle liegenden (stauenden) Mylonitzone scheint hier ein Übertritt von Karstwasser in den Lockersedimentkörper des Gaflentzals zu erfolgen.

Stirnfalten-Karstwasserspeicher der Lunzer Decke

Im wesentlichen wird dieser Speicher von Hauptdolomit und Opponitzer Schichten aufgebaut. Quer durch diesen Speicher verläuft die Großschnaidtgrabenstörung. Gemeinsam mit dem Schnabelberg-Spindeleben-Karstwasserspeicher und

dem Hippberg-Antiklinale-Karstwasserspeicher speist er allem Anschein nach auch diffus in den Großschnaidtbach ein. Auch im unteren Forstaugraben erscheint ein wesentlicher Teil des hier gespeicherten Wassers.

16. Bemerkungen zur Wasserbilanz

Wasserbilanzberechnungen über das gesamte Jahr erbrachten im wesentlichen folgendes Ergebnis (siehe Abb. 20):

Im allgemeinen tritt etwa 25–30 % des Jahresniederschlags wieder in Quellen aus. Bei im Norden des Untersuchungsgebietes gelegenen Karstwasserspeichern ist es meist prozentuell mehr als bei südlicher gelegeneren. Dies ist wohl darauf zurückzuführen, daß von Norden nach Süden ein kontinuierlicher Übergang vom Seichten in den Tiefen Karst erfolgt (modifiziert durch die jeweiligen geologisch-tektonischen Verhältnisse) und daher vor allem bei den südlich gelegeneren Karstwasserspeichern ein Übertritt von Karstwasser in den Lockersedimentkörper der Talfüllungen erfolgt. Da die Verdunstung und Evapotranspiration im ganzen Gebiet im wesentlichen in einer ähnlichen Größenordnung liegen wird, muß bei Karstwasserspeichern, die durch ein beträchtliches Defizit des aus diesem Speicher austretenden Quellwassers auffallen, ein verstärkter unterirdischer Abfluß, sei es nun in einen darunterliegenden Karstwasserspeicher oder in den Lockersedimentaquifer der Talalluvionen, angenommen werden.

17. Literatur

- APEL, R., 1971: Hydrogeologische Untersuchungen im Malmkarst der Südlichen und Mittleren Frankenalb. – *Geologica Bavarica*, 64, 268–355, München.
- BAUER, F., 1978: Karstwasser. – *Wiener Mitt. (Wasser-Abwasser-Gewässer)*, 27, Wien.
- GEZE, B., 1965: *La Speleologie Scientifique*. – Paris (Ed. du Seuil).
- HUSEN, D. van, 1967: Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 18, 249–268, Wien.
- PAVUZA, R., 1982: Karsthydrogeologie der Kalkvoralpen im Gebiet Waidhofen/Ybbs – Opponitz – Weyer (NÖ, OÖ). – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien.
- & TRAINDL, H., 1982: Quellsinterbildungen. – *Karst-Bull.*, 3, 2. Jg., 6–8, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. I. Die Eiszeiten in den Nördlichen Kalkalpen. – 393 S., 56 Abb., 11 Taf., 8 Kart., Leipzig (Tauchnitz).
- ROSENBERG, G., 1960: Die Stubau-Falkensteingruppe bei Weyer, Nördliche Kalkalpen. – *Verh. geol. B.-A.*, 1960, 32–56, Wien.
- SCHNABEL, W., 1970: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 19, 131–188, Wien.
- , 1971: 34. Bericht über geologische Arbeiten auf Blatt Großbraming (69). – *Verh. geol. B.-A.*, 1971, H. 4, S. 79 A, Wien.
- TOLLMANN, A., 1964: Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 14/15, 89–124, Wien.
- , 1973: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Tl. 1, Wien (Deuticke).
- , 1973: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Tl. 2, 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- , 1976: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Tl. 3, 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke).

- TRAINDL, H., 1982: Hydrogeologie der Kalkvoralpen im Raum Waidhofen/Ybbs –Weyer. – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak., Univ. Wien.
- , 1982: Hydrogeology of a pre-alpine karst-area in Austria. – Proc. II. Int. Symp. „utilization of karst areas“, Bari (in Druck).